

17655

ANUARUL
INSTITUTULUI
GEOLOGIC

AL

ROMÂNIEI

VOLUMUL XXI

ANNUAIRE DE L'INSTITUT
GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XXI



MONITORUL OFICIAL ȘI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI

1941



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL — CONTENU

	<u>Pagina</u> <u>Page</u>
I. BĂNCILĂ. Étude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpates orientales)	1
M. PAUCĂ. Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma	119
ST. GHKA-BUDEŞTI. Les plagioclases farcis et la métablastèse des granogneiss	175
T. P. GHIŢULESCU et M. SOCOLESCU. Étude géologique et minière des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes)	181
G. ATANASIU. Cartes magnétiques de la Bucovine	465



PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Director: MACOVEI G., profesor la Politehnică, membru al Academiei Române

Subdirector: MURGEANU G., geolog șef cl. III.

I. SERVICIUL GEOLOGIC

Secția de geologie

CANTUNIARI ȘT., geolog șef cl. I.
JEKELIUS E., geolog șef cl. II.
ȘTEFĂNESCU D., geolog șef cl. III.
KRÄUTNER TH., geolog șef cl. III.
CODARCEA AL., geolog cl. I.
OLTEANU C., geolog cl. II.
ILIE MIRCEA, geolog cl. II.
GHICA-BUDEȘTI ȘT., geolog cl. II.
PETRULIAN N., ing. șef cl. II.
DUMITRESCU I., geolog cl. III.
JOJEA T., geolog cl. III.
CERNEA G., geolog cl. III.
GHEORGHIU C., geolog cl. III.
GHIERASI N., geolog cl. III.
ONCESCU N., geolog cl. III.
PAPIU V. CORVIN, geolog stagiar.
RĂILEANU GR., geolog stagiar.



Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

ȘTEFĂNESCU S. S., inginer șef cl. I.
SOCOLESCU M., inginer șef cl. I.
BĂRBAT T.H., inginer șef cl. II.
STOENESCU Sc., ing. ord. cl. II.
DUMITRU S., subing. ord. cl. II.

Biroul Cartografic

WAHNIG F., artist specialist șef.
HAGIU A., artist specialist principal cl. I.
PETRESCU I., artist specialist principal cl. III.
GEORGESCU GR., artist specialist stagiar cl. II.
ȚOIU D., artist specialist principal cl. III.
BOLTRES P., fotograf principal cl. III.
ISTRATI AL., artist specialist stagiar cl. II.

Biblioteca

CERNESCU MARIA, bibliotecar.
ILIESCU C., șef de birou cl. II.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

ENCULESCU P., geolog șef cl. I.
PROTOPOPESCU-PACHE E., geolog șef cl. I.
CERNESCU N., chimist cl. I.
POPOVĂȚ M., geolog cl. II.
POPEA FLORICA, chimist cl. III.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

CASIMIR E., chimist șef cl. I.
ZAMFIRESCU L. ELIZA, chimist șef cl. II.
CREANGĂ C., chimist șef cl. III.
PETRESCU P., chimist șef cl. III.
DIMITRIU M., ing. șef cl. II.
FILIPESCU M., ing. ord. cl. II.
BĂLĂNESCU SANDA, chimist cl. III.



IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

IOANOVICI GH., subdirector cl. II.
NASTEĂ CHR., șef de secție cl. I.
POPOVICI ȘT., șef birou cl. I.
CUJBĂ ELENA, steno-translatoare cl. I.
TURCU ANA, dactilografă șef cl. II.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

RĂDULESCU C., mecanic principal cl. III.
STAN C., mecanic cl. I.
NILCA I., mecanic cl. II.
IORDACHE N., șofer cl. I.

Atelierul de secțiuni subțiri

BUTNARIUC N., laborant cl. V.

Laboranți și oameni de serviciu

VOICU D., laborant cl. II.
MOLNAR E., laborant cl. II.
PREDA C., laborant cl. V.
POTOR G., om de serviciu cl. II.
MAREȘ I., om de serviciu cl. II.
VECERDI P., om de serviciu cl. II.
BĂRDAȘ D., om de serviciu cl. III.
BARBONEA D., om de serviciu cl. III.
IORDAN AL., agent agricol stagiar
MURARIU D., om de serviciu cl. III.
TURCU A., om de serviciu cl. III.
FLOREA D., om de serviciu cl. III.
GÂȘ ȘT., om de serviciu cl. IV.



ÉTUDE GÉOLOGIQUE DANS LES MONTS HĂGHIMAȘ-CIUC (CARPATES ORIENTALES)

PAR

ION BĂNCILĂ

TABLE DES MATIÈRES

	<u>Page</u>
<i>Situation et historique</i>	3
<i>Structure géologique. Généralités</i>	7
I. Les Schistes cristallins	8
A) La série chlorito-phylliteuse	9
1. Roches sédimentaires métamorphisées en épizone	10
a) Calcaires cristallins	10
b) Quartzites noirs	12
c) Quartzites blancs sériciteux	14
d) Chloritoschistes à calcite	14
e) Chloritoschistes à quartz	16
2. Roches éruptives métamorphisées en épizone	17
a) Les gneiss sériciteux	17
b) Les schistes sériciteux	17
c) L'hällefrinta	18
3. Injections (gneiss œillés)	19
a) Les gneiss œillés rouges	19
b) Les gneiss œillés blancs	20
B) La série gneissique	22
1. Roches d'injection à caractère massif	22
a) Diorites gneissiques	22
b) Granites gneissiques	24
a) Le granite gneissique rose	25
b) Le granite gneissique gris	25
2. Roches métamorphiques de type mésozonal	26
a) Orthogneiss à biotite	26
b) Micaschistes à grenats	27
c) Gneiss à muscovite	28



	Page
d) Amphibolites	28
a) Amphibolites schisteuses	28
β) Amphibolites à quartz	30
C) Roches filoniennes	31
D) Caractéristique pétrographique générale du cristallin	32
E) Observations tectoniques sur le cristallin	36
1. Le plissement du cristallin	39
2. L'âge du cristallin et la succession des séries	41
3. Les rapports entre les séries cristallines et le sédimentaire	42
II. Les dépôts mésozoïques de la cuvette marginale du Hăghimaş et du Ciuc	50
A) Le Trias	51
1. Le Trias inférieur	51
a) Conglomérats à facies Verrucano	51
b) Grès siliceux	52
c) Dolomies	53
2. Le Trias moyen	56
3. Le Trias supérieur	57
B) Le Jurassique	61
1. Le Rhétien	61
2. Le Lias	62
3. Le Dogger	63
a) Les conglomérats	64
b) Les grès calcaires	64
c) Calcaires gréseux oolitiques	65
d) Schistes argileux-gréseux noirs	66
4. Le Malm	68
a) Les jaspes à Radiolaires	68
b) Le Kimeridgien. Couches à <i>Aspidoceras acanthicum</i>	73
c) Les calcaires tithoniques	76
C) Le Crétacé	81
1. Valanginien-Hauterivien	81
a) Couches à <i>Aptychus</i>	82
b) Couches de Sinaia	83
2. Le Barrémien-Aptien	86
3. Les conglomérats	88
III. La tectonique de la cuvette marginale	94
Généralités	94
A) Le flanc interne	96
B) Le flanc externe	100
C) L'axe de la Cuvette	102
IV. Le Pliocène	104
V. Roches éruptives d'âge récent	106
A) Andésites	107
B) Tufs et agglomérats volcaniques	109
C) La provenance du matériel volcanique	110
VI. Conclusions générales	111
Bibliographie	115
Carte géologique au 1:50.000, coupes géologiques au 1:50.000	

SITUATION ET HISTORIQUE

La région qui fait l'objet de la présente étude, est traversée par les vallées supérieures de l'Olt, du Trotuș et du Bicăz. Elle comprend la partie méridionale du Massif du Hăghimaș, toute la chaîne des Monts du Ciuc, de même que la partie occidentale des Monts de Tarcău ; elle englobe une superficie de 900 Km².

Du point de vue géologique, la région intéresse les trois grandes unités des Carpates orientales : à l'W la zone des éruptions tertiaires de Călimani-Hărghita, au centre la zone cristalline qui supporte les dépôts sédimentaires de la Cuvette marginale, à l'E la zone du Flysch.

Les données géologiques les plus anciennes sont dues à F. S. BEUDANT ¹⁾, qui, au cours d'un voyage entrepris en 1812 dans l'ancienne Autriche-Hongrie, a traversé le pays des Sycules. Ses données n'ont plus aujourd'hui qu'une valeur historique. La carte géologique de l'Autriche, dressée par BEUDANT, indique dans la région du Ciuc la présence de trois formations : « trachytes » à l'W de l'Olt ; « terrains de transition » (grauwacke), constituant le massif principal de Hăghimaș-Ciuc et « grès carbonifères », correspondant à peu près à l'actuelle zone du Flysch.

— Vingt ans après (1832) LILL v. LILLENBACH entreprend aussi un voyage dans cette région et fait sur le terrain des remarques plus précises ; ces observations ont été rassemblées et mises en ordre par A. BOUÉ, qui les publiait en 1833 ²⁾. LILL v. LILLENBACH distingue quatre grandes zones : « schistes cristallins », « calcaires crétacés », « grès carpatiques » et « trachytes ».

— En 1834, A. BOUÉ joint ses propres considérations aux notes rédigées par v. LILLENBACH et dresse, sur ces bases, une carte géologique ³⁾.

— En 1854, A. BIELZ établit une nouvelle carte de la Transylvanie ⁴⁾, légèrement modifiée en ce qui concerne notre région. Il y introduit des données qui la rapproche de la réalité. Ainsi, les schistes cristallins occupent la région entre l'Olt et la Valea Dămucului, réunissant les deux ailes principales du cristallin que nous connaissons aujourd'hui et se prolongeant vers le S, jusqu'à Frumoasa. Dans la direction du Hăghimaș et du Ciuc septentrional, des calcaires jurassiques (liasiques ?) se superposent au cristallin.

¹⁾ F. S. BEUDANT. Voyage minéralogique en Hongrie, pendant l'année 1812.

²⁾ LILL v. LILLENBACH. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpathes. *Mém. Soc. Géol. de France*, Série I, T. II, pp. 237—316. Paris, 1833.

³⁾ A. BOUÉ. Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmorosch, la Transylvanie etc. *Mém. Soc. Géol. de France*, Série I, T. I. Paris 1834.

⁴⁾ A. E. BIELZ. Karte der geognostischen Verhältnisse des Grossfürstentums Siebenbürgen. Sibiu 1854.

— C'est à cette époque de connaissances vagues, qu'en 1863, HAUER et STACHE ont publié la « Geologie Siebenbürgens »¹⁾.

Ces auteurs distinguent dans notre région, trois groupes de formations à l'E de la zone éruptive :

a) Le groupe occidental, composé de roches anciennes, cristallines. Cette formation commence au S de Frumoasa et se maintient en s'élargissant, vers le N.

b) Le groupe moyen, formé par des calcaires jurassiques et des conglomérats éocènes, qui se développent le long de la chaîne Naskalat — Terkö — Öcsém — Teteje — Hăghimaşul Mare — Ciofronca, pour aboutir au Ceahlău.

c) Le groupe oriental, formé de grès carpatique, qui se développe vers l'E à partir de la crête du Tărhăuş.

— En 1878, HERBICH réunit dans un seul volume les notes et observations faites sur la région orientale de la Transylvanie, pendant 19 ans (de 1859 à 1878). Les données contenues dans cette étude, représentées sur la carte géologique « 1 : 4000 ». (1 : 288.000) qu'il présente, mettent en lumière une nouvelle géologie de la région²⁾.

Dans la zone des schistes cristallins de l'W, HERBICH distingue deux séries : celle des gneiss, qui se présente sous la forme d'une bande étroite, interrompue par endroits, parallèle au versant occidental du Hăghimaş et celle des micaschistes, qui se développe à l'W de la précédente, au contact des trachytes de la Hărghita.

L'auteur distingue, dans le complexe des micaschistes, des calcaires cristallins qu'il sépare à l'W de Săndominic, des schistes siliceux et graphiteux, des micaschistes à amphibole. Il tente en même temps d'horizonter les séries cristallines, situant les calcaires à la base et les gneiss à la partie supérieure. Plus tard, I. ATANASIU y voit cependant une succession inverse.

Les contributions les plus importantes d'HERBICH, se réfèrent à la succession des dépôts de la série sédimentaire du Hăghimaş, étude qui l'avait préoccupé pendant dix ans. Il y distingue les formations suivantes :

- Permien (Dias),
- Trias inférieur,
- Trias supérieur,
- Rhétien
- Lias (facies d'Adneth),
- Dogger (couche de Klauss),
- Malm (couches à *Aspidoceras acanthicum*)
- Calcaires de Stramberg.

¹⁾ HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.

²⁾ FR. HERBICH. Das Széklerland. Budapest 1878. *Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd. V.

NEUMAYR ¹⁾ et EDM. v. MOJSISOVICS ²⁾ ont étudié en partie la faune récoltée par HERBICH dans ces diverses couches.

HERBICH attribue au Crétacé, la région orientale de la crête du Hăghimaș — Ciuc, qui correspond au bassin supérieur du Trotuș. Il y distingue plusieurs étages, dont nous nous occuperons dans une étude spéciale sur la zone du Flysch.

— Après HERBICH, la région Hăghimaș — Ciuc est comprise dans la vaste aire des investigations entreprises par V. UHLIG depuis 1889 jusqu'en 1907 ³⁾. Les contributions de ce dernier, se réfèrent surtout à la tectonique de la région, question dont on ne s'était occupé jusque là, que d'une manière accidentelle.

La manière de voir d'UHLIG est le point de départ d'une nouvelle école en ce qui concerne la tectonique des Carpates orientales, tendant à mettre en évidence une structure en nappes de charriage. Les premiers avis émis dans ce sens par L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI touche notre région dans une plus faible mesure. Les discussions à ce sujet seront présentées ultérieurement.

— En 1908—1910, SAVA ATHANASIU étudie la vallée supérieure du Trotuș jusqu'à l'ancienne frontière. L'auteur mentionne sur la carte manuscrite 1 : 200.000 ⁴⁾, la présence du grès de Tarcău, et indique la présence des « schistes noirs » de la série du Pârâul Șanțului et de la Valea Șulței.

— En 1910 FR. TRAUTH ⁵⁾ s'occupe de plus près de la nature pétrographique de quelques types de schistes cristallins recueillis dans les Carpates orientales, parmi lesquels, les gneiss oillés et les diorites gneissiques de Ciumani (Lóvész).

— En 1914, EL. VADÁSZ ⁶⁾ entreprend des investigations dans la région comprise entre Öcsém—Ghilcoș—Bicaz, s'occupant tout particulièrement de la succession stratigraphique des séries.

¹⁾ FR. HERBICH u. NEUMAYR M. Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XXV. Wien 1875.

²⁾ EDM. v. MOJSISOVICS. Über norische Bildungen in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, 1873, pp. 143—145.

³⁾ V. UHLIG. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzungsb. d. k. Akad. Wiss.* Bd. CVI, Abt. I, 1897, p. 188—206. Wien.

— Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.

— Die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsb. d. k. Akad. Wiss.* Bd. XVI. H. VI. Abt. I. Wien, 1907.

⁴⁾ SAVA C. ATHANASIU. Harta Geologică a regiunii carpatice și subcarpatice din Moldova și sudul Bucovinei, 1 : 200.000, 1910. En manuscrit au Labor. de Géologie - Université de Bucarest.

⁵⁾ FR. TRAUTH. Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpatischen Grundbodens. *Mitt. geol. Gesell.* Bd. III (pp. 53—104). Wien 1910.

⁶⁾ EL. VADÁSZ. Geologische Beobachtungen im Persany-u. Nagy-Hagymas-Gebirge. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* 1915.

— Après VADÁSZ, les recherches entreprises dans cette région ont subi une plus longue interruption — jusqu'en 1922 — lorsque E. JEKELIUS¹⁾ étudie tout particulièrement le Jurassique moyen et supérieur de Hăghimaşul Mare. L'auteur essaie d'établir une comparaison avec le Jurassique de Braşov et arrive aux conclusions suivantes :

Le Jurassique moyen et supérieur de Hăghimaşul Mare est en tout analogue à celui de la région de Braşov, tandis que le Jurassique inférieur — tout à fait différent — présente un caractère analogue à celui de Racoşul de Jos (facies d'Adneth).

— En 1925, dans une étude succincte, D. PREDĂ et I. ATANASIU²⁾ s'occupent de la structure géologique de la vallée supérieure du Trotuş. Ils y mentionnent la présence du cristallin et du mésozoïque ancien de la série du Pârâul Setet et Görbe, précisant que les « couches à Aptychus », désignés sous le nom de « couches de Sinaia », contribuent à la formation des dépôts du synclinal.

— En 1926, M. REINHARD et I. ATANASIU³⁾ étudient le cristallin des Carpates orientales et s'occupent des prolongements méridionaux du massif cristallin, qui apparaît à Nicoleşti et à Păuleni.

— En 1927, I. ATANASIU, dans le cadre des travaux préliminaires du congrès de l'Association Carpatique, publie une note sur la masse cristalline des dépôts mésozoïques des Monts Hăghimaş⁴⁾. Cette note contient les conclusions tirées des études faites jusqu'à cette date, ainsi qu'une partie de ses propres observations.

Ce même auteur publie en 1928, une étude sur la région de Tulgheş⁵⁾. Par la description minutieuse des détails du terrain, aussi bien que par la discussion critique des recherches antérieures, le tout accompagné d'une carte 1 : 50.000 et de nombreuses coupes, ce travail constitue une des plus importantes contributions apportées à la connaissance de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales et de la région voisine, la zone interne du Flysch.

Bien que la région étudiée par I. ATANASIU ne touche pas celle dont nous présentons ici l'étude, il faut bien marquer la grande similitude qui les rapproche en ce qui concerne la structure d'ensemble.

¹⁾ E. JEKELIUS. Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roum.* Vol. VII. 1920—1921.

²⁾ D. PREDĂ et I. ATANASIU. La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuş. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, pp. 371—386. Bucarest 1925.

³⁾ M. REINHARD et I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII (1927) Bucureşti 1927.

⁴⁾ I. ATANASIU. La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Hăghimaş. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide des Excursions*, Bucureşti 1927.

⁵⁾ I. S. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (Jud. Neamţ). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII (1928) Bucureşti 1929.

— En 1929, I. P. VOITEȘTI¹⁾ publie des considérations générales sur la structure des régions carpatiques, en soulignant l'analogie qui existe entre ces dernières et la structure en nappes de charriage des Alpes. En ce qui concerne les Carpates orientales, l'auteur se déclare ouvertement contre les conclusions tectoniques présentées par I. ATANASIU. Étant donné l'importance de ces deux derniers travaux, nous nous en occuperons en détail au cours du présent exposé.

L'année suivante, à l'occasion d'une reconnaissance faite dans la région de la Valea Vinului — Inău, I. P.-VOITEȘTI remarque le chevauchement net du cristallin de la Nappe transylvaine (qu'il désigne sous le nom de « Groupe II ») sur le cristallin de la Nappe bucovinienne (Groupe III)²⁾.

— En 1930 TH. KRÄUTNER³⁾ publie les résultats des recherches entreprises dans la Cuvette marginale mésozoïque en Bucovine.

— En 1931, A. STRECKEISEN⁴⁾ entreprend des recherches dans le massif syénitique de Ditrău et observe, à cette occasion, les schistes cristallins qui se développent entre les sources du Mureș et de l'Olt. En ce qui concerne l'origine des séries, l'auteur se range à la manière de voir de I. ATANASIU.

— Outre les études géologiques mentionnées jusqu'ici, il importe de citer les travaux de géographie physique, dus à ST. POPESCU⁵⁾, N. WACHNER⁶⁾, N. ORGHIDAN⁷⁾ et A. NORDON⁸⁾ qui se réfèrent aux parties occidentales de la région.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE. GÉNÉRALITÉS.

La région des monts Hăghimaș - Ciuc est constituée par des formations éruptives, métamorphiques et sédimentaires, appartenant aux trois unités des Carpates orientales : la zone des éruptions tertiaires, la zone cristallino-mésozoïque, la zone du Flysch.

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*. Vol. III, No. 1. 1929.

²⁾ I. P. VOITEȘTI. Incălecările din Regiunea Văii Vinului-Ineul (Rodna Veche). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. 1929—1930, pp. 273—274.

³⁾ TH. KRÄUTNER. Cercetări geologice în Cuveta Marginală mesozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV, 1929.

⁴⁾ A. STRECKEISEN. Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditrö (Rumänien). *Neues Jahrb. f. Min.* Bd. 64, Abt. A. 1931 (pp. 615—628).

⁵⁾ ȘT. D. POPESCU. Beiträge zur Entstehungsgeschichte des oberen Oltales. Leipzig 1902.

⁶⁾ E. WACHNER. Județul Ciuc, Toplița și Defileul Mureșului. *Lucr. Inst. de Geogr. Univ. Cluj*, Vol. III (1926—27), 1929.

⁷⁾ N. ORGHIDAN. Observațiuni morfologice în regiunea Brașovului. Valea superioară a Oltului. *Țara Bârsei*, Nr. 2, 3 și 5, 1931.

⁸⁾ A. NORDON. Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes orientales roumaines. *Comptes rendus du Congrès international de Géographie*. Paris 1931. Tome II. 1-er fasc., pp. 547—570.

Les roches éruptives occupent la limite SW de la région, vers la Dépression du Ciuc; elles appartiennent aux plus lointaines éruptions de la Hărghita.

Les roches métamorphiques couvrent la partie médiane et occidentale de la région; elles représentent la terminaison méridionale de la zone respective des Carpates orientales. Ces roches supportent une série de dépôts sédimentaires d'âge mésozoïque, affectant la forme d'un large synclinal qui correspond au « Synclinal mésozoïque marginal » de V. UHLIG (54).

Les roches sédimentaires occupent plus particulièrement la partie médiane et orientale de la région; elles appartiennent surtout à la zone interne du Flysch, avec des transitions vers la zone du grès de Tarcău.

La région du Hăghimaş - Ciuc présente un grand intérêt à cause de la variété des formations. Malheureusement, l'étude du terrain se heurte à certaines difficultés à cause de la population de l'endroit (Secui et Ceangăi). Il en a résulté une toponymie difficilement compréhensible pour nous. J'ai employé autant que possible, la toponymie roumaine, mais j'ai dû me servir, pour la plupart du temps, des dénominations inscrites sur la carte autrichienne, 1 : 25.000, que j'ai consultée lors de la rédaction de ce travail. Ceci à seule fin de faciliter, sur le terrain, la vérification des données que je fournis.

Etant donné la constitution du terrain, la présente étude comprendra les chapitres suivants :

- I. Les schistes cristallins.
- II. Les dépôts mésozoïques de la Cuvette marginale du Hăghimaş-Ciuc.
- III. La tectonique de la Cuvette marginale.
- IV. Le Pliocène.
- V. Roches éruptives d'âge récent.
- VI. Conclusions générales.

II. LES SCHISTES CRISTALLINS

Les schistes cristallins affleurent sous la haute crête du Hăghimaş, d'où ils s'avancent en accusant un affaissement progressif, vers l'W et vers le S; larges d'environ 10 km au N, ils se prolongent en dehors de notre région, vers la Dépression de Gheorghieni. Vers le S ils se rétrécissent progressivement, tout en se maintenant comme zone continue, jusqu'à la Dépression moyenne du Ciuc, à Mihăileni (dealul Ordás). Là ils disparaissent sous une couverture de grès et de marno-calcaires appartenant au Flysch créacé inférieur, pour réapparaître au S, sous la forme de deux boutonnières fortement érodées, du côté des communes de Nicoleşti et Păuleni. La première boutonnière, très large, est accompagnée de calcaires dolomitiques, d'âge triasique, tandis que le cristallin rentre seul dans la

constitution de la seconde boutonnière, plus étroite. A partir de Păuleni, le cristallin ne réapparaît plus vers le S, mais il se prolonge, probablement beaucoup plus loin, sous la masse des couches de Sinaia.

A l'W, les schistes cristallins s'affaissent vers la Dépression supérieure du Ciuc, pour disparaître sous une couverture d'agglomérats, plus rarement de laves andésitiques.

Les schistes cristallins forment une zone qui accuse un relief important à proximité de la crête du Hăghimaș et du Ciuc, mais qui s'abaisse lentement vers l'W et le S.

Deux séries de roches métamorphisées, dont parle aussi l'ancienne bibliographie géologique, rentrent dans la constitution de cette zone : l'une, essentiellement composée de schistes chlorito-phylliteux et sériciteux, l'autre, composée de gneiss et de micaschistes. Très souvent et par analogie avec les séries rencontrées dans les Carpates meridionales, on s'est servi de la dénomination de « cristallin du II-e Groupe » pour désigner la première série et de la dénomination de « cristallin du I-er Groupe » pour désigner la deuxième série (V. UHLIG, L. MRAZEC, I. P. VOITEȘTI). I. ATANASIU (2) et A. STRECKEISEN (49) se sont servis de la dénomination de « série de Tulgeș » (groupe II) et de celle de « série de Hăghimaș » (groupe I). Afin d'éviter toute confusion possible et surtout afin de pouvoir présenter plus clairement les observations que nous avons faites sur le terrain, nous nous servons dans le présent exposé de deux dénominations : « la série chlorito-phylliteuse » et « la série gneissique ».

A) LA SÉRIE CHLORITO-PHYLLITEUSE

La série chlorito-phylliteuse occupe toute la bordure occidentale de la zone cristalline. Elle accuse un plus grand développement que la série gneissique, surtout si l'on tient compte de ses prolongements vers l'W, qui ne sont visibles que par de rares affleurements. Par rapport à la même série, elle prend l'aspect d'une zone plus inférieure, presque parallèle.

Vers le N, la série chlorito-phylliteuse dépasse le cadre de la région, arrivant jusqu'à la limite de la Dépression du Ciuc supérieur. Plus au S, elle disparaît sous les dépôts pliocènes, quaternaires et plus spécialement sous la couverture de matériel andésitique, se retirant progressivement vers l'E, jusqu'aux sources du Pârâul Kôd et Racoș. Cette série affleure de sous la même couverture, sous la forme de petits lambeaux, dans le défilé de Racoș — Bogata; ce fait prouve un prolongement et une faible inclinaison vers l'W. On distingue, dans le complexe des roches appartenant à cette série, les types suivants : roches sédimentaires métamorphisées en épizone, roches de nature éruptive métamorphisées en épizone, filons, injections.



1. ROCHES SÉDIMENTAIRES MÉTAMORPHISÉES EN ÉPIZONE

a) *Calcaires cristallins*. Les calcaires cristallins couvrent de vastes étendues dans la région et sont cantonnés presque exclusivement dans la partie occidentale et septentrionale de Sândominic, entre les ruisseaux Piriske et Kurta. Ils forment les collines Garados farka et Garados, qui se prolongent vers le N, jusqu'au Pârâul Locului Mic et vers l'W, jusque dans la vallée du Pârâul Locului Mare. Ils affleurent dans de nombreuses carrières, et dans le versant abrupt, qui accompagne à l'W la voie ferrée Tomești — Mureș Isvor.

On rencontre les calcaires cristallins au fond du Pârâul Illancz l'affluent du Pârâul Kôd, où ils forment un petit synclinal, large de 40 m, long de 150 m, étroitement pincé dans les chloritoschistes.

Les calcaires de Sândominic, ont été observés, par tous les géologues qui ont traversé la région. Ces derniers temps M. REINHARD et I. ATANASIU (46) ont mentionné à Voșlăbeni, la présence de calcaires à trémolite, associés aux quartzites noires et ont remarqué le prolongement des calcaires vers le S.

Le calcaire cristallin de Sândominic est généralement blanc, un peu jaunâtre, d'un aspect mat, corné. Il subit très souvent un passage progressif du blanc au gris foncé. Cette teinte sombre est due aux matières charbonneuses qu'il renferme. Les calcaires présentent constamment une stratification régulière, en plaques atteignant à peine quelques cm ou même mm d'épaisseur. Sur les plans de séparation on observe sans difficulté, à l'oeil nu, des scintillements de muscovite. C'est la muscovite qui provoque, par choc, un effritement de la roche en blocs menus, qui ne peuvent être utilisés que comme du gravier. Les eaux de circulation pénètrent facilement dans les plans de séparation; elles attaquent la roche en y déposant une couche mince d'oxyde de fer rougeâtre, qui agit sensiblement sur sa résistance.

Examinée au microscope, cette roche présente une structure granoblastique; elle est surtout constituée de calcite bien recristallisée et maclée. On y distingue aussi et en abondance, des cristaux arrondis de quartz onduleux, parfois fibreux (calcédoine). On y distingue également bien que plus rarement, des paillettes de muscovite et de séricite.

On observe parfois dans les calcaires, des cristaux de trémolite, du à la présence, dans le voisinage, de matériel éruptif plus récent.

M. SAVUL (47), en parlant de la nature minéralogique des calcaires de Șarul Dornei, qui sont tout à fait analogues à ceux de la région du Ciuc, fait remarquer l'absence absolue des silicates de calcium dans la constitution de cette roche, malgré la teneur en SiO_2 . Ce fait prouve que les facteurs qui ont provoqué le métamorphisme, surtout la température, ont été faibles et n'ont pu réagir comme il aurait fallu, sur ces deux éléments minéralogiques. La

présence, dans les calcaires, de restes de matières carbonneuses, qui disparaissent ordinairement par oxydation, prouve que la température aurait à peine atteint 250°. Dans cette manière de voir, les calcaires représentent la zone la plus élevée du métamorphisme épizonal, pouvant parfois être comparés à certains calcaires dévoniens ou même triasiques, non métamorphisés (47, p. 448).

En ce qui concerne la composition chimique, I. ATANASIU (2) a établi l'existence de deux variétés : le calcaire typique (dont le pourcentage en CO_3Ca est prédominant (92,81 %) et le calcaire dolomitique (dont le pourcentage en CO_3Ca varie de 56,94 % à 59,06 % et en CO_3Mg , de 38,42 % à 83 %).

En ce qui concerne la succession des assises par rapport aux autres roches cristallines, les calcaires de Sândominic offrent le plus d'intérêt. A partir de la Valea Piriske, les calcaires se prolongent au N vers Voșlăbeni et Lazărea, et à l'W, au delà du Pârâul Kurta, dans la direction de la vallée et des sources du Pârâul Locului Mare. Parallèlement à la Valea Kurta, la zone des cal-

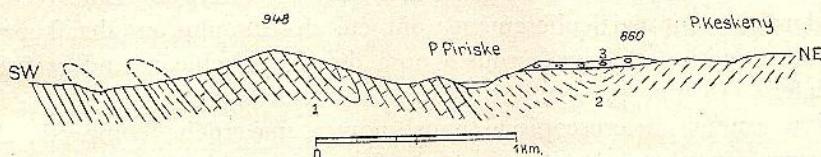


Fig. 1. — 1, calcaires cristallins; 2, quartzites noirs et chloritoschistes; 3, agglomérats volcaniques.

caires, qui atteint environ 1.500 m, est percée par deux pointements de schistes chloriteux, qui se prolongent au N vers Hidegkút, pour se perdre dans la masse large de ces roches. Ces schistes accusent ainsi un caractère nettement anticlinal par rapport aux calcaires. Deux minuscules bandes de chloritoschistes (50—60 m de largeur sur 800 m de longueur) présentant les mêmes caractères, apparaissent à l'W de Dealul Garados. Sur la rive gauche du Pârâul Piriske (fig. 1), les calcaires sont flanqués par des quartzites noirs, qui plongent sous eux. Un peu au S, à l'issue de la vallée dans la plaine de Sândominic, des chloritoschistes, affleurent sur les deux rives; ces derniers plongent d'un côté et de l'autre sous des calcaires accusant ainsi une position inférieure.

Sur toute l'étendue, à partir de Sândominic, les calcaires ont une direction générale NW. La situation est la même, sur une certaine distance, pour les chloritoschistes et les quartzites noirs. Les plis accusent sur le flanc ouest du Ciuc, un déversement vers l'W, déterminé en partie par l'inclinaison plus récente, en bloc, de la masse cristalline vers la dépression transylvaine.

En conclusion, les calcaires cristallins correspondent au point de vue tectonique, au niveau le plus élevé de la série chlorito-phylliteuse, fait qui concorde avec leur nature minéralogique et chimique.

b) *Quartzites noirs*. Les quartzites noirs sont des roches dures, qui forment dans les régions où elles affleurent en grandes masses, des rochers anguleux dans un terrain à relief irrégulier. Les affleurements locaux sont donc aisément reconnaissables, mais lorsqu'il s'agit de les suivre d'un point à l'autre, on se heurte à quelque difficulté, à cause de la discontinuité dans leur pointements.

En tant que roches bien caractérisées, très importantes à cause des gisements de manganèse qu'elles renferment quelquefois (Iacobeni—Șarul Dornei), les quartzites noirs des Carpates orientales ont été décrits par de nombreux auteurs plus anciens, tels que : PAUL (42, p. 278), SAVA ATHANASIU (4, p. 139), P. PONI (43, p. 6), V. BUȚUREANU (10), QUIRING (27), MOGILNICKI (30), PASCU (41, p. 161—162). Ces temps derniers M. SAVUL (47) et I. ATANASIU (2) s'en sont également occupés, le premier de la région de Șarul Dornei, le second de la région de Tulgheș. Les quartzites noirs du Ciuc (ceux de Sândominic tout particulièrement) ont été décrits plus en détail par F. HERBICH, qui les a désignés sous le nom de « Kieselschiefer und grafitische Schiefer » (18, pp. 49—67).

Un examen macroscopique nous montre une roche compacte, dure, rugueuse, avec une stratification très fine. Cette stratification résulte de l'alternance de couches minces noires, avec des couches blanches de quartz. Parfois aussi la disposition des couches est dérangée par l'intrusion du quartz blanc, qui se présente parfois avec des contours méandriques ; le plus souvent, la succession est cependant des plus parfaites. Parfois aussi la roche est intimement plissotée en d'infimes plis montrant des amplitudes de 2—3 mm et qui sont subordonnés aux grands plis.

La roche est caractérisée, quand on la broie, par la couleur noire de sa poussière, éparpillée sur les plans de séparation, et qui n'est autre que le graphite. C'est à cette poussière que la roche doit sa teinte sombre. Mais le graphite rentre aussi dans la composition des bandes noires de quartz, avec lequel il s'associe en un mélange très intime. Dans quelques endroits, comme par exemple à Pârâul Arșița Almașului et Gusás, affluents du Dâmucul, où les quartzites abondent en graphite, on remarque une transition aux schistes graphiteux.

Examinés au microscope, les quartzites noirs présentent des bandes claires et des bandes sombres. Le quartz est le seul minéral présent dans les bandes claires : il s'y trouve sous forme de grains onduleux et broyés atteignant parfois 2 mm de diamètre, intimement cimentés par un débris de quartz. La structure est donc porphyroclastique. Il est malaisé de

reconnaître le quartz dans les bandes sombres, car il y est masqué par une mince poussière graphiteuse et de rares paillettes de séricite.

Ces caractéristiques mènent à la conclusion, que la roche a pris naissance dans une série sédimentaire — grès siliceux charbonneux — qui a subi, comme les calcaires, un métamorphisme dans l'épizone la plus élevée. C'est grâce à ce métamorphisme moins élevé, que la schistosité de la roche n'est pas plus marquée. La stratification bien nette qui se maintient quand même, ne peut être que la stratification initiale des matières sédimentaires, accentuée dans une certaine mesure par la pression qui a mené au métamorphisme.

Quant à la répartition de ces roches dans la région du Ciuc, les quartzites noirs sont fréquemment rencontrés. Mais, tout comme les calcaires cristallins, les quartzites abondent surtout au N et à l'W de Sândominic, constituant ainsi la terminaison des collines Nagy bükk kút—Dorma entre la Valea Piriske, P. Locului Mare, Hegy et entre la Valea Oltului et P. Locului

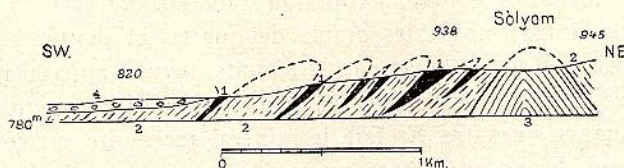


Fig. 2. — 1, quartzites noirs; 2, chloritoschistes et phyllites; 3, amphibolites schisteuses; 4, agglomérats volcaniques.

Mare. Là, les quartzites atteignent 1 km de largeur et 3,5 km de longueur; ils y sont couverts en partie par des agglomérats andésitiques. On les trouve en de nombreux endroits et tout particulièrement dans la carrière située à l'embouchure du P. Locului Mic. Mais les quartzites noirs affleurent aussi dans toute l'étendue de la série chloritophylliteuse, sous forme d'étroits synclinaux discontinus, souvent effacés. On y remarque un synclinal mieux développé au N de Sândominic, près de la Valea Oltului (à la cote 783), et qui traverse, avec une direction NW—SE, la Valea Szedloka, la colline Solyom, la Valea Kurta et Dealul lui Bogdan. Tous les affleurements de quartzites noirs, y compris ceux de la masse de Sândominic, suivent la direction de ce synclinal. I. ATANASIU a remarqué la même situation dans la région de Tulgheș (2, p. 30).

En ce qui concerne leur position dans le complexe du groupe cristallin, il est à remarquer que les quartzites noirs ne viennent en contact qu'avec les chloritoschistes, par rapport auxquels ils sont disposés en synclinaux (fig. 2). Ces synclinaux occupent d'habitude les collines et disparaissent dans les vallées. Ils sont donc supérieurs aux schistes chloriteux.

On peut déduire la position des quartzites noirs par rapport aux calcaires cristallins, d'après les rapports de ces séries dans la vallée du ruisseau Piriske, dont j'ai donné la description ci-dessus. Bien que des chloritoschistes masqués par des alluvions viennent s'intercaler dans ces séries, on peut affirmer la position supérieure de ces calcaires, les quartzites noirs et les chloritoschistes les supportant toujours.

c) *Quartzites blancs sériciteux*. Les quartzites blancs sont des roches dures, à teintes claires, souvent de nuance verdâtre, avec des taches de rouille d'oxydation. La masse principale est formée par un quartz blanc, analogue au quartz filonien.

La disposition du quartz n'est pas uniforme : tantôt il est refoulé, accumulé, formant des nodules de 1—2 cm d'épaisseur, tantôt il est étiré. C'est en raison de quoi la roche présente des irrégularités de surface. On observe aussi d'innombrables paillettes blanches, scintillantes, de séricite.

Le quartz apparaît au microscope aussi comme minéral essentiel. Il se présente sous forme de grains à extinction roulante. La séricite, sous forme de menues paillettes, moule les grains de quartz, et donne à la roche une faible schistosité. Outre le quartz et la séricite on voit apparaître, mais plus rarement, des paillettes verdâtres de chlorite, qui impriment à la roche, une faible nuance verdâtre. En fait de minéral accessoire, on voit apparaître la limonite, qui donne une teinte rouge à la surface et aux interstices de la roche.

A cause de la présence de la séricite et de la chlorite, la roche doit être attribuée à l'épizone.

Dans cette région le développement des quartzites blancs est généralement faible ; ils s'y trouvent constamment associés aux schistes chloriteux, au milieu desquels ils affleurent en reliefs. Aussi les voit-on apparaître surtout sur le versant S du mont Lóvész, dans le proche voisinage de la voie ferrée, au fond du Pârâul Karakö et Csilipek, à Pârâul Szendos, à la cote 694, sur la Culmea Kerek bükk, au S de Pârâul Babasza et tout particulièrement dans le Pârâul Gusás, affluent du Dămucul, à la cote 868.

Sous le titre « Quartzites sériciteux », M. SAVUL donne une description complète de ces roches, très fréquentes dans la région de Șarul Dornei (47).

d) *Chloritoschistes à calcite*. C'est une roche d'apparence homogène, d'un vert vif, très caractéristique. Elle est souvent massive, dépourvue de tout plan de schistosité, donnant l'impression d'un matériel éruptif, tufacé. Quelquefois seulement elle présente une schistosité plus accentuée. On y observe dans ce dernier cas un plissement, qui lui donne un aspect serpentiniforme.

A cause de l'interpénétration des éléments qui rentrent dans sa constitution, malgré sa faible consistance (se tranche au couteau), cette roche résiste bien aux chocs.

L'homogénéité et l'intime association des minéraux constitutifs, font qu'à un examen macroscopique elle se présente comme une roche monominérale, chloriteuse. Toutefois, la présence de la calcite se trahit par l'effervescence qui se produit si l'on verse de l'acide sur sa surface. Mais on y distingue parfois des bandes vertes dans lesquelles la chlorite prédomine, alternant avec des bandes blanches, ayant comme élément prédominant la calcite. Un examen microscopique nous montre la continuité du mélange entre ces deux minéraux. La chlorite prédomine, mais toujours sous forme de paillettes à bords déchiquetés. Sa couleur verte dénote cependant que nous avons affaire à la variété nommée pennine. La calcite se présente, elle aussi, sous forme de petits cristaux flous, moulant les irrégularités de la chlorite. La calcite se rassemble également autour des cristaux de pyrite, très abondants dans cette roche et des grains de limonite qu'elle renferme. Ce n'est que plus rarement que la calcite s'y trouve disposée sous forme d'étroites rangées fréquemment interrompues, alternant avec la chlorite. A côté des éléments mentionnés, on distingue aussi de nombreuses écailles de séricite.

La pyrite est un minéral que l'on voit fréquemment dans les chloritoschistes à calcite. Ce sont des cristaux clairs, des cubes, parfois des dodécédres rhomboïdaux, atteignant près d'un millimètre de diamètre. Certains de ces cristaux sont assez gros pour être distingués à l'œil nu. Dans la région de Bălan, la pyrite, associée à la chalcopyrite, constitue des filons et des plans d'imprégnation, qui ont donné lieu à des exploitations. La limonite, plus abondante que la pyrite, forme des grains à contours irréguliers. Elle est d'un brun foncé, à éclat métallique, d'un jaune clair en lumière réfléchi. Sa présence dans la roche est due à l'oxydation, puis à l'hydratation de la pyrite.

La fréquence des chloritoschistes à calcite sur le terrain est appréciable à l'W de la vallée supérieure de l'Olt. Ils se développent surtout à l'W d'une ligne partant de la Valea Oltului — au confluent avec la Ciofronca, qui traverse la Culmea Hoszú Sarok, sous la cote 1212, descend dans la vallée du ruisseau Sîpos, à l'W de la cote 838, remonte la hauteur Irottkö, vers la cote 1376, d'où elle se prolonge jusque sur la hauteur de Bălan, (à Benköreze 1064 m), pour redescendre dans la vallée du ruisseau Vărbükk, à la cote 981. De là, cette ligne se prolonge à travers la hauteur de Hăti (960 m) dans la vallée de l'Olt, au N de Sândominic.

Cette zone des chloritoschistes à calcite supporte de fréquents affleurements de quartzites noirs. Elle n'est que rarement traversée par des roches porphyrogènes, dont l'extension est indiquée sur la carte. Mais il se produit

souvent des transitions aux chloritoschistes à quartz, dont la séparation ne serait qu'arbitraire.

Sur des étendues moindres, j'ai rencontré des chloritoschistes à calcite dans le Pârâul Gusás, affluent du Dămucul, à la cote 861, d'où ces roches se prolongent vers le S, dans le Pârâul Almaşului, à la cote 912. C'est là qu'ils s'associent aux quartzites noirs. Ils se présentent de la même manière à l'embouchure du ruisseau Kurta, à l'W de Sândomic.

Les chloritoschistes à calcite ont été identifiés, pour la première fois dans le complexe des Carpatés orientales, par I. ATANASIU (1, p. 34), qui en a donné la description.

e) *Chloritoschistes à quartz*. A côté des quartzites noirs, les chloritoschistes à quartz sont les roches caractéristiques du groupe cristallin dont nous nous occupons. Ils sont très répandus et ont un caractère pétrographique bien défini. Dans la masse de la roche, on distingue à première vue et à l'œil nu, la chlorite, qui apparaît sous forme de paillettes larges, plissotées, constamment associées à de petites écailles scintillantes de séricite. A cause de la séricite, la chlorite présente une irisation spéciale, particulière à ces roches, et qui les a fait passer pendant un certain temps, pour des mica-schistes (HERBICH).

On distingue parmi les rangées vertes de chlorite, des bandes blanches de quartz, de 1 à 2 mm d'épaisseur, interrompues, à contours nets comme la chlorite. La roche change fréquemment d'aspect, elle passe d'un type à un autre, dans lequel le quartz apparaît sous forme de lentilles jusqu'à 10 cm de longueur et 2—3 cm d'épaisseur.

La roche est généralement verte à cause de la chlorite qu'elle renferme ; elle présente des taches blanches dues au quartz ; elle est en outre tachetée de rouge par les oxydes. Mais la couleur rouge ne s'arrête pas à la surface ; elle pénètre à travers les plans de schistosité jusque dans la masse de la roche et même dans les lentilles de quartz.

On distingue au microscope, que la chlorite dans les variétés schisteuses forme des lignes alternant avec le quartz ; elle se montre formée de nombreuses petites lamelles étroitement groupées. Le quartz forme de nombreux grains à contours irréguliers, crénelés, onduleux, pourvus de nombreuses inclusions liquides. Dans les grosses lentilles, le quartz apparaît avec le même caractère ; mais dans ce cas on observe que les inclusions liquides sont disposées suivant des lignes droites, qui s'entrecroisent, dépassant les limites des grains ; elles se continuent d'un individu à l'autre, sans s'arrêter et sans changer de direction.

L'examen et le parallélisme des chloritoschistes à quartz dans les Carpatés Orientales ont été faits par I. ATANASIU (2, p. 37—39). L'auteur réunit sous cette dénomination, en même temps que toute une série de « mica-

schistes», les chloritoschistes décrits antérieurement, par PAUL (42) en Bucovine, par HERBICH (18) à Bălan, par PONI (43) et SAVA ATHANASIU (4) à Broșteni—Șarul Dornei.

C'est dans ce sens, entièrement justifié, que les chloritoschistes à quartz prédominent dans la région du Ciuc et qu'on les distingue sur toute l'étendue de la série cristalline chlorito-phylliteuse, notamment dans la Valca Oltului, entre Bălan et Săndominic, de même que dans les vallées descendant vers la rive gauche de l'Olt, jusqu'à Mihăileni (Szedloka, Kurta, Babasza, Hivák, Gácž egere, Kőd et Racoș). Une partie des micaschistes notés par M. REINHARD et I. ATANASIU (46, p. 393) sur l'esquisse géologique de la région Mihăileni — Păuleni rentre dans le même groupe.

A côté des chloritoschistes à quartz, FR. TRAUTH, (51) puis I. ATANASIU (2) ont décrit des chloritoschistes à épidote, dans lesquels s'associent, outre les minéraux mentionnés, l'amphibole (actinote), l'épidote, l'albite et la calcite. Leur genèse est attribuée aux tufs volcaniques interstratifiés dans les roches sédimentaires qui ont subi le métamorphisme général. Nous n'avons pu identifier des chloritoschistes à épidote que dans quelques points et sur des surfaces très limitées.

2. ROCHES ÉRUPTIVES MÉTAMORPHISÉES EN ÉPIZONE

Outre les roches décrites jusqu'ici, on rencontre dans la série chlorito-phylliteuse un ensemble de roches compactes qui offrent un contraste frappant avec les premières ; ceci, tant en raison de leur dureté que de leur coloration particulière, blanchâtre. Ces roches renferment dans leur complexe, des gneiss sériciteux, des schistes sériciteux et des hälleflinta.

a) *Les gneiss sériciteux.* Ce sont des roches à texture compacte, à structure micro-granulaire, à schistosité accentuée, dans la masse desquelles on distingue le quartz, le feldspath blanc, la séricite et la chlorite verte. Le quartz surabonde ; il constitue des rangées alternant avec le feldspath. La chlorite disposée sur les plans de schistosité, imprime à la roche une teinte verdâtre.

On décèle au microscope, le quartz sous forme de grains à contour anguleux et extinction roulante. Le feldspath présente les macles de l'albite, il est souvent altéré. La séricite se décompose en écailles qui moulent les grains de quartz et d'albite. La chlorite se présente de la même manière. A côté de ces minéraux on distingue : le grenat idiomorphe inclus dans le feldspath, le zircon, le rutile et, en fait de minéral opaque, la magnétite.

b) *Les schistes sériciteux.* Ces roches ont le même caractère compact mais une coloration un peu plus sombre, bien que présentant toujours la même

nuance verdâtre. Elles offrent une schistosité très accentuée, en lames minces. Sur les plans de schistosité, apparaît une irisation fine, provenant de l'interpénétration des lamelles de chlorite avec les lamelles de séricite. On distingue dans la masse de la roche des rangées blanches, dans lesquelles le quartz se confond avec le feldspath et qui sont séparées par des lignes d'un vert cendré.

Au microscope, on décèle en premier lieu le quartz finement grenu dans un tissu compact, constitué de quartz en menus grains, puis des paillettes de séricite et de chlorite. Plus rarement on observe du quartz en plus gros grains, à extinction onduluse. A côté du quartz, on observe le feldspath sous forme de cristaux plus grands, plus allongés dans le sens des plans de schistosité, fréquemment altéré, contenant de la séricite sur les plans de clivage. La séricite, sous forme d'écailles, associée à de menus grains de quartz, est généralement disposée suivant des plans étroits qui, par répétition et par allongement, donnent à la roche une schistosité accentuée. On distingue parmi les écailles de séricite, mais rarement, des paillettes vertes de chlorite.

c) *L'hällefrinta*. L'hällefrinta se présente sous forme de roche plus compacte, avec un aspect voisin de celui des cornéennes. Elle est formée de couches blanches et vertes, dans lesquelles on ne distingue à l'œil nu, aucun minéral. Sous le microscope, le quartz apparaît formé de menus grains anguleux, à extinction roulante, et pourvu d'inclusions liquides. Le feldspath est une albite à contours imprécis; il est souvent entouré de petits éclats de quartz. La chlorite et la séricite apparaissent dans la masse qui environne les plus gros grains de quartz et de feldspath.

I. ATANASIU, dans son étude sur la région de Tulgheș, réunit les gneiss sériciteux, les schistes sériciteux et les hăllefrinta, dont il donne une description détaillée, sous la dénomination de « groupe blanc ». A cause de la composition minéralogique de ces roches, l'auteur affirme que l'hăllefrinta et les schistes sériciteux correspondent incontestablement à des porphyres métamorphisés (roches porphyrogènes), tandis que les gneiss correspondraient à un matériel sédimentaire psammitique. M. SAVUL se range à la même opinion.

Dans la région du Ciuc, le groupe blanc apparaît en de nombreux points et toujours associé aux chloritoschistes à quartz. Ces roches constituent des intercalations lenticulaires à caractère anticlinal, avec une direction NW-SE, et dans lesquelles les diverses variétés mentionnées s'associent.

Les gneiss sériciteux associés à l'hăllefrinta, apparaissent au N de l'hauteur de Irott kö, du côté du Pârâul Sipos; puis à Kurta et à Bălan, sur le versant de la colline qui monte jusqu'aux exploitations de pyrite; plus spécialement sur la crête Bors bükk, constituant les cotes 1175—1283; ici ils

descendent vers le N jusque près du Pârâul Szabó et au S jusque vers le Pârâul Szedloka et Kurta.

Les schistes sériciteux affleurent aussi en de nombreux endroits ; ils constituent entre autres une bande longue de 5 km et large de 400 m, qui traverse la crête du Solyom, plongeant vers le S dans le Pârâul Kurta. On peut suivre cette bande plus loin, à travers D. lui Bogdan, Pârâul Hivák, le sommet Magas bükk et Csere teteje, jusque dans le Pârâul Aranyos, affluent du Pârâul Kód.

3. INJECTIONS (GNEISS OEILLÉS)

En dehors des roches mentionnées jusqu'ici, le complexe de la série chlorito-phylliteuse du Ciuc est traversée par de nombreux gneiss oeillés, blancs et roses, formés dans cet ensemble par injection. Ces affleurements s'échelonnent sous forme de bandes étroites et allongées au voisinage de la limite avec la série gneissique.

Ces gneiss appartiennent à deux types différents : le gneiss rouge et le gneiss blanc, qui correspondent, dans l'ordre, aux types déjà connus sous la dénomination de « gneiss de Rarău » et de « gneiss de Prisăcani ».

a) *Les gneiss oeillés rouges.* On rencontre rarement ces roches dans la région du Ciuc : elles s'y présentent sous forme de bandes étroites de 20-40 m, atteignant en longueur à peine 500-600 m. On les observe ainsi au commencement du ruisseau Babasza — à la cote 967 — dans le ruisseau Hivák, à mi-chemin entre les cotes 951 et 1015, enfin, sur la crête Hivák, à la cote 1047. A partir d'ici les gneiss rouges descendent jusque dans le Pârâul Gác, pour remonter de l'autre côté jusque dans la colline qui porte le même nom, à la cote 1055.

Sur le terrain, cette roche se distingue par sa structure beaucoup plus cristalline que celle de la série qui la renferme, aussi bien que par les yeux de feldspath rose qu'elle contient. La roche a acquis une texture schisteuse très accentuée, donnée par la disposition linéaire des lames de muscovite. Elle contient du quartz en forte proportion par rapport à la masse fondamentale ; mais on le distingue difficilement à l'oeil nu.

Examiné au microscope, le gneiss oeillé rouge présente une structure porphyroblastique. On distingue, comme éléments principaux, d'abord le feldspath, puis le quartz. Le feldspath est généralement concentré en lentilles, mesurant jusqu'à 2 cm d'épaisseur, de telle manière que dans les lames minces il apparaît le plus souvent seul. Dans ces lentilles, se développe surtout le microcline reconnaissable d'après ses macles caractéristiques et, dans une proportion moindre, le plagioclase maclé d'après les lois de l'albite. Dans certains cas le feldspath, en cours d'altération, se décompose en séricite.

Le quartz apparaît sous forme de menus grains à extinction roulante ; il est disposé sous forme de bandes étroites ; ce n'est que rarement qu'il forme des bandes plus larges.

A côté de ces minéraux, on remarque aussi la muscovite et la biotite. Ces minéraux apparaissent, en lame mince, en quantité moindre par rapport à la réalité, à cause de la grande dimension des yeux de feldspath. La muscovite prédomine sur la biotite qui fait parfois défaut. Sur les bords, la biotite est souvent entourée de grains de zircon. Outre ces minéraux, on trouve aussi des grains de grenats et d'épidote à contours cristallographiques. En fait de minéraux accessoires, on distingue la magnétite et la titanite.

b) *Les gneiss ocellés blancs.* A l'oeil nu, les gneiss ocellés blancs diffèrent des précédents par la présence de lentilles formés de feldspath blanc et qui présentent en lames minces, comme dans le cas précédent, le microcline associé à l'albite. Le quartz présente des traces de broyage et apparaît aussi sous forme de myrmécite dans le feldspath.

On rencontre tout particulièrement sur la rive gauche de l'Olt, dans la région de Bălan, des gneiss blancs qui apparaissent sous forme d'une bande continue (qui atteint un maximum de largeur de 150 m), allant de l'embouchure du Pârâul Nagy nyir à Pârâul Nagyág et se prolongeant encore jusque dans le Pârâul Olt bükk.

Les gneiss ocellés blancs et rouges présentent un grand développement dans le cristallin des Carpatés orientales et ont déjà fait l'objet de nombreuses études. Ainsi, COTTA, en 1855, signale la présence des gneiss à Pojorâta (Bucovine). FR. TRAUTH (51, p. 72), sous la dénomination de « Augengneiss », décrit les gneiss de la région de Rarău et cherche à établir une ressemblance entre ceux-ci et ceux de la région de Cozia (dans les Carpatés méridionales). M. REINHARD et I. ATANASIU (46, p. 407) signalent la présence des « gneiss de Cozia », dans le Petrosul et dans le Tomnatec. I. ATANASIU (2, p. 75—81) donne une description plus détaillée des gneiss ocellés rouges et blancs, rencontrés dans la région de Tulgheș. Selon l'auteur, les gneiss représentent les apophyses des massifs granito-dioritiques (1-er groupe cristallin) consolidées au cours des mouvements orogéniques (sous stress). M. REINHARD fait les mêmes suppositions en ce qui concerne le gneiss de Cozia. TH. KRÄUTNER (24, p. 11) décrit le gneiss rouge de la région du Rarău, qui n'est qu'un orthogneiss typique, injecté dans la série chlorito-phyliteuse. Il y distingue en même temps un faible métamorphisme de contact, qui disparaît subitement.

En ce qui concerne les gneiss de la région du Ciuc, en nous référant à leur genèse, nous nous rangeons à l'avis de TH. KRÄUTNER. Cependant, nous avons relevé les faits suivants qui sont d'ordre général : les gneiss





oeillés affleurent sur toute la ligne qui délimite les deux séries cristallines, tout en maintenant leur disposition parallèle. Mais ces affleurements ne s'arrêtent pas dans la zone chloritophylliteuse ; ils couvrent de plus larges étendues dans la région de la série gneissique. Les phénomènes de contact sont très faibles ; ce fait est en rapport avec le faible développement que présente les gneiss. Basés sur ces constatations, nous sommes d'avis que les gneiss oeillés se sont introduits, dans les deux séries, par voie d'injection et après le métamorphisme général.

* * *

Dans son ensemble, la série chlorito-phylliteuse représente un complexe varié de roches en premier lieu de nature sédimentaire : calcaires, grès quartzitiques charbonneux, argiles, qui ont subi ensemble un métamorphisme en épizone. Ce fait nous est révélé aussi bien par la présence d'une grande quantité de chlorite et de séricite, que par la cristallisation réduite des roches. Les roches constituées par cette voie, sont représentées suivant l'ordre de superposition, par des chloritoschistes à quartz, des chloritoschistes à calcite, des phyllites noires, des talcschistes, des quartzites noirs, des schistes graphiteux et des calcaires cristallins. Elles occupent de grandes superficies, dont elles forment la masse fondamentale.

Mais en même temps que ce matériel sédimentaire, certaines roches de nature éruptive ont pris également part au métamorphisme. On peut y citer des laves et des tufs intercalés dans le complexe sédimentaire, qui ont donné naissance aux porphyres et aux tufs porphyriques. Leur matériel plus dense a donné lieu à des formations plus massives et plus dures. Les gneiss blancs sériciteux, l'hâlleflinta, les schistes sériciteux, appartiennent à la série des roches de cette provenance. Elles forment les points saillants du relief, ce qui les fait attribuer, à première vue, à un métamorphisme en zone profonde.

Dans le niveau le plus profond du complexe — dans les chloritoschistes — après le métamorphisme général, et tandis qu'avaient lieu les mouvements de plissement, se sont produites des injections de matériel éruptif qui ont donné naissance aux bandes de gneiss oeillés blancs et rouges, accompagnées de faibles phénomènes de contact.

Ce n'est que beaucoup plus tard, après le premier plissement, probablement dans le Jurassique moyen qu'ont eu lieu des éruptions locales de laves basiques qui ont donné naissance aux filons de diabase et de lamprophyres. Ces assertions ne diffèrent pas beaucoup des conclusions tirées par I. ATANASIU. Ce rapprochement est explicable par le fait que la région du Ciuc n'est qu'une prolongation directe de la zone cristalline de Tulgheș.



B) LA SÉRIE GNEISSIQUE

La série gneissique s'étend à l'E de la zone chlorito-phylliteuse. Elle se trouve à la base des dépôts sédimentaires du Hăghimaş et du Ciuc, et se présente sous la forme d'une bande large qui suit la direction de la crête Hăghimaş-Ciuc, dessinant une courbe significative vers l'E.

Jusqu'au coude d'Oltresze — Gălkút, la limite entre les gneiss et la série chlorito-phylliteuses accompagne — sur une distance de quelques centaines de mètres la rive gauche de l'Olt. A partir de Oltresze, la limite se retire sensiblement vers l'E, passant au commencement des vallées de la Szedloka, Babasza, Hivák et Gác. C'est là, en face du massif du Bocs, que les gneiss atteignent leur maximum de largeur, et envoient une branche en forme d'éperon qui descend du côté de la vallée du ruisseau Kőd. A l'W de cette branche, la limite contourne le massif du Lóvész, descendant à l'W de la gare de Ciumani, jusque dans la vallée du ruisseau Racos; de là, elle se dirige vers Mihăileni, où la zone disparaît avec tout l'ensemble cristallin.

En dehors de ce complexe considérable et unitaire, on rencontre des roches d'un type analogue, sous forme de petits affleurements disséminés sur toute l'étendue des chloritoschistes (Kerek bükk, Csilipek, Pârâul Racoşul Mare et Borokasza).

Les roches qui entrent dans la constitution de la série gneissique prennent parfois l'aspect de roches massives, intrusives. Au point de vue pétrographique, nous distinguons les variétés suivantes :

Roches d'injection à caractère massif.

Roches métamorphiques de type mésozonal.

Roches filoniennes.

1. ROCHES D'INJECTION À CARACTÈRE MASSIF.

a) *Diorites gneissiques*. Cette dénomination a été introduite pour la première fois dans la nomenclature du cristallin des Carpates orientales, par FR. TRAUTH (51, p. 56, 85—86), qui a décrit la roche correspondante dans le voisinage de la gare de Ciumani (Lóvész), sur la voie ferrée Ghimeş - Miercurea Ciuc. Le même auteur désigne cette roche aussi sous la dénomination de granodiorite. Des roches d'un aspect massif, se rapprochant du même type, ont été décrites depuis longtemps déjà, par FR. HERBICH (18, p. 73) sous la côte occidentale du Hăghimaş, par SAVA ATHANASIU (4, p. 135) à Rarău, et par K. PAUL (42) en Bucovine.

Dans son étude sur la région de Tulgheş, I. ATANASIU attire tout particulièrement l'attention sur cette roche, qu'il désigne aussi sous le nom de granodiorite, et qu'il considère comme l'indication la plus précise de la

présence d'importantes masses intrusives qui englobent, avec la série des roches de contact, toute la masse du cristallin du Hăghimaș (Groupe I).

Dans notre région, les diorites gneissiques affleurent surtout à Ciumani. Ces roches ont été identifiées sur la rive du Trotuș intéressée par le tracé de la voie ferrée. Suivie de près, la limite des diorites gneissiques de Ciumani descend vers le S jusque dans la vallée du Pârâul Racoșul Mare et remonte vers le N jusqu'au sommet du Lóvész, prenant la forme d'une lentille large d'environ 500 m et longue de 2 km. D'autres affleurements débutent sur la crête du Boes (1303 et 1374 m), où ils présentent un faible développement. De là ils se prolongent avec de fréquentes interruptions vers Ehré resze (1291 m), vers Piciorul et Pârâul Balint à l'W de Szakadát, ainsi que vers les ruisseaux Nagy nyir et Nagyág, sous la Curmătura.

Sur cette étendue, la diorite gneissique présente des variétés de structure : on y décèle des roches massives, dont l'aspect rappelle celui des roches intrusives (fait qui leur a valu d'ailleurs l'interprétation déjà citée) qui à faible distance montrent cependant un degré de schistosité avancé. Les variétés schisteuses surpassent toujours en quantité les variétés massives, limitées à de petites masses de forme lenticulaire. On constate toutefois parmi ces variétés de structure, une étroite homogénéité de constitution minéralogique, ce qui nous empêche de les décrire comme des roches différentes.

Dans la masse des diorites gneissiques, on distingue clairement à l'œil nu, du quartz en abondance, du feldspath, du plagioclase blanc — parfois rose — et du mica noir. La hornblende y est de même très fréquente, mais elle est masquée, en partie, par du mica noir.

On décèle, au microscope, le quartz sous forme de menus grains irréguliers, à faible extinction roulante. Il est parfois bien recristallisé et atteint la proportion de 30%.

Le feldspath est un plagioclase, basique le plus souvent, rarement de l'albite, qui présente des macles caractéristiques. L'orthose est très rare, parfois elle fait complètement défaut. Le plagioclase souvent saussuritisé s'y trouve dans une proportion de 20%. La hornblende est représentée par sa variété commune — hornblende verte ; elle est développée en cristaux prismatiques fortement corrodés, intimement remplacés par des grains d'épidote (pistacite) et de zoisite, qui lui donnent une structure caractéristique « en écumoire ». La hornblende contient aussi des inclusions de rutile, en menus grains irréguliers, de couleur sombre. Les écailles de biotite contiennent des inclusions de rutile et de titanite, en grains menus à contours cristallographiques. Sur les bords, la biotite est transformée en chlorite.

Outre ces éléments, on décèle au microscope aussi des grains de grenat à contour cristallographique, de la muscovite sous forme de petites écailles



peu fréquentes, de la magnétite et de l'ilménite, qui constituent les éléments accessoires de la roche.

A cause des passages d'une texture schisteuse à une texture massive, les diorites gneissiques sont difficiles à classer, le classement ayant toujours une tendance à la généralisation. Les variétés schisteuses se distinguent toutefois par la diminution de la hornblende et par sa transformation en épidote et en zoïsite ; par le moindre développement et l'orientation de la biotite montrant plus fréquemment un passage à la chlorite et, enfin, par une plus forte proportion de muscovite. Le feldspath tend à se grouper et à former des masses plus importantes ; il se montre sous forme de lentilles. L'extinction onduleuse du quartz devient plus nette.

Les observations faites sur la constitution minéralogique de cette roche, nous obligent à reconnaître clairement un phénomène de métamorphisme régional, qui écarte toute idée d'une roche magmatique intrusive typique ; ceci d'autant plus pour les variétés schisteuses. En effet, la fréquence du quartz (30%), du plagioclase qui surabonde (70%), l'absence presque totale de l'orthose — qui est le minéral essentiel d'une roche magmatique —, de même que la transformation de la hornblende à structure en écumoire, en épidote nous rapprochent des schistes cristallins métamorphisés en mésozone (GRUBENMANN). Les variétés schisteuses, tout particulièrement, se rapprochent d'une manière évidente de l'amphibolite de type mésozonal.

En ce qui concerne la genèse du matériel métamorphisé, il s'agit vraisemblablement, en partie du moins, d'un ortho-matériel, qui correspond probablement à un magma granito-dioritique.

Vu ces considérations, les variétés massives représentent les parties les moins atteintes par le métamorphisme et qui ont le mieux conservé leur structure initiale. Il faut aussi ajouter que nous n'avons pu reconnaître les importants phénomènes de contact qu'auraient dû pourtant produire une intrusion de magma granito-dioritique. Sa mise en place a eu vraisemblablement lieu alors même que se produisait le métamorphisme, et en zone profonde. La schistosité n'a affecté que les parties supérieures des intrusions, dans lesquelles l'effet des pressions a dépassé celui de la température. Dans la circonstance, une limite précise entre les deux aspects n'a pas été observée ; d'autre part, sur le terrain, la délimitation des deux séries cristallines est incertaine. A ce sujet, nous nous rangeons donc à l'opinion de I. ATANASIU, sans toutefois affirmer que ces manifestations magmatiques ont succédé au métamorphisme général dans une phase d'épizone générale, ou que la venue de ce matériel magmatique se serait produite ultérieurement.

b) *Granites gneissiques.* A côté des diorites gneissiques, affleurent des roches d'un caractère plus massif et que nous rapprochons, à première vue, des granites. Examinées de près, elle présentent une texture légèrement



schisteuse qui les fait ressembler à des granites gneissiques. COTTA a identifié pour la première fois ce type de roches en Bucovine. Dans la suite, HERBICH, PAUL, SAVA ATHANASIU (4, p. 135), mentionnent la présence d'un granite rouge à Muntele Muncelu — dans la région de Câmpulung de Moldavie. FR. TRAUTH fait aussi une description de cette roche. (51, p. 67—71).

Dans la région du Ciuc ces roches se présentent sous deux types différents par leur coloration : ce sont des granites gneissiques roses, et des granites gneissiques cendrés.

a) Le granite gneissique rose. Un examen macroscopique permet de distinguer dans cette roche du feldspath, (microcline) d'un rose vif en cristaux de diverses dimensions, jusqu'à 1,5 cm et du quartz très clair, atteignant 1 cm. Le quartz de couleur gris cendré, parfois bleuâtre, s'interpose étroitement groupé parmi les cristaux de microcline, déterminant ainsi la structure pegmatitique de la roche.

De minces lamelles de biotite s'intercalent parmi les cristaux de quartz et de feldspath. Ils apparaissent en groupes formant des nids allongés et qui donnent à la roche une faible schistosité. De rares lamelles de muscovite s'associent à la biotite.

Le microcline, très développé, constitue des cristaux qui obstruent parfois tout le champ du microscope. Il présente des macles caractéristiques et de fréquentes altérations, qui se manifestent par l'apparition sur les lignes de clivage, d'écaillés de séricite. Dans ce dernier cas, le minéral est trouble, cendré.

L'albite — tout aussi altérée — est peu abondante, elle se montre sous forme de cristaux de dimensions moins grandes, lesquels sont maclés selon l'albite.

Le quartz, constamment à extinction roulante, se montre sous forme de grains irréguliers. On y remarque des signes de cataclase et de nombreuses inclusions liquides disposées, comme d'habitude dans ce cristallin, en lignes droites qui dépassent sans interruption les contours des grains.

La biotite apparaît sous forme d'écaillés repliées, déchiquetées, moulant les autres éléments ; elle ne présente que rarement un contour cristallographique net. Elle manifeste en ce cas un polychroïsme prononcé. La biotite présente de fréquentes altérations en chlorite et elle se trouve associée en faible proportion, à la muscovite.

On y distingue aussi, mais plus rarement, des minéraux accessoires ; le zircon, sous forme d'aiguilles incluses dans la biotite ; l'apatite, sous forme de prismes courtes à contour cristallin ; la titanite, la magnétite et, encore plus rarement, le grenat.

β) Le granite gneissique gris. Cette roche présente des caractères analogues à la précédente, en ce qui concerne sa structure et la



constitution minéralogique. Cependant, son feldspath diffère par sa coloration blanche — cendré et qui imprime ce ton à la roche entière. On le rencontre dans la vallée de la Ciofronca, sous forme de minces lames étroitement groupées. Ces mêmes lames traversent la région jusque dans la vallée de la Ciofronca Mare, près de son confluent avec l'Olt.

Plus au S, il affleure dans la vallée du Nagyág, associé au granite gneissique rouge. Le granite gneissique de Nagyág présente de gros grains de microcline et offre une analogie frappante avec les pegmatites. Ces mêmes roches, mais d'un aspect moins granulaire, couvrent la cime entre Lóvész-Bocs et Kereszt, dans la partie sud-centrale de la région.

On rencontre encore les granites gneissiques rouges aux sources du Pârâul Ciofronca Mare, dans le voisinage des dolomies qui se trouvent sous le Telek büttü, et dans le Pârâul Nagy nyir, Gálkút, Balint. Mais on distingue aussi d'autres affleurements le long du chemin qui aboutit à l'extrémité S du tunnel vers la crête Lóvész et, vers le S, dans le Pârâul Egés.

2. ROCIES MÉTAMORPHIQUES DE TYPE MÉSOZONAL

a) *Orthogneiss à biotite*. La plus grande partie de la région désignée sur la carte comme série gneissique, est occupée par des orthogneiss généralement riches en biotite. A l'examen macroscopique ces roches affectent une forte schistosité et un caractère cristallin prononcé. Des bandes de nuance claire, blanches ou roses, alternent avec des veines noires de biotite. Dans les bandes blanches, on distingue le feldspath et le quartz ; dans les plans noirs, de nombreuses écailles de biotite. Sous cet aspect, d'une parfaite homogénéité, les gneiss à biotite occupent d'immenses étendues.

On remarque au microscope certaine analogie avec les granites gneissiques déjà étudiés, mais les gneiss ont une texture schisteuse toujours évidente. Les principaux minéraux contenus dans la masse, sont : le quartz, le microcline, l'albite et la biotite.

Le quartz apparaît sous forme de grains agrégés, ou d'individus plus grands, solitaires, à forte extinction roulante. Le microcline bien développé, à macles caractéristiques, constitue des porphyroblastes le plus souvent troubles par altération. L'albite, en quantité réduite et en petits grains, contient des inclusions d'épidote et de séricite résultant de l'altération. La biotite, en écailles déchiquetées, est en partie chloritisée. On distingue, comme éléments accessoires, le zircon, l'apatite, la magnétite et, accidentellement, l'épidote et le grenat.

L'analogie des orthogneiss avec le granite gneissique, à laquelle nous avons déjà fait allusion, semble être encore plus évidente par la présence du microcline, tantôt blanc, tantôt rose, ce qui ne permet pas de les distinguer des gneiss blancs et des gneiss rouges.



Dans la région du Ciuc, les gneiss à biotite couvrent d'immenses surfaces. On peut les rencontrer dans toutes les vallées, et font l'impression d'une masse fondamentale qui englobe toutes les autres roches. L'analogie de constitution minéralogique avec les granites gneissiques pegmatoïdes permet de présumer que les gneiss à biotite représentent une roche éruptive acide, métamorphisée en mésozone.

Vu la présence sporadique des granites gneissiques pegmatoïdes, dans la zone des orthogneiss, il est probable qu'ils représentent des injections de matériel leucocrate produit par différenciation métamorphique. Un phénomène analogue a été décrit par GHICA-BUDEȘTI (16), pour expliquer la genèse des pegmatites de la série du Lotru (Carpatés méridionales).

Quant aux gneiss à biotite, il importe de signaler, parmi les pointements les plus typiques, les affleurements S du Pârâul Setet, puis de là, vers le S, dans les Pârâul Gôrbe et Rana, vers l'W, jusque sur la crête Bocs, où l'on voit affleurer en outre les granites gneissiques blancs et rouges. Plus au N, les gneiss à biotite sont très bien représentés sur les deux versants du Pârâul Gălkút et Borvis, jusqu'à l'apparition de la dolomie de la crête Naskalat.

b) *Micaschistes à grenats*. Ces roches constituent généralement de rares affleurements en bandes étroites et dépourvues de continuité. En suivant de près ces affleurements, on constate que les micaschistes sont étroitement groupés dans une zone de 200-300 m de largeur, le long de laquelle s'effectue le passage du I-er au II-e groupe cristallin. Dans cette zone, les micaschistes sont associés à des quartzites cendrés durs, schistes à biotite et chloritoschistes à biotite.

I. ATANASIU a décelé dans ce complexe, l'indication d'un métamorphisme de contact avec « les masses intrusives granito-dioritiques ». Pour ce qui nous concerne, nous n'avons trouvé ni dans la constitution, ni dans la structure, aucun des indices d'un contact.

A l'examen macroscopique, les micaschistes présentent une schistosité fine et prononcée. Sur les plans de schistosité, le grenat se montre sous forme de grains en saillie, entourés de lamelles de biotite et de muscovite.

Sous le microscope, la roche présente une structure porphyroblastique-lépidoblastique. On distingue dans la masse, la biotite, la muscovite, le quartz et le grenat ; mais c'est la biotite et la muscovite qui constituent les éléments principaux. La biotite se montre sous forme de lamelles serrées, tandis que la muscovite, subordonnée quantitativement, apparaît en concrescence avec la biotite. Le quartz se présente en grains irréguliers, menus, à extinction roulante. Le grenat s'y trouve sous forme de dodécaèdres rhomboïdaux porphyroblastiques, entourés de pellicules opaques ferrugineuses.



c) *Gneiss à muscovite*. Ce sont des roches de couleur claire, friables, à texture finement schisteuse et homogène. On distingue en section transversale, des couches blanches dans lesquelles on reconnaît le quartz et le feldspath blanc, séparées par de nombreuses paillettes de muscovite associée parfois à la biotite, mais en quantité moindre. Parfois la muscovite prédomine ; la roche prend alors un aspect voisin de celui des micaschistes.

On distingue sous le microscope une structure granoblastique avec des passages à la structure lépidoblastique ; en fait de minéraux principaux, on y remarque le quartz, le feldspath et la muscovite. Parfois le quartz prédomine. Il se présente en grains broyés, à forte extinction roulante. Le feldspath — également broyé — n'est qu'un plagioclase fortement altéré. De même que la tourmaline et la magnétite, la biotite est accidentelle.

Les gneiss à muscovite sont généralement moins répandus, sauf dans la partie méridionale de la région, à Mihăileni, où ils occupent de vastes étendues. Ainsi, la colline Ordás (892) jusqu'à Várteteje (1019), est uniquement constituée par ces roches. Les mêmes formations se continuent par des lambeaux à l'E des villages Nicolești, Delnița, Păuleni, qui constituent les derniers affleurements de la zone cristalline vers le S.

Vu leurs caractères pétrographiques, les gneiss à muscovite semblent représenter une roche sédimentaire métamorphisée en mésozone. Ils présentent des transitions aux micaschistes à grenats et partiellement aux chloritoschistes à biotite. A cause de leur position périphérique et du fait de ces associations, les gneiss à muscovite représentent un degré des plus élevés de métamorphisme en mésozone.

d) *Amphibolites*. Ce sont des roches très répandues dans le premier groupe. On distingue parmi ces formations deux principales variétés : les amphibolites schisteuses et les amphibolites à quartz.

a) *Amphibolites schisteuses*. Un examen macroscopique permet de reconnaître facilement ces roches, à leur couleur noire légèrement verdâtre, à leur poids plus élevé, à leur schistosité plus prononcée, plus dense, ainsi qu'à l'éclat satiné des plans de schistosité en cassure fraîche. En fait de minéraux, on n'y distingue à l'œil nu que l'amphibole noir-verdâtre, finement cristallisé en baguettes scintillantes et orientées. Parfois on observe sur la tranche des taches blanches, étroites, alignées qui indiquent la présence du quartz. Certaines variétés présentent des plans de schistosité montrant un plissement serré de second ordre ; d'autres, présentent une texture presque massive.

On décèle au microscope, l'amphibole bien développé, sous forme de baguettes, de couleur vert clair, à faible polychroïsme correspondant à la hornblende commune. L'amphibole contient de nombreuses inclusions



d'apatite. Le quartz, complètement subordonné, se montre en très petits grains. Les grains de quartz engrenés parallèlement avec les grains de hornblende, présentent une extinction roulante. En fait de minéraux secondaires, on distingue la zoïsite et le grenat. Dans certaines variétés, on voit apparaître le grenat étroitement groupé, sous forme de grains à contours cristallographiques.

L'amphibolite schisteuse dont il est question, correspond par sa nature minéralogique aux mésoamphibolites de la classification de GRUBENMANN.

Les amphibolites schisteuses sont peu répandues ; elles ne se présentent que sous forme de petits affleurements elliptiques, orientés dans le sens général du plissement (NNW-SSE), réduites à quelques mètres seulement, ne dépassant que rarement 10 m. On les rencontre :

Sur la crête qui s'étend au N du Pârâul Nagyág, au-dessous de la cote 1454 ; elles y sont entourées de gneiss et couvertes en partie par les dolomies.

Dans le Pârâul Ciofronca Marc, à environ 100 m de son embouchure, près de la cote 1100, sous forme d'un affleurement de 4—5 m de largeur ; elles se trouvent dans le lit même de ce cours d'eau, accompagnées par le complexe qui passe au groupe phylliteux, et dans des conditions semblables à celles déjà signalées dans la région de Tulgheș.

La situation est la même sur le versant E du Pârâul Borvis.

Sur le contrefort qui descend depuis la cote 1471 jusque dans le Pârâul Covaci, en face du village de Bălan, elles présentent un aspect finement plissé et sont entourées de gneiss biotitiques.

Dans le Pârâul Racos, on peut les suivre le long de la ligne qui monte vers le sommet du Lóvész, à 1200 m d'altitude, de même accompagnées par des gneiss à proximité de leur limite.

Dans le Pârâul Görbe, sur la rive gauche, à 50 m près du contact avec les dolomies, parmi les gneiss biotitiques.

Il résulte des faits exposés, que les amphibolites schisteuses affleurent dans la région du Ciuc en des points tout à fait isolés et sans avoir des rapports avec un type de roche déterminé.

Au cours d'une discussion sur les amphibolites de la région de Tulgheș — analogues aux amphibolites de la région du Ciuc, d'après leur description, — I. ATANASIU constate leur position périphérique dans les « masses intrusives », en même temps que leurs rapports avec les micaschistes à grenats dans la zone de contact de ces masses. Quant à leur genèse, l'auteur envisage la possibilité d'un contact métamorphique d'une roche préexistante dans le massif cristallin de Tulgheș ou, peut-être aussi, de quelques filons de roches basiques.

En ce qui nous concerne, il ne nous a pas été possible de vérifier la première idée dans la région du Ciuc ; par conséquent, nous ne pouvons



admettre la première, c'est-à-dire celle d'un métamorphisme de contact. Leur nature minéralogique, la forme des affleurements, et les roches auxquelles elles sont associées prêtent à ces amphibolites — comme le supposait I. ATANASIU — l'allure d'anciens filons de roches basiques, ou peut-être de ségrégations basiques dans le matériel d'injection; un processus de métamorphisme régional aurait affecté le groupe entier de la série gneissique.

β) Amphibolites à quartz. Outre les amphibolites noires, schisteuses, très riches en hornblende, on voit affleurer dans la région des amphibolites dans lesquelles la teneur en hornblende diminue au profit du quartz qui devient ainsi le minéral essentiel.

Un examen microscopique rapproche les amphibolites à quartz, des gneiss à biotite, avec lesquels elles ont été souvent confondues. On observe dans leur masse, diverses textures, depuis celle des roches parfaitement schisteuses jusqu'à celle des roches presque massives. Les roches schisteuses sont généralement d'une coloration vert clair, constituées par une alternance de veines vertes d'amphibole et de veines blanches de quartz.

Au microscope, la hornblende apparaît toujours en grande quantité. Ses contours présentent des corrosions; elle est substituée dans une forte proportion par des grains d'épidote et de zoisite et accuse ainsi une structure en écumoire.

Le quartz, en proportion égale, apparaît sous forme de grains étroitement cimentés, à extinction roulante, en alternance avec des prismes de hornblende. On y trouve de rares cristaux de plagioclase, altérés. La biotite est plus fréquente, avec des inclusions de rutile, de titanite et de muscovite. Le grenat, assez fréquent, se présente en grains parfois clairs, d'autrefois altéré.

Les amphibolites à quartz, semblent, par leur constitution minéralogique, devoir leur origine surtout à des roches sédimentaires, métamorphosées en mésozone. Elles sont donc de nature toute différente. Les amphibolites à quartz, caractérisées par une schistosité prononcée, passent graduellement à un type de roche, dans lequel le plagioclase se développe à côté du quartz. Quelques-unes de ces roches présentent un aspect massif: ce sont les « diorites » et les « diorites gneissiques », dont l'analogie a été déjà remarquée.

Les amphibolites à quartz couvrent de larges étendues, constituant une manière de treillis autour des lentilles dioritiques. Ces roches rentrent pour la plupart dans la constitution du massif de Bocs qui dessine, sur la carte, une sorte d'éperon dirigé vers le S, dans la région de Mihăileni; d'ici il se prolonge vers le N, sur la crête Kereszt-Kerek bükk.

Il sied de mentionner, que les mêmes roches apparaissent sous forme de bandes jusqu'à 200 m de largeur, dans le complexe du groupe phylli-

teux, c'est-à-dire : sur le Kerek bükk, à la cote 1096 et 1125 ; de là, elles descendent jusque dans le Pârâul Hivák, au S du massif de Lóvész, dans trois points différents : à l'extrémité E du grand pont et sur les deux flancs du Pârâul Csilipek ; plus au S, dans la région orientale de Mihăileni, elles affleurent sous forme d'une bande large, partant du Pârâul Racoșul Mare et qui traverse Pârâul Racoșul Mic, Babasza et Rompața Mică ; celles-ci supportent vers l'W des agglomérats andésitiques.

On rencontre dans la série de transition entre les deux séries extrêmes, des amphibolites du même type, associées à des micaschistes à grenats, à des quartzites cendrés de la série mésozonale, à des chloritoschistes à quartz et à biotite.

Une analyse minutieuse de ces roches serait susceptible de conduire à des résultats intéressants sur le cristallin de la région.

C) ROCHES FILONIENNES

Dans l'étendue envisagée de cette zone cristalline, les roches filoniennes sont peu fréquentes. Par leur nature, ces roches occupent de faibles surfaces et des points très différents. On y reconnaît des filons de quartz blanc filonien, des diabases et des roches compactes, qui correspondent à la dénomination de lamprophyres, dénomination dont se sont servis les divers auteurs qui ont étudié le cristallin des Carpatés orientales.

Le quartz filonien est surtout fréquent dans la région sud-orientale vers Mihăileni, dans une contrée où sont répandus les chloritoschistes à quartz ; il marque une zone d'injection acide. On rencontre d'autres filons dans les gneiss, sur la crête de Kerek bükk, à proximité des cotes 1405 et 1378, de même que dans les chloritoschistes qui affleurent sur Nagy volgy teteje. Ils sont dispersés sur une étendue de quelques mètres seulement. La roche est un quartz blanc clair.

Les diabases constituent un puissant filon, sur la rive gauche de l'Olt, à 3,5 Km plus au N de Sândominic. Ce filon est entouré de chloritoschistes et de phyllites vertes. Il apparaît à l'embouchure du Pârâul Szabó, au tournant du cours de l'Olt vers Bălan.

Les diabases présentent une texture massive, d'une coloration gris vert. On n'y distingue à l'œil nu aucun des éléments composants. Examinée au microscope, la roche accuse une texture porphyrique, dans laquelle les phénocristaux sont constitués de plagioclases à structure zonaire, et d'augite. Ces minéraux rentrent dans la constitution de la pâte qui remplit les interstices, mais avec un développement sensiblement réduit.

Les lamprophyres affleurent sous forme de roches d'une cristallinité très fine, à texture compacte, dont l'aspect les rapproche des basaltes.



Le filon le plus important apparaît dans le Pârâul Nagyág, à droite du premier confluent. Un autre apparaît dans la vallée même de l'Olt, sur la rive gauche, à mi-chemin entre l'embouchure du Pârâul Nagy nyir et Nagyág. Le premier est entouré de gneiss à biotite; le second se trouve dans le voisinage de quelques gneiss ocellés, entourés eux-mêmes de chloritoschistes.

Nous n'avons pas suivi de près l'étude de ces roches, qui nous aurait conduit à un pur examen pétrographique trop spécial, sans rapport étroit avec les problèmes géologiques d'ordre général, qui ont formé l'objet du présent travail. C'est pour cette raison que nous nous contenterons de signaler les principaux affleurements.

I. ATANASIU, qui a examiné de près la constitution minéralogique et chimique des filons de lamprophyres, a conclu à la possibilité de diviser cette série en deux groupes: le premier renfermant des roches différenciées, dues à des magmas d'un type atlantique (camptonite et monchiquite); le second contenant des roches différenciées, dénotant des magmas de type pacifique (spesartites et diabases).

Le premier groupe fait partie de l'auréole filonienne de l'intrusion de Ditrâu; il appartient donc au Crétacé supérieur.

Le second, pourrait éventuellement appartenir aux masses intrusives granito-dioritiques, mais plutôt à une phase plus récente — du Trias supérieur — identiques aux filons qui traversent par endroits le Trias reposant sur le cristallin.

D) CARACTÉRISTIQUE PÉTROGRAPHIQUE GÉNÉRALE DU CRISTALLIN

Il résulte de cet exposé, que dans la région du Ciuc, la Zone cristalline comporte deux séries distinctes: une série de moindre cristallinité, dans laquelle abondent des chloritoschistes; et une autre de cristallinité plus élevée, dans laquelle on remarque fréquemment des gneiss. C'est pour cette raison que nous avons donné, à la première, le nom de «série chloritophylliteuse», et à la seconde, celui de «série gneissique».

Ces séries de cristallin ont déjà été remarquées dans les Carpatés orientales, par les auteurs antérieurs; mais dans un groupement pas toujours identique.

Ainsi, HERBICH distingue sur sa carte deux zones différentes: celle des «micaschistes», qui correspond jusqu'à un certain point à la série phylliteuse, et celle des «gneiss».

FR. TRAUTH publié, en 1910, une étude détaillée sur le cristallin des Carpatés orientales (51, p. 53—56). Il y distingue une série de cristallinité plus élevée, qu'il compare au premier groupe défini par L. MRAZEC



dans les Carpates méridionales, et une série de cristallinité plus réduite qu'il compare au II-e groupe.

L'auteur a fait la classification suivante du point de vue pétrographique :

I-er Groupe : Diorites gneissiques.

Porphyrites — diorites gneissiques.

Orthogneiss (gneiss à biotite).

Paragneiss (gneiss à grenats et à muscovite).

Exceptionnellement des granites et des diorites.

II-e Groupe : Micaschistes à grenat et sillimanite.

Phyllites sériciteuses, parfois passant aux gneiss par voie d'injection.

Schistes chloriteux, zoisitiques, épidotiques et talcschistes.

Intrusions porphyroïdes.

Calcaires cristallins.

FR. TRAUTH ne signale donc pas des masses intrusives en forte proportion, accompagnées de phénomènes de métamorphisme de contact. Selon l'auteur, les roches appartenant au premier groupe correspondraient à un matériel mixte — éruptif et sédimentaire — dans lequel l'élément prépondérant est constitué par un apport éruptif. L'influence du métamorphisme régional de mésozone est évidente même dans les diorites.

Les roches appartenant au deuxième groupe — sauf les porphyroïdes — correspondent toutes, à un matériel sédimentaire : leur métamorphisme, également régional, est cependant épizonal. Les rapports entre ces deux séries n'ont jamais préoccupé l'auteur outre mesure. Il affirme, en passant, que le premier groupe présenterait un caractère autochtone, et qu'il y a par conséquent une tectonique normale.

V. UHLIG avait déjà étudié ces séries, mais plus superficiellement et seulement du point de vue tectonique.

En étudiant les monts de Rodna, de Bistrița et de Bărgău (25, p. 104—105), TH. KRAÛTNER parvient à établir la présence de deux séries cristallines : l'une à métamorphisme intense, micaschistes à biotite, micaschistes à grenats et amphibolites ; l'autre à métamorphisme réduit, phyllites, schistes sériciteux et chloriteux, quartzites noirs, calcaires cristallins. Il importe de remarquer l'existence de rapports absolument normaux entre les séries spécifiées dans le texte et dans les coupes. Les plis ont une orientation NW-SE et plongent généralement vers le NE.

M. REINHARD et I. ATANASIU en 1927 (46, p. 412), émettent une idée absolument nouvelle ; ces auteurs séparent nettement les deux groupes :

Le premier groupe est caractérisé par une forte cristallinité, et contient, des gneiss, des micaschistes, des schistes à hornblende et à grenat, de même que des roches massives granito-dioritiques.

Le deuxième groupe, à cristallinité plus faible, comprend, des schistes sériciteux-chloriteux, des chloritoschistes, des quartzites, des calcaires et des roches porphyrogènes.

Le premier groupe est principalement constitué de granodiorites, qui correspondent à des massifs d'intrusion, les autres roches représentant une couverture de contact. Tout le complexe est orienté NW-SE ; il apparaît avec des contours de forme elliptique.

Le deuxième groupe se caractérise par un métamorphisme régional en épizone. On constate l'existence de rapports anormaux entre les deux séries, fait attribué au plissement paléozoïque (hercynien).

I. ATANASIU (2) ramène en discussion le problème du cristallin et soutient les idées déjà exprimées de commun accord avec M. REINHARD.

Dans son étude sur le cristallin, l'auteur aboutit à la classification suivante :

1. Schistes issus d'un métamorphisme régional, montrant à peu près exclusivement des caractères d'épizone (II-e groupe—série de Tulgheș).

2. Massifs d'intrusion constitués par des roches granodioritiques, pour la plupart enfouies sous une puissante couverture de migmatites, de micaschistes à grenats, et de chloritoschistes (I-er groupe — série de Hăghimaș).

3. Filons, dont la situation est moins précise.

La mise en place des massifs intrusifs est postérieure au métamorphisme régional et a donné naissance aux phénomènes de contact, aussi bien qu'aux apophyses de gneiss ocellés, qui ont pénétré jusque dans le groupe des chloritoschistes. Le fait s'est produit pendant une phase d'orogénèse.

Depuis l'étude de I. ATANASIU sur la région de Tulgheș, des descriptions à contenu plus sommaire ont été présentées par TH. KRÄUTNER et M. SAVUL. Ce dernier surtout nous offre une étude particulièrement intéressante, dont je n'ai pu me servir, car elle est encore en manuscrit.

Étant donné la complexité des faits amenés en discussion, aussi bien que la variété des points de vue antérieurement exprimés, nous sommes obligés de reconnaître dès le début qu'il nous est difficile d'ajouter un point de vue original. C'est pour cette raison que nos vues sur le cristallin du Ciuc se borneront à quelques avis, qui ne sont en partie que des idées déjà exprimées et qui peuvent être résumées de la manière suivante :

a) La division du cristallin en séries pétrographiques est une question indiscutable. Cependant, afin d'éviter toute confusion possible, il est nécessaire d'établir une comparaison entre divers types extrêmes, la limite entre ces types n'ayant pas un caractère bien défini.

b) Dans toute la partie occidentale de la région, on ne rencontre que des chloritoschistes sériciteux, des chloritoschistes à calcite à intercalations de roches porphyrogènes, des phyllites noires, des quartzites noirs et des



calcaires cristallins. Ces formations appartiennent à un type de cristallinité peu élevée, comme l'ont décrit presque tous les anciens géologues, et indique un métamorphisme régional en épizone.

c) Dans la partie orientale de la zone cristalline on rencontre fréquemment d'autres roches : des gneiss à biotite, gneiss à muscovite, amphibolites à quartz et, plus rarement, des roches d'un caractère plus massif : granites et diorites gneissiques, se rapprochant sensiblement des amphibolites mésozonales et des granites gneissiques pegmatoïdes.

Ce dernier complexe de roches correspond partiellement à un type de cristallinité plus élevée, déjà décrit par divers auteurs. Quant au matériel qui a donné naissance à ce groupe, en dépit des difficultés qui s'opposent à toute précision, on peut déduire que l'on a affaire à un matériel mixte, sédimentaire et éruptif, dans lequel, par endroits, ce dernier est prépondérant. Les diorites gneissiques, les granites gneissiques et les gneiss à biotite correspondraient à un matériel éruptif, tandis que les amphibolites à quartz et les gneiss à muscovite correspondraient au matériel sédimentaire. Afin de préciser notre opinion, nous ajouterons que l'étude du terrain ne nous a pas donné l'impression qu'on aurait affaire à des masses unitaires de matériel intrusif. Les affleurements de roches massives sont toujours peu importants, de forme lenticulaire allongée, qui font penser, plutôt à des injections, qu'à des masses intrusives. Ce sont surtout les granites gneissiques pegmatoïdes et les gneiss ocellés qui correspondraient à ces formations. Les injections d'ortho-matériel (et la même supposition a d'ailleurs été faite à propos des masses granito-dioritiques) sont postérieures au phénomène de métamorphisme, mais synchrones aux mouvements de plissement. Elles ont pu conduire à un renforcement du métamorphisme, que le complexe cristallin a atteint dans une phase profonde, pour le moins mésozonale. Elles ont, de même, pu déterminer un très faible métamorphisme de contact, analogue à celui qui s'est produit par la pénétration des gneiss ocellés dans la série phylliteuse.

d) En parcourant la région, depuis la série suffisamment caractérisée ci-dessus à la série phylliteuse, on se rend compte que leur délimitation n'est pas donnée par une ligne, mais par une zone : dans cette zone, les roches sont tout à fait différentes, vu qu'elles sont constituées par des micaschistes, parfois à grenats, par des quartzites et par des chloritoschistes à biotite, aussi bien que par des amphibolites à quartz. Ces roches montrent une extension en largeur de 200-250 m.

C'est à ces formations que fait allusion I. ATANASIU, qui leur attribue le caractère de zone de contact.

En essayant de reconnaître dans cette zone, les effets du métamorphisme de contact, nous sommes arrivés à la conclusion que ces traces se réduisent à la seule présence de la biotite et du grenat.

Ces minéraux ne sont cependant pas strictement déterminables comme des minéraux de contact. La biotite est en effet caractéristique pour un métamorphisme de mésozone, tandis que le grenat apparaît dans toutes les zones, comme élément normal. La structure compacte et les cornéennes font complètement défaut. Cette absence n'est pas seulement locale ; elle est générale dans le cristallin du Ciuc.

Étant donné ce qui précède, nous sommes d'avis que dans le cas présent, nous avons affaire à une transition graduelle, d'un métamorphisme plus élevé de la première série, à un métamorphisme plus faible de la seconde série. En fait de roches de transition, il importe de mentionner surtout les micaschistes à grenat, les quartzites et les amphibolites à quartz.

E) OBSERVATIONS TECTONIQUES SUR LE CRISTALLIN

Le cristallin de la zone du Ciuc, en tant que partie intégrante de la zone cristalline des Carpates orientales, présente une tectonique que l'on ne peut prendre judicieusement en discussion, que si l'on établit une comparaison entre les idées émises sur cette unité.

Au cours des discussions qui eurent lieu à ce sujet, c'est — en premier lieu — l'influence de l'ancienne remarque faite par UHLIG qui s'est fait sentir. Selon cet auteur, le Mésozoïque constituerait deux séries distinctes, superposées (la nappe transylvaine supérieure et la nappe bucovinienne inférieure).

Par la suite, la tectonique du cristallin des Carpates orientales a été interprétée de deux manières différentes : l'une admettant une structure en nappe de charriage, en associant à cette tectonique aussi le Mésozoïque (V. UHLIG, I. P.-VOIȚEȘTI, L. MRAZEC) ; l'autre, rejetant cette manière de voir, tient la tectonique du cristallin comme indépendante (I. ATANASIU, TH. KRÄUTNER, M. SAVUL).

Pour plus de précision, nous présenterons ces points de vue dans l'ordre chronologique :

V. UHLIG, dans la première synthèse tectonique des Carpates orientales (52, p. 70), attribue le cristallin à deux nappes, sans toutefois fournir de précision en ce qui concerne les séries. La série gneissique semble constituer la base de « la nappe bucovinienne » ; La série chlorito-phylliteuse la base de « la nappe transylvaine ».

L. MRAZEC, seul au début (33), puis d'accord avec I. P.-VOIȚEȘTI (32), considère l'extension de la structure en nappes dans les Carpates orientales, mais sans assez de précision en ce qui concerne le cristallin.

Plus tard, M. REINHARD et I. ATANASIU (46) partant de la conception que la série gneissique correspond à des masses intrusives, excluent l'idée



des nappes. Ultérieurement, I. ATANASIU (2, p. 126), donne les précisions suivantes en ce qui concerne la tectonique du cristallin :

1. Les schistes cristallins sont très plissés et fortement broyés ; ce phénomène s'est très probablement produit pendant deux phases de plissement au moins, les deux prétriasiques.

2. Le plongement général vers l'E des schistes cristallins est dû au fait que le noyau cristallin des Carpates orientales, qui n'est qu'un fragment de la chaîne cimmérienne, est plissé d'après un style « altaïque », tout comme la Dobrogea et les Sudètes ; ce style a été respecté par les plissements alpins.

3. La série gneissique représente des masses intrusives enracinées. Leur mise en place s'est effectuée après le métamorphisme en épizone de la série clorito-phylliteuse, dans une phase antérieure au Trias. Les rapports anormaux de contact remarquables entre les séries sont très probablement dus surtout aux mouvements de replissement.

I. P.-VOITEȘTI, dans son étude sur la synthèse tectonique des Carpates (57) se servant de ses propres observations faites dans la région de Rodna (58), aussi bien que des résultats de TH. KRÄUTNER et tout particulièrement de celles de I. ATANASIU, revient à l'idée de la tectonique en nappes de charriage.

Étant donné l'importance du problème, nous ferons un exposé objectif des considérations de l'auteur, en nous reportant aux données contenues dans l'étude de synthèse.

En ce qui concerne la nature pétrographique des roches qui rentrent dans la constitution des séries cristallines, l'auteur est d'accord avec les divisions faites par I. ATANASIU ; il y distingue ainsi, une série phylliteuse moins métamorphisée, et une série de roches intrusives granito-dioritiques, qu'il trouve insuffisamment caractérisée. La série phylliteuse, du moins celle des Monts de Rodna, est identique, selon l'auteur, à celle qui constitue le cristallin des Monts du Gilău ; il la considère comme faisant partie d'une seule unité tectonique structurale développée surtout en Transylvanie (III-e groupe cristallin). L'auteur constate de même, entre les Carpates orientales et le Gilău, une relation directe réalisée par les lambeaux de cristallin de Mezeș - Lăpuș - Preluca. La seule différence pétrographique entre les régions serait la présence, dans le cristallin des Carpates orientales, de lames de gneiss ocellés semblables à celui du Făgăraș. A leur sujet, l'auteur se range à l'avis de M. REINHARD, pour les attribuer à des phénomènes de charriage.

En discutant la manière de se présenter des séries, sur les cartes établies par I. ATANASIU, l'auteur fait les observations suivantes :

1. Les schistes cristallins de la série à métamorphisme avancé apparaissent toujours en lambeaux synclinaux, orientés NNW-SSE et ils constituent les hautes crêtes de la région et supportent constamment des cuvettes synclinales de Mésozoïque. Ces lambeaux synclinaux de cristallin



et de Mésozoïque reposent directement sur la série cristalline phylliteuse qui les contourne, dans le lit même des plus profondes vallées (Putna - Bistriçioara). Pour que la série à cristallinité élevée constitue effectivement le fondement de la série phylliteuse, comme l'affirme I. ATANASIU, il faudrait que la présence des roches de ce type soit surtout remarquée dans le lit des vallées. Les affleurements devraient s'élargir au fur et à mesure que l'on avance en profondeur, jusqu'à ce qu'ils arrivent à se joindre (57, p. 13—14).

2. Les affleurements de Mésozoïque (Trias, Lias, Dogger - Malm - Néocomien) se rencontrent exclusivement dans les lambeaux synclinaux de la série à cristallinité élevée. Le Mésozoïque repose sur des schistes phylliteux lorsqu'il y est amené par décollement dans la direction de la pente vers l'E.

Basé sur ces observations l'auteur conclut à une tectonique en nappes de charriage du cristallin des Carpathes orientales, qui se définit de la manière suivante :

Les lambeaux du premier groupe cristallin et du Mésozoïque représentent les restes d'érosion d'une vaste nappe charriée sur la série phylliteuse. Le glissement de la nappe s'est produit dans le Crétacé moyen, de l'W à l'E, en partant de l'actuelle région de la Dépression pannonienne, qui n'existait pas à cette époque ; elle est passée par-dessus le noyau granitique du Gilău et son manteau de schistes cristallins, et par-dessus la Dépression transylvaine, également de formation plus récente pour arriver jusque dans les Carpathes orientales.

Cette nappe correspond à la Nappe transylvaine de V. UHLIG. Prennent part à sa constitution les formations suivantes : cristallin à métamorphisme élevé (I-er groupe ; granites, diorites, micaschistes à grenat, schistes à biotite, amphibolites), Paléozoïque, Permien, Mésozoïque à Trias de Hallstatt dans le flanc inverse et Trias de Dachstein dans le flanc normal, Lias d'Adneth, Dogger, Malm, Néocomien ostalpin, Aptien, en lambeaux synclinaux (conglomérats), Sénonien de Gosau dans le flanc direct. Ce Mésozoïque, avec une partie de celui du fondement, a glissé dans la région frontale, où il se trouve refoulé et y forme des klippes.

Dans les Alpes, la Nappe transylvaine a comme correspondant les nappes ostalpines supérieures (nappes de Hallstatt).

En poursuivant ces considérations, on constate que la série chlorito-phylliteuse constitue elle-même une nappe, qui correspond à la Nappe bucovinienne, décrite par UHLIG et, selon le Professeur VOITEȘTI, à la Nappe des Conglomérats de Bucegi. Outre les schistes chlorito-phylliteux, cette nappe renferme une série sédimentaire mésozoïque, de sorte que l'on distingue dans sa constitution, les formations suivantes : cristallin à métamorphisme réduit (III-e groupe), phyllites, phyllites graphiteuses à synclinaux de calcaires cristallins, schistes chlorito-sériciteux micacés, à veines de quartz. Dans la zone de base située en lisière de la



région SE des Monts Apuseni (Turda - Creasta Bedeleului) le complexe présente de fortes injections de quartz pegmatitique et de roches basiques (diabases, porphyrites, porphyres).

Le Mésozoïque bien développé seulement dans la zone de base, contient du Trias de Hallstatt (en quantité moindre, selon KOBER), du Lias, du Tithonique, le tout couvert de marnes à Aptychus (Néocomien) et par l'Aptien (marnes, grès, conglomérats). Dans le reste des Carpates, le cristallin de cette nappe semble correspondre au cristallin de la Leaota et au cristallin phylliteux encadré par la faille septentrionale du gneiss de Cozia et la faille méridionale du gneiss de Cumpăna (REINHARD-VOITEȘTI), de même qu'à celui qui se trouve au N de la faille du Negoiu (REINHARD).

La nappe des conglomérats de Bucegi supporte la Nappe transylvaine, tandis que sa partie orientale chevauche le Flysch crétacé-paléogène (57, planche II, a—b).

En ne considérant que les Carpates orientales, outre le cristallin qui est caractérisé d'une manière nette, les précisions apportées sur la couverture sédimentaire de ces nappes ne nous semblent pas suffisantes. De plus, certaines considérations font suggérer l'idée que des roches de la série métamorphisée appartiendraient au Mésozoïque ; p. ex., que les calcaires cristallins pourraient être tithoniques et les quartzites noirs, liasiques ; c'est ce que nous n'avons pu vérifier par aucune observation sur le terrain.

* * *

Etant donné la diversité des points de vue que nous venons d'exposer, nous chercherons à fixer notre opinion en considérant de près les données du terrain ; c'est-à-dire, la chronologie des séries cristallines, le plissement d'ensemble, les rapports entre les séries, de même que le rapport avec le sédimentaire.

1. LE PLISSEMENT DU CRISTALLIN

Le cristallin du Ciuc présente un plissement intense dans lequel, malgré les paquets bouleversés, on distingue une homogénéité assez nette. Le sens des plissements est surtout donné par la série chlorito-phylliteuse (II-e groupe), et il ressort des données générales que les plissements ont une direction prédominante NNW-SSE avec des pendages vers l'ENE. Le plissement est moins évident dans la série gneissique (I-er groupe), mais il n'est jamais absent si l'on considère les complexes sur des étendues plus vastes. Ici, le plissement accuse le même sens général ; mais, tout en conservant la direction indiquée, les plis se redressent vers le centre de la zone, puis ils affectent des pendages généraux vers l'W. Ce comportement des plis imprime au complexe cristallin entier un caractère synclinal, l'axe étant occupé par la série gneissique (I-er groupe). Malheureusement, la bordure de cette zone est constamment masquée par la cuvette sédimentaire du Hăghimaș. Le cristallin



réapparaît à la lisière orientale du synclinal, mais il est affecté par des plissements plus récents, qui l'ont déplacé par endroits. Néanmoins, dans la Valca Dămucului, sur le Pârâul Arșița Almașului et Gusás, où le cristallin de ce flanc accuse un certain développement, on observe nettement la direction normale du plissement, avec un faible pendage vers l'E.

Le plissement à direction NNW-SSE avec des pendages vers l'E, n'est pas une particularité propre au cristallin de cette région. Elle a déjà été remarquée par l'H. KRÄUTNER en Bucovine et aussi par I. ATANASIU, qui s'en est tout particulièrement occupé. A la suite des comparaisons faites entre ces plissements et ceux du N de la Dobrogea et de Lyssa Gora, I. ATANASIU arrive à la conclusion que « l'inclinaison vers l'E de tout le cristallin des Carpatés orientales peut être regardée comme un plissement de style cimmérien (altaïque) » et que « dans les plissements plus récents alpino-carpatiques, le bloc cristallin oriental a joué plutôt le rôle de masse passive » (2, p. 459—460).

En ce qui concerne le style altaïque dans le cristallin des Carpatés orientales, nous nous voyons obligés de faire certaines réserves. En premier lieu des recherches plus récentes entreprises dans la Dobrogea septentrionale par M. SAVUL ne font voir que des plissements hésitants; aucun mouvement d'un style précis. On constate que les plis du cristallin présentent une orientation différente de ceux de la zone du Flysch; ils ne sont que le reflet d'un plissement plus ancien, mouvement qui ne peut être qu'hercynien. Nous persistons cependant dans l'affirmation, que le déversement général vers l'W du cristallin peut être, non seulement le reflet d'un style particulier de plissement, mais encore l'effet relativement récent d'un affaissement de la Dépression transylvaine. Il est naturel que la masse cristalline, dépourvue d'appui à l'W, ait subi un mouvement de bascule qui a eu pour effet d'accentuer, si non de provoquer, un retour à la direction initiale des plis. Le déversement en bloc du cristallin vers l'W a d'ailleurs été prouvé par l'inclinaison des plateformes d'érosion (NORDON). Le cristallin a entraîné dans ce déplacement en bloc — mais bien moins sensiblement — la masse interne des dépôts mésozoïques anciens, qui manifestent le même déversement général.

Quant à l'influence, sur le cristallin, des plissements plus récents — alpins — nous nous arrêtons à la constatation déjà faite, que tout en se comportant dans une grande mesure, comme une masse passive, le cristallin a été par endroits assez influencé.

En effet, à la lisière du flanc interne, au point de contact avec la série mésozoïque, le cristallin présente de fréquents pendages, aboutissant parfois à une inversion absolue de l'ancienne disposition.

Il faut ainsi mentionner le bassin supérieur des vallées Setét - Görbe, où le cristallin chevauche toute la série sédimentaire, y compris le Crétacé



(voir coupe XX). Donc, du moins à sa lisière orientale, le cristallin a dû subir l'influence des nouveaux plissements, alpins. Sa masse rigide s'est bornée à une simple inversion, là où il a subi davantage la résistance des séries superposées.

Il est à signaler, en rapport avec les observations faites, que vers l'extrémité méridionale, la masse du cristallin subit des changements graduels dans l'orientation des plis : d'abord N-S, puis NNE-SSW. Ce changement de direction avec la tendance d'ennoyage en bloc de la masse cristalline vers la courbure des Carpates, acquiert une signification toute particulière : il affirme sa continuité sous les dépôts du Flysch. En effet, en suivant de près la direction des plis et de la dépression, on arrive à un raccordement du cristallin des Carpates orientales avec la crête du cristallin de la Valea Zamurei—Prahova, crête mise en évidence par G. MURGEANU et N. GHERASI (34).

En considérant la nature pétrographique de cette crête cristalline, les auteurs sont d'accord à lui reconnaître de l'analogie avec le cristallin de la Leaota ; nous sommes cependant d'avis, qu'il y a lieu d'admettre aussi une analogie avec le cristallin des Carpates orientales, plus précisément avec la série chlorito-phylliteuse, également peu métamorphisée, ayant — avec la première — des roches communes, telles que, chloritoschistes à calcite, chloritoschistes à épidote et quartzites chloriteux.

Outre les analogies pétrographiques, l'orientation des plis et les rapports avec les Couches de Sinaia fournissent un nouvel argument en faveur de ce rapprochement. En effet, la direction de plissement dans le cristallin de Zamura est en parfaite concordance avec celle de l'extrémité méridionale du cristallin des Carpates orientales, de la région d'affaissement de Mihăileni - Frumoasa (NNE-SSW). Sa disposition par rapport aux Couches de Sinaia, est celle d'une crête anticlinale jaillie du soubassement, tout à fait analogue aux affleurements cristallino-mésozoïques que l'on remarque à la lisière externe du Synclinal mésozoïque (Valea Antal - Valea Intunecată et Görbe - Rana). D'ailleurs, les auteurs mentionnés ont fait la même remarque, sans lui accorder toutefois l'attention qu'elle méritait (p. 20).

Il y a lieu d'ajouter, qu'une liaison plus étroite pourrait exister (comme unité structurale ancienne, à l'état de fragment enfoui depuis la fin du Jurassique), entre la masse des Carpates orientales et le cristallin de la Leaota, fait qui ressort tout particulièrement des dernières recherches entreprises par N. ONCESCU (38).

2. L'ÂGE DU CRISTALLIN ET LA SUCCESSION DES SÉRIES

En dépit des difficultés que rencontre l'établissement de l'âge d'une série métamorphisée, des essais de cette nature n'ont pas fait défaut pour le complexe des Carpates orientales. Ils se sont limités généralement aux calcaires



cristallins, quartzites et phyllites noires, qui présentent le métamorphisme le plus faible, et qui sont, dans l'ordre de succession, les plus élevés. Ainsi, HERBICH (18, p. 65), se demande si les calcaires cristallins de Borsec ne sont pas d'âge triasique, équivalents des calcaires dolomitiques du Hăghimaş. PALFY posait plus tard ce même problème (40), et divers géologues hongrois ont essayé de les rapporter au Dévonien. Le professeur SAVA ATHANASIU (4, p. 135—139) essaie d'établir un parallèle entre les schistes graphiteux et les phyllites noires de la Valea Bistriței (Cojoci et P. Sărişorul), et la Formation de Schela (d'âge carbonifère, aujourd'hui liasique) ; récemment, I. P.-VOITEŞTI se demandait, comme nous l'avons déjà signalé, si les calcaires cristallins ne sont pas tithoniques et les quartzites noirs, liasiques.

Quant aux calcaires cristallins de la région du Ciuc, nous devons convenir que nous ne pouvons rejeter trop à la légère l'éventualité de les voir encadrés dans l'un des groupes cristallins indiqués ci-dessus. Les calcaires constituent une masse importante, éloignée de tout reste sédimentaire ; ils couronnent — comme d'ailleurs partout — la succession des roches métamorphisées. Mais en nous rapportant à des régions plus lointaines, nous constatons la présence des calcaires sous forme de bandes d'une étendue bien moindre, constamment associés à des quartzites noirs et supportant en transgression directe le Trias, avec les conglomérats de base, puis les dolomies. Ils présentent partout une homogénéité remarquable, ce qui indique clairement que l'on a affaire au même complexe. Dans cette situation, les calcaires semblent appartenir, soit à un groupe plus ancien que le Trias (Dévonien?), ce qui est indéniable, soit au Trias lui-même, et alors la disposition des conglomérats et des dolomies est déterminée par un charriage. Mais on devrait constater dans ce dernier cas des phénomènes de laminage et des brèches, qui font complètement défaut. Quant à les attribuer au Tithonique, cette hypothèse est encore moins probable.

En ce qui concerne l'âge des quartzites noirs, nous avons démontré leur position sous les calcaires, avec lesquels ils sont en parfaite concordance ; ils sont donc antérieurs à ces calcaires.

En conclusion sur l'âge des formations qui ont subi le métamorphisme dans les Carpates orientales, on peut affirmer qu'elles n'appartiennent pas au Mésozoïque ; mais très probablement au Paléozoïque, les calcaires cristallins étant les plus récents (probablement dévoniens).

3. LES RAPPORTS ENTRE LES SÉRIES CRISTALLINES ET LE SÉDIMENTAIRE

Les rapports entre les séries cristallines constituent aujourd'hui l'objet des plus intéressantes discussions en relation avec la tectonique de la région.

M. REINHARD et I. ATANASIU (46), en déterminant pour la première fois d'une manière précise deux séries cristallines dans les Carpates orientales,



constatent entre elles des rapports anormaux, le II-e groupe plongeant généralement sous le premier groupe.

Dans la région du Ciuc nous avons reconnu les mêmes rapports. Mais bien qu'on ne puisse voir entre les deux séries une différence bien nette — du fait des transitions qui existent sur le terrain — on constate que tout le complexe — depuis les schistes typiques de la série chlorito-phylliteuse et jusqu'aux roches de la série gneissique, se maintient incliné de 35 à 40° vers l'E, fait qui indique un prolongement du groupe épizonal sous le groupe mésozonal. La forme affectée par la ligne de délimitation des séries n'est pas assez nette; cela, d'une part, à cause des différences de relief généralement insignifiantes, de l'autre du fait que nous nous trouvons dans une zone d'affaissement du cristallin.

Les rapports inverses constatés ne sont certainement pas normaux, parce que, quelle que soit l'interprétation pétrographique envisagée, le premier groupe doit être inférieur au deuxième. Ces rapports anormaux constituent l'un des principaux problèmes de la tectonique du cristallin.

Si nous nous bornons strictement aux observations sur le terrain, le problème se trouve en quelque sorte simplifié. Effectivement, la série gneissique apparaît — ainsi qu'il résulte de la carte géologique — dans toute la région du Ciuc et du Hăghimaș, sous forme de zones pas trop larges et jamais fragmentées. En tenant compte de l'observation déjà faite sur le style général de plissement du cristallin, il est permis de considérer les rapports inverses comme un effet du déversement général vers l'W.

Cependant, en tenant compte de toute la zone du cristallin et particulièrement de la région la plus rapprochée de Tulgheș, nous nous rendons à l'évidence qu'il est malaisé d'accepter cette explication. En effet, la série gneissique apparaît, à cet endroit, sous forme de lambeaux elliptiques, localisés sur les hautes crêtes, interrompus par des vallées et entourés de roches de la série chlorito-phylliteuse.

Étant donné cette situation I. ATANASIU a fourni l'explication déjà mentionnée, de masses intrusives déversées sur les deux flancs, par l'intervention des mouvements tectoniques actifs, synchrones de la mise en place des masses.

Abstraction faite du caractère pétrographique, qui ne met pas suffisamment en évidence l'existence des masses intrusives, la question présente des difficultés d'ordre mécanique et géométrique, que nous exposerons en lignes générales, en vue d'une meilleure explication.

a) Les pressions qui conduisent au plissement d'un complexe pétrographique, provoquent une orientation déterminée des plis; une intensité qui se traduit par des plissements et des failles, depuis les formes les plus simples jusqu'aux plus complexes, résulte d'une poussée tangentielle rarement égale sur les deux flancs. Dans tous les cas, nous ne connaissons pas des pressions concentriques, ou bien parfaitement symétriques.



En vertu de ces lois générales, le complexe pétrographique affecté se plisse dans un style déterminé, et les divers complexes secondaires associés se trouvent encadrés dans l'effet général.

Dans la conception de I. ATANASIU, il faut admettre que les masses intrusives du cristallin des Carpates orientales ont été entraînées dans un plissement intense, mais on ne peut pas distinguer ce plissement de celui qui a imprimé à la série chlorito-phylliteuse le style principal (altaïque selon l'auteur).

Forcément, les masses intrusives devaient suivre ce même mouvement et acquérir un déversement vers l'W, en harmonie avec l'ensemble du complexe ; en aucun cas elles ne devaient se déverser sur les deux flancs. Cependant, pour que le déversement se produise, il a fallu que la pression agisse d'une manière presque égale sur les deux extrémités, en discordance avec le reste. Pratiquement nous ne pouvons admettre des pressions de cette nature. En outre, la pression singulière qui se serait produite, aurait dû avoir une force suffisante pour produire des effets cataclastiques et des laminages beaucoup plus prononcés que ceux que l'on observe ; elle aurait produit dans tous les cas, une zone de brèches sur les flancs des massifs. En effet, pendant leur étranglement et leur déversement, il est certain que les massifs auraient dû être écrasés et charriés, tant soit peu, sur la ligne de contact, et présenter des brèches et des laminages, dont l'auteur ne nous donne pas des exemples. La plasticité des masses aurait dû, en outre, se maintenir très longtemps dans le cadre des mouvements orogéniques.

La série chlorito-phylliteuse aurait dû subir l'influence de cette même pression, soit dans le sens de diverses orientations, soit surtout comme état de cristallinité.

b) Au point de vue géométrique, on a constaté que la série gneissique est localisée surtout sur les hautes crêtes, où elle se développe en affleurements elliptiques, pour diminuer, voire même disparaître, dans les vallées profondes (Putna, Bistricioara) où la série chlorito-phylliteuse est très développée.

Vu la manière de se présenter et en tenant compte des observations faites par I. P.-VOITEȘTI, le premier groupe ne nous apparaît pas comme unité de soubassement, mais plutôt comme unité supérieure. Il est vrai que dans les schémas explicatifs, aussi bien que dans les coupes, I. ATANASIU présente des masses intrusives étranglées en champignon et la diminution dans les vallées apparaît par conséquent naturelle. Mais ce qui est moins clair, c'est la disparition totale du premier groupe dans les vallées. Cette disparition est d'autant plus surprenante, que les vallées sont profondes et que ce groupe est entouré de roches phylliteuses en continuation, sans changement de position.

Afin de pouvoir admettre le point de vue exprimé par I. ATANASIU, il faudrait donc que nous acceptions l'une des alternatives suivantes :



1. Les pressions ont pincé les massifs jusqu'à les déraciner, réunissant à nouveau en dessous le groupe phylliteux.

2. Chaque lambeau de la série gneissique représente une intrusion différente, faisant supposer tout au plus, une connexion en profondeur.

Cependant, pour les raisons énoncées ci-dessus, la première alternative — éliminée par l'auteur lui-même — nous semble pratiquement inadmissible dans notre région.

Quant à la deuxième alternative, elle peut être écartée par une observation d'ordre paléogéographique ; l'affaissement de toute la zone cristalline vers le S en comparaison avec la région septentrionale de Tulgheș - Bistrița. Cet affaissement — accepté d'ailleurs depuis longtemps (29, p. 60) — date depuis la fin du Jurassique supérieur, le Cristallin étant couvert transgressivement par le Crétacé inférieur.

Le cristallin du Ciuc étant situé dans une région d'ennoyage, met en évidence des unités d'ordre supérieur. Le fait est suffisamment prouvé dans la série chlorito-phylliteuse, par le grand développement que présentent les calcaires cristallins, l'unité la plus élevée, acceptée comme telle actuellement.

Quant à la série gneissique, elle couvre toute la surface de la région du Ciuc, sur une longueur de 40 km et jusque dans la Valea Bicazului ; elle affleure non pas sous forme de lambeaux, mais comme une zone absolument continue, qui augmente en largeur vers le S (1 km dans le Hăghimaș, 3,5 km à Mihăileni). Ce mode de développement en longueur du cristallin gneissique nous oblige à constater que, du N au S, apparaissent des unités de plus en plus supérieures au point de vue tectonique et que l'aspect de lambeaux sous lequel se présente cette série au N de la vallée du Bicaz, est dû à une érosion très avancée. Ce n'est pas seulement le cristallin qui en a été atteint, car l'érosion s'est reportée aussi sur le Mésozoïque. On sait que le Mésozoïque, dans la région de Tulgheș, est représenté par des unités plus anciennes, d'une étendue moins vaste que celle de Hăghimaș—Ciuc, où il apparaît sous la forme d'une zone longitudinale et d'une manière plus complète.

La critique qui va suivre a pour but de préciser notre point de vue sur la région du Ciuc, qui représente le prolongement vers le S, des zones étudiées par les auteurs précités. Avant d'en tirer des conclusions, nous sommes obligés de revenir aux avis de M. I. P.-VOITȘTI, qui s'opposent à cette critique.

Afin de pouvoir admettre la structure en nappe de charriage dans le sens de l'auteur, donc avec la participation du sédimentaire mésozoïque, il est nécessaire de constater, outre les rapports structuraux inverses entre les deux séries cristallines, les caractéristiques suivantes :

a) l'existence de deux séries sédimentaires associées en partie, à chaque unité structurale ;



b) la présence au contact, des phénomènes d'écrasement, brèches, laminages, avec des structures microscopiques correspondantes.

En ce qui concerne le premier point, précisons dès le début, que nous n'avons trouvé à Ciuc, aucun indice valable. En admettant même qu'on ait constaté quelques anomalies dans la série du Hăghimaş, celles-ci n'engagent en rien la structure profonde du cristallin. Et puis, on peut affirmer avec certitude, que sur la ligne de contact des deux groupes cristallins, on n'a relevé aucune trace de matériel sédimentaire.

Il est juste que selon I. P.-VOITEŞTI, le métamorphisme a dû atteindre, en partie du moins, le sédimentaire de la nappe des Conglomérats de Bucegi (calcaires cristallins probablement tithoniques, quartzites noirs liasiques). Nous avons expliqué pour quelles raisons le fait nous apparaît improbable. Il faut aussi remarquer, que les calcaires cristallins et les quartzites noirs sont cantonnés à la bordure occidentale, la plus éloignée du contact entre les deux séries.

En échange si on ne peut établir une différence entre les séries sédimentaires des deux unités cristallines, on doit leur reconnaître une grande ressemblance. Ainsi, tant sur la série gneissique que sur la série chloritophylliteuse le sédimentaire débute, comme nous aurons l'occasion de le montrer, par des conglomérats triasiques inférieurs, à caractère nettement transgressif. I. P.-VOITEŞTI se rangeant à l'avis plus ancien de LIMANOWSKY, considère la disposition normale de cette série seulement sur la série gneissique et là où elle se trouve disposée sur la série chloritophylliteuse il y voit un effet de décollement. I. ATANASIU, anticipant sur cette possibilité, donne les raisons pour lesquelles elle ne peut être soutenue.

En ce qui nous concerne, nous avons pu vérifier complètement les points de vue de I. ATANASIU dans les coupes suggestives dans le flanc externe du cristallin, dans la Valea Antal, Valea Intunecatã et Gôrbe-Rana.

En examinant l'esquisse géologique de la région, on constate que les vallées traversent d'anciens noyaux constitués de cristallin chloritophylliteux associé au Trias et un peu moins au Jurassique (Dogger grésueux, jaspes).

Dans la Valea Intunecatã (Setet) on constate la présence d'un anticlinal presque symétrique, incliné vers l'E. Dans l'axe de l'anticlinal on voit apparaître une étroite bande de conglomérats à facies Verrucano, suivie par des grès, puis par des calcaires dolomitiques, fossilifères. Sur la crête, à l'extrême limite septentrionale de l'anticlinal, de même que dans la Valea Antal, ces formations s'associent au Dogger constitué par des grès noirs, également fossilifères. Dans la direction de Valea Intunecatã, l'anticlinal est coupé par une faille transversale, utilisée par les eaux minérales carbonatées, sulfureuses, ferrugineuses, en partie captées pour les bains.

Plus au S de la vallée de Gôrbe, et tout particulièrement dans la Rana, nous constatons l'apparition d'un autre anticlinal, mais plus évident et plus



large, du fait de l'apparition dans son axe, d'un noyau de schistes cristallins appartenant à la série chlorito-phylliteuse. Autour du cristallin, affleurent les mêmes conglomérats à facies Verrucano, qui se maintiennent comme une couronne et sont suivis de dolomies. Vers le S l'anticlinal Gôrbe-Rana s'ennoie et, après quelques retours peu nets, il disparaît sous le Crétacé inférieur (coupes XXIII—XXV).

La coupe de la Rana, indique d'une manière satisfaisante la situation normale, transgressive, du Trias sur la série chlorito-phylliteuse. On pourrait cependant croire, que le cristallin a atteint cette situation grâce à une sous-poussée. Dans ce cas, les conglomérats, qui apparaissent constamment sous forme de bande étroite, (avec un maximum de largeur de 7—8 m) auraient dû être laminés et le cristallin aurait dû arriver directement en contact avec les dolomies, ou peut-être même avec le Crétacé. De même, si le Trias y était venu par décollement, le fait se serait passé seulement après le Crétacé moyen, et dans ce cas il aurait dû emprisonner, entre lui et le cristallin, les Couches de Sinaia. Par contre, le complexe cristallin-Trias se cache exclusivement, de tous côtés, sous la couverture de ces roches. Pour cette raison nous sommes d'avis que la série chlorito-phylliteuse n'est pas surmontée par le Trias par décollement, mais d'une manière transgressive, sur une ancienne surface d'érosion, et seulement plus tard, dans le Crétacé moyen, ils se sont plissés ensemble.

Pendant les plissements tertiaires, le noyau cristallin avec le Mésozoïque ancien, ont été poussés plus loin sous la large voûte du complexe des Couches de Sinaia, les perçant et les chevauchant par endroit. Cependant, plus on avance vers le N (Bicaz - Tulgheș), plus le cristallin s'élève axialement de manière à constituer en face du géosynclinal du Flysch, une masse résistante, qui détermine la formation d'une grande ligne de dislocation, l'actuelle limite de la zone cristalline. Vers le S, par contre, le cristallin tendant à s'abaisser, a percé seulement par endroits la couverture des roches crétacées, affleurant dans des points d'élévation axiale locale, sous forme de noyaux anticlinaux plus ou moins déversés. En ce qui concerne la situation transgressive du Trias sur le premier groupe cristallin, I. ATANASIU l'a parfaitement démontré.

En ce qui concerne les phénomènes de broyage qui sont habituellement les traits distinctifs d'une grande ligne de chevauchement, malgré notre insistance, nous n'avons pas eu la possibilité de les observer dans la région du Ciuc. Comme nous l'avons spécifié, la séparation en ce point entre les séries cristallines ne s'effectue pas le long d'une limite tranchante, mais par une zone large dans laquelle les formations passent graduellement d'un métamorphisme régional plus faible — épizonal — à un métamorphisme plus avancé — mésozonal — caractérisé par de fréquents



phénomènes d'injection. Cette zone de transition a également été remarquée par I. ATANASIU dans la région de Tulgheș, mais il y voyait une auréole de contact.

Il importe de rappeler à ce propos que I. P.-VOITEȘTI, dans une note ultérieure à l'étude de synthèse (58), constate dans le cristallin de Rodna un chevauchement considérable du cristallin de la nappe transylvaine (appelé le II-e groupe), sur le cristallin de la nappe bucovinienne (III-e groupe), chevauchement accompagné de brèches puissantes.

* * *

En conclusion la manière de se présenter du cristallin des Carpates orientales peut être résumée comme suit :

a) La nature pétrographique des roches, de même que leur développement sur le terrain, indiquent un métamorphisme régional à divers degrés d'intensité ; ce métamorphisme a affecté un matériel en grande partie sédimentaire, par endroit seulement d'origine éruptive.

On peut séparer sur le terrain deux unités pétrographiques : l'une dominante, à métamorphisme régional d'épizone (série chlorito-phylliteuse) l'autre, à métamorphisme régional mésozonal (série gneissique) ; entre ces séries on constate une transition graduelle du métamorphisme.

b) Le plissement général du cristallin est dirigé NNW-SSE, avec de fréquents déversements vers l'W et des redressements dans l'axe. A l'extrême limite méridionale, la direction du plissement subit une déviation spécifique, d'abord vers le S, devenant ensuite NNE-SSW. Ce plissement ne constitue cependant pas l'indice d'un style altaïque ; il s'encadre dans la direction du plissement hercynien. Cet ancien plissement a été affecté d'une manière très active, par les tendances à l'affaissement aussi bien à l'W — où s'est établie la Dépression transylvaine — que vers le S et l'E, c'est-à-dire vers la courbure des Carpates — où s'est établie la région d'affaissement, aujourd'hui occupée par les dépôts épais du Flysch crétacé.

c) Les rapports entre les deux séries cristallines sont anormaux. Le groupe phylliteux plonge sous le groupe gneissique. On n'y constate cependant pas des brèches tectoniques, ou l'interposition de sédiments dans la zone de séparation des groupes.

d) Dans le complexe sédimentaire de la région il est impossible de séparer des séries liées à des unités cristallines, la plus ancienne formation, le Trias inférieur, reposant transgressivement sur les deux groupes. Dans ces conditions, le métamorphisme produit dans la région, s'est exclusivement porté sur un complexe de roches d'âge paléozoïque. La tectonique interne du cristallin est également antétriasique, plus précisément hercynienne. Elle a subi des influences pendant les plissements alpins, surtout dans la bordure orientale.



e) Etant donné la succession dans laquelle sont disposés les groupes cristallins, aussi bien que leurs degré de métamorphisme, nous arrivons à la conclusion qu'un chevauchement du groupe gneissique sur le groupe phylliteux a dû avoir lieu. Le chevauchement s'est probablement produit dans la phase hercynienne et sans phénomènes de laminage trop intenses. Il est même possible que nous nous trouvions dans le cas d'un simple flanc inverse.

f) Si nous voulons essayer de pousser plus loin la comparaison du cristallin des Carpates orientales, nous ne pouvons le faire que dans la région SW, avec le cristallin de la Leaota, par l'intermédiaire du cristallin de Zamura. Vers l'W, le cristallin disparaît sous les dépôts de la Dépression transylvaine, dont il est cependant séparé par une ligne de failles qui a favorisé, dans le Pliocène, les éruptions des laves andésitiques.

g) L'enfoncement du cristallin dans les sens indiqués, a varié dans le temps. Vers la dépression, il peut remonter au début de l'Eocène, avec des mouvements pendant les époques ultérieures. Vers le S, l'ennoyage a commencé plus tôt, depuis la fin du Jurassique, comme il résulte de la transgression des couches de Sinaia.

Dans ces conditions, le cristallin, du moins dans la partie méridionale des Carpates orientales, n'a pu prendre part — que superficiellement — aux événements tectoniques mésocrétacés ou tertiaires. D'autant plus, sa tectonique demeure essentiellement ancienne, s'encadrant dans l'ensemble des plissements hercyniens.

h) La masse certainement paléozoïque du cristallin des Carpates orientales a servi d'aire de sédimentation depuis le début du Trias. Dans cette aire s'est accumulé l'ensemble de la série des dépôts jusque dans le Jurassique supérieur-Néocomien, et qui constituent le Synclinal externe. C'est depuis lors que le cristallin manifeste des enfoncements dans les sens indiqués, tout en conservant une position surélevée dans la région plus au N de Tulgheș - Rodna. Dans la région méridionale d'ennoyage, le cristallin et le Mésozoïque plus ancien, Trias — Jurassique, ont été invadés par les dépôts du Flysch. Cette circonstance a déterminé la séparation de l'ancienne unité du cristallin laquelle — partant du N des Carpates orientales, s'étendait jusqu'à l'W de la Leaota. Aujourd'hui nous nous trouvons dans la situation de considérer séparément les extrémités du cristallin, c'est-à-dire, l'extrémité septentrionale dans les Carpates orientales et l'extrémité méridionale dans la Leaota et Piatra Craiului. En réalité les deux régions représentent la même unité : le prolongement du Synclinal mésozoïque sur le soubassement cristallin. Les complications de structure postérieures au Crétacé moyen, qui ont conduit dans la zone du Flysch jusqu'à des nappes de charriage, se sont manifestées au delà de l'aire du synclinal. Les discussions qui s'y reportent ne rentrent pas dans le cadre du présent travail.



II. LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DE LA CUVETTE MARGINALE DU HĂGHIMAS ET DU CIUC.

Sur les séries métamorphisées constituant le soubassement, repose dans la région du Ciuc un complexe sédimentaire ayant la forme d'un synclinal bien déterminé. Ce synclinal représente l'extrémité méridionale d'une cuvette sédimentaire, reconnue pour la première fois comme unité caractéristique dans les Carpates orientales par V. UHLIG (54), qui l'a désignée sous le nom de « Ostkarpathische Randmulde ».

Cette cuvette commence en Bucovine et s'étend jusque dans la Valea Trotuşului en suivant la limite orientale du cristallin. Vers l'W la cuvette sédimentaire est limitée par une large zone de cristallin, qui constitue « le flanc interne » et sur l'aile orientale, par une rangée de lames de cristallin constituant « le flanc externe ».

Dans la région du Ciuc, la cuvette marginale apparaît d'une manière tout à fait nette, sous la forme d'un synclinal continu, resserré, montrant un affaissement progressif vers le S. Dans ce mouvement, le synclinal suit de près le soubassement cristallin. Vers le N de la région le synclinal se poursuit sans interruption jusque dans la Valea Bistricioarei. En partant de la Valea Bicăzului il se divise en une série d'écaillés, très entamées par l'érosion et réduites à des lambeaux.

Les sédiments qui prennent part au remplissage de la cuvette marginale du Hăghimaş et du Ciuc sont exclusivement d'âge mésozoïque ; ils comprennent, avec quelques intermittences, des couches depuis le Trias inférieur, jusque dans le Crétacé supérieur. Voici, en tableau schématique, leur succession :

Trias :	Werfénien inférieur (Verrucano-dolomie).
	Trias moyen — Anisien (calcaires de Guttenstein).
	Trias supérieur — Carnien (?).
	Norien (calcaires de Hallstatt) (?).
Jurassique :	Rhétien (?).
	Lias — (calcaires d'Adneth).
	Aalénien.
	Dogger - Bajocien.
	Bathonien.
	Malm : Callovien - Oxfordien (jaspes).
	Kimeridgien (couches à <i>Aspidoceras acanth.</i>).
	Tithonique (calcaires récifaux).
Crétacé :	Valanginien - Hauterivien (couches à <i>Aptychus</i> , couches de Sinaia).
	Barrémien - Aptien.
	Gault - Cénomanién.



A) LE TRIAS

Le Trias est la plus ancienne formation sédimentaire de la région établie sur des données paléontologiques. Son complexe débute par un niveau de conglomérats et de grès siliceux, faiblement développés, qui rappellent par leur aspect pétrographique le facies Verrucano. Viennent ensuite les dolomies massives qui constituent une suite de montagnes. La succession des conglomérats — grès — dolomies est toujours nette ; elle représente le Trias inférieur.

Dans certains points, aux dolomies succèdent des petits lambeaux de calcaires bleus de Guttenstein, du Trias moyen. Les données du terrain deviennent confuses quant au reste du Trias. Quelques blocs de calcaires à développement réduit et à position incertaine renferment des fossiles du Trias supérieur.

1. LE TRIAS INFÉRIEUR

a) *Conglomérats à facies Verrucano.* Les conglomérats de la base du Trias sont des roches dures, formées par la cimentation de menus débris atteignant des dimensions jusqu'à 1,5 cm, faiblement anguleux, constitués presque exclusivement de quartz blanc ou rougeâtre. On y décèle très rarement des fragments de schistes cristallins, dont l'origine, par rapport au soubassement ne peut être établie, et aussi des paillettes de muscovite.

Le ciment, également de nature siliceuse, est très fin et en partie cristallisé ; il remplit les interstices et rend la roche très résistante. Au choc, celle-ci ne se désagrège pas ; les fragments se présentent comme ceux d'une roche homogène.

Sur le terrain, les conglomérats à facies Verrucano se présentent transgressifs sur le soubassement cristallin, en bancs de 2—3 m d'épaisseur et sur une largeur maxima de 12 m. On observe constamment sur les fissures des croûtes épaisses d'oxydes de fer, lesquels diffusent dans la masse de la roche et lui communiquent une nuance générale rougeâtre.

Dans la région du Ciuc, les conglomérats à facies Verrucano sont surtout développés sur le flanc externe de la cuvette, où ils s'associent constamment au reste du Trias. Ils apparaissent ainsi à l'embouchure du cours d'eau de Rana, où leur situation transgressive sur le cristallin, et leur concordance avec les grès et les dolomies, sont bien nettes. Dans une plus faible mesure ils apparaissent à l'embouchure de Valea Intunecată (Setét) et Jávárdi, dans l'ensellement de Bükk havas, dans la Valea Dămucului et dans le Pârâul Almaşului. Vers le S, les conglomérats affleurent à la base des dolomies de Pogoniş.

Sur le flanc interne, nous n'avons constaté la présence des conglomérats que sur l'extrême limite méridionale de la cuvette, dans l'ensellement de

Bükk havas, et à l'extrême limite septentrionale, à la base de la dolomie que l'on remarque à l'W de l'ensellement de Ciofronca. A notre avis, cette absence est due à une cause tectonique, c'est-à-dire à la tendance au renversement vers l'E du cristallin du flanc interne.

Etant donné l'absence absolue de fossiles et les analogies pétrographiques avec le facies Verrucano bien connu dans les Alpes, les conglomérats et les grès qui leur succèdent, ont été pendant longtemps considérés comme appartenant au Permien. Ainsi, HERBICH, a désigné sous le nom de « Diasformation », les conglomérats quartzeux de Valea Rece (Hideg), Valea Intunecatã (Setét), Görbe et Rana. L'auteur attribue cependant au même complexe la plupart des dolomies qui s'étendent sur le flanc interne de la cuvette du Hãghimaş, jusqu'à Naskalat (18, p. 74—76) et qu'il compare aux calcaires à Belerophon des Alpes orientales.

V. UHLIG se range à cet avis et rassemble toutes les dolomies (« Verrucano - Dolomit ») dans le Permien.

I. ATANASIU ayant découvert dans la région de Tulgheş, à Azodul Mare, à la base des dolomies, une faune werfénienne supérieure et ayant constaté la concordance parfaite avec les conglomérats verrucano, généralement peu développés, arrive à attribuer ce complexe au Werfénien supérieur.

Après ces précisions, TH. KRÄUTNER revient à l'idée plus ancienne, de l'âge permien, des conglomérats et sépare le Verrucano du Trias (24, p. 11).

Ayant eu l'occasion de découvrir dans la région du Ciuc la présence de fossiles déjà identifiées à Azodul Mare et étant donné l'analogie des conditions stratigraphiques, nous nous rangeons à l'avis de I. ATANASIU.

b) *Grès siliceux*. Les grès, aussi bien que les conglomérats, sont constitués par un matériel siliceux ; mais il est beaucoup plus fin et intimement cimenté par un matériel de même nature. On décèle, dans ce matériel d'une homogénéité parfaite, de rares paillettes de mica.

Les grès, de couleur le plus souvent rougeâtre, rarement blancs, se présentent stratifiés en bancs jusqu'à 0,50 m d'épaisseur ; ces bancs sont séparés par des couches plus minces, la puissance du complexe ne dépassant pas en moyenne 5 m d'épaisseur. Vers la base, les grès siliceux reposent sur les conglomérats, en accusant une transition graduelle vers ceux-ci : en remontant la série, on remarque leur passage aux dolomies schisteuses. Dans quelques points seulement — très rares — comme sur le Pârâul Naskalat par exemple, les grès sont constitués par du matériel différent, calcaire, qui apparaît, sous le microscope, presque entièrement cristallisé. Dans ce dernier cas, la couleur rouge est plus intense.

Dans la région du Ciuc nous n'avons pas découvert des restes organiques dans ces grès ; mais au cours d'une excursion entreprise en compagnie de



I. ATANASIU au S de Ghilcoș, sur le cours d'eau de Lohavas, nous avons décelé, dans un grès semblable, *Myophoria costata* et *Myacites* sp.

L'horizon des grès est faiblement développé dans la région. Le meilleur développement se remarque à l'embouchure de Valea Intunecată, puis sur le Pârâul Rana. De même que les conglomérats, ils font défaut sur le flanc interne.

c) *Dolomies*. Les dolomies représentent l'horizon le plus répandu du Trias dans les Carpates orientales. Elles se développent sous forme de longues bandes, surmontant les grès et les conglomérats siliceux ou bien reposant directement sur le cristallin. L'épaisseur des dolomies atteint 200 m. Parfois par répétition en écailles, elles prennent une part importante à la constitution des massifs montagneux.

L'aspect pétrographique des dolomies présente des variations assez frappantes. Ce sont généralement des roches dures, très résistantes au choc, se brisant en éclats anguleux. Cependant, les dolomies se réduisent facilement en un amas de menus parallélépipèdes glissants et d'une sonorité de silex. Grâce à cette forte cohésion et à la suite de longs processus d'altération, les massifs dolomitiques ont pris la forme d'escarpements et de tours, dont l'aspect a frappé tous les investigateurs. C'est un des éléments caractéristiques de la topographie de cette région.

La couleur de la roche fraîche est d'un blanc grisâtre ou grise. Le plus souvent, il se produit, dans la masse, de riches imprégnations d'oxyde de fer et d'aluminium. Ces imprégnations pénétrant dans toutes les fissures et même entre les granules de la roche, lui impriment une coloration rougeâtre ou au moins jaunâtre.

Dans leur ensemble les dolomies présentent une très vague stratification, souvent masquée par de fortes altérations. Mais un niveau d'une schistosité plus prononcée se maintient généralement à leur base. Dans ce niveau, la dolomie très consistante est disposée en alternance avec une dolomie moins dure, jaunâtre et plus ou moins argileuse. D'autrefois, la dolomie parfaitement stratifiée, en couches de 5—10 cm d'épaisseur, est excessivement compacte à cause d'un début de silicification.

Les réactions au nitrate d'argent et au cobalt, montrent toujours une prédominance du CO_3Mg dans la masse de la roche¹⁾.

Au microscope, la dolomie grise apparaît comme une masse finement recristallisée, compacte, dépourvue de restes organiques. L'absence de fossiles, aussi bien que la finesse du matériel, peut constituer un indice dans le sens que la dolomie ne représente pas un dépôt récifal, mais plutôt un matériel

¹⁾ Les analyses présentées par I. ATANASIU (2) indiquent pour les dolomies de la région de Tulgheș les résultats chimiques suivants: 41—36,78% CO_3Mg ; 57,54—61,11% CO_3Ca ; 0,51—1,20% oxydes de fer et d'aluminium (2, p. 296).



finement terreux et calcaire au début, qui a subi une dolomitisation lente, au cours de laquelle s'est produite aussi la cristallisation de la roche.

Dans la mer triasique (Trias inférieur), les dépôts qui ont constitué par diagenèse les dolomies, étaient des dépôts un peu plus profonds, par différence des dépôts plus grossiers, littoraux-néritiques (grès siliceux et conglomérats) de leur soubassement.

A cause de l'absence de fossiles, l'âge des dolomies a été pendant longtemps incertain, et basé uniquement sur des considérations de ressemblance pétrographique.

FR. HERBICH estime qu'une partie des dolomies du Hăghimaş appartient au Permien, et une partie au Trias (18, p. 76). V. UHLIG dans ses premières études, se range à l'avis d'HERBICH; mais, plus tard, il attribue toutes les dolomies, au Permien. VADÁSZ n'apporte pas des précisions et, de même que E. JEKELIUS, il se réfère aux résultats des premiers chercheurs.

I. ATANASIU trouve pour la première fois dans l'horizon schisteux, moins consistant, à la base des dolomies du Mont Azodul Mare - Tulgheş, une faune de Lamellibranches et de Gastéropodes qui lui permettent de préciser que cet horizon appartient au Werfénien supérieur (équivalant avec les couches de Campile). A son avis, la dolomie massive qui leur succède correspondrait au Trias moyen, mais sans aucune indication plus précise.

Dans la région du Ciuc, nous avons eu la possibilité de trouver les mêmes fossiles, en deux endroits du flanc externe de la cuvette : a) dans la vallée du Covaci, dans les dolomies qui affleurent à gauche de la vallée Covaci à proximité du confluent avec la Valea Rece (Hîdeg) et b) dans la vallée d'Antalok, en face de la gare de l'Arcău dans la dolomie qui affleure également à gauche de la vallée.

En ces deux points, les fossiles ne sont qu'imparfaitement conservés. Par comparaison avec les exemplaires recueillis par I. ATANASIU, nous avons déterminé les formes suivantes :

Myophoria costata ZENKER., *Pecten discites* SCHLOTH., *Gervilea* sp., *Naticella* cfr. *costata* MSTR.

Le développement sur le terrain des dolomies est considérable. On leur reconnaît nettement deux ensembles d'affleurements : l'un occidental, qui marque le flanc interne de la cuvette mésozoïque, l'autre oriental, dans le flanc externe de cette cuvette.

Sur le flanc interne, les dolomies se maintiennent depuis la crête tithonique du Hăghimaşul Mare jusque dans le massif de Pogoniş-Bükk havas, situé à l'E de Mihăileni. Elles constituent dans cette direction, une bande presque ininterrompue, large de 100 à 600 m.

Les rapports des dolomies avec le cristallin sont rarement normaux. Le cristallin se dressant presque verticalement, lamine les horizons inférieurs — conglomérats et grès — et prend contact avec les dolomies le long



d'une ligne de faille. Vers le S, entre la Valea Intunecată et Valea Görbe, le cristallin fortement déversé vers le S, sur le Trias, fait même disparaître celui-ci sur une longueur de 2 km (coupes XIX, XX).

Dans le flanc externe, les dolomies, souvent fragmentées, affleurent en boutonnières, plus ou moins développées dans la vallée et le contrefort de l'Arșița, aux sources du Pârâul Bükki havas ; à l'embouchure du Pârâul Jávárdi, dans Pârâul Covaci, entre la vallée de l'Antal et Valea Intunecată (Setet) ; plus au S, dans la vallée du Görbe, d'où elles se prolongent au delà de la Rana, jusque dans le Széphavas. De là, les dolomies se dirigent vers le Pogoniș, s'unissant à celles du flanc interne. A l'extrémité S de la région, à l'E des villages Nicoleşti et de Păuleni, les dolomies affleurent sous forme de deux petits lambeaux, sortant de sous une couverture de Flysch (couches de Sinaja).

Outre les roches triasiques inférieures mentionnées jusqu'ici, on peut remarquer, bien que rarement, des schistes argilo-gréseux gris-bleuâtres, montrant de nombreuses fissures remplies de calcite, semblables au type des « couches de Werfen ». Ces schistes sont généralement fossilifères. Sur une plaque provenant des sources du ruisseau de Ciofronca, nous avons pu déterminer des formes, qui indiquent le même âge werfénien supérieur (couches de Campile), que celui de l'horizon schisteux des dolomies :

Myophoria costata ZENKER, *Megalodon triqueter* WULFEN, *Gervilea modiola* FRECH, *Naticella (Naticella) costata* MSTR.

L'existence de ces dépôts soulève d'importants problèmes de structure.

HERBICH qui a cité les couches de Werfen, à l'W de Hăghimașul Mare ; UHLIG qui les signalait en Bucovine ainsi que VADÁSZ à Ghilcoș, sont tous d'accord à considérer que la série triasique débute par ces couches. Mais, tandis que HERBICH et VADÁSZ leur accorde une disposition normale au-dessus des dolomies permienes, elles constituent, selon UHLIG, la base de la Nappe transylvaine.

Selon I. ATANASIU, les couches de Werfen ne constituent pas un horizon distinct ; elles rentrent dans la constitution normale des dolomies, à leur base et correspondent à l'horizon schisteux dans lequel ont été découverts les fossiles du Werfénien supérieur.

En ce qui nous concerne, nous n'avons pas été en mesure de contrôler de près la position de ces couches. Nous ne les avons rencontrées que dans l'ensellement de Ciofronca, où elles apparaissent au milieu d'un matériel bréchifié sur la ligne de glissement de deux écailles de dolomies, constituant les cotes 1474—1408 (Kösarok). Étant donné l'identité des fossiles récoltés dans l'horizon schisteux avec ceux que nous avons récoltés dans les dolomies des vallées de l'Antal et de Covaci, nous sommes d'accord plutôt avec la manière de voir de I. ATANASIU.



Cependant, nous devons insister sur le caractère pétrographique tout différent de ces roches, sur leur développement réduit, — rien que sous forme de petits blocs qui s'oppose aux massifs de dolomies si puissants. Comme horizon inférieur aux dolomies, les couches de Werfen devraient se présenter normalement dans de meilleures conditions. C'est pour cette raison que nous maintenons la dénomination de « couches de Werfen ». Mais, comme ce ne sont pas les seules roches qui se présentent dans des conditions aussi incertaines, nous nous occuperons de ce problème dans le chapitre de tectonique générale de la cuvette.

2. LE TRIAS MOYEN

En plusieurs points, et tout particulièrement dans le S de la région, un calcaire gris renfermant de nombreuses traces d'algues calcaires et que nous considérons comme l'équivalent du calcaire de Guttenstein, succède aux dolomies. L'examen macroscopique permet à lui seul de différencier nettement ce calcaire par rapport aux dolomies, du fait de sa couleur gris sombre légèrement bleuâtre, à veines jaunâtres, du fait de son aspect noduleux, concrétionnaire et de sa dureté moins élevée.

En coupe mince, la masse calcaire est entièrement constituée par un amas d'algues du type des Siphonées actuels (fam. des *Dasycladaceae*). Chaque algue apparaît composée d'un thalle simple ou ramifié, formé par une cellule axiale, allongée et tubulaire, qui supporte des verticilles de rameaux, disposés variablement selon l'espèce. On y distingue plus fréquemment : *Diplopora annulata* SCHARF., *Gyroporella perforata* GÜMBEL.

Dans les Alpes, les calcaires à Diplopores sont répandus dans le Ladinien. Mais ils passent souvent dans le Trias allemand de Silésie et de Lorraine (15, p. 209). Les Gyroporelles montent même jusque dans le Trias supérieur, dans la « dolomie principale », d'âge norien. En conséquence, dans les Carpates orientales, ce calcaire constitue l'indication la plus sûre de la présence du Trias moyen (Anisien - Ladinien).

Les calcaires de Guttenstein ont été signalés pour la première fois par HERBICH (18, p. 79) dans les éboulis des pentes W du Hăghimaş, mais sans aucune indication plus précise.

Au cours des observations que nous avons faites, nous avons rencontré les calcaires de Guttenstein en de nombreux endroits; c'est pourquoi nous leur attribuons un large développement. Vers le N, les calcaires de Guttenstein se montrent très réduits; parfois même ils font complètement défaut. Ils ont probablement été enlevés par l'érosion, plus active en ces endroits d'ancien redressement axial. Vers le S, ils accusent un développement progressif. Je les ai suivis en de nombreux points; par exemple dans la vallée supérieure de la Rana, à l'W de la cote 1236 (Egés); dans la vallée de Rompaşa Mică, vers la cote 999, et au début de ce même



cours d'eau, partant des fours-à-chaux jusque vers la crête de Bükk havas (cote 1305); puis encore, sur la colline de Szormát, à l'W de Pogoniş.

En ces endroits, les calcaires surmontent en concordance les dolomies. Aussi les distingue-t-on facilement dans les coupes mentionnées.

3. LE TRIAS SUPÉRIEUR

Le problème du Trias supérieur dans les Carpates orientales est très complexe. Tous les anciens géologues s'en sont particulièrement occupés, mais les indications que nous possédions étaient absolument vagues. En ce qui concerne la région du Ciuc, HERBICH signale des affleurements du Trias supérieur aux points suivants :

1. Dans la vallée supérieure du Szék, à l'W de Bălan. Ces affleurements sont constitués par des grès consistants, gris ou jaunes, riches en muscovite et striés de veines de calcite. L'auteur y trouvait des traces de *Pélécy-podes*, *Montis substriata*, *Myophoria*, *Nucula*. Cette faune n'est pas cependant assez concluante; d'après le facies pétrographique, nous croyons que ces grès correspondent en réalité, au Trias inférieur équivalant aux couches de Werfen rencontrées dans la Ciofronca.

2. Dans la vallée supérieure de l'Olt bükk, sous la haute crête du Hăghimaş, à la cote 1782. Dans cette région d'abondants éboulis, HERBICH a découvert un bloc de calcaire rouge — de 2 m d'épaisseur — qui lui a fourni une riche faune d'Ammonites. Les formes déterminées par V. Mojsisovics (31) indiquent de manière irréfutable, le Trias supérieur (Norien) sous facies de Hallstatt.

3. Dans l'ensellement de Curmătura, entre Egyeskő-Öcsém, aux sources de la vallée de Covaci, à l'E de Bălan. En cet endroit, HERBICH a trouvé, dans les éboulis, un bloc de calcaire rouge, contenant un fragment de *Tropites (Jovites) dacus* Mojs.

Ces découvertes si concluantes, n'incitent pas HERBICH à admettre la présence du Trias supérieur (18). Il conclut cependant que « Le Trias ne participe pas à la formation des montagnes que dans le cas où les dolomies sont du même âge ».

E. VADÁSZ (56) attribue au Trias supérieur, mais également sans précisions, ni même de fossiles, une série de roches qui correspondent en réalité au Jurassique (calcaires bruns, grès micacés trouvés à Curmătura, calcaires gréseux et schistes marneux rencontrés dans la Ciofronca, grès fins micacés, grès blancs compacts et calcaires gris en plaques, rencontrés dans le Lohavas).

Les découvertes plus récentes, ne diffèrent pas beaucoup des autres. Par contre, le caractère du Trias supérieur s'affirme davantage.

Se référant à la Cuvette marginale du Rarău, TH. KRÄUTNER conclut : « Dans nombre de cas ce sont les dolomies triasiques qui achèvent la série



ininterrompue du Mésozoïque sur le cristallin. Les étages plus élevés du Trias et du Lias se montrent seulement sous forme de klippes, intercalées aujourd'hui sous forme de blocs de grande et de petite dimension, dans l'Aptien » (24, p. 12).

En ce qui concerne la région de Tulgheș, I. ATANASIU constate que les dolomies supportent une succession très variable. Dans le massif des Arsurile, l'auteur distingue un calcaire blanc suivi de calcaires gréseux, gris, qu'il attribue d'après son aspect pétrographique au calcaire rhétien cité en Bucovine (2, p. 134).

En ce qui nous concerne, nous nous sommes heurtés aux mêmes difficultés, dans la détermination précise du Trias supérieur. Nous avons cependant remarqué qu'en général, sur les dolomies disposées le long du flanc interne, tout particulièrement au niveau du Hăghimașul Mare, repose une série de roches, généralement des calcaires qui, par les rares fossiles qu'ils contiennent, par leur situation stratigraphique, aussi bien que par analogie pétrographique, ne peuvent être attribuées qu'au Trias supérieur.

Ainsi, en descendant du Hăghimașul Mare, parmi les vastes éboulis qui couvrent l'ensellement à l'W de Piatra Roșie (Vereskö) — 1588 — vers la cote 1390, on peut voir des blocs de calcaires rouges argileux, contenant de nombreuses traces d'Ammonites et d'Échinides. MOJSTSOVICI y avait déterminé la faune norienne mentionnée.

Au débuts des vallées Szék et Covaci, surmontant les dolomies des hauteurs à l'W de Curmătura (1616) Egés et Öcsém, et les cotes 1372, 1441 et 1326, affleurent généralement des calcaires rouges, mais plus compacts, dans lesquels les fossiles font défaut, et qui sont suivis de schistes gréseux, gris et rouges, à Radiolaires. A cet endroit, l'épaisseur des calcaires ne dépasse pas 30 m. Le fragment de *Jovites (Tropites) dacus* MOJS., décrit par HERBICH (18, p. 85), semble provenir de ces calcaires.

Plus au S, les mêmes calcaires rouges affleurent au-dessous de l'Öcsém. Ici les calcaires deviennent plus argileux; nous en avons extrait un exemplaire de *Spiriferina gregaria* SUSS. Ce Brachiopode présente une forme triangulaire; sa valve inférieure est beaucoup plus longue, et son aire plus élevée. Le bec de la grande valve est légèrement arqué. Les valves sont garnies de côtes rayonnantes, peu visibles dans notre exemplaire. Un profond sillon se forme le long de la valve inférieure. Dans les Alpes, ce Brachiopode est caractéristique pour le Carnien.

Encore plus au S, les calcaires rouges réapparaissent, en discontinuité, sous forme de lambeaux sortant de la masse des éboulis recouvrant la base du massif de Terkö. Des grès gris-rougeâtres s'intercalent parmi ces lambeaux. Sur une plaque de grès semblable nous avons remarqué de nombreuses empreintes de *Daonella lommeli* MOJS. de forme plate et à côtes



dichotomiques. On peut suivre les calcaires rouges de Terkö, avec leurs discontinuités particulières, aux sources de la vallée de Szimin, s'étendant jusqu'au S de la source du Bálint. Des calcaires d'un aspect corné, jaunâtres, dont nous n'avons pu déterminer l'âge faute de fossiles, leur succèdent.

On remarque des blocs de calcaires rouges aussi dans les grands éboulis qui descendent dans les vallées de Szimin et Bálint. Ils contiennent parfois des Ammonites mais dans un état de pétrification trop avancé, pour que l'on puisse y faire une séparation. En coupe mince, le calcaire dénote la présence de nombreuses traces organiques, telles que : Foraminifères, spicules de Spongiaires, Bryozoaires.

Au S de Terkö, on voit les calcaires rouges succédant aux dolomies dans les endroits suivants : à l'W de Szakadát, vers la cote 1263, à l'W de Naskalat, vers la cote 1528, sur la crête de Kondra, jusqu'à Háromkö, aux sources de la vallée Átalág, formant les cotes 1477 et 1442.

Les calcaires rouges, sauf quelques exceptions, sont dépourvus de fossiles. Le fait est d'autant plus important, que le Trias supérieur bien précisé est développé en peu d'endroits. Il n'est donc pas exclu que certaines de ces formations appartiennent effectivement à la base du Malm, développé sous un facies semblable. Mais le fait qu'ils surmontent les dolomies nous incite à les attribuer au Trias supérieur.

Outre les points énumérés — dans lesquels le Trias supérieur apparaît en des conditions presque normales — nous avons rencontré cette formation sous forme de blocs de dimensions réduites, compris dans la masse des conglomérats crétacés, qui occupe l'axe de la cuvette. Ainsi, à proximité du flanc externe, immédiatement au N de la lame de cristallin près de l'embouchure du cours d'eau de Nagy sarok — affluent du Hideg — affleurent des klippes de dimension réduite (1 mc environ), d'un calcaire noir à Ammonites, parmi lesquelles des *Arcestes* ; on y observe aussi et en plus grand nombre, des *Atractites*.

Il résulte de ce qui précède, que le Trias supérieur est sûrement représenté dans le massif du Hăghimaș, et tout particulièrement développé sous le facies marin de Hallstatt. Les superficies occupées par ce Trias sont limitées au flanc interne. Elles offrent un contraste frappant avec le Trias inférieur à cause de son développement extrêmement réduit et de son mode de présentation discontinu ; il en résulte que l'on ne peut, à moins d'une flagrante exagération, indiquer ses limites sur la carte. Les causes de cette apparente discontinuité sont complexes ; elles tiennent dans une égale mesure aux phénomènes tectoniques et à l'érosion.

En effet, l'étude — autant que le terrain très masqué par des éboulis et des forêts le permet — des différents affleurements et séries fait voir que le Trias supérieur repose sur les dolomies, jamais directement sur le cristallin



ou — tectoniquement — sur des formations plus récentes que lui ; d'autre part, qu'il est recouvert par des conglomérats à petits éléments et des grès doggeriens. Parfois sont associés des blocs de calcaires rouges, qui peuvent être attribués au Lias à facies d'Adneth. Ce comportement fait preuve que le Trias et le Lias inférieur se sont déposés en continuité, et que l'absence de la plus grande partie du Trias supérieur et du Lias inférieur n'est due qu'à une forte érosion qui a eu lieu pendant une phase continentale du Lias moyen et supérieur.

Toutefois, ce mode de présentation en blocs, nous oblige à prendre en considération aussi l'éventualité d'un phénomène tectonique, dans le sens que ces blocs représenteraient les éléments d'une nappe de charriage venue de l'W. Dans ce cas, il faudrait admettre une discontinuité dans les dépôts du Trias, et attribuer au complexe mésozoïque qui suit (du Dogger au Tithonique-Néocomien) la valeur d'une nappe d'âge mésocrétacé. Toutefois la région ne nous a pas encore offert des éléments en faveur de cette hypothèse, très séduisante d'ailleurs.

Nous tenons à spécifier que nos affirmations tiennent compte surtout du mode de présentation du Trias de la série mésozoïque du flanc interne, sans nous rapporter aux blocs qui apparaissent parfois dans ou au-dessous du complexe conglomératique crétacé supérieur, qui occupe l'axe de la Cuvette marginale. Ces blocs peuvent éventuellement appartenir à une nappe ; mais celle-ci a dû avoir comme autochtone l'entier complexe sédimentaire, trias-néocomien, de la série du Hăghimaş. Cette nappe reste pourtant complètement masquée ; au moins dans sa plus grande partie, elle a dû être enlevée par l'érosion et ses matériaux englobés sous forme d'éléments dans la masse des conglomérats.

* * *

En considérant l'ensemble du Trias du Hăghimaş, nous constatons qu'il est représenté par presque toutes ses divisions. Il commence, à la base, par des conglomérats qui sont formés par un matériel cristallin et qui dénotent une transgression sur le fondement des roches métamorphiques. Des grès siliceux succèdent aux conglomérats, et des dolomies massives au grès siliceux. Les dolomies cloturent le Trias inférieur. Les calcaires de Guttenstein, par endroits bien développés, appartiennent avec certitude au Trias moyen. Les calcaires de Hallstatt, à développement sporadique, représentent le Trias supérieur. Le Trias moyen et supérieur sont en contraste avec le Trias inférieur, du fait de leur développement extrêmement réduit.

Par rapport aux dolomies, les calcaires de Guttenstein et les calcaires de Hallstatt semblent avoir une position normale. Leur affleurement sporadique suggère l'idée d'une période continentale antérieure au Jurassique moyen. Cependant étant donné les conditions peu satisfaisantes



dans lesquelles ces formations se présentent sur le terrain, il n'est pas exclus que les petits lambeaux de Trias supérieur représentent les restes très entamés par l'érosion d'une nappe mésocrétacée.

En ce qui concerne les facies, le Trias est développé dans le Hăghimaș d'après le type alpin. Cependant l'existence des calcaires de Guttenstein, qui ne manquent pas dans le facies allemand (Muschelkalk), fait penser à une relation entre les deux facies.

Par rapport aux régions voisines, le Trias du Hăghimaș - Ciuc se rapproche plutôt de celui des Perșani et des Monts Apuseni. Cette ressemblance est due à la présence des couches de Werfen et du Trias supérieur. Cependant, la présence des dolomies l'éloigne des Perșani et le rapproche plutôt des Monts Apuseni.

B) LE JURASSIQUE

Dans la région, le Jurassique comporte toutes ses divisions, sauf la partie supérieure du Lias. Tout comme le Trias, le Jurassique supérieur est beaucoup plus développé que le Jurassique inférieur.

1. LE RHÉTIEN

La présence du Rhétien dans les Carpates orientales a été signalée sur des bases paléontologiques, par le professeur SAVA ATHANASIU, en Bucovine — à Măgura, à proximité de la localité de Pojorâta ; il y a ici parmi les éléments des conglomérats, des blocs de calcaire blanc à *Terebratula gregaria* SUESS.

Dans le Hăghimaș, HERBICH signale dans le cours d'eau de Szék, au N de Bălan, un calcaire du même âge, mais différant comme aspect — c'est-à-dire qu'il est gris cendré en cassure fraîche et qu'il devient brun par altération. Ce calcaire, qui pourrait être rhétien, se trouve disposé sur le calcaire de Hallstatt et sous le Lias à facies d'Adneth. Il contient de rares et menus exemplaires de *Terebratula gregaria* SUESS. A cause de ces fossiles l'auteur croit pouvoir attribuer ce calcaire au Rhétien ; il fait toutefois des réserves, vu qu'il ne les a rencontrés nulle part ailleurs en Transylvanie.

Personnellement, nous n'avons trouvé dans le Hăghimaș, aucun indice justifiant l'existence du Rhétien. Il faut cependant signaler, sur la côte occidentale du massif de Szakadát, sur le chemin qui passe aux sources de Gálkút vers Jávárdi, un calcaire blanc, homogène et compact surmontant les dolomies. A cause de la position qu'il occupe et de son aspect pétrographique, ce calcaire pourrait correspondre au Rhétien d'HERBICH. Sur la carte il figure séparément. J'ai rencontré un bloc de même nature, dans la vallée de Jávárdi, près de la source — cote 1090. Ce dernier contient rarement des Brachiopodes impossibles d'ailleurs à dégager.



2. LE LIAS

De même que les formations triasiques supérieures, le Lias présente un développement imprécis.

Dans le Hăghimaş, HERBICH (18) signale la présence du Lias à facies d'Adneth sur la crête située au N du cours d'eau de Covaci, dans les termes suivants :

« En m'engageant sur le chemin qui monte vers la bergerie située en arrière d'Egyeskö, près de la crête, on aboutit à une source riche qui s'échappe des dolomies. Quelques pas plus au N, dans une excavation érodée par le vent, affleurent quelques schistes rouges d'Adneth, contenant de nombreux fossiles ». Sur la base de ces fossiles une fois déterminés, l'auteur a établi, que ces schistes doivent être d'âge liasique inférieur.

Plus tard, VADÁSZ, ayant entrepris des recherches dans la région (56), signale la présence du Lias en deux endroits : au S d'Egyeskö et sur le versant occidental de ce même rocher.

Le premier point est celui qu'avait déjà signalé HERBICH. VADÁSZ y trouve des schistes rouges affleurant sur une largeur d'environ 4 m, mais il ne peut établir leur position, à cause du terrain couvert d'éboulis. Il complète la liste des fossiles donnée par son prédécesseur et, sur cette base, il confirme l'âge liasique inférieur (l'horizon à *Arietites buklandi*).

Le deuxième point, situé à l'W d'Egyeskö, à environ 1470 m d'altitude, se trouve à proximité du premier, et appartient vraisemblablement au même horizon. Là, les schistes surmontent un calcaire gréseux stratifié en plaquettes que l'auteur croit pouvoir attribuer au Trias.

Nous avons fait de nombreuses recherches afin de trouver les affleurements liasiques signalés par ces auteurs, sans toutefois aboutir à un résultat. La région formant l'objet de cette discussion, se trouve dans un état de bouleversement tout à fait sauvage, et il est à croire que le petit affleurement signalé ait été masqué par des éboulis. Nous avons cependant reconnu en d'autres points voisins, des schistes rouges qui doivent correspondre au Lias, bien qu'ils soient dépourvus de fossiles. Ces schistes forment une bande peu apparente et semblent succéder aux calcaires rouges du Trias supérieur, antérieurement signalés sur la crête au N du Pârâul Covaci. Nous pouvons l'affirmer car, au cours des excursions entreprises en compagnie de I. ATANASIU au S du lac de Ghilcoş, nous avons remarqué les calcaires rouges fossilifères du Lias succéder normalement au Trias dolomitique.

Le Lias de la crête de Covaci, de même que le Trias supérieur en général, supporte un horizon de grès en plaquettes, de couleur gris rougeâtre, qui montrent en coupe mince, de nombreux Radiolaires et des Diatomées. Ces dépôts correspondent au Jurassique supérieur (Callovien - Oxfordien). Cette



situation prouve, que si le Lias fait défaut, cette absence n'est pas seulement l'effet d'une ancienne érosion, comme il a été affirmé à maintes reprises, mais qu'elle est aussi l'effet des déplacements tectoniques des écaïlles, mouvements intenses et répétés, qui ont donné le caractère structural spécifique du Hăghimaş.

En dehors de ce Lias qui présente un développement en quelque sorte normal, nous connaissons des blocs de calcaires liasiques, englobés dans les conglomérats crétacés de l'axe de la cuvette. Ainsi, au N de Jávárdi, sur la pente qui part de la cote 1320 (Hutúpo sarká) vers le cours d'eau de Kolocsas, on rencontre de rares blocs de calcaires rouges, renfermant de nombreuses Bélemnites. De même, dans la vallée du Nagy sarok, à l'extrémité septentrionale de la lame de cristallin affleurant vers l'embouchure, on voit apparaître un calcaire noir, renfermant de nombreuses Bélemnites et des Phyllocéras.

Ajoutons qu'à titre purement informatif, E. JEKELIUS nous a communiqué, la découverte faite par certains géologues hongrois dans le flanc externe de la cuvette, à l'embouchure du Görbe, d'un Lias développé sous le facies de Gresten. Sur cette ligne, nous connaissons, en effet, une série de schistes gréseux, finement micacés, presque noirs.

Ces schistes sont cependant dépourvus de fossiles, comme aussi de restes de plantes. On n'a découvert, en fait de fossiles, qu'un fragment de *Bélemnites hastatus*. En tenant compte de la présence de ce fragment, aussi bien que de l'aspect du terrain, nous considérons que ce complexe pourrait appartenir au Dogger. Mais si l'on y trouvait des fossiles liasiques à facies de Gresten, il faudrait procéder à une vérification, non pas seulement de l'âge, mais de toute l'interprétation tectonique. Il importe également de préciser, que ces schistes noirs n'ont rien de commun avec les couches d'Audia, qui selon D. ŞTEFANESCU (48) pénètrent, en Bucovine, jusque dans l'axe du synclinal.

3. LE DOGGER

La présence du Dogger dans le Hăghimaş est confirmée par la présence d'une faune déterminée par M. NEUMAYR (19), E. VADÁSZ (56) et E. JEKELIUS (21). On attribue généralement cet âge à une série de grès calcaires gris noirâtre, renfermant souvent des restes de Bélemnites. Les grès gris ont été mentionnés pour la première fois à l'W du Lacul Ghilcoş par FR. HERBICH (18, p. 81) qui en faisait du Crétacé; plus tard, MOJSISOVICS (31) y ayant déterminé *Monotis salinaria*, il les a ramenés au Trias supérieur.

Ayant déterminé dans ces grès la première faune un peu riche, NEUMAYR (19) y voyait du Lias supérieur — Aalénien. UHLIG les considère cependant comme appartenant au Bajocien. VADÁSZ aboutit de son côté à la même



conclusion lorsqu'il signale la présence des grès gris sous la crête d'Öcsém. C'est encore cet auteur qui y suppose, d'après la présence d'un reste de *Posidonomya opalina*, que les grès passent, à leur partie inférieure à l'Aalénien ; mais la forme mentionnée par VADÁSZ n'a plus été signalée ultérieurement.

I. ATANASIU mentionne les grès gris dans la région de Tulgheș, où ils se présentent dans des conditions défavorables. L'auteur les attribue lui-aussi au Bajocien. En tenant compte de la position discordante de ces grès, qui montrent à leur base des blocs de dolomies triasiques, l'auteur les considère comme des « dépôts de transgression » ; ce fait a été confirmé par toutes les investigations ultérieures.

En ce qui nous concerne, nous avons eu l'occasion d'identifier le Dogger en de nombreux points, ce qui nous a permis une horizonation : à la base des conglomérats, généralement à petits éléments et peu développés, puis des grès calcaires gris-noirâtres, suivis eux-mêmes par des calcaires gréseux oolitiques, et ceux-ci par des schistes argilo-gréseux.

a) *Les conglomérats.* Les conglomérats sont constitués par des éléments généralement petits, jusqu'à 2 cm de diamètre, légèrement arrondis. On y reconnaît des fragments de quartz blanc, semblable à celui des conglomérats — à faciès Verrucano — puis des fragments de schistes cristallins très altérés, de dolomies et de calcaires blancs et rouges triasiques. Parfois ce sont les éléments cristallins qui prédominent, les fragments étant alors de dimension moindre ; mais il arrive aussi que les calcaires prédominent et les éléments sont alors plus gros. Ces éléments sont étroitement cimentés par un matériel en partie calcaire, en partie argileux.

Les conglomérats constituent, à la base du Dogger, un horizon de 2—3 m à peine. Ils sont disposés sur le Trias en légère discordance et affleurent surtout à l'W de Telek bütü, sur le chemin qui débute dans l'ensellement de Ciofronca et se dirige, en descendant jusque vers la cote 1400.

Les traces organiques nettement déterminables y font défaut ; mais par leur nature pétrographique, les conglomérats indiquent un âge plus récent que les calcaires rouges (Trias supérieur — Lias). Ces conglomérats accusent une position légèrement discordante par rapport aux dolomies, de sorte qu'on peut admettre l'existence d'une faible période de plissement, antérieure à leur sédimentation ; il y a aussi des signes d'une exondation dans le Lias moyen et supérieur. Comme nous l'avons montré, nulle part dans la région le Lias ne montre un développement bien déterminé.

b) *Les grès calcaires* sont des roches dures, compactes, présentant en cassure fraîche, une couleur gris bleuâtre. Par altération, une croûte caractéristique rougeâtre et peu consistante, atteignant jusqu'à 1 cm en épaisseur,



se forme à leur surface. Ces grès sont constitués par un matériel calcaire, recristallisé dans une certaine mesure. On y décèle, parmi les grains de calcaire, de menues paillettes de muscovite, et plus rarement des granules noirs de matières charbonneuses. En fait de traces organiques, on y observe de fréquents fragments de Bélemnites et, exceptionnellement, des impressions d'Ammonites.

Dans un grès semblable, récolté dans les conglomérats se trouvant au N du massif de Jávárdi, vers la vallée du Nagy sarok, nous avons remarqué deux empreintes bien conservées de *Harporceras radians* SCHL. Ces formes indiquent, pour les parties inférieures des couches en question un âge liasique supérieur-Aalénien, ainsi que l'interprétait NEUMAYR (19) pour les grès de Ghilcoş. Nous avons signalé que VADÁSZ avait mentionné dans des grès semblables, au-dessous de l'Öcsém, *Posidonomya opalina*, appartenant elle-aussi à l'Aalénien.

c) *Calcaires gréseux oolithiques*. Ce sont les roches les plus caractéristiques du Dogger et généralement fossilifères. La roche fraîche est dure, compacte, homogène, d'un gris plus ou moins sombre. Par altération, il se produit à la surface une croûte mince, poreuse, d'un jaune rougeâtre. A l'intérieur, se produisent des centres d'altération inégale qui impriment à la roche un aspect tacheté, bréchoïde. En coupe mince, la roche apparaît constituée par un matériel détritique, pour la plupart calcaire, et de grains de quartz recristallisé, secondaire. On y remarque encore des oolites, formées d'un matériel calcaire, disposé de manière concentrique et fortement imprégné d'oxydes de fer. En fait de restes organiques, il y a des traces de Bryozoaires et de Foraminifères. Les oolites rares, de forme imparfaite, déchetées, dénotent que leur accumulation ne s'est pas produite sur place, dans la zone littorale, mais qu'elles ont été entraînées dans des zones plus profondes, fait qui concorde avec la faune qu'ils renferment. Les calcaires gréseux oolithiques sont les roches les plus caractéristiques du Dogger, vu qu'elles sont généralement fossilifères.

E. JEKELIUS a récolté dans ce complexe, à Ghilcoş, une riche faune dénotant le Bathonien. L'auteur les rapproche du Dogger de Strunga (Bucegi), avec lesquelles ils présentent 22 formes communes (21).

Dans le Hăghimaş et dans le Ciuc, nous avons découvert les calcaires fossilifères en quelques endroits. Ainsi, au-dessous du massif d'Öcsém (1708), immédiatement au S du grand bloc calcaire de la cote 1405. Puis, à l'W de Könyak (1306) sur le chemin qui passe sous les calcaires tithoniques vers la cote 1216. Sur le Bükk teteje, sous la cote 1305, aux sources du ruisseau Orotas. Dans la vallée de l'Antalok, immédiatement au-dessus de la cote 892, de même que dans l'ensellement de Bükk havas, dominant la dolomie située sous la cote 1223, vers le Hideg.

J'ai déterminé parmi les formes récoltées les espèces suivantes :

- Trigonia clavellata* PARK
Modiola imbricata SOW.
Goniomya proboscidea AG.
Belemnites canaliculatus SCHIL.
Belemnites giganteus SCHIL.
Pecten pumillio LAM.
Pecten aequivalvis SOW.
Lima (Plagiostoma) sp.
Pecten disciformis SCHUL.
Pecten fibrosus SOW.
Rhynchonella quadriplicata ZIET.
Rhynchonella loxia FISCH
Terebratulla sp.

Cinq de ces formes sont identiques aux espèces rencontrées à Ghilcoş, les autres différentes. Elles indiquent le même âge bathonien, à l'exception de *Pecten aequivalvis*, cité dans des formations plus anciennes, jusque dans le Lias supérieur. Cette forme se trouve en association intime avec les autres, et ne peut par conséquent changer l'âge. Elle peut d'ailleurs correspondre à une variation qui passe dans un niveau plus élevé.

d) *Schistes argileux-gréseux noirs*. Ces roches consistent en un matériel détritique très fin, compact, dans lequel on ne distingue que de rares et menues paillettes de muscovite. De couleur gris sombre à l'intérieur, elles sont noires à la surface, du fait d'une mince croûte d'oxydes. Elles présentent une stratification très accentuée, feuilletée et atteignent une épaisseur jusqu'à 2 cm. Au choc, elles se divisent suivant un plan parallèle en minces plaquettes à surface lisse, présentant un aspect de phyllade. Dans les variétés dont la stratification est très fine, on trouve généralement en abondance un matériel siliceux.

En coupe mince, on observe un matériel argileux très fin, dans lequel on distingue des grains de quartz arrondis, à extinction roulante, imprégnés d'oxydes de fer (hématite et limonite). Ces imprégnations lui impriment une couleur brun jaune. Dans quelques coupes, les grains de quartz sont peu fréquents et extrêmement réduits comme dimension ; dans d'autres, de dimensions plus grandes, ils sont groupés. On y décèle en outre de menues paillettes de muscovite formant des rangées régulières, ainsi que de la calcite. Celle-ci se présente souvent sous forme de petits filons.

On n'y observe aucune trace d'organismes.

Ces schistes occupent une position supérieure par rapport aux calcaires gréseux, oolitiques. Souvent ils reposent directement sur les dolomies. Leurs affleurements sont localisés sur le flanc externe de la cuvette ; mais



on les distingue plus facilement dans la vallée de l'Antalok, en face de la station de Tarcău, de même que dans la vallée du Görbe, près de l'embouchure, sur le versant gauche, dans un endroit où ils recouvrent les dolomies. Plus au S, les mêmes grès apparaissent sur le Széphavas, sous la cote 1342. Là ils contiennent de rares traces de Bélemnites, dont un fragment correspond à l'espèce *Belemnites subhastatus* Qu. ; cette forme est caractéristique pour la partie la plus élevée du Bathonien.

Dans leur ensemble, les affleurements du Dogger se trouvent sur les deux flancs de la Cuvette marginale. Ainsi, sur le flanc interne, le Dogger apparaît sous la haute paroi tithonique du massif du Hăghimaş ; on peut le poursuivre en partant de l'ensellement de Ciofronca, le long d'une ligne passant sous le Telek bütü, Pietra Roşie, Hăghimaşul Mare, Egyeskő, Öcsém-Terkő et Szakadát, puis sur une ligne qui se continue en montant pour aboutir dans le Naskalat. Sur toute cette distance, le Dogger forme une bande étroite, de 50 m au maximum, pour la plupart masquée, bien qu'il y a des traînées, assez évidentes pour qu'on puisse l'y suivre. Au N, sous le Telek bütü, le Dogger accuse sur la carte 200 m de largeur. Cette partie est entièrement occupée par le Dogger, mais l'endroit est complètement couvert et boisé ; ce n'est donc que par raccordement que nous sommes arrivés à établir cette largeur. Ici, la structure en écailles est très prononcée et l'épaisseur accentuée du Dogger est vraisemblablement le résultat d'une répétition.

Au S de Hăghimaşul Mare, le Dogger va en se rétrécissant, pour gagner en ampleur sous l'Egyeskő et l'Öcsém. Ici, à l'W de la cote 1708, dans le voisinage immédiat du grand bloc tithonique dégringolé, le Dogger est fossilifère.

Sur toute la surface mentionnée, le Dogger repose sur le Trias dolomitique, en faible discordance, ainsi qu'il est indiqué sur les coupes. A la partie supérieure et en succession normale, fait suite le Callovien-Oxfordien. Mais parfois ce sont les calcaires tithoniques qui lui succèdent directement, et dans ce cas nous n'arrivons pas toujours à pouvoir préciser si c'est là un effet de laminage, ou bien de simples éboulis.

Au S de Naskalat, les affleurements du Dogger deviennent sporadiques. Il affleure surtout sous forme de lambeaux de faible étendue, à l'extrémité méridionale du flanc interne, dans les points suivants :

1) Sur la crête du Könyak (1380), sous forme d'intercalations étroites, laminées, parmi les dolomies et les calcaires supérieures, tithoniques. Là, le Dogger affleure sur la route qui, partant de la cote 1217, monte vers le Könyak. Il y est constitué par un calcaire oolitique ferrugineux et fossilifère.

2) Dans le massif de Bükk havas - Pogoniş ; ici le Dogger apparaît sur une surface plus vaste. Il y est surtout constitué par des grès gris noirs, micacés, renfermant rarement des fossiles, parmi lesquels de nombreux fragments indéterminables de Bélemnites.

Il importe de signaler, que dans tout le massif de Bükk havas-Pogoniş, le Dogger est supporté par le Trias moyen sous forme de calcaire de Guttenstein. Mais les rapports ne sont malheureusement pas assez nettement établis, ces assises étant très minces. On peut cependant affirmer une discordance entre les deux formations, vu le caractère transgressif du Dogger.

Sur le flanc externe, les affleurements du Dogger sont plus rares et peu étendus. Partant d'Arşiţa Almaşului, nous rencontrons le Dogger sous forme de grès noirs micacés, pincés entre les trois écailles de dolomie. Plus au S, dans l'ensellement de Bükk havas, qui sépare le bassin du Dămuc de celui du Hideg, le Dogger affleure sous forme de calcaires ferrugineux oolitiques, fossilifères, semblables à ceux rencontrés sur l'Öcsém et sur le Könyák. Les calcaires sont très minces; là ils reposent directement sur les dolomies. Plus au S, à l'embouchure du Pârâul Jávárdi, les grès du Dogger, les dolomies et le cristallin affleurent ensemble dans des conditions normales. De là le Dogger se cache pour réapparaître en même temps que le flanc externe dans la vallée de l'Antalok. Ici, le Dogger est constitué par des grès calcaires noirs, et renferment parfois de menus fragments de Bélemnites ainsi que *Rhynchonella quadriplicata* ZVET.

Les grès d'Antalok couvrent l'extrémité septentrionale des dolomies triasiques et probablement aussi le Trias supérieur, qui peut être compris dans les nombreux blocs hétérogènes recouvrant les dolomies. Depuis l'Antalok, le Dogger gréseux se prolonge vers le S, sous la forme d'une bande étroite, entre les dolomies et le Crétacé inférieur. Il s'engage aussi dans le massif d'Erös (1123 m), constituant de petits lambeaux transgressifs. Dans la vallée de Görbe, plus au S, les grès présentent la même disposition. De là le Dogger, sous forme de grès noirs, réapparaît sur le Széphavas, où ils sont bien visibles dans les tranchées creusées pendant la guerre, au-dessous de la cote 1342. Plus au S, grâce au redressement en masse des dolomies, dans le Pogoniş—Bükk havas, le Dogger présente des affleurements plus fréquents, et se réunit à celui du flanc interne de la cuvette.

4. LE MALM

Les dépôts du Jurassique supérieur sont représentés par les séries suivantes :

Le Callovien - Oxfordien, constitué par des jaspes à Radiolaires.

Le Kimeridgien, constitué par des calcaires à *Aspidoceras acanthicum*.

Le Portlandien, constitué par des calcaires massifs tithoniques.

a) *Les jaspes à Radiolaires*. Sur les deux flancs de la cuvette du Hăghimaş - Ciuc, surmontant les grès gris et les calcaires oolitiques doggériens, se trouve un complexe de roches siliceuses, de couleur rouge ou grise, qui correspond à la série désignée par UHLIG sous le nom de « Jaspisschichten ».



Le développement variable de ces couches, les fréquents laminages et les interruptions longitudinales, font que leur succession ne peut être établie que par des comparaisons entre les diverses coupes.

A la base des jaspes se trouve généralement un niveau de schistes compacts, légèrement gréseux, présentant une stratification parfaite, se divisant par choc en plaques rectangulaires. Leur couleur varie, allant du rouge sombre au gris violacé, ce qui rappelle en quelque sorte les grès doggeriens. Ils présentent un ample développement à l'W d'Egyeskő, dans le col étroit qui sépare les dolomies, de la paroi constituée par les calcaires tithoniques. Partant de ce point, on peut suivre les schistes sur une ligne qui se continue vers le N jusque dans le Pârâul Gyengemenes et, vers le S, jusque dans les vallées du Szék et du Covaci, sous la forme d'une lame de 20 m d'épaisseur. On rencontre ces mêmes roches plus au S, dans le massif de Naskalat, surmontant les dolomies. Elles débutent à l'W de Piatra Roșie (1412) jusqu'à la cote 1525, à l'W du sommet de Naskalat.

Au microscope, ces roches montrent une masse de couleur brune, presque opaque, dans laquelle on remarque de nombreux contours clairs, à bords perforés, qui dénotent des Radiolaires. Les squelettes primitifs d'opale des Radiolaires sont en partie remplacés par des oxydes de fer ; de cette manière, les pores sont nettement mis en évidence. A l'intérieur, les squelettes sont remplis de calcédoine, qui montrent en lumière naturelle, des contours lumineux ; entre nicols croisés, on y observe les fibres et la croix noire caractéristiques. Toutes les coquilles sont parfaitement sphériques, relativement denses, ne laissant pas apparaître des traces de rayons. Dans la nature actuelle, elles ont leurs correspondants parmi les formes benthoniques. Les Cénosphères sont les plus fréquentes.

La masse de connexion entre les squelettes est partiellement constituée par des fragments de Radiolaires, mais surtout par un matériel argileux en mélange intime avec des oxydes de fer. Ces derniers impriment à la roche une couleur brun-rougeâtre visible même en coupe mince. Par places, où ils sont plus concentrés, les oxydes constituent des plages presque opaques. On y décèle rarement la calcite résultant du remplacement de la silice, de même que des paillettes de muscovite. Ces dernières se distinguent aisément à l'œil nu. Bref, un matériel détritique contribue en partie, à la constitution de cette roche, ce qui va à l'encontre de l'opinion exprimée par L. CAYEUX sur les radiolarites (11, p. 343).

Par leur nature, les schistes situés à la base des jaspes, correspondraient à un ancien limon renfermant des Radiolaires, qui sont analogues à ceux qui se trouvent aujourd'hui dans les profondeurs marines. Étant donné cependant le mélange du matériel détritique dans leur masse, nous considérons que ce limon n'a pas été déposé dans une zone marine de grande profondeur, mais à la limite la plus élevée des dépôts à Radiolaires.



Vers la partie supérieure, les jaspes à Radiolaires changent très souvent d'aspect, par le fait qu'ils deviennent beaucoup plus siliceux et par là, beaucoup plus compacts et plus durs, ce qui les rapproche du silex. Au choc, ils se brisent en menus fragments esquilleux. L'action du soleil les rend friables ; ils se réduisent en éboulis à pentes raides. Leur couleur présente plus d'éclat : rouge carmin ou gris bleu. On rencontre tout particulièrement des jaspes présentant ces caractères dans la vallée de Covaci, affluent du Hîdeg, à environ 600 m de l'embouchure. On rencontre parmi ces roches des jaspes parfaitement silicifiés, d'une couleur bleu-ciel, compactes, à cassure conchoïdale. La surface présente un aspect luisant, gras, semblable à celui de l'opale.

En section transversale la masse de ces jaspes présente plus ou moins d'éclat selon le degré de silicification. On observe dans toutes les coupes minces, des coquilles de Radiolaires de forme sphérique, généralement de dimension moindre. Leur contour est plus flou, étant donné que l'opale primitive a été remplacée en cet endroit surtout par la calcédoine, qui comble en même temps tout l'intérieur. La masse fondamentale, dans les variétés rouges, est constituée par un matériel argileux, imbibé d'oxydes de fer. Dans les variétés grises, cette masse est constituée par un matériel presque complètement siliceux et blanc. Il importe de citer que dans les coupes minces faites dans les jaspes très silicifiés, apparaissent en section, sur le fond blanc, éclatant, de silice cryptocristalline, des rhomboèdres de calcite à formes parfaites et bien individualisés. Leur présence ne pourrait être en relation qu'avec un phénomène de remplacement moléculaire, avec une calcification de la roche. L. CAYEUX remarque des faits analogues à propos de certains jaspes provenant des Préalpes (11, p. 322).

L'origine des roches décrites ici ne peut être qu'identique aux précédentes, à la seule différence qu'un processus de silicification très avancé a dû se produire ultérieurement. La silicification s'est produite sur le compte du même matériel de squelettes de Radiolaires, fortement concentrés à ce niveau.

Il importe de citer, que dans le massif Kondra affleurent par places des roches siliceuses, d'un aspect voisin de celui des jaspes, mais dont la genèse est complètement différente ; elles sont en relation avec d'anciennes injections de diabases. A l'encontre des jaspes proprement dits, ces roches, ne sont pas seulement dépourvues de toute trace de Radiolaires, mais présentent un riche réseau de veines blanches dans lesquelles s'est concentrée la calcite en même temps que des veines formées par de la serpentine verte. Ces roches constituent une transition vers les ophicalcites.

En conclusion, les radiolarites développées dans la région de Hăghimaș-Ciuc, représentent des roches d'origine mixte organique et détritique ; ce sont des anciennes boues à Radiolaires. Comparées aux autres dépôts de la



région, elles représentent une sédimentation de profondeur maxima. Cela ne veut pas dire que nous y voyons les caractères propres aux dépôts de très grande profondeur. Bien que l'épaisseur réduite des jaspes à Radiolaires (25 m au maximum) concorde avec la sédimentation lente des grandes profondeurs, la présence, dans ces formations, d'une quantité remarquable de matériel détritique terrigène, indique une zone marine moins profonde, appartenant à la limite de sédimentation des Radiolaires, la plus élevée. Le matériel détritique étant plus abondant dans l'horizon inférieur, nous supposons qu'il y a tendance à l'enfoncement du fond marin, fait qui concorde avec le caractère détritique plus grossier et transgressif du Dogger.

Dans le Hăghimaș, les radiolarites ont été mentionnées sous la dénomination de jaspe — d'abord par HAUER (22, p. 308), puis par HERBICH (18, p. 81—82) — dans les parties occidentales du massif. Ces roches ont été étudiées plus tard par VADÁSZ (56) et E. JEKELIUS (21, p. 130).

En ce qui concerne leur âge, en raison de leur disposition sur les dolomies, HERBICH les a attribuées au Trias inférieur. Plus tard, UHLIG (53, 54) ayant étudié les dépôts mésozoïque de Bucovine, constate qu'ils occupent exactement la même position et les attribue par conséquent au même âge. Puis, passant au Trias moyen, il s'en sert pour l'interprétation de la tectonique en nappes. Mais il résulte des études entreprises par TH. KRÄUTNER (23), qu'UHLIG a assimilé au complexe des jaspes, des séries qui appartiennent effectivement à l'Aptien et au Crétacé inférieur. Plus tard, VADÁSZ, dans la région située à l'W du lac de Ghilcoș, a observé une coupe dans laquelle les radiolarites surmontent les grès fossilifères du Dogger; au-dessus se trouvent les couches à *Aspidoceras acanthicum* du Kimeridgien.

Basé sur ces considérations, il attribue aux radiolarites l'âge callovien. E. JEKELIUS examinant la même coupe, confirme cette idée et constate à son tour une situation tout à fait analogue pour les radiolarites de la région NW des Buccgi (Muntele Gaura), où ces roches sont également suivies par des calcaires à *Aspidoceras acanthicum*. Il les attribue donc au Callovien-Oxfordien.

Dans la région étudiée, nous avons eu l'occasion de confirmer cette observation en étudiant deux coupes parfaitement concluantes: la première sur la Ciofronca, la deuxième à la base du massif de Terkő-Szakadát.

Sur la Ciofronca, les radiolarites apparaissent sous forme de bandes à développement réduit, encadrées par des formations jurassiques, moyennes et supérieures (coupe I). Ainsi, à l'E du pic 1474, on observe une bande de radiolarites atteignant 2—3 m en largeur, encadrée par des grès et des conglomérats doggeriens. Vers le S, cette même lame disparaît sous des calcaires jurassiques supérieurs. Les coupes de l'extrémité septentrionale du mont de Telek bütü sont encore plus concluantes; elles montrent une structure caractéristique en petites écailles répétées. Dans les deux premières écailles,



situées plus à l'E, on constate la succession suivante : grès gris doggériens, jaspes rouges, calcaires rouges à *Aspidoceras acanthicum*, calcaires thitoniques (coupes II, IV, V).

La présentation est tout à fait analogue, dans la deuxième coupe, sur le Terkö. En avançant dans la Valea Oltului, vers le fond du cours d'eau de Bălint, après avoir traversé le cristallin pour pénétrer dans les dolomies, on observe dans le niveau immédiatement supérieur une succession de grès gris et de calcaires oolitiques, renfermant des fossiles un peu plus au N, et qui appartiennent vraisemblablement au Dogger. Au dessus apparaît un paquet de jaspes puissant jusqu'à 12 m, puis des calcaires rouges et gris, qui correspondent aux couches à *Aspidoceras acanthicum*. Des calcaires blancs, massifs, thitoniques leurs succèdent (coupe VIII). En considérant ces coupes, on peut déterminer avec précision l'âge des jaspes au niveau qui succède au Dogger et qui précède les couches à *Aspidoceras acanthicum* (Kimeridgien). Ils appartiennent donc, comme il a déjà été dit, au Callovien - Oxfordien.

Mais si dans les endroits indiqués, la situation des jaspes est nette, nous sommes obligés d'ajouter qu'ils reposent souvent directement sur les dolomies triasiques, ce qui justifie quant à leur âge, la supposition plus ancienne. Ce sont là les rapports constatés sur la crête de Covaci à l'E de Bălan, et tout particulièrement dans le massif de Dánfalvi-Naskalat. Il est même possible, que les schistes rouges à Radiolaires qui se trouvent à cet endroit aient été attribués par HERBICH et VADÁSZ au Lias à facies d'Adneth. Ces mêmes auteurs signalent sa présence sur les étendues où affleurent les jaspes, et sur un espace que nous n'avons pu déterminer.

Le développement des jaspes à Radiolaires dans la Cuvette du Hăghimaş et du Ciuc, se limite, aux deux flancs, comme celui du Dogger ; son étendue est toutefois moindre. Sur le flanc interne, en partant du N, les radiolarites affleurent dans l'ensellement de Ciofronca, dans la position déjà signalée. Depuis cet endroit, en suivant le versant occidental du Hăghimaş, les radiolarites à structure schisteuse affleurent à l'W d'Egyeskö. On les rencontre de même sous le Terkö-Szakadát, sous la forme d'une bande longue d'environ 5 km, depuis le fond du Pârâul Bălint jusqu'à la source du Pârâul Gălkút. De là, les radiolarites se montrent très fragmentées. Elles réapparaissent sur le versant occidental du massif de Naskalat, au niveau du Vârful Piatra Roşie (1412), jusqu'à Vârful Naskalat (1529—1566), où elles ont surtout l'aspect de schistes gris. Plus au S, les radiolarites ne se montrent plus dans le flanc interne.

Dans le flanc externe, les radiolarites présentent un ample développement, à la bordure de la cuvette, partant du Pârâul Salamaşului Mic (affluent du Jávárdi), au delà du Salamaşul Mare, à l'E de la cote 872, au delà du cours d'eau de Covaci, jusque sur la Culmea Ban (cote 1081). Sur cette longueur



de 2,5 km, les radiolarites se continuent sous la forme d'une bande, atteignant par place jusqu'à 50 m de largeur. C'est la largeur maxima atteinte par cette unité et elle est due à un dédoublement sur un pli anticlinal légèrement déjeté vers l'E.

Au N de ces affleurements, les radiolarites apparaissent une seule fois sous l'ensellement de Bükki havas, où elles se présentent comme des schistes marno-siliceux, d'un rouge vif. Les radiolarites sont bien développées au premier coude du chemin en lacet, qui commence dans la vallée du Bükki et se continue vers le sommet. Plus au N, on rencontre des fragments de radiolarites, présentant les mêmes caractères, sur la crête de Bükki havas, à l'endroit même où la chaussée traverse la crête, puis aussi dans le Pârâul Lupului.

Au S des affleurements rencontrés dans le Pârâul Covaci, les jaspes n'apparaissent plus. Cette disparition se produit exactement au même niveau que celle constatée dans le flanc interne. Il est possible que leur absence dans la partie S de la région soit uniquement due à un soulèvement du fond marin, ce qui a provoqué une sédimentation plutôt détritique. Dans ce cas les radiolarites trouveraient leurs correspondants dans les grès noirs à grain fin, calcaro-siliceux, que nous avons attribués au Dogger supérieur. Le fait est d'autant plus probable que les dépôts calcaires du Jurassique supérieur font défaut dans toute la région, sauf le lambeau du Könyak.

b) *Le Kimeridgien. Couches à *Aspidoceras acanthicum**. A l'encontre des régions situées plus au N (Tulgheș et Bucovine), dans la Cuvette du Hăghimaș, c'est surtout la partie supérieure du Jurassique qui est largement représentée ; elle comporte deux horizons parfaitement caractérisés : calcaires et grès à *Aspidoceras acanthicum*, et calcaires récifaux tithoniques.

Les couches à *Aspidoceras acanthicum* consistent en un complexe calcaro-gréseux, souvent très riche en fossiles. Les meilleurs affleurements se trouvent à la bordure occidentale du massif de Ghilcoș au S du lac, de même que sur l'ensellement de Ciofronca à l'extrémité septentrionale du massif du Hăghimaș. On trouve en ces deux points de nombreux fossiles.

A Ghilcoș les couches sont plus complètes. Selon les indications d'HERBICH et d'après ce que nous avons pu constater personnellement au cours des excursions entreprises dans la région en compagnie de M. I. ATANASIU, la succession de ces couches se présente ainsi : à la base, des calcaires argileux, stratifiés, de couleur gris vert tacheté de rouge, de 5—10 m d'épaisseur succèdent aux intercalations minces de jaspes ; ensuite, une succession de grès verts, calcaires en plaques, marnes vertes, grès gris peu compacts ; l'horizon le plus élevé est constitué par des calcaires rougeâtres, gréseux ; il est surmonté à son tour par des calcaires blancs tithoniques. Ce complexe atteint une épaisseur de 40 m.



Les calcaires argileux de la base renferment de nombreuses Ammonites fortement pétrifiées, qui par leur nature compacte, impriment à la roche un aspect noduleux.

Dans l'ensellement de Ciofronca et généralement dans toute la région du Hăghimaş, un seul de ces horizons est bien représenté : celui des calcaires rouges.

La riche faune, récoltée en particulier par HERBICH, tant à Ghilcoş qu'à l'ensellement de Ciofronca (fig. 3 et 4), a été étudiée par NEUMAYR (19). Parmi les formes récoltées dans le Hăghimaş, ce savant a déterminé : 36 Ammonites, une Bélemnite et 3 Brachiopodes ; toutes ces formes indiquent le Kimeridgien.



Fig. 3. — Calcaires kimeridgiens fossilifères à l'ensellement de Ciofronca.

Examinant à nouveau le matériel récolté par les auteurs plus anciens, matériel qui enrichit les collections de l'Institut Géologique Hongrois, E. JEKELIUS (21) porte le nombre des fossiles déterminés à 74 formes, dont 55 Ammonites. Sur ces bases, il détermine l'âge kimeridgien du complexe ; toutefois, certaines formes

indiquent d'après lui, une transition, à la partie inférieure, vers l'Oxfordien et, en haut, au Tithonique inférieur. En comparant en même temps la faune du Hăghimaş à celle des Bucegi (de Poliţa) il y constate une certaine analogie.

Dans le Hăghimaş, le Kimeridgien occupe des étendues appréciables, étant exclusivement cantonné dans la région NW du massif. Ainsi, à Telekbütü, région au N de laquelle se trouve l'ensellement de Ciofronca, le Kimeridgien s'élève jusqu'au niveau du plateau de Poiana Albă (Fehér mezö), prenant part, sous forme de lames, à la constitution des quatre écailles, qui caractérisent la tectonique locale. Le meilleur affleurement appartient à la première écaille, à l'E. Afin d'y parvenir, il faut s'engager dans le chemin qui traverse l'extrémité N du massif, en partant de Poiana Albă vers la crête de Ciofronca. Au point où le chemin traverse la haute vallée à peine esquissée du Pârâul Hăghimaş, on l'abandonne pour suivre une ligne qui monte sur une distance de 150 m à l'E de la cote 1549, jusqu'au point où se trouve

une source abondante. A cet endroit, de même que dans toute la région voisine, l'on voit apparaître des parois en gradins de calcaires rouges, riches en Ammonites. Ce point correspond à celui cité par HERBICH (18, p. 134), et où a été récolté une partie des faunes étudiées par NEUMAYR et par JEKELIUS. La roche habituelle est un calcaire grésueux, rouge pâle avec des taches gris cendré. Elle est généralement bien stratifiée, en plaques de 5 à 10 cm d'épaisseur, séparées par de minces intercalations de marnes rouges. En tenant compte du développement considérable des calcaires rouges à cet endroit, nous pouvons affirmer qu'ils correspondent — non pas seulement à l'horizon supérieur de Ghilcoș, mais à l'ensemble du complexe kimeridgien développé sous cette forme. Leur direction est NW-SE avec des pendages de 15—20° vers l'E, sous les calcaires tithoniques.

En descendant de là vers l'W, on observe sous la haute paroi de calcaires tithoniques, les mêmes roches, à la seule différence qu'elles sont peu fossilifères, ou complètement dépourvues de fossiles. Ces roches forment à la



Fig. 4. — Pointement fossilifère des calcaires kimeridgiens à l'ensellement de Ciofranca.

base, une ceinture très apparente à cause de sa couleur rouge, et qui se prolonge vers le S, sous le massif entier ; toutefois, comme elle devient de moins en moins fossilifère, on arrive à la confondre avec les calcaires tithoniques, qui présentent également des intercalations rouges.

Dans le massif de Piatra Roșie (Veres kö), les calcaires kimeridgiens forment les parois occidentales et méridionales qui présentent de ce fait une coloration d'un rouge vif surtout sous les rayons du soleil couchant.

Les calcaires de Piatra Roșie peuvent être plus facilement examinés, sur la haute paroi qui se dresse vers la source du Pârâul Olt bükk. Au pied du massif, parmi les éboulis, on observe des blocs de calcaire rouge renfermant de nombreuses traces d'Échinides, parmi lesquelles nous avons identifié *Cidaris florigema* PHIL. Dans le niveau supérieur, près des gorges étroites qui aboutissent sur la plateforme, on voit, dans les calcaires, des Ammonites parmi lesquelles HERBICH a déterminé *Oppelia* cf. *composa* OPP. et *Peris-*

phinctes ulmensis OPP. Mais c'est *Rhynchonella lacunosa* SCHL. qui est l'espèce la plus caractéristique et la plus fréquente.

Plus au S, on voit affleurer les mêmes calcaires rouges sous le Hăghimaşul Mare, mais ils continuent en se rétrécissant, à cause des amas d'éboulis qui, dans de nombreux points, arrivent à recouvrir le Tithonique. Cependant, le niveau rouge peut être poursuivi presque sans interruption, jusque dans le large ensellement au commencement du Pârâul Naskalat, où il disparaît en même temps que les calcaires tithoniques. Au S de cet ensellement, les couches à *Aspidoceras acanthicum* réapparaissent à l'W du massif de Dănfalvi-Naskalat, mais cette fois-ci sous la forme de calcaires gréseux gris, qui offrent assez souvent des restes d'*Aptychus*. Il convient de citer parmi ceux-ci, *Aptychus imbricatus*, déterminé par UHLIG en Bucovine et *Aptychus lamellosus*. Cette dernière forme est intéressante par le fait qu'on la rencontre également dans la bordure externe de la cuvette, dans des couches connues sous la dénomination de « couches à *Aptychus* ». Il est donc possible, comme d'ailleurs nous le démontrerons, qu'une partie de ces couches à *Aptychus* appartiennent au Jurassique supérieur.

Dans le reste de la région, au S et à l'E, les couches à *Aspidoceras acanthicum* sont complètement absentes. Ce fait dénote qu'à partir du Kimeridgien, la mer s'est retirée vers l'W et vers le N, en laissant affleurer le flanc méridional et oriental de la cuvette mésozoïque.

La tendance au soulèvement de la cuvette est également mise en évidence par des lames de cristallin et de dolomies qui traversent en boutonnières le flanc externe ; mais ceci, sans entraîner du Jurassique supérieur, en particulier les calcaires tithoniques et étant recouverts en discordance, par le Crétacé inférieur (couches de Sinaia).

Il résulte de ces données, que les couches à *Aspidoceras acanthicum* représentent une transition normale dans la série des dépôts jurassiques du Hăghimaş. Au contraire, les interprétations plus anciennes, considéraient les jaspes comme appartenant au Trias inférieur et qu'une époque de transgression commencerait avec le Kimeridgien (HERBICH, UHLIG).

c) *Les calcaires tithoniques*. Le Tithonique constitue la formation jurassique la plus caractéristique de la région, c'est-à-dire la masse imposante du Hăghimaş. Ce fait a d'ailleurs été remarqué par tous les géologues. Malgré son extension, le Tithonique présente une homogénéité parfaite ; il est représenté par des calcaires massifs gris blanc, très répandus. Ces calcaires se présentent sous forme de bancs épais. De près leur stratification manque de netteté. A une certaine distance, dans les grands massifs, on distingue une disposition en couches atteignant jusqu'à 2 ou 3 m d'épaisseur. Sur les plans de séparation on observe fréquemment un matériel argileux à tons rougeâtres, qui n'est autre qu'un matériel d'altération concentré en

ces endroits. Cette altération a surtout été observée sur le flanc méridional du massif de Nagy telek, au N du Hăghimașul Mare.

La masse des calcaires atteint une épaisseur de 400 à 500 m. Elle se présente sous de nombreux aspects donnant toujours lieu à cette morphologie sauvage caractéristique des pays calcaires.

En coupe mince, les calcaires dénotent la présence d'un riche matériel, organique, provenant de la fragmentation de squelettes calcaires variés. Certaines roches sont plus compactes et montrent une recristallisation du matériel. On y détermine de même des silicifications sous forme de nodules.

En divers points, comme par exemple sur la plateforme du Hăghimașul Mare, des calcaires rouge clair, s'interposent dans la série des calcaires blancs, mais ils n'ont aucune importance.

L'âge des calcaires blancs, massifs, est précisée, aussi bien par l'analogie pétrographique avec les calcaires tithoniques en général, que par les fossiles qu'ils renferment.

HERBICH décrit une série de formes qu'il ne distingue qu'imparfaitement des formes identifiées dans le Kimeridgien (18, p. 189—192). Lors des travaux entrepris en vue de la construction de la chaussée projetée par l'État Major hongrois, passant par Cheile Bicazului à Ghilcoș, VADÁSZ a récolté un matériel très riche en fossiles, qui lui permet d'établir des analogies étroites avec les calcaires de Stramberg (56, p. 284—285).

L'auteur a essayé une horizontation des calcaires dans le défilé de Cheile Bicazului. Il y distingue des niveaux successifs, caractérisés par des calcaires blancs à la base, distribués sur une large surface ; puis, des calcaires rouges à Coralliaires et Échinides, suivis par des calcaires à *Requienia* dans la partie la plus élevée. Selon VADÁSZ, les calcaires ne s'arrêtent pas au Tithonique, mais ils passent avec les calcaires blancs à *Requienia* dans le Néocomien. Ce même avis a du reste été exprimé par UHLIG en ce qui concerne les calcaires du Rarău.

E. JERELIUS complète la liste des fossiles tithoniques du Hăghimaș (21). Parmi les formes qu'il mentionne, les Ammonites font défaut. Il cite surtout des Lamellibranches de rivage, *Lima*, *Pecten* et des Brachiopodes. Sur la base de ces fossiles, l'auteur établit une parfaite analogie avec les calcaires tithoniques de Satulung — Brașov.

La récolte des fossiles dans les calcaires tithoniques est malaisée. Pour ma part, j'ai été obligé de me contenter des formes suivantes :

Thecosmilia (Lithodendron) trichotoma GOLDF.

Isastrea heliolithoides (Astraea) GOLDF.

Cidaris coronata GOLDF. (test et piquants).

Colyrites sp.



- Rhynchonella depressa* D'ORB.
 » *inconstans* SOW.
 » *pompekyi* REMES
Terebratula substriata SCHLOTH.
 » *insignis* SCHALER
 » *diformis* QU.
Terebratulina substriata SCHLOTH.
Nerinea hoheneggeri PETERS.
 » *strigillata* STRUKMANN
Diceras sp.
Nautilus franconius OPPEL.
Sphaerodus gigas AGASSIZ

Les fossiles mentionnés par VADÁSZ et JEKELIUS, aussi bien que la plupart des fossiles de cette liste, ont été récoltés dans la masse même des calcaires, plus particulièrement dans les régions médianes et occidentales, qui correspondent à la partie inférieure. C'est un argument concluant pour l'existence de niveaux plus élevés. Nous avons déjà montré, que selon VADÁSZ et UHLIG, les calcaires passent au Crétacé inférieur.

A défaut de preuves paléontologiques plus précises, ce problème ne saurait être mieux résolu. Un fait qui peut cependant être affirmé, c'est que dans leurs couches supérieures, qui plongent vers la Valea Bicăjelului, les calcaires présentent des tons plus clairs et qu'ils renferment des traces de Pachyodontes. Ces caractères les rapprochent des calcaires à *Requienia* attribués à l'Aptien. Mais une délimitation par rapport à la masse générale des calcaires serait tout à fait arbitraire, car il y a une transition graduelle d'un type de roche à l'autre. Cependant si, en principe, nous admettons un passage du Tithonique au Crétacé inférieur, nous ne pouvons préciser en aucun point que le passage a lieu jusqu'aux dépôts détritiques du Crétacé, jusqu'aux grès et aux conglomérats, qui couronnent en discordance la limite orientale des calcaires, y compris les calcaires à Pachyodontes.

Les calcaires tithoniques de la zone étudiée sont cantonnés, de la même manière que ceux des formations précédentes, dans la partie NW; ils se montrent ici comme un prolongement naturel des calcaires situés dans la Valea Bicazului, à Chei. Les calcaires qui pénètrent dans la région constituent deux écailles de grandes dimensions: Telek bütü et Nagy telek, qui encadrent la partie supérieure de la Valea Hăghimaşului et Poiana Albă (Fehér-mező). L'écaille orientale, qui englobe tout le massif de Nagy telek, est bien la plus large et représente le prolongement direct du Hăghimaşul Negru (fig. 5).

Dans cette écaille, les calcaires se montrent sous forme de larges plis, à direction NW, atteignant 3 km de largeur.



Le plissement des calcaires, généralement faible, subit des changements d'aspect : il se forme deux ou trois voûtes anticlinales, visibles dans la paroi qui constitue la bordure septentrionale de la vallée du Pârâul Sec. Vers le S, l'écaille du Hăghimașul Negru se continue jusqu'à la lisière orientale de la Poiana Albă, se confondant vers le Sud avec l'écaille du Hăghimașul Mare. L'écaille occidentale — moins développée et beaucoup plus fragmentée — commence immédiatement au S de l'ensellement de Ciofronca, où elle constitue le plateau calcaire du massif de Telek bütü. De là, elle se continue en descendant jusqu'à la Piatra Roșie et Hăghimașul Mare. Dans le Hăghi-

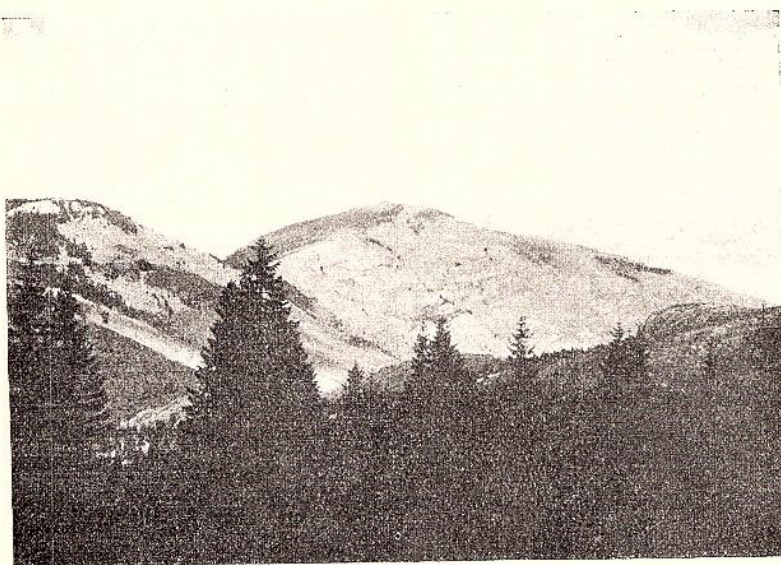


Fig. 5. — Hăghimașul Negru. Calcaires tithoniques.

mașul Mare les deux bandes calcaires se confondent et se continuent en s'abaissant vers le S jusqu'à la Curmătura ; elles se rétrécissent sensiblement entre la Valea Pârâului Lazăr à l'E et Covaci — Gyengemenes à l'W, en même temps que les calcaires, fragmentés en menues écailles souvent interrompues, constituent les crêtes isolées d'Egyeskö.

Au S de la Curmătura, les calcaires réapparaissent amplement développés, constituant le massif d'Öcsém, au niveau duquel ils atteignent une largeur de 2 km. Immédiatement après, dans le Terkö et Szakadát, ils subissent un rétrécissement progressif jusqu'au S de l'ensellement de Nas-kalat, où ils finissent par disparaître sous une amas de blocs de très grandes dimensions. Ces blocs, disparaissent eux-mêmes sous une couverture de conglomérats crétacés.

Il convient de signaler, que la même tendance a été remarquée dans la bordure orientale de la masse calcaire. En effet, en étudiant la limite orientale des calcaires, on remarque deux larges pénétrations en forme de baie, l'une dans la direction de Valea Pârâului Sec, l'autre dans celle du Pârâul Lazăr. La dernière de ces pénétrations renferme dans sa masse une île de calcaires tithoniques qui, par son rapprochement de la limite générale, aussi bien que par ses dimensions — 400 m en longueur et 100 m en largeur — dénote sans contredit une liaison en profondeur avec la masse principale des calcaires. On peut dès lors affirmer que, les quelques blocs figurant sur la carte et qui maintiennent une position parallèle par rapport à la limite principale, sur le flanc occidental de la Valea Bicăjelului, présentent les mêmes rapports.

Dans cette situation, les calcaires tithoniques, y compris les calcaires à Pachyodontes, semblent avoir subi, à une époque qui a précédé le dépôt des conglomérats, une érosion dans l'aire de laquelle s'est produite la transgression du Crétacé inférieur. Le fait que sur le plateau du Hăghimaș, à Poiana Albă et sur la Curmătura, on rencontre les grès du Crétacé supérieur, constitue un argument de plus en faveur de cette supposition.

A mesure qu'on s'éloigne de la masse principale des calcaires, vers l'E aussi bien que vers le S, les blocs de calcaires à aspect tithonique, deviennent de plus en plus rares et plus petits. Il n'est pas vraisemblable que ces blocs se relient en profondeur. Nous les considérons plutôt déracinés. Nous ne croyons pas que ce déracinement soit l'effet du décrochement des calcaires de la masse unitaire. C'est plutôt le résultat d'un refoulement diapir, qui s'est vraisemblablement produit en même temps que la Cuvette mésozoïque subissait un broyage latéral, pendant les plissements crétacés moyens et tertiaires.

En dehors du massif proprement dit du Hăghimaș, les calcaires tithoniques affleurent sous la forme d'un lambeau, long de 1,5 km, qui s'étend entre les sources de la Rana Mare et la Rana Mică, à partir de la cote 1219 jusque sous la crête de Könyak. Là, ils recouvrent un horizon peu important de calcaires rouges, qui reposent à leur tour sur les grès et les calcaires oolitiques doggériens. Les calcaires sont réduits, par érosion, à 50 m d'épaisseur.

Les calcaires tithoniques sont complètement absents dans le flanc externe de la cuvette. Le Jurassique supérieur s'y trouve quand même représenté par le mince horizon de marnes rouges et grises à *Aptychus* que l'on rencontre ordinairement à la base des couches de Sinaia.

On rencontre encore les calcaires tithoniques dans le complexe des conglomérats crétacés qui recouvrent l'axe de la Cuvette marginale du Hăghimaș. Ils s'y trouvent sous forme de blocs, qui correspondent à la dénomination générique de « klippes ». Elles sont notées sur la carte. Le problème concernant leur âge tithonique est difficile à résoudre les arguments en sa faveur



se bornant dans la plupart des cas à des similitudes pétrographiques. C'est pourquoi fort peu de klippes ont été indiquées comme telles sur la carte. On peut néanmoins affirmer avec certitude, que les klippes tithoniques sont beaucoup plus fréquentes. Mais pour l'ensemble de la structure il suffit de pouvoir spécifier d'une manière précise l'âge tithonique de quelques-unes de ces klippes. D'ailleurs la transition des calcaires tithoniques aux calcaires néocœmiens, dont nous avons parlé, rend jusqu'à un certain point toute discussion inutile. Nous reviendrons plus loin sur la position et la signification de ces klippes.

C) LE CRÉTACÉ

Le Crétacé occupe des étendues considérables dans la Cuvette du Hăghimaş. Ses dépôts prennent la forme d'un synclinal, large vers le N, se rétrécissant vers le S. Ils représentent la continuation du Crétacé de la Valea Bicazului, mais dans des conditions tectoniques toutes différentes, résultant en premier lieu de l'affaissement de la zone cristalline. Prennent part à sa constitution les unités stratigraphiques suivantes :

Valanginien - Hauterivien, contenant des : a) couches à *Aptychus* ;
b) couches de Sinaia.

Barrémien - Aptien

Albien - Cénomaniien

Les dépôts appartenant à ces étages présentent des caractères généraux très rapprochés de ceux de la zone du Flysch interne.

1. VALANGINIEN-HAUTERIVIEN

A l'encontre des affleurements de la vallée inférieure du Dămuc et de la vallée du Bicaz, situées immédiatement au N, les dépôts crétacés de la Cuvette du Hăghimaş commencent avec les horizons les plus inférieurs. Ces horizons, désignés tantôt sous la dénomination de « couches de Sinaia », tantôt sous celle de « couches à *Aptychus* », correspondent, ainsi que l'ont démontré G. MACOVEI et I. ATANASIU (28), au Valanginien-Hauterivien.

La présence de ces dépôts dans la cuvette est limitée au flanc externe ; ils représentent une invasion des dépôts du Flysch qui constituent la bordure de la Zone interne du Flysch.

Les dépôts du Valanginien-Hauterivien comprennent une succession de marnes calcaires et de grès calcaires gris, développés sur de vastes étendues et présentant une homogénéité remarquable. Cependant, en suivant de près le développement de ce complexe, nous arrivons à distinguer un mince horizon de base, que nous désignerons sous la dénomination de couches à *Aptychus*, et un horizon plus développé que nous appellerons couches de Sinaia.

a) *Couches à Aptychus*. Ces couches sont formées de marnes peu consistantes, parfois légèrement sableuses, grises avec de fréquentes transitions au rouge violacé. Leur stratification est indécise, et leur surface présente un réseau de fibres; à cause de leur structure, elles se brisent difficilement en blocs irréguliers.

En coupe mince, elles montrent une masse fondamentale de matériel détritique assez fin, coloré en brun par des oxydes de fer et qui contient de nombreux fragments de quartz. Dans certains cas, comme par exemple dans la vallée de Farkas, les marnes deviennent plus consistantes; elles se colorent en rouge vif, ce qui leur imprime un aspect voisin de celui des radiolarites, dont elles diffèrent par la stratification indécise et par l'absence du matériel organique. Les marnes renferment fréquemment des traces d'*Aptychus* sous forme d'impressions ou de coquilles. Parmi les exemplaires récoltés, nous avons déterminé: *Aptychus lamellosus* PARK., *Aptychus seranonis* COQ. Ces formes indiquent une transition du Jurassique supérieur au Crétacé. On y trouve en outre plus rarement, de menus fragments de Bélemnites indéterminables.

HERBICH mentionne *Aptychus didayi* COQ., caractéristique pour le Crétacé inférieur, et provenant de la Valea Görbe et Rana. Il est possible cependant que ces formes soient originaires de niveaux plus élevés, vu que dans les vallées mentionnées l'horizon de marnes se montre très réduit.

Les affleurements de marnes grises et rouges s'alignent exclusivement suivant la direction des noyaux anticlinaux cristallino-mésozoïques caractérisant le flanc externe. Ce sont des bandes étroites, de 20 à 30 m et allongées qui se font remarquer par leur nuance rougeâtre caractéristique.

On voit affleurer ces dépôts: dans la vallée du Pârâul Farkas (bassin supérieur du Dâmuc), dans le prolongement de la dolomie de Bükk havas, dans la vallée du Salamas, tout près de la lame cristalline, dans la vallée de Covaci, au voisinage des radiolarites.

Mais l'affleurement le plus concluant, fossilifère et facilement accessible se trouve dans la vallée de l'Antalok, à Lunca de Mijloc. A cet endroit, les marnes affleurent dans le premier affluent du Pârâul Antalok, à gauche de l'embouchure, parallèlement au chemin qui traverse le Sijc teteje, dans le Pârâul Ban. Elles moulent ici la terminaison septentrionale de l'anticlinal de dolomies et de Dogger, qui se développe au S vers le Pârâul Setét.

Plus au S, les marnes à *Aptychus* affleurent sporadiquement dans la vallée de Rana, immédiatement à l'W de l'anticlinal de dolomies et de cristallin.

Par sa disposition en boutonnières allongées, associées aux anticlinaux cristallino-mésozoïques, l'horizon de marnes à *Aptychus* se montre comme un horizon de base du Valanginien-Hauterivien. Mais en tenant compte des fossiles, assez édifiantes, on peut considérer que ces marnes représentent



une transition du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, sans toutefois pouvoir établir une équivalence certaine avec les unités constatées dans le flanc interne.

TH. KRÄUTNER (24) distingue également, dans la région du Rarău, « un horizon de base des couches de Sinaia », dont le caractère pétrographique le fait rapprocher des marnes à *Aptychus*. Mais l'auteur signale la présence des mêmes couches, amplement développées sur le flanc interne de la cuvette, en relation avec des formations très variées, depuis des dolomies jusqu'aux calcaires tithoniques (à l'W de Pietrile Albe). L'auteur y soupçonne en tous cas une transition du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (couches de Sinaia).

Il importe de rappeler, que des formations analogues ont été signalées par I. P.-VOITEȘTI et par MIRCEA ILIE, dans la région du Trăscău.

En ce qui concerne le complexe des marnes à *Aptychus* de la Cuvette du Hăghimaș, nous estimons en attendant les précisions paléontologiques nécessaires qu'il est opportun de les rattacher au Valanginien-Hauterivien. Ces marnes constituent, dans tous les cas, un horizon spécifique pour la Cuvette marginale, rarement rencontré dans la zone proprement dite du Flysch (Azuga).

b) *Couches de Sinaia*. Les marnes grises et rouges à *Aptychus* supportent une série de marnes calcaires et de grès calcaires gris, traversés par de nombreuses veines de calcite. Cette série située à la partie inférieure du complexe stratigraphique dans toute la zone du Flysch des Carpates, a été désignée par W. TEISSEYRE (50) d'abord, puis par L. MRAZEC et I. P.-VOITEȘTI, sous la dénomination de « couches de Sinaia » (32, p. 534).

La roche la plus caractéristique de la série est une marne très fine, compacte, qui rappelle jusqu'à un certain point un calcaire lithographique. A l'oeil nu, la masse de la roche est complètement homogène, on y voit de petites taches scintillantes de minuscules grains de quartz.

En coupe mince, la roche présente une masse détritique, extrêmement fine, dans laquelle on n'arrive à distinguer que d'infimes éclats de quartz et des diaclases fines, dans toutes les sens, remplies de calcite.

La couleur caractéristique de la roche fraîche est gris sombre, légèrement bleuâtre. Mais après un certain temps, elle acquiert une teinte gris clair. Dans les affleurements les marno-calcaires se présentent sous forme de couches atteignant jusqu'à 40—50 cm d'épaisseur, séparés par des intercalations de grès fins, noirâtres et par des marnes moins compactes. Elles sont constamment traversées dans tous les sens par d'innombrables veines de calcite blanche jusqu'à 3—4 cm d'épaisseur.

Les grès sont des roches dures, parfaitement stratifiées en couches, dont quelques-unes ont à peine quelques cm d'épaisseur, tandis que d'autres

atteignent jusqu'à 20 cm. D'un gris sombre, elles sont traversées par de nombreuses veines de calcite, ce qui leur donne un aspect voisin de celui des marno-calcaires. Le matériel constitutif est fin et très varié. On décèle à l'examen macroscopique de nombreuses paillettes de muscovite. En coupe mince, on voit des grains de quartz et de calcaire, atteignant parfois jusqu'à 2—3 mm et cimentés par un matériel argileux jaune verdâtre ou gris. On observe parfois sur les plans de séparation des coulées de boue ainsi que des traces imprécises de vagues. On y voit souvent des impressions de petites algues. Les grès alternent fréquemment avec les marno-calcaires.

Outre ces roches, on rencontre dans le complexe des couches de Sinaia, mais plus rarement, des conglomérats associés aux grès. Ces roches sont constituées par de petits éléments, atteignant moins d'un cm, à peine arrondis. On distingue parmi ces éléments des fragments de schistes cristallins (tout particulièrement de phyllites), quartz blanc, dolomie, calcaire blanc et gris, radiolarites c'est-à-dire les roches habituelles du complexe cristallino-mésozoïque du Hăghimaş. Il semble cependant que les éléments appartenant au groupe mésozonal du cristallin font défaut; dans tous les cas ils sont très réduits. Le matériel de liaison est un ciment calcaire pour la plupart recristallisé. Ce fait rend la roche fraîche très résistante au choc. Après un certain temps les conglomérats deviennent friables. En coupe mince, le matériel apparaît nettement hétérogène et l'on observe de rares coquilles de foraminifères du groupe des Textularidés.

Dans les couches de Sinaia, les restes organiques se montrent extrêmement rares, tant à l'examen macroscopiques qu'en coupe mince. Sur le pic situé au N du Pârâul Antalok, au voisinage de la cote 1017, nous avons découvert dans les marnes calcaires, des débris indéterminables d'*Aptychus* et un Corail assez bien conservé, qui correspond au genre *Isastraea*. On y voit plus souvent des empreintes de petites Algues. Nous signalons également d'avoir récolté dans les couches de grès, un *Palaodictyon*.

HERBICH signale, dans les « marnes hydrauliques » du Pârâul Menasag, à l'E de Mercurea Ciucului, *Lissoceras grassianum* D'ORB. et, dans les vallées du Görbe et de la Rana, *Aptychus diday* COQ. et *Meandrina* sp. (18, p. 200).

Ces fossiles auxquels il y a lieu d'ajouter *Peregrinella peregrina* D'ORB., recueillie par HERBICH à Vârghiş, suffisent pour fixer l'âge du complexe au Valanginien - Hauterivien. Là-dessus G. MACOVEI et I. ATANASIU se sont exprimés d'une manière très précise (28, p. 6).

Partout dans la région, les couches de Sinaia sont fortement plissées en plis généralement dirigés NW-SE montrant un déversement vers l'E. Elles s'encadrent par cela dans le style de plissement alpin, propre à la région du Flysch.

Avec ces caractères, les couches de Sinaia, occupent des étendues très vastes, ayant une remarquable monotonie pétrographique. Ainsi qu'il résulte



de la carte, la zone des couches de Sinaia forme une bande continue, qui traverse la région du N au S. Cette bande atteint, au N, 6 km de largeur ; mais elle s'élargit encore vers le S, atteignant au niveau de Mercurca Ciucului 8 km. Malgré leur monotonie, en suivant de près le développement de ces couches, on peut observer que les marnes calcaires, les plus caractéristiques, sont surtout développées dans la partie occidentale et centrale de la zone, à proximité du flanc externe, le long de la Valea Dămuului, Hideg et Troțuș. Elles se continuent vers la base, passant aux marnes grises à *Aptychus*. C'est pourquoi nous les considérons comme des couches caractéristiques de la partie inférieure du complexe.

A mesure que nous nous éloignons de la surface d'affleurement de ces marnes, on voit que le terrain est surtout couvert par des grès. Le changement est beaucoup plus rapide vers l'intérieur de la cuvette, où les grès accusent une transition vers les dépôts plus récents.

Les grès empruntent par endroits des caractères particuliers. Il sied de signaler parmi ces variétés, les grès noirâtres, micacés, stratifiés en plaquettes, qui affleurent dans les vallées de l'Antalok, Setét, Görbe et Rana, parmi les conglomérats et les marnes calcaires. Ils n'offrent pas des restes organiques, de sorte qu'on ne saurait préciser paléontologiquement leur âge ; mais ils apparaissent chevauchant le complexe typique des couches de Sinaia, suivis en concordance par des marnes jaunes peu consistantes, dans lesquelles, plus au N, on a recueilli des Orbitolines.

Étant donné la situation de ces grès nous pouvons croire, jusqu'à nouvelle preuve, qu'ils appartiennent à un niveau plus récent, probablement barémien. L'existence de cette formation, en partant des mêmes considérations de succession normale, est également présumée par PREDA et I. ATANASIU ; ceci non pas en ce qui concerne les grès, mais les conglomérats qui contiennent des blocs de mélaphyres et qui affleurent dans les thalwegs du Görbe et de la Valea Intunecată (45).

Les conglomérats qui entrent dans le complexe valanginien-hauterivien ont un développement très réduit, et se trouvent en association avec les grès. Nous considérons donc, qu'ils ne constituent pas un horizon de base de Valanginien—Hauterivien, mais seulement des intercalations dans la partie supérieure des grès. Nous avons cependant observé dans les vallées de Covaci et du Salmas, de meilleurs affleurements de conglomérats, plus caractéristiques. Ces conglomérats se montrent sous forme de longues bandes reposant directement sur les radiolarites. Ils n'affleurent nulle part ailleurs sur les conglomérats ou les dolomies triasiques qui apparaissent souvent dans la direction du flanc externe.

I. ATANASIU signale dans la région de Tulgheș, à la base des couches de Sinaia, un mince horizon de conglomérats qu'il interprète comme l'indice d'une transgression (2, p. 172).



En tenant compte du faible développement des conglomérats et surtout du fait que la limite de transgression n'a nullement été établie, nous ne pouvons faire de précisions à ce sujet.

Considérant le développement d'ensemble des couches de Sinaia, nous constatons qu'elles se maintiennent au N hors de la zone du cristallin, mais qu'à partir de la Valca Arșiței elles pénètrent dans la cuvette, dépassant les crêtes anticlinales qui marquent le flanc externe, contribuant ainsi à la constitution des dépôts. Par places, comme par exemple dans la portion comprise entre les vallées de Covaci et de l'Antalok, le flanc externe disparaît totalement sous les couches de Sinaia qui pénètrent profondément dans la cuvette. Nous ne possédons cependant pas d'indication précise quant à leur développement sous les conglomérats de l'axe de la cuvette. Nous avons toutefois l'impression que les couches de Sinaia ne se prolonge pas outre mesure. A l'extrémité méridionale de la région, dans la vallée la plus supérieure du Trotuș, les couches de Sinaia vers l'intérieur accusent un développement considérable; elles arrivent à entourer toute la zone du Mésozoïque ancien et celle du cristallin, s'insinuant jusque dans la dépression du Ciuc, à Mihăileni. Par leur manière de se présenter, les couches de Sinaia témoignent un caractère nettement transgressif sur les séries cristallino-mésozoïques plus anciennes.

La transgression des couches de Sinaia sur le cristallin a été signalée par G. MACOVEI (29, p. 61) et par I. ATANASIU (2, p. 273); elle se montre symétrique avec celle de l'extrémité septentrionale du cristallin en Bucovine, où TH. KRÄUTNER remarque le même développement.

2. LE BARRÉMIEN-APTIEN

L'axe de la Cuvette du Hăghimaș est occupée par un complexe de roches d'un caractère détritique plus accentué, très bien développé et qui affecte nettement une disposition synclinale. A la suite de recherches assez récentes, l'ensemble de ces dépôts a été attribué à l'Aptien. On reconnaît, dans la succession des dépôts respectifs, deux horizons différents: un horizon inférieur de marnes et de grès, et un horizon supérieur, constitué par des conglomérats. Le premier se montre bien moins répandu que le second, celui-ci occupant presque toute la cuvette.

Les marnes de l'horizon inférieur, sont des roches de couleur jaunâtre, parfois gris-noirâtre, stratifiées en plaquettes minces et friables. Leur matériel, généralement grossier, renferme de fréquentes traces charbonneuses, des écailles de muscovite et des impressions d'Algues; elles passent très souvent à des grès également en minces plaquettes. Au microscope, la nature grossière du matériel est mise en évidence par de nombreux fragments anguleux de quartz et de calcaire. On y décèle rarement, *Orbitolina lenticularis* D'ORB. de même que des restes de plantes, parfois assez bien



conservées. Il convient de signaler trois affleurements fossilifères situés à une certaine altitude dans les hautes vallées du Salamas, de Covaci et du Ban.

Le premier affleurement, sur le Salamas, se trouve au-dessous du sommet Arșița (1478 m), à 1400 m d'altitude. Le deuxième, sur le Covaci, au-dessous du pic de Lapos, à 1280 m d'altitude. Le troisième, dans la vallée supérieure du Ban, se trouve dominé par l'Eszrato teteje, au même niveau. Partout en ces endroits, les marnes se montrent plus dures, plus fines, de couleur gris sombre. Nous avons pu déterminer parmi les restes de plantes : *Vidringtonia* sp. (Conifère), *Cheilanthus laharpii* HEER (Filicinée). Ces formes ne sont pas susceptibles de préciser l'âge des couches.

La position des marnes renfermant ces plantes est cependant nette : elles se trouvent au-dessous des conglomérats. Le fait résulte de leur emplacement à une altitude à peu près identique, par rapport aux conglomérats qui sont amplement développés sur les sommets de séparation. Ce même caractère résulte de leur direction, N 3° W, plongeant de 32° vers l'W. Cependant, étant donné le faible plissement des conglomérats à cet endroit, il n'est pas possible de préciser si la succession a lieu en concordance.

Les grès affleurent en association avec les marnes ; parfois même ils prédominent. Leur couleur habituelle les rapproche des marnes, dont ils diffèrent seulement par la nature du matériel constituant, plus grossier. A cause du fait que ces roches ne représentent pas des horizons très distincts elles sont marquées sur la carte ci-jointe avec la même couleur.

C'est dans la Valea Bicăjelului que l'on trouve les meilleurs affleurements de marnes et de grès. On peut les suivre le long d'une ligne partant de la limite nord de la région, et qui aboutit à Trei Fântâni (Háromkút). En ce point, le complexe forme quelques larges plis, encadrés par des conglomérats.

Le deuxième affleurement, assez important, se trouve entre la Valea Intunecată et la vallée du Görbe. Les rapports entre ces affleurements et les conglomérats apparaissent le plus nettement possible. De ce point de vue, il importe de signaler la vallée du Setét. En considérant leur rapports vis-à-vis de la vallée, on se rend compte que les marnes barrémiennes succèdent immédiatement aux grès de transition des couches de Sinaia. A leur tour, les marnes supportent un horizon étroit de conglomérats renfermant des blocs de diabases amygdaloïdes, à la suite desquels elles réapparaissent, se continuant jusqu'à la cote 961, constamment bordées au N, par des conglomérats. Un affleurement peu important dans la vallée, au voisinage de la limite avec la dolomie interne, renforce l'idée de la position de ces marnes sous les conglomérats.

On rencontre d'autres affleurements de marnes, de moindre importance, dans la vallée du Jávárdi, à l'W des dolomies situées à l'embouchure, dans



les vallées de Salamas et de Covaci, sous la forme d'une bande longue de 4 km, atteignant à peine 50 m en largeur. Elle se maintient parallèle par rapport aux affleurements de radiolarites. Le complexe est généralement peu épais, atteignant moins de 100 m. En ce qui concerne l'âge des marnes et des grès, nous n'avons trouvé nulle part dans le Ciuc, des éléments nouveaux, propres à le déterminer.

Plus au N, dans la Valea Bicazului, I. ATANASIU signale la présence fréquente des Orbitolines, tandis que G. MACOVEI cite, dans le même complexe, en Bucovine, dans la Valea Seacă, *Orbitolina lenticularis* LAM. Ces formes indiquent l'âge aptien. GR. ŞTEFĂNESCU mentionne, sous les grès de Rarău, des formes telles que : *Puzosia (Desmoceras) dupinianum*, *Puzosia (Desmoceras) Iuptaviense*, *Puzosia (Desmoceras) matheroni*.

Ces espèces indiquent un âge barrémien supérieur.

En présence de cette documentation, effectivement réduite aux Orbitolines, nous considérons que le problème de l'âge des marnes est difficile à résoudre ; cela d'autant plus que les Orbitolines, ne sont pas toujours déterminées spécifiquement, et que leur présence a été signalée dans des formations plus récentes que l'Aptien. Néanmoins étant obligés de nous en tenir à ces données, nous avons attribué à l'horizon des marnes et des grès un âge aptien, passant probablement vers la partie inférieure, au Barrémien.

3. LES CONGLOMÉRATS

A l'encontre des marnes et des grès, les conglomérats montrent un développement massif, mesurant en épaisseur de 250 à 300 m ; ils recouvrent presque toute la cuvette. Leur masse n'est pas parfaitement homogène. Un examen attentif permet d'y déceler des variations accentuées, tant par la nature du matériel que par le développement qu'il présente. On retrouve dans cet ensemble, trois niveaux caractérisés de la manière suivante :

a) *Premier type*. Des conglomérats renfermant des éléments de diabases amygdaloïdes, apparaissent seulement sur la bordure externe de la cuvette, en partant du cours du Salamaşul Mic jusque dans le Görbe, sous la forme d'une bande discontinue, mesurant en largeur jusqu'à 200 m. Ces conglomérats se distinguent à première vue, à cause de l'énorme quantité de blocs de diabase amygdaloïde qu'ils renferment. Les blocs, de dimensions moyennes, de 10 à 25 cm, bien arrondis, sont — par leur nature minéralogique — identiques aux diabases amygdaloïdes signalés antérieurement. Leur abondance dans les conglomérats nous fait admettre un développement plus considérable que celui de leur affleurement actuel. En divers endroits, les conglomérats se montrent surmontant les diabases. Cette situation est surtout évidente à Piciorul Salamas, immédiatement au N de la vallée



du même nom. Partant de l'embouchure du Pârâul Salamașul Mare dans le premier affluent à gauche, vers la cote 1130, on observe les diabases, affectant l'allure d'une lentille longue de 400 m, large de 150 m. Elles supportent successivement, un niveau mince de marnes puis un niveau de conglomérats. Mais le plus souvent, les diabases sont complètement masquées. Dans les conglomérats, à côté des diabases on voit souvent des blocs de calcaire tithonique de la même dimension, des blocs de grès doggeriens, et généralement, toute la série mésozoïque plus ancienne, représentée dans le Hăghimaș. Le ciment, généralement dur, consiste en un matériel calcaire gréseux, qui présente par endroits un certain développement, prenant la forme d'intercalations gréseuses.

Les conglomérats à éléments de diabase sont généralement peu épais, mesurant à peine 50—60 m. On les trouve autour de quelques centres, qui correspondent aux affleurements de diabases dont ils proviennent. Ainsi, nous les avons rencontrés dans le Salamaș, au point déjà signalé; sur la crête située au N de la vallée de l'Antal, à 1120 m d'altitude et aussi sur le Sétet, à 2,5 km de l'embouchure. A cet endroit, on peut constater la superposition des conglomérats aux grès.

D. M. PREDA et I. ATANASIU après avoir examiné la coupe de la vallée du Sétet, et basés sur le fait que ces conglomérats succèdent aux couches de Sinaia, se demandent si ces conglomérats à blocs de diabase appartiennent ou non au Barrémien. En effet, la série des roches qui se développent dans la Valca Sétet (Intunecată) (comme d'ailleurs en d'autres vallées), entre les dolomies et les conglomérats, se montrent très uniformes et il est malaisé d'établir une limite précise avant d'atteindre les conglomérats. Cependant, en comparant les extrémités, on constate que sur une distance de 400 m, avant d'arriver aux conglomérats, les roches acquièrent un aspect gréseux et que les marno-calcaires caractérisant les couches de Sinaia font complètement défaut. Ces grès indiquent un horizon qui pourrait représenter plutôt le Barrémien. Au-dessus des grès et en continuité, la série présente un passage à des marnes à Orbitolines de plus en plus fréquentes, puis, après une nouvelle intercalation de grès, on voit affleurer des conglomérats, auxquels succèdent, vers l'W, à nouveaux des marnes. Dans cette manière de se présenter, les conglomérats occupent l'axe d'un petit synclinal et se montrent supérieurs à l'Aptien.

b) *Le deuxième type* de conglomérat montre de menus éléments, au-dessous d'un cm, atteignant rarement 2 à 3 cm, parfaitement arrondis. La roche a parfois un caractère presque gréseux.

On distingue, parmi les éléments constitutifs, toutes les variétés de roches mentionnées dans la région. Dans certains cas, c'est le calcaire qui prédomine; en d'autres, c'est le cristallin. Le ciment calcaire, gris et très



compact, rend la roche très résistante. L'altération, lorsqu'elle a lieu, se produit à la surface, sur une épaisseur de quelques mm à peine ; les éléments sont ainsi mis à nu par l'altération lente du ciment. Elles ont généralement une teinte gris noirâtre.

Des conglomérats du même type se développent dans la partie septentrionale de la cuvette, depuis la vallée supérieure du Jávárdi jusqu'à P'W des klippes calcaires (cote 1203). Ils occupent la Poiana Szakadát ; de là ils se continuent vers le N, pour se rapprocher, vers P'W, de la limite des calcaires tithoniques ; à l'E, ils se continuent dans la direction de la crête de Jávárdi-Tarvész-Muntele Vete-Piatra Hotarului, encadrant l'horizon marno-gréseux qui affleure dans la Valea Bicâjelului.

c) *Le troisième type* est représenté par des conglomérats à blocs de grande dimension et qui contiennent de rares intercalations gréseuses. On y décèle, tout comme dans les conglomérats précédents, des éléments cristallins d'éruptifs anciens, diabases, porphyres et des calcaires. Les blocs de calcaires, atteignant souvent plusieurs mètres cubes, prédominent dans la masse. Ils se caractérisent par leurs contours anguleux, figurés sur la carte. Dans certains endroits, l'élément calcaire constitue toute la masse des conglomérats ; il n'est pas toujours possible de savoir dans ces cas, si l'on a affaire à des conglomérats ou à des calcaires proprement dits. Les conglomérats qui constituent le prolongement des calcaires tithoniques et dont est faite la crête de Naskalat - Salamas - Kondra - Eszrato teteje se présentent en effet de cette manière. Ce n'est qu'à la suite d'un examen minutieux qu'on arrive à y distinguer de rares éléments non calcaires, dénotant la présence des conglomérats dans la région. Ils sont toujours en association intime avec des reliefs de calcaires tithoniques tenant du soubassement. En de nombreux cas, ces calcaires renferment des fossiles tithoniques.

Les conglomérats qui constituent le massif de Jávárdi et son prolongement vers le N jusque dans les Bükk havas, présentent les mêmes caractères. Vers le S, les conglomérats de ce massif s'unissent à ceux qui constituent le flanc interne.

Les conglomérats renfermant des blocs de calcaires se montrent très épais, mais il est difficile d'y remarquer une stratification ; celle-ci est toujours vague, ce qui résulte des grandes dimensions des blocs et de l'interposition de calcaires appartenant au soubassement. Parfois cependant des niveaux étroits de grès gris grossiers, s'y interposent. Dans les vallées profondes de la cuvette, les conglomérats montrent des caractères presque constants. A la partie inférieure, les éléments en sont généralement plus petits ; ils se superposent aux grès et aux marnes ; cette disposition est parfaitement évidente dans les quelques points où affleurent ces formations.



En considérant les aspects variés des conglomérats, on peut se demander s'ils correspondent réellement à la même série. Étant donné leur répartition en masses jusqu'à un certain point individualisées, nous sommes enclins à croire qu'ils représentent plutôt des séries différentes ; les preuves paléontologiques font toutefois défaut. Nous les considérons donc comme les niveaux différents d'une même unité, c'est-à-dire que les conglomérats à mélaphtes, de même que les conglomérats à petits éléments, correspondent à un horizon inférieur, tandis que ceux constitués par des blocs calcaires de grande dimension correspondent à un horizon supérieur. Cette horizontalité est d'accord avec le développement des conglomérats, par rapport à l'horizon des marnes et des grès.

d) *Les calcaires*. Comme nous venons de le voir, outre les blocs menus de calcaire, on rencontre souvent dans ces conglomérats, des blocs de grandes dimensions. Ceux-ci sont connus dans la littérature, sous la dénomination de « klippes ». Ces klippes s'échelonnent suivant deux directions à orientation N-S : la première débute dans le massif de Dánfalvi-Naskalat et se maintient jusque dans la Valca Intunecată ; on y trouve le plus grand nombre de klippes de grande dimension. La deuxième, débute dans le massif du Jávárdi ; au N de ce massif elle disparaît, pour réapparaître à partir de Piatra Hotarului, d'où on peut la suivre jusque dans la Valea Bicazului.

Les calcaires de ces klippes appartiennent à des types différents, qui n'ont cependant pas pu être identifiés dans chaque cas. Ainsi, quelques-uns sont des calcaires tithoniques qui renferment des fossiles de cet âge ; les autres sont des « calcaires à Caprotines ». A la première de ces catégories appartiennent surtout les klippes intérieures du voisinage des calcaires tithoniques, de même qu'une partie des klippes échelonnées sur la crête de Naskalat. La deuxième catégorie comprend les klippes extérieures et tout particulièrement les klippes qui se trouvent sur le Jávárdi. La présence des klippes tithoniques à côté des klippes de calcaires à Caprotines s'explique par la transition qui s'observe sur le terrain entre ces deux formations.

En ce qui concerne les rapports actuels de ces klippes avec les autres formations nous avons eu déjà l'occasion de montrer de quelle manière les klippes donnent l'impression qu'elles sont noyées et recouvertes primitivement par la masse des conglomérats qui les encadrent, sans toutefois qu'elles laissent voir leur soubassement.

1. ATANASIU, dans la région de Tulgheș, a noté des rapports différents, à savoir, que les klippes surmontent les marnes de l'horizon inférieur et en deuxième lieu qu'elles font partie de la série des conglomérats. Dans cette manière de voir les klippes calcaires sont synchrones avec les conglomérats, représentant un faciès récifal. Ce point de vue, applicable aux



calcaires à Caprotines, ne saurait être soutenu quant aux calcaires tithoniques, dont nous avons déjà constaté l'association. Pour ces derniers, nous envisageons l'alternative que nous ayons affaire soit à un produit de remaniement sur place du soubassement, qui est normalement recouvert par les conglomérats, soit que nous ayons affaire à des klippes provenant d'un charriage. Nous croyons toutefois que la première hypothèse est la plus plausible. En effet, nous avons montré qu'en suivant la limite orientale des calcaires tithoniques-néocomiens du Hăghimaş, on arrive à constater la présence de deux rentrants principaux sous forme de baies : l'une dans la direction du Pârâul Sec, l'autre dans la direction du Pârâul Lazăr.

Dans la deuxième hypothèse, la masse de conglomérats, englobe une île de calcaires tithoniques, voisine de la limite générale, et qui indique d'une manière précise, du fait de ce voisinage et de ses grandes dimensions — 400 m en longueur sur 100 m en largeur — une liaison en profondeur avec la masse générale des calcaires. Les blocs de dimension plus réduite, jalonnant une ligne parallèle aux calcaires du flanc occidental de la Valea Bicăjelului et qui se trouvent indiqués sur la carte, peuvent être interprétés de la même manière.

Etant donné leur mode de se présenter, les calcaires qui constituent les klippes internes, y compris les calcaires à Caprotines vers lesquels les calcaires tithoniques offrent une transition continue, indiquent un relief envahi par des conglomérats nettement transgressifs. Vu cette manière d'interprétation, la dénomination de « klippes » ne convient plus à ces calcaires.

La situation est différente en ce qui concerne les « klippes externes », qui se trouvent sur le Jávárdi ; il ne peut être question ici d'une liaison avec le soubassement ; ces formations, trop éloignées et d'étendue bien plus restreinte, font partie de la masse des conglomérats. Ceci ne peut être que le résultat d'un effet tectonique, dont il a déjà été question.

Du fait de leur fréquence, les klippes peuvent correspondre à une zone externe de sédimentation récifale, antérieure aux conglomérats. Cette crête de récifs a été fragmentée et entraînée, lors du plissement ultérieur, dans la masse transgressive des conglomérats, en y provoquant des effets analogues au diapirisme. Dans d'autres cas — bien plus rares — en considérant leur association avec les calcaires tithoniques, ces blocs ne pourraient correspondre qu'à des blocs roulés. Le fait de les considérer comme des intercalations récifales dans les conglomérats nous semble en désaccord également avec l'absence de restes organiques dans ces conglomérats. En effet, la formation des récifs a lieu sur les côtes où la vie se développait avec une certaine exubérance et sur de vastes étendues. Il devient donc très difficile d'expliquer l'absence absolue de fossiles dans les conglomérats qui les encadrent. En outre, on rencontre très souvent dans ces conglomérats des éléments plus réduits de calcaires à Caprotines, ce qui dénote un remaniement de ces calcaires qui, naturellement, étaient déjà consolidés.



L'âge des conglomérats. De même que l'horizon inférieur marno-gréseux, les conglomérats ne contiennent pas de fossiles caractéristiques. Étant donné ce fait, HAUER les attribue à l'Éocène (22, p. 309); HERBICH, au Crétacé inférieur (18, p. 197—98); UHLIG, au Cénomanién (53, p. 157—59). VADÁSZ se range à la même opinion, mais il admet des conditions tectoniques différentes. Ces derniers temps I. ATANASIU (2, p. 157—58), les a attribués à l'Aptien, et TH. KRÄUTNER (24, p. 15—16) se déclare d'accord avec cette manière de voir. La concordance par rapport aux marnes à Orbitolines et les intercalations de calcaires à Caprotines, qui — selon les interprétations d'HERBICH (18, p. 195—96) et de SAVA ATHANASIU (4, p. 134), renferment des formes néocomiennes — plaident en faveur d'un âge aptien. I. ATANASIU mentionne de son côté, dans une intercalation gréseuse des conglomérats de la Valea Stănei (massif de Hăghimaș - Tulgheș) *Orbitolina* sp. et de nombreux Coraux (2, p. 157).

Limité à ces documents, l'âge aptien ne semble pas être suffisamment confirmé. Les recherches des géologues français (13—12, p. 368—69) ont en effet montré que les Orbitolines déterminées seulement génériquement, ne présentent pas de valeur stratigraphique, du fait de leur grande extension, du Barrémien au Cénomanién. Ce fait a d'ailleurs été soulevé par G. MURGEANU (35).

En plus *Orbitolina lenticularis* D'ORB., forme effectivement aptienne mais rarement mentionnée, provient exclusivement des marnes. En ce qui concerne les Caprotines, nous avons exprimé plus haut notre avis à leur sujet : les calcaires qui les renferment ne constituent pas des intercalations, mais appartiennent avec les calcaires tithoniques, au soubassement. Étant donné cette situation, les fossiles cités ne sauraient servir à préciser l'âge des conglomérats, plus que les fossiles trouvés dans les calcaires tithoniques, des mêmes « klippes » calcaires. Par conséquent, l'âge des conglomérats ne peut s'établir que sur la base de leurs rapports avec les autres formations dont l'âge est connu.

A ce sujet, nous constatons deux faits distincts : la position des conglomérats au-dessus des marnes et des grès à *Orbitolina lenticularis* D'ORB., ensuite, la situation transgressive des conglomérats sur la bordure orientale des calcaires tithonique-néocomiens, ainsi que l'encadrement de ceux-ci dans l'ensemble de la masse conglomératique sous forme d'îles.

Dans cette situation, les conglomérats ne peuvent être que plus récents ; ils sont susceptibles d'être interprétés comme allant jusque dans le Cénomanién. Ainsi que nous l'avons mentionné, cet âge a déjà été admis par UHLIG et VADÁSZ. En outre, les auteurs qui connaissent les Carpates orientales sont tous d'accord à admettre, que les conglomérats crétacés remplissant la Cuvette marginale et ceux de la Zone interne du Flysch, appartiennent à la même zone de sédimentation. A ce sujet, I. ATANASIU



s'exprime en des termes tout à fait précis : « La similitude dans la succession stratigraphique et dans la constitution pétrographique, conduit à la conclusion que l'Aptien formait jadis une couverture continue, qui couvrait le Synclinal externe, le flanc externe, la zone des couches de Sinaia et une grande partie de la Zone du Flysch. Cette continuité a été détruite par les plissements postaptiens (2, pag. 329).

Dans ces conditions, parfaitement justifiées, l'âge du complexe des conglomérats du synclinal est identique à celui des dépôts équivalents du Flysch, c'est-à-dire à des formations attribuées à l'Aptien supérieur. Nous chercherons à démontrer ultérieurement, les raisons qui nous ont poussés à attribuer à ces formations un âge plus récent, c'est-à-dire cénomanien.

III. LA TECTONIQUE DE LA CUVETTE MARGINALE

GÉNÉRALITÉS

Jusqu'en 1907, la tectonique des dépôts reposant sur le cristallin a traversé une phase d'interprétations simples. C'est à ce moment que V. UHLIG publiait sa première synthèse tectonique des Carpates (54), interprétation complexe, affirmant l'existence d'une structure en nappes de charriage. Il reconnaît dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales, deux unités parfaitement distinctes :

« La Nappe bucovinienne » inférieure, qui comprend :

- Le cristallin ;
- Verrucano: dolomie ;
- Le Trias moyen : Jaspisschichten ;
- Le Jurassique moyen : schistes gréseux noirs ;
- Le Jurassique supérieur : schistes et grès.

« La Nappe transylvaine » supérieure, constituée par :

- Le Trias inférieur : schistes de Werfen ;
- Le Trias moyen : Muschelkalk ;
- Le Trias supérieur : calcaire de Hallstatt et Rhétien ;
- Le Jurassique inférieur : Lias (Adneth) ;
- Le Jurassique moyen : Dogger ;
- Le Jurassique supérieur : Kimeridgien ;
- Calcaires tithoniques présentant des passages au Néocomien ;
- Des éruptions de diabases triasiques s'associent à cette nappe ;

Les unités sont disposés de la manière suivante :

La Nappe bucovinienne supporte la Nappe transylvaine et repose à son tour sur un autochtone, constitué par du Flysch créacé inférieur (Néocomien). V. UHLIG constate dans le développement des nappes, de nombreuses lacunes, qu'il attribue à des laminages. Ainsi, dans le Hăghimaş, nous nous



trouverions exactement dans une région où le Mésozoïque de la Nappe bucovinienne serait pour la plupart disparu, en même temps que la partie inférieure des unités de la Nappe transylvaine.

Après un examen minutieux des dépôts du Hăghimaș, VADÁSZ (56) s'oppose aux interprétations d'UHLIG. Il constate la transgression des dolomies sur le cristallin, de même que la transgression plus récente du Dogger sur les dolomies. Ayant eu la possibilité de reconnaître que les jaspes appartiennent au Callovien - Oxfordien, et non pas au Trias comme l'avait affirmé UHLIG, E. VADÁSZ incline pour l'existence d'une seule série sédimentaire, remontant jusqu'au Tithonique - Néocomien. Il révèle dans la succession de cette série, de nombreuses lacunes qu'il attribue à une tectonique d'écailles, parfois fortement chevauchées, faisant disparaître localement une partie des formations constitutives.

G. MACOVEI se range à cette manière de voir (29, p. 44—52). I. ATANASIU précise l'âge triasique des dolomies, et l'existence d'un horizon distinct des « couches de Werfen » et du Muschelkalk, et arrive à la conclusion que sur le cristallin, on a affaire, dans les Carpates orientales, à une seule série mésozoïque. Les plissements subis par cette série ont eu lieu à deux époques : à la fin du Lias et au début du Crétacé moyen. Ces deux mouvements reflètent un « style altaïque », avec des déversements vers l'W, et des formations d'écailles, auxquelles ont pris part aussi des dépôts aptiens. (2, p. 183 et 193—94).

En ce qui nous concerne, les remarques faites sur le terrain nous ont poussé vers un point de vue voisin de celui exprimé par I. ATANASIU, les horizontations essentielles établies par cet auteur dans la région de Tulgheș, ayant été vérifiées dans le Hăghimaș.

D'une manière générale, nous pouvons faire les remarques suivantes :

a) L'ensemble des dépôts reposant sur le cristallin représente un synclinal orienté N—S, encadré à l'W par la masse large des schistes cristallins (le flanc interne), et à l'E par des crêtes plus réduites également cristallines (le flanc externe). Cette dernière n'est que le prolongement direct de la « crête du Dămuc » qui s'affaisse progressivement. Malgré l'apparition sporadique du cristallin dans le flanc externe, les dépôts manifestent un caractère synclinal net.

b) La succession des dépôts de ce synclinal commence avec le Trias inférieur et se continue, avec une seule interruption dans le Lias moyen et supérieur, jusque dans le Crétacé moyen.

c) A première vue, le synclinal semble accuser une structure simple, mais en réalité il est compliqué par l'existence de plusieurs dislocations longitudinales, le long desquelles se sont produits les laminages de quelques formations et des chevauchements. Il importe par conséquent de discuter séparément le flanc interne, l'axe et le flanc externe du synclinal.



A) LE FLANC INTERNE

1. Le sédimentaire y débute avec le Trias inférieur (Werfénien), ayant à la base des conglomérats, disposés transgressivement sur le cristallin (fig. 6).

Tout le complexe, constitué par des conglomérats, grès et dolomies, présente un plissement simple à direction NW—SE, avec un pendage général vers l'E de 30° à 40°.

Les rapports normaux constituent une exception constatable seulement vers les deux extrémités : au N (Ciofronca) et au S (Bükk havas - Pogoniş). Dans le reste de la région, le cristallin, soulevé, déversé même vers l'E, tend à recouvrir le Trias. C'est pour cette raison que les conglomérats, les grès et parfois les dolomies, sont laminés, le cristallin prenant contact avec le Jurassique, au source du ruisseau Naskalat, et même avec le Crétacé moyen, dans le massif de Görbe. Dans ce massif, deux petits lambeaux, détachés de la partie frontale du cristallin, chevauchent les conglomérats.

Par endroits, les dolomies sont elles-mêmes déversées vers l'E, emprisonnant dans ce cas le Dogger. C'est ainsi que sont disposées les formations dans la crête de Covaci, à l'W de Piatra Roşie (Vereskö), où la dolomie recouvre directement les jaspes. Le déversement vers l'E, et le fait que par endroits le cristallin recouvre le Crétacé moyen, nous font conclure que la dislocation appartient aux mouvements tertiaires, de style alpin, qui se sont faits ressentir jusque dans le cristallin. Ce mouvement du cristallin s'est traduit comme un effondrement, qui a affecté toute la série des dépôts du synclinal.

2. Les dépôts compris entre le Trias moyen et le Lias inférieur, qui succèdent aux dolomies, à l'exception des calcaires de Guttenstein, qui, par places, ont un certain développement (Bükk havas), sont représentés très sporadiquement.

Le Trias supérieur est presque hypothétique, réduit à des blocs insignifiants, aucune conclusion précise ne pouvant être tirée de leur disposition.

Le Lias se présente avec l'horizon inférieur à facies d'Adneth ; il est également réduit en blocs. L'on cite une seule intercalation qui succède aux dolomies (Egyeskö).

Jusqu'à présent le Lias moyen et en partie aussi le Lias supérieur n'ont pas été signalés dans le Synclinal externe.

Le problème concernant la continuité de sédimentation entre le Trias moyen (présentant un développement assez large) et le Trias inférieur, constitue un point peu clair de la géologie de la région. Les coupes levées dans le flanc interne, les seules qui puissent amener une contribution dans ce sens, ne sont pas assez concluantes. Mais en admettant les affirmations de VADÁSZ et d'HERBICH, en ce qui concerne la coupe de la crête de Covaci, à



PW de Piatra Roșie, nous devons admettre que le Trias supérieur (Hallstatt), puis le Lias inférieur (Adneth) affleurent également au-dessus des dolomies. En admettant cette disposition, malgré son caractère imprécis, nous sommes cependant obligés de reconnaître l'absence en cet endroit, d'autres formations (Trias moyen — Rhétien). Nous reconnaissons toutefois — du moment que ces formations ont été identifiées dans d'autres régions — que leur absence en ce point, pourrait très bien être le résultat de la tectonique.

Mais ce que nous pouvons affirmer avec certitude, c'est que les affleurements de Trias moyen — Lias inférieur, se montrent toujours surmontant les dolomies et sont recouverts par le Dogger transgressif. Nous sommes enclins d'admettre comme juste l'avis exprimé par VADÁSZ et I. ATANASIU, lorsqu'ils déclarent que la période de régression générale — durant laquelle a eu lieu l'érosion active des formations qui ont succédé aux dolomies — correspond au Lias moyen et, en partie, au Lias supérieur. Cette assertion a sa raison d'être d'autant plus que le Trias supérieur et le Lias inférieur sont des formations de mer profonde, donc d'une épaisseur réduite.

3. Un nouveau cycle de sédimentation débute avec le Dogger inférieur, probablement même avec le Lias supérieur (Aalénien). Il commence par des conglomérats menus, peu développés, suivis par des grès calcaires gris (Bajocien proprement dit), des calcaires pseudo-oolitiques (Bathonien), jaspes à Radio-laires (Callovien - Oxfordien) marquant un moment d'affaissement maximum du géosynclinal, couches à *Aspidoceras acanthicum* (Kimeridgien), calcaires tithoniques, qui passent en haut, progressivement, aux calcaires néocomiens.

4. Ces formations se succèdent en concordance et présentent un plissement général du même style que les dolomies, c'est-à-dire qu'elles accusent une direction NW—SE et un pendage général vers l'E. Mais leur disposition est grandement dérangée par des lignes de fracture, se montrant sous la forme d'un faisceau multiple vers le N. De ce fait, les dépôts situés sur le flanc interne ont acquis une structure caractéristique en écailles,

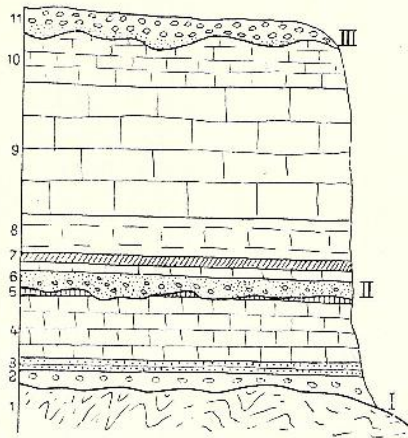


Fig. 6. — Coupe de la série normale dans le flanc interne.

- | | |
|---------------------------------|--------------------------|
| 1. Schistes cristallins | 7. Callovien-Oxfordien |
| 2. Conglomérats | 8. Kimeridgien |
| 3. Grès siliceux | 9. Calcaires tithoniques |
| 4. Dolomies | 10. Néocomien |
| 5. Trias supérieur | 11. Crétacé supérieur |
| 6. Dogger; conglomérats et grès | |

I, transgression du Trias inf. II, transgression du Dogger. III, transgression du Crétacé supérieur.

les unes plus grandes — de premier ordre — d'autres plus petites, de second ordre. Les écaïlles principales sont au nombre de deux et correspondent aux deux massifs montagneux, souvent mentionnés précédemment : le massif de Telek bütü — Hăghimaşul Mare et le massif de Nagy telek — Hăghimaşul Negru. Ces deux écaïlles sont séparées par une faille, que nous désignerons sous le nom de « faille du Hăghimaş ». On peut remarquer cette faille au N de Curmătura, où elle débute par un affleurement laminé de Dogger.

Cette même fracture, à peine esquissée ici, s'accroît vers le N de telle manière, qu'elle arrive à séparer en deux blocs distincts l'élément principal



Fig. 7. — Vue d'ensemble de l'écaïlle du Hăghimaşul Mare. Les contreforts et le premier plan sont formés par les dolomies triasiques. Paroi de calcaires tithoniques.

des écaïlles, la masse unitaire des calcaires dans le Terkö-Öcsém. C'est sur cette ligne que se produit la pénétration du Crétacé dans la dépression de Poiana Albă (Fehérmező).

Cette faille importante se continue sous la paroi tithonique du Nagy telek puis passe sous le Hăghimaşul Negru, dans la Valea Pârâului Hăghimaş, jusque dans la Valea Bicazului, où la struc-

ture en écaïlles a été remarquée par I. ATANASIU.

a) L'écaïlle du Hăghimaşul Mare (fig. 7 et 8) suit en ligne générale, le développement des dolomies du flanc interne, tout en maintenant son individualité. A l'encontre de sa voisine, l'écaïlle développée à l'E — celle du Hăghimaşul Mare — ne constitue pas une masse unitaire ; elle se montre fragmentée en écaïlles plus petites formées sous l'influence de plusieurs failles secondaires ; celles-ci résultent d'un décrochement oblique vers le NW, qui s'est produit dans la faille principale du Hăghimaş. Ainsi, l'écaïlle du massif de Pietra Roşie (Vereskő) puis celle de Telek bütü succèdent à l'écaïlle du Hăghimaş proprement dit (1795 m). Cette dernière est particulièrement intéressante par le fait que vers l'ensellement de Ciofronca elle se subdivise en écaïlles, qui rendent en miniature, le caractère tectonique général. Dans l'ensemble, les écaïlles du Hăghimaşul Mare présentent un décrochement vers le NW, semblable à un éventail peu déployé.

La deuxième particularité de l'écaille du Hăghimașul Mare consiste dans la tendance de s'élever vers le N, ce qui la fait disparaître sur l'ensellement de Ciofronca. A la base des écailles supérieures affleurent les formations les plus anciennes, affectées par cette structure. Il est important de signaler, que les dolomies ne se montrent jamais dans les formations de base. Ce fait prouve que le nouveau cycle sédimentaire — Dogger-Néocomien — a trouvé déjà établie une ancienne structure, que les mouvements n'ont modifiées que superficiellement (coupes I-V).

En effet, en abandonnant la ligne d'écailles du Hăghimaș, les dolomies se dirigent obliquement vers le N, sans être affectées dans la même mesure par les dislocations; elles présentent par conséquent une structure bien moins compliquée. En même temps, le cristallin affleurant des deux côtés de la dolomie, l'isole du grand synclinal mésozoïque.

b) L'écaille du Hăghimașul Negru, du moins la partie qui se prolonge dans notre région, se maintient par contre, unitaire. Cependant, étant donné la grande masse de cal-



Fig. 8. — Vallée du Hăghimaș vers le N. Dans le plan de gauche, calcaires tithoniques appartenant à l'écaille du Hăghimașul Negru; à droite, schistes cristallins situés à la base du Hăghimașul Mare.

caires qu'elle comprend, il n'est pas exclu qu'elle représente une répétition d'écailles; aucune formation différente n'apparaissant sur son parcours, il est difficile toutefois de préciser la disposition des écailles secondaires. En même temps, le Hăghimașul Negru n'accuse pas dans la même mesure, la tendance à l'élévation axiale de l'écaille précédente; il maintient sa direction jusqu'au N de la Valea Bicazului.

Au S du Hăghimașul Mare, les deux grandes écailles ont tendance à se réunir pour former une écaille unique, sur les sommets Öcsém — Terkö — Szakadát. Mais avant cette réunion, dans la Curmătura, les rapports sont à nouveau interrompus, par l'apparition d'une petite écaille formée par les calcaires d'Egyeskő et par une autre plus grande que forment les calcaires d'Öcsém. Ces écailles sont séparées par une dislocation qui donne lieu aux dépressions constatées à la Curmătura. Cette dislocation ne peut cependant être suivie vers le N et le S à cause de la présence des éboulis, très développés ici.

A partir de Szakadát, vers le S, les formations plus récentes ayant disparu, nos données se réduisent à ce qui a été déjà consigné plus haut à propos des dolomies et du cristallin. Outre les failles longitudinales, le flanc interne est recoupé en deux points par des failles transversales : la première au commencement du Pârâul lui Gál, la seconde sur la Ciofronca.

En conclusion de ce qui a été exposé jusqu'ici, on peut affirmer, que le flanc interne du synclinal est caractérisé par une structure en écailles subdivisées vers le N, et déversées vers l'W. Ce sont les formations du deuxième cycle sédimentaire débutant avec le Dogger, qui contribuent à leur constitution. Tandis que les formations inférieures, moins épaisses, se laminent, les calcaires supérieurs se rattachent d'une écaille à l'autre prenant un développement qui dépasse la normale.

Quant à l'âge des dislocations, elles ne peuvent être que postérieures au Crétacé moyen, étant donné que les dépôts de cet âge s'interposent dans la structure des écailles. Il est possible que la fragmentation des écailles soit due à une pression en masse, exercée par le Cristallin de l'W sur les roches généralement compactes, qui constituent le flanc interne du synclinal. Le déversement vers l'W a été conservé comme un reste des plissements plus anciens, accentué par la sous-poussée exercée par la masse du cristallin.

B) LE FLANC EXTERNE

1. Dans le flanc externe, les dépôts sédimentaires commencent avec la même série triasique inférieure, conglomérats, grès et dolomies. Elle représente la formation la plus développée et, à peu d'exceptions près, elle se montre accompagnée par des affleurements de schistes cristallins de la série chlorito-phylliteuse qu'elle recouvre en transgression (fig. 9).

2. Aucune formation, sous forme de dépôts ou de blocs, ne succède à la dolomie, jusqu'au Dogger. Le Dogger gréseux (Bajocien) repose directement et en transgression sur la dolomie.

Vu les rapports constatés sur le flanc interne, cette absence ne saurait trop surprendre. Cependant, nous ne saurions affirmer avec précision, si en cet endroit, la lacune de sédimentation s'est produite après, ou peut-être avant le Lias inférieur. L'aire du géosynclinal triasique s'est vraisemblablement développée vers l'W, la direction du flanc externe constituant une région de côte plus récemment exondée, reconquise cependant par la transgression du Dogger. Les grès sont surmontés en des points isolés, par des calcaires pseudo-oolitiques (Bathonien), semblables aux calcaires rencontrés sur le flanc interne, puis par des radiolarites. Le Kimeridgien, dont le facies interne est constitué par des calcaires à Ammonites, et les calcaires massifs tithoniques, sont inconnus. Le développement sporadique et discontinu de ces formations ne permet pas d'étudier leur plissement.



3. Tout le complexe de roches est recouvert par les couches de Sinaia, ayant à leur base les marnes à *Aptychus*. Nous avons dit que l'horizon des marnes à *Aptychus* est susceptible d'être interprété comme passant vers le Jurassique supérieur.

Les rapports des couches de Sinaia, d'une part avec le synclinal, d'autre part avec les affleurements cristallino-mésozoïques du flanc externe, sont particulièrement intéressants, parce qu'ils représentent les rapports entre la Zone du Cristallin et la Zone du Flysch.

En ce qui concerne les rapports avec le synclinal, nous avons affirmé :

a) que les couches de Sinaia prennent part à la constitution des dépôts sur le flanc externe ;

b) que les couches de Sinaia, à mesure que l'on avance vers le S, recouvrent progressivement les séries plus anciennes pour reposer directement sur le cristallin du flanc interne dans la dépression moyenne du Ciuc ;

c) qu'elles supportent, en transition continue, les dépôts crétacés plus récents de l'axe du synclinal ;

d) qu'elles présentent des plissements à rebours avec un déversement général vers l'E, de la même manière que les plis de la zone du Flysch, auxquels ils se rattachent directement (coupes XXV—XXVII).

En ce qui concerne les affleurements de cristallin et de Mésozoïque ancien, nous avons remarqué :

a) qu'ils apparaissent en une série de boutonnières, dont l'échelonnement met en évidence le flanc externe ;

b) que le cristallin se montre encadré par le Trias inférieur développé en série normale ;

c) que les couches de Sinaia sont transgressives par rapport aux affleurements de cristallin et de Mésozoïque ancien qui se trouvent tout d'abord recouverts par l'horizon inférieur des marnes à *Aptychus* ;

d) que par rapport au Mésozoïque le cristallin dénote un plissement plus intense qui donne lieu à une discordance. Cependant, ainsi qu'il

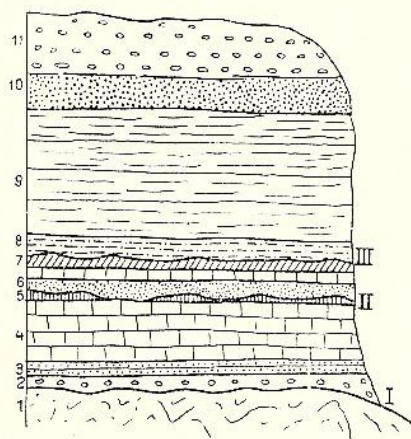


Fig. 9. — Coupe de la série normale dans le flanc externe.

- | | |
|---------------------------------|------------------------------|
| 1. Schistes cristallins | 7. Radiolarites |
| 2. Conglomérats | 8. Couches à <i>Aptychus</i> |
| 3. Grès siliceux | 9. Couches de Sinaia |
| 4. Dolomies | 10. Barrémien-Aptien |
| 5. Trias supérieur | 11. Crétacé supérieur |
| 6. Dogger; conglomérats et grès | |
- I, transgression du Trias inférieur. II, transgression du Dogger. III, transgression du Crétacé inférieur

résulte tout particulièrement des affleurements du Setét-Rana, produits dans une phase plus récente, crétacée moyenne, le plissement a eu lieu d'une manière concomitante. Dans ce mouvement, le cristallin avec le Mésozoïque qu'il supporte, a été fortement redressé jusque près de la verticale, affectant une inclinaison légère vers l'E. Par rapport aux couches de Sinaia il s'est comporté comme une crête anticlinale, les laminant et arrivant par endroits à pointer. Le caractère particulier de cette crête inégalement soulevée, a vraisemblablement résulté d'exhaussements et d'affaissements axiaux.

Les dépôts crétacés de la cuvette présentent un plissement accentué, qui s'encadre dans l'ensemble des plissements alpins. Dans sa partie septentrionale, voisine du bassin du Bicăjcl, les dépôts crétacés présentent un plissement plus intense, assymétrique sur les deux flancs. En effet, bien que le développement des plis soit malaisé à suivre à cause de l'ample développement des conglomérats, on peut observer que, sur la bordure septentrionale de la cuvette, à l'endroit où affleure l'extrémité méridionale de la « crête du Dămuc », les plis sont beaucoup plus serrés, formant par endroits des brèches. A la bordure interne, là où les dépôts crétacés recouvrent les calcaires tithoniques, on constate, par contre, la présence de plis réguliers, presque symétriques.

A mesure que l'on avance vers le S, les plis se montrent de plus en plus tassés; ils changent aussi de direction: depuis l'orientation primitive NNW—SSE ils dévient vers le N—S, puis vers le NNE—SSW, c'est-à-dire, qu'ils suivent l'axe de la cuvette. En même temps, les plis manifestent une tendance de déversement plus accentuée vers l'E (l'aire de développement du Flysch). L'affaissement des dépôts de la cuvette a eu lieu entre la masse interne du cristallin et la crête cristallino-mésozoïque du flanc externe. A cause de ce tassement, les dépôts de la cuvette diminuent très rapidement d'ampleur en avançant vers le S. En même temps, à cause de la forte compression exercée, des coins de cristallin du soubassement provoquent des cassures, qui donnent lieu à des brèches. Des dispositions semblables sont surtout évidentes dans la Valea Rana et plus au Sud.

Il sied d'ajouter que, durant cette compression, les calcaires et les diabases, ont pu être détachés et entraînés à la surface, constituant la plupart des klippes; en attendant des données plus précises, au sujet de celles-ci, nous ne pouvons pas les interpréter comme des restes de nappe, ainsi que l'ont affirmé certains auteurs.

C) L'AXE DE LA CUVETTE

1. L'axe de la cuvette est occupé par des dépôts crétacés répartis à deux niveaux: des marnes et des grès inférieurs, d'âge barrémien - aptien; des conglomérats cénomaniens, qui dénotent un caractère transgressif.



2. Les conglomérats renferment dans leur masse des blocs appartenant à des formations plus anciennes : Trias, Lias et tout particulièrement des calcaires tithoniques et des calcaires récifaux. Parmi ces derniers se trouvent des diabases.

En général, étant donné la manière de se présenter des dépôts au-dessus du cristallin, nous pouvons tirer quelques conclusions d'ensemble :

Partant du Trias et jusque dans le Malm inférieur (radiolarites), la sédimentation s'est effectuée dans les mêmes conditions, sur toute la surface de la région du Hăghimaș. Ultérieurement au Malm inférieur (Kimbridgien), les conditions de sédimentation n'ont plus été les mêmes. Sur le flanc interne s'est établi un régime de récifs de côte qui ont conduit à la formation des calcaires tithoniques-néocomiens, tandis que sur le flanc externe, après une brève lacune, un régime marin néritique était inauguré et qui menait à la formation des dépôts détritiques du Malm-Néocomien. Dans ces circonstances, on peut parler de l'existence de deux facies de Malm-Néocomien.

Les dépôts détritiques forment la base de la série à facies flysch. Leur sédimentation avait lieu sur le cristallin simultanément avec celle du géosynclinal du Flysch. Après le dépôt du Malm supérieur on enregistre une transgression du Flysch sur le cristallin, dont le maximum a été atteint dans le Cénomaniens, avec les conglomérats. Les conglomérats parviennent ainsi à régner sur les séries sédimentaires plus anciennes du flanc interne et envahissent une partie du relief constitué.

Après le dépôt des conglomérats, la région a été intéressée par de nouveaux mouvements, qui ont provoqué le plissement des dépôts crétacés du synclinal, et conduit à un soulèvement en bloc de la zone cristalline. Par ce soulèvement en bloc du cristallin et de son Mésozoïque la région se partage en deux aires :

L'aire occidentale, envahie par les formations conservées actuellement en des synclinaux de faible étendue, Dorna — Glodu — Beneș.

L'aire orientale, occupée par la succession des zones de plus en plus extérieures, des dépôts du Flysch crétacé supérieur et paléogène.

En même temps l'allure anticlinale du flanc externe s'accroissait, de sorte qu'à l'endroit où le flanc externe n'est pas marqué par le cristallin et le Mésozoïque ancien, il se réfléchit dans les couches de Sinaia.

Conformément à l'exposé des faits, dans la région du Ciuc, entre la zone cristalline et la zone du Flysch, il ne peut y avoir de séparation profonde, les dépôts du Flysch s'étant constitués à la surface d'un soubassement cristallin qui doit se continuer en profondeur très loin vers l'E. L'on ne saurait préciser l'étendue de ce cristallin que sur la base de l'étude comparative des éléments remaniés dans la zone du Flysch. Cette question fait l'objet de recherches en cours.



En comparant notre région aux régions correspondantes, situées au Nord, dans la Valca Bicazului, on remarque des différences. Ici, une ligne de démarcation tranchante apparaît entre le Flysch et le cristallin, les couches de Sinaia étant chevauchées par le cristallin. Mais cette particularité, ainsi que l'a montré I. ATANASIU, apparaît très localisée ; c'est l'effet maximum des plissements créacés moyens, accentué encore pendant les mouvements tertiaires-alpins. Quant à la limite extrême septentrionale, nous nous référons aux conclusions de TH. KRÄUTNER, selon lequel le Flysch recouvre en transgression le cristallin. C'est une situation analogue à celle que nous venons de voir dans la région du Ciuc.

La situation se montrerait peut-être plus intéressante vers le S, si les dépressions du Ciuc et de Braşov ne s'y interposaient pas. Cependant les affleurements de cristallin découverts par G. MURGEANU et N. GHERASSI (34) dans la Valca Zamurei et par E. JEKELIUS dans la vallée supérieure de la Prahova, et que surmontent en transgression les couches de Sinaia, montrent assez le développement considérable de ce cristallin dans le soubassement du Flysch. A notre avis, ces affleurements cristallins de la Valca Prahovei, dont le type est très rapproché du groupe chlorito-phylliteux, représentent des manifestations lointaines suivant la direction du flanc externe. Dans ce même ordre d'idées, la masse mésozoïque de Bucegi — Dâmbovicioara correspondrait à l'axe du synclinal externe, et le cristallin de la Leaota, au flanc interne. La grande ressemblance entre les dépôts mésozoïques de la Dâmbovicioara et ceux du Hăghimaş, a été déjà remarquée par E. JEKELIUS et par G. MACOVEI (29, p. 52—54). Personnellement, j'ai eu l'occasion, au cours d'une excursion, de remarquer cette similitude, que j'ai pu contrôler surtout en examinant le riche matériel recueilli par N. ONCESCU (38). Mais cette comparaison exige une argumentation plus détaillée qui franchirait le cadre limité de ce travail.

IV. LE PLIOCÈNE

Les dépôts pliocènes occupent dans la région une superficie remarquable. Ils constituent le cadre de la dépression du Ciuc, qui à cette époque formait un lac. Les affleurements en sont cependant rares, car il sont, pour la plupart, recouverts par des alluvions quaternaires. Ceci empêche d'étudier comme il conviendrait, les roches qui les constituent. La bibliographie ne contient que de vagues indications à leur sujet et sur les cartes géologiques, les classements du Pliocène diffèrent, parfois même on s'abstient de signaler sa présence (HERBICH).

É. v. FICHEL (14) en 1870 et A. E. BIELZ (8) en 1899, donnent une description du Pliocène de Dăneşti (Dánfalvi) constitué par des tufs andésitiques, parmi lesquels s'intercalent d'insignifiantes couches de lignite.



E. JEKELIUS (20) en reste à ces constatations. E. WACHNER (59), s'occupant du Pliocène en général, souligne le côté morphologique. L'auteur cite la présence du Pliocène supérieur dans le défilé de Jigodin à la bordure du plateau situé à l'W de l'Olt, à 70 m au-dessus de la vallée (argile plastique de couleur claire, gravier andésitique et cristallin).

Pour notre part, nous avons étudié le Pliocène affleurant dans les points suivants :

Dans la carrière située à l'E de Dănești - Oltfalva, sur le chemin qui monte vers la fabrique de briques, vers la cote 777 (entre 740—760 m). Sur la plateforme étroite située à l'W des confluent des ruisseaux Kőd et Kis Kőd (748 m). Au N du village de Frumoasa, dans la vallée escarpée en arrière des fours à briques (734 m). A l'E du village de Delnița, sous la haute terrasse (entre 750 et 780 m).

Partout, dans ces endroits, le Pliocène se maintient en position horizontale, parfois légèrement incliné vers l'W. Cette inclinaison est plus sensible dans la Dépression moyenne du Ciuc. Elle représente vraisemblablement l'allure initiale des couches déposées au fond du lac.

Étant donné l'altitude à laquelle se montrent les divers affleurements du Pliocène, on peut déduire que son extension en hauteur se maintient entre 730 et 790 m, pouvant atteindre au maximum 800 m. Cette altitude indique le niveau du lac pliocène dans sa dernière phase de remplissage.

Le meilleur affleurement est celui de Dănești-Oltfalva (fig. 10) qui montre la succession suivante : marnes grises à la base, passant à des sables grossiers jaunes, à minces intercalations de sable rouge ferrugineux (1 m d'épaisseur), marnes d'un jaune terreux bien stratifiées (2—3 m), et marnes blanchâtres sableuses avec des traces de charbons, parmi lesquelles s'intercalent aussi des couches de tufs andésitiques altérés (1,5 m). On y remarque ensuite une succession de graviers alluvionnaires à éléments d'andésite et de cristallin, qui passent insensiblement au Quaternaire.

La coupe de Dănești se complète vers la base, par des argiles plastiques fines, qui se montrent dans le deuxième affleurement, au confluent des cours d'eau de Kőd. En ce point, les argiles n'affleurent plus, mais on les atteint, au moyen de puits, à 5 m de profondeur, donc au-dessous du niveau le plus profond de sables. Cette argile (ogyag), extraite aussi dans d'autres points est très utilisée dans l'industrie, pour la fabrication des pôteries de Mădăraș.

Outre le matériel indiqué, le Pliocène renferme une importante quantité d'agglomérats et de tufs andésitiques résultant des éruptions. Ce que l'on a désigné en divers endroits sous le nom de Pliocène, ce n'est qu'une partie peu importante de cette formation, c'est-à-dire sa partie supérieure, déposée après les éruptions. Ceci résulte du fait que le matériel éruptif a été déposé directement sur le cristallin, se montrant à un niveau parfois



bien plus élevé que celui du Pliocène. Par contre, le Pliocène s'est disposé sur les andésites, et c'est ce qui explique la présence d'une grande quantité de ce matériel dans son complexe. Le matériel andésitique ne provient pas directement des éruptions. Il a été pour la plupart entraîné et sédimenté par les eaux ayant déblayé les hautes collines. Le fait que tout le matériel andésitique du Pliocène a été roulé, et qu'il se trouve en alternance avec des sables de rivière, confirme ce point de vue. C'est ainsi que s'explique la disparition progressive des andésites des collines voisines du Ciuc et leur aspect de lambeaux épars.

Quant à l'âge de ce Pliocène, il est difficile de le déterminer à cause de l'absence totale des fossiles. Cependant, en tenant compte des intercalations

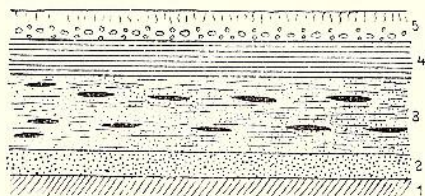


Fig. 10. — Le Pliocène de Dănești-Ciuc.

1, argiles plastiques et marnes grises; 2, sables grossiers ferrugineux; 3, marnes sableuses avec traces de charbon; 4, tufs andésitiques; 5, graviers.

de lignite constatées à Dănești, qu'il nous soit permis d'établir une analogie entre le Pliocène de cette région et celui que nous connaissons dans le bassin d'Orotva — Borsec — Bilbor. Dans le Bassin d'Orotva, E. WACHNER cite des argiles et des sables à rares exemplaires de *Dreissensia*, *Paludina* et *Cardium*. Ces fossiles permettent d'attribuer les argiles au Pliocène supérieur. I. ATANASIU, considérant les fossiles découverts par KOCH et LÖRENTHEY, admet

que l'âge des charbons de Borsec et des autres bassins de la région du Ciuc est dacien. Cet avis semble être également valable pour ce qui concerne notre région.

Le remplissage du lac pliocène dans le Ciuc a dû vraisemblablement se produire avant le Levantin; le fait a été remarqué par E. WACHNER (59 p. 11). C'est pourquoi les dépôts lacustres de la région du Ciuc doivent être limités au Dacien, qui supporte les alluvions quaternaires. Toutefois, une partie des cônes de déjection doivent appartenir au Levantin.

V. ROCHES ÉRUPTIVES D'ÂGE RÉCENT

Dans l'W de la région, à partir de Sândominic vers le S, la bordure escarpée qui se poursuit jusque dans la Dépression du Ciuc, est entièrement recouverte par une vaste masse de matériel volcanique appartenant à la zone d'éruptions tertiaires de la Hărghita. A cause de leur vaste étendue et du caractère particulier qu'il emprunte au relief, ces roches ont toujours attiré l'attention des auteurs qui ont visité la région, parmi lesquels: LILL v. LILIENBACH, puis HAUER et HERBICH. Ces derniers temps, SZADECKZY, E. WACHNER et N. ORGHIDAN s'en sont particulièrement occupés. Le premier



les a observés du point de vue pétrographique, les deux autres, du point de vue de la morphologie.

On trouve dans ce complexe d'origine volcanique, des andésites, des agglomérats andésitiques et des tufs.

A) ANDÉSITES

Les andésites présentent généralement un développement moindre, sous forme d'îles, avec une fréquence manifeste dans la région moyenne de la vallée et de la colline de Kőd.

Les andésites constituent des collines côniques nettement contournées. On les rencontre au confluent des cours d'eau de Kis Kőd et Kőd (cotes 873, 628, 895), Gyertanyán tétö et tout particulièrement à Kőd hegy (928) et Kőcsonka tétö (886). En ces derniers points les collines côniques présentent une excavation centrale circulaire, atteignant environ 150 m de diamètre.

Leur forme particulière et le matériel andésitique dans lequel elles sont creusées, laissent conclure que ces excavations représentent d'anciens cônes volcaniques. Elles correspondent certainement à des centres d'éruptions embryonnaires éloignés du foyer principal, dont les coulées de lave ont été moins abondantes.

Les andésites qui affleurent dans la région du Ciuc appartiennent à trois variétés distinctes : andésite à augite et à hypersthène ; andésite à hornblende et à biotite ; andésite basaltique (basalte andésitique).

Andésites à augite et à hypersthène. On rencontre ces andésites dans le proche voisinage du cratère de Kőd hegy (928).

Au microscope la roche présente un aspect légèrement porphyrique. On y décèle facilement le feldspath et, comme éléments noirs, l'hornblende et l'augite. Cette roche, généralement gris brun à taches blanches, très fraîche à l'intérieur, présente à l'extérieur une couche blanchâtre, d'altération. A l'examen microscopique, on distingue de menus phénocristaux de feldspath, hornblende, hypersthène et augite, dans une masse fondamentale hyalopyllitique.

Le feldspath est un plagioclase intermédiaire, qui affecte l'allure de cristaux tabulaires, à macles polysynthétiques d'après les lois du péricline et de l'albite. D'autres montrent une structure zonaire et contiennent de fréquentes inclusions de matières siliceuses. La hornblende forme des cristaux au contour flou, entourés d'une auréole d'oxydes de fer, magnétite (opacite). Parfois, la hornblende est entièrement altérée. D'après les cristaux plus frais, on voit qu'il s'agit d'une hornblende brune, basaltique. L'hypersthène apparaît sous forme de cristaux allongés, clairs, de couleur brun rougeâtre, présentant de nombreuses fissures transversales. L'augite,



vert, présente des contours nets. De même que l'hypersthène, il est peu fréquent dans la roche. Dans la pâte on observe des microlites de plagioclase, hypersthène et augite, entourés d'une matière siliceuse de couleur brune.

Andésites à hornblende et à biotite. On rencontre rarement cette roche dans la région, plus spécialement au confluent des cours d'eau de Kőd et de Kis Kőd, à Racoş et à l'E de Miercurea Ciucului, au pied du cône Somlyo.

Cette roche présente également une structure porphyrique, mais les phénocristaux y sont beaucoup plus rares ; on les décèle plus difficilement à l'oeil nu, sauf la biotite, qui se montre sous forme de paillettes hexagonales, parfois larges de 2—3 cm. La masse présente d'innombrables pores microscopiques, ce qui rend la roche moins résistante, s'altérant en arène. Sa couleur est un gris rougeâtre caractéristique.

Au microscope, on observe parmi les phénocristaux, des plagioclases, de la hornblende brune, biotite, augite, hypersthène et quartz.

Le feldspath présente les mêmes caractères ; il est généralement plus altéré, saussuritisé. Il se présente rarement sous forme de petits cristaux allongés. La hornblende brune se présente sous forme de prismes allongés, à polychroïsme accentué et souvent entourées d'opacite. La biotite est l'élément caractéristique. Elle se présente en cristaux de grande dimension, atteignant jusqu'à 3 mm, à contour hexagonal. Elle se montre parfois en groupes. L'augite et l'hypersthène apparaissent plus rarement sous forme de menus cristaux, arrondis, ce qui dénote leur formation tardive dans la masse de la roche. Outre l'augite et l'hypersthène, on y distingue parfois l'olivine.

Ce qui surprend dans cette roche, c'est l'apparition du quartz sous forme de cristaux arrondis, entourés de microlites d'augite, qui lui impriment une auréole caractéristique (anneaux de réaction).

La pâte est en grande partie, siliceuse ; ce n'est qu'en l'examinant avec insistance que l'on y reconnaît des microlites de feldspath, d'hornblende, d'augite et d'hypersthène. Mais on y voit apparaître fréquemment des grains de magnétite.

Andésites basaltiques. En quelques points, très rarement, on rencontre sur le versant septentrional de la vallée de Kőd, une andésite compacte, très dure, à cassure esquilleuse, de couleur noirâtre, lisse et luisante en cassure fraîche. Un premier examen nous les ferait confondre avec les basaltes. La structure de cette roche est moins cristalline que celle des autres variétés, de sorte qu'à l'oeil nu on n'arrive pas à distinguer les minéraux qui la composent. Au microscope, on y distingue de nombreux phénocristaux qui présentent un développement très faible. On y reconnaît le plagioclase,



l'augite et rarement l'olivine. Le plagioclase est prédominant. Il se présente sous forme de cristaux au contour bien déterminé, allongés, souvent associés et orientés. L'augite se montre le plus souvent arrondi. Il contient des inclusions siliceuses et des cristaux de feldspath. L'olivine est rare ; elle présente des altérations fréquentes en serpentine.

La pâte qui est vitreuse contient des microlites de feldspath et d'augite, parmi lesquels s'interposent fréquemment la magnétite.

En dehors du cours d'eau de Kőd nous avons trouvé un seul bloc d'andésite basaltique dans la vallée du Keskeny bükk.

B) TUFES ET AGGLOMÉRATS VOLCANIQUES

En dehors des andésites caractéristiques dont il a été question, dans la zone volcanique de la région se montrent aussi des anciens produits de projection, consolidés sous la forme de tufs et d'agglomérats.

Au N et à l'E de Sândonic, ces matériaux recouvrent, en discontinuité la partie frontale des collines, s'élevant jusqu'à proximité de l'altitude de 900 m. Vers la dépression, ils sont recouverts en régression par le Pliocène et par des alluvions quaternaires. Vers le S, dans la direction des villages de Tomești et Mădăraș, ils gagnent considérablement en ampleur, s'élevant progressivement jusqu'à 1000 m. Le maximum d'ampleur est atteint sur la crête du Kőd (environ 10 km) où ils entourent les laves andésitiques des centres mentionnés.

Dans la Dépression moyenne du Ciuc, les tufs affleurent sporadiquement dans la Valea Frumoasă, mais la zone se reconstitue à l'E de Cioboteni - Miercurea Ciuc, pour passer rapidement à la masse andésitique du volcan de Somlyo, qui reste complètement distinct, comme activité volcanique, de la masse du Kőd.

On rencontre très rarement les tufs proprement dits dans le périmètre indiqué. Nous les avons remarqués tout particulièrement sur le versant S de la crête du Kőd, entre Mihăileni et Racoș. Ils consistent en un matériel fin, blanc verdâtre, avec de fréquentes transitions à un matériel plus hétérogène contenant des fragments de lave. Sur le cours d'eau de Csepegő et dans les torrents qui se précipitent vers les villages de Văcărești (Csik Vacsársi) et Gârciu (Göröczfalva), les tufs subissent une altération conduisant à la formation du kaolin.

Il importe de signaler, que les tufs ne sont pas horizontaux, mais dans les rares endroits où on peut les observer, ils plongent de 25°—30° vers l'W. Ce plongement pourrait correspondre à l'inclinaison initiale du relief. Mais il est plus probable que c'est un effet de l'affaissement de la région. Nous avons déjà dit que tout ce matériel repose sur le cristallin, qui se montre sous forme de faibles affleurements dans la Valea Oltului, dans le défilé de Racoș (Bogata).



b) Les agglomérats andésitiques occupent tout le reste de la région. Ils consistent en un matériel andésitique très différent par sa nature pétrographique que par les dimensions des éléments. Généralement ils se montrent sous forme de blocs d'andésites arrondis, atteignant jusqu'à 3 m de dimension. La forme arrondie de ces blocs ne doit pas être interprétée comme l'effet d'un roulement dans un cours d'eau, ainsi que paraît le croire N. ORGHIDAN (39), mais surtout comme celui d'une altération subaérienne, ainsi que l'a démontré O. NICHITA (36, p. 205—207 et 266).

Sur le terrain, la surface couverte par les agglomérats se distingue donc par l'apparition de blocs disparates, qui donne l'illusion d'une nappe de laves très érodée. Mais en considérant les développements, nous constatons que sur toute son épaisseur, le matériel conserve son caractère de blocs. Malheureusement, dans cette partie de la région le relief est par trop flou, de sorte que nous ne pouvons nous rendre bien compte de la nature de ce matériel. Il est possible donc que certains lambeaux correspondent à des restes de laves, vu que la région a été, après l'éruption, continuellement sujette à l'érosion, qui aurait déplacé le matériel, quelle que soit sa nature, découvrant le soubassement de schistes cristallins. Parallèlement, l'abondant matériel alluvionnaire résultant de cette érosion a été concentré sous forme d'alluvions dans les régions basses.

C) LA PROVENANCE DU MATÉRIEL VOLCANIQUE

En ce qui concerne l'origine du matériel des tufs et des agglomérats, l'idée prédominante a été celle qui l'attribuait aux cratères situés à l'W, ceux de la Hărgăhita. Mais après avoir identifié la présence des centres d'éruption échelonnés sur la crête de Kőd, cette manière d'envisager n'a plus sa raison d'être. Le matériel éruptif a vraisemblablement été projeté par une série d'éruptions à caractère explosif par ces cratères qui auraient existé ici, mais qui ont été à tel point dénudés par l'érosion qu'il n'est plus possible de les reconnaître. Une partie de ce matériel, la plus fine, a fourni les tufs, mais la plupart en est resté à l'état de matériel grossier. D'ailleurs c'est un fait connu que les volcans andésitiques se caractérisent généralement par des éruptions violentes, résultant de la viscosité prononcée des laves. Lors des éruptions, le remplissage des cratères se brise souvent en d'innombrables blocs donnant lieu aux brèches volcaniques (Mt. Pelée). Les centres d'éruption de Kőd, ont probablement eu un caractère semblable, mais dans une plus faible mesure se trouvant éloignés du centre principal d'éruption. Le fait que les étendues de lave se limitent à peu près à l'ouverture des anciens cratères qui se présentent avec l'aspect de pitons, confirme ce point de vue.

Le matériel volcanique qui affleure sur le flanc oriental du Ciuc moyen, à Cioboteni - Miercurea Ciuc, provient du cratère de Somlyo, beaucoup



plus vigoureux et plus récent que les cratères de Köd. Ce cratère se rattache aux centres d'éruption de l'uşnad.

En ce qui concerne l'âge des éruptions, les discussions ne sauraient avoir de valeur qu'en y faisant certaines réserves, étant donné l'absence absolue de dépôts plus récents et bien parallélisés. Nous avons montré antérieurement que, dans quelques points à l'E de Mădăraş et de Delniţa, affleure le Pliocène (Dacien probablement), lequel repose directement sur le matériel andésitique. Nous pouvons donc affirmer qu'à cet endroit, l'âge des andésites est antérieur au Dacien. Ce fait explique le fort démantèlement subi par ces formations.

Au cours d'une étude sur les éruptions des Monts Călimani, O. NIŞITA (36) a prouvé l'existence de deux phases d'éruption, caractérisées par des roches et des phénomènes distincts.

Considérant les variétés d'andésites (andésite à augite et hypersthène, andésite à biotite, andésite basaltique à olivine), le caractère explosif produisant des tufs, les phénomènes postvolcaniques de kaolinisation, de même que par la situation inférieure par rapport au Pliocène, les éruptions qui se sont produites à l'E du Ciuc supérieur appartiennent au premier cycle d'éruptions. Du fait de la situation périphérique et de l'interposition depuis lors de la dépression du Ciuc, le matériel disposé en cet endroit, n'a pu être recouvert par du matériel appartenant à un cycle plus récent. Il a influencé cependant grandement l'évolution morphologique de la dépression du Ciuc.

VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La région se répartit en trois zones de formation : La Zone cristallino-mésozoïque au centre, la Zone du Flysch à l'E, et la Dépression supérieure du Ciuc avec les éruptions d'andésites à l'W.

A) *La Zone cristallino-mésozoïque.* a) *Le cristallin.* 1. Le cristallin constitue une sous-zone qui se développe dans la partie centrale et W de la région. Il supporte sur la bordure E une série sédimentaire, qui commence avec le Trias inférieur et finit avec le Crétacé moyen. Elle correspond au « Synclinal externe » des Carpates orientales.

2. On reconnaît dans le cristallin, deux séries pétrographiques, distinctes par leur degré de métamorphisme. La première série présente une cristallinité réduite et correspond à un métamorphisme d'épizone. La deuxième série présente une cristallinité plus accusée et correspond à un métamorphisme de mésozone. Dans le complexe de cette série s'interpose un pourcentage important de matériel éruptif, venu par voie d'injection.

3. Il y a passage graduel entre ces deux séries, qui correspondraient — en tant que roches — à une transition entre les deux groupes.



b) «Le Synclinal externe». 1. Les dépôts mésozoïques anciens recouvrent le cristallin, affectant la forme d'un synclinal. A cause de son étendue, ce synclinal pourrait plutôt être désigné sous la dénomination de «Dépression marginale des Carpates orientales».

2. Les dépôts débutent avec le Trias inférieur et se continuent jusque dans le Crétacé moyen et supérieur. On n'y reconnaît parmi les dépôts intermédiaires, qu'une infime partie attribuable au Trias supérieur et au Lias inférieur. On y constate aussi l'absence du Lias moyen et supérieur. Dans cet intervalle, la région a été exondée, ce qui a déterminé l'érosion active des formations plus anciennes.

3. Le Dogger inférieur, Bajocien, marque le début d'un cycle nouveau de sédimentation qui recouvre transgressivement les couches antérieures jusqu'au Trias inférieur, le mieux conservé.

4. Vers la fin du deuxième cycle, dans le Malm supérieur — Crétacé inférieur, la sédimentation a eu lieu de manières différentes sur les deux flancs de la dépression. Sur le flanc interne, se trouve un alignement de calcaires récifaux tithoniques — néocomiens, tandis que sur le flanc externe et après une brève interruption, la sédimentation s'est poursuivie par des dépôts détritiques.

5. La sédimentation des dépôts crétacés sur le flanc externe prend des caractères de Flysch. Elle commence par des couches à *Aptychus* — couches de Sinaia, et se continue sans interruption par des marnes et des grès d'âge barrémien-aptien et par des conglomérats supérieurs. Les conglomérats envahissent partiellement le flanc interne exondé après le Néocomien; ils appartiennent au Cénomaniien à facies de Flysch.

B) *La Zone du Flysch*. 1. Les séries du Flysch ne sont représentées que par la partie la plus inférieure, le Valanginien-Hauterivien. Le Flysch débute par un niveau de marnes à *Aptychus*, qui sont les plus anciennes; elles forment une transition vers le Jurassique supérieur.

2. Les dépôts du Flysch recouvrent directement le massif cristallin, prenant part au remplissage de la dépression.

3. La sédimentation du Flysch interne s'est faite sur le cristallin et les dépôts mésozoïques plus anciens du Trias et du Jurassique. Le cristallin se prolonge sous le Flysch à l'E et au S.

C) *Tectonique*. a) *Le cristallin*. 1. Le cristallin, constitue une masse unitaire par rapport au reste, dont la tectonique générale est caractéristique, hercynienne.

2. La masse du cristallin, avec les dépôts mésozoïques anciens, triasiques et jurassiques, dénote un affaissement vers le S et vers l'W. L'affaissement vers le S remonte au début du Crétacé; il a occasionné la transgression des



couches de Sinaia. L'affaissement vers l'W est d'âge tertiaire ; c'est une conséquence de la formation de la Dépression transylvaine.

3. Dans toute la zone du cristallin on remarque un plissement à direction NNW-SSE, plongeant généralement vers l'E. Vers l'extrémité septentrionale de la masse, les plissements changent de direction : ils s'orientent N-S, puis NNE-SSW. Ce changement de direction indique qu'il existe très vraisemblablement une relation entre le cristallin des Carpates orientales, et celui de la vallée de la Prahova et, probablement, celui de la Leaota. C'est un reflet du style des plissements hercyniens.

4. Les deux unités pétrographiques du cristallin sont aussi deux unités tectoniques.

5. Les rapports entre ces unités sont anormaux : la série chlorito-phylliteuse présente l'aspect d'un autochtone par rapport à la série gneissique. On a constaté l'absence absolue de brèches ou de sédiments sur la ligne de démarcation des deux unités.

6. Afin d'expliquer l'existence de ces rapports inverses, nous devons conclure à une structure en nappes de charriage, d'âge hercynien. En tenant compte de l'absence des brèches, nous admettons que le chevauchement s'est produit tranquillement, ou bien que nous nous trouvons dans le cas d'un flanc inverse d'un grand pli renversé.

7. Au cours des plissements plus récents, alpins, le cristallin s'est maintenu dans son ensemble comme une masse rigide. Il en a cependant été influencé dans sa région orientale, où il recouvre par endroits les dépôts mésozoïques de la cuvette. Ce cristallin est cependant loin d'avoir participé à une tectonique très mouvementée, à l'instar des nappes alpines.

b) Le Mésozoïque. 1. Le groupe des dépôts mésozoïques reposant sur le cristallin peut être réparti en deux séries : l'une englobant le Trias et le Jurassique qui se disposent sur les flancs de la Dépression marginale ; l'autre, le Crétacé qui occupe l'axe.

2. Sur le flanc interne les systèmes triasiques et jurassiques présentent une structure caractéristique en écailles répétées et déversées vers l'W. Cette structure conduit à une répétition des séries. Vers l'extrémité septentrionale la structure en écailles atteint le maximum de complication ; elle se simplifie progressivement vers le sud.

3. Sur le flanc externe, le Trias et le Jurassique apparaissent isolés, ou bien en association avec le cristallin. Leurs affleurements marquent la direction d'une crête anticlinale importante, qui s'installe sur le prolongement de la Crête du Dămuc. Cette crête présente des soulèvements et des affaissements axiaux. Dans les régions d'affaissement elle est envahie par les dépôts du Flysch (couches de Sinaia).

4. L'axe de la dépression marginale, occupée par le Crétacé, représente un complexe de plis plus développé vers le N, se rétrécissant sensiblement

vers le S. Ces plis entraînent souvent des éléments du fondement et s'encadrent dans le système des plissements alpins.

D) *Le Pliocène*. 1. Il se trouve cantonné à la bordure de la Dépression du Ciuc. Il est représenté par des dépôts lacustres, dans une phase avancée de remplissage à transitions vers des dépôts fluviatiles.

2. Le matériel constitutif est surtout représenté par des andésites avec leurs tufs.

3. L'âge des dépôts est dacien-levantin.

E) *Le Quaternaire*. Par de nombreux cônes de déjection et de nombreuses terrasses, le Quaternaire prend également part à la formation des dépôts dans la dépression du Ciuc.

F) *Les éruptions tertiaires*. 1. Elles se font remarquer par la présence de plusieurs variétés d'andésites : andésites à augite et à biotite, andésites à hypersthène et à biotite, andésites basaltiques.

2. Les andésites proviennent de plusieurs centres d'éruption embryonnaires, situés sur la bordure montagneuse orientale de la Dépression du Ciuc.

3. Les laves sont accompagnées par un riche matériel d'agglomérats et de tufs.

4. Les éruptions appartiennent au premier cycle, étant d'âge pliocène inférieur.

Reçu : juin, 1936.



BIBLIOGRAPHIE.

1. ATANASIU I. La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des Monts Hăghimaş. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates. II-e Réunion. Guide des Excursions*, Bucarest, 1927.
2. — Études géologiques dans les environs de Tulghes (distr. Neamţu) *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIII, 1928.
3. — și LOBONTIU E. Geologia regiunii Borsec și Bilbor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. IX, 1920—1921.
4. ATHANASIU S. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien*, 1899.
5. — Harta geologică a regiunii carpatice și subcarpatice din Moldova și sudul Bucovinei. Sc. 1: 200.000, 1910. Carte manuscrite au Lab. de Géologie, Univ. București.
6. BEUDANT S. F. Voyage minéralogique en Hongrie pendant l'année 1812.
7. BIELZ E. A. Karte der geognostischen Verhältnisse des Grossfürstentums Siebenbürgen. Sibiu, 1854.
8. — Die in Siebenbürgen vorkommenden Mineralien u. Gesteine. *Verh. u. Mitt. Siebenb. Vereins f. Naturwiss.*, Bd. XXXIX, 1889.
9. BOUÉ A. Coup d'œil d'ensemble sur les Carpathes, Le Marmarosch, La Transylvanie, etc. *Mém. Soc. Géol. Sér. I. T. 1*. Paris, 1831.
10. BUȚUREANU V. Masivul cristalin dela Broșteni. *Ann. Acad. Rom.*, T. XXXVII.
11. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Paris, 1929.
12. — Études pétrographiques des roches sédimentaires. Paris, 1931.
13. DOUVILLÉ H. M. Distribution des Orbitolites et des Orbitoides dans la Craie du sud-ouest. *Bul. Soc. Géol. de France*. 1902.
14. FICHTEL E. v. Nachrichten von den Versteinerungen des Grossfürstentums Siebenbürgen. 1870.
15. GYGNONX M. Géologie stratigraphique. Paris, 1926.
16. GHIKA-BUDEȘTI ST. Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt. Leur répartition et leurs rapports. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, T. XXII Bucarest, 1935.
17. HAUER u. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
18. HERBICH FR. Das Széklerland. Budapest, 1878.
19. — u. NEUMAYR M. Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Bd. XXV. Wien, 1925.
20. JEKELIUS E. Zăcămintele de lignit din basinal pliocenic din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. Studii tehnice și economice*, No. 3, fasc. 2. 1922.
21. — Der mittlere u. obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul-Marc in Siebenbürgen. *Bul. Sect. St. Ac. Rom.*, vol. VII. 1920—1921.



22. JEKELIUS E. Tithonfauna der Südostkarpathen. *Jahresh. d. k. ung. geol. Anst.*, XXIV. Budapest, 1916.
23. KRÄUTNER TH. L'extrémité de la Cuvette Marginale mésozoïque de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, vol. XIX (1930—31).
24. — Cercetări geologice în Cuveta Marginală mesozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIV, 1929.
25. — Observațiuni geologice în munții Bistriței și Bârgăului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIV.
26. JAILL V. JULIENBACH. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpates. *Mém. Soc. Géol. de France. Sér. I. T., II*, Paris, 1834.
27. QUIRING M. Die Manganerzvorkommen in den kristallinen Schiefer der bukovinischen Waldkarpathen. *Archiv. für Lagerstätten-Forsch.*, Heft 30. Berlin.
28. MACOVEI G. și ATANASIU I. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara (Neamț). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII, 1919—1920.
29. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des Excursions*. Bucarest, 1927.
30. MOGILNICKI R. Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb.* Wien, 1917.
31. MOJSISOVICS EDM. v. Über norische Bildungen in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1873.
32. MRAZEC L. și VOITEȘTI I. P. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. V, 1912.
33. MRAZEC L. Zăcămintele de petrol. București, 1910.
34. MURGEANU G. et GHERASI N. Sur la présence des schistes cristallins dans la Valea Zamurei (Bușteni—Poiana Țapului). *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I, p. 202. București 1932.
35. MURGEANU G. La nappe interne dans les environs de Comarnic. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVI, 1931.
36. NICHITA O. Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haita du Massif des Monts Călimani (dép. Câmpulung). *Ann. Sc. de l'Univ. Iassy*, T. XX, 1935.
37. NORDON A. Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates orientales roumaines. *C. R. du Congrès intern. de Géographie*, T. II. Paris, 1931.
38. ONCESCU N. Le synclinal de Piatra Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, 1935.
39. ORGHIDAN N. Observațiuni morfologice în regiunea Brașovului. Valea superioară a Oltului. « *Țara Bârsei* », Nr. 2, 3, 5. 1931.
40. PÁLFY M. Steinkohlenbildung des Széklerlandes. *Földt. Közl.*, 1909.
41. PASCU R. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XI, 1926.
42. PAUL W. Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1926.
43. PONI P. Cercetări asupra mineralelor din masivul cristalin dela Broșteni. *An. Ac. Rom., II, Memorii*, Ser. II, Tom. IV, 1881—1882. București.
44. POPESCU D. ST. Beiträge zur Entstehungsgeschichte des oberen Olttales. Leipzig, 1902.
45. PREDĂ D. M. și ATANASIU I. Structura geologică a părții superioare a văii Troțușului. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. X. București, 1925.
46. REINHARD M. și ATANASIU I. Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XII, 1928.
47. SAVUL M. Șisturile cristaline și zăcămintele de manganerz din regiunea Șarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XII, 1927.



48. ȘTEFĂNESCU D. La zone du Flysch carpatique en Bucovine entre Pălinoasa et Câmpulung de Moldavie *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. III. București, 1937.
49. STRECKEISEN A. Über das Nefelinsyenitmassiv von Ditro. *Neues Jahrb. f. Miner.*, Bd. 64, Abt. A. 1931. Stuttgart.
50. TEISSEYRE W. Stratigraphie des régions pétrolifères. București, 1907.
51. TRAUTH FR. Ein Beitrag zur Kenntniss des ostkarpathischen Grundbodens. *Mitt. Geol. Gesell.*, Bd. III. Wien, 1910.
52. UHLIG V. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wissensch. in Wien*. Bd. CXVI, 1907.
53. — Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. *Sitzungsber. d. k. k. Ak. d. Wissensch. in Wien*. Bd. CVI, Abt. I. Wien, 1897.
54. — Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
55. — Bemerkungen zur neueren Literatur über die westgalizischen Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1888.
56. VADÁSZ E. Geologische Beobachtungen im Persany- u. Nagyhagymas-Gebirge. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.-A.* 1915.
57. VOITEȘTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Mus. geol. min. Univ. Cluj*, vol. III, Nr. 1, 1929.
58. — Incălecările din regiunea Văii Vinului—Îneul (Rodna Veche). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVIII, 1929—30.
59. WACHNER E. Județul Ciuc, Toplița și Defilcul Mureșului. *Lucr. Inst. de Geogr. Univ. Cluj*, vol. III, 1929.



RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES MONTS DU CODRU ET DE MOMA

PAR

MIRCEA PAUCA

	<u>Page.</u>
<i>Introduction</i>	120
<i>A) Stratigraphie</i>	124
1. Le granite	124
2. Les schistes cristallins	125
<i>a)</i> Micaschistes	125
<i>b)</i> Dépôts paléozoïques métamorphisés (? Carbonifère)	126
3. Le Permien	128
<i>a)</i> Permien inférieur	128
<i>b)</i> Permien supérieur	129
4. Le Mésozoïque	131
<i>a)</i> Trias inférieur	131
<i>b)</i> Virglorien	132
<i>c)</i> Ladinien	133
<i>d)</i> Carnien	136
<i>e)</i> Norien	137
<i>f)</i> Facies de Hallstatt	138
<i>g)</i> Rhétien	142
<i>h)</i> Lias	145
<i>i)</i> Crétacé inférieur	147
5. Le facies des dépôts mésozoïques	149
6. Le Néogène	151
<i>B) Tectonique</i>	153
1. Les plissements hercyniens	153
2. Les plissements alpins	153
<i>a)</i> Le soubassement paléozoïque et le mésozoïque de la zone principale du Codru	155
La région d'écaïles située sur la rive gauche du Crişul Negru	156
La région centrale de la zone principale	157
La région méridionale de la zone principale	159
<i>b)</i> Les dépôts situés au S de Târcăiţa	159
<i>c)</i> La bordure orientale des Monts du Codru	161



	Page
d) Le Massif de Moma	162
Le soubassement paléozoïque	162
Le plateau triasique de Vașcău	162
Le synclinal situé sur la bordure septentrionale	163
3. Relations tectoniques entre les deux massifs et avec les régions environnantes	165
4. Dislocations postorogéniques	169
<i>Bibliographie</i>	172
Carte géologique au 1 : 100.000 ^e	

INTRODUCTION

Des recherches personnelles ainsi qu'une revision de la bibliographie sur les Monts du Codru et de Moma en vue de la carte géologique de Roumanie 1 : 500.000 nous ont occasionné plusieurs observations sur la stratigraphie et la tectonique de ces régions. Cette étude était nécessaire étant donné le grand nombre de travaux préliminaires sur des régions restreintes de ces montagnes, contrastant avec une pénurie visible de travaux d'ensemble, aboutissant d'ailleurs assez souvent à des avis contradictoires.

De nombreuses courses sur le terrain nous ont mis en mains des données suffisantes, croyons nous, pour essayer une première synthèse de la géologie du massif entier. En effet, nos propres données sur les régions occidentales des Monts Apuseni — réalisant des conditions de sédimentation et tectoniques analogues depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à une époque très récente — et d'autre part la bibliographie dont ont disposé actuellement, nous ont donné la possibilité de poursuivre des problèmes d'un caractère particulier, d'ordre stratigraphique aussi bien que tectonique.

Les Monts du Codru et de Moma sont constitués par des roches éruptives et des schistes cristallins, puis par des roches métamorphiques d'âge paléozoïque, de même que par des dépôts mésozoïques. Ils représentent un massif indépendant, situé à la lisière occidentale du grand massif des Monts Apuseni, dont ils sont séparés par deux grandes dépressions d'âge néogène: au N et à l'É par le bassin de Beiuș, au S par le bassin du Zarand.

Les dépôts de ces deux bassins se rencontrent dans la région comprise entre les villages de Cristior (départ. de Bihor) et d'Avram Iancu (départ. d'Arad); ils affleurent ici sur une largeur d'environ deux kilomètres, atteignant jusqu'à 450 m d'altitude. Ce sont ces dépôts relativement récents qui séparent la région étudiée du massif du Bihor.

Dans la région occidentale, le massif est délimité par une zone de collines constituée aussi par le Néogène auquel s'adjoignent ici des roches éruptives andésitiques; c'est une zone large de cinq à sept kilomètres seulement qui disparaît insensiblement sous la plaine de la Tisa.



Du point de vue stratigraphique, tectonique, aussi bien que morphologique, la région étudiée est constituée par deux massifs : les Monts du Codru au N et à l'W et les Monts de Moma au S et au SE. Chacune de ces régions est suffisamment individualisée pour former l'objet d'une étude à part ; il est cependant préférable de les traiter ensemble, puisque ces montagnes nous offrent en grandes lignes une histoire géologique identique. Les dissemblances de faciès du Trias dans les deux massifs, le développement du Jurassique et du Crétacé assez particuliers par rapport aux dépôts du même âge des Monts de Pădurea Craiului et du Bihor, nous permettent de tirer d'importantes conclusions d'ordre tectonique.

Morphologie. Le relief des Monts du Codru et des Monts de Moma est étroitement lié à leur constitution géologique.

On distingue dans les Monts du Codru trois crêtes parallèles, orientées du N au S, qui doivent leur existence à la direction des plis aussi bien qu'à la résistance relativement grande qu'opposent à l'érosion certains dépôts du Permien et du Trias inférieur. Ces crêtes, au nombre de trois, sont : la Culmea Pleşului, à la bordure occidentale, la Culmea Dievii dans la région centrale et, enfin, la Culmea Gurguiata, à la bordure orientale des Monts du Codru.

Ces crêtes sont constituées par des roches éruptives : granites, diabases, porphyres ; ensuite par des dépôts paléozoïques métamorphisés et par des conglomérats et des quartzites appartenant au Permien supérieur et au Trias inférieur. Les grandes hauteurs atteintes sont dues aux porphyres et aux quartzites, qui ont opposé une très grande résistance à l'érosion. Le granite, toujours très altéré, a conditionné par contre un relief tout à fait effacé.

La première de ces crêtes est la plus haute, la plus longue et la plus unitaire. Elle s'étend sur une distance de plus de 20 km, entre le village de Dumbrăvița et celui de Moneasa. Deux sommets de cette crête, celui de Pleşul, constitué par du porphyre, et celui d'Arsura qui est en quartzite, dépassent chacun 1100 m d'altitude. L'influence du porphyre sur la formation d'un relief accusé est également visible aux cotes approximatives de 446, 536 (Vrf. Chicera), 593 (Vrf. Jidovina), et 585 (Vrf. Sălătrucul), de la région au NE du village de Groşeni. Ces sommets dominent aussi bien les régions situées immédiatement à l'E, constituées par des granites et des schistes cristallins, que celles situées à l'W, consistant en dépôts néogènes.

La Culmea Pleşului forme la ligne de séparation entre les ruisseaux qui se jettent dans le cours supérieur du Crişul Negru et ceux qui rejoignent le cours inférieur de cette même rivière et le Crişul Alb. Tel qu'elle apparaît dans la plaine de la Tisa (à 100 m d'altitude), cette crête a l'aspect d'un puissant massif, qui, sur une distance de dix km seulement, présente une différence d'altitude d'environ 1.000 mètres.



La deuxième crête présente généralement des altitudes moindres. Elle est moins unitaire. Elle atteint sa hauteur maximum de 1041 m à Vrf. Dievij, qui donne son nom à la crête entière. Cette crête s'étend sur une distance de 15 km, à peine, en partant de la région située au S du village de Finiş pour arriver au NE de Moneasa. Elle est traversée par plusieurs vallées : vers le N, par le cours inférieur de la Valea Mare a Finişului, dans sa partie moyenne par le cours supérieur de la Valea Tărcăița (Valea Șasa) et vers son extrémité méridionale par le cours supérieur de la Valea Urșeștilor (Valea Cârligata).

La troisième crête présente des altitudes encore moindres (Vrf. Gurguiata, 789 m). Elle se trouve dans la région SE du village de Tărcăița ; elle est encore moins unitaire que la précédente vu qu'elle est traversée par de nombreux petits cours d'eau. Elle présente environ dix km de longueur.

Entre ces trois crêtes, dont les altitudes maximums décroissent de l'W vers l'E, se trouvent deux dépressions morphologiques, dont la largeur varie entre un et dix km. Elles sont entaillées dans des dépôts mésozoïques, généralement représentés par des calcaires et des dolomies très riches en dolines. Dans ces dépressions, les altitudes sont généralement inférieures à 800 mètres.

L'aspect morphologique du massif des Monts de Moma est tout autre. On distingue dans la région SW de ce massif, une crête de plus de 900 m de hauteur (Vrf. Momuța, 930 m) ; cette crête se prolonge vers le S par une série de collines qui disparaissent dans la plaine du Crișul Alb. Vers le N, ce massif est bordé par le plateau calcaire de Vașcău, qui présente une altitude moyenne de 700 à 800 mètres, et un relief karstique peu développé d'ailleurs.

D'autres détails morphologiques ainsi que leur dépendance par rapport à la structure géologique, seraient très intéressants ; nous ne nous en occupons toutefois pas ici, M. FICHEUX les ayant étudiés de près dans son travail annoncé sur la morphologie des Monts Apuseni.

Historique. Les premières données géologiques sur la région étudiée remontent à 1822 ; BEUDANT y constatait à ce moment la présence « des calcaires rouges à encrines », d'âge mésozoïque. Nous lui sommes redevables de la première carte géologique, à l'échelle de 1 : 100.000.

En 1856, PETERS traversait la région septentrionale des Monts du Codru, qu'il considérait comme constitués par du Lias, sous le « facies de Gresten ». Ce même géologue a entrepris des recherches plus minutieuses dans les environs de Vașcău, où il fut attiré par des questions minières. Selon PETERS, les calcaires du plateau de Vașcău seraient du Tithonique-Néocomien ; mais cette appréciation était due à la trouvaille d'un fossile (*Nerinea stasziczyi* ZEUSCHN.), dont la détermination était éronnée. Nous lui sommes en tout cas redevable d'une deuxième carte géologique.

Dans la première édition de la carte géologique de la Monarchie Autrichienne, à l'échelle de 1 : 576.000, publiée en 1861 par HAUER, à Vienne,



les calcaires et les dolomies triasiques du plateau de Vașcău figurent comme appartenant au Jurassique, tandis que dans le Nord des Monts du Codru les mêmes calcaires sont considérés, ensemble avec les dépôts permo-triasiques, comme appartenant au Lias (facies de Gresten).

Dans les éditions suivantes (de la II-e à la V-e) de la même carte, à l'échelle de 1 : 2.016.000, dont la dernière a été publiée en 1896 par les soins de TIETZE, tous les calcaires de la région étudiée sont considérés comme appartenant au Jurassique supérieur, bien que J. BÖCKH eut reconnu dès 1886 l'âge triasique des calcaires du plateau de Vașcău.

A la suite de ces recherches un peu hâtives, PETHÖ, ayant entrepris entre 1889 et 1898, des recherches plus minutieuses, publiait sept rapports sur les diverses régions des Monts du Codru et de Moma, posant ainsi les vraies bases des études géologiques sur cette région. Ce géologue nous a fourni d'amples détails sur la stratigraphie de ces montagnes ; il parle de la présence de l'éruptif, des schistes cristallins, du Permien, des divers étages du Trias et du Lias.

PETHÖ a laissé un riche matériel d'observations de détail, qui constituent pour nous un apport précieux. Si les conclusions tirées par ce géologue, décédé prématurément, avaient fait — lorsqu'il arrivait à avoir une image nette de la constitution de la région — l'objet d'un travail d'ensemble, au lieu d'être aussi dispersées, son étude aurait acquis de suite une importance capitale.

On ne saurait faire les mêmes affirmations pour ce qui concerne les travaux publiés par H. BÖCKH (1905), K. PAPP (1906) et O. KADIĆ (1907), basés sur des recherches hâtives, et qui expriment des avis tout à fait opposés. Ils ne combattent pas par des arguments les affirmations de PETHÖ, basées sur des déterminations de fossiles ; ils ignorent le plus souvent ce côté de la question. Leur influence s'est bornée à créer ainsi, et pour longtemps, de sérieuses confusions dans les connaissances dont nous disposons actuellement.

H. BÖCKH se servant aussi des cartes inédites de PETHÖ, publiée en 1905 la feuille d'Ucuriș, à l'échelle de 1 : 75.000. Sans tenir compte des preuves fournis par PETHÖ, les dolomies et les calcaires triasiques, ainsi que les calcaires liasiques, y sont attribués au Jurassique supérieur. Sur la même carte, le Crétacé inférieur figure comme Dogger, une partie du Rhétien se confond avec le Permien, etc. Mais BÖCKH n'ayant pas tardé de se rendre compte de son erreur, a renoncé à la publication du texte explicatif de sa carte.

A son tour, PAPP considère une partie des calcaires triasiques de la région de Moneasa, comme appartenant au Jurassique. Il a cependant le mérite d'avoir soupçonné, le premier, l'existence du Rhétien dans la région située au N de Moneasa.

Au cours des années 1909 et 1912, PÁLFY, ROZLOZNIK et SZONTAGH, entreprenant de nouvelles recherches dans la région, réhabilitaient PETHÖ,



Ils ont prouvé, les premiers, l'existence de toute la série du Trias et du Rhétien, et se sont rendus compte des problèmes stratigraphiques et tectoniques qui s'y posent.

Enfin, au cours des années d'après guerre, PÁLFY, ROZLOZNIK, SZENTPÉTERY et KUTASSY, se basant sur des matériaux de l'Institut Géologique de l'État à Budapest, ont fait paraître plusieurs notes paléontologiques et des considérations stratigraphiques ou tectoniques générales.

La carte géologique à l'échelle de 1 : 500.000, publiée en 1931 par l'Institut Géologique de Hongrie, met en œuvre toutes ces données. Elle rend cependant une image bien moins proche de la réalité ; car en effet la géologie des Monts du Codru et de Moma est effectivement bien plus compliquée et les problèmes qui s'y posent sont beaucoup plus intéressants qu'on ne le croyait.

Pour la Roumanie, la constitution géologique de cette zone offre de l'intérêt, entre autres, par le fait qu'après les Monts de Pădurea Craiului et du Bihor, les Monts du Codru et de Moma représentent la troisième région où la série triasique se développe complètement, occupant de vastes superficies, tandis que les facies, différant d'une unité tectonique à l'autre, soulèvent des problèmes des plus intéressants.

Une constatation que nous sommes obligés de faire dès maintenant — afin de pouvoir nous prononcer sur l'état dans lequel se trouvaient les recherches d'avant 1918 — nous est occasionnée, entre autres, par les dépôts paléozoïques des diverses régions situées dans la moitié occidentale de Monts Apuseni, de même que dans notre région ; ces régions ont été étudiées par plusieurs géologues, mais sans avoir travaillé en collaboration ; de ce fait, elles ont été considérées, même sur la carte citée, de 1931, comme comportant des dépôts d'âges différents, d'après leur situation à la lisière NW, ou dans la partie méridionale de notre région, et dans les Monts de Highiş.

A) STRATIGRAPHIE

Le soubassement de cette région est formé par des granites, par des schistes cristallins, par des dépôts paléozoïques plus ou moins métamorphisés et accompagnés d'éruptions du même âge ; ces formations sont suivies par toute la série du Trias, par le Lias et par le Crétacé inférieur.

1. LE GRANITE

Le granite affleure sur les pentes abruptes occidentales des Monts du Codru, sous la forme d'une lentille orientée NNW-SSE ; cette lentille, longue d'environ 12 km, atteint en largeur jusqu'à quatre km. Le granite apparaît au N à la hauteur du village de Mărauşul Mare, et se continue vers le S jus-



qu'à la hauteur du village de Bârsăști. En dehors de cette région, il apparaît encore une fois en continuation vers le SE, dans les régions au N de Slatina et de Nădălbăști, sous forme de menus affleurements qui couvrent une superficie de quelque dizaines de mètres carrés à peine.

La séparation du granite, sur la carte, comme d'ailleurs de toutes les formations qui affleurent sur la crête occidentale des Monts du Codru, est difficile à cause de la rareté des affleurements, et du fait que toute la région est couverte de forêts, pour la plupart jeunes et touffues. En outre, le granite se présente presque toujours altéré, avec le feldspath kaolinisé ; le plus souvent, son existence se laisse seulement deviner par la présence d'arènes de quartz et de mica blanc. De plus, l'existence fréquente d'une couche de blocs et de graviers torrentiels d'âge pliocène supérieur-pléistocène, rend le lever très difficile ; en effet cette couche parfois épaisse de quelques dizaines de mètres, couvre de larges surfaces sur les deux flancs de la crête de Culmea Pleșului, entre 400 et 600 m d'altitude.

Le granite des Monts du Codru semble identique à celui qui affleure à l'extrémité NW des Monts du Highiș, à Pâncota, et leur composition est analogue à celle du granite du groupe gétique des Carpates méridionales.

ROZLOZSNIK (1912), qui s'est tout particulièrement occupé de cette roche, la décrit comme un granite à muscovite, montrant des passages au granite pegmatitique et au granite porphyrique. On observe souvent le granite très altéré, traversé par des filons de pegmatite fraîche, larges de quelques dizaines de cm à un mètre et même plus, ainsi que par des filons plus minces de granite aplitique. Tout le complexe granitique a été soumis à une pression orientée (stress) et l'on peut y étudier les transformations caractéristiques de ce phénomène.

2. SCHISTES CRISTALLINS

a) MICASCHISTES

Les schistes cristallins flanquent des deux côté le granite, dans la région orientale de Mărașul Mare, où ils atteignent en largeur quatre kilomètres. La bande des schistes se rétrécit, en avançant vers le S, pour disparaître à la hauteur du village d'Urvișul Beliului après avoir constitué les sommets Vrf. Măgurila (562 m) et Vrf. Chicera (551 m). Un petit lambeau occupe le sommet situé à l'PW de Valea Osoiului, à NE du village de Groșeni.

Ces roches sont représentées par des micaschistes à muscovite, dans lesquels le granite pénètre quelquefois sous forme de filons et qui contiennent des minéraux de contact, grenat, tourmaline, etc. On y rencontre rarement des amphibolites. Comme le granite, elles sont généralement altérées et par conséquent il est difficile de les séparer sur la carte ; elles ne présentent nulle part un relief bien accusé.



b) DÉPÔTS PALÉOZOÏQUES MÉTAMORPHISÉS (? CARBONIFÈRE)

ROZLOZSNIK, d'accord avec les autres géologues qui ont étudié cette région, distingue dans les dépôts d'âge prétriasique, trois complexes différents, à savoir : un complexe sédimentaire inférieur, un complexe sédimentaire supérieur et, séparant ces deux ensembles, un troisième complexe d'origine éruptive.

La série sédimentaire prétriasique est entièrement dépourvue de fossiles. Tout ce qu'on peut affirmer quant à son âge, c'est que le complexe est recouvert en discordance par les dépôts du Permien supérieur ; celui-ci est transgressif et suivi par les calcaires et les dolomies concordants du Trias moyen et supérieur. L'ensemble de ces dépôts repose sur le Paléozoïque, épais de plusieurs centaines de mètres, fortement plissé et broyé.

Il est fort probable que les trois complexes représentent au moins le Carbonifère et le Permien entier. A cause de la cristallinité qu'il présente et des roches éruptives qui l'accompagnent, nous distinguons, dans le complexe inférieur, deux séries que nous attribuons au Carbonifère inférieur et au Carbonifère supérieur.

Série métamorphique inférieure. Sur les schistes cristallins, parfois directement sur le granite, repose une série de conglomérats menus, arkoses, grès et schistes constitués au dépens du soubassement et sans aucun doute durant l'une des phases de plissement intense des derniers temps paléozoïques. Leur couleur prédominante est rougeâtre, violette ou rouge foncé. Ils sont parfois d'un vert jaunâtre.

Toute la série se présente faiblement métamorphisée. Elle est traversée par des filons de quartz hydrothermal épais de quelques centimètres et pouvant arriver jusqu'à deux mètres. Le quartz provenant de ces filons a été employé à la fabrication du verre, dans les régions de Beliu (Départ. de Bihor) et de Gurahonț (Départ. d'Arad). Toute la série présente des analogies avec les serniffites des Carpates méridionales.

Il y a 40 ans et, suivant la nomenclature d'alors, PETRÖ attribuait, les schistes intercalés dans cette série, aux « phyllites ». Mais les conglomérats et les grès de ce complexe ne présentent pas un métamorphisme moins intense, vu que leur ciment est entièrement transformé en séricite.

LÓCZY décrit dans la région du lac de Balaton (Hongrie) une série analogue, avec des calcaires métamorphiques à la base. Il attribue à cette série un âge paléozoïque inférieur, allant jusqu'au Carbonifère inférieur y compris. Ce géologue, qui connaissait tout aussi bien les Carpates méridionales, attribue tout le complexe de la région du lac de Balaton, de même que celui des Monts Apuseni, au III-e groupe de schistes cristallins de J. BÖCKH, tel qu'il est développé dans les Carpates méridionales.



Dans la bibliographie hongroise plus récente, des schistes métamorphiques du même genre sont généralement attribués au Carbonifère. A notre avis, nous pourrions admettre, d'accord avec L. Lóczy, J. Böckh et autres, et sans trop risquer de faire erreur, que le métamorphisme des roches appartenant à cette série a eu lieu durant la phase carbonifère moyenne, celle des plissements varisques.

On rencontre des roches appartenant à ce complexe sur de larges étendues dans les régions NW et W des Monts du Codru, tant à l'E qu'à l'W de la lentille, de schistes cristallins déjà décrite. On les rencontre aussi, mais moins développées, dans la région orientale de Moncasa, de même qu'à la bordure S des Monts de Moma, dans la région des villages de Dezna, de Zimbru et d'Avram Iancu. Ces roches sont identiques à celles qui affleurent dans la région au NW des Monts du Highiş. Cependant, ROZLOZNIK, dans une étude datant de 1936, attribue les dépôts métamorphisés des Monts du Highiş et de Moma aux schistes cristallins, tandis que ceux des Monts du Codru appartiendraient au Permien supérieur.

Les calcaires font défaut dans ce complexe tel qu'il se présente dans la région que nous avons étudiée. Nous les avons cependant rencontrés dans les Monts du Highiş, au S du village d'Arăneag, aux cotes 222 (Căsoaea) et 425 (Cioaca Varniței).

Série métamorphique supérieure. Une seconde série de schistes argileux rougeâtres, qui ne renferment que très peu d'intercalations gréseuses ou conglomératiques, et moins métamorphisée, succède à la précédente. Le métamorphisme moins avancé de cette série s'est sûrement produit au cours d'une phase tardive des plissements varisques. Les filons de quartz hydrothermal y sont moins fréquents, mais ils contiennent en échange, comme intercalations interstratifiées, une grande quantité de diabases et de mélaphyres, appartenant aux roches que les géologues allemands désignaient sous le nom de «Schalstein». Il arrive parfois que dans cette série les produits éruptifs prédominent sur le sédimentaire, et tout le complexe acquiert alors une couleur vert bleuâtre allant jusqu'au noir.

En 1934, SZENTPÉTERY donne une brève description pétrographique de ces éruptions.

Ce complexe, moins développé sur le versant occidental du Codru, couvre de larges superficies dans la région centrale et orientale de ces montagnes, de même que dans la région NW des Monts de Moma.

Les éruptions diabasiques abondent sur toute la bordure orientale des Monts du Codru, sur la portion qui s'étend entre la Tărcăița et Vașcău, dans les régions situées à l'E de Moneasa et de Rănușa. On les rencontre encore sous forme de lentilles atteignant à peine quelques mètres d'épaisseur, sur les nombreuses lignes de failles, dans les calcaires du plateau situé à l'W de Vașcău (Briheni, Câmp, etc.).



Ces séries métamorphiques présentent de grandes analogies avec les deux séries qui ont fait l'objet d'une récente étude, de DAN GIUȘCĂ, dans les Monts du Bihor. Selon cet auteur, les deux ensembles sont ici du même âge et leur rapports sont purement tectoniques, à savoir, la série des sernifites serait chevauchée par la série verte, à l'encontre de ce qui se présente dans les Monts du Codru.

Il y a peut-être lieu de se demander si cette disposition particulière n'est pas un effet de la tectonique varisque.

3. LE PERMIEN

a) PERMIEN INFÉRIEUR

Les porphyres. Les éruptions basiques du Carbonifère supérieur sont suivies, dans le Permien inférieur, par des éruptions acides de porphyre quartzifère et de porphyrite. L'âge de ces roches a été déterminé par ROTH v. TREGD dans le Banat, grâce à des trouvailles de fossiles.

Le porphyre affleure dans la région occidentale des Monts du Codru sous la forme d'une bande longue de plus de 20 km, pouvant atteindre jusqu'à trois km en largeur. Il affecte une direction approximative N-S, depuis la région située à l'W du village de Dumbrăvița, jusqu'à Moneasa. Il occupe une grande surface sur la crête occidentale des Monts du Codru, formant l'un de ses deux sommets principaux (Vrf. Pleșul, 1114 m).

Outre cette bande, le porphyre quartzifère se trouve aussi à la bordure SW du granite, entre les villages d'Urvișul Beliului et de Groșeni, où il constitue trois sommets : Vrf. Sălătruc (585 m), Vrf. Jidovina (593 m) et Vrf. Chicera (536 m). Il se montre aussi sous la forme de faibles affleurements situés dans la région NW des Monts du Codru, dans le voisinage du village de Poclușa.

Dans la Culmea Dievii, le porphyre affleure sous la forme de petites lentilles, dans la région septentrionale sur les deux versants de la Valca Mare a Finișului, et d'autre part, sous la forme d'une bande longue d'environ huit km atteignant en largeur jusqu'à deux km, dans la région centrale et méridionale.

A la bordure orientale des Monts du Codru, il y a deux petits lambeaux de porphyre, l'un situé au S du village de Tărcăița, l'autre au NW de Vașcău.

Dans le massif de Moma, le porphyre affleure dans trois régions au SE de Moneasa.

Conglomérat polygène. Le complexe sédimentaire supérieur est représenté par un conglomérat de base, généralement quartzeux, qui renferme toutes les roches du soubassement, dans lequel les micaschistes et le porphyre prédominent. Les éléments constituants n'excèdent pas, dix centimètres



en diamètre. Le ciment de ce complexe est rougeâtre, à cause de la grande quantité d'oxyde de fer qu'il renferme. On observe aussi des bancs constitués par un matériel détritique grossier, alternant avec des bancs de conglomérats fins, des grès quartzeux très fins, et même des horizons schisteux affectant toujours une nuance sombre.

b) PERMIEN SUPÉRIEUR

Ce conglomérat se continue vers le haut en passant à une série quartzitique qui présente le plus souvent la stratification torrentielle. Leur quartz est généralement d'un blanc laiteux, lorsqu'il provient des filons de quartz hydrothermal, dont il a été question ; il est rarement bleu ou d'un aspect vitreux, lorsqu'il provient des éruptions acides de la région. Le ciment est ferrugineux, généralement rouge foncé, parfois d'une couleur ocre ; c'est lui qui imprime la couleur au complexe entier.

Nous y avons remarqué aussi, bien que rarement, des croûtes noires d'oxyde de manganèse, jusqu'à un centimètre d'épaisseur.

A cause des nombreuses pressions auxquelles cette roche a été exposée après sa complète cimentation, elle se présente toujours écrasée et se divise aisément en prismes parallélépipédiques, ce qui diminue considérablement sa valeur économique. En raison de sa résistance remarquable, cette roche pourrait être employée, dans une plus grande mesure, à la confection des meules de moulin ou dans les travaux d'art. Mais elle est surtout employée comme gravier à la construction des routes et dans les travaux de terrassement des voies ferrées. La population locale désigne cette roche sous le nom de « bichişău ».

Il est intéressant de remarquer les traces de vagues que présente — rarement d'ailleurs — le quartzite vers sa partie supérieure. Les plus belles traces de vagues apparaissent dans le lit de la Valea Preuteasa, au S de Călugări.

Il est difficile de préciser quelle est l'épaisseur des deux horizons, tant en raison de la tectonique de surplissement que du fait des nombreuses failles qui les traversent. Dans tous les cas elle dépasse 300 mètres.

SCHAFARZIK a étudié au microscope plusieurs variétés de ces grès provenant des Monts de Bakony (Hongrie). Il y a constamment rencontré du quartz anguleux, provenant vraisemblablement de l'altération du granite et du porphyre quartzifère. Le mica et les autres minéraux sont très rares, parfois font-ils défaut. Ce n'est que vers sa partie supérieure, où le grès devient schisteux, que le mica blanc abonde.

Une seule fois SCHAFARZIK a rencontré un peu de feldspath altéré (beaucoup d'orthose et peu d'oligoclase). Ce fait justifie la manière de voir de l'auteur, selon lequel cette variété de roches est une arkose.

On rencontre fréquemment de ces arkoses dans les Monts du Codru, notamment dans la Valea Mare a Finişului, dans la Valea Urseştilor, etc. Dans ces endroits, elles se sont vraisemblablement formées aux dépens du porphyre quartzifère que l'on rencontre dans le proche voisinage de cette zone.

Le Permien supérieur affleure sur de larges surfaces, dans la région NW des Monts du Codru, entre les villages de Pocluşa et de Dumbrăviţa. De là, il se dirige vers le S sous la forme d'une bande large de un à deux km et longue de plus de 20 km, jusqu'à proximité de Moneasa. Il accompagne, à l'E, une bande analogue de porphyre quartzifère, qui constitue en majeure partie la crête occidentale des Monts du Codru, avec son sommet principal, Arsura, haut de 1114 mètres.

Dans la Culmea Dievii, il couvre une superficie plus homogène, formant, là aussi, les plus hauts sommets (Dealul Braşului 977 m, Bălătrucul 867 m, etc).

Dans la crête des Monts de Moma, le Permien supérieur débute au N, dans la région située à l'W de Briheni (S de Poiana Ponoarc), sous la forme d'une bande étroite, qui traverse la région du village de Răşchirata; cette bande s'avance en s'élargissant vers le SSE et atteint, dans la région au S de Călugări, une largeur de quatre kilomètres.

En dehors de ces régions assez vastes, il convient de mentionner la présence de lentilles d'un moindre développement, qui affleurent sous l'église de Călugări, de même qu'en face du village de Zimbru, sur la rive gauche du cours d'eau portant le même nom.

En échange, le Permien supérieur ne se trouve pas, comme le supposait PAPP en 1905, à la cote 723 (D. Corbului), au N du village de Răşchirata.

Le problème concernant l'âge de ce groupe de roches a fait l'objet de nombreuses discussions. Nous passons outre l'avis exprimé hâtivement par PETERS en 1861, selon lequel ce groupe appartiendrait au Lias à facies de Gresten. Basé sur des recherches entreprises dans les Monts du Highiş et du Codru, L. LÓCZY affirmait en 1886, que ce groupe ne peut appartenir à une formation plus récente que le Trias inférieur. Il s'agit là, selon PETHÖ des Grès de Gröden, qu'il attribue, comme dans les Alpes, d'abord (1889) au Permien inférieur, puis au Permien supérieur, tel qu'il est figuré sur la carte dressée par PETHÖ et BÖCKH en 1905.

Du point de vue stratigraphique aussi bien que pétrographique les dépôts permien des Monts du Codru et de Moma offrent une grande ressemblance avec les conglomérats et les grès de la base des dolomies triasiques moyennes des Carpates orientales; ces formations ont été attribuées, par I. ATANASIU, en 1929, au Trias inférieur.

Après PETHÖ, tous les géologues qui ont étudié cette région, et dont la plupart connaissaient bien les facies sédimentaires des Alpes orientales, ont été d'accord pour attribuer les grès et les conglomérats quartzitiques au Permien supérieur. Cette hypothèse a été confirmée par la présence d'un reste



de *Calamites* sp. trouvé dans la région du lac de Balaton, dans le Grès de Gröden (LÓCZY, 1916). Même en admettant que l'on puisse attribuer l'horizon supérieur au Trias inférieur, l'horizon inférieur formé par des conglomérats polygènes, doit être attribué toujours au Permien supérieur.

Un grand nombre de géologues réputés de l'Europe centrale (K. HOFFMANN, SUESS, FRECH, DIENER, J. BÖCKH, etc.) ont pris part à la discussion sur l'âge du grès de Gröden; la majorité s'est prononcée en faveur de l'hypothèse d'un âge permien supérieur.

En conclusion, pour ce qui concerne les formations prétriasiques qui constituent le soubassement des calcaires et des dolomies de notre région, nous devons constater que toute la série présente de nombreuses similitudes avec les dépôts paléozoïques que l'on rencontre dans les Monts de Bakony et dans les Alpes méridionales (Bolzano, etc.). Les dépôts de ces dernières régions ont été étudiés récemment par J. J. DOZY et TIMMERMANS.

4. LE MÉSOZOÏQUE

Nous avons déjà présenté en grandes lignes la stratigraphie des dépôts de la zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru, basés sur nos propres recherches aussi bien que sur la bibliographie parue jusqu'en 1939. Il est cependant utile de revenir sur ce sujet, afin de pouvoir compléter les données stratigraphiques avec celles obtenues dans les autres unités mésozoïques des Monts du Codru et de Moma, et afin d'élucider certaines questions qui semblent encore discutables.

a) TRIAS INFÉRIEUR

Le grès rouge permien devient, vers le haut, de plus en plus fin et mieux stratifié; il passe ainsi à un grès schisteux micacé, qui s'altère assez facilement en se divisant en feuillets. Ce grès pourrait être comparé aux Couches de Seis, qui contiennent fréquemment, dans les régions alpines, des fossiles caractéristiques du Trias inférieur. Du fait qu'il repose en continuité sur le grès de Gröden, et que dans notre région les fossiles font complètement défaut, la limite entre ces formations ne peut être qu'arbitraire.

Sur ces grès schisteux, reposent des schistes violets ou verdâtres, à éclat sériciteux dû à un faible métamorphisme, puis des dolomies schisteuses d'un blanc jaunâtre, qui pourraient représenter les couches de Campil. Ces schistes représentent la transition aux dolomies, en bancs épais ou massives, du Virgorien. KUTASSY cite dans les dolomies schisteuses, les formes suivantes: *Myophoria costata* ZENK., M. aff. *goldfussi* ALBERTI, et *Myophoria* sp., découverts par ROZLOZNIK dans les Monts de Moma (Valea Preutesei, au S de Călugări).

PAPP mentionne, en 1905, la présence des traces de fossiles dans le bassin supérieur de Valea Lungă, au NE de Moneasa.

Les deux horizons des Couches de Werfen offrent partout, dans la région étudiée, une épaisseur assez réduite : 20 mètres au maximum.

Le Trias inférieur affleure, dans la région du village de Borz, sur les deux rives du Crișul Negru, dans le Mésozoïque de Tărcăița, dans la région du village de Rășchirata, aussi bien que dans la région méridionale de Călugări. Dans les autres régions, comme sur le versant E de Culmea Pleșului, à l'W de Călugări, etc. ils disparaissent le long d'une faille qui met directement en contact les grès du Permien supérieur avec les dolomies du Virglorien.

A cause de leur faible résistance à l'érosion ces dépôts se traduisent dans la morphologie soit par la présence des vallées qui suivent la direction des couches, soit par la présence de cols quand ils passent sur les crêtes.

b) VIRGLORIEN

Cet étage est formé par des dolomies couleur de cendre, très rarement noires, parfois brique, ou rouges, à cause de l'imprégnation par des oxydes de fer (Grajduri, etc.). La dolomie virglorienne contient environ 20% de MgO. Sa couleur sombre est due au silicate d'aluminium qui peut atteindre jusqu'à 3%. Généralement la teneur en silicate indique environ 1%. La teneur maxima en oxyde de fer oscille toujours autour de 1%.

Le Virglorien, épais d'environ 60 m, présente à la base des traces de stratification. Il est généralement massif et fortement bréchifié vers sa partie moyenne et reprend plus haut son aspect stratifié. PAPP, dans son étude publiée en 1905, considère une partie des roches de la région de Grajduri comme appartenant au Trias inférieur.

Les restes de fossiles sont extrêmement rares dans ce complexe. Cependant ROZLOZNIK en 1912, et KUTASSY en 1928, y ont signalé des empreintes de *Myophoria elegans* DUNK., *Pecten* aff. *discites* SCHLOTH. et *Macrodon* sp. découvertes dans la Pietra Pietranilor (à la cote 296 de Pietrani) et aussi à Borz.

A cause de sa structure bréchoïde, la dolomie virglorienne s'altère constamment sur place, d'une manière tout à fait caractéristique : elle fournit un matériel détritique fin, qui n'attire pas l'attention. Les dolomies virgloriennes peuvent être considérées comme un produit extrêmement rare dans le gravier fluviatile. Dans certains cas, les régions occupées par le Virglorien sont couvertes de blocs et de graviers provenant d'autres étages, en particulier du Permien supérieur, et c'est celui-ci qui a été parfois marqué sur les cartes à la place de la dolomie. Ainsi, la séparation, sur la carte de PERHÖ-BÖCKH, par une ligne paraissant marquer un chevauchement, sur le versant E de Culmea Pleșului depuis le cours supérieur de Valea Urmanului jusque



près de Moncasa, ligne séparant les quartzites du Permien supérieur de la dolomie virglorienne, est due à une de ces erreurs (fig. 1).

Nous avons en réalité affaire, ici, à une simple faille presque verticale, le long de laquelle le Trias moyen et supérieur se sont affaissés. Sur les crêtes secondaires qui se détachent de Culmea Pleşului vers l'E, les graviers accusant une descente très accentuée dans cette direction, la vraie limite du Permien supérieur — Virglorien ne peut être rencontrée que dans les vallées. Sur la carte mentionnée, cette séparation à apparence de chevauchement résulte du fait que la ligne de délimitation atteinte par les graviers est mise, contre la réalité, en connexion avec les affleurements de dolomies situés plus en amont des cours d'eau, c'est-à-dire plus à l'Ouest.

Le Virglorien couvre de larges étendues dans les deux zones mésozoïques du Codru, de même que dans la région S et W du

plateau de Vaşcău. Il se montre sous la forme de bandes qui accompagnent les quartzites permien. Les roches de cet étage ne présentent aucune différence d'une unité tectonique à l'autre.

Il nous faut remarquer, que tous les gisements de fer et de manganèse des massifs du Codru et de Moma se trouvent dans cet étage du Trias moyen. Nous croyons que ce fait est dû au voisinage immédiat des conglomérats et des grès permo-triasiques inférieurs; c'est aux dépens du ciment ferrugineux de ces roches, que les solutions minéralisantes se sont vraisemblablement constituées.

c) LADINIEN

Le Ladinien de la région consiste en trois horizons de roches faciles à reconnaître (fig 2). Les restes fossiles, plus abondants dans cet étage, permettent une détermination exacte de l'âge de ce complexe.

La base du Ladinien est constituée par des calcaires compacts, à cassure conchoïdale, noirs en cassure fraîche à cause de la présence de traces de bitume facile à reconnaître au choc et gris sur les surfaces altérées. Ces calcaires, dont l'épaisseur moyenne est d'environ 30 mètres, se divisent en plaques épaisses de cinq jusqu'à 30 cm, et même davantage, dont les surfaces sont

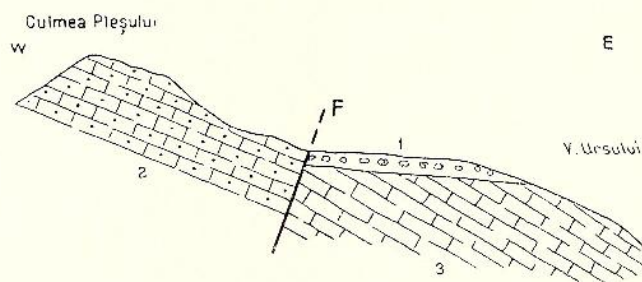


Fig. 1. — Coupe schématique à travers une des crêtes secondaires qui descend de Culmea Pleşului vers l'E.

1, cailloutis torrentiels; 2, grès permo-triasiques inférieurs; 3, dolomies virgloriennes.



couvertes d'oxydes de fer jaunes ou rouges. En fait de fossiles, on n'y observe que de rares traces d'Echinodermes, que ROZLOZNIK désigne sous la dénomination d'*Isocrinus* sp. Nous avons découvert à Borz, dans le cours supérieur de Valea Morilor, un fragment d'*Arpadites* sp.

En 1912 PÁLFY-ROZLOZNIK et SZONTAGH assimilaient ces calcaires aux calcaires de Gutenstein, avec lesquels ils offrent quelque analogie de facies, bien que la position stratigraphique et la zone de sédimentation en soient tout autres. Effectivement, les calcaires de Gutenstein représentent le Virglorien de facies nord alpin, tandis que le Trias du Codru et de Moma a été déposé dans une zone de sédimentation centrale du géosynclinal alpin. D'après la faune que les calcaires noirs des Monts du Codru ont offert dans leur partie

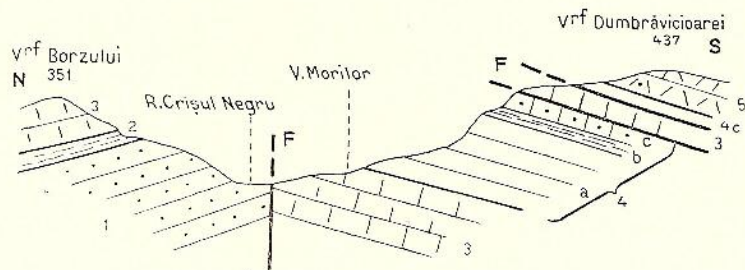


Fig. 2. — Coupe du Permo-Trias de Borz.

1, Permien supérieur; 2, Trias inférieur; 3, dolomies virgloriennes; 4, Ladinien; 5, dolomies carniennes.

supérieure, nous devons les considérer comme appartenant aux couches de Wengen; KUTASSY en 1928 exprimait le même avis.

De l'altération et de l'érosion de ces calcaires, il résulte un gravier à éléments en forme de lentilles, que l'on rencontre aussi bien dans les dépôts néogènes, que dans les alluvions plus modernes.

A ces calcaires, succède un horizon épais de quelques mètres, pouvant atteindre 25 mètres, constitué par des schistes argileux un peu marneux, généralement noirs, parfois verts, violets ou rougeâtres, qui renferment rarement (dans Valea Ciresului d'Uileac, etc.) de minces intercalations de calcaires noirs, semblables à ceux de l'horizon précédent. Dans le massif de Moma ces schistes présentent un développement de moindre importance.

ROZLOZNIK, KITTL et KUTASSY ont déterminé dans les diverses régions des Monts du Codru, les espèces suivantes :

- Daonella taramellii* Mojs.,
- » *cfr. tyrolensis* Mojs.,
- » *lommeli* WISM.,
- » *pichleri* Mojs.,
- » *cfr. hungarica* Mojs.,



Posidonomya idriana MOJS.,
Nanites lóczyi KUT.,
Badiotites eryx MÜNST., etc.

Ces fossiles confirment l'âge ladinien de facies sud-alpin des dépôts étudiés. Il sied cependant de remarquer que KITTL, dans sa monographie de 1912, ne confirme pas l'existence de l'espèce *Daonella lommeli*; ceci est très important, puisque cette forme confirmerait la présence du facies sud-alpin envisagé pour les dépôts en question. Mais, comme nous n'avons pas pu retrouver ce fossile, nous croyons pouvoir admettre que la zone de sédimentation de la région se trouvait, dans le Trias moyen, un peu au N du bord méridional du géosynclinal.

Comme état de conservation, il est à remarquer que les fossiles se montrent dans la plupart des cas, sous forme d'empreintes couvertes de limonite, ou pyritisées, ce qui signifie que les schistes se sont déposés sur un fond mort: les eaux qui le couvraient contenaient de l'hydrogène sulfuré.

Les schistes ladiniens ont été marqués sur la carte de BÖCKH (1905), en cinq endroits seulement, et qui s'alignent suivant une direction E-W, dans le thalweg des vallées principales qui aboutissent sur la rive gauche du Crişul Negru; ces points ont été d'ailleurs considérés comme appartenant au Tithonique. Ils affleurent en réalité sur de larges surfaces, sous forme de bandes orientées de l'E à l'W, ensemble avec les deux autres horizons du Ladinien; ils sont tout aussi bien développés sur les crêtes et dans toute la région étudiée. A cause du fait qu'ils sont moins résistants que les calcaires qui en constituent la base et ceux de leur toit, ces schistes se présentent souvent le long ou en travers des collines sous la forme d'un seuil. Dans les régions broyées par une poussée trop intense (au N de Dumbrăviţa, au S de Briheni, etc), les schistes ladiniens, écrasés, affectent une forme en aiguilles très caractéristique.

L'horizon supérieur du Ladinien du Codru est constitué par des calcaires dépourvus de fossiles, recristallisés, d'un aspect granuleux à cassure anguleuse, d'un gris foncé ou noirs, massifs ou faiblement stratifiés, épais d'environ 30 m. Ils renferment de nombreuses concrétions siliceuses, grandes et petites, disposées généralement sous forme d'horizons. Parfois le silex forme de vraies intercalations, épaisses de deux à cinq cm; d'autrefois les concrétions dépassent dix centimètres de diamètre.

A l'exception du Werfénien et du Rhétien, le Ladinien est le plus facile à reconnaître de tous les étages du Trias; il peut servir comme étage d'orientation dans la grande masse des calcaires et des dolomies, qui caractérisent le Trias des Monts du Codru et de Moma.

Le Ladinien ainsi décrit affleure sur de larges surfaces, dans la zone principale du Mésozoïque dans le Codru. Il débute au N, dans la région des villages de Fiziş et de Borz, et se prolonge vers le S jusque dans la région du



village de Dezna. Il affleure dans le Mésozoïque de Târcăița, sur des étendues moins vastes, sur les deux flancs du synclinal, de même que dans la région centrale, c'est-à-dire dans la Valea Cârțala (à l'E de la cote 812, Vrf. Clăptescu).

A la lisière septentrionale du plateau de Vașcău, ce Ladinien se montre à la base du synclinal situé au S du village de Briheni (Vrf. Lăzuțului, 584 m, Vrf. Jindău, 626 m, Vrf. Pietricica, 787 m et Vrf. Pietrii 735 m situé à l'W du village de Moți, etc.), de même que dans la région des villages de Călugări et de Cristior.

Dans la région située à l'W du plateau de Vașcău le Ladinien apparaît sous la forme d'une bande qui borde, vers l'E, la dolomie virglorienne. A cet endroit il présente généralement une couleur un peu plus foncée, tout en conservant les autres caractéristiques.

d) CARNIEN

Cet étage est représenté dans les Monts du Codru par des dolomies et calcaires dolomitiques blancs, rarement gris et très rarement rougeâtres. Ces dolomies sont massives, toujours entièrement recristallisées, d'un aspect saccharoïde. Selon l'avis déjà exprimé par tous les géologues et nos propres constatations, ces dolomies sont dépourvues de toute trace de fossiles. Elles sont épaisses de quelques centaines de mètres.

A cause de leur aspect et malgré l'absence des fossiles, PÁLFY, ROZLOZNIK et SZONTAGH les ont considérées comme des dolomies carniennes ; ces géologues parlent plus précisément d'un horizon supérieur de dolomies. Leur manière de s'altérer, identique à celle des dolomies virgloriennes, — s'effritant sur place sans donner naissance à des graviers — confirme cette opinion. Donc, au cours des travaux sur le terrain, il importe de tenir compte de la manière de s'altérer de ces dolomies, afin d'éviter une erreur de séparation sur la carte, en désignant à leur place d'autres étages et tout particulièrement dans le cas présent, le Norien.

L'analyse chimique de cette dolomie indique généralement un pourcentage plus élevé en MgO, et par contre un pourcentage plus faible en silicate d'aluminium par rapport à la composition de la dolomie virglorienne. La couleur beaucoup plus claire de la dolomie carnienne par comparaison à la dolomie virglorienne, est justement due à ce pourcentage réduit de silicates.

Le Carnien à facies de Codru occupe de larges surfaces dans toute la région étudiée. On le rencontre plus particulièrement sous la forme d'une bande à direction E-W, sur la rive gauche du Crișul Negru, puis également sous la forme de bande qui accompagne du N au S les autres dépôts du Trias ; cette bande est amplement développée dans la région du village de Dumbrăvița et au confluent de Valea Câmpiei et de Valea Bălăteasa (Huta Finișului).



Dans la région méridionale de Moneasa, le Carnien se montre sous la forme de deux petits lambeaux ; dans le plateau de Vaşcău, le Carnien affleuré, sous ce facies, dans les régions de Secătura et de Barişca (au N de Răşchirata).

e) NORIEN

Le Norien du massif du Codru est constitué par des calcaires récifaux compacts, massifs, peu stratifiés, généralement d'un blanc laiteux, rarement gris, bleus, rougeâtres ou rouges, pareils au calcaires de Hallstatt, avec lesquels ils présentent quelque analogie. On y remarque, dans les régions de Huta Finişului, Gurguiata, Valea Haigaşului, etc., des intercalations de marno-calcaires d'un rouge vif.

Ces roches sont très riches en Echinodermes, Coraux, Lamellibranches, Gastéropodes, etc. Du fait qu'entre ces fossiles le ciment est extrêmement dur, leur séparation se fait avec difficulté. Dans le cours supérieur de Valea Mare a Finişului, plus précisément à la source située au SSW du sommet Vrf. Faţa (653 m), KUTASSY a déterminé, en 1928, la faune norienne suivante, qui renferme des espèces nouvelles, dont la plupart n'ont pas été décrites :

- Neritaria plicatilis* KLIPST.
Trachynerita quadrata STOPP. cfr. var. *elongata* KUT.
Worthenia cfr. *sigaroides* KITTL.
Pleuromya rugosa AHLB.
 » cfr. *sandbergeri* PIHL.
 » aff. *fedaiana* SAL.
 » cfr. *carnica* GORT.
Homomya (Arcomya) minima KUT.
Anodontophora recta GÜMB.
 » aff. *canalensis* CAT.
Nucula cfr. *subobliqua* d'ORB.
Macrodon aff. *juttensis* BITTN.
Unicardium cfr. *rectangulare* AHLBG.
Lithodomus (?) hungaricus KUT.
Scaldia triadica KUT.
Leda (Palaeoneilo) transsylvanica KUT.
Astarte cfr. *triadica*
Mysidia bittneri KUT.
Myophoriopsis raricostatus KUT.
Schaffhäutlia costata KUT.
 » *triadica* KUT.
Cardita gümbeli PICHLER
Myoconcha recta BROILI var. *norica* KUT.
Lima raricostata KUT.



- Megalodon rimosus* MÜNST.
 » *columbella* HÖRN.
 » cfr. *damesi* HÖRN.
Lycodus rozlozsniki KUT.
 » *hugoi* KUT.
 » *pethői* KUT.
 » *pálfyi* KUT.
 » *szontaghi* KUT.

La majorité de ces espèces appartient, selon KUTASSY, aux Couches de St. Cassian et de Marmolata. KUTASSY insiste sur le fait que cette faune renferme, outre ces nombreuses formes naines, cinq espèces gigantesques de *Lycodus*, ce qui indique le voisinage de la limite inférieure du Rhétien.

La même année, KUTASSY déterminait dans la région de Târcăița, au dessous de Vrf. Clăptescu (812 m), les espèces suivantes : *Halorella pedata* BRONN. *H. ancilla* SUSS et *Aulacothyris zugmayri* BITEN.

Les calcaires du Vrf. Caprei (cote 846, à SW de Briheni) nous ont offert : *Halobia* cfr. *plicosa* MOJS ; KUTASSY de son côté cite dans la Valea Cusișului (au S de Târcăița) des espèces telles que :

- Spirigera hoffmanni* BITEN.
Rhynchonella arpadica BITEN.
Halobia eximia MOJS.
 » *distincta* MOJS.
 » cfr. *paraceltica* KITTL

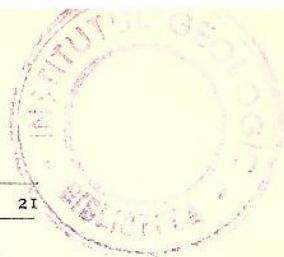
Tous les étages du Trias du Codru, depuis le Virglorien jusqu'au Norien, y compris une partie du Rhétien et le Lias, sont représentés par des calcaires et des dolomies, qui offrent, à première vue, une grande analogie ; aussi ont-ils été considérés par H. BÖCKH, en 1905, comme étant du même âge et représentant le Malm et le Tithonique.

Dans son étude publiée en 1906, sur les régions voisines de Moneasa, PAPP se range à la même opinion.

f) FACIES DE HALLSTATT

Dans le plateau du Vașcău, depuis le Virglorien supérieur (selon KUTASSY), plus sûrement depuis le Ladinien, outre le facies décrit plus haut et que PÁLFY et autres ont désigné sous le nom de « facies de Codru », le Trias se présente encore sous le facies des calcaires de Hallstatt. Ces calcaires sont généralement massifs, d'une teinte grise, parfois bleu, rose ou rouge ; rarement présentent-ils une stratification en bancs de 20 à 50 centimètres. Leur aspect rappelle beaucoup celui des calcaires noriens du facies de Codru.





PETHÖ citait en 1892, la présence dans le Virglorien supérieur de *Gyroporella annulata* SCHAFFH. En 1928, KUTASSY citait de Vrf. Pietrei (à la cote 737 à l'W du village Moți-Câmp) : *Diplopora annulatissima* PIA et *Physoporella* aff. *pauciforata* GÜMBEL.

Ptychites lóczyi BÖCKH, considéré auparavant comme appartenant au Norien, est en réalité, selon KUTASSY, une espèce du Virglorien supérieur (zone de *Ceratites trinodosus*). KUTASSY déterminait en outre, en 1928, dans la région du village de Câmp les espèces virgloriennes suivantes :

- Ptychites* aff. *domatus* MOJS.
- » cfr. *flexuosus* MOJS.
- Megaphyllites* aff. *oenipotanus* MOJS.
- Ceratites luvera* DIEN.
- Germanonautilus* sp.
- Nautilus* sp.

En 1928, il avait précisé l'existence du Ladinien, par les fossiles suivants : *Ceratites lipoldti* MOJS., *Arcestes (Proarcestes)* cfr. *böckhi* MOJS. et *Ptychites* aff. *domatus* MOJS.

D'autre part les régions de Cărpinet et de Călugări lui fournissaient : *Posidonia wengensis* WISSM., *Posidonia obliqua* HAUER et *Damasiella torulosa* TORNO.

A l'encontre du Ladinien du Codru, qui ne se développe que sous le facies des calcaires noirs et des schistes à *Daonella*, le Ladinien du plateau de Vașcău présente un développement analogue à celui de la Dobrogea septentrionale. On y trouve, en effet, aussi bien le facies des calcaires rouges de Hallstatt comme (à Hagighiol), que le facies des calcaires noirs, avec ou sans concrétions de silex, et des schistes à *Daonella* (comme par ex. à Samova).

Le facies de Hallstatt est encore mieux développé dans le Trias supérieur, à l'W de Vașcău. Mais, du fait qu'il n'y est représenté que par des calcaires marmoréens compacts, et que les fossiles ne s'y trouvent que dans des horizons déterminés, sous forme de nids, la séparation des divers étages est moins facile que dans les Monts du Codru. Les fossiles, pourtant assez nombreux, sont pour la plupart difficiles à déterminer, leur séparation de la roche étant très malaisée. Cependant, avant la première guerre mondiale, dans une période d'intenses exploitations de carrières, on a découvert une faune très riche d'âge triasique supérieur.

Ainsi, en 1906, PAPP cite les formes suivantes d'âge triasique supérieur, recueillies par PETHÖ et par MIHUȚIA à Izvorul Boiu (Vașcău) et à Câmp, dans la région appelée Leurdeasa.

- Celyphia submarginata* MÜNST,
- Pinacophyllum gracile* MÜNST,



Enoplocoelia armata KLIPST.
Steinmannia semseyi VINASSA
Evinospongia cerea STOPPANI
Cryptocoelia zitteli STEINMANN
Leiospongia millepunctata MÜNST.
Thecosmilium granulatum KLIPST.
 » *subdichotomum* MÜNST.
 » *sublaevis* MÜNST.
 » *badiotica* VOLTZ
Omphalophyllia radicum KLIPST.
 » *recondita* LAUBE
 » *boletiformis* MÜNST.
Margarophyllia crenata MÜNST.
Montlivaultia obliqua MÜNST.
Stylophyllopsis pontebanae VOLZ
Isastraea plana LAUBE
Stromatopora dubia PAPP
Monotrypa pethői PAPP, etc.

En 1938, KUTASSY détermine une riche faune carnienne inférieure dans la région de la cote 550, sur le chemin qui mène de Câmp à Moți :

Lima subpunctata D'ORB.
Cercomya longirostris STOPP.
Mysidioptera elongata BROILI
Heterocosmia cfr. *grandis* KOK.
Ctenodonta elliptica var. *praecursor* FRECH
Halobia styriaca MOJS.
 » *austriaca* MOJS.
Styryonutilus sauperi HAUER
Syringonutilus bullatus MOJS.
Pinacoceras rex MOJS.
 » *haueri* GEMM.
Monophyllites agenor MÜNSTER
Megaphyllites jarbas MOJS.
Cladiscites crassestriatus MOJS.
Juvavites böckhi KUT.
Ioannites cfr. *cymbiformis* WULF.
Arcestes sp. etc.

Cette même région nous a fourni *Lycodus* sp.

D'autres localités voisines, comme par exemple Porceasa (au S de Moți), Vașcău (source Boiu), et Câmp (dans le voisinage du chemin qui mène à



Moncasa) se caractérisent par un Carnien supérieur très fossilifère, d'où KUTASSY a déterminé les fossiles suivants :

Joannites joannis austriacae KLIPST.

» cfr. *cymbiformis* WULF.

» aff. *klipsteini* MOJS.

Monophyllites sp.

Daonella cassiana MOJS.

Halobia stiriaca MOJS.

» aff. *austriaca* MOJS.

Trachyceras okeani MOJS.

Trympanostylus flexuosus MÜNST.

Hologyra lorenzoi KUT.

Stuorella turriculata KUT.

Mais le Carnien supérieur de Vaşcău et de Coleşti est encore plus riche en fossiles ; KUTASSY y a de même déterminé les formes suivantes :

Paratropites saturnus DITTM. var. *crassa* MOJS.

Megaphyllites humilis MOJS.

» *dieneri* KUT.

Arcestes bicornis MOJS.

» *nannodes* MOJS.

Placites placodes MOJS.

» *umbonatus* KUT.

» *superbus* KUT.

» *hungaricus* KUT.

Paraplacites nopcsai KUT.

Nucula rotunda BITTN.

Cardita beneckeï BITTN.

» *tansylvanica* KUT.

Macrodon imbricatus BITTN.

Schaffhäutlia mellingi HAUER

Worthenia humilis BÖHM

» *venusta* MÜNST var. *duplicata* KUT.

» *ornata* KUT.

Emarginula münsteri PICTET

» *chlatrata* KUT.

Temnotropis ornata KUT.

Neritopsis armata var. *plicatula* MÜNST.

» *inversa* KUT.

Coelocentrus depressus KUT.

Euomphalus planus KUT.



- Straparollus ultimus* KITTL.
Pseudotubina uniserialis KOK.
Galenus contortus KOK, var. *depressus* KUT.
Purpurina cerithiformis KITTL.
 » *pleurotomaria* MÜNST.
Angularia subpleurotomaria MÜNST.
Eucicloscala kitthi KUT.
 » *triadica* KUT.
Stuorella rozlozsniki KUT.
 » *pappi* KUT.
Loxonema (Zugopleura) arctecostata MÜNST.
 » *arctecostata* MÜNST, var. *applanata* KITTL.
Coelostylina conica MÜNST.
 » (*Pseudochrysalis*) *stotteri* KLIPST.
Promathildia arthaberi KUT.
Trochus glandulus KLIPST.
Dicosmos maculosus KLIPST.
Fossariopsis pálfyi KUT.
 » *spinus* KUT, etc.

Selon KUTASSY cette faune appartient aux Couches de St. Cassian, ou bien est-elle en étroits rapports avec la faune que renferment ces couches ; à l'exception toutefois des Ammonites qui sont typiques au facies de Hallstatt. Cette faune trahit la présence de la zone à *Tropites subbulatus* ; elle peut s'élever tout au plus jusqu'au Norien supérieur. Ce même auteur considère que le Norien et le Rhétien à facies de Hallstatt ne seraient représentés, dans le plateau de Vașcău, que d'une manière tout à fait sporadique, parmi les calcaires de la région à l'W de la ville, qui renfermeraient de nouvelles espèces de *Lycodus*.

g) RHÉTIEN

Du point de vue du facies, le Rhétien est l'étage le plus varié de la région étudiée, de même que de la région située dans le voisinage des Monts du Bihor. On pourrait même affirmer que, par comparaison au reste du Mésozoïque de la moitié occidentale des Monts Apuseni, cet étage présente la plus grande variété de roches.

Guidé par la trouvaille d'un échantillon de *Bactryllium giganteum* HEER dans la région située au N de Poiana Tinoasa, près de Moneasa, dans des calcaires rouges, PAPP a le premier soupçonné l'existence de cet étage. Il est possible cependant que ce fossile ait été mal déterminé et qu'il appartienne à une autre subdivision ; en tout cas les recherches plus récentes ne l'ont point confirmé et d'ailleurs dans cette contrée il n'y a que le Trias moyen qui affleure.



Si, jusqu'au Rhétien, tous les étages du Paléozoïque et du Mésozoïque se présentent, dans le Codru comme dans la Moma, sous un facies identique, à partir de cet étage les conditions de sédimentation dans les deux massifs sont tout autres. Tandis que dans le Mésozoïque de la Târcăița et du plateau de Vașcău, de même que dans celui des écaillés à facies de Codru du Bihor, le Rhétien se présente sous forme de calcaires récifaux massifs, noirs en cassure fraîche, gris clair sur les surfaces altérées, et que les dépôts détritiques de schistes feuilletés ne présentent relativement que peu d'importance, dans le Rhétien de la zone principale du Mésozoïque du Codru ce sont les dépôts détritiques qui prédominent.

Dans le Mésozoïque de la zone principale du Codru, le Rhétien débute par des grès rougeâtres ou jaunâtres, faiblement cimentés, parfois finement conglomératiques. Sur ces grès reposent des schistes rougeâtres, verts, noirs ou jaunâtres. Les grès et les schistes présentent une ressemblance parfaite avec certaines roches d'âge paléozoïque constamment associées à des diabases, aussi bien qu'avec le quartzite du Permien supérieur et les schistes du Trias inférieur. Ceci a souvent donné lieu à des confusions. En effet, PETHÖ d'abord, et H. BÖCKH ensuite, ont, par erreur, indiqué sur leur carte une bande du Permien supérieur, large de quelques centaines de mètres à peine, orientée de l'E à l'W, dans la région immédiatement au S du Crișul Negru.

Un second lambeau de ces grès et de schistes rhétiens, considéré par ces géologues également comme du Permien supérieur, se trouve au S du confluent de la Valea Brusturii avec la Valea Bălătesei, qui forment le cours supérieur de la Valea Mare a Finișului. Mais, là aussi, les deux lambeaux représentent en réalité la base du Rhétien. Ces roches sont dépourvues de toute trace de fossiles.

Les grès et les schistes rhétiens se distinguent des grès et des schistes paléozoïques et werféniens, avec lesquelles ils se confondent facilement, par leur ciment plus tendre. Ces grès et ces schistes s'altèrent facilement sans donner du gravier.

L'éventuelle hypothèse que les grès et les schistes rhétiens seraient en réalité des formations plus anciennes, ne peut être prise en considération. Cela, du fait, entre autres, que tout le complexe détritique rhétien de la zone principale du Mésozoïque du Codru, qui s'étend sur plus de 20 km, entre Șuncuș et Moneasa, succède en parfaite concordance au Norien. Il est d'autre part recouvert par les calcaires rhétiens, qui passent à leur tour par transitions insensibles aux calcaires liasiques. Même si ce fait et les différences signalées dans le degré de cimentation étaient ignorés, nous ne pouvons admettre — ce qui est une autre hypothèse — que les grès et les schistes rhétiens appartiennent à un âge plus ancien et qu'ils se seraient introduits entre le Norien et le Lias par voie tectonique; cette idée devient assez suspecte par le fait que le phénomène se présente sur une zone de plus de 20 km, et en l'absence



absolue de toute autre formation — si réduite fut-elle — d'âge paléozoïque et mésozoïque.

Une si parfaite identité de faciès ne peut être attribuée qu'au fait que les dépôts détritiques du Rhétien se sont formés aux dépens des dépôts d'âge carbonifère et permien, qui affleuraient pendant le Rhétien inférieur sous la forme d'une cordillère, sur l'emplacement actuel de la Culmea Pleşului. Ces mouvements ont également déterminé les modifications de faunes survenues à cette époque dans le massif du Codru. Il y a donc lieu d'admettre que la mer dans laquelle s'était déposé le Rhétien de quelques régions alpines et carpatiques était en quelque sorte isolée et présentait une évolution indépendante par rapport au reste du géosynclinal alpin. Cette séparation rappelle la séparation survenue bien plus tard entre la mer sarmatienne et la Méditerranée néogène pendant le Miocène supérieur.

L'horizon supérieur du Rhétien consiste, dans la zone principale du Mésozoïque du Codru, en calcaires gris sombre ou noirs, à l'aspect granuleux et en calcaires récifaux également noirs, constitués presque exclusivement par des Coraux, parmi ceux-ci l'espèce *Thecosmilia clathrata* EMMR. caractéristique pour les calcaires de Dachstein, est prédominante. En dehors de récifs, le Rhétien supérieur est représenté par des calcaires stratifiés, très riches en Brachiopodes et en Mollusques, alternant avec des horizons, épais de quelques centimètres jusqu'à quelques mètres, de schistes noirs feuilletés ou de marnes jaunâtres, qui se confondent facilement avec les marnes de l'horizon moyen du Ladinien.

Sur la Valea Mizişului (au S de Şuncuiş), ces calcaires renferment des *Rhynchonella* sp. et de nombreuses *Terebratula*; parmi ces dernières, l'espèce *T. gregaria* SUESS, caractéristique pour les couches de Kössen, est prédominante. Dans la région à l'W de Moneasa, PÁLFY citait en 1912 la faune suivante :

Pecten valoniensis DEFR.

» cfr. *cingulatus* QUENST.

Lima praecursor QUENST.

Avicula contorta PORT.

Cardita cfr. *austriaca* HAUER.

Gryphaea arcuata LAM.

Terebratula gregaria SUESS.

» *punctata* SOW.

» *piriformis* SUESS

Waldheimia norica SUESS

» cfr. *austriaca* SUESS

Spiriferina cfr. *walcotti* SOW.

Rhynchonella austriaca SUESS

» *fissicostata* SUESS

» *cornigera* SCHAFFH.



Dans le Mésozoïque de Tărcăița, le Rhétien est uniquement représenté par des calcaires massifs, gris foncé ou noirs, blanchis à la surface du fait de l'altération. Les fossiles y sont assez fréquents, mais généralement difficiles à préparer. PÁLFY en 1926 et KUTASSY en 1928 ont déterminé dans la région de Vrf. Clăptescu la faune suivante :

- Lycodus* cfr. *cor* SCHAFFH.
Pleurotomaria turbo STOPP.
Terebratula gregaria SUESS
Waldheimia austriaca ZUGM.
Spirigera oxycolpos EMMR.
Rhynchonella subrimosa SCHAFFH.
Alectryonia haidingeriana EMM.
Dymiopsis intustriata EMM.
Dymiodon richthofeni BITTN.
Placunopsis favrii STOPP.
Pecten massalongi STOPP.
 » *valoniensis* DEFR.
Schaffhäutlia cingulata STOPP.
Gervilleia costata KUT.
Modiola minuta GOLDF.
 » *alata* KUT.
Myococha waageni KUT.
Mysidioptera hungarica KUT.
 » *ornata* SAL.
Cardinia listeri SOW.
Nucula expansa WISSM., etc.

h) LIAS

Le Jurassique de la région étudiée est représenté, de manière certaine, seulement par le Lias. Cet étage repose en concordance sur le Rhétien récifal. Il y est représenté par des calcaires massifs, rouges, roses ou blancs à taches rougeâtres, rarement gris clair et qui sont parfois oolithiques et ferrugineux.

Ce étage a d'abord été reconnu par L. LÓCZY, en 1886, à Moneasa, d'où il a déterminé : *Pecten* sp. et *Gryphaea* sp. PETHÖ, en 1889, confirmait l'existence du Lias, en déterminant dans la région du rocher dit « Piatra cu lapte », près de Moneasa, les formes suivantes :

- Avicula inaequivalvis* SOW.
Pecten cfr. *textorius* GOLDF.
 » cfr. *aequivalvis* SOW.

- Rynchonella* cfr. *oxynoti* QUENST.
 » cfr. *triplicata juvenis* QUENST.
Belemnites cfr. *paxillosus* SCHLOTH.
 » cfr. *elongatus* SOW.
 » *acuarius* QUENST.

Malgré cette faune, H. BÖCKH contestait en 1905 l'existence du Lias dans les Monts du Codru, en attribuant les dépôts de cet étage au Jurassique moyen et supérieur.

Les calcaires liasiques ont une épaisseur d'environ 30 mètres. On y trouve en abondance des restes d'Echinodermes, de Lamellibranchies, de Gastéropodes, de Bélemnites et peu d'Ammonites : leur préparation est cependant difficile à cause de la dureté et de la massivité de la roche. Ce développement du Lias prouve que le géosynclinal alpin subissait un nouvel affaissement dans notre région, comme d'ailleurs en d'autres contrées alpines. PÁLFY citait, en 1912, des espèces dénotant le Lias inférieur et peut-être aussi le Lias moyen :

- Pecten textorius* SCHLOTH.
 » *subulatus* MÜNST.
Pleuromya triangula TRAUTH
Modiola sturi TIETZE
Terebratula punctata SOW. var. *carinata* TRAUTH
Rynchonella variabilis SCHLOTH.
Waldheimia numismalis LAM.
 » *edwardsii* DAV.
Spiriferina münsteri DAV.
 » *pinguis* ZIET, etc.

Le Lias n'apparaît que dans la zone mésozoïque principale du Codru, où il affleure sous la forme d'une bande longue de 30 km environ, débutant au niveau du village de Şuncuîş. Cette bande se dirige d'abord E-W vers la région d'Urmezău (au SE de Dumbrăviţa) ; puis, changeant de direction, elle s'oriente vers le S jusqu'à Moneasa. Les calcaires liasiques constituent un élément important du relief : ils forment tantôt des défilés, tantôt ils constituent de hauts sommets (Dealul Prislopului, 789 m ; Vrf. Iapa, 698 m ; Dealul Mare 928 m, etc.) entre les dépôts détritiques du Rhétien à la base et le Crétacé inférieur qui les surmonte ; les couches de ces deux ensembles étant moins cimentées opposent une moindre résistance à l'érosion.

L'absence de dépôts d'âge jurassique moyen et supérieur pourrait être l'effet d'une interruption de sédimentation, ou bien d'une érosion survenue vraisemblablement pendant les mouvements qui ont précédé le paroxysme mésocrétacé.



Dans la première hypothèse nous ne sommes pas obligés d'admettre le retrait complet des eaux de cette région ; celle-ci appartenait à une zone centrale assez profonde du géosynclinal, où se déposaient les plus fins sédiments détritiques ; il suffit donc d'admettre une lente élévation du soubassement. Cette élévation aurait non seulement arrêté la sédimentation des roches d'âge jurassique moyen et supérieur, mais elle aurait déterminé du même coup l'érosion des dépôts du Lias supérieur, dont la présence n'a pas encore été prouvée.

L'hypothèse que les roches appartenant à cet étage ont disparu par érosion pendant le Crétacé inférieur pourrait mieux nous expliquer l'énorme épaisseur, environ 2000 m, atteinte par ce dernier dans la zone principale du Mésozoïque du Codru.

i) CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Cette formation n'est représentée que par les Couches à Aptychus et par les Couches de Sinaia, appartenant au Crétacé inférieur.

Une série de couches très épaisses développées sous un facies Flysch succède en concordance au Lias. PÁLFY-ROZLOZNIK-SZONTAGH soupçonnaient dès 1912 qu'il s'agissait de Flysch, sans attacher toutefois, à ce fait, l'importance qu'il convenait ; ceci parce qu'ils ne s'attendaient pas à rencontrer du Flysch dans une région où généralement la nature des roches est tout autre.

PETHÖ, dans son travail publié en 1898, attribuait au complexe de schistes et de grès marneux tel qu'il se présente dans la Valea Mare a Şuncușului et dans la Valea Mare a Finișului, un âge triasique.

H. BÖCKH en donnait le premier de plus amples détails dans son étude de 1905 sur les Monts du Codru. Il sépare ces couches, comme Dogger, sur la carte dressée en collaboration avec PETHÖ. BÖCKH établit l'âge doggerien de ces formations sur la base d'une empreinte de *Harpoceras*, spécifiquement indéterminable. En faisant abstraction du fait qu'une telle empreinte, déterminée uniquement de manière générique, pourrait également appartenir au Lias, le facies des couches est identique à celui des Couches de Sinaia, du Flysch crétacé inférieur et des Couches à Aptychus ; ces couches sont connues sous cet aspect dans la région orientale des Monts Apuseni, de même que dans toute la chaîne carpatique roumaine.

Comme position stratigraphique, les Couches à Aptychus sont toujours situées à la base des Couches de Sinaia. Il n'est donc pas exclu qu'elles appartiennent au Jurassique supérieur. Partant de cette considération, les géologues hongrois, sur la carte de 1931 à l'échelle de 1 : 500.000, ont attribué cet âge à tout le complexe détritique de la zone principale mésozoïque du Codru. Cependant, ce n'est encore là qu'une supposition, aucun fossile caractéristique n'étant venu le confirmer d'une manière indiscutable.

Les Couches à *Aptychus* ne se trouvent que dans la région septentrionale des Monts du Codru, au S des villages de Fiziș et de Șuncuiș. Elles consistent en une succession de schistes argileux et marneux, gris clair, rarement rougeâtres, présentant de nombreuses traces caractéristiques pour le faciès Flysch. Les intercalations de calcaires purs sont très rares. Elles contiennent, en fait de fossiles, des empreintes d'Ammonites, des restes de *Lamellaptychus* sp., et de *Laeviaptychus* sp., des *Belemnites*, et aussi des débris de charbon.

Les Couches de Sinaia. Sur les couches à *Aptychus* et en concordance, se trouve une série de calcaires stratifiés en couches épaisses jusqu'à 30 cm et de schistes calcaires d'un gris sombre noirs en cassure fraîche, gris clair sur les surfaces altérées. Ces calcaires se présentent parfois sous forme de bancs massifs, et sont traversés dans tous les sens par des diaclases remplis de calcite. Au contact du grès permien supérieur, qui les chevauche par endroit, ils peuvent être fortement écrasés et présenter des miroirs de friction.

En fait de fossiles, les couches de Sinaia renferment, dans les Monts du Codru, de rares traces charbonneuses et plus souvent des Ammonites ; celles-ci sont généralement déformées à la suite de phénomènes tectoniques. De nombreuses coupes minces nous ont offert *Calpionella alpina* LOR. Les Bélemnites et les *Aptychus* y font défaut. Quelques empreintes semblent indiquer la présence du genre *Hoplites*. Dans tout les cas, nous ne pouvons attribuer aucune des impressions que nous avons trouvées, au genre *Harpoceras* déterminé par БӖСКИ.

Les Couches de Sinaia renferment dans cette région, bien que rarement, de petits nids de pyrite. Ce fait prouve que le fond et, en partie, les eaux de la mer dans laquelle elles se déposaient, étaient empoisonnés par l'hydrogène sulfuré. La vie, d'après la présence exclusive d'une faune pélagique et l'absence absolue de formes benthoniques, n'était possible qu'en surface. Les nombreuses sphérosidérites qu'on trouve dans la contrée située au NE de Vrf. Ronțaru (cote 918, village de Moți), sont également en rapport avec les conditions physiques et chimiques spéciales qui régnaient dans les eaux profondes.

Les Couches de Sinaia occupent de vastes surfaces dans la zone principale du Mésozoïque du Codru. Elles se montrent sous la forme d'une bande pouvant atteindre quatre km de largeur et une longueur d'environ 20 km. Cette bande débute au N, dans la région de Șuncuiș et se prolonge vers le S, jusque dans les environs de Moneasa. En partant du N, elle traverse le cours moyen de Valea Mare a Șuncuișului, et celui de Valea Mare a Finișului ; elle recoupe plus loin la Valea Șasa et passe ensuite par le cours supérieur de la Valea Urseștilor, et, après avoir pris part à la constitution du versant oriental de Valea Megheșului, elle aboutit dans le cours moyen de Valea Moneasa. Ici la bande présente un beau développement dans le cours d'eau de la Valea Rujii, un affluent de la Valea Moneasa.



Dans le Mésozoïque de Tărcăița, ces couches affleurent sous la forme de deux petits lambeaux, orientés de l'E à l'W, chevauchés par des quartzites permians supérieurs de Culmea Gurguiata; elle forment également un petit lambeau, inconnu jusqu'à ce jour, à l'extrémité méridionale du village de Tărcăița. Les premiers étaient considérés, suivant la conception de Böckh, comme appartenant au Jurassique supérieur.

En 1936, nous avons également découvert les couches de Sinaia dans le synclinal situé au S de Briheni, à la bordure septentrionale du plateau de Vascau. Elles accusent à cet endroit une direction E-W et s'inclinent vers le S. On trouve un autre affleurement au point dit « Fântâna Oachei » (village de Moți). Dans ces parages aussi les couches se montrent très plissées et laminées.

5. FACIES DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES

En considérant d'une manière générale les facies et les faunes des Monts du Codru et de Moma, nous constatons que, depuis le Trias inférieur, la zone de sédimentation du géosynclinal subit un affaissement progressif et un constant éloignement du rivage. Tandis que dans les Monts du Codru le Trias se développe sous le facies sud-alpin, dans le massif de Moma, depuis le Ladinien, ce système se développe comme facies de Hallstatt, nord-alpin; toutefois le facies du Codru n'y fait pas totalement défaut.

A la fin du Trias, la bordure orientale de la région étudiée accuse une lente exondation; ceci résulte de l'aspect des dépôts rhétiens, qui deviennent néritiques et pour la plupart d'origine terrigène.

Cet affaissement continu, et le constant éloignement du rivage, dont le début remonte au Trias inférieur, explique la persistance du facies récifal pendant toute la durée du Trias, aussi bien que la grande uniformité de facies des dépôts triasiques étudiés jusqu'à présent. Pendant le Trias moyen et supérieur, à l'exception du Rhétien, rien n'indique le voisinage immédiat du rivage. En attribuant, en 1905, tous les calcaires et les dolomies du Codru au Jurassique supérieur, H. Böckh a été induit en erreur justement par la grande uniformité du facies de ces roches, jointe à l'absence apparente des fossiles.

Si les régions de sédimentation du Trias du Codru et de Moma s'étaient trouvées sur l'une des bordures, septentrionales ou méridionale, du géosynclinal alpin, le Carnien aurait acquis un facies détritique, tufacé, renfermant du gypse, du charbon, etc, c'est-à-dire soit le facies des Couches de Raibl, soit celui des Couches de Lunz; comme on le sait, en effet, le Carnien des Alpes marque une forte régression sur les deux flancs du géosynclinal alpin.



Des profils dans lesquels le Carnien est représenté, comme dans notre région, par un faciès calcaire et dolomitique, ont été signalés dans les Steiner Alpen et dans les massifs de Karawanken (Alpes Orientales).

En comparant entre eux les dépôts mésozoïques du Codru et de Moma à ceux des autres massifs de la partie occidentale des Monts Apuseni, nous constatons de nombreuses dissemblances de faciès. Ainsi, dans l'autochtone des Monts de Pădurea Craiului et dans les Monts du Bihor, le Virglorien n'affleure que rarement sous forme de dolomies ; il consiste surtout en calcaires noirs de Gutenstein. Ces calcaires se rencontrent aussi dans le Ladinien, mais dans ce dernier, l'horizon à *Daonella* fait défaut. Le Rhétien manque totalement dans le faciès de Bihor. En général, dans la région de Pădurea Craiului et du Bihor, le Trias est encore moins varié que dans la région du Codru et de Moma, bien qu'il ait été déposé dans le proche voisinage d'un rivage ; cependant, celui-ci n'était pas le rivage septentrional du géosynclinal.

La différence de faciès persiste dans le Jurassique aussi. Tandis que dans le Codru, le Lias consiste en calcaires récifaux à faciès d'Adneth, dans le Bihor et Pădurea Craiului cet étage est développé sous le faciès littoral des Couches de Gresten. Dans ces montagnes la sédimentation continue pendant le Dogger et le Tithonique, tandis que dans le Codru et la Moma ces étages sont absents.

Le Crétacé inférieur consiste, dans le Bihor et la Pădurea Craiului, en dépôts néritiques, tandis que dans le Codru et la Moma la mer crétacée dépose les Couches de Sinaia, à faciès bathyal. Ces dissemblances de faciès prouvent que les régions de sédimentation des actuels massifs du Codru et de la Moma occupaient chacune, dans le géosynclinal alpin, des positions qui différaient de celles des contrées situées aujourd'hui dans le N et à l'E.

Cette différence de faciès, d'abord signalée par PÁLFY (1912), a été confirmée en 1924 par FISCH, qui parle d'un faciès de Codru et Moma différent de celui de Pădurea Craiului et de Bihor. Les études plus récentes de KUTASSY ont cependant établi qu'il existait des différences de faciès aussi entre le Trias du Codru et celui de Moma ; dans cette dernière le faciès de Hallstatt étant également développé.

PÁLFY et ROZLOZNIK ont été les premiers à se rendre compte que les rapports actuels entre les trois faciès sont de nature tectonique, c'est-à-dire que les faciès du Codru et de Moma chevauchent ceux de Pădurea Craiului et du Bihor, à la bordure respectivement méridionale et occidentale, de ces montagnes ; ce fait peut être constaté dans les environs des villages de Corbești, Dobrești, Lunca-Spic, Meziad, Fericea, Pietroasa et Băița.

Dans les travaux publiés jusqu'à présent on n'admettait que le chevauchement du faciès de Codru sur le faciès de Bihor. Mais le faciès de Hallstatt est également présent dans la Pădurea Craiului, ainsi qu'il ressort des fossiles suivants, d'âge ladinien et carnien, déterminés par KUTASSY en 1928 dans la région des villages de Cresulia, Roșia et Meziad :



- Arcestes (Proarcestes) esinensis* MOJS.
 » » aff. *carnavarii* TOMM.
Protrachyceras szontaghi KUT.
Juvavites cfr. *compressus* MOJS.
 » *costatus* KUT.
Dimorphites sp.

La différence entre le facies de Codru et de Moma par rapport au facies de Pădurea Craiului et du Bihor, peut être également constatée dans le

Étage	Facies de Codru	Facies de Moma	Facies de Pădurea Craiului-Bihor
Crétacé supérieur	—	—	Facies de Gosau
Crétacé inférieur	Couches de Sinaia Couches à Aptychus		Calcaires à Caprotines et marnes fossilifères
Malm	—	—	Calcaire récifal blanc
Dogger	—	—	Calcaires oolithiques, etc.
Lias	Calcaires d'Adneth	—	Couches de Gresten
Rhétien	Couches de Kössen, schistes et grès		—
Norien	Calcaires récifaux blancs	Calcaires de Hallstatt	Calcaires récifaux blancs
Carnien	Dolomies blanches		Dolomies blanches
Ladinien	Calcaires et schistes noirs		Calcaires noirs
Virglorien	Dolomies grises		Dolomies grises
Werfénien-Permien supérieur	Quartzites et schistes rouges		
Permien inférieur	Conglomérats polygènes et porphyres quartzifères		Conglomérats polygènes

Permien, puisque le porphyre quartzifère est absent dans l'autochtone de Pădurea Craiului et du Bihor.

Le tableau ci-haut indique en résumé les divers facies des dépôts d'âge permien et mésozoïque dans la moitié occidentale des Monts Apuseni.

6. LE NÉOGÈNE

Outre ces dépôts paléozoïques et mésozoïques, on rencontre, dans les Monts du Codru et de Moma, des lambeaux de faible étendue constitués par des couches néogènes. Le Paléogène fait défaut dans la région comme d'ailleurs le long de toute la bordure occidentale des Monts Apuseni.



Le Tortonien est représenté par un lambeau de quelques centaines de mètres carrés d'agglomérats andésitiques, se trouvant dans la région connue sous le nom de Mălăești, sur le chemin qui mène du village de Călugări jusqu'au couvent d'Isbuc ; il y est également représenté par un affleurement un peu plus vaste sur la colline située au N du moulin de Perpinea (au S de Călugări). On peut donc affirmer que les agglomérats ont couvert une surface bien plus vaste dans la région SE du plateau de Vașcău, mais qu'ils ont été enlevés par l'érosion durant la période continentale prépontienne, ne persistant que dans peu d'endroits.

Le Sarmatien affleure sous la forme de nombreux lambeaux grands et petits, de grès et schistes fossilifères, qui se développent dans la partie septentrionale de la région, sur les deux rives du Crișul Negru, de même que dans la région des villages de Ciunțești et de Măraș.

Le Pontien, très riche en fossiles, forme une île échappée à l'érosion dans la Valea Fieghiului (au S de Șoimi). On trouve également un petit lambeau d'argiles sableuses non fossilifères, inconnu jusqu'ici, dans la région située au S du village de Călugări (à la cote 503).

Le niveau appréciable (environ 700 m) atteint par la mer néogène, rend certaine une extension bien plus vaste des dépôts sarmatiens et pontiens. Leur distribution sporadique actuelle est due à l'érosion qui a eu un grand jeu, pour les premiers dépôts après le Sarmatien moyen, pour les autres, pendant le Pliocène supérieur et le Quaternaire.

Le Pléistocène. On ne trouve pas dans la région étudiée des dépôts attribuables au Pliocène supérieur ; cette absence s'explique par le retrait des eaux pontiennes et la forte érosion continentale consécutive. Les graviers des environs du village de Sohodol, marqués sur la carte hongroise de 1931 comme du Pliocène supérieur, sont en réalité pléistocènes et représentent, selon FICHIEUX, les dépôts d'un cours d'eau aujourd'hui disparu.

On rencontre également des graviers de cet âge dans la région de Grajduri, à 800 m d'altitude.

Les minerais de fer et de manganèse qui affleurent dans les environs de Grajduri et de Călugări, décrits par PAPP (1919) et par BUJOIU (1923), sont aussi d'âge pléistocène.

On ne connaît point de dépôts de grottes dans les Monts du Codru et de Moma, à l'exception des grottes de Moneasa, où PETHÖ (1891) et ROSKA (1931) ont déterminé les espèces suivantes : *Ursus spelaeus* ROSENM., *Canis spelaeus* GOLDF., *Hyaena spelaea* GOLDF. et *Cervus* sp.



B) TECTONIQUE

Dans les Monts du Codru et de Moma on constate deux grandes phases de plissements, à savoir : les plissements hercyniens et les plissements alpins.

1. LES PLISSEMENTS HERCINIENS

Nous ne saurions nous occuper que brièvement de cette première phase dont aucun des géologues qui ont étudié la région n'a fait mention. Son effet principal a sans doute été le métamorphisme des couches antérieures au Carbonifère moyen. Nous ne saurions préciser avec certitude l'âge des formations atteintes par ce métamorphisme ; toutefois, l'absence des calcaires permettrait de douter de l'existence de dépôts antérieurs au Carbonifère supérieur. Les dépôts détritiques qui ont donné les serniffites se sont formés durant une phase de la fin des mouvements paléozoïques. Cependant, il n'est pas exclu que ces dépôts renferment aussi des roches d'âge plus ancien ; en effet, un complexe identique renferme, dans les Monts du Highiş, aussi des intercalations de calcaires métamorphiques, plus spécialement dans la région au S du village d'Arăncag (Căsoaia et Cioaca Varniței). Ces calcaires pourraient appartenir au Carbonifère inférieur ; mais peut-être, sont-ils plus anciens, puisque dans les régions environnantes le Carbonifère supérieur et le Permien ne renferment jamais des calcaires.

Le métamorphisme des dépôts sédimentaires, qui ont en même temps subi une tectonique de surplissement, a eu lieu durant une phase qui a succédé à ces premiers mouvements. Les rapports tectoniques entre le complexe serniffitique et celui des schistes à diabases — que nous avons identifiés dans notre région par comparaison avec la région SW des Monts du Bihor récemment étudiée par GRUȘCĂ — se seraient établis à la même époque. C'est durant ces phases de mouvement qu'eurent lieu les éruptions ophiolitiques (gabbros, diabases, mélaphyres), que nous attribuons également à l'une ou l'autre des phases orogéniques du Carbonifère.

La direction des plis résultant des mouvements hercyniens a sans doute été modifiée par les plissements mésocrétacés. Nous devons cependant admettre le point de vue de VOITEȘTI, que les plis arrivant des Carpates septentrionales changeaient leur direction NW en prenant, dans notre région, une direction SW, pour se continuer dans le Banat.

En ce qui concerne les porphyres quartzifères, ils sont assurément postérieurs à la phase hercynienne principale.

2. LES PLISSEMENTS ALPINS

Les grandes lignes tectoniques de la région sont dues pour la plupart aux plissements du Crétacé moyen, qui généralement ont repris les directions des plis varisques. Il est probable que la région n'a plus été plissée pen-



dant les phases postérieures au Crétacé moyen. En revanche elle a été faillée suivant des directions diverses, ce qui lui a fait acquérir la structure actuelle.

Du point de vue tectonique, les massifs des Monts du Codru et de Moma constituent, chacun de son côté, une unité indépendante et les problèmes qui s'y posent sont dans une certaine mesure différents. La ligne de séparation entre les deux massifs débute à l'E, à Vașcău, d'où elle se dirige d'abord vers le NW pour traverser la région de Briheni; elle se prolonge ensuite vers l'W le long de la Valea Brihenilor, traverse la Valea Șasa, et suit la rive gauche de la Valea Moneasa jusqu'au village de Moneasa; à partir d'ici elle se continue vers le S, jusqu'à Dezna.

PETHŐ considérait en 1896 que la ligne de séparation entre les Monts du Codru et les Monts de Moma débute à Vașcău et qu'elle se dirige vers l'W à travers les villages de Câmp et Rășchirata, pour aboutir directement à Dezna. Il attribuait de cette manière aux premiers aussi une partie de la région septentrionale du massif de Moma. D'ailleurs, sur les cartes topographiques 1 : 25.000 et 1 : 75.000 une bonne partie de cette région septentrionale de Moma est indiquée sous la dénomination de Monts du Codru. Cette dénomination, fût-elle justifiée du point de vue géographique, ne saurait être acceptée pour désigner une unité géologique.

H. BÖCKH reconnaissait, en 1905, cette ligne, telle que nous venons de la tracer; mais il se basait seulement sur le fait que, le long de celle-ci, le Permien supérieur de Moma affecte un déplacement vers l'E par rapport à celui de Culmea Pleșului dans le Codru, que d'autre part, cette même ligne séparerait les calcaires triasiques de Moma, des calcaires qu'il considérait — dans le Codru — comme jurassiques-supérieurs. BÖCKH et les géologues hongrois qui lui succédèrent, n'avaient aucune connaissance de l'existence du Crétacé inférieur et des complications tectoniques qui se sont produites au S de Briheni, pour accorder à cette ligne l'importance qui lui revenait.

Cette ligne représente une faille, qui du moins dans la région des villages de Câmp, Colești et Briheni passe à un chevauchement peu accusé. Son âge est assurément crétacé moyen. Mais, vu que dans notre région la transgression du Crétacé supérieur n'a pas laissé de témoins, nous ne trouvons pas des preuves indiscutables de la tectonique mésocrétacée, que dans les Monts de Pădurea Craiului et dans la partie S du Bihor; ici le Crétacé supérieur couvre en effet de vastes surfaces, se trouvant en transgression sur les dépôts plissés pendant le Crétacé moyen.

Notre exposé sur la tectonique des Monts du Codru et de Moma commence par l'unité la plus inférieure, formant la bordure occidentale de la région étudiée. Les Monts du Codru se composent de trois unités tectoniques, dirigées du N au S, dont les deux orientales chevauchent chacune de son côté, l'unité située immédiatement à l'Ouest.



a) LE SOUBASSEMENT PALÉOZOÏQUE ET LE MÉSOZOÏQUE DE LA ZONE PRINCIPALE DU CODRU

La partie la plus profonde du soubassement de la régionaffleure sur le versant occidental de la Culmea Pleşului ; c'est un noyau de granite bordé des deux côtés par des micaschistes (fig. 3). Sur sa bordure orientale se trouvent d'abord des phyllites d'âge paléozoïque, puis des éruptions paléozoïques

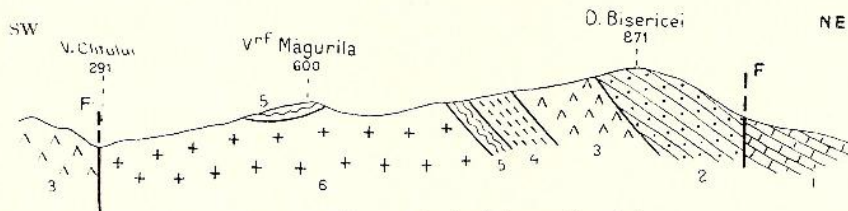


Fig. 3. — Coupe de la Culmea Pleşului.

1, dolomies virgioriennes; 2, Permien supérieur; 3, porphyre quartzifère; 4, schistes métamorphisés carbonifères (?); 5, schistes cristallins; 6, granite.

supérieures. Le porphyre quartzifère associé au Permien inférieur se trouve aussi bien sur la bordure orientale que sur l'occidentale ; il s'y montre constamment sous forme de mamelons, du fait de la grande résistance qu'il oppose à l'érosion. Cette unité est généralement orientée N 20° à 30° W ; ce n'est

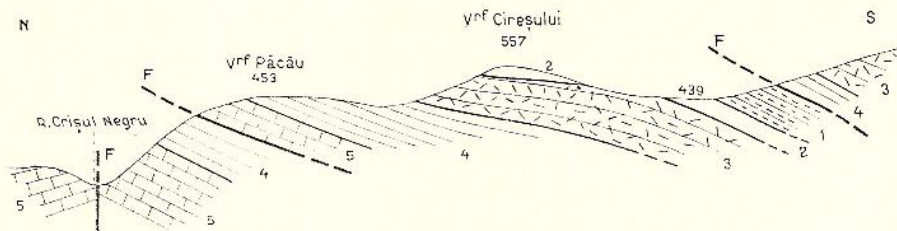


Fig. 4. — Coupe du Trias à l'E de Borz.

1, Rhétien; 2, calcaire norien; 3, dolomies carniennes; 4, Ladinien; 5, dolomies virgioriennes.

que dans la région du village de Borz qu'elle affecte une direction N 60° W, et par endroits E-W.

Par rapport aux dépôts qui lui succèdent, ce soubassement est fortement plissé ici, aussi bien que dans les autres unités tectoniques. Sur ce soubassement, reposent en discordance le conglomérat polygène du Permien inférieur, le conglomérat quartzeux et le quartzite permo-triasique inférieur. Ces roches sont suivies en continuité de sédimentation par les autres étages du Trias, par le Rhétien et le Lias, lequel supporte à son tour le Crétacé inférieur transgressif.

Les dépôts sédimentaires forment, dans la région comprise entre la rive droite du Crişul Negru et le village de Dezna (départ. d'Arad), un important synclinal s'étendant sur environ 30 km de longueur, avec une largeur de quatre à dix kilomètres. ROZLOZNIK désignait en 1912 ce synclinal sous la

dénomination de « zone principale du Mésozoïque du Codru ».

La structure de détail de ce synclinal n'est nullement simple ; on y distingue trois régions différentes à directions différentes et à complications locales particulières.

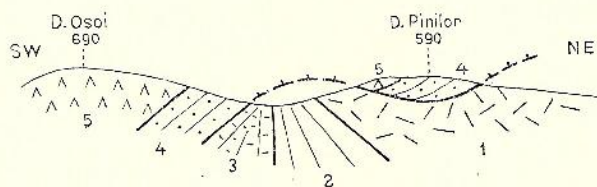


Fig. 5. — Coupe de la région au S de Dumbrăvița.

1, dolomies carniennes; 2, Ladinien; 3, dolomies virgloriennes; 4, Permien supérieur; 5, porphyre quartzifère.

La région d'écaillés située sur la rive gauche du Crişul Negru. Cette région correspond à deux synclinaux de Trias moyen et supérieur, orientés de l'E à l'W, et présentant un pendage net vers le S. Dans la région située à l'W de Şuncuiş, le Norien du synclinal septentrional est chevauché par le Virglorien du synclinal méridional. Outre les formations signalées, le Rhétien et le Lias rentrent aussi dans la constitution de ce synclinal méridional (fig. 4).

L'extrémité septentrionale des dépôts mésozoïques qui affleurent dans la Culmea Pleşului montre, elle aussi, ce type de structure. Nous constatons,

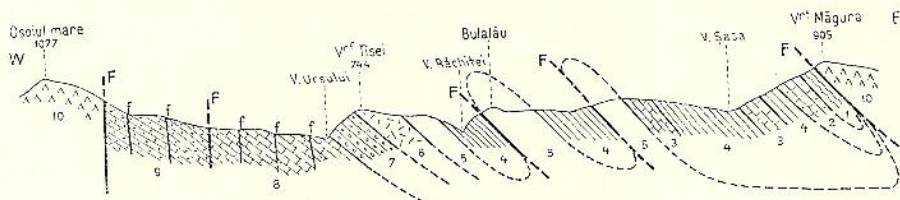


Fig. 6. — Coupe à travers la zone principale du Mésozoïque de Codru.

1, Crétacé inférieur; 2, Lias; 3, calcaire rhétien; 4, schistes et grès rhétiens; 5, Norien; 6, Carnien; 7, Ladinien; 8, Virglorien; 9, Permien supérieur; 10, porphyre quartzifère; F, faille principale; f, faille secondaire.

en effet, dans le Vf. Piniilor (à la cote 590, au S de Dumbrăvița) le chevauchement du porphyre quartzifère et du quartzite permo-triasique inférieur sur le Trias moyen et les dolomies carniennes (fig. 5).

Plus à l'W, dans la Valea Vişagului, ROZLOZNIK reconnaissait en 1912, le chevauchement du Carbonifère sur le Permien supérieur.

Les recherches que nous avons entreprises dans ces endroits nous ont convaincu de l'absence de tout chevauchement. Il est cependant possible

que ROZLOZNIK y ait considéré, comme du Permien supérieur, quelques intercalations de grès et de schistes métamorphiques du Carbonifère. D'ailleurs, dans ses travaux ultérieurs l'auteur ne maintient pas son premier avis.

Dans les environs de Borz, le conglomérat et le quartzite permotriasique inférieur forment, avec la dolomie virglorenne, un synclinal orienté approximativement W-E.

Dans la région où les dépôts mésozoïques abandonnent franchement leur direction initiale W-E pour se diriger du N au S (Urmezău, au SE de Dumbrăvița), nous constatons une tectonique compliquée par de nombreuses failles et de brefs chevauchements. A propos de cet endroit ROZLOZNIK ne parle que d'un pli couché.

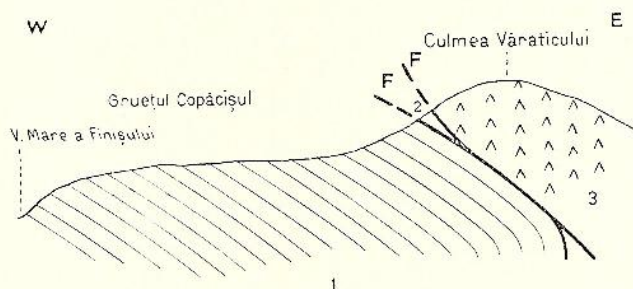


Fig. 7. — Coupe à travers la Culmea Gruetului Copăcișului.
1, Crétacé inférieur; 2, Ladinien; 3, porphyre quartzifère.

La région centrale de la zone principale. Cette région n'est qu'un synclinal orienté du N au S, couché vers l'W, et dont le flanc normal est fortement développé, montrant les différents étages parfois répétés le long des failles longitudinales (fig. 6). Le flanc inverse est réduit à un affleurement peu développé de calcaire ladinien supérieur à concrétions siliceuses, situé à

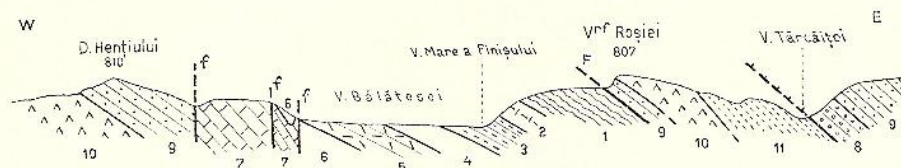


Fig. 8. — Coupe à travers la zone principale du Mésozoïque de Codru.
1, Crétacé inférieur; 2, Lias; 3, Rhétien; 4, Norien; 5, Carnien; 6, Ladinien; 7, Virgloren; 8, conglomérat permien; 9, Permien inférieur; 10, porphyre quartzifère; 11, Carbonifère; F, faille principale; f, faille secondaire.

l'extrémité orientale de la Culmea « Gruetului Copăcișului » (au SW de Vrf. Văratecul, 827 m, fig. 7). Cet affleurement est surmonté par un lambeau, long d'environ 200 m, de Permien supérieur situé à l'W de Culmea Roșia (cote 807 m); on y remarque également deux lambeaux plus vastes, l'un constitué par du porphyre quartzifère, l'autre provenant de la série métamorphique supérieure à schistes rouges et à roches diabasiques, que l'on rencontre dans la région située au SW du village de Tărcăița (fig. 8).

Sur les cartes et les coupes antérieures, ces lambeaux étaient indiqués comme appartenant aux unités tectoniques supérieures, la ligne de chevauchement étant tracée immédiatement au-dessus du complexe détritique du Crétacé inférieur. En réalité, l'unité charriée débute avec la masse des conglomérats polygènes permien et des grès permo-triasiques de la Culmea Dievii, qui reposent tantôt sur le Crétacé inférieur, comme dans la région au S de Fiziș ou au N de Moneasa, tantôt sur la série métamorphique supérieure (Carbonifère supérieur), ou alors sur le porphyre quartzifère du flanc inverse du synclinal. La surface antérieurement considérée comme plan de charriage, ne représente qu'une simple faille d'âge crétacé moyen, le long de laquelle les dépôts triasiques du flanc inverse sont laminés ; parfois ils disparaissent totalement.

L'axe du synclinal formé par cette unité consiste de calcaires noirs, schisteux ou divisés en plaques, appartenant au Crétacé inférieur ; ces dépôts recouvrent de vastes étendues.

La tectonique de cette région présente en de nombreux points des complications dues à des failles. Celles-ci sont soit transversales, soit longitudinales. Dans la région située au N d'Urmezău, le Virglorien et le Ladinien affleurent sous la forme de plusieurs bandes parallèles, orientées W-E. Dans la Poiana Cristioare (au S de la ferme de Brusturei), une faille transversale recoupe les dépôts triasiques moyens et supérieurs de l'aile méridionale, qui se montrent décrochés de quelques centaines de mètres vers l'E par rapport aux dépôts situés dans le N. Dans la Valea Isbucului, tributaire du cours supérieur de Valea Mare a Finișului, un autre décrochement transversal se combine avec un changement dans la direction du plissement qui, de N-S, devient W-E. C'est à ce fait que peut être attribué ici l'énorme développement des dépôts détritiques du Rhétien. Enfin, dans le cours supérieur de Valea Mare a Șuncușului, une troisième faille du même genre déplace les dépôts triasiques d'environ un kilomètre vers l'W.

On rencontre des failles longitudinales dans le Vf. Curuțului (cote 703, au S de Șuncuș), où le Trias moyen, poussé de quelques centaines de mètres vers l'E, repose sur le Trias supérieur. On constate, ici, une tectonique de détail assez compliquée, du fait du refoulement des dépôts à partir du Trias moyen jusqu'au Lias compris, entassés sur une distance d'un kilomètre à peine, tandis que dans les régions situées immédiatement au N et au S, ces dépôts occupent une étendue large d'environ cinq kilomètres.

Nous constatons la présence d'autres failles longitudinales dans la région au S de Valea Isbucului. Ici, le Norien apparaît englobé tectoniquement dans le Rhétien, avec lequel il forme plusieurs écailles ; deux de celles-ci sont plus importantes ; elles sont dirigées N-S, ou NNW-SSE, et plongent vers l'E. Ces écailles sont situées à l'E de la bande principale de Norien, qui traverse toute la région centrale de la zone principale du N au S, accompagnée par tout le reste du Trias.



Une écaille de Virglorien, peu développée, affleurant au milieu du Ladinien dans la région située au confluent de Valea Câmpiei et de Valea Bălăteasa (à Huta), ainsi que des complications tectoniques de moindre importance remarquées dans le bassin supérieur de Valea Bălăteasa, doivent leur origine également à cette catégorie de failles longitudinales.

La région méridionale de la zone principale. La contrée se trouve comprise entre Moneasa et Dezna. Elle est constituée par le flanc normal du synclinal formant la zone mésozoïque principale. Les dépôts ont subi ici un déplacement d'environ trois km vers l'W par rapport au reste de la zone principale, et aussi un effondrement d'au moins 200 m le long d'une faille orientée W-E. Outre ce déplacement, la région a été fortement écrasée et laminée, de sorte que les divers étages du Trias ne se succèdent plus dans leur ordre habituel de l'W vers l'E, comme dans la région précédente. On y distingue une région septentrionale, dans laquelle le Rhétien, traversé par quelques écailles de Norien, parallèles, orientées NNE-SSW, occupe une énorme surface, et une région méridionale, dans laquelle les dépôts se succèdent normalement, en commençant par le Trias inférieur qui repose directement sur le granite, et supporte toute la série jusque dans le Norien.

b) LES DÉPÔTS SITUÉS AU SUD DE TÂRCĂIȚA

Sur l'unité décrite précédemment repose le conglomérat polygène du Permien inférieur, suivi par les conglomérats et les grès quartzitiques du Permien supérieur et du Trias inférieur, lesquels supportent à leur tour les dolomies et les calcaires du Trias moyen et supérieur; ces dépôts sont identiques à ceux de l'unité précédente.

Les dépôts mésozoïques de cette unité occupent une étendue bien moindre, et la zone qu'ils constituent pourrait être désignée sous le nom de « la zone secondaire du Mésozoïque du Codru ». Ces dépôts débutent dans le cours inférieur de la Valea Târcăiței, sous la forme d'une bande large de quelques centaines de mètres seulement, qui s'avance en s'élargissant vers le S, où elle atteint une largeur de quatre kilomètres.

Du point de vue des conditions de sédimentation, il est intéressant de remarquer que, dans cette unité tectonique, le Rhétien est entièrement constitué par des calcaires récifaux noirs, renfermant la faune de Kössen déjà signalée dans l'unité précédente. Cette différence de facies entre les deux unités permet de présumer que les mouvements mésocrétacés ont donné lieu à cet endroit à des chevauchements importants et que, dans la structure de la région, nous avons affaire plutôt à des nappes de faible importance, qu'à de simples écailles.

Du point de vue tectonique, ce Mésozoïque dessine également un synclinal, chevauché à son tour par une deuxième unité à valeur d'écaille venant



du NE et située sur la bordure orientale des Monts du Codru. Le synclinal mésozoïque de Tărcăița consiste en un flanc occidental orienté du N au S, à pendage vers l'E, et en un flanc méridional, perpendiculaire sur le premier, plongeant vers le N. Dans sa moitié occidentale, le flanc méridional se montre

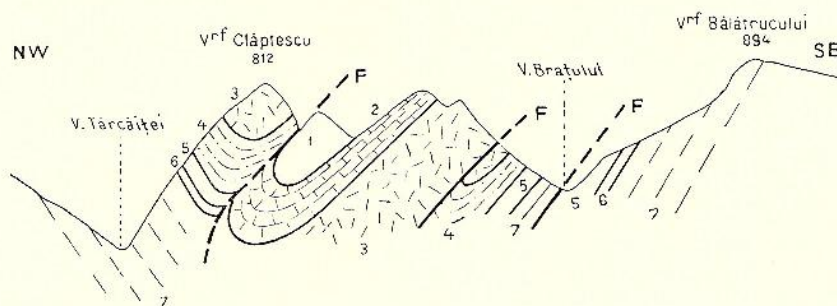


Fig. 9. — Coupe du Mésozoïque de Tărcăița.

1, Rhétien; 2, Norien; 3, Carnien; 4, Ladinien; 5, Virglorien; 6, Trias inférieur;
7, Permien supérieur

plus élevé; il est dédoublé par une faille orientée de l'E à l'W, visible dans la Valea Brațului, à l'W du village d'Ursești (fig. 9). Dans sa moitié orientale, les dépôts triasiques moyens affleurent à nouveau sous forme de lambeaux dans le soubassement du Trias supérieur.

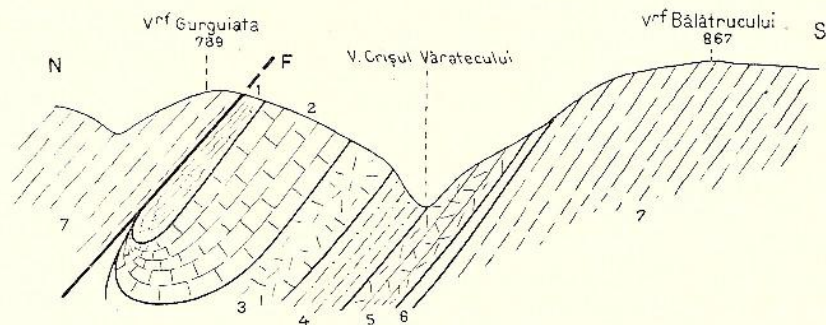


Fig. 10. — Coupe dans le Mésozoïque de Tărcăița.

1, Crétacé inférieur; 2, Norien; 3, Carnien; 4, Ladinien; 5, Virglorien; 6, Trias inférieur;
7, Permien supérieur.

Ce synclinal est fortement écrasé le long de son axe; par ce fait, les dépôts du Trias supérieur et du Rhétien affleurent en un certain nombre de lambeaux, tandis que sur le trajet d'une faille, séparant le Carnien du Norien, se remarque une lentille de calcaires noirs à concrétions siliceuses d'âge ladinien supérieur.

Du Crétacé inférieur tenant de ce synclinal, trois lambeaux seulement se sont conservés. Deux d'entre eux sont recouverts par les quartzites rouges

du Trias inférieur, provenant du flanc inverse de la Culmea Gurguiata (fig. 10); le troisième, plus réduit, est situé à la lisière méridionale du village de Tărcăița, sur la rive gauche de la Valea Tărcăiței.

Généralement les complications tectoniques de détail de cette unité dépassent en ampleur celles de l'unité précédente.

c) LA BORDURE ORIENTALE DES MONTS DU CODRU

Le développement de cette unité est aussi assez faible. Elle s'étend depuis Tărcăița jusqu'à Vașcău, sur une distance de 15 km, sous la forme d'une bande dont la largeur varie de deux à cinq km. Elle est uniquement constituée par des dépôts paléozoïques; la série métamorphique supérieure représentée par des schistes rouges à nombreuses intercalations de diabases, des serniffites peu développées, tandis que les porphyres quartzifères y sont absents. Il nous a été impossible de trouver au cours de nos recherches le lambeau de Permien supérieur marqué, sur la carte hongroise à l'échelle de 1 : 500.000 de 1931, dans la région septentrionale du village de Hinchiriș.

Il reste à voir si ces dépôts constituent effectivement une unité tectonique indépendante; dans ce cas ils représenteraient le soubassement des calcaires mésozoïques de Moma, ou bien peut-être le flanc inverse fortement laminé et faillé de l'unité précédente.

La bordure orientale de cette unité est recouverte en transgression par le Néogène du bassin de Beiuș, qui s'avance vers l'W sous forme de golfes de dimensions variées; comme par exemple, dans les environs de Tărcăița, de Gigișeni et de Șuști.

De nombreuses îles formées par des témoins de diverses formations de la série, depuis le Permien inférieur jusqu'au Trias moyen y compris, percent en plus d'un endroit les dépôts néogènes au N de Crișul Negru; ces îles qui s'alignent suivant une direction NNW, s'avancent jusque dans le voisinage d'Oradea Mare. Deux d'entre elles sont importantes: l'une se trouve entre les villages de Vintir et de Răbăgani, l'autre, entre les villages de Micrlău et de Tașad. Dans cette dernière, nous avons eu l'occasion de préciser la présence du Crétacé supérieur, sous le facies des grès fins à *Inoceramus* cfr. *schloembachi* I. BÖHM. La présence ici du Crétacé supérieur prouve que nous nous trouvons déjà dans l'autochtone qui, tectoniquement, tient du massif de Pădurea Craiului.

Il est difficile de préciser l'unité tectonique à laquelle appartiennent ces îles, qui sont assez clairsemées. Cependant les plus grandes, situées au N de Crișul Negru où les dépôts néogènes recouvrent d'une enveloppe assez mince le soubassement triasique, appartiennent sans doute à la zone principale du Mésozoïque du Codru. Nous devons donc considérer que la limite



septentrionale des Monts du Codru est constituée par la Valea Holodului, située au N de Răbăgani, et non pas par le Crișul Negru qui marque la limite du relief montagneux.

d) LE MASSIF DE MOMA

De même que celui de Codru, ce massif présente un relief abrupt vers le SW, où affleurent les formations les plus anciennes : le Paléozoïque pré-hercynien métamorphisé, et le Paléozoïque posthercynien à produits éruptifs ; à ceux-ci se superposent vers le NE des dépôts de plus en plus récents, jusqu'au Crétacé inférieur y compris.

Les porphyres quartzifères y sont assez réduits. Le Lias fait complètement défaut ; en revanche, nous y avons reconnu en 1936 le Rhétien, représenté par des calcaires récifaux noirs renfermant de nombreux Coraux et parfois par des schistes argileux noirs, ainsi que le Crétacé inférieur sous le facies habituel.

Les données dont nous disposons à ce jour sur les Monts de Moma réduisent donc dans une large mesure les différences de composition stratigraphique qui semblent exister entre ce massif et les Monts du Codru. En effet, à l'exception du granite et des micaschistes qui n'affleurent que dans le soubassement du Codru, on rencontre dans la Moma les mêmes étages que dans le Codru, à l'exception toutefois du Lias. Par contre, du point de vue des facies, les dissemblances entre les deux massifs sont plus fortes qu'on ne le supposait jusqu'à présent.

Dans la structure du massif de Moma on distingue trois régions, qui se succèdent du SW au NE de la manière suivante :

Le soubassement paléozoïque. Ce soubassement est constitué par des dépôts paléozoïques faiblement métamorphisés, qui occupent tout le versant SW des Monts de Moma, depuis Moneasa jusque dans les environs du village d'Avram Iancu. Le porphyre quartzifère y forme trois affleurements peu étendus à l'E du village de Rănușa. Les directions s'y maintiennent d'une manière constante du NW au SE, le pendage étant de 30 à 50 NE. La crête de Moma est elle-même constituée par les conglomérats et les grès quartzitiques du Permien supérieur et du Trias inférieur.

Le plateau triasique de Vașcău. Ce plateau est constitué par des dolomies et des calcaires triasiques montant jusque dans le Norien compris. Le Norien occupe une très vaste étendue dans la région centrale et septentrionale du plateau. Les dépôts constituant ce plateau sont relativement peu ondulés, les directions des couches étant généralement parallèles à la bordure du massif. En revanche, ils présentent une tectonique en failles très accentuée, les dénivellements étant toutefois assez faibles. Cette tectonique se remarque



aussi dans les formations anciennes du soubassement. Vers le SW, ce plateau est séparé de la crête de Moma par une série de failles perpendiculaires entre elles, orientées N-S et W-E.

Le départ entre les divers étages du Trias est ici plus malaisé que dans le Codru, du fait de la prédominance du facies de Hallstatt, englobant sous le même aspect pétrographique les divers étages de ce système.

Les failles qui caractérisent cette région ont fait disparaître quelques-uns des étages, comme par exemple le Carnien à facies de Codru, que nous n'avons pas rencontré dans la région de Călugări. Le Ladinien, sous le même facies, est également peu développé, comme dans la région de Secătura, au N de Râșchirata. C'est encore un effet de ces failles que, dans la région située à l'W de Călugări (Poiana Ponorăș), le Virglorien prend contact direct avec le Norien. Dans la région située à l'W de Călugări, le Ladinien contient des concrétions caractéristiques, mais il présente une nuance gris clair, rappelant certaines variétés des Calcaires de Hallstatt.

L'impression générale, quant à la tectonique de cette région et du massif entier de Moma — par rapport à la tectonique plus agitée du Codru, à l'W, et du massif de Bihor, à l'E — est celle d'une unité supérieure, qui flotte relativement calme sous la forme d'une large cuvette sur des unités tectoniques inférieures bien plus disloquées.

Le synclinal situé sur la bordure septentrionale des Monts de Moma. Ce synclinal, approximativement orienté W-E, touche la ligne qui sépare ce massif de celui du Codru, au S du village de Briheni et de Valea Brihenilor. Le Ladinien et le Trias supérieur, le Rhétien et le Crétacé inférieur prennent part à sa constitution. Ce synclinal, incliné vers le N, est traversé par de nombreuses failles qui mettent en évidence des quartzites permo-triasiques et des diabases de la série métamorphique supérieure du Paléozoïque, appartenant au soubassement (fig. 11 et 12). Le fait peut être constaté sur le chemin qui mène de la source dite « Sfărașul Ronțarului », vers Colești.

Dans la région située au S de ce synclinal, le Crétacé inférieur affleure à nouveau, sous la forme d'une lentille fortement écrasée de marnocalcaires noirs ; ces dépôts renferment de petites concrétions de pyrite près de l'endroit connu sous le nom de « Fântâna Oachei » (sur le chemin de Vașcău à Râșchirata). La situation de cet affleurement, qui selon notre interprétation provient du soubassement, nous fait croire que le Trias a été poussé par-dessus le Crétacé inférieur, sur une distance d'environ trois kilomètres.

Des recherches plus récentes nous ont montré que sur la bordure septentrionale de ce massif, des complications tectoniques importantes dont nous ignorions la présence sont intervenues. Ainsi, à part le Ladinien à facies de Codru du flanc normal du synclinal au S de Briheni, nous avons trouvé une

lentille du même Ladinien dans la région au S de Vrf. Feții (cote 783) de même qu'à Vrf. Căndeș (cote 626); ce sont, à notre avis, des lames issues du souassement, qui chevauchent le Crétacé.

Si, en partant de la région de Grajduri, nous nous dirigeons vers l'E, le long de la ligne de faille qui constitue, dans cette région, la limite septentrionale du massif de

Moma, nous constatons en premier lieu la disparition des dépôts de Permien et du Trias inférieur, puis celle du Trias moyen et supérieur. Comme conséquence, le Paléozoïque métamorphisé du Codru prend successivement contact avec des dépôts de plus en plus récents. Plus à l'E, dans la région de Briheni, le synclinal déjà indiqué se

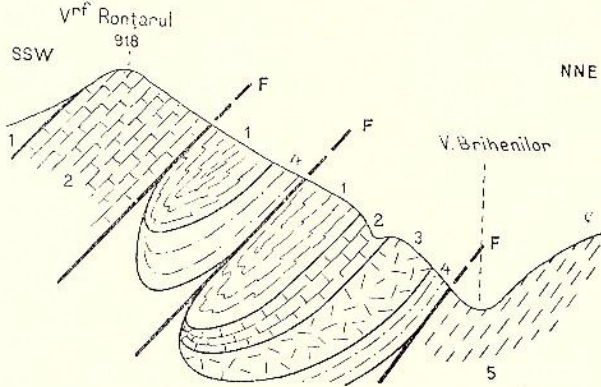


Fig. 11. — Coupe de la zone d'écaillés de la bordure N du plateau de Vașcău.

1, Crétacé inférieur; 2, Norien; 3, Carnien; 4, Ladinien; 5, Permien supérieur

d'environ quatre km. Ce synclinal disparaissant dans la région de Colești, le Norien arrive de nouveau en contact avec les dépôts métamorphisés du Paléozoïque.

Le Massif de Moma se présente dans son ensemble sous la forme d'une cuvette qui s'approfondit vers le N et vers l'E. Dans cette cuvette, les directions sont généralement parallèles aux bordures et les pendages, bien que peu importantes, se dirigent vers le centre. Il sied cependant de remarquer, que dans les calcaires du plateau de Vașcău, on décèle quelques directions qui, du fait de certains accidents locaux, font exception et aussi quelques pendages accentués, se rapprochant de la verticale. Quelques-uns de ces accidents ne sont, peut-être, que le résultat de nombreux effondrements qui ont donné naissance aux dolines de la contrée.

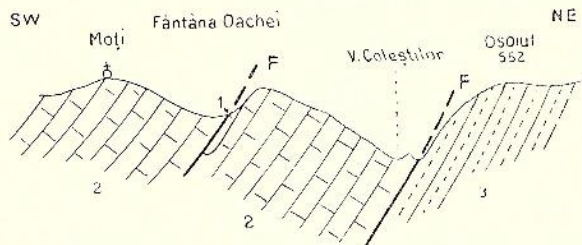


Fig. 12. — Coupe de la région N du plateau de Vașcău.

1, Crétacé inférieur; 2, Norien; 3, Permien supérieur



3. RELATIONS TECTONIQUES ENTRE LES DEUX MASSIFS ET AVEC LES RÉGIONS ENVIRONNANTES

En ce qui concerne les relations tectoniques réciproques, des deux massifs, aussi bien que les relations avec les régions environnantes, on est assez bien documenté; en effet, les détails dont nous disposons aujourd'hui nous mettent en mesure d'apprécier l'importance de chacune des lignes dont il est question ci-dessus, et surtout de nous rendre compte d'une manière plus précise du sens général des mouvements.

Jusqu'ici les auteurs, en partant des données de détail insuffisantes, sont arrivés à des conclusions contradictoires. L'unique synthèse tectonique sur la région occidentale des Monts Apuseni, basée sur un assez grand nombre d'observations de détail, est celle de ROZLOZNIK, publiée en 1936. Dans ce travail, l'auteur admet l'existence, dans les Monts Apuseni, de deux géosynclinaux secondaires; d'une part celui des Monts du Codru et des Monts du Bihor, comprenant la région occidentale du massif et qui affecte une direction approximative N-S, parallèle donc aux Carpates orientales; d'autre part, celui des Monts Métallifères à direction générale W-E, c'est-à-dire parallèle aux Carpates méridionales.

En jetant un coup d'œil d'ensemble sur les directions et les plongements rencontrés dans les dépôts paléozoïques et mésozoïques des Monts du Codru et de Moma nous constatons qu'elles représentent presque toutes les positions possibles.

Quel est, dans ce cas, le sens général des mouvements et de quelle manière peut-on expliquer ces changements si fréquents de direction? En considérant la chose d'une manière superficielle, il semblerait que la pression qui a produit le plissement venait aussi bien de l'E que du S, ainsi que l'ont admis jusqu'à présent la plupart des auteurs. Mais, puisque la tectonique de la région n'a été déterminée que dans une seule phase principale de plissement, celle du Crétacé moyen, nous ne pouvons admettre qu'une seule direction suivant laquelle la pression se soit exercée. Or, cette pression n'a pu venir que de l'W; le fait est prouvé pour les régions situées plus au S, et tout particulièrement pour le Banat.

Afin de pouvoir discuter utilement cette question, nous ne pouvons nous borner à une région relativement restreinte, comme celle formant l'objet de la présente étude. Nous devons tenir compte des facies des dépôts mésozoïques de toute la moitié occidentale des Monts Apuseni et les suivre le long de la chaîne alpine et carpatique. En procédant de cette manière, nous constatons que les facies se sont développés sous les facies ostalpins supérieurs (UHLIG, VOITEȘTI).

Mais puisqu'il reste bien établi que le facies du Codru chevauche celui du Bihor et que le facies de Hallstatt, développé dans la Moma, repose



relativement calme entre les deux premiers, formant l'unité tectonique la plus élevée, une première interprétation nous inciterait d'admettre, que les régions constituant la racine de la nappe du Codru et de la nappe de Moma se trouvent enfouies sous les dépôts néogènes de la dépression pannonienne. Cet avis a déjà été exprimé par UHLIG en 1907 et par VOITEȘTI en 1929. Ces deux géologues ont admis que toute la moitié occidentale des Monts Apuseni appartient à une unité charriée, connue sous le nom de « nappe transylvaine ». Les études récentes de FISCH, de KRAÜTNER, etc. ont cependant démontré qu'il y a en outre dans ces régions des dépôts dont le caractère autochtone ne saurait faire l'objet d'aucune discussion.

Dans une étude publiée en 1931, KOBER admet que la dépression pannonienne et le horst des Monts Apuseni appartiennent à une grande unité du géosynclinal alpin, « les intérides », c'est-à-dire à la zone axiale de l'orogène alpin. D'après KOBER dans cette unité il n'y a pas eu de déplacements importants sur l'horizontale ; il n'y admet que des chevauchements de peu d'importance relativement et dont la direction est incertaine.

Il nous est cependant difficile de concevoir, que de vraies nappes de charriage n'aient point pris naissance dans les zones les plus rapprochées des régions de racine, qui ont du subir l'influence des plus grandes pressions. Étant donné le fait que dans la région axiale de l'orogène alpin les dépôts permomésozoïques n'affleurent que sous forme d'îles relativement peu développées, en partie noyées sous la couverture épaisse des dépôts néogènes, que ces îles ont subi d'importants effondrements pendant le Miocène moyen, lorsque se produisit la dépression pannonienne — nous croyons que l'absence de toute preuve d'un charriage important en ces lieux pourrait être attribuée à l'érosion peu avancée que ces îles ont vraisemblablement subie.

Selon PÁLFI, les écaïlles du Codru doivent leur naissance à une pression orientée de l'E à l'W, causée par une sous-poussée du massif cristallin du Gilău.

MRAZEC et KRAÜTNER émettent deux hypothèses sur la manière d'interpréter la structure de la moitié occidentale des Monts Apuseni.

Selon la première, qui a pour base les idées exprimées par KOBER, cette région est constituée par des écaïlles peu importantes et par conséquent le chevauchement des divers faciès n'a lieu que sur des distances relativement réduites. Dans cette hypothèse on peut admettre un mouvement vers l'E, dans les Monts de Pădurea Craiului et du Bihor, et un autre mouvement vers l'W, dans les Monts du Codru et de Moma.

Dans la deuxième hypothèse, ces géologues admettent que le faciès de Codru constitue une nappe charriée sur un autochtone formée par des granites et des schistes cristallins, dans le Codru, et une autre nappe charriée sur le faciès autochtone du Bihor, dans les Monts du Bihor et de Pădurea Craiului. La racine de cette nappe se trouve, semble-t-il, sous les dépôts néogènes de la dépression pannonienne.



On pourrait émettre une troisième hypothèse.

Le granite qui représente la partie la plus profonde de l'autochtone du faciès de Codru aurait été lui-même charrié. Ce granite, qui est identique à celui de la nappe gétique, se présente ici fortement écrasé à la suite des mouvements tectoniques et très altéré. Il est donc possible qu'il représente le soubassement le plus profond d'une nappe charriée. Dans ce cas, le calme relatif que nous avons constaté dans la région étudiée ne serait qu'apparent. La cause de ce calme est vraisemblablement due au fait que l'érosion n'a pas atteint, en profondeur, des lignes de charriage très importantes. L'érosion peu intense subie par la moitié occidentale du massif des Monts Apuseni n'est assurément que l'effet des effondrements qui ont eu lieu, d'abord pendant le Crétacé supérieur, puis dans le Miocène moyen lorsque les bassins néogènes ont pris naissance. A cette dernière époque, outre les grands effondrements des bassins mentionnés, il se produisait un affaissement moins intense de tout le massif du Codru et de Moma; affaissement qui empêchait l'érosion de progresser assez pour mettre en évidence la tectonique en nappes, qui pourrait exister en profondeur.

L'hypothèse d'une tectonique de vraies nappes tend à donner à cette région une situation centrale par rapport aux autres unités des Carpates méridionales et du Banat, la désignant comme une zone de sédimentation centrale et suffisamment profonde du géosynclinal. Cette idée expliquerait pour quelle raison les dépôts d'âge carbonifère supérieur, certainement représentés dans l'une des deux séries métamorphiques du Paléozoïque supérieur, ne contiennent pas des charbons et qu'ils aient par surcroît subi les effets du métamorphisme, tandis que le Carbonifère du Banat n'en a point été touché.

Afin d'apprécier l'importance des mouvements mésocrétacés dans la moitié occidentale des Monts Apuseni, nous devons préciser autant que possible, en premier lieu, les positions relatives des zones de sédimentation des trois faciès — de Bihor, de Codru et de Hallstatt — dans le géosynclinal alpin, en ces endroits.

En tenant compte de la structure autochtone des faciès de Codru et de Bihor, il n'existe que deux possibilités d'interprétation.

Selon la première, la plus vraisemblable, le faciès de Hallstatt serait, lui aussi autochtone, c'est-à-dire qu'il s'est originairement déposé entre le faciès de Bihor et le faciès de Codru (fig. 13 en haut). En effet, le faciès de Hallstatt est considéré, dans les Alpes, comme s'étant constitué dans la région septentrionale du géosynclinal. Dans la Moma il présente aussi des affinités nordiques et ce n'est que dans le Norien qu'il commence à présenter, selon KUTASSY (1928), quelques affinités dinariques. Dans ce cas, la tectonique des Monts du Codru et de Moma serait réduite à des chevauchements de faible importance. L'absence de charriages importants ressortirait aussi du fait, remarqué d'ailleurs également par ROZLOZNIK, que le soubassement cristallin de la région n'apparaît dans aucune des écaïlles.



Dans la seconde hypothèse, le faciès de Hallstatt se serait déposé à l'W du faciès de Codru. Dans ce cas, la situation des calcaires à faciès de Hallstatt — entre le faciès de Codru et le faciès de Bihor — serait de nature purement tectonique et, de ce fait, les Monts de Moma seraient aussi en nappe (fig. 13 en bas).

Le fait que l'on rencontre dans les divers unités tectoniques des Monts du Codru et de Moma toutes sortes de directions n'a, à notre avis, qu'une

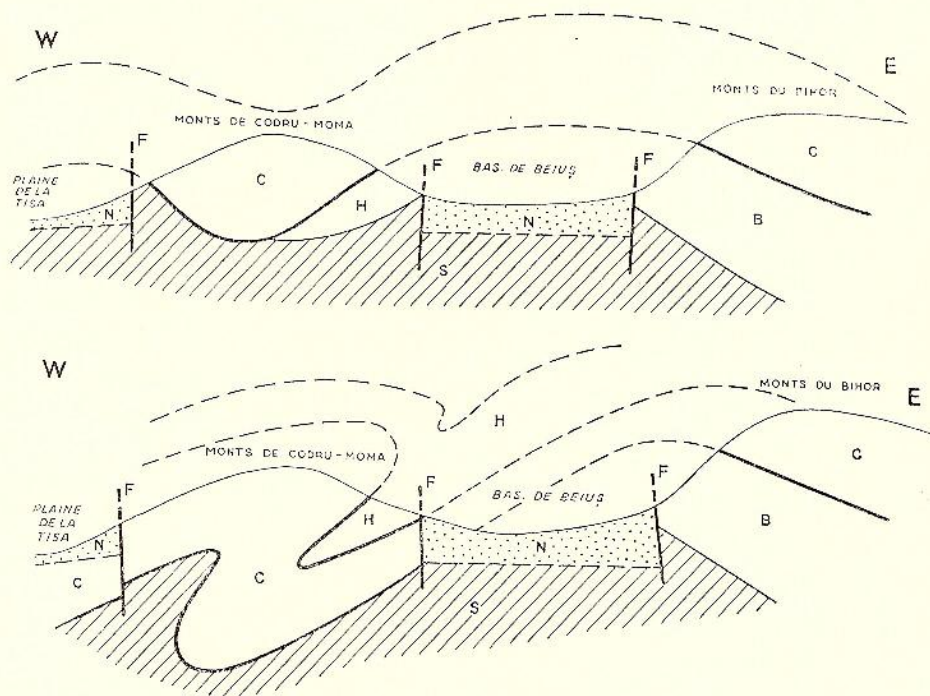


Fig. 13. — Coupe schématique des relations tectoniques entre les faciès de Codru (C), de Moma (H) et de Pădurea Craiului-Bihor (B).

S, Soubassement préhercynien; N, Néogène. En haut: dans l'hypothèse que le calcaire de Hallstatt est autochtone, étant sédimenté entre le faciès de Codru et celui de Pădurea Craiului-Bihor. En bas: dans l'hypothèse que le calcaire de Hallstatt a été sédimenté à l'W du faciès de Codru.

importance secondaire. Parmi les deux directions prédominantes, N-S et W-E, la première représente une ancienne direction varisque qui a été reprise par les mouvements alpins. La direction W-E, de même que toutes les autres directions, n'ont que peu d'importance. Elles peuvent être attribuées, soit à l'influence du soubassement profond de la région, soit à la plasticité diverse des roches, soit à la présence d'anciens massifs déjà exondés et plus rigides, autour desquels les dépôts plus récents, donc plus plastiques, ont acquis pendant la période des plissements alpins des directions variées. Il

est très à propos de citer ici le fait, d'ailleurs connu, que les plis plus récents moulent toujours les bords des massifs anciens, pouvant donner naissance à des directions secondaires très différentes de la direction générale.

4. DISLOCATIONS POST'OROGÉNIQUES

Dans la région étudiée de même que dans les régions environnantes, on rencontre de nombreux indices d'une tectonique plus récente, représentée par des failles, dont quelques-unes sont assurément d'âge néogène.

Pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène, les régions environnantes ont subi des plissements assez importants allant jusqu'aux charriages. Ces mouvements se sont manifestés dans notre région surtout sous forme de failles. L'absence des dépôts du Crétacé supérieur et du Paléogène ne nous permet pas de faire des précisions quant à leur âge. Mais nous pouvons affirmer, quant à la tectonique postérieure au Crétacé moyen, que ces failles sont en rapport étroit avec la structure imprimée à la région à cette époque. Ainsi, les limites de la moitié NW du bassin néogène de Beiuș sont parallèle aux directions de plissement du Crétacé moyen dans les régions immédiatement voisines. La moitié SE de ce bassin longe la ligne qui sépare les écailles dirigées vers l'E dans les Monts du Bihor, des écailles dirigées vers l'W dans les Monts du Codru.

Dans les Monts du Codru, depuis Dumbrăvița, vers le S jusqu'à Moneasa, le Trias inférieur à pendage d'environ 30° E, se trouve en contact direct avec le Virglorien, incliné lui, jusqu'à 60° toujours vers l'E, le long d'une faille presque verticale à direction approximative NNW-SSE.

Dans la région septentrionale de Moneasa, on peut constater que cette faille n'est nullement simple; ici, en effet, les dolomies virgloriennes pénètrent sous la forme de deux éperons, sur un longueur d'environ un km, à l'intérieur des quartzites. Il est d'autre part possible que d'autres éperons moins grands existent dans le reste du trajet de la faille, et tout particulièrement dans la courbure dessinée, par les quartzites au NW de Huta Bălătesei. A leur sujet, rien n'a cependant encore été établi, à cause des conditions défectueuses de lever la région.

Une faille parallèle à cette dernière apparaît, à une distance d'un demi kilomètre vers l'E, le long des clairières de Tinoasa, Brătcoia et Criștioare, et qui peut être suivie vers le N jusque dans la région de Huta. Cette faille se fait remarquer par une rangée de dolines unies entre elles, aussi bien que par l'écrasement des dolomies et des calcaires. L'érosion postpontienne a entraîné à cet endroit, depuis la Culmea Pleșului, une grande quantité de gravier fin irrégulier, qui couvre les clairières d'une couche parfois épaisse de quelques mètres, de sorte que les dolomies n'affleurent plus que sur les bords des dolines.



Il est bon de remarquer que, parallèlement à ces deux lignes, et plus à l'W, une autre faille a donné naissance dans le Miocène à la falaise abrupte du versant ouest des Monts du Codru, le long de laquelle affleure le soubassement cristallin de la région, de même que les éruptions andésitiques d'Urvişul Beliului, Dezna et Gurahonţ. C'est la faille principale, le long de laquelle eut lieu, dans le Tortonien, la formation de la dépression néogène du Zarand. A en juger d'après l'épaisseur de l'éruptif et des dépôts paléozoïques, cette faille aurait déterminé un dénivellement de plus de mille mètres.

A l'W de cette faille et dans le Néogène, se trouve une quatrième faille, parallèle, importante à cause des éruptions andésitiques de Butin, de Sebiş et de Beliu.

Les directions NW et NNW de ces failles ont été rencontrées, par GHITULESCU et SOCOLESCU, dans les régions situées au SE de notre région, dans le « quadrilatère aurifère ».

En dehors des failles longitudinales, il y a dans les Monts du Codru de nombreuses failles transversales, comme par exemple la faille le long de laquelle, au S de Moneasa, les dépôts mésozoïques se sont effondrés et ont été décrochés vers l'W, par rapport au reste du Mésozoïque de la zone principale.

Le système des failles, de la partie nord des Monts du Codru, le long duquel a eu lieu l'effondrement du bassin de Beiuş, se superpose aussi à la direction E-W de la tectonique mésocrétacée. A l'extrémité NW de ces montagnes, c'est encore à la présence de ces failles que nous devons attribuer le fractionnement et l'effondrement de la masse compacte de porphyres quartzifères de la Culmea Pleşului.

Dans le massif de la Moma, les failles sont plus nombreuses. Nous remarquons surtout la faille orientée N-S qui enfile la suite de dolines de la clairière de Ponoare (à l'W de Briheni) ; puis la faille, orientée NW-SE, que l'on distingue dans les dolines de Ponorăşul (à l'W de Călugări) et qui n'est autre qu'une continuation de la précédente ; enfin, la faille orientée NNW-SSE, dans la contrée connue sous le nom de Țarina, au S de Câmp. Cette dernière est parallèle à la faille le long de laquelle les dépôts pliocènes du bassin de Beiuş mieux protégés contre l'érosion, se sont conservés. Dans son prolongement vers le S, nous trouvons les graviers quaternaires massés en grande quantité au N et à l'W du village de Sohodol. Sur la carte hongroise de 1931, ces graviers sont marqués comme du Pliocène supérieur.

On rencontre des failles d'une importance moindre dans toute l'étendue du plateau de Vaşcău. Elles s'y trouvent en grand nombre, et sont suivies par des rangées de dolines alignées suivant des directions N-S, NW-SE et E-W. FICHEUX a rencontré des failles présentant des orientations semblables dans les Monts de Pădurea Craiului et de Bihor.

Il y a lieu d'établir une relation entre le système de failles qui recoupent les calcaires triasiques et les canaux souterrains qui se sont formés suivant



leur direction, d'une part, et a source intermittente située au S de Călugări, de l'autre, source unique en Roumanie, connue sous le nom d'Isbuc; les eaux sortant de deux bouches accusant une différence de niveau de 50 cm environ. Tandis que les eaux de la bouche inférieure s'écoulent continuellement avec un débit réduit, mais constant, les eaux de la bouche supérieure ont parfois un débit très élevé, puis disparaissent à des périodes plus ou moins longues, selon la saison ou la quantité de précipitations reçues. Dans les périodes de sécheresse, la bouche supérieure de la source tarit pendant plusieurs mois.

Un rapport est à établir entre les systèmes de failles néogènes et les sources thermales de Moneasa. Il y a toutefois une différence: tandis que les eaux des sources thermales du bassin de Beiuș traversent les dépôts pontiens et se minéralisent davantage, les sources thermales de Moneasa, sortant des calcaires et des dolomies du Trias moyen, sont moins minéralisées. G. ATANASIU a mesuré la radioactivité des eaux provenant de ces sources.

Reçu: août, 1939.



BIBLIOGRAPHIE

- A. ANDRUSOV. Sur quelques fossiles triasiques des Carpathes occidentales. *Vestník kra-
lovské čes. spol. Nauk.* Praha, 1937.
- G. ARTHABER. Die alpine Trias des Mediterrangebietes. *Lethaea Geognostica*, II. Teil,
Stuttgart, 1906.
- I. ATANASIU. Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș. *An. Inst. Geol. Rom.*
Vol. XIII, București 1928.
- G. ATANASIU. Radioactivité de quelques sources minérales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII,
București 1928.
- F. S. BEUDANT. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818,
Paris 1822.
- H. BÖCKH. Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-Anst.*
f. 1903, Budapest 1905.
- Direktionsbericht. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-Anst. f. 1886.* Budapest 1888.
- Die geologischen Verhältnisse des südl. Teiles des Bakony. *Jahresber. d. kgl.*
ung. geol. R.-Anst. f. 1898, Budapest 1899, Bd. II.
- I. E. BUJOIU. Asupra minelor de mangan și fier din regiunea Vașcău-Moneasa. *Ann.*
Min. Rom. Vol. VI. București 1923.
- I. I. DOZY. Über das Perm der Südalpen. *Leidsche geologische Mededeelingen.* 1935.
- R. FICHEUX. Terrasses et niveaux d'érosion dans les Vallées des Munții Apuseni. *C. R.*
Inst. Geol. Rom. Vol. XXI, București 1937.
- W. FISCH. Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Jahresber. d. philosoph. Fakultät d.*
Univ. Bern, 1924.
- D. GIUȘCĂ. Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches permo-carbo-
nifères dans les monts du Bihor. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. București.* Vol.
II, București 1937.
- T. GHITULESCU, M. SOCOLESCU. Relations entre la tectonique et la métalogenèse dans
le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni. *Congrès int. des Mines.* VII-e
Session, Paris 1935.
- O. KADIČ. Die geologischen Verhältnisse des Fekete Köröstales zwischen Vaskóh und
Belényes. *Jahresber. d. kgl. ung. R.-A. f. 1905,* Budapest 1907.
- E. KEITL. Materialien zu einer Monographie der Halobüden und Monotiden. *Resultate*
der wiss. Erforschung des Balatonsces, Wien 1912.
- L. KOBER. Das alpine Europa, Berlin 1931.
- A. KUTASSY. Die Triasschichten des Béler- u. Bihargebirges mit bes. Rücksicht auf
die strat. Lage des Rhätikums. *Verhandl. d. geol. Landesanst,* Wien 1928.
- Die Ausbildung der Trias im Momagebirge. *Zentralbl. f. Min.* Abt. B, 1928.
- Das Vorkommen der Heterastreiden in der ung. Trias. *Math. u. Naturw.*
Berichte aus Ungarn, Bd. 36, Budapest 1929.



- A. KUTASSY. Beiträge zur Lovčeni-pora-Frage. *Ibidem*, Bd. LIII, Budapest 1935.
- Triadische Faunen aus dem Bihar-Gebirge. I. Teil: Gastropoden. *Geologica Hungarica*. Budapest 1937.
- TH. KRÄUTNER. Die geolog. Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. IV, București 1939.
- L. LÓCZY. Direktionsbericht. *Jahresber. d. k. ung. R.-A. f. 1912*, Budapest 1913.
- Die geolog. Formationen der Balatongegend u. ihre regionale Tektonik. *Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees*, Wien 1916.
- Bericht über die geol. Detailaufnahme während des Sommers 1883. *Föld. Közl.*, XIV, XV.
- L. MRAZEC. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumains. *Sbornik Stát. geolog. utavü Csl. Rep. sv. X*, Praha 1932.
- M. PÁLFY. Beiträge zur Geologie des Gebirges von Bél. *Jahresber. f. 1912*, Budapest 1913.
- Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresber. f. 1913*, Budapest 1915.
- Geologische Notizen aus dem Bihar- u. Bélergebirge. *Jahresber. f. 1919*, Budapest 1934.
- Die Faziesentwicklung und die stratigraphische Position der Kössenschichten des Bihar- u. Bélergebirges. *Naturwiss. Anzeigen d. ung. Akad. der Wiss.*, Budapest 1926.
- K. PAPP. Über triadische Tabulaten. *Föld. Közl.*, Budapest 1902.
- Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Menyháza. *Jahresber. f. 1904*, Budapest 1906.
- Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. Budapest 1912.
- M. PAUCĂ. Le Crétacé inférieur des monts du Codru. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXI, Bucarest 1937.
- Stratigraphie et tectonique de la zone principale du Mésozoïque des monts du Codru. *Ibidem*, t. XXI, București 1937.
- Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, București 1935.
- Geologische Probleme im Codru- und Moma-Gebirge. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. IV, București 1939.
- Recherches géologiques dans la région de Șiria (dép. d'Arad). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV.
- K. PETERS. Geologische u. mineralogische Studien aus dem südöstlichen Ungarn. *Sitzungsber. der k. k. Akad. d. Wiss.*, Wien 1861.
- I. PETHŐ. Einige Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1889*, Budapest 1891.
- Zur Charakteristik der Hauptmasse des Kodrugebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1891*, Budapest 1893.
- Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Vaskóh. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892*, Budapest 1894.
- Das östl. Zusammentreffen des Kodru-Moma und Hegyes-Drocsa Gebirges im Comitate Arad. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893*, Budapest 1895.
- Der Westabfall des Kodrugebirges im Comitate Bihar. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1895*, Budapest 1898.
- Der Nordabfall des Kodrugebirges und das Tal der Schwarzen-Körös von Belényes bis Urszad im Comitate Bihar. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1896*, Budapest 1898.
- Geologische Beiträge über die Umgebungen von Fenes, Solyom und Urszad im Com. Bihar. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1898*, Budapest 1901.



- J. PJA. Grundbegriffe der Stratigraphie, Wien 1930.
- Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol, Wien 1937.
- L. ROTH TELEGD. Der Abschnitt des Krasso-Szörényer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva- u. Staristyc-Tales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1892, Budapest 1894.
- P. ROZLOZSNIK. Die triadischen und prätriadischen Schichten des Gebirges von Bél. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1912, Budapest 1913.
- Bericht über meine Aufnahmen im Sommer 1913. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1913, Budapest 1914.
- Geologische Beobachtungen in versch. Gliedern der im weiteren Sinne genommenen Bihargebirgsgruppe. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1914, Budapest 1915.
- Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe im Karpathensystem. *Math. und Naturw. Berichte aus Ungarn*, Budapest 1936, LV.
- Geologie des Bihar- und Béler-Gebirges. I. Teil. *Geologica Hungarica*, Budapest 1939.
- L. SAWICKI. Die Morphologie des Karstes von Vaskóh. *Földt. Közl.* XXXVIII, Budapest 1910.
- S. SZENTPÉTERY. Paläo-Mesoeruptivgesteine aus Siebenbürgen. *Jahresber. d. ung. geol. A. f.* 1919—1924, Budapest 1934.
- T. SZONTAGH. M. PÁLFY u. P. ROZLOZSNIK. Das mesozoische Gebiet des Kodru-Moma. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1909, Budapest 1911.
- M. PÁLFY u. P. ROZLOZSNIK. Geologische Notizien aus dem Bihargebirge. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1910, Budapest 1912.
- M. PÁLFY u. P. ROZLOZSNIK. Beiträge zur geolog. Kenntnis des zentralen Teiles des Bihargebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. J.* 1911, Budapest 1913.
- I. P. VOITEȘTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Revista Muzeului Geologic și Mineralogic al Univ. Cluj*. Vol. III, Nr. I, 1929.



LES PLAGIOCLASES FARCIS ET LA MÉTABLASTÈSE DES GRANOGNEISS

PAR

ȘT. GHIKA-BUDEȘTI

C'est CORNELIUS (3) qui, adoptant une expression de HERITSCH et ANGEL, a proposé le nom de «gefüllte Plagioklase» pour désigner les cristaux de feldspath calcosodique qui contiennent un feutrage de microlites plus ou moins bien individualisés d'épidote (pistacite et surtout zoïsite) et de micas blancs (séricite et surtout muscovite) auxquels sont associés parfois des grenats et plus rarement de fines aiguilles de sillimanite. La forme extérieure de ces cristaux est souvent hypidiomorphe.

Ces inclusions microlitiques dans les plagioclases ont été décrites dans les roches granitiques des massifs centraux alpins par les plus anciens auteurs (BECKE 1, WEINCHENK 13) et ont préoccupé de nombreux auteurs modernes (CHRISTA 2, PREY 10). CORNELIUS a traité la partie historique et bibliographique (3) avec assez de détails pour que nous évitions ici des répétitions inutiles.

Dans les massifs granitiques autochtones des Carpates méridionales nous avons observé ce type d'associations minérales et les avons décrites avec quelques détails (5, pag. 27; 6, pag. 6; 7, pag. 183). Nous allons reprendre ici une partie de nos observations pour montrer les relations entre les microlites et le cristal d'albite ou d'oligoclase qui les contient, en faisant quelques remarques aussi sur les rapports entre les microlites contenus dans les plagioclases et les minéraux appartenant à la masse de la roche.

Dans ces massifs autochtones des Carpates méridionales à côté des granites pegmatoïdes (type Tismana) et des granites tonalitiques (type Șușița) nous avons distingué des granogneiss ou gneiss granitoïdes qui font transition vers la couverture schisteuse métamorphique. Dans chacun de ces types de roche les plagioclases farcis ont des formes et des caractères un peu différents.



a) Le complexe des pararoches schisteuses qui forme la série de transition (5) entre la couverture de schistes chloriteux sans feldspaths et les roches granitoïdes comporte, à Curmătura Oltețului par exemple, des quartzites et des schistes sériciteux et micacés blancs. Ceux-ci contiennent de l'albite qui forme des cristalloblastes (fig. 1) farcis de microlites (fig. 2) de zoïsite et de muscovite. Le caractère cristalloblastique de ces feldspaths est mis en évidence par la texture œillée, les couches de mica formant une auréole elliptique autour de l'albite. Les microlites parfois idiomorphes de muscovite et d'épidote, représentent des grains de la masse schisteuse, englobés dans l'albite comme des inclusions poecilites. Nous avons déjà exprimé cette idée en 1932 (5, pag. 45). D'ailleurs à un stade plus avancé les cristalloblastes de plagioclases contiennent aussi des grains de quartz: ce sont aussi des inclusions englobées pendant la croissance.

Dans les gneiss plagioclasiques du même complexe le feutrage de microlites forme tout le centre du plagioclase, le reste de la roche étant constitué de muscovite formée aux dépens du matériel phylliteux de la roche métamorphisée (fig. 3).

Dans la série des gneiss granitoïdes de la vallée du Jiu (granites mylonitisés suivant la conception de MANOLESCU, 8, pag. 98) vers le contact du massif de granites phanéritiques avec la série de Lainici-Păiuș, on trouve dans les paraschistes chloritoépidotiques les mêmes porphyroblastes d'albite (fig. 4) à inclusions microlitiques identiques aux cristallites dispersés dans la pararoche.

Ces quelques exemples nous montrent que dans les roches formées par la croissance, dans une masse de paraschistes, des porphyroblastes d'albite, les microlites qui remplissent ces plagioclases doivent être considérés comme des inclusions poecilites provenant de la masse fondamentale, englobées par l'albite pendant sa cristalloblastèse.

b) Dans la région du Pârâul Dracului (affluent de l'Olteț à ses sources) la série de transition, formée dans sa partie inférieure de gneiss granitoïdes, nous montre un autre type de plagioclases farcis; ici le schiste qui a été transformé, contient en abondance du graphite qui forme non seulement des lentilles compactes mais qui est aussi irrégulièrement disséminé dans ces paragneiss.

Le caractère granitoïde de ces roches se manifeste surtout par l'abondance du plagioclase en grains qui sont toujours farcis; l'épidote et surtout la zoïsite mal cristallisée forme un feutrage extrêmement dense et le graphite forme des feuillettes aussi bien dans la masse schisteuse que dans le feutrage des plagioclases.

Dans les cristalloblastes d'albite, le graphite est inclus à côté des épidotes en fibres enchevêtrées. Dans la fig. 5 le point d'interrogation vermiciforme est un grain de graphite de même que le lambeau ponctiforme. Dans les figures 6 et 7 le graphite uniformément répandu dans la masse de la roche



et dans les phénoblastes est facile à reconnaître. Dans la figure 8 l'épidote en cristaux mieux individualisés et biréfringents sont inclus de même que les lambeaux de graphite dans les porphyroblastes d'albite poecilitique. Il n'est pas douteux que le graphite provient du schiste d'origine sédimentaire et n'a aucune relation génétique avec le plagioclase; à côté de la muscovite il se trouve en abondance dans les roches phylliteuses et micacées et a été englobé par l'albite pendant la feldspathisation de la roche (5, pag. 9).

c) Dans les granites gneissoïdes, dans les granogneiss qui contiennent de l'orthose mais n'ont pas perdu complètement le caractère de pararoches, on remarque (fig. 9—12) comment les plagioclases farcis, limités par des formes de pinacoïdes et bordés par une marge d'albite claire, sont englobés dans les porphyroblastes de feldspath potassique de forme arrondie. Il faut interpréter ces roches comme des produits de cristalloblastèse et de granitisation progressive avec apport métasomatique (N. GHERASI, 4). L'albite a englobé les microlites du paraschiste d'épizone, l'orthose a englobé les cristaux de plagioclases. La structure cristalloblastique et porphyroblastique à divers stades de croissance est montrée dans les fig. 9—12.

d) Dans les roches granitiques plus profondes telles que celles qui forment le Massif de Şuşiţa et les pointements phanéritiques de la vallée de l'Oltet et de la Latoriţa, les plagioclases sont hypidiomorphes. Non seulement leurs contours sont géométriques (fig. 13—16) mais les cristaux sont souvent maclés et présentent surtout des macles polysynthétiques (fig. 15) sur le plan 010 en particulier. Ces cristaux contiennent le feutrage microlitique d'épidote et de muscovite qui est réparti d'une manière irrégulière et indépendante de la forme extérieure, sans que les macles aient la moindre influence; ceci a d'ailleurs été remarqué par tous les auteurs qui se sont occupés des plagioclases farcis; un microlite peut chevaucher dans deux individus maclés. A côté du feutrage d'épidote et de muscovite ces cristaux contiennent aussi des grains de quartz (fig. 13 et 14). Si l'on imagine qu'il s'agit d'une roche magmatique on ne saurait expliquer la présence de ces inclusions de quartz xénomorphe; nous admettons au contraire que le plagioclase provient d'un cristalloblaste qui a englobé une partie des minéraux à la place desquels il s'est formé. Il reste à expliquer comment il a acquis des contours géométriques en milieu solide; ceci n'est pas impossible si l'on pense aux autres minéraux qui se développent avec des formes cristallographiques dans les roches schisteuses (comme le grenat par exemple). Dans ces roches il ne saurait être question de déterminer un ordre de cristallisation d'après les formes cristallographiques comme dans une roche magmatique massive (9, pag. 248); ce que l'on observe c'est que différents minéraux ont un pouvoir plus ou moins grand de donner des cristaux idiomorphes. Ces granites ne sont d'ailleurs jamais parfaitement massifs et grenus mais présentent une texture parallèle que certains auteurs mettent au compte des actions dynamiques. Il y a, nous

avons insisté sur ce fait (4, pag. 46; 6, pag. 182), tous les passages des roches schisteuses aux granites massifs; nous admettons qu'il y a eu granitisation et que, au terme le plus profond, se sont formés des granites phanéritiques massifs.

Genèse des plagioclases farcis dans les granogneiss. Dans la masse stratifiée soumise au métamorphisme se sont développés les minéraux des pararoches en épizone en particulier la chlorite, la séricite, l'épidote et la zoïsite; il se forme à ce stade des roches du type de celles qui se sont conservées dans la couverture schisteuse. Dans les parties un peu plus profondes se développe, par apport métasomatique d'albite, les plagioclases sous forme de petits cristalloblastes dont la forme ellipsoïdale est conditionnée par la croissance; ils contiennent des relictas du matériel qu'ils ont englobés, à savoir les cristallites de mica (séricite et muscovite) et d'épidote (zoïsite en particulier). Dans le cas des granogneiss graphiteux on a la preuve indiscutable qu'il s'agit de minéraux de la pararoches puisque les feldspaths contiennent des microlites de graphite à côté de ceux d'épidote. A un stade plus avancé les feldspaths se développent et acquièrent des formes cristallographiques: les contours extérieurs deviennent polyédriques et les macles se développent sans tenir compte du feutrage microlitique. Dans d'autres cas, il y a aussi apport de feldspath potassique qui forme alors de très gros cristaux porphyroblastiques englobant les cristaux à faces planes de plagioclase farcis; ils se sont développés dans un tissu à structure parallèle donnant alors un véritable gneiss œillé. Les granites à structure massive sont des tonalites pauvres en orthose.

SCHUEMANN (II) a distingué parmi les migmatites plusieurs types de roches granitisées qui diffèrent par la texture: sa facture donne une image du processus génétique, distinct pour chacun des types. Un de ses types est caractérisé par la formation des cristalloblastes dans le tissu plus ancien de la roche par apport métasomatique diffus; ce phénomène reçoit le nom de métablastèse. Le développement des porphyroblastes est caractéristique pour les phénomènes métamorphiques aussi bien lorsqu'il s'agit de la croissance d'un grenat à partir du paramatériel de la roche qui le contient que lorsqu'il s'agit de la croissance des feldspaths par apport métasomatique d'alcalis. Dans les roches métablastiques les cristaux de plagioclase et ceux d'orthose ont poussé, se sont gonflés, dans la masse schisteuse de la roche ancienne sans aucune régularité dans leur distribution. Une émanation chargée d'alcalis circule dans la masse des pararoches où elle dissout les éléments qu'elle transporte et détermine une métasomatose qui est principalement une feldspathisation grâce à laquelle d'anciens dépôts alumineux arrivent à donner des roches granitiques ou granodioritiques. Dans ce cas apparaît une structure quasiment granitique non en milieu liquide mais grâce à la mobilité des solutions: même des formes idiomorphes peuvent se former bien que,



aux premiers stades, ce soient les contours arrondis ou approximativement rectangulaires qui se développent. Ce processus où la métasomatose est le facteur principal explique mieux que toute autre hypothèse la genèse des roches gneissiques granitoïdes du deuxième groupe cristallin dans les Carpates méridionales. Nous montrerons ailleurs que le premier groupe, le groupe gétique, a subi dans sa partie inférieure, le processus opposé de métatexie.

Dans cette note nous nous bornons à présenter ces observations et à publier quelques microphotographies ¹⁾ plus explicites que des descriptions. Nous avons déjà montré notre manière de voir dans des travaux de géologie régionale. L'hypothèse que nous proposons se place à un point de vue qui n'a pas encore été envisagé mais qui s'encadre dans la conception que nous avons soutenue aussi par d'autres arguments (6, 7) et d'après laquelle les granites des massifs centraux des chaînes orogéniques ne sont pas le produit de la cristallisation d'un magma liquide. Il y a eu piézocristallisation au sens étymologique mais non pas dans un réservoir de magma liquide et homogène. La piézocristallisation a affecté, en milieu solide une masse de pararoches et a été accompagnée de nombreux apports métasomatiques, ce qui a conduit à une granitisation, du type décrit par SCHEUMANN (13) sous le nom de métablastèse.

Reçu: février, 1941.

¹⁾ Les microphotographies ont été exécutées par M. TH. KRÄUTNER auquel je tiens à remercier très vivement.



BIBLIOGRAPHIE

1. BECKE F. Petrographische Studien am Tonalit des Riesenferner. *Tschermak's Mitt.* 13, 1893, pag. 379.
2. E. CHRISTA. Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. geol. Bundesanst.*, Wien, 81, 1931.
3. CORNELIUS H. P. Zur Deutung gefüllter Feldspäte. *Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen*, XV, 1935, pag. 4.
4. GHERASI N. Étude Pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, 1937.
5. GHIKA-BUDEȘTI ST. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, 1932.
6. — Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorița et l'Olteț C. R. *Inst. Géol. Roum.*, Tome XXI pag. 5.
7. — Les Carpates Méridionales Centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoii. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XX, 1939.
8. MANOLESCU GH. Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, 1937.
9. PALIUC G. Étude géologique et pétrographique du Massif du Parâng et des Munții Cimpii. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, 1937.
10. PREY S. Die Metamorphose des Zentralgneisses der Hohen Tauern. *Mitteilungen der geol. Gesellsch. in Wien*, 1936.
11. SCHEUMANN K. H. Metatexis und Metablastesis. *Mineralog. Petrog. Mitteilung.* Bd. 48, Leipzig, 1936.
12. SUSS F. E. Bausteine zu einem System der Tektogenese. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. *Fortschritte d. Geol. u. Paleont.* Bd. XIII, 1937, Berlin.
13. WEINSCHENK E. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Grossvenedigerstocks. I, II. *Abh. d. bayr. Ak. d. Wissenschaften*, II. Kl. 1893, München, 1894.



PLANCHE I



PLANCHE I

Fig. 1 et 2. — Curmătura Olteţului. FD14.

Gneiss formé d'un tissu de quartz et de muscovite contenant de l'albite: la microphotographie 1 ($\times 32$) montre un porphyroblaste d'albite en voie de développement; la microphotographie 2 ($\times 144$) montre le même cristal avec ses inclusions d'épidote et de muscovite.

Fig. 3. — Valea Mare, Vai de Ei (coll. MANOLESCU, EZ8) ($\times 48$).

Roche schisteuse dont la masse fondamentale est formée de séricite et de chlorite en couches alternant avec des couches plus riches en quartz. Les porphyroblastes de plagioclases se développent en englobant les cristallites qui sont principalement de la muscovite.

Fig. 4. — Valea Olteţului, V. Cujbă. GE6 ($\times 48$).

Paragneiss à muscovite à masse fondamentale quartzreuse avec le mica blanc en bandes. L'albite en grains de dimensions variables est farcie surtout de mica en grains très fins. Les cristaux de calcite (extrémité de gauche du plus grand cristalloblaste) démontrent l'origine sédimentogène de ces roches dans lesquelles l'albite se développe par apport métasomatique.



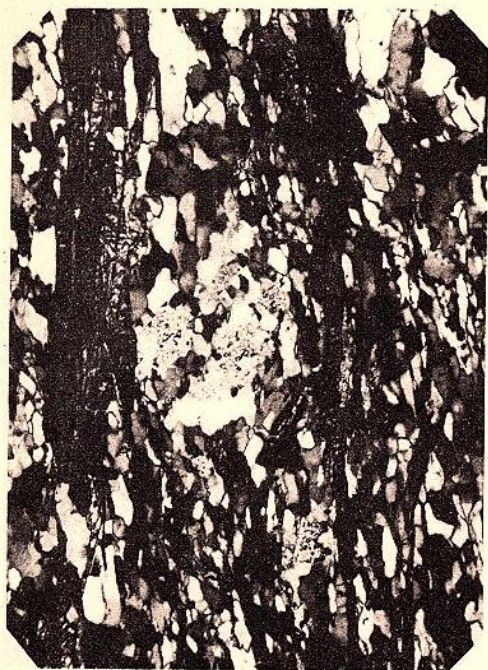


Fig. 1

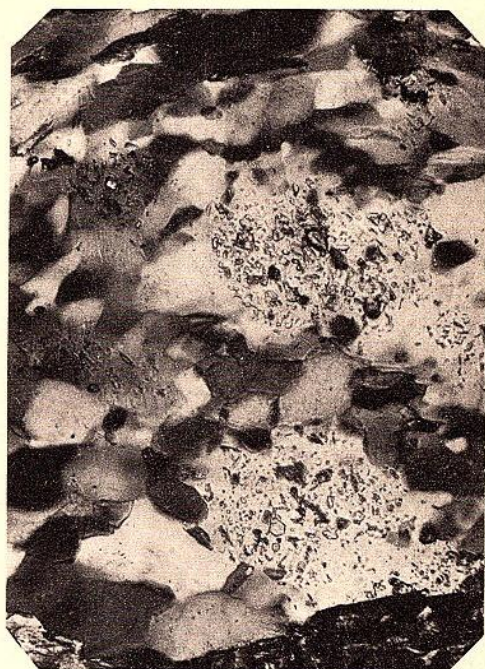


Fig. 2

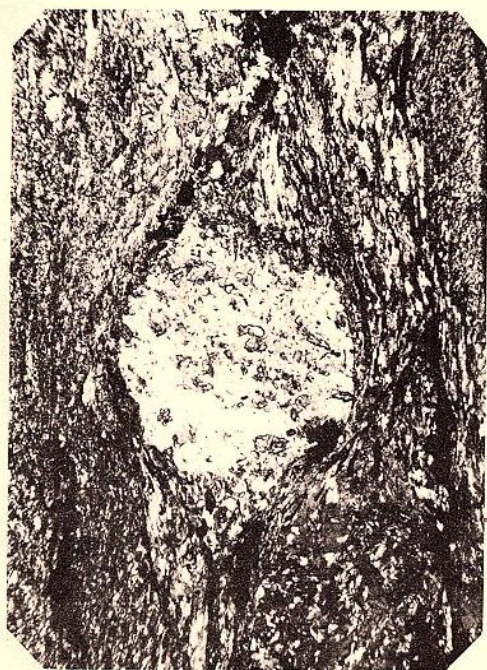


Fig. 3

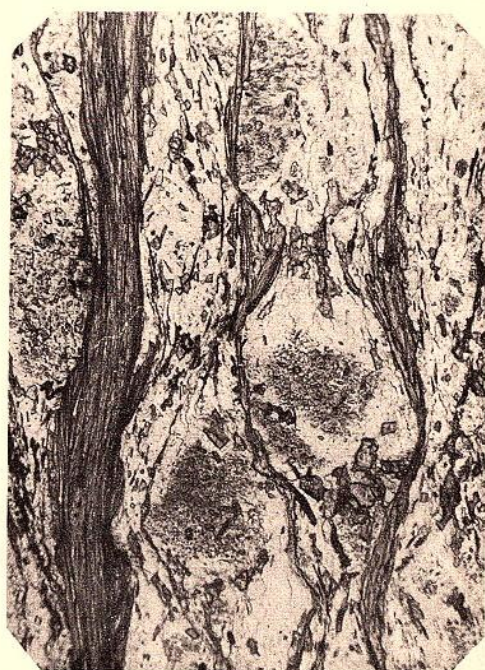


Fig. 4

PLANCHE II



PLANCHE II

Fig. 5. — Pârâul Dracului, Olteţ. GP₅ (×24)

Gneiss à épidote et séricite dont l'origine sédimentaire est confirmée par la présence du disthène et du graphite en paillettes interstratifiées en désordre. Le feldspath se développe en grains dont la forme et les relations avec la masse montre la nature porphyroblastique: ils sont farcis d'épidote et de mica; la présence du graphite parmi les microlites englobés confirme la nature poecilitique de ces inclusions.

Fig. 6. — Vârful Nedeiu. GH₁₁ (×32)

Gneiss granitique contenant encore des portions schisteuses micacées dans lesquelles se développent des cristaux d'albite qui englobent à côté des micas et du quartz des grains de graphite.

Fig. 7. — Vârful Nedeiu. GH₁₂ (×28)

Gneiss granitique semblable au précédent dans lequel le plagioclase a une forme mieux contourée et les mêmes inclusions.

Fig. 8. — Vârful Nedeiu, P. Dracului (×88)

Dans la même série un cristal qui montre le voisinage de l'épidote et du graphite dans le plagioclase.



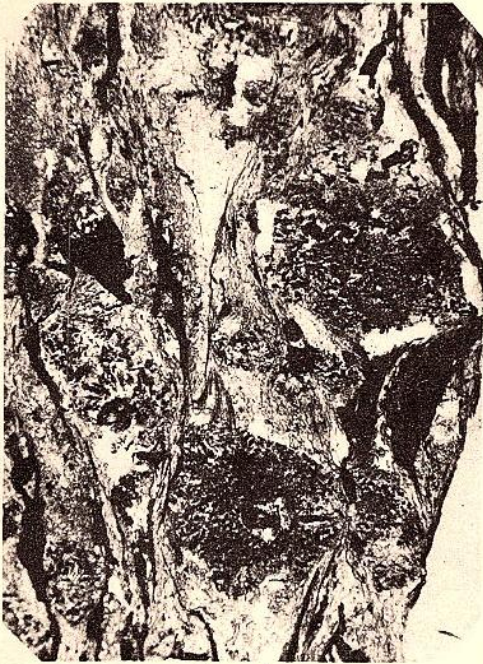


Fig. 5

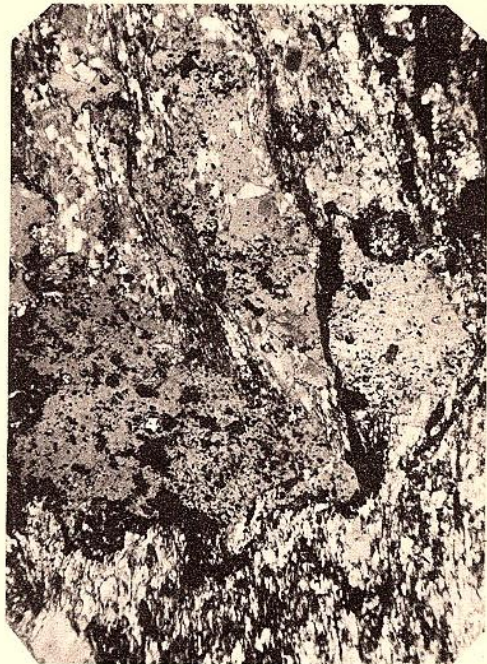


Fig. 6

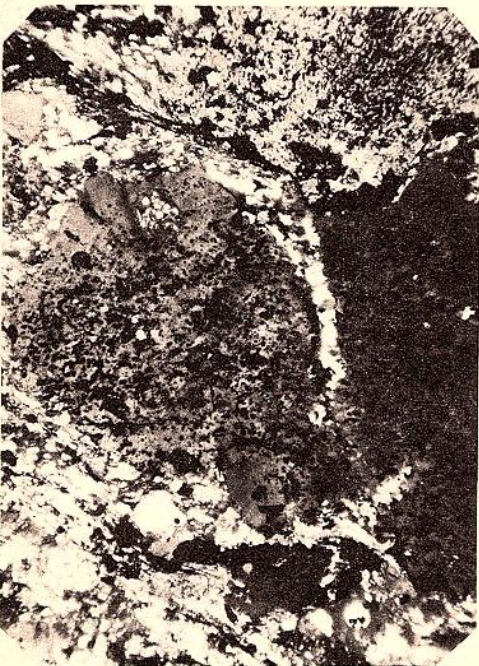


Fig. 7



Fig. 8

PLANCHE III



PLANCHE III

Fig. 9. — Curmătura Olteşului. FD14 (×24)

Pararoche quartzeuse et micacée. Les plagioclases sont farcis de même que ceux des figures précédentes puis ils sont à leur tour englobés dans du feldspath potassique perthitique en porphyroblastes.

Fig. 10. — Gropişa. EP2 (×32)

Dans un complexe schisteux, quartzeux et micacé les plagioclases farcis et l'orthose forment une concrescence cristalloblastique.

Fig. 11. — Olteţu superior. GE174 (×17,5)

Dans un schiste micacé phylliteux à muscovite et biotite dont la nature sédimentogène est évidente, démontrée par surcroît grâce à la présence du disthène (gerbes foncées en haut à droite); un porphyroblaste d'orthose renferme quelques plagioclases farcis du même tissu micacé sériciteux.

Fig. 12. — Găuri. AY13 (×11)

Le contenu microlitique du plagioclase qui forme en concrescence avec l'orthose le porphyroblaste, est nettement visible. Il a la même composition que la masse schisteuse de la roche.



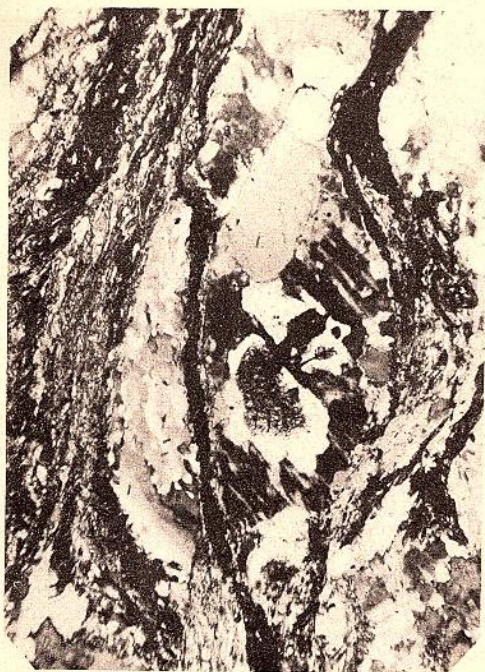


Fig. 9

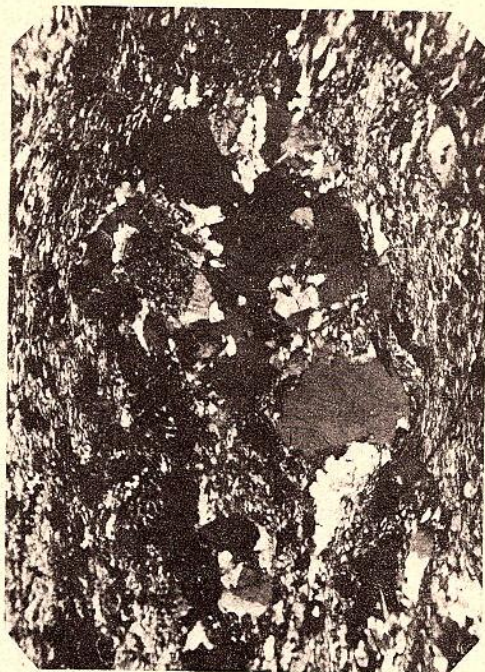


Fig. 10

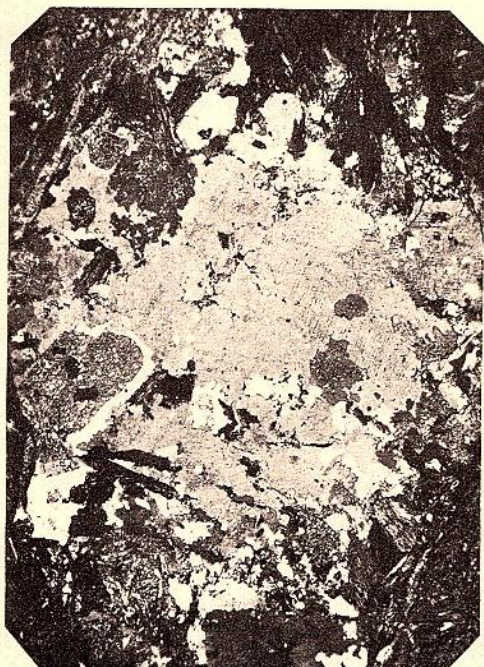


Fig. 11



Fig. 12

PLANCHE IV



PLANCHE IV

Fig. 13. — Valea Jiului (collection MANOLESCU GH250 (X13)

Dans une diorite quartzifère du massif granodioritique de Şuşiţa, le cristal de plagioclase contient à côté du feutrage séricito-épidotique des inclusions de quartz qui ne saurait être interprétées que comme des inclusions. Le plagioclase est néanmoins hypidiomorphe comme dans une granodiorite magmatique.

Fig. 14. — Valea Cerna, Corşoru. GM14 (X14,5)

Dans une granodiorite à biotite le plagioclase hypidiomorphe contient les mêmes inclusions de quartz et le même feutrage.

Fig. 15. — Valea Olteşului, Strâmtori. HQ7 (X16)

Dans un granite massif blanc le plagioclase est hypidiomorphe et contient des cristallites d'épidote bien formés. Le plagioclase présente des macles polysynthétiques sans relation ou influence sur la distribution des inclusions.

Fig. 16. — Pârâul Dracului. GP3 (X16)

Roche grenue riche en quartz. Plagioclase idiomorphe maclé à inclusions d'épidote, identique à celui de la masse fondamentale de la roche.

E R R A T A

Sur la planche ci-contre,

Au lieu de fig. 13, lire fig. 15

» » » » 14, » » 16

» » » » 15, » » 13

» » » » 16, » » 14



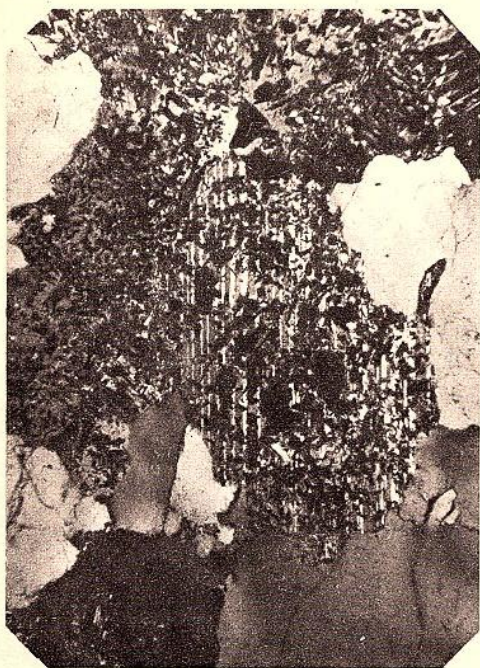


Fig. 13

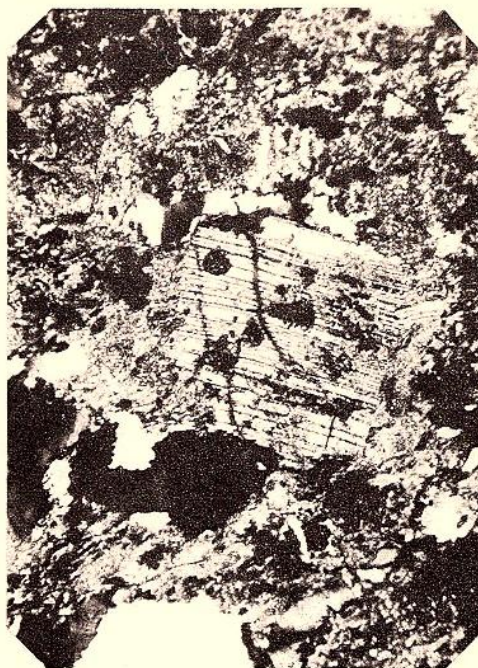


Fig. 14

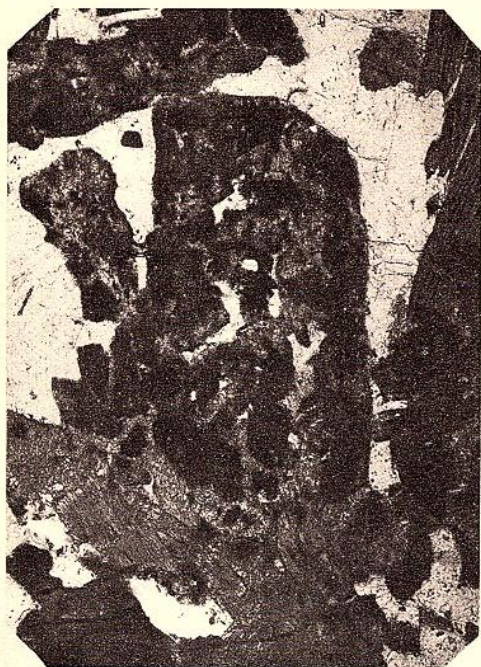


Fig. 15



Fig. 16

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET MINIÈRE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

(QUADRILATÈRE AURIFÈRE ET RÉGIONS ENVIRONNANTES)

PAR

T. P. GHIȚULESCU ET M. SOCOLESCU

SOMMAIRE

	<u>Page</u>
<i>Introduction</i>	185
I-ère Partie	
Aperçu géographique	187
Situation de la région	187
Orographie et hydrographie	187
Population	189
II-ème Partie	
Géologie des Monts Métallifères	191
A) <i>Les séries cristallophylliennes</i>	192
1. La série de Muntele Mare	192
Le cristallin de Baia de Arieș	192
Le cristallin de Lupșa—Bistra	194
Le cristallin de Câmpeni—Ponorel	194
2. La série du Mureș	194
Le cristallin de Vărmaga—Geoagiu-Băi	194
Les autres affleurements	196
B) <i>Le complexe des mélaphyres</i>	196
Historique	197
1. L'âge du complexe	199
2. Description du complexe	199



	<u>Page</u>
a) Les roches éruptives	200
Les gabbros	200
Les volcanites	200
L'altération	201
b) Les roches sédimentaires	202
3. Distribution du complexe	203
Zone septentrionale	203
Zone axiale	204
Zone méridionale	204
C) <i>La série jurassique</i>	204
Historique	205
1. Description des dépôts	206
L'Oxfordien	207
Le Kimmeridgien	207
Le Tithonique	207
2. Distribution des dépôts	208
La zone septentrionale	208
La zone axiale	212
La zone méridionale	213
D) <i>La série crétacée</i>	213
Historique	213
1. La série éocrétacée	214
Couches marno-calcaires	214
Couches de Curechiu	214
Couches de Căbești	215
Couches de Valea Dosului	215
a) Complexe ophiolitique	216
b) Distribution des dépôts	219
La zone septentrionale	219
La zone axiale	223
La zone méridionale	224
2. La série mésocrétacée	225
a) Classification des dépôts	226
b) Distribution des dépôts	227
La zone septentrionale	227
La zone axiale	227
La zone méridionale	228
3. La série néocrétacée	230
a) Classification des dépôts	231
b) Distribution des dépôts	232
La zone septentrionale	232
La zone axiale	235
La zone méridionale	237
E) <i>La série tertiaire</i>	237
1. L'horizon des Conglomérats de Fața Băii	239
a) Distribution des dépôts	239
Le bassin de Zlatna—Almașul Mare	240
Le bassin de Săcărâmb—Brad	241
Les bassins de Roșia Montană et de Frasin	241



	Page
2. L'horizon des Gravieres d'Almaşul Mare	241
a) Distribution des dépôts	248
Le bassin de Zlatna—Almaşul Mare	248
Le bassin de Săcărâmb—Brad	249
3. Le Sarmatien	250
a) Classification des dépôts	250
b) Distribution des dépôts	252
Le bassin de Zlatna—Almaşul Mare	252
Le bassin de Săcărâmb—Brad	253
4. Le Pliocène	255
5. L'éruptif tertiaire	256
Historique	258
a) Diorites et granodiorites porphyritiques	259
b) Première phase volcanique	260
Andésites de Faţa Băii	260
Rhyolites de Băiţa	264
c) Deuxième phase volcanique	268
d) Troisième phase volcanique	272
La zone Brad—Săcărâmb	272
La zone Zlatna—Stăniţa	282
La zone Baia de Arieş — Roşia Montană—Vulcoi Corabia	286
e) Quatrième phase volcanique	289
f) Conclusions	292
F) La tectonique	294
Historique	295
a) Tectonique ancienne	301
b) Plissements alpins	301
Plissements jurassiques	301
Plissements gétiques	302
Plissements postsénoniens	303
Mouvement néogènes	307

III-ème Partie

Minéralisation	309
1. Caractères généraux	309
a) Nature de la minéralisation	309
b) Les rapports entre la minéralisation et les phénomènes magmatiques tertiaires	310
c) La minéralisation et la tectonique	312
2. Le métamorphisme hydrothermal	316
Propylitisation	316
Séricitisation	317
Kaolinisation	317
Silicification	318
3. Composition minéralogique des gisements	318
a) Types de gisements	320
b) Distribution de la minéralisation	322



IV-ème Partie

	Page
Les travaux miniers	324
A) <i>Aperçu général sur la production</i>	324
B) <i>Description sommaire des principaux travaux miniers</i>	326
1. Băița	327
2. Troița, Trestia, Toplița	329
a) Groupe de Trestia	330
b) Groupe de Magdana	331
c) Groupe de Troița	332
d) Groupe de Măceșul	332
3. Măgura	333
4. Săcărâmb	335
5. Hondol	337
6. Balșa et Voia	339
7. Dealul Mare	340
8. Ormindea—Căinel—Măgura Băii	341
9. Draica	345
10. Porcurea	346
11. Breaza	349
12. Incăești—Fața Băii	358
13. Haneș	365
14. Tușumanu—Runcu—Băbuța	370
15. Almașul Mare	374
16. Stănița (Dealul Ungurului—Fericeaua—Ionul)	377
17. Borzești	390
18. Curechi—Coasta Mare	390
19. Hărtăgani—Cristior—Ruda	391
a) Groupe de Valea Arsului—Valea Gârdei	392
b) Groupe de Valea Morii	392
c) Groupe de Ruda	394
d) Groupe de Brădișor	396
e) Groupe de Musariu	398
20. București—Rovina	400
21. Luncoi—Caraci—Birtin	402
22. Tebea	403
23. Caraci—Măgura Tebei	404
24. Valea Arsului—Valea Pietrilor	408
25. Valea Dosului—Văltori	409
26. Boteș—Vâlcoi	415
a) Groupe de Boteș	416
b) Groupe de Vâlcoi	423
27. Corabia—Conțu	427
a) Groupe de Corabia	428
b) Groupe de Arama	437
c) Groupe de Conțu	441
28. Bucium—Frasin	444
29. Roșia Montană	447
a) Groupe de Tarina—Carpen	448
b) Groupe de Cetate	449



	Page
c) Groupe de Chernie	450
d) Groupe de Foieș—Igre—Văidoaia—Lechi	451
30. Explorations de Sohodol—Blăjeni	455
31. Baia de Arieș	456
32. Bucium—Geamăna—Mușca	458
33. Hărtăgani—Valea Cordurei	459
<i>Bibliographie</i>	460

INTRODUCTION

La région des Monts Métallifères est le principale centre de production d'or du pays. L'exploitation aurifère y date depuis des temps immémoriaux, bien avant la conquête des romains. Elle a continué sans interruption jusqu'à nos jours, atteignant parfois une intensité notable. La quantité totale d'or extraite dans cette région est appréciée à plus d'un million de kilogrammes; pourtant les réserves sont loin d'être épuisées et on constate depuis 1918 un progrès continu dans l'exploitation.

Ces faits prouvent que l'intensité des phénomènes de minéralisation y a été très grande, ce qui d'ailleurs, depuis longtemps, attire l'attention de nombreux chercheurs et hommes de sciences. Parmi les anciens nous mentionnons I. VON BORN, I. E. FICHEL, MÜLLER VON REICHENSTEIN, P. PARTSCH, W. G. E. BECKER, A. BOUÉ, I. GRIMM, FR. VON HAUER, G. STACHE, B. VON COTTA, K. PETERS, F. POŠEPNY, G. TSCHERMAK, C. DOELTER, A. KOCH, C. PRIMICS, B. INKEY, A. GESELL, E. SEMPER, M. VON PÁLFY, K. VON PAPP, et P. KRUSCH.

Les études publiées sur cette région sont très nombreuses ce qui l'a rendue, à certains points de vue, « classique », mais elles sont limitées à des observations locales.

Il manquait une carte géologique d'ensemble.

G. PRIMICS avait publié (92) une carte des Monts Cetraș qui constitue la partie SE de la région, tandis que K. VON PAPP et M. VON PÁLFY ont illustré leur études par les esquisses géologiques des principaux centres miniers. Le coin NE de la région est compris dans la carte 1 : 75.000 que M. VON PÁLFY a publié en 1910. En 1915, ST. FERENCZI faisait paraître une esquisse géologique du bassin tertiaire de Zlatna (1). Mentionnons, enfin, l'esquisse géologique de la région de Brad, qui accompagne une étude de SCHUHMACHER. Le manque de corrélation entre ces études, disparates et assez espacées dans le temps, n'a pas permis d'avoir une vue d'ensemble sur la géologie de cette région.

Les synthèses sur l'évolution géologique, récemment essayées par L. LÓCZY, G. MACOVEI et I. ATANASIU se sont ressenties de cette lacune. Il en



est même résultat, dans d'autres études, des interprétations erronées sur la tectonique.

Notre carte géologique comprend les Monts Métallifères et une partie des régions environnantes. Nous avons établi une corrélation et une classification de tous les terrains y affleurant ainsi que la détermination de la succession des phénomènes éruptifs, notamment des phases du volcanisme tertiaire, en précisant leur position dans l'échelle stratigraphique. Ceci nous a permis d'atteindre le but principal de nos recherches : la connaissance des rapports entre les phénomènes magmatiques et la minéralisation. De même, nous sommes arrivés à une clarification de la tectonique et avons pu mettre en évidence les rapports entre les phénomènes tectoniques, magmatiques et métallogéniques.

La minéralisation connue dans les zones actuellement accessibles est essentiellement auro-argentifère. Les proportions des autres métaux associés : plomb, zinc et cuivre, sont peu importantes et tout à fait subordonnées du point de vue minier.

Dans une seule partie, la zone cinabrifère est conservée, contenant quelques gisements de mercure.

Les connaissances minéralogiques se sont continuellement développées, depuis les premières observations de I. VON BORN jusqu'à nos jours. Les récentes études microscopiques de D. GIUȘCĂ, N. PETRULIAN et HELCKE ont élucidé en partie les questions de texture et de succession. Aussi, avons nous cru inutile d'insister sur la composition minéralogique des gisements.

En échange, notre carte représente les principaux filons et minéralisations connus, mettant en relief, d'une façon évidente, leurs rapports avec la structure géologique. De même, nous avons indiqué la position des galeries connues afin de faciliter l'orientation des explorateurs et des prospecteurs, auxquels notre carte s'adresse tout spécialement. A cette intention, également, le texte comprend quelques indications sommaires, sur les principaux travaux miniers qui étaient accessibles lors de notre étude.



I-ère PARTIE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Situation de la région. La région qui fait l'objet de la présente étude, comprend la plus grande partie des Monts Métallifères qui constituent la chaîne méridionale du massif des Monts Apuseni, dans l'W de la Transylvanie.

Le territoire est compris entre les méridiens $20^{\circ} 15'$ et 21° et entre les parallèles $45^{\circ} 55'$ et $46^{\circ} 30'$. La surface du territoire représente à peu près 2.550 km^2 et correspond aux suivantes cartes géographiques 1 : 75.000 : la feuille Zlatna, la plus grande partie de la feuille Abrud, la moitié E de la feuille Baia de Criş, les parties N des feuilles Deva et Ilia et une petite portion de la feuille Hălmagiu.

Orographie et hydrographie. MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU (60) ont distingué dans les monts Apuseni, une unité morphologique et géologique, dénommée Monts du Mureş, qui constitue la bordure méridionale de ce massif montagneux. Les Monts Métallifères représentent une sous-unité des Monts du Mureş, comprise entre les Monts Drocea et les Monts de Trascău. A vrai dire, les Monts Métallifères ne constituent pas une unité morphologique bien définie. C'est plutôt une notion géologique et surtout économique, inutilisée par les autochtones, étant en relation avec les exploitations minières des métaux.

Le relief actuel a été modelé par les trois bassins hydrographiques suivants: le bassin du Mureş, le bassin de l'Ărieş, affluent principal du Mureş, et le bassin du Crişul Alb. Les niveaux les plus bas de ces trois bassins, dans la région, sont respectivement de 172 m pour le Mureş, 227 m pour le Crişul Alb et 450 m pour l'Ărieş.

La ligne de séparation des eaux du Mureş, par rapport aux deux autres bassins, qui peut être considérée comme la crête principale des Monts Métallifères, est une courbe sinueuse ayant, dans la moitié occidentale de la région une direction à peu près W-E, et dans la moitié orientale une direction générale, SW-NE.



Le point le plus haut de la crête est le sommet Poenița (1437 m); dans le bassin tertiaire de Vălișoara, cette crête atteint le niveau le plus bas (460 m).

Le modelage compliqué de ce massif montagneux est conditionné par la stratigraphie, la constitution pétrographique et la tectonique de la région. L'influence de la tectonique, en particulier des mouvements post-sénoniens, se retrouve à chaque pas.

Les traits caractéristiques du paysage si varié sont déterminés par la résistance des formations constitutives, qui varie dans de très larges limites. Les moins résistantes sont assurément les roches sédimentaires tertiaires, à quelques exceptions près, réduites aujourd'hui en grande partie à de larges vallées ou des collines faiblement ondulées. En deuxième lieu suivent les tufs et les brèches volcaniques du Néogène et ceux du complexe des méla-phyres, que les torrents détruisent avec facilité, donnant naissance à des versants ravinés. Les roches les plus résistantes sont, d'abord, les roches éruptives non altérées par les phénomènes hydrothermaux, et ensuite les calcaires jurassiques.

Le sommet le plus haut de la région, Poenița (1437 m), est constitué par des dacites. De même, quelques-unes des ramifications les plus importantes de la crête principale sont constituées par des traînées volcaniques. Mentionnons spécialement la chaîne de Cetraș, dont le plus haut sommet atteint 1084 m, et qui se dirige vers le SE en s'approchant du Mureș. Une chaîne volcanique tout aussi importante est celle qui part de Stănița vers le SE, et domine par ses cônes imposants le bassin tertiaire de Zlatna—Almașul Mare.

Les calcaires jurassiques, bien qu'assez répandus, ne constituent que rarement des chaînes continues, comme par exemple celle de Pleașa Ardeului-Vârful Mușului et de Pleașa Mare, ainsi que la chaîne de Dâmbău. Le plus souvent, les calcaires jurassiques ne forment que des pics aigus, jalonnant ou surmontant quelques-unes des crêtes les plus hautes de la région.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, le réseau hydrographique de la région constitue trois bassins dont deux, celui du Mureș et du Crișul Alb, sont indépendants, tandis que le troisième appartient à un affluent principal du Mureș. Sans insister sur l'origine et l'évolution du réseau hydrographique, nous croyons intéressant de signaler certains faits plus importants.

Après la sédimentation des calcaires à Cerithium, des phénomènes d'érosion ont eu lieu dans la région donnant naissance à un relief, sur lequel s'est déposé postérieurement les tufs, les brèches et les laves des séries andésitiques et dacitiques. Nous sommes à même d'identifier actuellement une bonne partie de ces aires d'érosion, mais nous ne pouvons pas reconstituer le relief même à cause des mouvements qui ont affecté assez sérieusement ce relief.



Un autre relief qui a pris naissance après ce cycle volcanique et la sédimentation des conglomérats pliocènes, nous permet de le reconstituer en partie. Abstraction faite des déplacements épirogéniques ultérieurs, nous constatons que ce relief pliocène atteignait environ 900—950 m du côté de Roşia Montană et seulement 500—600 m dans la région de Brad. Il paraît donc que le plus actif bassin d'érosion de cette région est celui du Crişul Alb, affluent du grand lac pannonien. C'est seulement plus tard, en relation avec des effondrements plus importants, qui ont eu lieu dans le bassin de Iliia-Lăpugiu, que le Mureş a pu se frayer un chemin et descendre son niveau. Les mouvements épirogéniques ont continué jusque dans les temps les plus récents. On constate même à présent, une tendance bien marquée de déplacement vers le S du lit actuel du Mureş.

En rapport avec les mêmes phénomènes, les affluents du Mureş, comme par exemple la vallée de Geoagiu et la vallée de Căinel, ont pu traverser certains massifs de calcaires jurassiques, ce qui a donné naissance à d'intéressants phénomènes de captation. Tous ces affluents ont encore une grande force d'érosion, de façon que leurs dépôts alluvionnaires sont extrêmement restreints.

Un facteur très important pour une région minière, est le débit de son réseau hydrographique. Malheureusement, celui qui prend naissance dans la région qui nous occupe est très variable. Ce fait est dû à la faible capacité d'imbibition de la plus grande partie du sol et des roches constitutives de la région, qui est en grande partie déboisée.

Considérant que les précipitations sont assez importantes, environ 700 mm par an, il est évident que des mesures appropriées pourront remédier au moins en partie, aux difficultés signalées.

Population. Les richesses minières ont déterminé un considérable accroissement de la population de cette région, par rapport au reste des Monts Apuseni. Cette population, exclusivement roumaine est attaché depuis des siècles aux travaux miniers dont ils gardent l'habitude et les méthodes.

Il est intéressant de relever que les trois subdivisions hydrographiques correspondent à peu près à des limites ethnographiques.

Le bassin de l'Arieş occupe une bonne surface du Pays des « Moţi », qui s'étend vers le N bien au delà des limites de cette région. Cette population téméraire, particulièrement celle de Abrud, Roşia Montană, Corna et Bucium, fournit les mineurs les plus capables par leur expérience traditionnelle et leur vaillance incomparable.

Le bassin du Criş recouvre une partie du Pays de Zărand, dont la population est à bien des points de vue comparable à celle de la région précédente. Sa population est moins industrielle que celle des Moţi, bien que le



développement de certains centres miniers, comme par exemple celui de Brad, a créé un grand nombre d'ouvriers.

La population du flanc méridional des Monts Métallifères n'a pas un caractère ethnographique spécial; c'est le pays du Mureș, généralement plus riche et économiquement plus développé que les deux précédents.

L'industrie minière a fait de continuel progrès, surtout depuis 1918, à la suite d'importantes investitions qui ont permis la modernisation des installations et des méthodes de travail, assurant la prospérité de la population.



II-ème PARTIE

GÉOLOGIE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

La région qui fait l'objet de la présente étude est constituée par des roches cristallophylliennes, des roches sédimentaires et des roches éruptives.

Les roches métamorphiques n'occupent que des parties très réduites, dans les parties N et S de la région. Elles ne présentent pour notre étude qu'un intérêt secondaire en relation avec certains problèmes concernant le soubassement de la région.

En ce qui concerne les roches sédimentaires et les roches éruptives, elles appartiennent au Mésozoïque et au Néogène. Les plus anciennes sont les roches effusives basiques qui forment le Complexe des mélaphyres qui appartiennent probablement au Trias.

Des calcaires jurassiques reposent, en grande partie, sur les mélaphyres mais on en trouve également sous forme de noyaux, perçant les sédiments crétacés. Le Crétacé est représenté par des sédiments à faciès de Flysch comprenant l'Eocrétacé et le Mésocrétacé. Le Néocrétacé est formé surtout par des dépôts à faciès de Gosau.

Pendant le Crétacé ont eu lieu les plissements gétiques et leur paroxysme a été accompagné par l'éruption des diabases et des basaltes qui constituent les ophiolites mésocrétacées.

Après le Sénonien commence une grande phase éruptive, marquée, par des intrusions de diorites, de granodiorites et de leurs porphyres qui, tant par leur aspect pétrographique que par leur position stratigraphique, se relie à la phase des éruptions banatitiques. Ces roches n'affleurent dans la région que sur des surfaces très réduites, au S de Prihodiște, etc, mais les rapports génétiques nous permettent de soupçonner leur présence en profondeur, dans toutes les zones des bassins magmatiques tertiaires (8).

Les formations tertiaires sont représentées par une série de bassins dans lesquels se sont conservés les sédiments néogènes et les produits pyroclastiques des volcans du même âge.



Ces volcans sont répandus dans toute la région, même en dehors des bassins tertiaires et constituent des traînées assez bien définies. Les tufs, les brèches, les coulées de laves et les culots volcaniques appartiennent à plusieurs types pétrographiques, résultant d'une différenciation magmatique allant des rhyolites jusqu'au basaltes.

Ces roches occupent des surfaces étendues. Toutefois leur importance réside plutôt dans leur relation génétique avec les phénomènes de minéralisation.

La structure géologique de la région a été imprimée, en dehors des phénomènes de sédimentation et des phénomènes éruptifs mentionnés plus haut, par des mouvements tectoniques importants.

Nous avons reconnu deux phases principales de plissements. La phase gétique, d'âge mésocrétacé et de direction plus ou moins axiale par rapport au Géosynclinal du Mureş, et la phase post-sénonienne, avec un caractère de surplissement, dont les échos se sont manifestés jusque vers la fin du Tertiaire.

A) LES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES

Les roches métamorphiques occupent des étendues relativement réduites, dans la partie septentrionale et méridionale de la région. Leurs faciès et leur mode de présentation sont bien différents. Pour les définir nous les avons dénommés respectivement : la série cristallophyllienne de Muntele Mare au N, et la série cristallophyllienne de Mureş au S.

Ces deux séries ont fait l'objet de recherches détaillées de la part de divers auteurs, parmi lesquels nous mentionnons A. KOCH, M. PÁLFY, L. ROTII VON TELEGD et D. GIUŞCĂ, pour la série de Muntele Mare et L. LÓCZY, FR. NÓPCSA et FR. SCHAFARZIK, pour la série du Mureş.

1. LA SÉRIE DE MUNTELE MARE

Les roches cristallophylliennes affleurent dans la région de Valea Arieşului, mais elles se prolongent assurément sous la couverture de dépôts crétaqués au moins jusque dans la région de Roşia Montană et Bucium où on les trouve sous forme de fragments dans les brèches volcaniques et dans le remplissage de quelques filons.

Nous distinguons trois lambeaux de la série cristallophyllienne de Muntele Mare, à savoir : celui de Baia de Arieş, celui de Lupşa-Bistra et enfin celui de Câmpeni-Ponorel.

Le cristallin de Baia de Arieş. Ce cristallin a été étudié par M. VON PÁLFY (64), qui le considère comme un bloc séparé des formations sédimentaires crétaqués par des failles. Au point de vue pétrographique il distingue des schistes à biotite et à muscovite, des roches à amphibole, des schistes gra-



phiteux à biotite, des phyllites, des calcaires cristallins et des gneiss granitiques à pegmatite. Il considère le granite de Vința comme un paragneiss.

D'après nos études les roches constitutives appartiennent à une zone de transition entre l'épizone et la mésozone. La première serait représentée par les phyllites et les schistes à chlorite, tandis que la seconde est indiquée par des micaschistes à grenat et des amphibolites. Par endroits d'importants bancs de calcaire cristallin y sont intercalés. Ce calcaire à texture grenue assez grossière est plutôt lié à la mésozone. Il a une couleur blanche rarement rougeâtre ou jaunâtre et souvent, autour des lentilles de calcaire on trouve des bandes de cipolin intercalées dans les micaschistes.

Les rapports entre les deux zones métamorphiques sont compliqués par des dislocations tectoniques importantes, de direction et d'intensité variables ainsi que par l'intrusion de granite qui affleure à Oloșul, Poartăș, Măzărutul et Feletinul.

En essayant de délimiter sur le terrain la répartition des diverses roches ci-dessus mentionnées, nous arrivons aux conclusions suivantes.

Les phyllites et les schistes à chlorite occupent surtout le côté NW de l'éperon, notamment la partie inférieure de Valea Cioarei et Valea Lacului, la partie inférieure de Valea Hărmăneasa ainsi que le flanc occidental de Valea Șasei. Dans cette dernière vallée ainsi que dans celles de ses affluents de Dealul Runcului, se trouve un banc de calcaire cristallin, d'une épaisseur d'au moins 200 m, presque vertical, qui sépare à l'W et au NW la série des schistes à chlorite, des phyllites et des micaschistes chloriteux, et au SE la série dans laquelle dominant les micaschistes à grenats et les amphibolites.

Les calcaires cristallins se rencontrent sous forme de bancs lenticulaires plus ou moins importants. Nous tenons à mentionner spécialement le grand massif de calcaire cristallin de Baia Roșie et de Colțul Caprii. Des lentilles plus ou moins développées se trouvent entre Feletinul et Geamăna, à l'E du sommet de Surligata jusque dans Valea Poeniței où un puissant banc de calcaire s'insinue entre les micaschistes à grenats et les sédiments créacés. Ajoutons encore les lentilles qui se trouvent dans Valea Hărmăneasa et sous le sommet de Poartăș.

Les micaschistes à biotite ou à muscovite, les micaschistes à grenats et les amphibolites constituent toute la partie S et E ainsi que le noyau de l'éperon de Baia de Arieș.

Les granits à plagioclases et à deux micas constituent un important massif entouré de toute une série d'apophyses de granit et de pegmatite ainsi que des dykes de quartz. Il paraît que la partie NE du massif est constituée par le granit à muscovite tandis qu'au SW et en profondeur domine le granit à biotite. A l'W de Feletinul le granit englobe quelques lentilles de calcaire cristallin donnant naissance à des phénomènes de métamorphisme. Les rapports



tectoniques nous indiquent clairement que l'intrusion de ce massif granitique est postérieure aux plissements qui ont débité en lambeaux les calcaires cristallins. Vu les étroites relations entre les schistes cristallins et le massif granitique nous sommes tentés d'attribuer à ce granite un âge hercynien.

Du point de vu tectonique le cristallin de Baia de Arieş constitue un éperon, légèrement déversé vers le N et le NW. Sa limite entre Baia de Arieş et l'église de Valea Lupşei est une ligne de chevauchement sur les sédiments du Crétacé supérieur. Le plan de contact a un pendage de $75-80^\circ$ vers le SE. Sur tout le reste de la bordure, le contact est normal, le cristallin s'enfonçant d'une façon périclinale sous les sédiments crétacés.

Le soulèvement de cet éperon a eu lieu après le Sénonien, comme il en résulte de la présence des deux lambeaux de conglomérats sénoniens qui reposent sur les schistes cristallins au S de Colţii Lazărului, à plus de 1.000 m d'altitude.

Le massif cristallin a été percé, pendant le Néogène par de nombreux cratères des éruptions andésitiques et dacitiques.

Le Cristallin de Lupşa-Bistra est constitué principalement par des phyllites, des quartzites et des chloritoschistes. Les phyllites accompagnées par les quartzites paraissent occuper généralement un horizon supérieur. Le pendage général est vers le S.

Le cristallin de Câmpeni-Ponorel est composé par des phyllites et des schistes à chlorite et en moindre partie par des micaschistes. Toute la partie méridionale de ce cristallin est constituée par une puissante plaque de calcaire, de plus de 200 m d'épaisseur. Sous ce calcaire d'aspect similaire à celui de Baia de Arieş, les schistes ont été plissés d'une façon discordante; ce qui a donné naissance à de nombreuses anomalies tectoniques tel que le chevauchement des schistes sur le Crétacé, observé à Gura Sohodolului.

Les formations du Crétacé supérieur recouvrent la plaque de calcaire cristallin en transgression normale.

2. LA SÉRIE DU MUREŞ

Les roches métamorphiques de cette série occupent une surface plus grande dans la région de Vărmaga—Geoagiu Băi, et plusieurs autres petits affleurements, dans la partie méridionale de la région.

Le cristallin de Vărmaga—Geoagiu Băi. Ce cristallin a formé l'objet de plusieurs études assez détaillées, de la part de M. PÁLFY (64) et F. NOPCSA (6). Ce dernier auteur attribuait aux phyllites de ce massif l'âge dévonien et considérait les calcaires cristallins qui les accompagnent comme tithoniques-



néocomiens. M. VON PÁLFY distingue un horizon de phyllites et de calcaires cristallins, qu'il attribue au Carbonifère et un horizon de sernifites à intercalations de roches porphyroïdes, qu'il considère d'âge permien. D'après cet auteur tout ce complexe présenterait un pendage monoclinal vers le S et serait séparé des dépôts crétacés et tertiaires, qui le contournent au N par des failles.

- Les recherches minutieuses que nous avons entreprises nous ont permis de reconnaître que ce cristallin constitue une zone anticlinale, orientée ENE-WSW, dont le noyau est constitué par les calcaires cristallins. Le flanc N de cet anticlinal plonge généralement de 30° — 40° vers le N. Certaines inclinaisons contraires, comme par exemple celles qu'on voit dans Valea Rapolteului ne sont que des anomalies locales. Quant au flanc S, il a un plongement plus faible. Vers l'extrémité orientale, l'anticlinal passe à une virgation dont les petits plis se dispersent vers l'E et l'ESE.

Le calcaire cristallin est la formation la plus ancienne et se présente en bancs plissés et traversés par de nombreuses diaclases. La structure en est compacte, à grains très fins (sous $1/10$ mm). La cassure est faiblement conchoïdale. La couleur est grise légèrement bleuâtre, et plus rarement jaunâtre.

Les sernifites suivent en ordre chronologique, sans toutefois constituer un horizon continu. Elles sont représentées par des conglomérats durs et compacts, de couleur grise rarement jaunâtre, aux éléments de quartz et de roches métamorphiques bien arrondis, ayant un diamètre jusqu'à 2—3 cm; leur ciment est siliceux, faiblement argileux.

Les phyllites, ayant l'aspect de schistes argileux très fins, forment la partie supérieure de cette série. Leur couleur habituelle est verdâtre ou grisâtre. Par endroits, dans le voisinage du calcaire, elles contiennent des intercalations de minces bandes de calcaire cristallin, comme par exemple au S de Măgura (alt. 612 m).

Dans ces roches on rencontre parfois des intercalations à l'apparence de grauwacke à grains fins, parmi lesquels on remarque des cristaux anguleux de feldspath. Ces roches ont été dénommées porphyroïdes, sans que cette dénomination soit appuyée par des preuves certaines.

Dans Valea Chilieii, à l'W de Ringhet, se trouve un petit affleurement de schistes argileux dont le métamorphisme est extrêmement faible. Elles ont l'apparence d'un schiste argileux gris, se séparant en feuilles frocées extrêmement minces, entre lesquelles apparaissent des paillettes de mica.

La cristallinité des phyllites s'accroît au fur et à mesure qu'on avance vers l'W. Ce phénomène peut être attribué à des injections de pegmatites, ainsi qu'on l'observe dans Valea Banpatacului, au S de Vărmaga où un filon de quartz pegmatitique atteint plusieurs mètres d'épaisseur.



En ce qui concerne l'âge de cette série, il est plus ancien que celui du complexe de mélaphyres. Les dépôts du Crétacé moyen couvrent ce cristallin en transgression et les dislocations importantes signalées par M. VON PÁLFY ne sont pas visibles. D'ailleurs le cristallin se continue sous les sédiments crétacés et tertiaires ; l'érosion a mis à découvert, en dehors de l'affleurement mentionné dans Valea Chiliei, deux autres affleurements assez importants dans Valea Pârâul Mare.

La présence des fragments de roches métamorphiques dans les filons de Glauch de Săcărâmb prouvent la continuation du soubassement cristallin jusque sous cette localité.

Les autres affleurements de roches métamorphiques, de la série du Mureş sont :

Le cristallin de Branişca-Bejan, constituant le front méridional de Dealul Cerbul (alt. 332 m), est exclusivement formé par des phyllites. Cet affleurement se prolonge au S du Mureş en continuation du massif cristallin de Poiana Ruscă.

Une petite écaille de phyllites se trouve dans Valea Blăjeştilor de Nevoiaş, perçant les sédiments du Crétacé inférieur et étant accompagnée par une intrusion de diabase mésocrétacée.

Au S de Sulighet près de la cote 327, deux petites écailles de phyllites transpercent la couverture crétacée. Vers le N, à Căbeşti et Gealacuta, on rencontre également deux petites écailles de phyllites, recouvertes par les Couches de Curechiu, les Couches de Căbeşti ainsi que par les mélaphyres.

Enfin au S de Dumeşti, nous avons délimité deux affleurements assez importants de la série cristallophyllienne du Mureş, surgissant de sous les mélaphyres au contact de ceux-ci avec les sédiments jurassiques et crétacés.

Tous ces affleurements prouvent d'une manière indiscutable que le cristallin se continue vers le N sous les dépôts crétacés et sous le Complexe des mélaphyres ; son âge est donc, comme nous l'avons affirmé plus haut, plus ancien que celui des mélaphyres. Les rapports tectoniques, indiquent que le cristallin a subi les plissements méso-crétacés.

B) LE COMPLEXE DES MÉLAPHYRES

La formation qui surmonte par ordre stratigraphique les roches cristallophylliennes est constituée par des roches principalement éruptives, sous forme de tufs, brèches, laves et plus rarement des culots éruptifs. Entre les assises pyroclastiques de ce complexe, on trouve par endroits, de minces intercalations de roches sédimentaires.



Nous avons dénommé l'ensemble de ces dépôts : **Complexe des mélaphyres**. Cette dénomination a une signification purement stratigraphique et correspond d'ailleurs au nom par lequel la majorité des auteurs désignaient les roches éruptives de ce complexe.

Historique. Nous trouvons la dénomination de mélaphyre dans la carte géologique que V. HAIDINGER a publiée en 1845 mais GRIMM l'avait employée antérieurement.

HAUER et STACHE (101) les désignent sous le nom de porphyre à augite et « Mandelstein ». Ces auteurs reconnaissent que ce complexe contient des roches généralement altérées qui ne peuvent plus être déterminées avec précision. Ils les décrivent comme des roches contenant de la hornblende ou de l'augite et des plagioclases basiques, sous forme de cristaux à contour irrégulier, dans une pâte soit compacte soit cristalline. La majeure partie de ces roches contient des amygdales. En ce qui concerne leur âge, HAUER et STACHE les comparent aux porphyres à augite du Trias alpin ; mais comme une partie de ces roches se trouve par endroits mélangée aux calcaires jurassiques, ils attribuent à tout le complexe, l'âge crétacé. Cette généralisation éroncée, est due en partie à la confusion des ophiolites d'âge aptien avec le complexe éruptif antérieur au Malm.

TSCHERMAK constate que le calcaire jurassique repose sur les mélaphyres, d'où il déduit leur âge triasique, pareil aux mélaphyres de Bohême et du Tyrol.

B. V. INKEY (51), dans son étude sur la région de Băița considère que les rhyolites (porphyre à quartz) sont antérieures aux trachytes tertiaires, mais postérieures aux mélaphyres, qui sont les roches les plus anciennes de la région.

Plus tard G. PRIMICS (92) sépare les roches porphyriques des trachytes. Parmi les premières il distingue: les porphyres à quartz, (ce que nous dénommons aujourd'hui les rhyolites), les porphyrites et les mélaphyres. Il considère que les porphyrites sont d'âge crétacé tandis que les mélaphyres appartiennent au Trias inférieur. A l'encontre de l'opinion d'INKEY, qui considérait que les éruptions des mélaphyres ont duré depuis le Trias inférieur jusqu'au Jurassique supérieur, G. PRIMICS croit que la mise en place des mélaphyres a eu lieu seulement pendant le Trias inférieur. Sur la carte qui accompagne cette étude, la délimitation des porphyrites crétacées est arbitraire, représentant la crête des collines.

Au point de vue pétrographique, il distingue les trois groupes suivants : 1, mélaphyres à augite ; 2, mélaphyres à olivine ; 3, mélaphyres spilitiques. Tous ces trois groupes de roches peuvent présenter la variante amygdaloïde.

Les faciès pyroclastiques se présentent soit sous forme d'agglomérats et de brèches avec des éléments de tous les groupes déjà mentionnés, soit sous

forme de tufs, produits par les cendres du premier et du deuxième groupe. En ce qui concerne leur distribution, les mélaphyres à augite et à olivine sont rares dans les Monts du Cetraş, la majeure partie étant représentée par des mélaphyres spilitiques constitués par une masse microfelsitique et phénocritaux de feldspath. Quant aux porphyrites, que cet auteur attribue au Crétacé, il constate que ces roches n'ont pas un faciès caractéristique. La majeure partie sont altérées et on y identifie assez souvent des phénocristaux de feldspath et d'amphibole.

Les travaux les plus complets, et les plus importants consacrés à ce complexe de roches sont dus à S. V. SZENTPÉTERY (10) qui remarque que la notion du mélaphyre a continuellement évoluée, divers auteurs lui attribuant une signification pétrographique différente (ZIERKEL, ROSENBUSCH, WEINSCHENK, REINISCH). S. V. SZENTPÉTERY arrive à la conclusion que la dénomination de mélaphyre doit être attribuée à des roches de couleur généralement foncée, appartenant à l'effusif antétertiaire, à structure porphyrique, et constituées par des plagioclases basiques, de l'augite brun et le plus souvent de l'olivine. Étant donné que la majeure partie des roches mésozoïques des Monts Métallifères ont une structure porphyritique, il faut les considérer comme des porphyrites et non des mélaphyres. A la suite de ces études ainsi que de celles de SZONTAG, KARL V. PAPP, G. PRIMICS, B. INKEY, etc. cet auteur constate que les diabases constituent la majeure partie des roches effusives des Monts de Drocea jusqu'à une ligne qui passe par Zam et Căzăneşti; à l'E prédominent les porphyrites tandis que les diabases et le porphyre sont subordonnés. Il mentionne la diabase porphyritique de Sulighet, Fizeşti-Băgara, Cărmăzineşti, Birtin, Ruda, Mihăileni, Hărtăgani, Curechi et Techerău; les diabases à amphibole de Birtin, Ruda, Juncuri, Porcurea; les diabases à olivine de Potingani, Juncuri, Mihăileni et Țărăţel; la diabase porphyrique de Valea Iepii et Ruda; les diabases à augite et les diabases porphyritiques de Bucium Izbita. Parmi les porphyrites, le type à augite est le plus répandu, soit sous forme de laves, soit sous forme de tuf.

La porphyrite à oligoclase est assez fréquente, tandis que celle à quartz est très rare, et a été identifiée à Porcurea, Visca, Dănuleşti et Vorţa. La porphyrite à amphibole a été identifiée dans la région de Brad-Ruda, à Visca et à Lunçoara. La porphyrite à biotite n'a été trouvée qu'à Luncoi. D'une façon tout à fait exceptionnelle, le gabbro-diabase apparaît à Visca, et la pycrite à Podele.

Des roches correspondant à la définition des mélaphyres, sont reconnues seulement à Crişan et Valea Iepii. Celles-ci correspondent au type acide de la porphyrite à labrador, dans lequel l'augite est complètement subordonnée.

En ce qui concerne l'ordre d'éruption, l'auteur établit la succession suivante: diabase, porphyrite à augite, autres porphyrites.



1. L'ÂGE DU COMPLEXE

Conformément à notre définition, le Complexe des mélaphyres comprend les roches effusives, avec de faibles intercalations de roches sédimentaires, dont la mise en place a eu lieu avant le Jurassique supérieur.

Nous avons réussi à identifier et à séparer, de l'ancien groupe des mélaphyres, les roches effusives d'âge aptien, à fonction d'ophiolite, dont nous nous occuperons dans un chapitre suivant. Cette séparation est basée sur des critères stratigraphiques rigoureux. Là où ces critères manquent la séparation est très difficile, comme par exemple dans les cas où ces roches sont englobées dans le complexe des mélaphyres. La séparation des porphyrites crétacées que PRIMICS a faite entre Porcurea et Almaşul Mic (92), nous a paru erronée, d'autant plus que les ophiolites aptiennes sont représentées par des diabases et des dolérites. Nous avons donc englobé ces porphyrites dans le complexe des mélaphyres.

En ce qui concerne la limite inférieure, nous n'avons aucune indication stratigraphique précise. A Dumeşti et dans Valea Sârbi, ce complexe repose sur le cristallin de Mureş.

Dans l'orogène alpin, notamment dans le Tyrol du S et en Bosnie, on connaît des éruptions basiques du même genre, d'âge triasique inférieur et moyen. Sur cette base TSCHERMAK a déjà attribué au complexe dont nous nous occupons l'âge triasique, que nous devons accepter jusqu'à une détermination plus précise.

2. DESCRIPTION DU COMPLEXE

Les formations de ce complexe occupent une zone très importante, qui comprend presque toute l'étendue du géosynclinal du Mureş (60). Nous devons considérer ces roches éruptives, comme les produits d'une grande zone magmatique, qui s'est manifestée par des éruptions de magmas généralement peu différenciés. La grande majorité de ces formations est constituée par des produits volcaniques. Les quelques rares intercalations de roches sédimentaires, tufites, schistes argileux et calcaires, contenant des foraminifères et des radiolaires (105) ainsi que l'aspect de certaines structures de pillow lava, indiquent que probablement la totalité de ce complexe s'est épanché au fond de la mer. Cette conclusion engendre toute une série de problèmes pour expliquer la grande puissance de ces dépôts, qui dépasse par endroits 500 m et en même temps la quantité si réduite d'apports terrigènes.

Certains auteurs ont voulu attribuer aux roches éruptives de ce complexe une fonction tectonique, en les appelant des ophiolites. Nous ne voyons pas quelle serait la fonction tectonique qui justifierait cette dénomination.

Si la détermination de PÁLFY, pour l'âge permo-carbonifère du cristallin de la série du Mureş était acceptée, il résulterait que la mise en place du

complexe des mélaphyres aurait eu lieu dans une phase de calme tectonique, qui a suivi les plissements hercyniens. Plus tard, après leur consolidation, ces roches ont constitué un bloc résistant qui a joué un rôle tectonique important durant le plissement de l'orogène alpin. Elles ont été très affectées et portent encore la marque de nombreuses dislocations, fissurations, voir même des cassures.

La classification des roches constituant ce complexe et surtout leur séparation et délimitation sur le terrain, est un problème très difficile et dépasse les buts des nos recherches, consacrées surtout à la connaissance de la genèse des gisements métallifères. Cependant nous avons constaté que la phase magmatique qui a donné naissance au complexe des mélaphyres a été complètement stérile au point de vue métallogénique, ce qui a beaucoup réduit notre intérêt pour son étude.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, les roches de ce complexe se divisent en deux grandes catégories : roches éruptives et roches sédimentaires.

a) LES ROCHES ÉRUPTIVES

Les roches éruptives sont des volcanites à l'exception d'une petite intrusion de gabbro.

Les gabbros porphyritiques constituent un petit massif situé dans Valea Vișca. C'est une roche très compacte de couleur verdâtre, à cassures irrégulières et dont les éléments sont en majeure partie altérés.

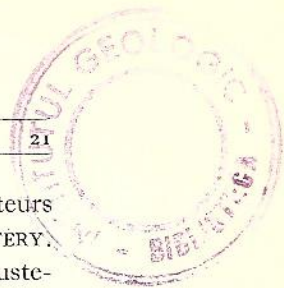
Sous le microscope, on constate qu'elle est constituée par des plagioclases, très basiques (labrador, 70% de la roche) ne dépassant pas 1 mm de longueur et à texture entrecroisée. L'augite se présente en cristaux, à contour irrégulier, disposés dans les interstices.

L'altération a été assez intense et on observe, par endroits, de grandes plages de chlorite. L'augite parfois squelettiforme est en général moins altérée que les plagioclases.

Les volcanites. Ce sont des laves, des brèches, des tufs et, en moindre partie, des dykes. Les importantes dislocations que ce complexe a subies durant les phases de plissements alpins, ont détruit la structure primordiale des appareils volcaniques. Les altérations, dues à de nombreuses causes et spécialement aux phénomènes hydrothermaux qui ont accompagné l'éruption néogène, ont détruit, à leur tour, la structure d'une grande partie de ces roches, ce qui rend encore plus difficile leur étude.

La différenciation magmatique a donné naissance à une large variété de roches, sans pourtant dépasser le type basique. Il serait fastidieux de





revenir sur toutes les déterminations pétrographiques faites par les auteurs qui nous ont précédé dans leurs études, et spécialement par SZENTPÉTERY.

Nous nous résumerons, à mentionner certains caractères généraux, justement ceux qui donnent un air de famille, à toutes ces roches de constitution et de structure si variées.

Les laves, les culots et les dykes sont des roches de couleur généralement foncée, noire ou grise à teintes brunâtres, rougeâtres ou verdâtres. Elles sont, en général dures et traversées par de nombreuses fissures, dont une grande partie est remplie de calcite supergène. Les laves présentent une structure cordée ayant l'aspect de pillow lava.

Les culots éruptifs ou les dykes ont des dimensions relativement petites; ils sont fragmentés par de nombreuses dislocations. La roche qui les constitue se présente, en général, plus compacte et moins altérée.

Sous le microscope on constate qu'en général ces roches, représentent des types situés entre les porphyrites et les mélaphyres (basaltes), à nombreuses variations de structure. On distingue des roches grenues, microlitiques ou bien à structure porphyrique très accentuée.

La pâte de la roche est généralement constituée par des microlites bacilliformes de plagioclases basiques souvent à structure fluidale. Nous avons observé aussi des roches à faciès diabasique dont la structure est ophitique.

Les phénocristaux sont principalement représentés par des plagioclases (généralement le labrador) et de l'augite. Ces deux éléments représentent 10—30% de la roche. La hornblende basaltique se rencontre plus rarement, spécialement dans les mélaphyres plus vitreux. L'olivine a souffert généralement une altération plus avancée et nous ne retrouvons à présent que des formes lenticulaires à zones d'opacité. La magnétite est fréquente.

L'altération. On peut distinguer une altération zéolitique avec formation d'amygdales de chlorite, calcite, éventuellement des zéolites et une altération ultérieure supergène, favorisée par la grande fissuration des roches à la suite de puissantes dislocations. On observe ainsi de la calcite et de l'opale remplissant les crevasses et les fissures.

Une autre altération de nature supergène est la formation et la concentration de minerais limonitiques, généralement très riches en manganèse, qui par endroits, ont donné naissance à de petits gisements.

L'altération hypogène est localisée dans les auréoles hydrothermales des éruptions néogènes et présente des degrés d'intensité très variés. L'effet le plus saisissant est le changement de la couleur, qui devient plus claire, verdâtre, brunâtre, jaunâtre, violacée et même blanche. Par endroits, l'altération est tellement intense, que la structure de la roche est presque indéchiffrable et, dans ce cas, la séparation entre les porphyrites de ce complexe et les andésites qui ont souffert la même altération, est très difficile.



L'intensité de l'altération hydrothermale est en relation avec la structure et la texture de la roche, les plus poreuses et les plus fissurées étant plus affectées que celles dures ou compactes. Ainsi, nous rencontrons par endroits des massifs de roches relativement en bon état, au milieu d'une masse très altérée. Ce sont des restes de culots éruptifs ou de dykes, conservés au milieu des tufs et des laves complètement décomposés.

Le résultat de l'altération hydrothermale se traduit par des serpentinisations, kaolinisations, silicifications, épidotisations, limonitisations et pyritisations ainsi que par la formation de veinules de calcite, opale, zéolite, etc.

La partie la plus affectée est la pâte. Elle devient trouble et pigmentée, et on observe que les grains de minerais sont d'autant plus nombreux que les microlites sont plus fins. Très souvent on constate la formation de nids d'altération qui progresse d'une façon radiale. Leurs centres sont constitués par des grains de calcite, de serpentine, de chlorite, de zéolite, d'opale ou d'épidote. Les nids à noyau de calcite sont les plus nombreux; autour de celui-ci, se trouve une petite auréole pigmentée d'oxydes de fer. La calcite est parfois, constituée, par des cristaux radiaux. Par le développement de ce nid, il résulte des amygdales, dont les dimensions atteignent quelques millimètres et arrivent à constituer jusqu'à 30% de la roche. Certaines de ces amygdales ont une structure zonaire, constituée par de la calcite, des oxydes de fer, des chlorites, des zéolites, du quartz et de l'opale.

Dans les roches de type vitreux ou à microlites très fins, la masse devient, par endroits, opaque, de couleur noire, rouge ou brune, pigmentée par des oxydes de fer et de manganèse, à plages verdâtres composées par la chlorite et la serpentine. Parmi les phénocristaux, le feldspath est généralement intensivement altéré, surtout dans les laves, les tufs et les brèches. La séricitisation et la kaolinisation progressent le long des fissures ou envahissent le contour. L'augite est généralement plus résistante, mais dans le cas d'altération plus intense elle se réduit à une masse de calcite et de chlorite, à contour très flou. La hornblende et l'olivine sont facilement altérables et leur contour n'est marqué que par des franges d'opacité.

Parmi les néominéraux, nous remarquons spécialement la pyrite, qui est assez fréquente, soit sous forme de veinules, soit comme imprégnations dans toute la masse de la roche. A certains endroits, comme par exemple à Porcurea et à Birtin, l'altération conduit à la formation de nombreux cristaux d'épidote, disposés soit dans des veinules ou d'autres vides, soit à la place de certains cristaux de minéraux colorés.

b) LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Les tufs et les brèches sont disposés en bancs de dimensions très différentes. Les tufs plus fins ont une structure assez compacte, à cassures irrégulières, ou parfois même conchoïdales.



La couleur claire des ces dépôts est généralement grisâtre, verdâtre ou rougeâtre.

Sous le microscope on distingue des éléments de feldspath et d'augite, de dimensions sous 1 mm et parfois moins d'une dizaine de millimètre, dans une masse opacifiée et dévitrifiée. De nombreux auteurs, considèrent certaines de ces roches comme des tufs régénérés. Les tufs et les brèches du mélaphyre contiennent souvent du matériel détritique constituant des tufites et même des schistes argileux, de couleur rouge ou brun foncé. Plus rarement on rencontre, entre les assises des roches pyroclastiques, des couches ou des lentilles de calcaire, de couleur rouge foncé, à nombreuses veinules de calcite blanche. Le microscope nous révèle une riche faune de radiolaires et de foraminifères.

Tous ces dépôts sédimentaires jouent un rôle extrêmement réduit dans la constitution du complexe. Les dislocations et les plissements, les ont réduits, le plus souvent à de petites lentilles ou à des lambeaux de petite extension, ce qui diminue encore leur importance. Nous y avons vainement cherché des indications paléontologiques, qui puissent nous indiquer leur âge.

3. DISTRIBUTION DU COMPLEXE

Nous avons mentionné plus haut, que le complexe des mélaphyres occupe une grande surface dans l'aire du géosynclinal du Mureş. La longueur totale de cette zone est d'environ 200 km et la largeur initiale en devait être d'au moins 50 km. Sa puissance actuelle dépasse 500 m.

Cette puissante masse de roches d'une résistance relativement grande, ainsi que son fondement, a constitué un bloc résistant dans l'évolution du géosynclinal du Mureş. Nous avons à mentionner que la physionomie de la structure au N de ce bloc est bien différente de celle de la partie située au S et que la structure des dépôts dans la zone axiale, a une bien différente allure que celle des parties marginales. Nous allons donc distinguer, dans la distribution des formations, trois zones différentes :

Une zone septentrionale qui est limitée au S par Grohot, Valea Crişului, Vulcan, Trâmpoele, Feneş.

Une zone axiale, au S de la zone septentrionale, limitée au S par la ligne : Runcuşor, Căbeşti, Nevoieş, Săcărâmb, Mada et Răcăţau.

Une zone méridionale située au S de la ligne ci-dessus mentionnée.

La zone septentrionale. Dans cette zone, les mélaphyres sont peu répandus, seulement dans le voisinage de la zone axiale. A la surface n'affleurent que quelques lambeaux, constituant des écailles comme par exemple : celui situé à l'E de Valea Crişului ou Feneş, celui au N de Zlatna, entre Vultori et Feneş, le long d'une importante ligne tectonique.



La zone axiale. Dans cette zone, le Complexe des mélaphyres domine les autres formations. Il constitue le fondement immédiat des sédiments plus récents, lesquels le séparent en quelques lambeaux distincts. La partie la plus importante est celle s'étendant entre Vața, Vălișoara, Barbura, Furcșoara et Runcușor. Du point de vue tectonique, nous remarquons quelques zones synclinales, de direction E—W, dans lesquelles se sont conservés des calcaires jurassiques, des sédiments crétacés et l'éruptif néogène. Les éruptions tertiaires ont produit d'assez fréquentes altérations, localisées le long des principales dislocations.

Une autre importante partie est celle qui se trouve entre Porcurea, Teche-rău, Ardeu et Voia. Cette partie a été plus éprouvée par les mouvements tectoniques; aussi les phénomènes d'altération se manifestent-ils avec une intensité particulière, notamment dans la région comprise entre Voia, Porcurea, Poiana et Almășel. A Porcurea et dans ses environs les phénomènes de pyritisation et d'épidotisation sont particulièrement remarquables.

La troisième région comme importance est celle située entre Zdrapți, Chrișan, Juncuri et Blăjeni. L'altération hydrothermale est localisée autour de Zdrapți ainsi que sur une zone de petite dimension, située dans Valea Potinganilor, ou on y rencontre de petits filons de calcite et de pyrite explorés par quelques galeries.

La limite NE de la zone axiale est jalonnée par quelques lambeaux de mélaphyres dont le plus important est celui qui s'étend entre Vulcan et Valea Tarniții et chevauche, le long d'une importante dislocation, les sédiments du Crétacé supérieur.

Dans la zone axiale, nous devons encore mentionner une bande de mélaphyre qui s'étend de Nădășdia et Glod par Cib jusqu'au S de Galați. Elle supporte des calcaires jurassiques ainsi qu'une couverture de Crétacé supérieur, avec lesquels elle a été plissée en formant de petites zones anticlinales de direction E—W.

La zone méridionale. Dans cette zone le complexe des mélaphyres ne constitue que quelques affleurements de dimensions réduites, comme par exemple ceux de Sârbi—Târnava, Fornăria—Nevoieș et Bulbuc—Răcățau. Dans tous ces endroits les mélaphyres se trouvent dans des écaillés ou anticlinaux peu accentués.

C) LA SÉRIE JURASSIQUE

Cette série est composée exclusivement par des sédiments appartenant au Jurassique supérieur, représentés par des calcaires. Un complexe de circonstances géologiques spéciales a fortement sollicité et détruit ces dépôts, dont il ne reste, actuellement, que des lambeaux de dimensions réduites. On



n'y peut plus délimiter des horizons bien définis et il est aussi difficile de reconstituer la série.

Bien que ces calcaires soient en majeure partie organogènes, les fossiles sont généralement mal conservés, à l'exception de quelques points, et nous sommes contraints de faire souvent appel au caractère pétrographique de ces roches pour les identifier.

Historique. Les études sur cette série abondent mais nous n'en mentionnerons ici que quelques-unes. F. HERBICH (25 et 26) a décrit une très riche faune recueillie dans les environs de Cetea, utilisée ultérieurement par G. PRIMICS (92) dans sa monographie de la région du Cetraş. Ce dernier auteur a essayé de faire la première classification en séparant trois horizons, à savoir :

L'horizon inférieur, dont la puissance se réduit généralement à quelques mètres, constitué par des calcaires rougeâtres, bréchifiés et liés par un ciment calcaire argileux, de couleur rouge hématite.

L'horizon moyen formé par des calcaires blancs à texture compacte ou oolitique, souvent riche en fossiles, spécialement en troncs et colonies de coraux.

L'horizon supérieur constitué par des calcaires gris blanchâtres ou jaunâtres plus rarement rougeâtres à texture plus compacte, se débitant en blocs façonnables. Ce groupe contient en dehors des coraux, de nombreux fossiles à contours apparents, parmi lesquels PRIMICS cite des Nérinéidés, plus rarement des Céritudés et des Naticidés. Il réussit à identifier *Nerinea ptygmatis*, *Itieria* et *Cryptoplocus*.

PRIMICS considère que tous ces groupes, inclusivement le groupe inférieur attribué par HERBICH au Trias, appartiennent au Jurassique. D'après lui la majeure partie de ces calcaires constituaient des récifs qui ultérieurement ont été érodés, donnant naissance à des sédiments calcaires.

Un autre auteur qui a consacré de nombreuses études aux calcaires jurassiques est K. V. PAPP. Nous citerons premièrement ses recherches dans les environs de Luncoiul de Jos et Brad (82). Dans l'ancienne carrière de calcaires au S des anciens bocards de Rahova, cet auteur a recueilli une riche faune et identifié :

Les coraux : *Criptoconia limbata* GOLDF. *Astracoeninia* cf. *Bernensis* K. *Stylosmilia corallina* Koby, *Thecosmilia* cf. *costata* FROMENTEL, *Cladophyllia* cf. *Picteti* ÉTALLON.

Les Brachiopodes : *Terebratula moravica* GLOCKER, *Terebratula* cf. *in-signis* SCHÜBLER, *Zeilleria Delmontana* OPPEL, *Zeilleria pseudolagenalis* MÖSCH, *Waldheimia Danubiensis* SCHLOSS, *Rhynchonella lacunosa* QUENSTEDT et *Rhynchonella Astieniana* D'ORB.

Les Gastéropodes : *Nerinea Moreana* D'ORBIGNY,

Les Lamellibranches : *Pecten* cf. *acrorysus* GENIM, *Pecten* cf. *hininitiformis* GENIM et *Lima* cf. *Meroc* LORIOL.



Les Vers : *Serpula spiralis* MÜNSTER.

Ce calcaire blanc compact appartient au Kimmeridgien inférieur et supérieur. Vingt mètres plus bas se trouve un calcaire organogène, à coraux et à spongiaires, attribué par K. VON PAPP à l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur.

Une autre détermination, faite également par K. v. PAPP (83) a permis d'établir l'âge des klippes de calcaires de Bulbuc, près de Feneş. On y a reconnu : *Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM. *Thecosmilia trichotoma* GOLDF. *Thamnastraea microconus* SOW. *Rhynchonella inconstans* SOW. *Rhynchonella lacunosa* QUENST. *Terebratula bisuffarcinata* SCHLOTH, *Terebratula moravica* GLOCKER et *Nerinea morcana* D'ORB.

Cette faune indique un horizon à la limite Kimmeridgien-Tithonique.

Au N de Zlatna, K. v. PAPP distingue deux types de calcaire, à savoir: des calcaires gris foncé, à traces d'algues et des calcaires gris clair contenant des restes de *Diceras*. C'est au même auteur que nous devons la détermination de l'âge des calcaires jurassiques des environs de Visca, à Boiuri (85), d'après un Bélemnite et un *Perisphinctes*.

Nous devons aussi mentionner les études de PAUL ROZLOZSNIK (95) qui a décrit la faune récoltée à la cote 485 m de Bulzeşti, au N de l'arc naturel de rochers de Grohot. Il a réussi à identifier des *Diceras* à charnières, des Nériées des *Cryptoplocus* (par ex. *C. Picteti* GEMM.), des Itiéries du groupe *Itieria Staszycii* ZEUSCHN. des Cérithes, (comme par ex. *C. Zeuschneri* GEMM.), *Nerita Savii* GEMM. *Neritopsis Meneghini*, *Pileolus imbricatus* GEMM. et quelques Pachiodontes. Cette faune indique l'âge tithonique de ces calcaires. L'auteur remarque ensuite, que sur les deux flancs de la vallée Grohot on rencontre dans ces calcaires des couches à galets de quartz bien arrondis (des Onchoïdes) et à la cote 618 m il a trouvé un banc de conglomérats d'environ 1 m de puissance.

Mentionnons enfin les recherches de L. v. MÜCKE (61) qui a décrit une faune caractéristique pour le Tithonique supérieur, récoltée dans les calcaires de Bucium Plaiu, dont nous citons : *Pedina Michelini*, COTTEAU aff. *Terebratula moravica* GLOCKER, *Terebratula Haidingeri* SUESS, *Lima* sp., *Exogyra* sp., *Mytilus* sp., *Amphiastraea basaltiformis* ETALLON, *Latimaeandra seriata* BECKER, *Rhabdophyllia disputabilis* OGILVIE BECKER, *Rhabdophyllia hexamerallis* n. sp., *Aplosmilia irregularis* n. sp., *Sphaeractinia* sp. et *Plagioptychus* sp.

1. DESCRIPTION DES DÉPÔTS

En conclusion, nous constatons que la série jurassique est composée par des calcaires généralement organogènes, dont la puissance actuelle ne dépasse pas 200 m. On constate, d'accord avec PRIMICS (92), les trois horizons caractérisés comme suit :



L'Oxfordien, correspondant à peu près au groupe inférieur de PRIMICS, représenté par des calcaires compacts, rougeâtres, souvent bréchifiés et recimentés par des veinules de calcite blanche ou rougeâtre. Dans les calcaires de cet horizon, situés sur la colline de Pleștioara à Hărtăgani, nous avons récolté une faune assez riche, dans laquelle E. JEKELIUS a identifié : *Phylloceras* sp. d. *tortisulcatum* D'ORB. et *Lytoceras* sp. juv. ainsi que des Coraux, des Crinoïdes, des Térébratules et des Bélemnites. D'après cette faune et en tenant compte du faciès pétrographique, M. JEKELIUS considère que cet horizon appartient au Malm inférieur.

Le *Kimmeridgien* est constitué par des calcaires blancs ou gris, compacts, à grains généralement plus grossiers. Il contient souvent de nombreux coraux, algues et vers et, par endroits, une riche faune comme par exemple celle déterminée par K. V. PAPP (78) à Rahova.

Le *Tithonique*, représente la partie supérieure, constituée par des calcaires gris jaunâtre et plus rarement rougeâtres, à structure très fine, généralement traversés par des veinules de calcite.

Ce sont des calcaires organogènes, dans lesquels prédominent les Gastéropodes et les Lamellibranches.

La série jurassique est donc représentée par trois étages du Malm dont le développement est tout à fait inégal. L'étage moyen paraît être le mieux représenté, tandis que l'étage inférieur apparaît assez rarement, sous forme de lambeaux réduits dont la puissance ne dépasse pas 6 m.

La sédimentation de la série jurassique présente de fréquentes lacunes, vu que l'on constate, là où les conditions tectoniques le permettent, que chaque terme peut reposer directement et indépendamment sur le fondement mélaphyrique. Le morcellement, dont nous avons déjà parlé, dû aussi aux érosions successives, ainsi qu'aux dislocations tectoniques, rend impossible une reconstitution exacte de la succession et de la répartition des phénomènes de sédimentation de cette série, de façon que nous ne pouvons pas répondre à beaucoup de problèmes qui s'y posent. Nous devons également faire remarquer certaines difficultés auxquelles se butent les recherches sur le terrain, du fait qu'une grande partie des lambeaux de calcaire est entourée par des amas de débris ou de brèches qui cachent généralement une bonne partie de la base.

A certains endroits, comme par exemple à Voia (Valea Câinelui), nous avons observé, à la base des calcaires jurassiques, une petite couche de marne calcaire, faiblement gréseuse, à grains très fins, de couleur rougeâtre ou gris blanc, contenant un matériel d'aspect tufacé provenant de la décomposition des mélaphyres.

A d'autres endroits on rencontre, toujours à la base, des calcaires à Onchoïdes, comme par exemple à Grohot. Les éléments roulés sont constitués



généralement par des galets de quartz, provenant des schistes cristallins (quartzite, pegmatite, quartz pyritisé), bien arrondis ainsi que des galets de porphyre silicifié et de certaines roches du complexe des mélaphyres. Les intercalations des conglomérats n'occupent pas un horizon stratigraphique déterminé, et se rencontrent tant dans les calcaires qui reposent normalement sur les mélaphyres que dans les calcaires en position tectonique.

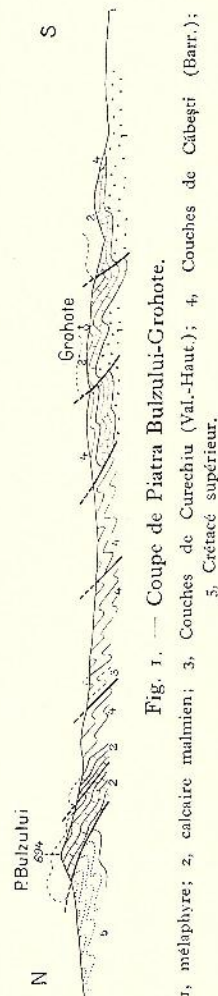
2. DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Chacune des trois zones délimitées dans le chapitre précédent présente des caractères distincts, que nous tacherons par la suite de mettre en évidence.

La zone septentrionale contient des lambeaux de calcaire exclusivement en position tectonique. Là ou ces calcaires reposent sur les mélaphyres, ces derniers se trouvent, eux-mêmes en position tectonique, c'est-à-dire coincés entre les dépôts crétacés, ou en position de recouvrement.

Le style est caractérisé par des écailles amoncelées, qui parfois passent à des klippes. Puisque la discussion est encore ouverte, nous croyons nécessaire de décrire en détail certaines coupes de cette zone.

En suivant la coupe sur la vallée de Uibărești, par Grohot vers Bulzești, on constate que le calcaire jurassique dont la puissance dépasse 100 m, repose normalement sur le mélaphyre. Le contact n'est pas visible dans la vallée même, mais il ne subsiste aucun doute sur sa position normale si on tient compte des situations latérales. Une intercalation de conglomérats à Onchoïdes, vers la base de ce massif calcaire, permet de déterminer son pendage vers le N. A la hauteur du village Grohot, affleurent les schistes du Crétacé inférieur, en constituant un synclinal coincé entre les calcaires, qui vers le N chevauchent les schistes du Crétacé. A leur tour ces



calcaires sont partiellement couverts par des schistes crétacés du même horizon. Un peu plus à l'E dans la vallée du Tomnatec, sous ces calcaires on rencontre les mélaphyres.

Les rapports sont ceux esquissés dans la coupe de la fig. 1, d'où il résulte assez clairement qu'une partie des klippes de calcaire sont en position normale. Les rapports anormaux des autres klippes, chevauchant les schistes crétacés, résultent d'un déversement très accentué vers le N.

Ces observations expliquent également les rapports entre le lambeau de calcaire de Piatra Bulzului (cote 964 m) et les schistes environnants. L'écaille de calcaire a une inclinaison de 20° — 30° vers le S. Sa racine est coincée entre les schistes et les marnes du Crétacé inférieur, tandis que sa partie frontale chevauche sur le Crétacé supérieur. La ligne de chevauchement a une direction SW et se trouve au contact du Crétacé supérieur avec le Crétacé inférieur,

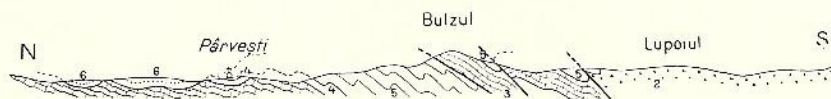


Fig. 2. — Coupe de Pârvești-Bulzu.

1, Cristallin; 2, mélaphyre; 3, calcaire malmien; 4, Couches de Cureciu (Val.-Haut.); 5, Couches de Căbești (Barr.); 6, Crétacé supérieur.

étant jalonnée par une série de petits lambeaux de calcaire jurassique, également coincés.

Le lambeau de Piatra Bulzului a avancé davantage vers le N que les écailles situées à l'E, dont le mouvement a été arrêté par le buttoir cristallin.

Tous ces lambeaux calcaires, jalonnés à l'E jusqu'à Strâmba, présentent des positions tectoniques parfaitement comparables à celles que nous venons de décrire. Les coupes représentées par les fig. 2 et 3 sont pareilles à celles

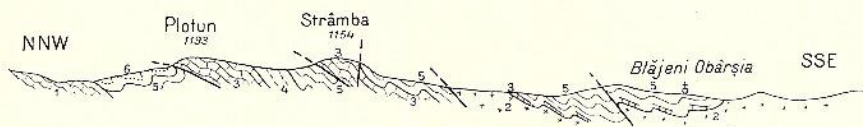


Fig. 3. — Coupe de Plotun-Strâmba-Obârșia.

1, Cristallin; 2, mélaphyre; 3, calcaire malmien; 4, Couches de Curesciu (Val.-Haut.); 5, Couches de Căbești (Barr.); 6, Crétacé supérieur.

de Valea Bulzului, quoiqu'on observe de nombreux décrochements dus aux poussées tangentielles. On remarque dans les coupes mentionnées quelques écailles de mélaphyres qui empiètent légèrement sur le calcaire jurassique. La position de l'écaille la plus avancée dans cette zone, le sommet Plotun (1193 m), est parfaitement comparable à celle de Piatra Bulzului. Cette écaille est déversée vers le NW sur le Crétacé supérieur, écrasant le Crétacé inférieur.

L'écaille de Strâmba présente un soulèvement entre deux failles inverses.

A cet endroit la zone de calcaire jurassique présente une inflexion vers le SE. On y rencontre de très nombreux restes de lambeaux, reposant soit sur les mélaphyres soit sur les schistes crétacés, mais la plus grande partie est coincée entre ces dernières.



Nous devons signaler, dans cette zone, le lambeau de Vulcan (fig. 4), qui est le plus imposant de la région, puisque sa surface mesure environ 4 km² et

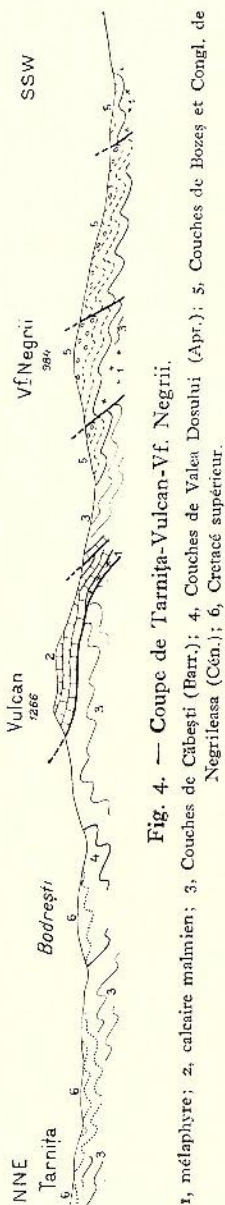


Fig. 4. — Coupe de Tarnița-Vulcan-Vf. Negrii.

1, mélaphyre; 2, calcaire malminien; 3, Couches de Valea Dosului (Apr.); 4, Couches de Bozeș et Congl. de Negrițeasa (Cén.); 5, Crétacé supérieur.

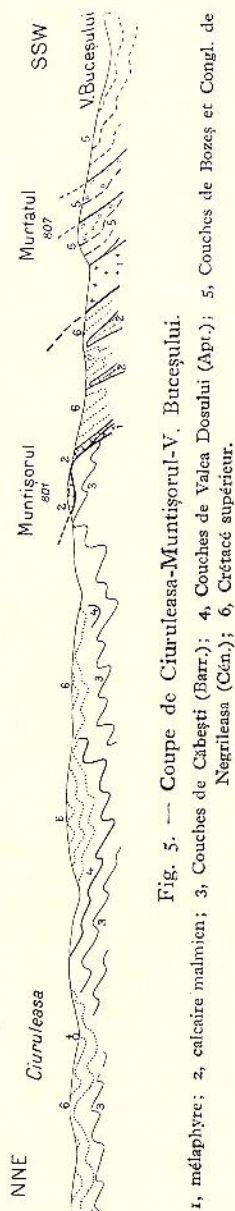


Fig. 5. — Coupe de Ciuruleasa-Munțișorul-V. Buceșului.

1, mélaphyre; 2, calcaire malminien; 3, Couches de Valea Dosului (Apr.); 4, Couches de Bozeș et Congl. de Negrițeasa (Cén.); 5, Crétacé supérieur.

sa puissance dépasse 200 m. Ce lambeau est une écaille légèrement inclinée vers le SW, mais les parties qui le prolongent, tant vers le NW que vers le SE, s'enfoncent dans les dépôts crétacés avec un pendage de 50°. Le style de cette écaille est parfaitement comparable à celui de Piatra Bulzului et Plotun. La différence de position est explicable par l'effet du croisement de deux directions de plissements.

Vers le SE de Vulcan, se trouvent d'autres lambeaux, qui sont assurément en relation avec lui, comme par exemple Munțișorul (cote 801 m), les lambeaux de Valea Stânișoarei (fig. 5), celui de Brădișor (fig. 6), et quelques autres jusqu'à Dușul. Tous ces lambeaux représentent des écailles à noyaux de mélaphyres, coincées entre les schistes du Crétacé inférieur. Tous ces lambeaux de calcaires sont déversés vers le N par un mouvement comparable à celui de Vulcan.

Au S de cette ligne, on remarque une autre, dont les rapports tectoniques sont extrêmement intéressants. Dans Valea Grohășele (fig. 5) les

écailles de calcaires jurassiques percent le Crétacé supérieur, et on peut suivre une traînée de lambeaux jusqu'à Cornișel. Ici l'érosion a mis en évidence, sous la couverture Cdu rétacé supérieur, un anticlinal de Crétacé inférieur, à

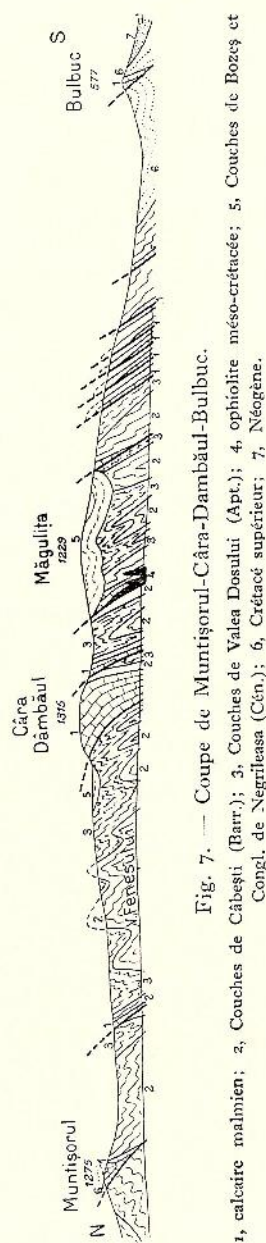
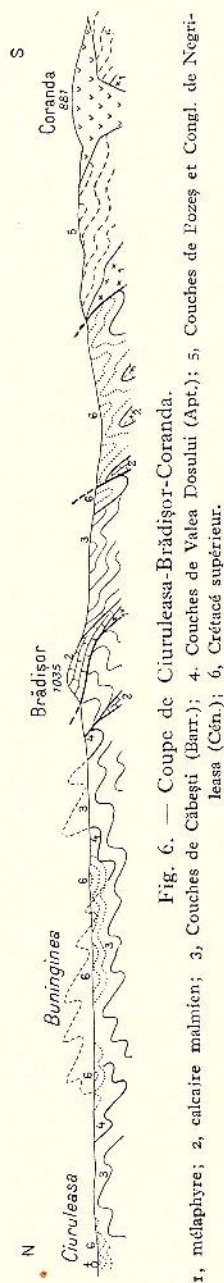
noyau de calcaire jurassique, qui nous explique les positions tectoniques de cette traînée de lambeaux.

De Vârful Duşul (cote 1042 m) la zone des lambeaux de calcaire jurassique se dirige vers le NE et ne contient que des massifs de dimensions réduites.

Dans la région de Trâm-poele, Valea Dosului, Vâltori et Feneş, s'étendant vers le N jusqu'à Pârăginoasa et Muntîşorul (cote 1275 m), se trouve une série de lambeaux jurassiques en position tectonique. Parmi ceux-ci citons comme le plus important celui de Dâmbău, représenté dans la fig. 7. En suivant cette coupe le long de la vallée du Feneş, du S vers le N, on rencontre tout d'abord 4 écailles à noyau de calcaire jurassique, qui ont souffert un puissant coincement, de façon que le calcaire jurassique présente un commencement de structure cristalline.

Plus au N le calcaire jurassique est associé à des intrusions d'ophiolites méso-crétacées.

En suivant la vallée on trouve le puissant massif de Dâmbău, qui est enraciné entre les schistes crétacés. La partie inférieure de ce massif est plus étroite que la partie supérieure, soit à cause des phénomènes d'érosion précédant les mouvements tectoniques, mais surtout à cause des phénomènes de broyage, plus accentués en profondeur.



Tous les autres lambeaux de calcaire jurassique de cette région se présentent de la même manière, sauf quelques petits restes d'érosion éparpillés sur les schistes crétacés.

En résumant ce qui vient d'être dit sur la position du calcaire jurassique dans la zone septentrionale, nous concluons que la majeure partie se présente sous forme d'écaillés reposant soit sur le Complexe mélaphyrique soit sur les sédiments du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur.

Le calcaire jurassique forme une masse compacte fort résistante, mais il est souvent morcelé; les blocs entassés peuvent être recimentés.

En dehors de ces déformations, il ne faut pas perdre de vue que la forme actuelle des lambeaux calcaires est due, en partie, aux phénomènes de sédimentation et d'érosion qui ont précédé le cycle de sédimentation éocrétacée. Par conséquent ces lambeaux n'ont pas de continuité et il peut arriver qu'ils ne soient que partiellement ou pas du tout enracinés. La présence de quelques klippes deracienées ne justifie pas l'interprétation qui les considère comme des restes de recouvrement d'une nappe de charriage. Nous constatons qu'une grande partie de ces lambeaux repose directement sur les mélaphyres; on peut facilement reconstituer, en tenant compte de tous les détails de la structure géologique, la naissance et le développement des écaillés à noyau de mélaphyre et de calcaire jurassique. La conclusion qui s'impose est celle d'une structure en écaillés, plus ou moins déversées ou chevauchées.

La zone axiale. Dans cette zone, les calcaires reposent généralement sur le fondement mélaphyrique qui parfois est entouré ou submergé dans la masse des sédiments crétacés et tertiaires. Dans la région Grohot-Juncuri-Blăjeni, des lambeaux de calcaires qui ont été préservés contre l'érosion dans les zones d'effondrement, ainsi que dans les environs de Baia de Criș, jalonnent la limite méridionale du bassin néogène.

A Dealul Mare, mentionnons les massifs de Muncelul Mic et Păginel, entourés par de puissants dépôts de conglomérats aptiens composés, en majeure partie, par les éléments de calcaire jurassique, ce qui prouve que ces derniers ont été dénudés pendant l'Aptien.

Les calcaires jurassiques de Boiuri, présentent une structure en bancs. Ceci nous permet de constater qu'ils se trouvent dans un synclinal dont le flanc N a été faillé.

Dans la contrée de Certejul de Jos—Cărmăzinești—Furçoara, il ne reste sur les mélaphyres que des lambeaux de dimensions relativement réduites. La masse des conglomérats aptiens nous montre que l'érosion a été intense.

Dans les environs de Băița, les calcaires jurassiques ont été conservés tant contre l'érosion aptienne que contre celle tertiaire, se trouvant probablement à un niveau plus bas.



Plus à l'E, à Almășel-Balșa-Băcăia, on rencontre l'important massif de Vârful Mușului-Pleașa Ardeului, long d'environ 10 km et large de plus de 2 km, dont les sommets montent jusqu'à 763 m. Dans les gorges de Valea Băcăii on peut observer les plissements de ces calcaires.

Au S de Balșa-Ardeu se trouve le massif de Pleașa, qui repose sur les mélaphyres mais sa partie méridionale est poussée sur les sédiments cénomaniens ; ce caractère le relie plutôt à la zone méridionale. Dans la région de Cib-Pătrângenii nous trouvons de nombreuses petites masses de calcaire jurassique qui, par endroits, jalonnent la limite des mélaphyres avec des dépôts plus récents. A l'E de Jidovul, se trouve un petit anticlinal dont le noyau est constitué par les mélaphyres et les flancs par des calcaires jurassiques. Cet anticlinal s'enfonce d'une façon périclinale sous les calcaires néocomiens.

Certains détails de structure, comme par exemple ceux du lambeau de calcaire de Valea Mică, sont dus à des phénomènes de soulèvement plus ou moins accentués.

La zone méridionale. Les calcaires jurassiques sont très rares dans cette zone et se réduisent à des lambeaux de petites dimensions.

Nous mentionnons le lambeau de Valea Căinelului au S de Cheșchedaga, ouvert dans deux carrières, ceux de Valea Boholtului au N du Village Boholt et le petit lambeau à l'E de Săcărâmb dans Valea Mădii. Le groupe le plus important se trouve entre Ciungi et Răcătău, et comprend un nombre assez grand de petits lambeaux reposant sur les mélaphyres et transperçant les schistes cénomaniens.

D) LA SÉRIE CRÉTACÉE

Les formations du Crétacé occupant la majeure partie de la région, ont joué un rôle très important dans son évolution géologique.

Afin d'éclaircir la structure de détail, nous avons entrepris une étude minutieuse qui nous a permis de déterminer les sous-unités du Crétacé.

Il est évident que cet essai a dû surmonter de nombreuses difficultés, dont la principale est la rareté des fossiles.

Historique. Dans la littérature géologique ancienne, tous ces dépôts étaient connus sous le nom de « Grès carpatiques ». PETERS les considérait d'âge éocène. Leur âge crétacé a été reconnu par HAUER et STACHE (14) qui ont remarqué plus tard, qu'une bonne partie de ces sédiments doivent appartenir au Crétacé supérieur. Parmi les travaux à caractère plus général, nous mentionnerons ceux de L. LÓCZY (58) et G. MACOVEI et I. ATANASIU (60).

On peut distinguer, dans la série crétacée, trois cycles de sédimentation, séparés par des discordances. Le premier cycle s'étend du Valanginien jusqu'à

l'Aptien, et a donné naissance à un puissant dépôt, que nous distinguons sous le nom de série éocrétacée. A la fin de ce cycle a eu lieu l'importante phase de plissements gétiques (60), suivie d'une exondation de toute la région. Le cycle suivant correspond au Cénomanién. Il commence avec une transgression et finit avec la sédimentation du conglomérat de Negri-leasa. Les dépôts de ce cycle représentent la série mésocrétacée. L'exondation qui a suivie n'a été que partielle de façon que la transgression du Crétacé supérieur n'est bien marquée que sur une partie du territoire. C'est le cycle néocrétacé.

Nous allons examiner dans ce qui suit les classifications que nous avons introduites dans chaque série ainsi que la distribution de leurs dépôts.

1. LA SÉRIE ÉOCRÉTACÉE

Les résultats de nos études nous conduisent à la conclusion que la série éocrétacée est transgressive sur le calcaire jurassique et présente la succession schématique suivante.

Couches marno-calcaires. A la base de la série se trouve un calcaire constitué par des grains de calcaire (diamètres inférieurs à 5 mm) et de quartz, liés par un ciment calcaire ou marneux. Il présente, par endroits, surtout quand le ciment est marneux, des veinules de calcite assez nombreuses. La puissance maximum de cet horizon est d'environ 50 m (près des sources du Criș).

Couches de Curechi. Au-dessus de cet horizon se trouve un paquet de marnes et de calcaires, en bancs très minces (quelques centimètres), de couleur gris blanc, par endroits jaunâtre, verdâtre ou rougeâtre. L'étude microscopique nous montre une faune riche en Radiolaires (Cénosphères), Bryozoaires ainsi que de nombreuses spicules de Spongiaires. Là où ces dépôts reposent directement sur les mélaphyres, on remarque, vers la base, une silicification accentuée, accompagnée de veinules de quartz, qui donnent naissance à des géodes à cristaux de quartz. Certains auteurs ont considéré ces quartzolites — qui ne représentent qu'un accident siliceux — comme des Radiolarites et leur ont attribué un âge antécétacé probablement Dogger (SZONTAG, 107; ROZLOZNIK, 95). Vers la partie supérieure, ces couches passent à des schistes marneux ou argileux faiblement micacés, de couleur violacée, verdâtre ou gris foncé.

Cet ensemble a été décrit par PRIMICS (92) sous le nom de « Couches de Curechiu », dénomination que nous allons conserver seulement pour la partie marno-calcaire à la base de la coupe de Curechiu, correspondant à la description que nous avons faite plus haut. Le reste du paquet décrit par PRIMICS appartient à d'autres niveaux de la série éocrétacée.



Dans ce complexe, nous n'avons rencontré que des fossiles microscopiques et des Bélemnites, qui n'ont pas pu nous indiquer son âge. Il paraît représenter un équivalent des marnes calcaires, désignées par M. ILIE (33) sous le nom de couches à *Aptychus*, rencontrées dans les Monts du Trascău. F. HERBICH, ROTH v. TELEGD et M. ILIE ont déterminé dans ces dépôts une faune caractéristique pour le Valanginien-Hauterivien.

Nous croyons ainsi pouvoir attribuer au complexe constitué par les Couches de Curechiu et la série de base précédemment décrite l'âge valanginien-hauterivien.

Couches de Căbești. Le complexe qui surmonte les Couches de Curechiu est constitué par des schistes argileux finement micacés, gris foncé, plus souvent brunâtres, par endroits faiblement bitumineux. Ils se présentent souvent en feuilles minces qui par altération donnent naissance à une poudre blanchâtre.

Ce complexe contient souvent des intercalations de bancs de grès dur, à grains de quartz très fins et à ciment siliceux. Les schistes qui se trouvent entre ces bancs de grès sont souvent noirâtres et se séparent en feuilles à surfaces irrégulières et d'aspect graphiteux. Les surfaces de séparation des grès sont également irrégulières et striées de nombreuses rainures, correspondant à des veinules de calcite. Par endroits, les schistes sont très micacés et le passage vers les grès se fait par transition. La puissance des bancs de grès varie de 5 cm jusqu'à 2—3 m.

La caractéristique de ce complexe est la prédominance des dépôts siliceux argileux. C'est seulement à sa partie supérieure, qu'on remarque des grès faiblement calcaires à veinules de calcite.

Cet horizon est assez répandu dans la région, mais il est mieux développé au S de Căbești.

Les Couches de Căbești s'intercalent d'une façon concordante entre les Couches de Curechiu et les Couches de Valea Dosului, d'âge aptien. Elles présentent un changement de faciès notable par rapport au complexe supérieur et inférieur. Ce fait ainsi que leur position stratigraphique nous a déterminé à leur attribuer l'âge barrémien.

Couches de Valea Dosului. Le complexe précédent passe à des marnes grisâtres, alternant avec des schistes satinés verdâtres, en feuilles très minces. Entre ces marnes et surtout vers la partie supérieure, s'intercalent des bancs de conglomérats et de grès constitués, en majeure partie, par des éléments de calcaire, dont le diamètre dépasse rarement 5 mm. Ceux-ci contiennent aussi des éléments roulés de mélaphyre, de porphyre quartzifère ainsi que du quartz et des quartzites. On remarque parfois, en quantité notable, des restes d'Échinides et d'Algues calcaires. Ces grès et conglomérats contiennent

souvent des *Orbitolina lenticularis* et ont une ressemblance frappante avec ceux décrits par G. MURGEANU (62) dans les Couches de Comarnic. Ces couches ont été mentionnées par K. v. PAPP (81, 82 et 84), qui y a trouvé *Orbitolina lenticularis*. K. v. MUCKE (13) a trouvé dans le ravin Plaiul de Bucium les formes suivantes: *Miliolina* sp., *Nodosaria monile* Cornnel aff. *Nodosaria comunis* D'ORB., *Clavulina* cf. *tripleura* REUSS, *Bolivina* sp., *Textularia* sp. (4 espèces différentes), *Rotalina* sp., *Orbitolina* sp. très fréquente, *Orbitolina (lenticularis?)*, *Placocoenia* sp., *Dimorphastraea* sp., *Terebratula* cf. *Banhini* ETALLON et *Dromia Dacica* n. sp. Cette faune indique l'âge aptien de ce complexe.

A la partie supérieure des Couches de Valea Dosului, on trouve des bancs de calcaire granuleux, à *Orbitolina lenticularis*, de couleur gris clair jusqu'à gris foncé, dont la puissance atteint, par endroits, 5 m. Par places on y remarque des bancs minces de calcaire en plaquettes, à structure très fine, de couleur gris clair, verdâtre ou rougeâtre, alternant avec des couches minces de schistes verdâtres satinés. Mentionnons enfin des intercalations de lave, de brèches et de tufs diabasiques, représentant les produits des éruptions ophiolitiques mesocrétacées.

Ce complexe atteint son plus grand développement à Valea Dosului où il contient les principaux gisements de cinabre de la région.

a) COMPLEXE OPHIOLITIQUE

Ce complexe est constitué par des roches éruptives essentiellement basiques, qui se trouvent, soit sous forme de massifs ou de dykes intrus dans les formations plus anciennes, soit sous forme d'intercalations concordantes, au-dessus des Couches de Valea Dosului et sous l'horizon des conglomérats polygènes à *Orbitolina*. Leur mode de présentation, leur caractère pétrographique basique, ainsi que la coïncidence de leur mise en place avec les mouvements tectoniques mésocrétacés indiquent leur caractère d'ophiolites. En ce qui concerne leur âge, il est indubitablement aptien.

Certains auteurs qui ont précédemment étudié cette région ont observé des rapports structuraux qui indiquaient la présence des roches éruptives crétaées, sans toutefois entreprendre leur séparation des autres roches éruptives mésozoïques. Nous avons déjà mentionné cette confusion dans le chapitre consacré à l'histoire du Complexe des mélaphyres.

Nous remarquons toutefois que SZENTPÉTERY (105) cite une communication de VADÁSZ, dans laquelle celui-ci affirme avoir trouvé des diabases et des porphyrites traversant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Plus tard, FERENCZI (1) a constaté dans la masse de sédiments crétaés, la présence de certains tufs et brèches, qu'il a dénommés « Gemischtebreccie ». Il pensait que ces brèches ont pris naissance par un mélange du matériel mélaphyrique avec les sédiments crétaés, par l'effet des mouvements tectoniques. La même con-



ception est adoptée par M. ILIE (33). L. v. LOCZY (55), remarque la présence des tufs et des brèches éruptives dans le Crétacé des Monts Métallifères. En ce qui nous concerne, nous avons décrit l'éruptif crétacé en 1934 (9). Nous croyons nécessaire d'insister sur le mode de présentation et le caractère pétrographique de ces roches rencontrées sous forme d'intrusions, et d'intercalations concordantes.

Les intrusions sont localisées sur les lignes ou dans les zones importantes de dislocation. Le magma s'est insinué d'une façon plus ou moins irrégulière, en constituant, des massifs, des dykes, ou bien des lames lenticulaires pénétrant entre les couches des roches disloquées. Parfois le magma s'est infiltré même dans les cassures des zones de mylonitisation, en cimentant les blocs et en donnant naissance à une brèche caractéristique dans laquelle on observe par endroits des effets de corrosion des blocs par le magma. Parmi les formes d'intrusion citons :

Les dykes, traversant les calcaires jurassiques à Valea Crişului, ou les schistes crétacés dans Valea Ampoiului, environ à 200 m au N de l'usine de mercure ;

Les massifs, avec des brèches d'injection intruses dans les calcaires jurassiques de Valea Feneşului, dans les schistes crétacés de Valea Albă, de Bucium, ou entre les phyllades et les schistes crétacés dans Valea Blăjeştilor de Nevoiaşi ;

Les injections bréchiformes, sur le flanc occidental de Valea Ampoiului, au-dessus de l'usine de mercure, dans Valea Rupturilor, Pârâul Țopului et Pârâul Marincsii de Trâmpoale. A beaucoup d'endroits les rapports ont été affectés et masqués par l'effet des dislocations qui ont suivi.

Les intercalations concordantes se présentent sous forme d'assises de laves et de tufs plus ou moins bréchiformes, alternant avec des schistes, argileux ou marneux, et des bancs de calcaire, semblables à ceux qui constituent la partie supérieure des Couches de Valea Dosului. D'ailleurs la concordance et la continuation de sédimentation sont parfaites. Au-dessus de ce complexe effusif sédimentaire, se trouvent presque continuellement, des bancs de conglomérats, plus ou moins grossiers à Orbitolines. Fréquemment le magma s'est insinué dans les couches avec lesquelles il est venue en contact et s'est infiltré dans les cassures, ce qui prouve une assez grande fluidité. De même, il présente assez souvent une structure vacuolaire, dont les vides ont été remplis avec de la calcite supergène. Par endroits, la lave englobe des débris de roche du soubassement en constituant des brèches dans lesquelles on observe certains phénomènes d'assimilation.

Ces formations prennent un développement remarquable dans la région Vultori-Feneş, où elles constituent une bonne partie du Dealul Naibii et de puissantes couches au N et au S de Dâmbău, sur les collines entre Valea



Prisaca et Valea Naibii. Dans la Valea Vultori, environ 1 km au S de l'église, on remarque de puissantes assises d'agglomérats et de tufs bréchiformes alternant avec des schistes marneux et des calcaires aptiens. Parmi les autres affleurements nous citerons aussi ceux de Valea Dosului—Trâmpoele et de Blăjeni—Valea Crişului, où ces formations sont bien développées.

Au point de vue pétrographique, nous distinguons deux groupes de roches : une série de diabases et une série doléritique (basaltique).

Dans le premier groupe se trouvent les diabases à éléments fins. Les diabases sont composées par des plagioclases basiques (labrador), constituant une structure ophitique. Leurs bords sont irréguliers et parfois déchirés. Les cristaux sont généralement légèrement courbés et souvent à structure zonaire. L'augite présente généralement environ 10% de la section. Les cristaux sont corrodés et pénétrés par la masse de plagioclase. Parmi les autres minéraux, nous citons la magnétite, qui par places est assez fréquente.

Les dolérites (basaltes) présentent plusieurs faciès. Au S de Dâmbău la roche est constituée par des microcristaux bacilliformes de 0,02 à 0,03 mm dont les bords sont irréguliers et paraissent avoir souffert une corrosion. Les cristaux sont généralement courbés et présentent une structure fluidale. La masse est souvent opacifiée ou chloritisée. Une variante de ce faciès contient en dehors des microcristaux de 0,1 à 0,3 mm, une petite proportion, environ 5%, de phénocristaux qui ne dépassent pas pourtant 0,5 mm.

Dans la région de Fântâna Babuii apparaît un faciès différent de dolérites à texture fluidale. Les cristaux bacilliformes de plagioclase, d'une longueur de 0,3 à 0,8 mm sont toujours incurvés mais, à certains points, ils forment une texture radiale, à extinction onduleuse.

Dans les roches à structure bréchiforme on observe en général sous le microscope une texture fluidale. Les phénocristaux, représentés par un plagioclase basique riche en inclusions, sont assez rares et leur contour est irrégulier. Ces roches englobent des éléments polygènes, en proportion plus ou moins importante provenant des calcaires jurassiques et des schistes éocrétaqués. De ce qu'il vient d'être dit il résulte que les caractères communs des roches ophiolitiques sont dus aux mouvements qui ont eu lieu pendant leur consolidation et qui ont produit des cristaux incurvés ou broyés, à extinction onduleuse de texture fluidale et des structures bréchiformes. Les variations des faciès et des modes de présentation sont aussi importantes.

Il nous reste à décrire les tufs, qui sont composés par des fragments de cristaux, constituant une pâte à structure bréchiforme qui englobe assez souvent de nombreux éléments hétérogènes.

En ce qui concerne l'altération elle est beaucoup moins intense que celle du Complexe des mélaphyres. La fissuration est généralement moins avancée et les brisements sont assez rares.



L'altération supergène a produit des amygdales de calcite et de zéolites, qui remplissent aussi les fractures. L'altération hypogène est localisée dans la zone des éruptions néogènes. Elle se manifeste par des phénomènes de séricitisation et de kaolinisation ainsi que par des opacités ferrugineuses.

L'horizon des conglomérats polygènes. La série éocrétacée se termine par un horizon de conglomérats, constitué par des éléments plus ou moins volumineux de toutes les roches précédentes : schistes, grès et conglomérats crétacés, ophiolites, calcaire jurassique etc. Rarement dans ces conglomérats on trouve *Orbitolina lenticularis*. A Feneş-Vultori, ces conglomérats prennent un développement exceptionnel, dépassant 200 m d'épaisseur. Ils sont également très répandus dans la région occidentale des Monts Métallifères.

K. V. PAPP a décrit sous le nom de Couches de Prihodişte, une association composée par la partie supérieure des Couches de Valea Dosului, les couches du complexe ophiolitique, ainsi que des conglomérats de cet horizon.

c) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Nous adoptons pour cette description la délimitation des zones caractéristiques déjà mentionnées qui correspondent à des unités structurales bien définies.

La zone septentrionale. Toutes les subdivisions de la série éocrétacée y sont fort bien représentées.

Les couches marno-calcaires de la base de la série prennent un développement relativement important et peuvent être facilement séparées dans la région Grohot-Tomnatec-Blăjeni. Elles représentent la transgression crétacée sur le calcaire cristallin et souvent elles jalonnent la limite entre celui-ci et les dépôts du Crétacé supérieur. Le maximum de développement est atteint à l'E de Plotun où elles reposent sur le calcaire tithonique et leur puissance dépasse 50 m.

Dans Valea Crişului, au S de Ruseşti et dans Valea Albă, les couches marno-calcaires de 20 m d'épaisseur constituent une écaille chevauchant vers l'E, avec un pendage de 20—30°, le Crétacé supérieur. Ces couches affleurent aussi sur les lignes de chevauchement mais elles y sont peu développées.

Les Couches de Curechiu, représentées par des marnes calcaires en plaquettes, de couleur gris blanchâtre ou jaunâtre, se trouvent sur Dealul Runcului et au NE de l'église de Tomnatec. Leur puissance est d'environ 20—30 m.

Les mêmes couches, représentées par des marnes argileuses faiblement micacées, de couleur rougeâtre, se rencontrent au-dessus des calcaires cristallins, sur la colline de Chicera, ainsi que sur la colline Lupoiul de Juncuri, où elles reposent directement sur les mélaphyres.



Le plus grand développement des Couches de Curechiu est atteint dans la vallée du Criș, où elles sont constituées par des marno-calcaires rougeâtres et des marnes riches en fer, de couleur rouge hématite. Leur puissance dépasse à cet endroit 200 m, ce qui représente le maximum connu pour cet horizon.

Les Couches de Curechiu constituent à Dealul Muncelul, près d'Abrud, une bande de marnes calcaires en plaquettes, de couleur gris clair, ayant une puissance de 10—15 m. Nous signalons également : les marnes argileuses rougeâtres de Sturț au S d'Abrud ; les marnes calcaires grisâtres qui affleurent sous les dépôts du Crétacé supérieur dans la Poiana Groșilor, sur le flanc S du Dealul Tarnița et les marnes calcaires de couleur grise et rouge qui affleurent dans la forêt de Corna près de Roșia Montană ; à Bucium Muntar, sur la route de Roșia Montană ; à Ghergheleu, etc. Dans la partie SE de la région, les Couches de Curechiu forment quelques petits îlots de marnes calcaires en plaquettes de couleur rougeâtre, au S du sommet de Muntisorul à Valea Dosului et à l'E de Valea Feneșului.

Les Couches de Căbești, représentées par des schistes fins argileux faiblement micacés, avec des intercalations de bancs de grès siliceux de couleur grisâtre ou brune, très plissés et disloqués, sont les sédiments principaux de la région et atteignent une puissance de plusieurs centaines de mètres.

À l'E de Vulcan, on rencontre des schistes gréseux micacés, à veinules de calcite, ayant des intercalations de marnes et de bancs de calcaire, qui représentent la transition vers le faciès des Couches de Valea Dosului.

Les Couches de Valea Dosului (y compris les ophiolites et les bancs de conglomérats), sont représentées en moindre proportion dans la région Tomnatec—Blăjeni. Aux gorges de Ribicioara ces sédiments reposent directement sur le mélaphyre et le calcaire jurassique ; dans Valea Grohotelor, ils constituent un petit synclinal coincé entre les Couches de Căbești et enfin on peut citer également quelques autres affleurements dans Valea Crișului et Valea Orșii, toujours sous forme de synclinaux coincés.

Le complexe ophiolitique se trouve dans Valea Crișului près du hameau portant le même nom, en bordure de la route où un dyke d'ophiolites traverse les calcaires jurassiques le long d'une ligne de dislocation. Sur les bords du contact, le magma a cimenté des morceaux de calcaire et l'on y voit des phénomènes d'assimilation et de corrosion. Plus au S, sur les deux flancs de Valea Obârșia, des brèches et des intrusions alternent avec des schistes argileux-marneux de couleur rougeâtre et verdâtre. Cet ensemble atteint quelques dizaines de mètres de puissance.

À Blăjeni, derrière l'église, les dépôts cénomaniens recouvrent un petit anticlinal de couches crétacées, parmi lesquelles on remarque des intercalations concordantes de lave ophiolitique.



A Abrud les Couches de Valea Dosului, sont constituées par des calcaires marneux, finement granulés, à *Orbitolina lenticularis*. Elles se trouvent ensuite au SE de Vulcan mais le plus grand développement est atteint à Vârful Frasinul et au SW de Valea Căruții, sur le territoire du village Ciuruleasa.

Les conglomérats et les ophiolites ne forment que de petits îlots comme par exemple derrière l'hôpital d'Abrud, à Gura Roșiei, sur la colline Hebatul et dans Valea Abruzelului. A Cărpiniș, près de l'endroit où Valea Vârtopului traverse la chaussée Câmpeni-Abrud, on rencontre un petit anticlinal constitué par des schistes argileux marneux à intercalations de grès calcaires et de conglomérats à éléments de calcaire. A la partie supérieure de cet ensemble se trouve un banc de laves ophiolitiques, d'une puissance d'environ 3 m surmonté par des conglomérats polygènes, à éléments de calcaires, de schiste et d'ophiolite. Ces dépôts sont recouverts d'une façon discordante par la série néocrétacée.

L'affleurement le plus septentrional se trouve dans Valea Sohodolului, à l'É de l'église de Peleş. Au-dessus d'un paquet de calcaire rougeâtre à intercalations de schistes argileux marneux, rougeâtres-verdâtres, on voit une alternance de quelques bancs d'ophiolites et de schistes argileux calcaires ou siliceux, de couleur rouge foncé. L'ensemble de ces formations a une puissance de quelques dizaines de mètres et constitue un escarpement bien visible sur le flanc septentrional de la vallée. Cet ensemble a été exploré par quelques travaux miniers en vue de chercher de la bauxite.

A După Piatră, dans Valea Grohășelelor, Valea Stănișoarei et Valea Șerbaia, des bancs de laves et de tufs bréchiformes constituent des intercalations concordantes entre des couches de calcaire gréseux-marneux, gris foncé et des schistes et grès à veines de calcite.

A Bucium-Izbita, au S de l'église et sur la colline Plaiul, cote 1044 m, on rencontre deux bancs de laves et de tufs bréchiformes, alternant avec des schistes calcaires, schistes marneux et argileux et des bancs de conglomérats calcaires à Orbitolines.

A Bucium Poeni, l'ophiolite constitue un massif assez puissant, intrus sur la ligne de dislocation de Valea Albă, dans le voisinage des coincements du calcaire jurassique.

Les conglomérats polygènes sont assez répandus. Dans Valea Roșioarei ils sont constitués par une grande proportion d'éléments anguleux des Couches de Căbești et des Couches de Curechiu. Dans Valea Buciumului, au confluent du Pârâul Abruzelului, on remarque un grand nombre d'éléments de porphyre verdâtre, dont l'origine reste encore inconnue. Dans Valea Plaiului de Izbita et à Valea Albă de Bucium Poeni, le matériel ophiolitique abonde.

A Valea Dosului, les sédiments de l'Aptien ont un développement exceptionnel dans le voisinage de l'usine de mercure.



Les deux flancs de l'anticlinal ouvert dans Dealul Dumbrava, sont constitués par des bancs de grès calcaire gris, compacts, parfois conglomératiques et des calcaires fins en plaquettes, de couleur gris verdâtre rougeâtre, alternant avec des schistes satinés. C'est surtout dans les bancs de grès calcaire et de conglomérats calcaires que se sont logés les gisements de cinabre. Sous l'influence des phénomènes de métasomatose la roche prend une couleur jaunâtre blanchâtre, le calcaire est en partie décalcifié et substitué. La roche perd en même temps sa consistance, étant devenue par endroits assez poreuse. C'est ce que les mineurs ont distingué sous le nom de « cânepoasă » et « pufoae ». Au-dessus de ces dépôts suivent des assises de laves et de tufs du complexe ophiolitique, ouvertes sur le flanc N de l'anticlinal dans Valea Ciutii et sur le flanc S dans Valea Spălătorilor. Les dépôts pyroclastiques sont recouverts à leur tour par un puissant banc de conglomérats à Orbitolines, dont l'épaisseur varie de 10 à 30 m. Ils sont constitués par des éléments très grossiers, par endroits peu arrondis, dont le diamètre atteint jusqu'à 30 cm. Souvent, ce conglomérat est très riche en éléments de quartz, dont le diamètre atteint jusqu'à 5 cm. Comme exemple nous citons les conglomérats qui apparaissent dans Valea Dosului, près du confluent d'Ampoiul et de Valea Ciutei, ainsi que dans les mines de cinabre de Babuia, où les galets de quartz dominant.

Dans la région de Valea Dosului — Trâmpoele, le complexe ophiolitique atteint son maximum de développement. Remarquons, d'abord, dans Valea Rupturilor, à Trâmpoele, des coulées intercalées entre des schistes marneux, argileux, de couleur gris rougeâtre et des injections, qui sont bien découverts par les affluents septentrionaux de cette vallée, notamment dans Pârâul Marinesii et Pârâul Țopului. Toutes ces venues sont situées sur une ligne de dislocation, jalonnée par des calcaires jurassiques, qui se continuent vers l'ESE, dans Valea Dosului (près du moulin) et Valea Vulturilor (la Cruce). A ces deux endroits, les blocs de calcaire jurassique sont associés ou traversés par le magma ophiolitique.

Sur le flanc N du Dealul Babuia, les ophiolites se retrouvent dans le petit anticlinal crétacé, dans lequel sont localisés les gisements de cinabre. Les laves ophiolitiques, à amygdales, de couleur rouge foncé, sont intercalées entre des schistes gris foncé, alternant avec des grès calcaires, et recouverts par un puissant banc de conglomérat polygène à nombreux éléments de calcaire jurassique.

A Valea Dosului, dans le voisinage de l'usine de mercure, les ophiolites abondent soit sous forme d'injections, soit sous forme de coulées intercalées entre des schistes argileux verdâtres et des grès calcaires à veines de calcite. Nous signalons spécialement la coupe du Pârâul Fântâna Babuii, du Pârâul Ciutii et son flanc septentrional, et enfin la coupe du Pârâul Spălătorilor. Nous remarquons spécialement l'injection d'ophiolite dans le bloc



de calcaire jurassique qui se trouve au commencement de ce dernier ravin, ainsi que celle du confluent de Valea Ciutii, au bord de la chaussée Abrud-Zlatna.

Plus haut, en aval de cette vallée, se trouvent plusieurs couches de dolérite, couleur noire ou rouge foncé à amygdales, ou bien verdâtre, alternant avec des schistes et des calcaires en plaquettes gris-verdâtres ou rougeâtre. Ces laves constituent une bande presque continue, qui s'étend vers l'E jusque dans Valea Vultorilor et de là sur Dealul Naibii où elle atteint une puissance de plusieurs dizaines de mètres.

Au N de Feneş et à l'E de ce village, les ophiolites associées à des tufs bréchiformes constituent plusieurs bancs d'épaisseur et d'étendue très importantes. Au S de Dâmbău, un massif d'ophiolite est injecté dans les calcaires jurassiques, le long d'une ligne de dislocation NW — SE, dont nous avons déjà fait mention.

La zone axiale. Dans cette zone les subdivisions de la série éocrétacée sont moins bien représentées. Les couches de calcaire marneux n'ont pas été encore identifiées.

Les Couches de Curechiu, se trouvent à Vața et Prihodiște, sous les Couches de Prihodiște, reposant, par endroits, directement sur les mélaphyres. A Juncuri et à Curechiu elles s'appuient également sur les mélaphyres; ce sont des marnes calcaires, en bancs minces, d'une couleur caractéristique verdâtre ou rougeâtre, plus rarement grise ou jaunâtre. A Prihodiște et à Curechiu, elles débutent par une bande de quartzolites, de 10 cm à 1 m. Dans ces endroits la puissance des Couches de Curechiu ne dépasse pas 10 m.

Dans la région Zlatna - Nădăjdia - Gib, les Couches de Curechiu sont représentées par un paquet de calcaires marneux en plaquettes de 5 mm à 5 cm d'épaisseur, et dont la couleur dominante est le gris clair. La puissance totale de ce paquet est seulement de 4 m. C'est sous cet aspect que nous les rencontrons près du pont de Valea Mare, sur la chaussée Zlatna—Almaş, sur le versant méridional du Dealul Ciuperarul, au N de Nădăjdia, dans la Valea Cibului au S de Măgura, et à Pătrângenii à l'E de Jidovul. A l'exception de ce dernier endroit, où les Couches de Curechiu reposent sur les calcaires jurassiques, tous les autres affleurements ci-dessus mentionnés gisent directement sur les mélaphyres.

Les Couches de Căbeşti apparaissent dans la zone axiale au N d'une ligne qui passe par Caraci—Porcurea—Almaşul Mare et au S de la ligne Boiuri—Furcșoara—Fizești—Barbura. Elles sont représentées par des schistes argileux, faiblement micacés, par endroits marneux, de couleur cendrée jusqu'au brun foncé.

Nous mentionnerons les affleurements de Prihodiște, Curechiu et Valea Steamurilor à Techerău. Leur puissance est de quelques dizaines de mètres.



Les Couches de Valea Dosului ont également un développement réduit. A Ribicioara, Valea Stănjii et Curechiu, on rencontre les marnes calcaires à Orbitolines, ayant une puissance d'environ 10 m. PRIMICS (92) a identifié une Caprotine dans les couches marno-calcaires de Curechiu.

Le complexe ophiolitique est représenté par les venues de Techerău, au SW de Neagra, et par celles de Poiana, au S de Măgura, où elles traversent les schistes crétacés. A Nevoieș, dans Valea Blăjeștilor, l'injection de diabase est localisée sur la dislocation, entre une écaille de phyllites et les Couches de Căbești. Enfin, à Bărăști entre Dealul Corbu et Dumbrăvița, se trouve une coulée et des tufs bréchiformes intercalés entre des calcaires, des schistes en plaquettes et des schistes marneux de couleur rouge.

Seuls les conglomérats polygènes, à intercalations de marnes calcaires à Orbitolines, sont mieux développés. On les rencontre entre Prihodiște et Caraci, Dealul Mare—Vălișoara et Dumești—Bărăști—Gealacuta où ils atteignent jusqu'à 200 m de puissance. Nous signalerons également les îlots de Poiana—Valca Iepii, de Nădăjdia et en bordure de la chaussée Almașul Mare—Zlatna.

La zone méridionale. Les calcaires marneux n'ont pas été reconnus.

Les Couches de Curechiu sont représentées par des marnes calcaires, grisâtres ou noirâtres, se séparant en plaquettes ou en bancs avec, par endroits, des intercalations de schistes argileux noirâtres, faiblement micacés. C'est l'aspect qu'elles présentent dans la carrière en bordure du village de Boz.

Au S de Târnava, au contact entre les mélaphyres et les Couches de Căbești et à Târnăvița dans Valea Satului, les marnes calcaires ont une épaisseur de 2—30 m. Deux affleurements importants se trouvent à Căinelul de Jos et à Chișchedaga, et ont été ouverts par des carrières en bordure de la chaussée. A cet endroit on exploite des bancs de calcaire marneux, d'une puissance de 5 à 30 cm, séparés par des intercalations assez minces de schistes argileux micacés. Ces couches sont traversés par de nombreuses veinules de calcite atteignant jusqu'à 3 cm d'épaisseur. Enfin on peut citer les affleurements : sur le versant droit de Valea Căinelui, ceux entre Buruene et Boholt, ainsi que ceux de Valea Cheșchedaga et de Căbești.

Les Couches de Căbești, sont les sédiments les mieux développés dans la zone méridionale et atteignent quelques centaines de mètres d'épaisseur. Entre Târnava et Căbești, ces couches sont constituées par des schistes grisâtres-brunâtres à fréquentes intercalations de bancs de grès, dont l'épaisseur varie entre 20 cm et 2 m. Plus au S et à l'W, les intercalations de grès sont tout à fait subordonnées. Par endroits, on rencontre à la base de ces couches, des bancs de grès à veinules de calcite (Valea Broscoiului, Târnava), ou des schistes rougeâtres (Valea Căbeștilor).



Les Couches de Valea Dosului, au S d'une ligne qui passe par Sârbi-Târnavă-Cheşchedaga, sont représentées par des marnes calcaires à Orbitolines, coincées par des accidents tectoniques, comme par exemple, le lambeau de Căinelul de Jos. Au N de cette même ligne, le conglomérat polygène prend un certain développement dans la colline de Dumbrăviţa près de Buneşti.

2. LA SÉRIE MÉSOCRÉTACÉE

Les premiers sédiments que l'on rencontre, par ordre stratigraphique, surmontant les dépôts de la série éocrétacée, appartiennent au Cénomaniens. La lacune stratigraphique entre les deux séries correspond à l'exondation qui a suivi les plissements mésocrétacés.

Le premier qui a établi la présence du Cénomaniens dans cette région est B. INKEY (53) qui a étudié le petit affleurement de Valea Vărmaga, situé entre les schistes cristallins et le Sarmatien. Il y a déterminé : *Belemnites*, *Solarium*, *Turritella*, *Cerithium*, *Nerinea*, *Neithea laevis* DROUET, (= *Janira phaseola* D'ORB.), *Neithea*, *Arca*, *Cucullea*, *Astarte* (*Crassinella*), *Isocardia*, *Echinida*, *Trochocyathus*, *Trochosmia* (? *Parasmilia*), *Orbitolina concava* LAMARK (= *Patellina concava* LMCK.).

Plus tard, K. V. PAPP étudiant la région de Dâmbău, a trouvé dans le grès calcaire de Dealul Naibii, un exemplaire d'*Exogyra columba* DESH. Le même auteur mentionne *Exogyra columba* DESH., dans un affleurement de grès calcaires à l'E de Fornădia (5), ainsi que des Bryozoaires et des Échinides près de l'église à la cote 263 m. Dans les grès calcaires jaunâtres, de la cote 427 m de Sulighet, K. V. PAPP a identifié : *Rhynchonella dichotoma* D'ORB., *Rhynchonella* n. sp. aff. *plicatilis* SOW., *Terebratula duplicata Brocchi* SOW., *Terebratula Moutoniana* D'ORB., *Modiola Cottae* RÖMER et *Épithèles* cf. *robusta* GEM. qui lui a permis d'établir l'âge albien-cénomaniens de ce grès.

Au S du Mureş I. HALAVÁTS (18) a récolté près de Deva une faune qui établit l'âge cénomaniens pour les Couches de Deva. L'identification des couches de Deva a rencontré des difficultés, vu que les marnes et les schistes grisâtres se trouvent avec des caractères pétrographiques presque similaires dans des étages différents. La généralisation ne peut être faite qu'avec beaucoup d'attention.

Ainsi dans la région Geoagiu-Băi, M. PÁLFY a attribué des dépôts de cet horizon, au Sénonien supérieur, en raison de la ressemblance des marnes intercalées, avec les marnes bleuâtres de Vinţul de Jos et un fragment de fossile qu'il attribuait à *Inoceramus salisburgensis* F. et K. (69). FR. NOPCSA (63) attribue cependant ces dépôts aux Couches de Deva, détermination confirmée par nos études.



a) CLASSIFICATION DES DEPÔTS

Nous avons été conduits d'attribuer l'âge cénomaniens à un complexe de dépôts, très répandu dans la partie orientale de la région et dont la succession verticale peut être esquissée comme suit :

La base du complexe est constituée par un horizon de grès calcaire, parfois par des marnes, grès argileux et schistes. Sa puissance varie de 5 m jusqu'à quelques dizaines de mètres.

Au-dessus suivent des grès de couleur gris clair jusqu'à gris bleuâtre-vertâtre, constitués par des éléments très fins de quartz et de muscovite, plus rarement biotite et zircon. Le ciment est marno-calcaire vers la partie inférieure et devient argileux-siliceux dans la partie supérieure. Les assises de grès sont séparées par des intercalations de schistes micacés de couleur foncée et d'une épaisseur très variable. Ces grès forment un horizon de plusieurs dizaines de mètres de puissance. Nous avons dénommé cet horizon les « Couches de Bozeș » puisque c'est l'endroit où il est le plus développé et atteint une puissance de plus de 200 m.

Par endroits, à la partie supérieure, le grès peut être subordonné aux schistes micacés qui peuvent atteindre une épaisseur de plus de 100 m.

Dans la partie méridionale de la région, les grès calcaires supportent un paquet de schistes marneux, finement micacés, à efflorescences salines et riche en restes de plantes, représentant les Couches de Deva.

Ces couches ont été déjà décrites par divers auteurs. Elles présentent, comme on le sait, de nombreuses variations de faciès. Généralement elles sont constituées par des marnes gréseuses, à efflorescences salines, alternant avec des schistes argileux micacés à efflorescences plus faibles ; par endroits, tout le complexe est représenté par les schistes argileux.

La troisième subdivision que nous avons distinguée dans la série mésocrétacée, c'est l'horizon des « Conglomérats de Negrileana ». Il est composé par des dépôts généralement très siliceux, comprenant des couches de grès siliceux à grains fins dans la partie inférieure du complexe, et plus grossiers dans la partie supérieure, et enfin des conglomérats séparés par des intercalations de schistes argileux. Les conglomérats se composent presque exclusivement par des éléments très bien arrondis de quartz et de quartzites, liés par un ciment siliceux et constituent des roches très dures et résistantes.

Les dépôts de la série mésocrétacée présentent, dans leur ensemble, des caractères suffisamment distinctifs par rapport aux autres séries, de façon qu'ils peuvent être reconnus et séparés assez facilement. Nous devons cependant relever une certaine difficulté à séparer les Couches de Deva de la partie supérieure des Couches de Bozeș, à cause des ressemblances parfois assez grandes. Dans ces conditions, nous n'avons pas séparé dans la zone septentrionale les Couches de Deva, des Couches de Bozeș.



b) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

La zone septentrionale. La série mésocrétacée ne se trouve pas dans cette zone, qu'à l'E d'une ligne qui passe par Roşia Montană-Corna-Dealul Mare. Le maximum de développement est atteint entre Mogoş, Negrileasa et Dealul Selin.

Une coupe assez complète, entre Mogoş et Negrileasa montre la succession suivante. A la base se trouvent les grès marneux calcaires, faiblement micacés, de couleur grisâtre, à rares veinules de calcite, disposés en bancs ou en plaques. Nous remarquons les affleurements: sur le versant méridional du Pârâul Turcului au confluent du Pârâul Mlăcii; à Micleşti, en bordure de la route principale; sur le versant S des montagnes Faţa Tisii et Părăgionasa, etc. La puissance totale de ces dépôts de grès marneux calcaires dépasse, par endroits, quelques dizaines de mètres.

Au-dessus de ceux-ci suivent des schistes micacés gréseux, argileux, de couleur gris verdâtre ou gris jaunâtre, plus rarement rougeâtres, comme par exemple au S du sommet Drevedeni, dans le ravin de Roşioara etc. Ces schistes sont assez micacés, surtout sur leur surface de séparation, et deviennent gréseux vers la partie supérieure. Les intercalations de bancs de grès, d'une épaisseur de 10 à 50 cm deviennent de plus en plus fréquentes vers la partie supérieure, où les grès sont plus grossiers et passent à des conglomérats du type Negrileasa. Ces conglomérats se présentent en bancs de plus de 10 m d'épaisseur, et constituent des paquets dont la puissance dépasse par endroits 50 m. Ils sont formés par des éléments bien arrondis, de 1 à 5 cm de diamètre, constitués par du quartz, de quartzites et de très rares éléments de calcaire.

Les conglomérats forment les crêtes des montagnes, comme par exemple: à Părăginoasa, a Faţa Tisii, Dealul Devii, Dealul Mlăcii, Negrileasa, Colţul Drevedenilor, Colţii Cioranului, etc.

Les dépôts mésocrétacés de cette région se prolongent vers l'W par deux bandes, à savoir: la bande de Hărăguş-Frasin-Popesele jusqu'à Bucium Cerbul, et la bande de Faţa Tisii-Dealul Dobrotului, jusqu'au confluent de Valea Ampoiului avec Valea Ruschiţii. Toutes les deux sont constituées par les dépôts de la partie supérieure de la série.

Les mêmes formations se rencontrent dans une troisième bande située entre Vârful Piciorului et Hădărău.

La zone axiale. Cette zone ne contient des sédiments mésocrétacés qu'à l'E de la ligne qui passe par Blăjeni, Criştiur et Fizeşti. Ces sédiments sont les mêmes que dans la zone septentrionale.

La surface couverte par ces dépôts s'étend de Vulcan, par Blăjeni, Mihăileni, Rovina, Bucureşti jusqu'à Hărtăgani et de Curechiu, par Vârful Firicelii, Stăniţa et Buceş jusqu'à După Piatră. Les marnes gréseuses calcaires



n'ont été rencontrées que dans Valea Stănjii, où elles sont fossilifères contenant des Ostrées, des Pectens, des Foraminifères du genre *Operculina* ainsi que des Taonurus. La plus grande partie du territoire est constituée par des schistes gréseux gris noirâtres ou jaunâtres, assez micacés. Ils contiennent de nombreuses intercalations de grès siliceux, surtout vers la partie supérieure de la série, où dominent les Conglomérats de Negrileasa. On peut suivre ces conglomérats sous forme de bandes dirigées NW-SE et qui en général forment la crête des montagnes. Une bande très importante au point de vue tectonique est celle qui s'étend du Vârful Negru, par Murtatu et Măgura jusqu'à Breabănul. Ces conglomérats se trouvent en position tectonique sous forme d'une écaille chevauchant les mélaphyres, les dépôts barémiens et ceux du Crétacé supérieur. A quelques endroits, les conglomérats à texture plus fine, sont exploités comme meules de moulin.

La zone méridionale. La série mésocrétacée dans cette zone est légèrement différente de celle décrite dans les deux autres.

Entre Sârbi et Toplița, en passant par Târnavă, Sulighet, Fornădia et Nevoieș, à la base de cette série se trouve un grès calcaire, par endroits légèrement marneux, de 2 à 3 m d'épaisseur, atteignant par endroits 5 m. Sur la colline de Nevoieș, dans la région du confluent de Valea Căineluhui avec le ravin de Blăjești, ce grès calcaire passe à un calcaire de couleur jaune rougeâtre.

Ces dépôts contiennent une faune assez riche composée par des Bélemnites, de Lamélibranches, des Gastéropodes des Échinides et des Ammonites. Cette faune est identique à celle décrite par INKEY (52) à Vărnaga. Dans la Valea Blăjeștilor nous avons identifié, dans un grès calcaire blanchâtre, l'*Exogyra columba* DESH. C'est le même grès qui passe à Fornădia et Sulighet où K. V. PAPP (85) a récolté la faune qui indique la limite Gault-Cénomanién ou Cénomanién inférieur. Nous avons pu suivre ce banc près Târnavă jusqu'à Sârbi. A ce dernier endroit, au S du hameau de Vlădești, le grès calcaire plonge vers le S et passe à un grès marneux riche en restes d'Échinides. Ce grès marneux se continue jusqu'à Boz où nous avons trouvé un autre point fossilifère avec des Bélemnites, des Échinides, des Ammonites et des Lamélibranches.

Une autre bande de dépôts mésocrétacés, dont le développement est assez important, s'étend entre Bicău, Bejan, Buruene, Boholt et Bârsău. Ils y sont représentés par des schistes en plaques parfois marneux, légèrement gréseux, micacés, de couleur gris jaunâtre. Par endroits on observe une alternance de bancs plus gréseux, associés à d'autres moins gréseux contenant d'assez nombreuses nodules argileuses-ferrugineuses ainsi que des accidents siliceux sous forme de couches de silex. Ces marnes sont riches en efflorescences salines et contiennent des restes de plantes et d'Ammonites, assez mal conservés. Au microscope on observe souvent des *Rotalina*.



Ces dépôts représentent les Couches de Deva et sont le prolongement des dépôts qui apparaissent au S de Mureş, entre Lăpuşnic et Mintia. Dans ce dernier endroit elles se présentent avec un faciès plus argileux, micacé, moins riche en efflorescences salines, sous forme de schistes argileux-marneux micacés à intercalations de bancs plus gréseux d'une couleur gris foncé jaunâtre.

Revenant à l'examen de la bande située sur le bord septentrional du Mureş, entre Burucne et Boholt, nous constatons que les Couches de Deva surmontent les Couches de Bozeş, représentées par des grès marneux, avec une riche faune de Bélemnites, Lamellibranches et Échinides.

Sur le flanc E de Valea Boholtului affleure un banc de conglomérats, reposant sur les Couches de Deva. Ces conglomérats, l'équivalent de l'horizon des Conglomérats de Negrileasa, se rencontrent également entre Măgura et Certej et entre Hondol, Baiaga et Valea Nojagului. Ils reposent directement sur les mélaphyres et sont recouverts par des dépôts néogènes. Nous mentionnons également le petit lambeau de dépôts cénomaniens, situés dans Valea Vărmaga, où INKEY (52) a récolté la faune déjà mentionnée.

Dans Valea Geoagiu Băi, à la base, on rencontre sur le calcaire cristallin, des grès calcaires, marneux, presque blancs, à nombreuses veinules de calcite, semblables à ceux que nous avons déjà mentionnés à Sulighet et dans Părâul Turcului, au S de Mogoş. Ces grès calcaires passent vers la partie supérieure à des schistes argileux, micacés, alternant avec des grès micacés de couleur gris bleuâtre. Ces dépôts continuent avec les mêmes caractères vers le N où nous mentionnons les affleurements près de l'église de Mada ainsi que ceux de Valea Bacâii au N de Bozeş. Dans cette région, les grès calcaires marneux avec de faibles intercalations de schistes argileux micacés, atteignent une puissance de presque 100 m.

Entre Bozeş et Bacâia les Couches de Bozeş passent graduellement vers le N à des grès siliceux micacés à hiéroglyphes, gris bleuâtres, riches en restes de plantes, alternant avec des schistes argileux. L'épaisseur totale de ces couches est également d'environ 100 m. Vers leur partie supérieure on remarque une fréquence plus accentuée de couches de grès et même de conglomérats. Au S de Bozeş, on remarque un pendage monoclinale vers le S. A l'E de Bacâia, sur la crête de Ciuceaua - Poiana Perţii, les conglomérats sont fréquents.

Dans les environs de Ciungi la série débute par des marnes argileuses de couleur grise, parfois rougeâtre ou verdâtre, assez plastiques, reposant directement sur les mélaphyres. Leur épaisseur est de quelques mètres et elles supportent les grès marneux et schistes micacés mentionnés plus haut.

Enfin à l'extrémité orientale, la vallée de Galaţi offre la coupe suivante : à la base, des grès marneux recouverts par un puissant paquet de schistes, gris foncé, très micacés, à de nombreuses intercalations de grès siliceux, surmonté, en discordance par les sédiments du Crétacé supérieur.

Avant de clore ce chapitre il faut rappeler que PRIMICS (92) a trouvé dans les schistes gréseux de l'embouchure de Valea Ruda, un fragment, d'Ammonite qu'il a attribué à *Ammonites Manteli* Sow. Toutefois des raisons d'ordre pétrographique et paléogéographique nous obligent d'attribuer ces dépôts à la série néocrétacée.

3. LA SÉRIE NÉOCRÉTACÉE

La discordance qui sépare la série mésocrétacée de la série néocrétacée dans les aires de sédimentation communes est relativement peu marquée. Cependant les sédiments de cette dernière série sont transgressifs, leur aire de sédimentation s'étendant sur une surface importante surtout dans la moitié NW de la région. Ce sont des formations de mer peu profonde, parfois lagunaires et littorales et par endroits même des formations torrentielles. A un seul endroit nous avons reconnu un dépôt marin, représenté par des marnes à *Rosalina linnéi* D'ORB. Bien que les différences de faciès soient très fréquentes, en relation avec la nature du fondement et les changements des conditions locales, les dépôts de la série néocrétacée présentent aussi des caractères distincts de tous les autres dépôts de la région.

L'existence du Crétacé supérieur dans la partie septentrionale de la région, notamment dans le bassin de l'Arieş, a été reconnue depuis longtemps.

Nous mentionnons tout d'abord les recherches de M. v. PÁLFY (65) dans la région entre le Crişul Alb et Valea Abrudului. Cet auteur a déterminé sur le versant droit de Valea Sohodolului, dans un calcaire rougeâtre *Hippurites cornuaccinum*, *Plagiptychis Aguilloni* etc. Au-dessus de ces calcaires, il a trouvé dans des schistes argileux, un fragment d'un grand *Inoceramus*, qu'il considère *Inoceramus giganteus*, attribuant à ces schistes l'âge des couches de Emscher et aux calcaires à Hippurites, l'âge des couches de Gosau (Turonien supérieur). A la limite de la carte dans Valea Cărbunarilor de Brăzeşti, au N de Baia de Arieş, M. v. PÁLFY (64) a identifié dans les grès et les conglomérats transgressifs sur les schistes cristallins les fossiles suivants: *Avicula* sp., *Vola quadricostata* D'ORB. *Vola* aff. *striatocostata* LAM. *Limopsis calva* SOW. *Trigonia scabra* LAM. *Hippurites* cf. *sulcatus* DEFR. *Turritella quadricincta* GOLDF. et *Turritella* cf. *rigida* Sow.

L. v. LÓCZY jun. (59) a repris l'étude des calcaires à Hippurites mentionnés par PÁLFY au SE de la cote 849 m de Gura Sohodolului et a récolté: *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* DOUV. *Actaeonella crassa* D'ORB., *Rhynchonella* sp. et *Phyllosmilium* aff. *transiens* FELIX.

Au-dessus de ces calcaires se trouvent des grès marneux micacés jaunâtres, dans lesquels le même auteur a trouvé des traces de vers et *Inoceramus regularis* D'ORB.



G. MACOVEI et I. ATANASIU (5) concluent que les dépôts crétacés supérieurs de Valea Arieşului, transgressifs sur les schistes cristallins, peuvent être classés comme suit :

A la base de la série se trouve des calcaires à Hippurites ainsi que des grès à Actaeonella, les deux faciès étant probablement sensiblement synchrones et représentant le Turonien supérieur et le Sénonien inférieur (Coniacien). Au-dessus suivent des marnes, à gros Inocérames et Coraux, supérieures comme position stratigraphique, probablement d'âge santonien. A un niveau plus élevé, se trouve des grès jaunes micacés marneux, qui pourraient être attribués au Campanien supérieur, si la détermination faite par LÓCZY (58) est exacte.

a) CLASSIFICATION DES DÉPÔTS

La succession des dépôts néocrétacés change d'un endroit à l'autre de sorte qu'il est difficile d'établir une classification générale, valable pour toute la région. Les dépôts les plus répandus sont les schistes gréseux micacés, alternant avec des grès et des conglomérats micacés, dont un des principaux caractères est leur consistance relativement réduite et leur richesse en paillettes de mica et en restes de plantes. Par altération superficielle ces dépôts prennent une couleur jaunâtre, par endroits rosâtre et perdent leur résistance devenant presque sableux. En tenant compte des déterminations paléontologiques mentionnées ci-dessus, il est probable qu'une grande partie de ce complexe appartient au Sénonien supérieur, pouvant s'étendre même plus haut.

A certains endroits on trouve, dans ce complexe, comme par exemple au S de Prihodişte, sur le flanc NW de Urzica et à Trâmpoele sur Dealul Babuia, de faibles intercalations de tufs éruptifs altérés de telle sorte que leur identification pétrographique devient impossible. A d'autres endroits, comme par exemple à Dealul Ciungilor, à l'W de Geamăna et Trâmpoele, dans Valea Țopului, on rencontre des couches de conglomérats grossiers à galets d'éruptifs (porphyrites, mélaphyres, porphyre quartzifère, granits etc.) dont le ciment est gréseux micacé.

Vers la base de ce complexe on trouve parfois des conglomérats grossiers, à caractères torrentiels représentant des accumulations de blocs de toutes sortes de roches, parfois de grosses dimensions et peu arrondis. Nous mentionnons spécialement, les conglomérats de ce type qui se trouvent sur la bordure septentrionale, au contact des schistes cristallins, ainsi que les conglomérats du versant N de Măgura Floarei, au S d'Abrud.

A certains niveaux se trouvent des intercalations de schistes marneux et des marnes qui généralement deviennent plus fréquentes vers la base du complexe.



b) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

La zone septentrionale. L'érosion a enlevé une bonne partie des dépôts néocrétacés de la zone septentrionale.

A l'E de Piatra Bulzului jusqu'à Lupşa, s'étend un grand territoire, couvert par les dépôts néocrétacés, présentant les aspects suivants. Dans la partie occidentale, à Piatra Bulzului, la série est constituée par des schistes argileux-marneux micacés, parfois en plaquettes, reposant directement sur les schistes cristallins ou sur les dépôts du Crétacé inférieur. A Piatra Bulzului ils sont chevauchés par les calcaires jurassiques et les Couches de Căbeşti, le long d'une ligne de dislocation dont nous avons parlé.

Plus à l'E, couronnant le Mont Dredin, se trouvent des schistes argileux et micacés, en plaquettes, alternant avec des schistes marneux, qui reposent directement sur les Couches de Curechiu et les Couches de Căbeşti.

La région de Sohodol a été l'objet de nombreuses études; nous avons déjà cité les résultats obtenus par PÁLFY et LÓCZY. A la base de la série, reposant directement sur les schistes cristallins, on rencontre de nombreux lambeaux de calcaire à Hippurites, à Gura Sohodolului, sur le versant S du Mont Pojarul, au N et à l'W de Peleş ainsi que sur Dealul Arsurilor.

En certains endroits, la série débute par des conglomérats grossiers qui sont constitués presque exclusivement par des schistes cristallins, ou par des schistes marneux, argileux, faiblement micacés. Dans quelques endroits, notamment sur Dealul Arsurilor, on trouve vers la base de la série, des conglomérats et des grès riches en éléments détritiques de bauxite, qui ont fait l'objet de quelques explorations minières.

Ainsi que PÁLFY et LÓCZY l'ont déjà mentionné, les calcaires à Hippurites sont surmontés par des schistes marneux, recouverts à leur tour par des schistes argileux gréseux, à nombreuses intercalations de grès et de conglomérats micacés. La puissance totale de la série atteint, dans cette région, quelques centaines de mètres.

Au S de Sohodol, vers Bodreşti et Ciuruleasa, les schistes argileux marneux passent à un faciès plus gréseux, ayant par endroits des intercalations de grès assez riches en éléments de calcaire jurassique, ainsi que des intercalations de schistes marneux.

À Bistra, la succession de la série néocrétacée commence par un banc de grès calcaire, au-dessus duquel repose une couche de calcaire rougeâtre fossilifère. Ces dépôts sont visibles sur une distance de quelques dizaines de mètres. Plus à l'E la série commence par un dépôt argileux de couleur rougeâtre, peu consistant et presque sans schistosité, qui peut être poursuivi vers le NE jusque dans un ravin qui descend dans l'Arieş. Au-dessus des argiles suivent des schistes argileux, marneux, faiblement micacés et des schistes argileux bruns, riches en mica.



Les dépôts néocrétacés s'étendent, au S de l'Arieș, jusque dans la région de Vârșii, sous forme de schistes marneux gris, en alternance avec des conglomérats à éléments des schistes cristallins, de Flysch et de calcaire jurassique. Ces conglomérats dominent vers la base du système, tandis que la partie supérieure est composée de schistes argileux micacés, de couleur jaune brunâtre ou rougeâtre, surmontés par des grès et des conglomérats micacés.

A l'W de Roșia Montană, domine le faciès schisteux gréseux, plus ou moins micacé; ceux-ci continuent sur Dealul Hebatului jusque dans Valea Abrudului. La galerie Sfânta Cruce din Orlea a traversé les dépôts de cet étage, représentés par des schistes argileux à intercalations de schistes gréseux, de grès et de conglomérats, ainsi que par des schistes micacés avec de grands blocs de calcaire jurassique. A l'W de Curmătura, ces mêmes dépôts présentent une altération hydrothermale, manifestée spécialement par des silicifications très avancées. Au SW du sommet Ciungi, cote 1052 m, nous signalons une intercalation de conglomérats riches en éléments de porphyre quartzifère et de porphyrites. A Bucium Muntar et Mușca, les grès et les conglomérats micacés néocrétacés reposent, d'une façon nettement discordante, sur les dépôts du Crétacé moyen et du Crétacé inférieur.

Un peu plus à l'E, à Geamăna, notamment dans Valea Șesii, les marnes faiblement micacées, contiennent de nombreuses *Rosalina linnéi*.

Plus au N de Geamăna, dans les environs de Vința, les schistes argileux marneux, passent vers la partie supérieure à des schistes gréseux.

Dans la proximité de l'Arieș, à Margaia, nous trouvons les dépôts néocrétacés constitués par des schistes argileux rougeâtres, s'appuyant directement sur le cristallin et supportant des schistes argileux marneux.

Entre Bistra et Lupșa, le système débute par un puissant banc de plus de 10 m de conglomérat grossier, constitué par de grands blocs de schistes cristallins, généralement peu roulés, qui donnent l'impression d'une accumulation bréchiforme. Des affleurements semblables sont visibles dans le ravin Ștefănci de Bistra et sur la colline à l'W de Hădărău.

Au N de l'Arieș, entre Lupșa et Muncel, on trouve à la base, directement sur les schistes cristallins, des schistes marneux gréseux, micacés, grisâtres, surmontés d'une alternance de schistes et de grès, ainsi que des conglomérats siliceux, à éléments bien roulés. Les bancs de conglomérats deviennent plus fréquents et plus puissants dans la partie supérieure de la formation, et par endroits contiennent une faune, dont PÁLFY (64) a fait la description.

A l'E de Poenița, les schistes cristallins et les dépôts cénomaniens sont recouverts par un paquet de couches néocrétacées, débutant par des argiles rougeâtres; au-dessus, suivent des schistes gréseux micacés et des grès conglomératiques riches en mica. Des petits lambeaux de ces couches se sont conservés à Colțul Lazărului, isolés sur le cristallin.



Dans la région de Bucium, à Păltiniș et au S de Detunata, nous mentionnons deux petits lambeaux de schistes micacés.

Une bande plus importante est celle qui constitue la crête des collines de Bucium Muntar, vers le SW jusque dans Valea Abrudului, s'étendant, par Măgura Floarei et Buninginea, jusqu'au SE de Vulcan. Au NE de Valea Abrudului, cette zone est constituée par des schistes gréseux micacés et des schistes argileux de couleur rougeâtre à rares intercalations de schistes marneux. Vers la partie supérieure nous mentionnons deux intercalations de conglomérats bréchiformes à fréquents éléments de calcaires jurassiques.

Au S de Valea Abrudului, le Néocrétacé constitue la majeure partie de Măgura Floarei. Ils s'appuient sur le Crétacé inférieur et débute par une couche de schistes gréseux argileux, fortement micacés épais de plus de 10 m. Au-dessus, suit un important dépôt, à faciès torrentiel, constitué par de grands blocs de schistes cristallins, de calcaires jurassiques et d'éléments du Crétacé inférieur, dont le diamètre atteint jusqu'à 1 m, liés par un ciment sableux micacé. Ce dépôt a une épaisseur très variable, atteignant par endroits 50 m. Il est recouvert par des schistes gréseux et des schistes argileux marneux, qui passent vers la partie supérieure à des grès et des conglomérats micacés.

Entre Buninginea et Vulcan, les formations néocrétacées constituent une bande synclinale et sont représentées par des schistes gréseux marneux, faiblement micacés, sur lesquels reposent des grès et des conglomérats riches en mica.

Dans la région de Dealul Mare-Brădoaea-Boteș, nous rencontrons une importante aire de dépôts néocrétacés, qui débute par des schistes marneux argileux micacés, d'une structure très fine, avec des intercalations de grès siliceux et des conglomérats argileux. Leur couleur jaunâtre, à nuance rosâtre, leur donne un aspect très caractéristique. Ces dépôts contiennent de fréquents restes de plantes et même quelques intercalations de schistes charbonneux et de lentilles de charbon. À l'E de ces territoires, à Boteș, ces sédiments présentent une altération hydrothermale et constituent la roche encaissante des filons de Boteș.

Une importante bande de terrains néocrétacés est celle qui s'étend de După Piatră par Trâmpoele-Valea Dosului, jusqu'à Feneș.

À După Piatră ils sont constitués par des schistes gréseux et micacés, à fréquentes intercalations de grès et de conglomérats, à ciment argileux micacé. Par endroits, ils contiennent des restes de plantes et même de minces lentilles de charbon. Toute cette bande forme une zone synclinale, pincée entre les mélapphyres, au SW, et les dépôts du Crétacé inférieur, au NE. À certains endroits, ce synclinal est percé par des écailles à noyau jurassique.



Plus au SE, dans la région de Valea Grohaşului-Trâmpoele, la série néocrétacée débute par un horizon conglomératique à fréquents éléments d'ophiolites crétacées sous forme de galets aplatis, le ciment contenant également une grande proportion de débris de ces roches. Certaines assises de conglomérats polygènes atteignent des puissances jusqu'à 4 m, tandis que l'épaisseur totale de l'horizon s'élève à quelques dizaines de mètres, comme par exemple dans Pârâul Țopului. Au-dessus de ce complexe, suivent des schistes argileux, faiblement marneux de couleur grise et rougeâtre. La partie supérieure de la série est constituée par des schistes gréseux micacés à intercalations de grès et de conglomérats, à ciment argileux micacé. Par places on y trouve des lentilles de charbon, et à un seul point, nous avons rencontré des tufs éruptifs altérés.

Sur le versant oriental de Valea Ampoiului, la série néocrétacée contient, à la base, des intercalations de conglomérats à fréquents éléments de calcaire jurassique. Le petit lambeau de calcaire jurassique qui affleure dans Valea Ampoiului, au S de l'église de Valea Dosului, est entouré par des conglomérats à fréquents éléments de mélaphyres, porphyres, granits, etc. Le reste du complexe présente, une succession semblable à celle que nous venons de décrire à Trâmpoele.

Entre Vultori, Zlatna et Feneş, le Crétacé supérieur commence par des conglomérats, riches en éléments de mélaphyre, de diabase etc., qui par endroits présentent l'aspect d'un tuffite. Suit un complexe composé par des schistes argileux et marneux, de couleur gris clair à gris foncé, qui contient parfois des intercalations de grès riches en calcaire. La partie supérieure a le faciès habituel, à schistes gréseux, micacés avec des intercalations de grès conglomératiques à ciment argileux micacé.

Cette description doit être complétée par quelques observations sur la position tectonique de cette série. Ainsi, nous devons mentionner que tous ces dépôts ont subi des plissements et surtout des dislocations assez intenses. La partie septentrionale qui repose directement sur le cristallin, est généralement peu plissée, mais elle a souffert des dislocations importantes dues aux déplacements de certaines unités tectoniques, comme par exemple l'éperon de Baia de Arieş, les écailles de Piatra Bulzului de Plotun, etc. Dans la partie SE de la zone, au contact de celle-ci avec la zone axiale, les sédiments néocrétacés sont fortement plissés et disloqués, réduits par endroits à des lambeaux synclinaux, coincés entre des sédiments plus anciens.

La zone axiale. Dans la zone axiale les sédiments néocrétacés occupent actuellement des territoires relativement peu étendus. La plus grande partie a été enlevée par l'érosion à laquelle n'ont échappé que les parties correspondant aux dépressions. A Prisaca, Galaţi, Valea Mică, cette série est représentée par des schistes et des grès gris jaunâtre, peu consolidés qui prennent



facilement, par altération, un aspect sableux. Sur le versant oriental de la colline au-dessus de Valea Mică, sur une longueur de 40 m, près du contact avec les mélaphyres, dans les schistes micacés, on trouve trois couches épaisses de quelque mètres, constituées par du grès micacé à nombreux galets de mélaphyres et de granit. Ceux-ci ont, par endroit, des dimensions de 20 cm et sont si nombreux que la roche prend l'aspect d'un conglomérat.

Entre Cib et Glod, la série est représentée par des schistes argileux, marneux micacés, à intercalations de schistes gréseux et de grès micacés. Au N de Răcățiu, ces sédiments sont séparés des dépôts cénomaniens, par une faible discordance marquée par une couche de grès conglomératique, à éléments de Jurassique et du fondement cénomanien.

A l'W de Glod, nous avons délimité en bordure des mélaphyres une bande de sédiments néocrétacés, constituée en majeure partie par des marnes micacées faiblement gréseuses, à veines de calcite.

Au N de Nădăjdia, nous mentionnons un petit lambeau de schistes gréseux micacés très sableux, reposant sur le Crétacé inférieur.

Une bande plus importante est celle du N de Răcățiu, sur Dealul Teiușului, cote 728 m, constituée par des schistes marneux, gréseux, micacés, en plaques, reposant d'une façon discordante sur le Crétacé inférieur et Crétacé moyen.

Au S d'Almașul Mic, le Crétacé supérieur représenté par des schistes argileux marneux, micacés, est séparé du mélaphyre par des failles.

A l'W de Galbina, nous avons découvert, dans les couches de marnes micacées, à veines de calcite, une faune assez riche d'Ammonites, Inocérames, Échinides et Lamellibranches.

Dans cette faune E. JEKELIUS a déterminé un *Hamites cylindraceus* DEFR. caractéristique pour la partie supérieure de la Craie à *Belemnitella mucronata*.

L'existence de cet horizon a été également confirmée par le Professeur R. HEINZ qui a eu l'amabilité de déterminer, dans la faune que nous avons récoltée à Galbina, *Spyridoceramus tegulatus* HAG. et *Selenoceramus pulcher* Hz.

Dans la même région à l'E de Voia, spécialement dans Valea Măcrișului et Valea Cetrașului, nous avons délimité quelques petits affleurements de Néocrétacé qui ont souffert un métamorphisme hydrothermal très accentué, manifesté par des phénomènes de silicification, d'épidotisation, de kaolinisation et d'imprégnation pyriteuse.

Au S de Prihodiște, les dépôts néocrétacés constituent la majeure partie de la colline Urzica. Ils reposent d'une façon discordante sur les mélaphyres ainsi que sur les dépôts aptiens. Leur base est constituée principalement par des schistes argileux et des schistes marneux de couleur gris clair, jusqu'à gris foncé, faiblement micacés, ainsi que par des schistes argileux, rougeâtre-verdâtre. La partie supérieure de la série se compose de schistes gréseux micacés, à fréquentes intercalations de couches de grès et de conglomérats, à ciment argileux, très riche en mica. Sur le flanc E de Valea Prihodiște, nous



avons rencontré une couche, d'environ 2 m de puissance, intercalée entre les schistes gréseux, constituée par un tuf éruptif très altéré. Sur le flanc S de Urzica, les dépôts sénoniens ont subi un intense métamorphisme au contact de l'intrusion de diorites à faciès porphyrique. Les schistes néocrétacés y sont silicifiés et transformés par endroits en cornéennes. Dans la même région, au S de Cherestău, deux petits lambeaux, constitués par des schistes gréseux très micacés, reposent sur les mélaphyres.

Au SW de Brad, nous avons délimité une bande de schistes gréseux très micacés qui s'étendent de Valea Lungă, par Valea Racovei, jusqu'au confluent de Valea Luncoiului et Valea Ruda.

Au N de Cărmăzinești, il y a un petit synclinal, pincé entre les mélaphyres et les calcaires jurassiques, composé par des schistes marneux gréseux faiblement micacés, que nous attribuons à la série néocrétacée.

Les dépôts néocrétacés de la zone axiale, sont moins plissés et moins disloqués que ceux de la zone septentrionale. C'est seulement à Prisaca-Gața-Valea Mică que ces dépôts ont été percés, par des petits anticlinaux à noyau de mélaphyres et de calcaire jurassique.

La zone méridionale. Suivant notre conception, les dépôts néocrétacés dans la zone méridionale ont été érodés.

E) LA SÉRIE TERTIAIRE

La série tertiaire est représentée par des dépôts néogènes. Ces dépôts occupent dans la région une surface plus réduite que ceux de la série crétacée. Dans la zone axiale et méridionale, les sédiments tertiaires constituent le bassin Zlatna—Almașul Mare et le bassin Săcărâmb—Baia de Criș ainsi que quelques lambeaux très réduits. Dans la zone septentrionale, ils ne forment que deux petits bassins à Roșia Montană et Frasin.

Après le plissement postcrétacé, la région a été exondée et a subi une intense dénudation. A une époque, dont l'âge reste encore imprécis mais qui doit être fort probablement miocène, a commencé la formation des bassins de sédimentation tertiaires. Les premiers effondrements n'ont affecté qu'une partie de la région, et les dépôts formés ont un caractère continental à faciès torrentiel. Pendant cette phase, ont eu lieu des éruptions d'andésite et de rhyolite, d'une extension réduite. Les dépôts de cette première phase, constituent l'horizon des Conglomérats de Fața Băii.

La transgression tortonienne s'est étendue sur la zone axiale et sur la zone méridionale; elle représente dans cette région le maximum d'extension des mers tertiaires. Les sédiments formés ont un caractère nettement marin, de mer ouverte où se sont développés des récifs. La sédimentation a été assez intense et a surtout colmaté les bassins.



Nous avons dénommé les dépôts de cette phase, dont l'âge est tortonien, l'horizon des Gravieres d'Almaşul Mare.

Des mouvements de faible intensité qui ont suivi cette phase, sont accompagnés d'une régression marine. Les bassins de sédimentation se sont réduits à des lacs fermés et à des lagunes à eau saumâtre et même douce. Le commencement de cette phase est marqué par des éruptions de dacite (type Căinel), dont les laves et surtout les tufs sont répandus d'une façon inégale dans presque toute la région. Les sédiments ont un caractère argileux marneux, avec des intercalations de couches de gypse et par endroits de couches de charbon, ainsi que des petits gisements d'hydrocarbures. La sédimentation s'achève avec la sédimentation des calcaires à *Cerithium rubiginosum*.

L'âge de ces dépôts, discordants par rapport à l'horizon des graviers d'Almaşul Mare, est sarmatien. Vers la fin de leur sédimentation de puissantes éruptions volcaniques commencèrent à se manifester dans toute la région. Les faibles mouvements tectoniques qui accompagnaient ces manifestations, ont produit des déplacements, par endroits assez importants, de sorte qu'une partie des dépôts pyroclastiques reposent d'une façon discordante sur les dépôts sarmatiens et tortoniens. Cette phase éruptive a atteint son apogée après le dépôt des calcaires à *Cerithium* et a dû avoir une assez longue durée vu les grandes masses de roches éruptives qui ont pris naissance. En tenant compte du fait qu'une bonne partie de ces roches volcaniques sont discordantes sur le Sarmatien, ainsi que du fait que les roches sédimentaires, intercalées entre les dépôts pyroclastiques présentent un caractère continental, ce qui indique de notables changements dans les conditions de sédimentation, il est probable que la majeure partie de cette phase éruptive a eu lieu pendant le Pliocène.

La série tertiaire a pris fin avec la sédimentation des Couches à Congéries ; ces dépôts pliocènes n'ont été conservés que sur une très faible étendue. A ces endroits ils reposent d'une façon discordante sur les tufs et les brèches andésitiques, ce qui indique que les mouvements de l'écorce ont continué durant tout le Néogène.

Ce bref résumé de l'évolution des conditions géologiques pendant le Tertiaire, donne une vue d'ensemble nécessaire pour la compréhension des faits d'ordre stratigraphique, que nous allons décrire dans ce qui suit. Les éruptions volcaniques seront traitées dans un chapitre spécial.

Les sédiments tertiaires de la région ont fait l'objet de nombreuses études, mais qui, en général, n'ont envisagé que des portions réduites, parfois fort restreintes. Nous devons mentionner spécialement l'étude de Sr. FERENCZI (1), qui s'occupe du bassin de Zlatna—Almaşul Mare, et comprend un essai de classification à caractère plus général. Les autres auteurs seront cités au cours de l'exposé.



1. L'HORIZON DES CONGLOMÉRATS DE FAȚA BĂII

Cet horizon est composé par des dépôts à caractère continental, par endroits torrentiel. Il est donc difficile d'établir un schéma général pour la succession des formations composantes.

La coupe la plus complète est ouverte dans la colline Dealul Padinii, cote 950 m et spécialement dans Valea Fața Băii. A cet endroit, la succession se présente comme il suit :

A la base, reposant directement sur les sédiments plissés du Crétacé supérieur, se trouve une couche de conglomérats très grossiers dont la puissance est d'environ 15 m, constituée par de gros blocs plus ou moins arrondis, de forme ellipsoïdale aplatie dont le diamètre atteint jusqu'à 5 m. Ces blocs sont représentés par des éléments de schistes cristallins, calcaire jurassique conglomérats, grès, schistes argileux, ainsi que par des éléments de roches éruptives andésitiques. Le ciment est argileux et de couleur rougeâtre jusqu'au rouge hématite.

Au-dessus se trouve un paquet de coulées et de tufs andésitiques, de couleur violacée, avec des taches rougeâtres ou verdâtres, dont l'épaisseur dépasse quelques dizaines de mètres.

Il suit une alternance de conglomérats grossiers, formés d'éléments polygènes et de fragments de laves et de tufs andésitiques, avec des couches de grès et d'argile gréseuse à morceaux épars de diverses roches. La couleur de ce dépôt, surtout des argiles, est généralement rougeâtre avec des taches verdâtres.

Un autre niveau de laves et de brèches andésitiques surmonte les dépôts précédents, étant recouvert à son tour par un ensemble de conglomérats, de grès et d'argile gréseuse rougeâtre.

Nous avons reconnu en tout, de la base jusqu'au sommet de la colline, 4 niveaux de laves, brèches et tufs andésitiques, séparés par des sédiments du type décrit ci-dessus. A la partie supérieure de ce complexe dont la puissance dépasse 200 m, se trouvent des couches de laves et de tufs rhyolitiques, avec une intercalation de lave andésitique.

Ce qui caractérise les sédiments détritiques de cet horizon, est le mélange d'éléments hétérogènes de dimensions variables. Dans les grès et les argiles rouges, on rencontre assez fréquemment des galets et des morceaux de roches plus ou moins arrondis. La sédimentation entrecroisée est très fréquente. Toutes ces observations ainsi que les conditions stratigraphiques indiquent la nature continentale, voir très souvent torrentielle, de ces dépôts qui marquent le commencement de la série tertiaire. Les fossiles sont très rares. Nous en avons recueilli quelques restes indéterminables.

PAUL ROZLOZNIK (96) cite *Mysidioptera grandis* GAÁL et *Lima grandis* recueillies dans les conglomérats de la mine de Fața Băii, c'est-à-dire dans la



partie supérieure de l'horizon. ST. FERENCZI (1) mentionne, dans son étude générale sur la région, des Cardiacées que VON STACH avait trouvé dans les galeries de Jumonița à Fața Băii, c'est-à-dire dans la partie supérieure de l'horizon, tandis que FICHEL mentionne des *Helix*. ST. FERENCZI a récolté *Lima grandis*, que ST. GAÁL considérait apparentée aux espèces crétacées. Pourtant, il considère ce dépôt d'âge tertiaire. K. V. PAPP (83), dans son étude sur les sédiments tertiaires de Zlatna, a classé ces dépôts en rappelant que ETTINGHAUSEN avait déterminé des branches de *Bronnites Transsylvanicus* ETT. dont les genres apparentés se trouvent dans le Miocène.

En considérant que cet horizon est recouvert par les Gravieres d'Almașul Mare dont l'âge est tortonien et représentent la continuation à faciès marin, du cycle de sédimentation qui commence par les conglomérats de Fața Băii, nous attribuons à ces dépôts l'âge méditerranéen supérieur.

a) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Le bassin de Zlatna — Almașul Mare. C'est dans ce bassin que l'horizon des Conglomérats de Fața Băii, atteint le maximum de développement et de puissance. Il commence à l'E de Valea Ampoiului, dans les environs de Zlatna — Galați où les conglomérats sont constitués en grande partie par des éléments du Crétacé. A l'W de Valea Ampoiului, les intercalations de laves, de brèches et de tufs andésitiques sont plus importantes. En dehors des affleurements de Dealul Padinii, décrits dans le précédent chapitre, nous mentionnons les puissantes couches de laves andésitiques qui se voient en bordure de la chaussée Zlatna — Geoagiu, sur les flancs de Valea Mare. Cet horizon constitue une bande assez large, qui s'étend de Pătrângenii, par Oprești, Valea Preotului, jusqu'à Trâmpoele.

Un autre affleurement important est celui de Valea Turnului et de Valea Spănița, dirigé toujours NW-SE et à pendage vers le SW. A Valea Turnului, ces dépôts ont été traversés par la galerie Haneș. Dans toute cette partie, ces dépôts ont souffert des altérations hydrothermales intenses, dans les environs du contact des culots andésitiques ainsi qu'autour des fractures filoniennes.

Vers le NNE, le travers-banc de Haneș a traversé le culot d'andésite et pénétré de nouveau dans les dépôts de cet horizon jusque sous la galerie de Fața Băii (Sigismund-Jumonița), à une différence de niveau de 40 m seulement. De cette façon il a été prouvé la continuation des dépôts de Fața Băii jusqu'à Valea Turnului, avec les mêmes caractères pétrographiques.

A Fața Băii, l'altération hydrothermale est extrêmement intense, jusqu'à masquer la nature pétrographique de la roche.

Il nous reste à mentionner dans ce bassin, le lambeau de conglomérats qui se trouve au N de Techerău, sur le flanc droit de Valea Pleșii, comprenant de même qu'à Fața Băii 4 intercalations de laves andésitiques.



Nous devons signaler, sans insister à cette occasion, les lambeaux de laves et de tufs andésitiques et rhyolitiques, qui se trouvent au N et à l'W de Nădăjdia, au S de Brădet, sur Dealul Bodii et sur le versant oriental de Teiușul, dépôts pyroclastiques qui appartiennent à cet horizon.

Le bassin de Săcărâmb—Brad. Les dépôts sédimentaires de cet horizon n'affleurent nulle part dans cette région; aussi est-il possible qu'il fassent complètement défaut. Nous devons mentionner seulement quelques culots et couches de laves et de tufs andésitiques et rhyolitiques, qui affleurent dans quelques endroits, comme par exemple à Măgura Băii de Hărțăgani et à Băița—Barbura.

Les bassins de Roșia Montană et de Frasin. Nous n'avons aucun argument d'ordre stratigraphique pour attribuer les dépôts de ces deux petits bassins à l'horizon des conglomérats de Fața Băii mais nous croyons tout de même que les sédiments qui accompagnent les éruptions de rhyolites appartiennent à cet horizon.

Les bassins de Roșia Montană et de Frasin sont constitués par un ensemble de grès tufacés alternant avec des conglomérats, des tufs et des brèches rhyolitiques. Les travaux miniers existants nous ont permis de constater que les dépôts du fond du bassin sont en général plus fins, tandis que ceux de la partie supérieure sont plus grossiers et contiennent, par endroits, de gros éléments de rhyolites. Au niveau de l'horizon de 60 m à Roșia Montană, on a trouvé quelques lentilles de charbon de 10 à 15 cm d'épaisseur. Comme détermination paléontologique nous ne pouvons mentionner que celle de WILHELM SZIGMONDY qui a trouvé dans les sédiments de Roșia Montană un moulage de *Comus ponderosus*.

Les sédiments de ce bassin ont été faiblement disloqués par des compressions tectoniques, ainsi que par des éruptions de rhyolites et d'andésites. Ils ont souffert une altération, généralement intense, de nature hydrothermale.

2. L'HORIZON DES GRAVIERS D'ALMAȘUL MARE

Comme nous l'avons déjà mentionné, ces dépôts ont un caractère marin et correspondent au maximum d'extension de la phase de sédimentation tertiaire. Ils sont constitués par des couches de graviers, plus ou moins consolidés, alternant avec des grès et des argiles sableux. Un caractère distinctif est la prédominance de la couleur rouge, due à la richesse de matière latéritique. Comme dans le cas des dépôts de l'horizon précédent, celle-ci résulte de l'érosion des couches superficielles, qui recouvraient à cette époque le continent, altérées par l'effet d'une longue période d'exondation.

Un autre caractère distinctif de cet horizon est l'absence d'intercalations de roches pyroclastiques, ce qui prouve le manque d'activité volcanique durant cette période de sédimentation.



Les graviers sont constitués, en majeure partie, par des éléments de quartzites, blancs, jaunâtres et en moindre partie, par des gneiss, quartz, granites, porphyres et calcaires. Les éléments sont bien arrondis et généralement le diamètre ne dépasse pas 3 cm. Le ciment est gréseux, sableux, par endroits très argileux, faiblement micacé et généralement de couleur rouge hématite, surtout vers la base de l'horizon, et parfois jaunâtre ou blanchâtre vers la partie supérieure.

A la partie inférieure du complexe, surtout là où il repose directement sur les dépôts de l'horizon précédent, les graviers sont conglomératiques à nombreux éléments d'andésite et de rhyolite altérés.

Les grès sont généralement assez fins, composés en majeure partie de grains de quartz blanc ou jaunâtre, liés par un ciment micacé siliceux ou argileux, de teinte rougeâtre, jaunâtre ou blanchâtre.

Les couches d'argile rouge gréseuse micacée forment un dépôt caractéristique de cet horizon. Ces couches contiennent souvent des éléments conglomératiques ou même des blocs hétérogènes. Par l'altération des oxydes de fer, apparaissent assez fréquemment des taches verdâtres.

En certains lieux, on rencontre, surtout vers la partie supérieure de l'horizon, des couches d'argile gris foncé, jaunâtre ou verdâtre.

Les récifs, constitués par des calcaires blancs jaunâtres, sont distribués d'une façon assez inégale dans tout le complexe. Généralement, ils contiennent une faune assez riche, qui a permis de nombreuses déterminations paléontologiques. B. INKEY (51) a mentionné d'après DÖLTER, au N de Hondol, un banc de calcaires à *Lithothamnium* dont les fossiles ont été déterminés par FÜCKS. Il récolte dans la région les formes suivantes : *Lithothamnium (Nullipora)* à Hondol, *Ostrea Hoernesii* REUSS à Vărmaga, *Ostrea cochlear* POLI (*O. navicularis* BROCCCHI) sur la route Certej—Săcărâmb ; *Pecten* cfr. *Besseri* ANDREJOWSZKY et *Pecten Leythaianus* PARTSCH, à Vărmaga. Ces formes lui ont permis d'attribuer à ces dépôts, correspondant au sédiment local de POŠEPNY, l'âge méditerranéen supérieur.

PRIMICS (92) cite des calcaires pareils à ceux déterminés par INKEY à Se-liștea, notamment au N de Draica, près du croisement de la route qui va vers Porcurea avec celle de Cetraș. A cet endroit, le calcaire est couvert par des tufs andésitiques et contient la faune suivante, déterminée par KOCH A.:

- Lamna elegans* AG.
- Lithoconus Karreri* HÖRN et ANING
- Comus* sp. aff.
- Cheliconus Lapugyensis* HÖRN. et ANING
- Ancillaria obsoleta* BRON.
- Natica helicina* BRON.
- Natica* sp. ind.



Trochus patulus BRON.
Cerithium Bronni PARTSCH
Turritella bicarinata EICHW.
Turritella Archimedis BRON.
Turritella Ricpeli PARTSCH
Pecten pilosus L.
Cardium edule L.
Venus cfr. *Dujardini* HÖRN.
Tellina planata L.
Pecten Besseri ANDRZ.
Cardium cfr. *pectinatum* L.
Pampaea sp.
Cytherea sp. ind.
Dossina lincta PULT.
Lucina dentata BAST.
Venus marginata HÖRN.
Modiola Hornesi REUSS
Diplodonta sp.
Pecten duodecim lamellatum BRON.
Ostrea cfr. *digitalina* DUB.
Serpula sp.
Spatangus Austriacus LAUB
Schizaster sp. ind.
Porites sp. ind.
Alveolina stb.

C'est aussi PRIMICS qui au S de Tărățel, dans une couche d'argile bigarée gris bleuâtre et rougeâtre, située au contact entre les mélaphyres et les laves andésitiques, a trouvé une faune, déterminée par FELIX NEMES comme suit :

Foraminifères :

Lagena apiculata, REUS.
Polymorphia oblonga D'ORB.
Rotalina Dutemplei D'ORB.
Pulvinulina Haidingeri D'ORB.
Bulimina pupoides D'ORB.
Bulimina ovata D'ORB.
Bulimina elongata D'ORB.
Rosalina complanata D'ORB.
Globigerina bulloides D'ORB.
Globigerina bilobata D'ORB.
Globigerina trilobata REUSS.
Globigerina quadrilobata D'ORB.
Truncatulina lobatula D'ORB.



- Orbiculina universa* D'ORB.
Textilaria Mariae D'ORB.
Biloculina sp.
Triloculina Kochi nov. sp.
Triloculina sp.
Quinqueloculina quadrangula nov. sp.
Articulina sulcata REUSS.

Echinodermes :

- Macropneustes* (?) *compressus* nov. sp.

Mollusques :

- Tellina Ottnangensis* R. HÖRN.
Tellina sp. ind.
Nucula Mayeri M. HÖRN.
Nucula Ehrlichi R. HÖRN.
Nucula sp. cf. *nucleus* L.
Leda pellucidaeformis R. HÖRN.

Ostracodes :

- Cytherella bifidata* nov. sp.
Cythere plicatula REUSS.
Dentalium eutalis L.

D'après PRIMICS (92), cette faune indiquerait le méditerranéen, notamment le faciès de schlier, mais M. VON PALFY (74), considère qu'elle appartient au méditerranéen supérieur.

Dans la région de Baia de Criș, à Ribița, M. E. VADÁSZ (108) a découvert dans un calcaire coralien, situé au-dessus d'une argile bleuâtre et recouvert par des brèches andésitiques, la faune suivante :

Foraminifères :

- Miliolina pulchella* D'ORB. sp.
Miliolina Auberiana D'ORB. (*M. Ungeriana* D'ORB.)
Miliolina Dutemplei D'ORB. sp.
Miliolina Partschii D'ORB. sp.
Miliolina secans D'ORB. sp. (*M. Haidingeri* D'ORB.)
Miliolina seminulum L. sp. (*M. Akneriana* D'ORB.)
Peneroplis planatus F. & M. sp.
Alveolina melo D'ORB.
Lagena laevigata RSS. (*Fissurina globosa* BORNEM.)
Nodosaria bacillum DEFR.
Nodosaria elegans D'ORB.
Nodosaria Verneulli D'ORB.
Marginulina hirsuta D'ORB.
Vaginulina badenensis D'ORB.
Cristellaria crassa F. & M. sp.



Cristellaria cultrata MONT. sp.
Cristellaria rotulata LAM. sp. (*Robulina neglecta* Rss.)
Cristellaria orbicularis D'ORB. (*Robulina imperatoria* D'ORB.)
Cristellaria inornata D'ORB. sp.
Truncatulina Dutemplei D'ORB. sp.
Truncatulina Haidingeri D'ORB. sp.
Pulvinulina Partschiana D'ORB. sp.
Pulvinulina Schreibersii D'ORB. sp.
Amphistegina Lessonii D'ORB. (*A. Hauerina* D'ORB.)
Heterostegina costata D'ORB.

Anthozoaires :

Isis melitensis GOLDF.
 ? *Stylophora subreticulata* Rss.
Heliastrea Defrancei M. EDW.
Heliastrea Reussana M. EDW.
Syzygophyllia fr. brevis Rss.
Porites incrustans DEFR. sp.

Echinodermes :

Plaques d'*Astérides*,
Cidaris zeamays SISM. et
 Fragments de piquants de *Cidaris* cfr. *avenionensis* SISM.

Bryozoaires :

Diastopora acupunctata NOVÁK
 ? *Diastopora bujturica* HÉJJ.
Hornera sp.
Cellaria sp. ind.
Membranipora Lacroixi SAV. sp.
 ? *Membranipora angulosa* Rss.
Lepralia sp. (cfr. *ceratomorpha* Rss.)
Lepralia tenella Rss. var.
Lepralia cfr. *anisostoma* Rss. et
Cellepora globularis BRONN.

Spirobranches :

Cistella laevis SEQU. sp.
Cistella costulata SEQU. sp.
Cistella sp. ind.

Lamellibranches :

Ostrea digitalina DUB. var.
Ostrea (Alectryonia) nov. sp.
Ostrea (Exogyra) eoparoula SACC.
Ostrea (Exogyra) minotaurinensis SACC.
Ostrea (Cubitostrea) frondosa DE SERR.

- Ostrea (Pycnodonta) cochlear* POLI sp. var. *navicularis* BROCC. var.
Spondylus crassicosta LAM.
Pecten (Aequipecten) spinulosus MÜNST.
Pecten (Amussium) cristatum BRONN.
Pecten (Flabellipecten) cfr. leythajanus A. S.
Pecten cfr. cristatocostatus SACC.
Pecten (Hinnites) sp. ind.
Modiola biformis Rss.
Septifer oblitus. MICHT. sp.
Limea strigilata BROCC. sp.
 ? *Lithodomus lithophagus* L.
Arca (Acar) clathrata DEFR.
Arca (Acar) clathrata DEFR. var. *acanthis* FONT.
Arca (Barbatia) cfr. dichotoma HÖRN.
Arca (Barbatia) modioloides Cantr. var. *rotundula* SACC.
Arca (Barbatia) barbata L.
Arca (Fossularca) lactea L.
Arca (Anadara) diluvii LAM.
Pectunculus (Axinea) bimaculata POLI sp.
Limopsis (Pectunculina) anomala EICHW. var. *minuta* PHIL.
Chama gryphioides L.
Chama gryphioides L. var. *austriaca* HÖRN.
Cardita (Actinobolus) antiquatus L. var. *Partschii* GOLDF.
Cardita (Scalaricardita) scalaris SOW. sp.
Cardita nov. sp.
Astarte triangularis MONT. sp.
Cardium (Papillicardium) papillosum POLI.
Cardium Degrangei COSSM. var.
Cardium multicostratum BROCC.
Cypricardia transylvanica HÖRN.
Coralliophaga sp. ind.
Venus (Ventricola) cfr. tauroverrucosa SACC.
Venus praecursor MAY.
Corbula gibba OLIVI
Corbula gibba OLIVI var. *curta* LOC.
Corbula carinata DUJ.
Saxicava arctica L.
Gastrochaena dubia PENN. sp.
Jouannetia semicaudata DESM.
Diplodonta trigonula BRN.
Lucina (Dentilucina) strigosa MICHT.
Lucina (Linga) columbella LAM.

Gastéropodes :

- Conus (Chelyconus) sp. ind.*
Conus (Leptoconus) Brezinae R. H. & AU.
Conus (Leptoconus) Dujardini DESH.
Ancillaria glandiformis LAM.
Ancillaria (Anaulax) obsoleta BROCC.
Ringicula buccinea DESH.
Columbella curta BELL.
Columbella sp. (cfr. scripta BELL.)
Buccinum (Nassa) Hoernesii MAY.
Pleurotoma (Surcula) cfr. reticosta BELL.
Pleurotoma (Rouaultia) Magdalenae R. H. & AU.
Pleurotoma (Drillia) cfr. modiola JAN.
Pleurotoma badensis R. H.
Cerithium pygmaeum PHIL.
Turritella turris BAST.
Turritella subangulata BROCC.
Turritella bicarinata EICHW.
Vermetus arenarius L.
Vermetus intortus L.
Natica helicina BROCC.
Natica Josephinia RISSO
Neritopsis radula L.
Trochus sp.
Dentalium badense PARTSCH
Dentalium tetragonum BROCC.
Dentalium mutabile DOD.
Dentalium incurvum REN.
Gadilla Gadus MONT. sp.

Poissons :

- Otolithus (Berycidarum) austriacus* KOK.
Otolithus (Berycidarum) cfr. pulcher PROCH.
Otolithus (Berycidarum) cfr. mediterraneus KOK
Otolithus (Berycidarum) ind. sp.
Otolithus (Gobius) intimus PROCH.

Cette faune indique que l'affleurement de Ribița, à faciès de mers peu profondes, appartient aux calcaires de Leitha.

Un récif voisin a été étudié par HAUER et STACHE (20), qui ont déterminé les espèces suivantes :

- Erato laevis* DON.
Columbella scripta BELL.
Murex fistulosus BR.

Fasciolaria fimbriata BROCCHI

Cerithium scabrum OLIVI.

Cerithium perversum LINNÉ

Rissoa Mariae D'ORB.

Corbula gibba OLIVI.

Explanaria astroites GOLDF. (*Heliastrea Reussana* E. & H.)

K. V. PAPP (78) suppose que VADÁSZ a étudié un banc de calcaires différent de celui précédemment découvert par HAUER et STACHE. Il ajoute à la faune décrite par VADÁSZ, comprenant surtout des genres de petites dimensions, les espèces suivantes.

Coraux : *Prionastrea Neugeboreni* REUSS, *Heliastrea Reussana* E. & H., *Heliastrea Defrancei* E. & H., *Porites incrustans* DERF., *Ceratotrochus multiseptalis* MICHT.

Gastéropodes : *Leptoconus* cf. *Dujardini* DESH., *Leptoconus antediluvianus* BRUG., *Neritopsis radula* L., *Buccinum (Niotha) Dujardini* DESH., *Nassa badensis* PARTSCH., *Cerithium Brouni* PARTSCH. *Cerithium pictum* BAST.

Lamellibranches : *Venus (Ventricola)* cf. *multilamella* LAM., *Pectunculus obtusatus* PARTSCH., *Cardita calyculata* L., *Amonia* sp. ind. *Ostrea* sp. ind. *Solenocurtus Basteroti* DESM. var. *parvulinella* SACC.

Dans la région de Zlatna, M. ILIE a décrit des calcaires à *Lithothamnium Ramosissium* et au SW de l'église d'Almaşul Mare ST. FERENCZI a trouvé : *Picnodonta cochlear* POLI. et *Pecten* cfr. *Malvinae* DUB.

Nous avons identifié des calcaires à *Lithothamnium*, notamment dans Valea Flintei, à Hărtăgani, et à Tebea au S du puits d'extraction, sur la route qui monte à Măgura Tebei entre des graviers rouges.

En conclusion des déterminations paléontologiques qui viennent d'être citées, il résulte que l'horizon des graviers d'Almaşul Mare est d'âge tortonien.

a) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Le bassin de Zlatna—Almaşul Mare. Dans la partie orientale de ce bassin, les dépôts ont été érodés. Nous les rencontrons seulement dans le voisinage du massif andésitique de Breaza, où ils ont une puissance d'environ 100 m. Les dépôts s'amincissent vers le NW, de façon qu'à Faţa Băii leur épaisseur n'est que de quelques mètres.

Au SW de Breaza, dans la Valea Lungă, les graviers atteignent un grand développement et se présentent avec un faciès essentiellement conglomératique vers la base et plus gréseux vers la partie supérieure.

Entre Nădăjdia, Glod et Almaşul de Mijloc, la puissance de ces dépôts atteignent environ 60 m. Par endroits, comme par exemple dans la vallée qui descend de la cote 621 vers Glod, ils sont recouverts en discordance par un banc de tufs dacitiques.



Au NW, dans Valea Techerăului, ce complexe est représenté par des grès rouges violacés, plus conglomératiques vers la partie supérieure. Il se continue dans la vallée d'Almaşul Mare où, au N de Pogorul il est constitué par des argiles gréseuses rouges, alternant avec des graviers conglomératiques. A Şesuri, la partie supérieure de cet horizon est représentée par des tufs dacitiques de couleur blanchâtre.

Entre les bassins de Zlatna — Almaşul Mare et de Săcărâmb — Baia de Criş, nous devons mentionner quelques petits lambeaux échappés à l'érosion, qui indiquent l'existence d'une communication de ces deux bassins aux temps de la mer tortonienne. Une bande assez importante est localisée au N de la chaîne jurassique de Pleaşa Ardeului — Vârful Muşului, entre celle-ci et les mélaphyres. Ces dépôts, constitués par des graviers rouges, ont été préservés de l'érosion par un effondrement entre des failles, bien visible sur le terrain.

Sur les collines entre Voia et Porcurea nous avons délimité trois petits lambeaux de graviers et argiles rouges reposant sur les mélaphyres.

Le bassin Săcărâmb — Brad. A Burtuca — Bratea les dépôts de cet horizon sont séparés du complexe des mélaphyres par une faille de direction E — W. Ils atteignent une puissance d'environ 100 m et sont recouverts directement par les laves et les tufs des andésites quartzifères de Săcărâmb. Dans la région de Săcărâmb — Vărmaga — Nojag — Certej — Hondol, cet horizon est très bien développé et atteint une puissance de plus de 200 m. Il contient de nombreux récifs de calcaire de Leitha, qui ont fait l'objet des déterminations paléontologiques ci-dessus mentionnées.

A l'E de Hondol, entre Baiaga et Bocşa Mare, ces dépôts ont souffert des altérations hydrothermales intenses, manifestées par des phénomènes de kaolinisation, de silicification et de pyritisation.

Sur le bord méridional du bassin, ils s'appuient sur les schistes cristallins et les sédiments mésocrétacés. A leur tour ils sont recouverts par des sédiments sarmatiens, en une discordance bien marquée.

Dans les environs de Băiţa, l'épaisseur moyenne de l'horizon des Graviers d'Almaşul Mare ne dépasse pas 200 m. A Hărţăgani, il est transgressif sur les andésites de Măgura Băii, Afin et Pleaşa, ainsi que sur la petite coulée d'andésite de Valea Flintei. La discordance entre ces dépôts et les tufs dacitiques est bien marquée en plusieurs endroits, parmi lesquels nous remarquons Dumbrăviţa.

Vers l'E, ces dépôts s'étendent sous les dacites de Cetraş jusqu'à Porcurea. Là ils sont réduits à des paquets de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, dont la partie supérieure est constituée par une alternance de grès micacés rougeâtres avec des grès de couleur verdâtre.

Vers le NW, les sédiments de cet horizon reposent directement sur les mélaphyres et sont couverts en majeure partie par les éruptions volcaniques



du centre éruptif de Brad. Ils se trouvent, sous forme de petits îlots, parfois très altérés, comme par exemple à Valea Arsului, Valea Ruzii et au S de Țărățel, où nous avons déjà mentionné la faune étudiée par PRIMICS.

Dans la région de Brad—Baia de Criș, les Gravieres d'Almașul Mare constituent une bande, dirigée SE-NW et inclinée vers le NE. Ils se présentent sous forme d'une alternance de grès et de graviers avec des couches d'argile gréseuse rougeâtre, avec intercalations de calcaires de Leitha. Ces dépôts se continuent vers le NE sous la vallée du Criș, et apparaissent à Ribița, sous les tufs et les conglomérats andésitiques, associés à des récifs de calcaires de Leitha, dont la faune a été mentionnée plus haut.

A Caraci, les Gravieres d'Almașul Mare reposent sur les mélaphyres et sont recouverts par les dépôts pyroclastiques du volcan de Caraci. Vers le NW, ces sédiments se prolongent jusque dans le bassin de Hălmagiu, en dehors des limites de notre région.

Il nous reste à signaler quelques petits affleurements, à l'W de Valea Căinelului, parallèlement à la vallée du Mureș, jusque dans Valea Cărmăzineștilor, à l'extrémité occidentale de la région. Tous ces graviers comme par exemple, ceux de Fornădia, de Căinelul de Jos, de Sulighet de Furcușoara, de Țârnavă, ont une épaisseur de quelques mètres et couronnent les crêtes des collines. A Sârbi, Valea Mare et Runcușor, ces graviers de couleur rougeâtre, sont recouverts, d'une façon discordante, par les laves andésitiques. Les dépôts que nous venons de mentionner constituent les restes de la liaison entre le bassin de Săcărâmb—Brad et celui de Lăpugiu.

3. LE SARMATIEN

Comme nous l'avons montré dans l'aperçu général sur l'évolution de la série tertiaire, la fin du Tortonien est marquée par un changement important dans les conditions de sédimentation. La régression marine a réduit les bassins de sédimentation à des lagunes et des lacs fermés, dans lesquels l'eau a été progressivement adoucie.

La séparation des bassins a accentué la faible uniformité des dépôts formés pendant le Sarmatien, mais en échange la discordance assez notable et le changement important des faciès, distinguent, d'une façon assez nette, les dépôts de cet étage de ceux de l'horizon des Gravieres d'Almașul Mare.

a) CLASSIFICATION DES DÉPÔTS

Le commencement de cet étage est marqué par les éruptions des volcans de dacite, du type Căinel. Les dépôts pyroclastiques, spécialement les tufs des éruptions de ce type, reposent d'une façon discordante sur les sédiments de l'horizon des Gravieres d'Almașul Mare et constituent par endroits la base des dépôts sarmatiens.



La partie inférieure de ceux-ci est constituée par une bande d'argile marneuse ou des argiles, avec des intercalations de grès fins, marneux ou argileux. Par endroits, on trouve des conglomérats argileux à éléments éruptifs. Dans ce paquet, dont la couleur dominante est gris clair jusqu'à gris foncé, se trouvent d'assez nombreux dépôts de gypse, d'épaisseur variable, mais parfois atteignent deux mètres. Les restes de plantes sont assez fréquents et par endroits constituent des couches de charbon, voire même plusieurs niveaux de charbon exploitable. Nous devons également mentionner des occurrences d'hydrocarbures gazeuses, et des suintements de pétrole, mais sans importance économique.

Dans la partie supérieure de cet étage nous devons mentionner l'apport de matériel éruptif, dû aux éruptions de quelques volcans qui commençaient alors leur activité. De cette façon ont pris naissance des couches de tufites, de grès et de conglomérat tufacé, qui par endroits contiennent de gros blocs jetés par les explosions volcaniques. Certaines coupes, comme par exemple, celle de Valea Rea, à Hărtăgani, montrent la transition graduelle des dépôts marneux-argileux à gypse aux couches de brèches et de tufs éruptifs.

Au S de Săcărâmb, on trouve, à la partie supérieure du Sarmatien, quelques puissants bancs à *Cerithium rubiginosum*. Un caractère intéressant des dépôts sarmatiens est la facilité de glisser; aussi ce phénomène produit-il des perturbations dans les couches de la partie supérieure (Vărmaga, Măgura, Caraci etc.).

Les dépôts de cet étage ont formé l'objet de nombreuses études parmi lesquelles nous ne mentionnerons que celles qui ont une importance pour la classification de ces dépôts. L'étude la plus complète est celle de B. INKEY (53), sur la région de Săcărâmb. Dans cette région, notamment près du moulin de Valea Vărmaga, il a récolté des fossiles, parmi lesquels, MATYASOVSKY a déterminé : *Tapes gregaria* PARTSCH, *Syndosmya reflecta* EICHWALD, *Cardium obsoletum* EICHW., *Cerithium rubiginosum* EICHW. et M. STAUB a déterminé : *Cinnamomum Scheuchzeri* HEER. Cette association indique l'âge sarmatien.

Pendant le Sarmatien le bassin de Săcărâmb était probablement en liaison avec celui de Hunedoara, dans lequel L. HALAVÁTS (18) a déterminé une faune identique, au N et à l'W de Racoş.

Dans le bassin de Zlatna, ST. FERENCZI a récolté, dans les argiles intercalées entre les tufs andésitiques, une faune dans laquelle TULOGDI a déterminé : *Cinnamomum* cfr. *Scheuchzeri* HEER., *Laurus primigenia* UNG., des restes de feuilles d'*Alnus* et GAÁL a reconnu des : *Orbitolina*, *Bolivina*, *Textularia* et *Globigerina*. Tous ces fossiles nous indiquent un régime de sédimentation en eau douce et saumâtre, correspondant au Sarmatien.

Dans le bassin de Brad—Baia de Criş, P. KRUSCH (56) cite les fossiles suivants récoltés par V. LUCA dans les mines de Barza et déterminés par STAESCH : *Trochus amedei* BRONGN. et *Pectunculus* cf. *obtusatus* PARTSCH.



A Țebea, sur le remblai du puits de la mine de charbon Marta, K. v. PAPP (78) a récolté : *Planorbis* cf. *cornu* BRONGN., des dents et un bouclier dorsal d'un crocodile genre *Tomistoma* et *Helix* cf. *obtuscarinata* SANDB.

Influencé par la détermination que G. PRIMICS a faite à Țără el (92), K. v. PAPP considère ces fossiles comme indiquant la limite entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen.

Dans le mur de la quatrième couche de charbon de la même mine, K. v. PAPP a trouvé l'empreinte de feuilles d'une plante apparentée au *Fraxinus leucoptera* ETT. et a conclu que cette flore appartiendrait au Miocène moyen, comme le *Pinus pinastroides* UNG., trouvé par HAUER et STACHE (20).

Nous considérons que toutes les déterminations de Țebea ne sont pas convaincantes.

Les dépôts à couches de charbon de Țebea, reposent d'une façon discordante sur ceux du gravier d'Almașul Mare, qui contiennent des récifs de calcaire de Leitha. A la partie supérieure de ces dépôts se trouvent des lentilles de gypse, d'une puissance de 3 m, qui ont donné lieu à des exploitations. Ajoutons encore que les brèches et les tufs andésitiques couvrent, d'une façon discordante, tant les dépôts de l'horizon des graviers d'Almașul Mare, que ceux à couches de charbon et de gypse. Toutes ces considérations d'ordre stratigraphique, nous conduisent à attribuer ces derniers au Sarmatien, qui marque comme nous l'avons déjà montré, le changement de la phase de sédimentation marine à une sédimentation d'eau douce et saumâtre.

b) DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Le bassin de Zlatna - Almașul Mare. La surface occupée par cet étage est assez réduite et se situe au centre du bassin. A Trâmpoele—Fața Băii ces dépôts reposent directement sur les conglomérats de Fața Băii et ont une puissance de 10 à 20 m, étant constitués par une argile schisteuse, gris foncé, à restes de plantes, dans laquelle se sont localisées, par substitution métasomatique, les lentilles de pyrite de Larga.

Dans les environs de Breaza, à la base de cet étage, se trouve une couche de grès calcaire, de couleur gris clair, à grains fins et compacts, qui est exploitée comme pierre de taille. Au-dessus de ce grès, suivent des couches d'argile gris verdâtre. Dans la partie méridionale d'Almașul Mare, la puissance de cet étage est de 50 à 60 m. Il débute par des schistes gréseux de couleur blanchâtre à grains fins, qui vers la partie supérieure passe à des marnes à intercalations de tufs dacitiques.

A Techerău et Brădet, ces dépôts, représentés par des marnes gréseuses et des argiles dont l'épaisseur est de plusieurs dizaines de mètres, ont à la partie supérieure des intercalations de minces couches de charbon, de 10 à 20 cm. Dans la zone médiane d'un anticlinal, on constate de faibles suintements



de bitumes liquides. Les marnes présentent des efflorescences salines et sur les plans de clivage, des cristaux de gypse.

Le bassin de Săcărâmb – Brad. La partie la plus intéressante au point de vue économique est celle de Țebea – Mesteacăn, qui contient 4 couches de charbon, exploitées par la Société Mica.

Les sédiments sont constitués par des couches d'argiles marneuses, parfois sableuses, de couleur gris bleu ou gris vert, à intercalations de bancs de grès sableux et plus rarement de bancs de conglomérat. Ces couches sont dirigé en général NW-SE et leur pendage, plus faible près de la surface (15 à 20°) s'accroît en profondeur. Le complexe a subi des dislocations, mis en évidence par des failles transversales. Les travaux miniers ainsi que 18 sondages jusqu'à une profondeur de 350 m, ont prouvé l'existence de 4 couches de lignite, dont les développements sont assez irréguliers. La couche supérieure a été reconnue dans presque toute la région, avec une puissance qui varie de 40 cm à 180 cm. La deuxième couche a été reconnue seulement au S de Valea Mesteacănului et son épaisseur varie de 30 à 40 cm. La troisième couche, qui n'est séparée de la deuxième que par 12 à 20 cm d'argile, est généralement très mince. Enfin la quatrième, qui est la plus importante, varie de 1,20 m jusqu'à 3,50 m et atteignent exceptionnellement jusqu'à 6 m d'épaisseur. Les affleurements ne sont pas visibles à l'E de Valea Rece, étant recouverts par les tufs et les brèches andésitiques de Caraci, qui comme nous l'avons déjà dit, reposent d'une façon discordante sur le Sarmatien. Les sondages ont reconnu la quatrième couche à des profondeurs variant entre 45 m et 343 m.

En tenant compte de ces données, ainsi que du pendage des couches, nous pouvons conclure que l'épaisseur totale du Sarmatien de ce bassin dépasse 200 m.

Les couches de charbon ont été découvertes par un sondage au N de Valea Crișului Alb, sous les brèches andésitiques. Sur le flanc droit du Crișul Alb, à Rîșca, à la partie inférieure de l'étage, se trouve une lentille de gypse, d'environ 3 m d'épaisseur, comprise entre des couches d'argile gréseuse et de conglomérats à éléments d'andésite.

Les lignites de Țebea sont assez riches en gaz et s'allument facilement. On a souvent signalé des accumulations de gaz dans les roches poreuses, notamment dans les grès et conglomérats, qui provoquent parfois des explosions. K. V. PAPP (78) mentionne une explosion, d'une intensité exceptionnelle, accompagnée par une éruption de sable et de pierres à raison de 40 m³ par heure. L'exploitation des gisements de charbon est en progrès continu et les réserves sont suffisantes pour lui assurer une longue durée.

Au SE de Brad le Sarmatien est représenté par des couches d'argile gréseuse grisâtre qui affleurent dans Valea Arsului et Valea Arșișorului, au contact des culots d'andésite.



A Ormindea et Căinel, cet étage est représenté par des couches d'argile marneuse ainsi que par la couche de tufs dacitiques qui constituent sa base. Sur la colline de Dumbrăvița, les couches de tuf dacitique reposent d'une façon discordante sur les dépôts de l'horizon des Gravieres d'Almașul Mare ainsi que sur l'andésite d'Afin et de Măgura Băii. A son tour ce tuf et les dépôts tufacés argileux qui le surmontent, sont recouverts par les coulées de lave qui descendent de Fofeze.

Entre Hărtăgani et Porcurea, nous pouvons suivre, le long de Valea Rea, une coupe assez caractéristique de cet étage, dont nous avons parlé dans un précédent chapitre.

Au S de Valea Rea, le Sarmatin est couvert par les dépôts pyroclastiques des éruptions de Cetraș et nous ne pouvons mentionner qu'un petit affleurement, au S de Voia, sous les laves de Vârful Romei, représenté par des couches d'argile avec une intercalation de 30 cm de charbon.

A l'W de Cetraș sur la colline Gruicul de Hărtăgani, on trouve des argiles grises à intercalations de tufs dacitiques et d'argile tufacée. Les mêmes couches se retrouvent dans la partie supérieure de Valea Trestiei, ou elles atteignent une puissance d'environ 20 m et sont composées par des bandes d'argile, parfois riches en éléments d'andésite, de grès et de tufs dacitiques.

A Baiaga, nous devons mentionner un gisement assez puissant de gyps blanc saccharoïde, intercalé entre des argiles de couleur gris foncé. Le même gypse se retrouve à Săcărâmb, sur la route qui passe près de la galerie Ferdinand et enfin à Nojag à l'endroit où le Sarmatien est transgressif sur le cristallin.

Au SW de Săcărâmb, les sédiments sarmatiens constituent une bande large de 3 km qui s'étend jusqu'à Bârsău. Ces couches sont largement plissées et ont souffert quelques dislocations. A la base se trouvent des argiles schisteuses gris foncé, sur lesquelles reposent des bancs d'argile gréseuse-marneuse et des bancs de conglomérat riches en éléments d'andésite et de rhyolite. Ce paquet est surmonté par un autre, plus puissant, constitué par des argiles gréseuses-marneuses, à structure fine, de couleur gris clair, avec des intercalations tufacées, sur lesquelles reposent, d'une façon concordante, un banc de 2 à 5 m de puissance, de calcaires blanchâtres à grain fins parfois en plaques d'environ 5 cm d'épaisseur. Par endroits, ce calcaire constitue un banc compact mais assez souvent il présente des intercalations de marnes calcaires ou de tufs blancs calcaires. Il présente également des faciès oolithiques ou pisolithique. Certains bancs de ces calcaires sont très riches en fossiles parmi lesquels prédominent des moulages de *Cerithium rubiginosum*. Ces calcaires constituent la crête de la colline Leftieul sur une longueur d'environ 3 km. Un autre affleurement se trouve à l'E de Vărmaga, en bordure du cristallin de Măgura.

La puissance totale des dépôts sarmatiens dans la région de Vărmaga peut être évaluée à environ 200 m. A l'W, entre Măgura et Toplița, cet étage est



représenté par des argiles gris bleuâtre, par endroits marno-gréseuses et tufacées, avec de fréquentes intercalations de tufites. Tout près de l'église de Măgura, on connaît des nids d'albâtre.

Il nous reste à mentionner un petit affleurement de cet étage à Şesuri, sous forme de couches d'albâtre, intercalées entre des tufs andésitiques argileux et des argiles de couleur gris bleuâtre ou rougeâtre.

4. LE PLIOCÈNE

Les dépôts pliocènes n'occupent actuellement qu'une surface très réduite dans les Monts Métallifères, si on tient compte seulement des sédiments détritiques. Mais, comme nous l'avons déjà signalé, il est probable qu'une assez large partie des dépôts et des roches éruptives ont pris naissance pendant cette époque. Nous reviendrons sur cette question, dans un chapitre spécial, consacré aux éruptions tertiaires. A cette occasion nous nous occuperons seulement de quelques petits affleurements de dépôts détritiques, que nous avons attribués au Pliocène.

Mentionnons tout d'abord à Balşa, au S de Piatra Brății, sur la route qui descend au SE de l'église de Bratea, un petit lambeau de sédiments, glissé et dans lequel on observe une alternance de couches d'argile brun grisâtre avec de minces couches de lignite terreux, brun foncé, et de couches sableuses brun rougeâtre contenant de nombreux restes de *Congeria* dont les dimensions varient entre 2 et 3 cm.

Dans la région de Valea Bradului—Crişan—Ribîţa, les brèches andésitiques sont couvertes en discordance par un dépôt conglomératique, constitué presque exclusivement par des éléments roulés de mélaphyres ainsi que d'andésites; cimentés par un matériel sableux constitué par les débris de ces roches. Ces dépôts ont été attribués au Pliocène par STURR et K. V. PAPP, en tenant compte de leur ressemblance avec les dépôts pliocènes du bassin de Hălmagiu. Dans ce dernier bassin, le Pliocène est constitué par des tufs bruns, schisteux, alternant avec des couches à charbon, contenant des restes de *Physagenia Parlatorii* HEER. Sous ces dépôts se trouvent des couches d'argile, de tufs et de graviers, dans lesquelles HAUER et STACHE ont déterminé : *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Congeria spathulata* PARTSCH, *Cardium* sp., *Melanopsis Martiniana* FÉR., *Melanopsis Bouéi* FÉR., *Melanopsis pigmaea* PARTSCH et *Nerita Grateloupana* FÉR.

Nous avons insisté sur cette description des dépôts pliocènes du bassin de Hălmagiu, puisqu'il nous apporte la preuve indubitable d'une activité volcanique pendant cette époque, et confirme notre point de vue sur l'âge des éruptions volcaniques de la région des Monts Métallifères.

Enfin, la dernière région, qui d'après nous contient des sédiments pliocènes est celle de Roşia Montană. Ces dépôts sont constitués par des laves et des



brèches andésitiques interstratifiées avec des assises de sables, de graviers d'argile tufacée et d'argile. La succession peut-être esquissée comme suit :

Ces dépôts reposent sur des sédiments, ou des dépôts pyroclastiques tertiaires plus anciens, ou sur le Crétacé.

La base est constituée, assez souvent, par une couche de graviers très grossiers, à éléments généralement peu roulés, dont la majeure partie représente des andésites, des dacites et des rhyolites, provenant des éruptions précédentes.

Au-dessus se trouve un complexe détrito-pyroclastique formé par une alternance de sables, argiles sableuses, graviers et grès, plus ou moins tufacés, avec des couches de tufs et de brèches andésitiques. La puissance de ce complexe varie de quelques mètres jusqu'à quelques dizaines de mètres. Cette formation est surmontée par un ensemble d'assises de tufs, de brèches et de laves andésitiques, qui par leur résistance à l'érosion ont joué le rôle d'une couverture protectrice pour la formation sous-jacente, beaucoup moins résistante.

Nous nous sommes déjà occupés (10) de ces dépôts, en signalant que certaines formations détritiques de cet ensemble représente des placers aurifères fossiles. Les dépôts pliocènes, mentionnés plus haut, constituent les collines de Orlea, Gârda, Brădicelul, Islazul, Botul, Vârși, Coltoiu, Rotunda, Hărăgușul, Curmătura, Citerile, Ghergheleu et Poeni. Le matériel volcanique provient des éruptions de quelques cratères, parmi lesquels nous avons pu identifier ceux de Rotunda, Poeni et Geamăna. Tant les andésites que les dépôts pyroclastiques sont à l'état normal, sans trace d'altération hydrothermale.

Parmi les placers aurifères, nous mentionnons ceux de Vârtop—Cărpiniș, de Poiana, de Hărăguș et de Păltiniș qui ont déjà été reconnus par des travaux miniers. Ceux de Vârtop—Cărpiniș et de Hărăguș sont les plus importants et ont formés l'objet de quelques exploitations anciennes dont les résultats économiques sont inconnus.

5. L'ÉRUPTIF TERTIAIRE

Nous avons cru nécessaire de consacrer un chapitre spécial à la question de l'éruptif tertiaire qui présente pour nous un intérêt particulier, vu son étroite relation avec les phénomènes de minéralisation. En même temps, nous voulons accentuer l'intime liaison entre ces diverses phases éruptives, qui dans leur ensemble présentent un caractère unitaire, bien défini.

Les manifestations éruptives ont commencé à une époque assurément post-sénonienne et anté-tortonienne par des intrusions de diorite et de granodiorite, plus ou moins à structure porphyrique, qui tant par leur caractère pétrographique que par leur situation stratigraphique, se relie à la phase des éruptions banatitiques.



La différenciation magmatique qui a eu lieu pendant cette phase, a donné naissance à des éruptions et des phénomènes volcaniques qui se sont manifestés jusqu'à la fin du tertiaire. Ces phénomènes ont été accompagnés, pendant toute leur durée, par des mouvements tectoniques dus assurément à un mouvement général de l'écorce terrestre, mais dont l'évolution a été bien influencée par les phénomènes magmatiques dont nous nous occupons. Ces rapports nous expliquent beaucoup de problèmes, et nous croyons nécessaire d'y insister.

Tout d'abord, nous constatons que les centres d'éruptions tertiaires constituent dans la région 4 zones bien définies, à savoir :

1. Baia de Arieș—Roșia Montană—Frasinul—Vulcoi Corabia—Chicera.
2. Stănița—Neagra—Runcu—Breaza—Jidovul.
3. Caraci—Ruda—Câinel—Măgura—Cetraș—Săcărâmb.
4. Urzica—Gliganul—Sârbi—Târnavă.

Nous allons montrer plus loin les étroites relations entre la localisation de ces zones et la tectonique de la région. Là où les rapports géologiques sont assez nets, les formations pyroclastiques sont les premières, ou parmi les premières, du cycle tertiaire dans ce complexe. Ainsi, dans la région du bassin tertiaire de Brad—Săcărâmb, les premières formations sont les volcanites de la phase éruptive des andésites et des rhyolites. Dans le bassin d'Almașul Mare—Zlatna, nous constatons qu'après le dépôt d'une dizaine de mètres de conglomérats à caractère continental, a commencé à se manifester la même phase éruptive. Enfin, dans la région de Roșia Montană les premières formations sont des tufs et des tuffites, appartenant à ce premier cycle éruptif tertiaire.

C'est seulement à la fin de cette phase éruptive, qui parfois a donné naissance à de puissantes masses de volcanites, qu'à eu lieu l'immersion qui correspond à la transgression tortonienne et c'est seulement plus tard que les bassins se sont effondrés.

Il résulte donc que les manifestations éruptives ont précédé l'affaissement des bassins tertiaires, ce qui change complètement les conceptions exprimées jusqu'à présent suivant lesquelles les éruptions volcaniques se manifesteraient le long des lignes de failles qui délimitaient les bassins tertiaires.

Le cycle de sédimentation correspondant aux Gravieres d'Almașul Mare, d'âge tortonien, est indemne de toute manifestation volcanique.

Nous avons déjà montré que ce cycle de sédimentation, le plus important de la série tertiaire, a été suivi par un mouvement positif et par une régression marine qui a préparé le cycle de sédimentation sarmatien. Le commencement de ce cycle est marqué par la deuxième phase éruptive, correspondant au dacite de Câinel, dont les tufs se sont étendus sur une bonne partie de la région.



Vers la fin du Sarmatien, et surtout après le dépôt des calcaires à *Cerithium*, s'est manifestée la troisième phase éruptive, qui est en même temps la plus importante. La grande masse de roches éruptives à laquelle elle a donné naissance, correspond aux andésites quartzifères de Barza, Săcărâmb et Porcurea ainsi qu'aux dacites du type Cetraș. Comme nous l'avons déjà dit, une bonne partie des formations pyroclastiques de cette phase couvrent d'une façon discordante les sédiments sarmatiens, ce qui permet de conclure qu'au moins une partie appartient au Pliocène.

La quatrième phase repose sur des dépôts que nous attribuons au Pliocène et correspondent aux éruptions des andésites du type Rotunda et des basaltes de Detunata et de Bretia. Par cette dernière effusion, le cycle éruptif tertiaire est clos.

En général nous constatons que l'éruptif néogène a commencé par des roches résultant d'une différenciation magmatique assez avancée (andésites quartzifères et rhyolites), caractère qui s'est maintenu pendant la deuxième phase (dacites). La troisième phase commence par des roches moins différenciées (andésites) et finit par des dacites. Enfin la dernière phase se manifeste par des roches plus basiques, des andésites et des basaltes.

Ces faits infirment les conceptions anciennes, qui admettaient une évolution simple, en sens décroissant de l'acidité.

Historique. Avant d'examiner en détail les phases éruptives mentionnées, nous devons relever les principaux résultats auxquels sont arrivés les auteurs qui nous ont précédés dans l'étude de ces roches.

Nous citons en premier lieu, F. v. RICHTHOFEN (94) qui sépare trois groupes, respectivement des rhyolites des trachytes et des basaltes. Les trachytes sont partagés en trachytes propylitisés (Grünsteintrachyt) et trachytes normaux (grauer Trachyt). Les gisements métallifères sont liés aux trachytes propylitisés.

HAUER et STACHE (101), qui ont étudié spécialement l'éruptif des Monts Métallifères, constatent que les roches acides se présentent également propylitisées comme par exemple les rhyolites de Roșia Montană. L'âge des éruptions est postéocène, l'ordre des éruptions étant le suivant : trachytes propylitisés, trachytes quartzifères anciens (dacites), trachytes normaux (gris), trachytes quartzifères jeunes (rhyolites) et basaltes.

M. v. PÁLFY (74) essaye un groupement des éruptions tertiaires et compose une esquisse tectonique représentant les rapports entre ces groupements et les principales lignes de dislocation. L'ordre des éruptions serait d'après cet auteur : rhyolites, andésites à pyroxène, andésite à amphibole et dacite. Les phénomènes de propylitisation sont en liaison avec certains centres volcaniques, d'où se sont échappés les agents minéralisateurs ; ils sont indépendants de la nature de la roche. Cet auteur distingue des variétés comme l'andésite à pyroxène et amphibole et l'andésite à mica et quartz.



Parmi les autres auteurs qui se sont occupés des éruptifs tertiaires, nous devons citer : (DOELTER, POȘEPNY, B. INKEY, G. PRIMICS, K. V. PAPP, S. SZENTPETERY et SZADÉCZKY).

POȘEPNY est le premier qui ait groupé l'éruptif tertiaire en 4 zones, notamment : Caraci—Săcărâmb ; Stănița—Pătrângenii ; Roșia Montană — Bucium et Baia de Arieș.

Nous avons adopté presque le même groupement, avec la différence que la troisième et la quatrième zone forment un seul groupe ; en même temps nous avons ajouté une nouvelle zone à l'extrémité occidentale, où les levées géologiques de l'éruptif manquaient jusqu'à présent.

Nous adoptons, pour les études de l'éruptif tertiaire l'ordre stratigraphique qui convient le mieux pour le but que nous poursuivons. De cette façon nous mettrons mieux en évidence, l'évolution du cycle magmatique tertiaire, ce qui nous permettra de tirer certaines conclusions sur le mécanisme de ce cycle, qui aboutit à la formation des gisements métallifères.

a) DIORITES ET GRANODIORITES PORPHYRITIQUES

A plusieurs endroits nous avons reconnu des roches dont la structure est holocristalline-grenue ou porphyrique. La composition de ces roches et leur rapport avec les volcanites tertiaires nous indiquent qu'elles représentent les apophyses de l'intrusif des zones magmatiques tertiaires.

Dans la région de Porcurea, deux petits massifs de diorites percent le complexe des mélaphyres. Le premier affleure dans Valea Porcurii, au SE de Vârful Steuinii près de la galerie Cioroi et a été déjà observé par G. PRIMICS (92).

L'autre massif se trouve à l'E de l'église de Bunești, dans un affluent de Valea Buneștilor. Nous l'avons suivi sur la colline qui constitue le flanc E de la vallée et avons constaté que les diorites passent vers le haut à des faciès de plus en plus porphyritiques. La roche est très altérée, kaolinisée et fortement imprégnée par de la pyrite. Sur la carte nous avons délimité une surface assez réduite ; il est possible que l'affleurement soit plus étendu, mais les rapports sont cachés par le sol épais de la forêt qui couvre la région.

Les diorites de cette région, se présentent sous forme de roche compacte se débitant en petits blocs à facettes parallèles. La couleur en est gris verdâtre foncé, plus claire sur les plans de clivage. La cassure est assez nette et parfois conchoïdale. A l'œil nu on distingue des feldspaths faiblement transparents et légèrement brillants sur les plans de clivage. La longueur des cristaux est de 2 à 3 mm et par endroits ils sont groupés en faisceaux. Le feldspath est un plagioclase zoné, généralement maclé, dont la composition varie entre l'oligoclase et le labrador. Le plagioclase représente 60—70% de la section et il n'est altéré que le long des fissures, avec formation de séricite. Les minéraux colorés sont complètement altérés et transformés en une masse verdâtre de chlorite dans laquelle on distingue à peine les contours



allongés des hornblendes. Les cristaux de pyrite sont en quantité notable, atteignant parfois jusqu'à 10% de la section.

Sur le territoire de la commune Criștior, dans la partie supérieure de Valea Gârdei à environ 1 km à l'E de Cireșata, se trouve au fond de la vallée, sous la masse des volcanites tertiaires, un affleurement de diorite. C'est une roche de couleur gris verdâtre foncé, se limitant en bancs irréguliers, la cassure étant également rude. Les cristaux de feldspath de couleur blanche, luisants sont bien visibles dans la masse verdâtre, imprégnée de cristaux de pyrite.

Sous le microscope on observe que la masse microcristalline ne constitue qu'environ 10% de la section. Elle est constituée par de petits cristaux de feldspath (de l'ordre de 0,01 mm), par des chlorites, de la calcite et des pigments ferrugineux. Les fénocristaux de feldspath représentent 70 à 80% de la roche et ils appartiennent à un plagioclase zoné, dont la composition varie de l'oligoclase au labrador, généralement maclé. On distingue des cristaux plus longs, de 1 à 2 mm, constituant environ 50% de la section et des petits cristaux de 0,1 à 0,5 mm.

Le matériel coloré est complètement décomposé et transformé en chlorite, calcite et kaolin. On remarque encore les contours des cristaux de hornblende qui était disposée entre les feldspats et constituait jusqu'à 20% de la section. Les cristaux de pyrite sont très fréquents et par endroits constituent des pseudomorphoses d'après les cristaux de hornblende. En ce qui concerne l'altération des roches dioritiques ci-dessus mentionnées, nous devons remarquer un caractère commun : la hornblende est complètement transformée sans formation d'opacités.

Le plus important massif de diorite se trouve dans l'extrémité occidentale de la région, entre Prihodiște et Băgara. Il occupe une surface allongée en direction E—W sur une distance d'environ 6 km, la largeur variant de 500 m à plus de 1,5 km.

b) PREMIÈRE PHASE VOLCANIQUE

Les rapports stratigraphiques dans le bassin d'Almașul Mare—Zlatna, indiquent d'une façon indubitable, que cette phase a commencé par des éruptions d'andésites et a pris fin par des éruptions de rhyolites.

Andésites de Fața Băii. La majeure partie des roches de cette phase, est représentée par des laves, qui ont atteint le maximum de développement dans la région de Fața Băii. C'est d'ailleurs dans cette même région que les rapports de cet effusif avec les autres formations sont les plus claires. L'aspect de ces volcanites est très caractéristique. Nous remarquons d'abord la couleur rouge hématite ou violacée, avec des taches verdâtres ou bleuâtres.



Ces formations sont intercalées d'une façon concordante dans les dépôts de l'horizon des Conglomérats de Fața Băii dont elles font partie intégrante, mais leur développement est tout à fait inégal. Ainsi dans Valea Mare, on ne trouve que deux assises de laves et de tufs. Plus au S dans la coupe de Valea Mică, apparaissent quatre assises assez puissantes.

Les andésites du versant occidental de Valea Ampoiului, se caractérisent par une compacité très accentuée. La pâte a, sous le microscope, une couleur gris clair violacé, plus rarement rougeâtre, et devient brun jaunâtre dans les andésites altérées. Les plagioclases se présentent en cristaux qui atteignent jusqu'à 5 mm et sont le plus souvent transparents et brillants. L'élément coloré est représenté par des cristaux de hornblende qui atteignent jusqu'à 3 mm dans les parties altérées; celles-ci se présentant sous forme d'une masse opaque brune ou faiblement rougeâtre.

Au N de Nădăjdia sur les collines de Ciupercaru, de Balaci et dans Valea Lungă, se trouve une longue bande de coulées de laves andésitiques du même type. Au SW en bordure de la route qui descend vers Almașul de Mijloc, l'andésite a une couleur rouge et se présente sous un aspect massif. Il est possible qu'une partie représente des culots éruptifs que nous n'avons pu identifier. La cassure est généralement irrégulière et âpre. Sous le microscope on constate que la masse représente environ 50% de la roche. Les phénocristaux de plagioclase ont des contours irréguliers. Le matériel coloré est complètement altéré et souvent il est remplacé par une masse spongieuse pulvérulente, constituée en majeure partie par des oxydes de fer de couleur rougeâtre.

Au S de Șesuri, sur la colline de Teiușul et dans Valea Bodii, nous avons pu délimiter un cratère de cette éruption, d'assez importantes dimensions. Les coulées de laves apparaissent sur les flancs de la colline Bodii, au-dessous des graviers rouges.

L'andésite de Teiușul a une couleur rouge violacé et une cassure presque conchoïdale un peu âpre. Dans la pâte rougeâtre apparaissent des cristaux de feldspaths brillants, presque transparents. Les minéraux colorés ne sont pas évidents. En échange on observe fréquemment des plages de silicification.

Sous le microscope on constate que la pâte est vitreuse, faiblement pigmentée en rouge et représente environ 40% de la section. Elle contient une petite proportion de microcristaux de feldspath, au-dessous de 0,05 mm. On observe très souvent des plages à contour irrégulier, constituées par du quartz à extinction onduleuse, ou des agates faiblement zonées. Ces plages se réduisent, parfois, à de petites amygdales qui contiennent, d'ailleurs assez rarement, des zéolites.

Les phénocristaux de plagioclases sont en majeure partie sous 0,5 mm de longueur. Ils représentent à peu près 40% de la section. Ils sont constitués par de l'andésine et leur structure zonaire est peu accentuée. Les inclu-

sions et les fissurations sont assez fréquentes et le long de celles-ci, s'est formée par altération, la séricite.

L'élément coloré est représenté par de l'augite, à contour irrégulier, du à la corrosion. L'augite représente généralement 10% de la section. On remarque également environ 5% des minéraux de fer, probablement de la magnétite, sans contour régulier.

Une variété de l'andésite de Teiuşul est de couleur verdâtre et sa cassure est plus âpre. A l'œil nu on observe dans la masse verdâtre, des cristaux de feldspath, brillants, presque transparents, dont la longueur dépasse 2 mm et des cristaux plus petits, de hornblende altérée de couleur brune. De fréquents accidents siliceux ont donné naissance à des plages de quartz et d'agate.

Le microscope nous révèle la pâte, en majeure partie vitreuse, faiblement pigmentée de vert, mais contient également des microlites de feldspath, à contour net, sous 0,01 mm de longueur.

Parmi les phénocristaux, on remarque d'abord le plagioclase zoné à contours généralement bien définis et seulement par endroits faiblement corrodés. La hornblende basaltique, à polychroïsme intense, a été en majeure partie altérée, avec développement d'opacité. Mentionnons enfin des taches verdâtres, à contour régulier, dont les dimensions varient entre 0,2 et 0,5 mm, qui représentent une masse serpentinisée, résultée par l'altération des éléments fémiqes, probablement du pyroxène.

Les produits volcaniques de cette phase ont été érodés en grande partie par l'effet de la transgression tortonienne. Ainsi, nous trouvons, à certains endroits, comme par exemple, au N du sommet Iepure, des éléments de laves andésitiques mélangées avec du matériel rhyolitique, qui n'ont pas été représentés sur notre carte. De même, à cause de la difficulté de les représenter nous n'avons pas figuré sur la carte les assises de tufs et de laves intercalées dans les conglomérats de Faţa Băii, sur le flanc occidental de Valea Ampoiului (Valea Dosului).

Les andésites du type Faţa Băii, se rencontrent, à plusieurs endroits dans le bassin de Brad—Săcărâmb et nous avons pu identifier quelques appareils volcaniques qui leur ont donné naissance.

Un centre d'éruption assez important d'aspect, se trouve dans la région de Măgura Băii—Câinel—Pleaşa, sur le territoire de Hărtăgani.

Măgura Băii est constituée par un culot d'andésite, qui perce le mélaphyre, et se trouve recouvert par les graviers d'Almaşul Mare. Une coulée de lave de ce cratère affleure dans Valea Răcaşului, reposant sur le mélaphyre et étant recouverte par les dépôts tertiaires. Au SW de Măgura Băii, se trouve, à Afin, un autre culot éruptif constitué par les mêmes andésites, qui appartiennent probablement au même cratère. Le culot d'Afin affleure sous les Graviers d'Almaşul Mare et ses laves ont été traversées par le dacite de Câinel. Dans Valea Câinelului, les rapports sont bien visibles et on



constate que les laves du dacite de Căinelul sont déversées sur l'andésite d'Afin.

Deux autres affleurements sont visibles plus au S et constituent les petits mamelons de Pleaşa et d'Ursoiul. Le premier culot éruptif perce des mélaphyres, qui sont extrêmement altérées. Entre Afin et Pleaşa, notamment sur la colline de Măgulicea, deux lambeaux de lave andésitique apparaissent sous les Graviers d'Almaşul Mare. Entre Ormindea et Căinel, nous avons délimité un affleurement d'andésite, ouvert par une carrière, que nous attribuons à la même phase éruptive, vu qu'il est couvert par les Graviers d'Almaşul Mare. Mentionnons enfin, les assises de matériel pyroclastique, qui affleurent dans Valea Vuii et Valea Corbului. Elles plongent vers l'WSW, et supportent du côté de Vârful Corbului et Dumbrăviţa, les laves et les tufs du dacite de Căinelul. Vers l'E ce matériel pyroclastique, très altéré, est couvert par les laves andésitiques de la phase de Barza.

Comme nous l'avons déjà mentionné, tout le matériel volcanique que nous venons de décrire paraît provenir du même cratère.

L'andésite de la carrière d'Ormindea, qui est la moins altérée, est de couleur gris bleuâtre. Un examen macroscopique nous révèle des petits cristaux blancs de feldspath, de 0,5 à 2 mm, et des cristaux plus petits et plus rares de hornblende noire. Au microscope on constate que 50% de la section est occupée par une masse de microlites, sous 0,01 mm pigmentée par une poudre noire d'oxyde de fer. Les plagioclases zonés, ont les contours nets mais les zones intérieures sont plus altérées. Les minéraux colorés (à peu près 10%) sont représentés par de la hornblende dont il n'est resté que des squelettes d'opacite.

Toutes les autres andésites de la région sont très altérées. Ainsi, celles qui apparaissent sur Dealul Corbului, présentent un feldspath complètement séricitisé et l'élément coloré est transformé en opacite. La pâte (35% de la section), est devenue une masse opaque de couleur gris brunâtre.

A Măgura Băi, Pleaşa et Ursoiul nous rencontrons une variété d'andésite à quartz, généralement très altérée. Les grains de quartz ont des dimensions de 0,1 à 0,3 mm. Les fénocristaux de plagioclase et de hornblende, très altérés, ne dépassent pas 1 mm.

Nous attribuons à cette phase éruptive les andésites de Gliganul, Vulcan, Grohăşele et Tomnatec, pour des raisons de similitude de faciès. L'appareil volcanique de Gliganul a été fortement éprouvé par l'érosion. Nous avons réussi à délimiter deux culots éruptifs situés dans la partie supérieure de la vallée de Furçoara et un autre, découvert par l'érosion dans la vallée de Luncşoara. Tout le reste de la masse d'andésite a le caractère de laves qui recouvrent le mélaphyre, le calcaire jurassique et les dépôts aptiens.

L'andésite de cette région a une masse de couleur gris bleuâtre faiblement violacée, dans laquelle on voit des phénocristaux de feldspath et de hornblende

noire. Le feldspath est peu altéré tandis que la hornblende est transformée en majeure partie en une masse opaque.

Dans les environs de Tomnatec, et à l'W de Plotun, nous avons identifié quatre culots d'andésite, isolés par rapport à la grande masse d'andésite de la région. Cette andésite est fraîche et a une couleur gris clair. Dans la vallée du Vulcan nous mentionnons un petit culot situé sur une puissante ligne de dislocation. Sous le microscope cette andésite montre une pâte microlitique, représentant environ 50% de la section, des phénocristaux de feldspath (andésine), de hornblende et biotite. On trouve, par endroits de fréquents cristaux de magnétite de 0,2 à 0,5 mm et d'apatite.

Au NE de Grohășele, nous avons délimité un petit cratère et deux coulées de lave qui s'étendent jusque sur la crête de Muntișorul.

L'importance de toutes ces petits appareils volcaniques que nous venons de mentionner entre Tomnatec, Plaiul, Vulcanul et Grohășele, découle de leur situation sur une principale ligne tectonique qui se prolonge vers le NE jusqu'à Băița Bihorului, continuellement jalonnée par des éruptions d'andésite et de rhyolite et même par des massifs de diorite et de granodiorite.

Rhyolites de Băița. Dans la première phase volcanique, il a eu lieu aussi des éruptions de rhyolites dont les rapports stratigraphiques sont parfaitement clairs dans le bassin d'Almașul Mare—Zlatna. La coupe de Valea Fața Băii—Dealul Padinii porte des intercalations de laves rhyolitiques à la partie supérieure de l'horizon des Conglomérats de Fața Băii. Ces laves rhyolitiques, contenant une intercalation de laves andésitiques, se trouvent sur le flanc N de Dealul Epure, et sur le versant S de Valea Țiganilor, jusque tout près de Vârful Babei. L'ensemble est couvert, d'une façon discordante par les dépôts des Gravieres d'Almașul Mare.

Les éruptions des rhyolites ont eu lieu vers la fin de la première phase volcanique, mais nous avons trouvé du matériel rhyolitique dans certaines assises de tufs bréchiformes, intercalées à un niveau plus bas des Conglomérats, de Fața Băii.

Les laves rhyolitiques se trouvent encore à plusieurs endroits dans le bassin d'Almașul Mare—Zlatna. L'affleurement le plus important est celui de Brădet—Techerău, qui s'étend de Valea Techerăului par Vârful Bodii jusqu'à Teiușul et est couvert en partie par les Gravieres d'Almașul Mare. Par endroits, les assises de laves atteignent jusqu'à 10 m de puissance. Elles se présentent massives et résistantes se débitant sous forme de blocs prismatiques, ce qui a donné naissance à des exploitations, comme par exemple dans la carrière à l'E de Vârful Bodii. Le cratère de cette éruption, se trouve sur le flanc occidental de Teiușul, constituant un ensemble avec le cratère andésitique dont nous avons parlé dans le précédent chapitre.



Un autre affleurement principal est celui qui se trouve au S de Nădăjdia, reposant sur les mélaphyres, les calcaires jurassiques et les dépôts crétacés.

Nous devons encore mentionner de nombreux petits lambeaux, comme par exemple entre Vârful Babei et Runcul, dans Valea Tăului, au N et à l'E de Runcul, au S de Jidovul, ainsi que dans le village même de Pătrângenii près de l'église.

Les laves rhyolitiques du bassin d'Almaşul Mare—Zlatna se présentent comme des roches compactes, dures à cassures irrégulières et à nombreuses fissures, se débitant facilement en blocs. La couleur la plus fréquente est le rouge clair, parfois très pâle. Plus rarement la couleur devient rouge foncé, violacée ou même vert-de-gris.

Les rhyolites de couleur claire, ont l'aspect de la porcelaine. Sous le microscope on constate que la pâte est vitreuse, trouble, à texture fluidale et à trichites. Les phénocristaux de quartz, très corrodés dominent, leurs dimensions variant entre 1 et 2 mm. Le feldspath est généralement un plagioclase (andésine-oligoclase) plus rarement la sanidine. Dans les zones d'altération, on constate des inclusions aplaties, de substance kaolineuse dont le diamètre atteint jusqu'à 1 cm, tandis que l'épaisseur n'est que d'un millimètre au maximum.

A l'E de la région dont nous nous sommes occupés, sur la colline de Măgura Poenii, apparaissent deux culots de rhyolites, de dimensions assez réduites, perçant la masse du complexe des mélaphyres et les dépôts céno-maniens. La roche se présente compacte, ayant une couleur grise faiblement violacée. Dans la pâte, à cassure cornée, l'examen macroscopique révèle des phénocristaux de quartz transparent atteignant 1—2 mm, du feldspath blanchâtre, à contour irrégulier, atteignant jusqu'à 2 mm, des paillettes de biotite et des cristaux de hornblende. Au microscope, on constate que la proportion de la pâte ne dépasse pas 50%. Les contours du quartz sont corrodés et le feldspath dominant est le plagioclase.

Dans le bassin de Brad—Săcărâmb les rhyolites se trouvent seulement dans la région qui s'étend de Băiţa—Barbura—Trestia jusqu'à Certejul de Sus.

A Băiţa, nous mentionnons le culot éruptif qui constitue le sommet Sfredel, connu en profondeur par des travaux miniers importants. Ce culot perce les mélaphyres, et s'évase à la surface, recouvrant en partie les calcaires jurassiques de Măgura Băiţii. Les laves se sont répandues vers le SE, jusque dans la région de Barbura.

Un autre culot se trouve sur le flanc septentrional du Dealul Mialul et a été exploré en profondeur par les travaux miniers des galeries Magdana, Romana et Grimm. Les coulées de laves se sont étendues jusqu'à l'E de Runcu.

Nous devons enfin mentionner la rhyolite, dans Valea Făiragului, à l'E de Măgura, constituant un culot de petite dimension, mais dont la roche est à l'état assez frais.



La rhyolite de Băița, est très altérée par les actions hydrothermales qui ont donné naissance à de nombreux filons. La couleur est gris verdâtre ou rougeâtre. Dans la pâte, on observe à l'œil nu des cristaux de quartz de 1—2 mm et des phénocristaux de feldspath, généralement très altérés. Sous le microscope, on peut préciser que la pâte représente plus de 60% de la masse, étant constituée par des microlites de feldspath de 0,01 à 0,02 mm. Les phénocristaux de quartz présentent des contours réguliers, tandis que le feldspath est complètement transformé en séricite et kaolin.

La rhyolite de Valea Făiragului est de couleur gris rougeâtre et se présente en masse compacte. Au microscope on observe que la pâte, microlitique, constitue plus de 50%. Les nombreux phénocristaux de quartz ont des contours arrondis, de dimensions entre 0,5 et 2 mm. Le feldspath est généralement un plagioclase, de 1—2 mm, riche en inclusions et faiblement altéré. Les cristaux de sanidine sont rares et parfois des taches verdâtres constituent les restes des éléments colorés complètement altérés. Nous avons prélevé un échantillon de ces rhyolites, qui a été analysé par M-me E. ZAMFIRESCU, dans le laboratoire de l'Institut Géologique de Roumanie avec les résultats suivants :

SiO ₂	73,25 %
Al ₂ O ₃	12,39 %
Fe ₂ O ₃	2,24 %
FeO	0,70 %
MnO	0,05 %
CaO	1,71 %
MgO	0,36 %
Na ₂ O	3,88 %
K ₂ O	3,78 %
TiO ₂	0,53 %
P ₂ O	0,11 %
CO ₂	0,15 %
H ₂ O	0,93 %
Total	100,08 %

Le poids spécifique est de 2,51. Dans la région de Furcșoara-Bărăști-Vorța, nous avons délimité quelques petits lambeaux de lave rhyolitique, ayant un aspect parfaitement comparable à celui de la région d'Almașul Mare. Nous croyons que les culots rhyolitiques se trouvent à l'E de la vallée de Lunșoara, près du culot d'andésite dont nous avons fait mention dans le précédent chapitre.

Une autre région à importantes éruptions de rhyolites se trouve à Roșia Montană et Bucium. Faute de critérium stratigraphique, nous avons attribué ces éruptions à cette phase volcanique, pour des raisons de similitude pétrographique. Cette détermination correspond, d'ailleurs, aux rapports généraux établis dans le bassin de Săcărâmb et le bassin d'Almașul Mare—Zlatna, puis-



que les éruptions de rhyolite de Roşia Montană sont couvertes par les produits de deux autres phases volcaniques. Ainsi à Frasin (Bucium), le dacite traverse des tufs rhyolitiques et à Conţu et Roşia Montană, des masses de rhyolites sont couvertes par des laves andésitiques. Nous constatons, donc, une succession qui peut être encadrée dans le système général.

A Roşia Montană les formations pyroclastiques du rhyolite alternent avec des grès friables micacés et des conglomérats. L'ensemble a été désigné par POŞEPNY sous le nom de « Local sédiment ». Elles ont été percées parfois par des culots de rhyolites évasés vers la surface. Nous citons le culot éruptif de Cetate—Afiniş, celui du côté NE de Chirnic, un autre sur le flanc SW de la même montagne, ainsi que quelques petits culots éruptifs à Chirnicel, Igre et Văidoaia. L'érosion n'a épargné que quelques coulées de laves, comme par exemple celles qui affleurent dans les environs de l'église catholique de Roşia Montană.

A Bucium Muntar, dans Valea Dosului, nous avons délimité un petit culot de rhyolite. Enfin, dans la colline de Frasin, à Bucium Şeasa, se trouve un bassin similaire mais plus réduit que celui de Roşia Montană, rempli par des tufs bréchiformes rhyolitiques.

Le petit massif de rhyolites traversé par la galerie Ana, de Bucium Izbita, dans la colline de Conţu n'affleure pas à la surface, étant complètement couvert par les laves andésitiques d'une éruption postérieure.

Quant au caractère pétrographique des rhyolites de cette région, nous citons d'abord les résultats des auteurs qui nous ont précédés. Une étude plus complète est celle que G. SZADECKY (104) a publié en 1909. L'examen microscopique de 10 échantillons différents le conduit à la conclusion que la composition de la rhyolite est variable, présentant des faciès plus acides et plus basiques. En dehors de la sanidine, il contient assez souvent des plagioclases, comme par exemple de l'andésine et du labrador (l'assise de lave sous l'église catholique). Dans certaines variétés on trouve la biotite et l'amphibole. Généralement, les phénocristaux de feldspath sont broyés. Le quartz est corrodé et dans les vides on trouve par endroits des grains d'adulaire.

En ce qui concerne la composition chimique de ces rhyolites, SZADECKY cite deux analyses. L'une a été exécutée par B. RUZITSKA et se réfère à une rhyolite de la partie orientale de Văidoaia. C'est une roche de couleur blanche à raies gris bleuâtre, à l'état frais et dont la texture est fluidale. Les grains de quartz ne dépassent pas 2—3 mm et ceux de feldspath sont encore plus petits. L'autre analyse a été effectuée par LUNZER, sur un échantillon récolté par POŞEPNY sur les flanc NE de Chirnic. C'est une rhyolite blanche, parfois vert jaunâtre, à structure poreuse. Les cristaux de quartz atteignent jusqu'à 12 mm ; le feldspath est par endroits brillant et souvent il est remplacé par de la muscovite brune violacée. Les résultats de ces deux analyses sont :



	B. RUZITSKA	LUNZER
SiO ₂	69,13 %	69,08 %
Al ₂ O ₃	15,33 %	17,05 %
Fe ₂ O ₃	0,42 %	1,64 %
FeO	1,24 %	1,37 %
CaO	0,48 %	0,15 %
MgO	0,07 %	0,17 %
K ₂ O	11,30 %	5,57 %
Na ₂ O	0,96 %	2,70 %
H ₂ O (hygroscopique)	0,08 %	0,14 %
H ₂ O (calcination)	0,75 %	1,56 %
S	0,12 %	1,49 %
Soluble en SO ₄ H ₂	—	0,32 %
Total	99,88 %	100,23 %

Comparant ces deux analyses, avec celles exécutées par M^{me} E. ZAMFIRESCU, sur une rhyolite de la région de Săcărâmb, nous constatons que les rhyolites de Roşia Montană sont plus riches en K₂O. Ce fait est dû à la myrmécitisation et à la formation de l'adulaire qui constituent un premier stade d'altération. Aussi la classification du type magmatique d'après NIGGLI ne peut être utilisée que comme une simple information. Ainsi la rhyolite de Certej indique un magma leucogranitique en particulier engadinitique; la rhyolite de Văidoaia un magma alkaligranitiaplitique et celle de Chirnic un magma normalalcaligranitique. En général on remarque l'enrichissement en potasse, fait sur lequel nous reviendrons.

c) DEUXIÈME PHASE VOLCANIQUE

La position stratigraphique de cette phase est très clairement indiquée dans le bassin de Brad-Săcărâmb. Elle marque le début du Sarmatien. Les premiers dépôts, qui reposent en discordance sur les sédiments tortoniens, sont les produits d'une éruption dacitique. Les rapports les plus clairs se rencontrent dans la région de Căinel, autour du principal volcan de dacite; aussi cette phase porte-t-elle le nom de ce volcan.

A cet endroit, nous trouvons au-dessus des Gravieres rouges d'Almaşul Mare, qui constituent la base de la colline de Dumbrăviţa, à Ormindea, une puissante assise de brèches dacitiques. Elle est constituée par des éléments de dacites, de mélaphyres, de calcaires jurassiques et de galets de quartz, cimentés par un matériel tufacé gréseux. Ces éléments sont généralement peu roulés atteignant par endroits jusqu'à 20 cm de diamètre. La couleur est grise ou rougeâtre à l'état normal et blanche ou jaunâtre quand la roche est altérée.

Au-dessus de cette assise de brèche se trouve une couche de tuf blanc, fin, à structure homogène, dont la puissance atteint jusqu'à 10 m. Ce tuf est très



fréquent dans toute la région. On le trouve à Hărtăgani au N de Măgulicea, sur les collins de Carpen et Gurguiata, ainsi que dans Valea Gruiului. A Ormindea, ils forme une couche assez puissante au N de Muncelul. Plus au N on le retrouve à Criștior dans Valea Arșișorului et à Zdrapți au S de Poenița. Au S et à l'E, il s'étend jusqu'à Trestia, Porcurea et Almașul Mare dans le bassin de Zlatna. Partout, il se présente avec le même caractère distinctif, ce qui lui donne une grande valeur stratigraphique comme couche-repère. Par endroits, ce tuf contient de l'argile et constitue des tuffites de couleur gris clair, comme par exemple à Căinel, au N de Afin, à Hărtăgani, etc.

L'érosion a fortement ruiné l'appareil du volcan de Căinel. Le cratère est situé à l'W de Valea Căinelului et constitue la majeure partie de la colline Gorunul. Les laves se sont épanchées vers l'E jusque sur la Măgulicea, en recouvrant les laves andésitiques de la phase précédente. A l'W de Pleașa, elles reposent sur les Gravieres d'Almașul Mare et recouvrent une partie du culot andésitique. Enfin du côté d'Ormindea, sur la colline de Dumbrăvița elles surmontent en partie les tufs dont nous avons précédemment parlé. En résumé, on constate que la base du cône volcanique est constituée par la brèche tuffacée d'explosion, surmontée par les tufs qui se sont étendus sur une grande surface, et qu'en certaines parties les laves se sont épanchées jusqu'à quelques kilomètres du culot.

Un autre appareil volcanique que nous attribuons à la même phase est celui du dacite de Dealul Fetii, sur le territoire de Luncoiul de Sus. Le cratère a été en partie reconnu par les travaux miniers et présente des dimensions assez importantes. Les coulées se sont étendues sur le complexe des mélaphyres, mais à certains endroits, notamment vers le N, elles recouvrent des couches de tuf dacitiques et des dépôts tortoniens.

Dans la même zone, nous devons mentionner le culot dacitique de Draica, qui traverse les mélaphyres et les calcaires jurassiques de Hulpuș. Il est intéressant de remarquer que la section transversale de ce culot paraît diminuer vers la surface. Il est possible, qu'il se soit consolidé en profondeur, sans constituer un volcan.

Du point de vue pétrographique, les dacites décrits plus haut se présentent avec des caractères assez similaires.

Le dacite de Căinel est généralement altéré. A l'état frais, c'est une roche de couleur gris bleuâtre. Les feldspath ne dépassent pas 1 mm, tandis que le quartz forme des cristaux jusqu'à 1 cm, distribués d'une façon irrégulière. On voit également des paillettes de biotite de 2—3 mm. Sous le microscope on constate que la pâte est généralement vitreuse, trouble, et seulement par endroits on distingue des microcristaux. Elle représente environ 50% de la section. Le feldspath est un paltioclase faiblement zoné, à contours arrondis et contient de nombreuses inclusions de substance caolineuse. Les contours du quartz sont également corrodés. La biotite est fortement poly-



chroïque et riche en inclusions d'apatite et de zircon. Un autre élément féminin, probablement la hornblende, est complètement chloritisée.

Le dacite de Draica est propylitisé. Sa couleur est gris verdâtre, faiblement bleuâtre. L'examen à l'œil nu nous révèle des grains de feldspath jaunâtre jusqu'à 2 mm. Le quartz se trouve sous forme de grains jusqu'à 5 mm de diamètre. Des taches et des batonnets bruns, verdâtres imprégnés de pyrite, représentent les restes de biotite et d'amphibole chloritisés et opacités. Au microscope on remarque dans la masse faiblement vitreuse, trouble, des plages microcristallines constituées par des microlites, jusqu'à 0,03 mm. Elles représentent jusqu'à 50% de la section et contiennent des phénocristaux de feldspath caolinisé et de grains de quartz, à contour corrodé. Ce dernier ne dépasse pas 10% de la section. La biotite est chloritisée et serpentinisée, avec des taches d'opacite et de nombreuses inclusions d'apatite, de rutile et de grenat.

Nous devons à VIRGIL IANOVICI (27) les analyses suivantes du dacite de Draica :

SiO ₂	60,23	57,39
TiO ₂	1,26	1,59
Al ₂ O ₃	17,37	17,31
Fe ₂ O ₃	1,93	1,98
FeO	2,80	3,10
MnO	0,01	traces
MgO	2,04	1,60
CaO	5,91	6,74
BaO	0,13	0,12
Na ₂ O	3,02	2,22
K ₂ O	1,40	2,20
H ₂ O — 110°	0,83	0,52
H ₂ O + 110°	1,54	2,64
CO ₂	1,64	2,87
S	0,01	traces
P ₂ O	0,19	0,20
	<u>100,31</u>	<u>100,48</u>
Densité	2,593	2,683

D'après la classification de NIGGLI, cette roche qui correspond à un magma leuco-péléitique, est un dacite.

Le dacite de Dealul Fetii est constitué par une masse verdâtre, dans laquelle on voit à l'œil nu des grains blancs de feldspath, jusqu'à 2 mm et des cristaux de quartz, violacé ou fumé, atteignant jusqu'à 5 mm. Sous le microscope on constate que la pâte dépasse généralement 50% de la section et que l'élément coloré est plus altéré que dans les dacites de Câinel et de Draica.

Dans la zone éruptive de Stănjia-Jidovul, nous n'avons indentifié qu'un petit massif de dacite, ouvert par les travaux miniers de la mine Füleky de



Breaza, mais nous n'avons aucune indication stratigraphique pour l'attribuer à la phase volcanique du dacite de Căinel.

Dans la zone de Roşia Montană—Vulcoi Corabia, les indications stratigraphiques manquent également ; à l'exception du bassin de Roşia Montană, nous ne rencontrons pas des sédiments miocènes. La classification a donc dû être faite d'après leur succession et nous avons attribué à la seconde phase volcanique, les éruptions du dacite de Frasin et du dacite de Conţu.

Le dacite de Frasin est postérieur aux éruptions rhyolitiques de la phase précédente. Le cratère est rempli par un matériel tuffitique à éléments de rhyolites et les culots de dacite traversent ces tuffites. Il est possible que l'éruption de dacite soit en continuité avec celle des rhyolites. J. SZÁDECZKY (103) qui a étudié cette éruption, croit qu'elle appartient au groupe des rhyolites. Nous avons préféré l'attribuer à la phase du dacite de Căinel, pour des raisons de similitude pétrographique, qui indiquent un changement dans l'évolution de la différenciation magmatique du même sens que celui qui a eu lieu dans la zone de Brad-Săcărâmb, entre le rhyolite de Băiţa et le dacite de Căinel.

B. RUZITSKA nous donne pour le dacite de Frasin, la composition suivante :

SiO ₂	62,26
Al ₂ O ₃	18,10
Fe ₂ O ₃	2,28
FeO	2,87
CaO	1,32
MgO	1,22
K ₂ O	6,05
Na ₂ O	4,70
H ₂ O — 110°	0,93
H ₂ O + 110°	0,60
S	0,44

A Bucium—Şasa, l'érosion a complètement détruit l'appareil volcanique de Conţu dont il ne reste que le matériel remplissant le cratère. C'est une masse de roche éruptive assez homogène et il est difficile de séparer les culots.

Le dacite de Conţu est une roche gris verdâtre ou bleuâtre. L'examen macroscopique nous montre des cristaux transparents de feldspath, sous 2 mm. Les phénocristaux de quartz, assez fréquents, ont une forme arrondie dont le diamètre est d'environ 2 mm. La biotite forme de grands cristaux, jusqu'à 1 cm, de couleur vert brunâtre. On voit également d'assez grands mais rares cristaux de hornblende. Sous le microscope, on remarque que la pâte est un peu plus que 50% de la section ; elle est vitreuse, trouble, par endroits microcristalline, pigmentée par un matériel verdâtre chloritique. Le plagioclase est zoné et contient de nombreuses inclusions. Nous constatons deux générations de quartz ; l'une qui est représentée par de petits cristaux



corrodés, distribués d'une façon presque uniforme dans toute la roche et dont le diamètre varie entre 0,2 et 0,5 mm ; l'autre est constituée par de grands phénocristaux à macles bipyramidées. Le contour de la biotite est généralement arrondi. Ce minéral est riche en inclusions de magnétite, apatite et zircon et a été presque complètement transformé en chlorite. L'autre élément féminique, la hornblende, est altérée. De même, dans certaines zones du massif, le feldspath est séricitisé et caolinisé.

d) TROISIÈME PHASE VOLCANIQUE

Cette phase volcanique est la plus importante de tout le cycle tertiaire, vu l'immense quantité de matériel à laquelle elle a donné naissance.

Nous avons séparé ce matériel en trois types différents : andésites du type Barza ; andésites du type Săcărâmb et Porcurea ; dacites du type Cetraș.

Les rapports de succession de tous ces types ne peuvent pas être établis avec une précision absolue. La troisième phase volcanique a commencé, comme nous l'avons déjà montré vers la fin du cycle de sédimentation sarmatien. En effet, une partie des roches pyroclastiques de cette phase s'intercale d'une façon concordante à la partie supérieure du Sarmatien, mais, la plus grande partie des volcanites de cette phase recouvrent les dépôts de cet étage. A certains endroits, on peut voir une discordance nette entre ces dépôts et les sédiments du Sarmatien.

La conclusion qui s'impose est que cette phase a duré pendant un laps de temps assez long, dépassant le Sarmatien et s'étendant jusque dans le Pliocène. Dans la région de Valea Bradului-Crișan-Ribița, les assises de brèches tuffacées, appartenant à cette phase, sont recouvertes par des sédiments pliocènes, que nous avons décrits dans un chapitre précédent. Nous n'avons pas remarqué une discordance ; quelquefois, on voit de petits lambeaux de brèche tuffacée andésitique qui reposent sur les dépôts pliocènes.

Les rapports stratigraphiques entre les andésites du type Barza et celles du type Săcărâmb ne peuvent être précisés. Il est fort probable qu'elles soient simultanées.

Des éruptions de dacites du type Cetraș ont commencé postérieurement à celle des andésites ; certaines positions et rapports ne laissent pas de doutes à ce sujet.

Nous allons examiner cette troisième phase volcanique, par zones, en commençant par celle dans laquelle son développement a été plus complet.

La zone Brad—Săcărâmb. Le principal centre éruptif de cette zone se trouve au S de Brad, dans la région de Ruda-Criștiior-Ormindea. Les nombreux travaux miniers, qui constituent les mines de la Soc. « Mica », ont permis une exploration assez complète en profondeur.



Il est intéressant de remarquer que les principaux culots éruptifs, au nombre d'environ 10, sont presque alignés en direction E—W. Le principal est celui de Barza, qui occupe une position centrale. A l'E de celui-ci, citons celui de Teiul et de Hârnicul, au S le petit culot de Muncelul, tandis qu'à l'E se rangent plusieurs culots assez importants, comme par exemple ceux de Valea Arsului, Valea Gârdii, au S de Lacul, Mugla et Climpu.

Au N de cette rangée, nous avons délimité une autre série de cratères jalonnée également en direction E—W, dont le principal est Pietrosul. Mentionnons enfin, au S, le culot isolé de Fofeze.

Tous ces cheminées volcaniques ont donné naissance à une forte quantité de matériel pyroclastique dont l'éruption a probablement duré pendant longtemps. Leur activité successive ou simultanée a dû alterner dans le temps et leurs produits se sont, par endroits, mélangés ou superposés.

La structure des volcans de cette région est complexe. A la base on rencontre, le plus souvent, des brèches tuffacées constituées par de nombreux éléments poligènes d'andésite et de morceaux de roches arrachées au fondement, cimentés par un matériel tufacé. Dans Valea Arsului, les assises de brèches atteignent plusieurs dizaines de mètres de puissance, mais elles se développent au N de Valea Crişului, constituant un complexe qui dépasse 200 m. Les mêmes assises de brèches se rencontrent très fréquemment dans les mines de Barza et de Valea Arsului. A ces niveaux inférieurs on constate que les couches de brèches tufacées alternent avec des sédiments argileux-marneux, à lentilles de gypse, de la partie supérieure de l'horizon sarmatien.

Au-dessus des brèches tufacées, qui sont le produit des explosions du commencement de cette phase volcanique, suit une alternance de laves et d'agglomérats avec des intercalations plus faibles de tufs et de brèches tufacées. Le développement de ces formations est tout à fait inégal et dépend de leur situation par rapport aux cratères.

Les laves montent jusqu'au niveau le plus haut de cette région, comme par exemple à Muncelul, alt. 776 m, mais leur puissance initiale a dû être beaucoup plus grande. L'érosion a détruit en grande partie les appareils volcaniques et a mis au jour les culots principaux et secondaires des cratères. Une partie de ces culots constitue quelques-uns des mamelons qui dominent la région, comme par ex. Hârnicul, Teiul, Barza, etc, mais par endroits l'érosion les a détruit jusqu'au niveau des actuelles vallées, comme par ex. dans Valea Arsului, Valea Arsişorului et Gârda.

Du point de vue pétrographique nous constatons une assez large variation de faciès pétrographiques, mais toutes ces roches dérivent d'un magma dioritique-péléitique.

L'andésite qui forme le cratère de Teiul—Coranda est une roche constituée en majeure partie par une pâte (plus de 60%) microlitique, dans laquelle



on voit de petits cristaux, d'environ 0,02 mm, maclés et disposés comme un mosaïque, avec des taches troubles de masses chloriteuses. Les phénocristaux de plagioclases ont les contours broyés et sont complètement altérés. De même l'élément fémique n'est plus reconnaissable étant transformé en une masse d'opacite et de chlorite qui a envahi même la pâte. Par endroits on voit d'assez gros cristaux de grenat rouge.

Le remplissage du cratère de Barza est constitué par une andésite moins altérée. Sous le microscope on constate que la pâte microlitique représente moins de 50% de la section. Le plagioclase, qui est une andésine, forme des phénocristaux zonés composant environ 30% de la roche. Le second élément comme importance est la hornblende, en grande partie opacitisée et transformée en chlorite. Les parties peu altérées sont de la hornblende commune. Un autre élément fémique qui se trouve à l'état frais c'est l'hypersthène, sous forme de cristaux dont la longueur ne dépasse pas 1 mm. Mentionnons enfin, de nombreux restes de cristaux de quartz corodés, dont le diamètre atteint jusqu'à 1 mm et des rares cristaux de grenats rouges.

Au S de Barza se trouve le culot de Ruda—Smreciu constitué par une andésite à pâte microlitique. Les dimensions des microlites varient entre 0,01 et 0,025 mm.

Entre les interstices on voit des plages de chlorite et de séricite ainsi que des grains de magnétite. Les phénocristaux de plagioclase composent plus de 30% de la section; c'est une andésine faiblement zonée et maclée. Ils sont altérés le long de nombreuses fissures qui les traversent et qui sont remplies par un matériel chloriteux-sériciteux. Une partie des phénocristaux de plagioclase est transformée en séricite. L'élément fémique est représenté par de la hornblende et un pyroxène très altéré et transformé en une masse de chlorite à contour opacitisé. Par endroits on observe des plages de séricite et dans les cristaux de hornblende des inclusions d'apatite.

L'andésite de Muncelul est assez ressemblante à celle décrite précédemment. On observe également de nombreux restes de cristaux de quartz à contours corrodés.

Plus à l'E, le massif de Barza est constitué par une andésite, dont la pâte, représentant moins de 50% de la masse, est microcristalline, sans pigments. Le feldspath est une andésine dont les phénocristaux sont zonés et maclés. Nous avons observé une génération de 1—2 mm, constituant environ 15% de la section, et des cristaux plus petits, d'un mm de longueur, représentant environ 20% de la masse. Les grains de quartz à contour corrodé sont assez fréquents. La hornblende est en majeure partie, opacitisée. Le reste non altéré, nous présente une hornblende verte, à polychroïsme assez intense. La proportion de hornblende est d'environ 10%. En quantité presque égale, nous remarquons des cristaux d'hypersthène à inclusions de magnétite et d'apatite.



Au S de Gârda, l'andésite de Costernicu a une pâte vitreuse, faiblement microcristalline. Elle représente plus de 50% de la section et contient de nombreuses plages d'opacite à veines de magnétite. Les phénocristaux de plagioclase, à contours irréguliers, arrondis ou brisés, composent 30% de la roche. Ils sont à l'état assez frais, tandis que l'élément féminin, qui était la hornblende, a été complètement transformé en chlorite, avec des taches de séricite.

Au S de Criştor, la colline de Slăveasa est constitué par des laves andésitiques. La pâte y est vitreuse, pigmentée de minéraux rouges de fer. Mentionnons enfin dans le même groupe le culot andésitique de Tărăţel. L'andésite est presque frais. Il est constitué par une pâte microlitique très riche en opacite. Les phénocristaux de feldspath sont altérés seulement le long des fissures tandis que ceux de hornblende, représentant environ 10% de la section, ont été transformés en majeure partie en chlorite.

Quant à la composition chimique des andésites de cette région, nous ne possédons que trois analyses. Deux, citées par SCHUMACHER (98), sont dues à M. DITTRICH-HEIDELBERG et se rapportent à une andésite normale (I) et à une andésite propylitisée (II) provenant de Pietrosul près de Brad. La troisième analyse a été exécutée par E. ZAMFIRESCU, sur un échantillon d'andésite fraîche recueillie par nous dans le culot de Pietrosul au S de Criştor. Les résultats de ces analyses sont:

	Ditrich I	Ditrich II	Zamfirescu
SiO ₂	59,24	58,77	57,45
Al ₂ O ₃	14,61	16,82	15,93
Fe ₂ O ₃	2,64	1,67	5,78
FeO	4,10	2,38	3,42
MnO	0,19	0,15	0,12
CaO	6,41	5,83	7,61
MgO	2,21	1,85	2,42
Na ₂ O	2,85	2,53	2,63
K ₂ O	1,95	1,93	1,56
TiO ₂	0,73	0,69	1,21
P ₂ O ₅	2,26	0,58	0,11
CO ₂	0,11	0,53	traces
H ₂ O	{ 0,32 2,68	{ 2,96 2,87	1,76

Les premières deux analyses correspondent, d'après la classification de NIGGLI, à une magme tonalitique, tandis que la troisième à une magme granodioritique pélicitique. Le nombre très réduit d'analyses et la faible ressemblance des analyses ne nous permet pas de tirer des conclusions d'ordre général.

En résumant ce qui vient d'être dit sur la constitution pétrographique des andésites du type Barza, dans les environs de Brad, nous constatons, comme il a été déjà dit, une variation assez large. La pâte représente généralement 50%. Elle est microlitique dans les culots et vitreuse dans les laves.



Le plagioclase est une andésine généralement zonée. L'élément fémique le plus répandu est la hornblende, tandis que le pyroxène n'est rencontré que dans quelques endroits. Le quartz est assez fréquent et nous le rencontrons dans les grands massifs de Barza, Muncelul et Gârda. Un élément assez particulier est le grenat, sous forme de grains jusqu'à 2 mm de diamètre. Nous n'avons constaté la présence de cet élément que dans les andésites propylitisées; ce qui nous fait penser qu'il n'a pris naissance que dans les magmas riches en minéralisateurs. Les andésites de cette région sont en majeure partie altérées. A quelques exceptions près, la hornblende est partout décomposée. De même, les autres éléments et surtout les plagioclases sont fréquemment altérés.

Nous avons insisté d'une façon spéciale sur les andésites de ce centre éruptif, parmi lesquelles se trouvent celles du volcan de Barza, dont le nom caractérise tout le groupe, pour montrer toutes les variétés qui le composent et pour préciser que sous la dénomination des andésites de Barza nous indiquons un complexe de roches andésitiques, synchroniques à celles que nous venons de décrire dans le centre de Brad. C'est une dénomination à sens plutôt stratigraphique que pétrographique.

A l'E du centre éruptif de Brad et presque en continuation, se trouve un autre centre, moins important, s'étendant de Zdrapți, par Rovina et București jusque dans la vallée Sărăcinesii de Curechiu. Il est constitué par des andésites du type Barza, qui forment quelques cratères, parmi lesquels nous citons ceux de Poenița, à l'E de Zdrapți, trois petits culots ouverts dans Valea Rovinei, à l'W de Dealul Șarului, le cratère de București et enfin celui de Dealul Pricinei.

A plusieurs endroits, à la base de ces formations on rencontre des assises de brèches tufacées identiques à celles que nous venons de mentionner dans la région de Brad et au N de Valea Crișului. Au-dessus de celles-ci, suit une alternance de laves et d'agglomérats, avec de minces intercalations tufacées. L'érosion a fortement entamé les appareils volcaniques, ce qui rend très difficile un essai de reconstitution.

Au point de vue pétrographique les roches sont semblables à celles de Brad.

L'andésite qui forme le culot de Putini à Zdrapți est composée, en majeure partie, environ 60%, par une pâte microlitique, faiblement pigmentée par des grains de magnétite sous 0,01 mm. La majorité des phénocristaux de plagioclase, qui est une andésine, dépasse 1 mm de longueur. La hornblende verte, constituant environ 10% de la roche, n'est pas complètement altérée et présente des polychroïsmes assez manifestes.

Les laves qui s'étendent de Putini jusqu'à Chilizii sont constituées par une andésite à structure fluidale. La pâte est vitreuse, pigmentée en brun et représentant environ 50 % de la section. Le feldspath est assez frais, se présentant en cristaux fort zonés et à contours très nets.



Une première génération de cristaux, atteignant 1 mm, constitue environ 10% de la roche, tandis qu'une seconde génération de cristaux de 0,1—0,5 mm, à nombreuses lamelles de macle constitue environ 25%. La hornblende basaltique, de dimensions variant entre 0,2—2 mm, contient de nombreuses inclusions d'apatite, en grains jusqu'à 0,2. Un autre élément assez répandu est la magnétite, représentant environ 2% de la roche.

Le culot de Ticera, de Curechuiu est formé par une andésite fraîche. La pâte est vitreuse mais on observe la formation de microlites d'environ 0,02 mm. Elle est intensivement pigmentée par une poudre de magnétite. La hornblende basaltique est opacifiée par des minéraux de fer de couleur rougeâtre.

Au SE de la zone se trouve le centre éruptif de Trestia-Măgura-Hondol. Le cratère le plus important est celui de Făiragul, dont le diamètre dépasse 1 km. Deux culots adventifs apparaissent un peu à l'E entre Măgura et Valea Boholtului. Tous les deux ont une forme allongée, l'un deux atteignant une longueur d'environ 1 km. Ces culots percent la masse des mélaphyres et les sédiments tortoniens. Leurs laves, alternant avec des brèches tufacées et des conglomérats, recouvrent les mêmes formations et s'étalent sur une grande surface. La partie orientale de ce cratère est restée inaltérée, tandis que le côté occidental a été traversé par un grand nombre de filons et a subi une altération très intense. En continuation vers le N, dans la région de Toplița-Troița-Trestia, se trouve un appareil volcanique plus compliqué. Nous y avons délimité le culot de Teascul et un autre à l'W de Runcu, mais il est probable qu'il y a encore d'autres. Les laves montent jusque sur Vârful Lelii (alt. 746) et recouvrent les mélaphyres, les calcaires jurassiques, les rhyolites du type Băița, ainsi que les sédiments tortoniens et sarmatiens.

Dans la partie supérieure de Valea Făiragulului, se trouve un culot d'andésite propylitisée dont les laves s'étendant tout autour, constituent le massif de Stogu (alt. 904). Un peu plus au S se trouve le petit culot de Găunoasa, formé par une andésite à l'état tout à fait frais.

Il nous reste à mentionner le cratère de Hondol, composé par deux cheminées et dont la lave s'est étendue jusqu'à Asoldul et Custuri.

Au point de vue pétrographique nous distinguons les variétés suivantes :

L'andésite de Făiragul est constituée par une pâte faiblement microlitique, altérée en majeure partie et transformée en séricite. Les phénocristaux de plagioclases atteignent jusqu'à 2 mm de longueur et se présentent altérés et transformés en séricite, le long de nombreuses diaclases qui les traversent. La hornblende, constituant environ 10% de la masse, est complètement altérée et transformée en une masse de serpentine, de calcite et de séricite, à inclusions d'apatite, dont les contours sont fortement opacifiés.

Les andésites des petits culots au N de Măgura sont fortement altérés. La pâte microlitique est envahie par des plages à structure concrétionnée, formées par de la serpentine, de la calcite, du kaolin et de la

séricite. Nous remarquons également d'intenses phénomènes de feldspathisation.

Les laves de Stogu présentent une masse vitreuse faiblement microlitique, dans laquelle on voit des phénocristaux de feldspath et de hornblende. Les cristaux de plagioclases, jusqu'à 3 mm, présentent des zones riches en inclusions. La hornblende, à inclusions d'apatite et de feldspath, est faiblement opacifiée.

L'andésite de Hondol représente une transition vers l'andésite de Săcă-râmb. La pâte est microlitique à pigments noirs, représentant environ 50% de la section. Les phénocristaux d'andésine se groupent en deux générations : une génération à très gros cristaux, dépassant 1 cm de longueur, et l'autre avec des cristaux sous 0,5 mm. Ces phénocristaux légèrement altérés constituent environ 30% de la masse. La hornblende normale présente de nombreuses inclusions de feldspath et d'apatite. Elle est plus ou moins altérée et transformée en opacite. La biotite forme de rares et grands cristaux, généralement opacifiés. Mentionnons enfin le quartz, dont les contours sont corrodés, représentant par endroits jusqu'à 2% de la roche.

À l'extrémité septentrionale de la zone dont nous nous occupons se trouve le centre éruptif de Caraci, qui constitue un grand cratère.

Le culot principal est celui qui constitue Vârful Caraci (alt. 830 m). Du côté occidental, on remarque encore 4 petits culots.

Son appareil volcanique est constitué à la base par une assise de tufs andésitiques fins de couleur gris clair. Au-dessus suivent des assises de brèches à éléments hétérogènes, parmi lesquels on remarque de gros blocs de mélapphyres. Jusqu'à l'altitude de Dâmbul Mătrăguna, toutes les formations pyroclastiques : brèches tufacées, tufs et laves, constituent un ensemble de couleur grise. Au-dessus suivent des volcanites de couleur rouge, représentées également par des brèches tufacées, des tufs et des laves. La couleur rouge est due à des pigments d'oxyde de fer.

Les cratères de Caraci et de Suronița sont constitués par une andésite de couleur rouge tandis que le côté S du culot principal (Cărăcel) et les autres culots, sont formés par une andésite de couleur grise. Les brèches tufacées et les tufs des volcans de Caraci s'étendent sur une grande surface. Vers le S, les quelques lambeaux qui ont échappés à l'érosion sur Dealul Pescarului et au S de Valea Lungă, indiquent que ces formations s'étendaient jusqu'à Vișca et Scroafa. À l'E, les assises de brèches et de tufs reposent d'une façon discordante sur les dépôts tortoniens et les sédiments sarmatiens, jusqu'à Mesteacăn.

Dans la partie méridionale de cette zone volcanique nous avons séparé des roches andésitiques d'un type spécial que nous avons dénommées : andésite quartzifère du type Săcărmăb et Porcurea. Nous avons montré plus haut



qu'il n'y a aucune différence d'âge entre les andésites de ce type et celles du type Barza précédemment décrites. La différence est d'ordre pétrographique, le type Săcărâmb-Porcurea étant plus acide. Ces andésites contiennent du quartz et même de la biotite, ce qui a déterminé plusieurs auteurs à les considérer comme dacites.

Un des principaux cratères de cet éruptif est celui de Săcărâmb, avec les culots de Haitău, Frăsinata, Săcărâmb, Poiana et Valea Novotaoei. Un peu plus à l'W on rencontre 2 culots secondaires, celui de Sarcău et celui de Goroniște. Les sédiments tortoniens et sarmatiens, qui constituent le soubassement immédiat de cet appareil, montent jusqu'à l'altitude de 900 m. Les formations pyroclastiques des brèches tufacées et des laves se sont étendues sur une grande surface. Nous mentionnons les laves de Cireș, Gurguiata, Poiana, Calvaria, Edelreich, Zückerhut, etc. qui représentent les restes du cône volcanique. Celui-ci s'étendait sur un rayon de plus de 4 km, jusqu'à Ledișoiu et Ceptura, où les laves atteignent encore aujourd'hui 100 m de puissance. Les coulées s'étendaient beaucoup plus loin vers le S, comme le prouvent les petits lambeaux qui reposent sur le cristallin de Măgura, à une distance de 6 km de Săcărâmb.

Les tufs et les brèches tufacées, représentant les premières formations auxquelles ont donné naissance les explosions volcaniques de ce cratère, s'étendent encore plus loin, jusque sur le territoire du village Bârsău où ils ont été préservés de l'érosion par un accident tectonique qui les a descendu à environ 170 m. La même formation se trouve à la base des laves de Ceptura et s'étend vers l'E jusque dans les enviorns de Mada. Au N de Săcărâmb, il se trouve une grande surface occupée par les laves andésitiques du type Săcărâmb. Le mamelon de Vârful Ancei représente probablement un culot.

Un volcan assez bien individualisé est celui de Măcrișul. Le culot est délimité par les affleurements des sédiments tortoniens, très affectés par l'altération. Il est possible que le cratère soit complexe. Les brèches tufacées à intercalations de tufs s'étendent, par-dessous les laves dacitiques de Cetrașul, jusque dans les enviorns de Porcurea et dans Valea Rea. Autour du cratère de Măcrișul ces laves, qui se sont étendues jusque dans Valca Voia, ont été percées par les dacites de Cetrașul.

Au point de vue pétrographique nous avons fait les constatations suivantes : L'andésite de Săcărâmb est de couleur gris clair, à gros phénocristaux de feldspaths blancs à contours un peu arrondis. On y voit également des cristaux de hornblende bien développés, qui arrivent jusqu'à 6 mm de longueur. L'examen macroscopique nous révèle des grains de quartz, jusqu'à 2 mm et de gros cristaux hexagonaux de biotite, plus ou moins fréquents. Sous le microscope on peut établir que la pâte est d'environ 50%. Elle est microcristalline et généralement trouble. Les phénocristaux de plagioclase



(andésine) sont en grande partie altérés. Un second élément comme importance est la hornblende, qui arrive à constituer plus de 15% de la roche. Elle est généralement transformée en chlorite et calcite. Les cristaux de quartz sont corrodés.

En ce qui concerne la composition chimique de cette andésite, nous mentionnerons les deux analyses dues à DÖLTER (53), exécutées la première sur un échantillon de lave de Zuckerhut et l'autre sur un échantillon de la partie occidentale du cratère de Haitău. La troisième analyse a été effectuée par M^{me} E. ZAMFIRESCU sur un échantillon que nous avons prélevé dans l'andésite à l'état frais de Galeria Niculae dans la montagne Sarcău. Voici les résultats de ces analyses :

	I	II	III
SiO ₂	64,14	58,01	57,59
Al ₂ O ₃	18,20	18,19	14,33
F ₂ O ₃	0,45	2,89	5,97
FeO	4,0	3,40	1,73
MnO	traces	traces	0,16
CaO	6,52	7,55	7,65
MgO	2,68	3,01	2,66
K ₂ O	1,10	1,39	2,22
Na ₂ O	3,54	3,92	2,22
CO ₂	0,70	—	1,04
TiO ₂	—	—	1,32
P ₂ O	—	—	0,18
H ₂ O	1,46	—	1,46
	99,33	99,97	100,01

Ces roches ont été considérées par M. PÁLFY comme dacites, détermination qui n'est nullement confirmée par l'analyse chimique qui fait correspondre cette roche, dans la classification de NIGGLI, à un magma quartz-dioritique. Il s'agit donc d'une andésite quartzifère.

L'andésite de Măcrișul est constituée par une pâte vitreuse, représentant plus de 50% de la section. Les phénocristaux de feldspath et ceux de hornblende sont très altérés et transformés en chlorite ou en séricite avec des plages de calcite. Les cristaux de quartz sont intensivement corrodés.

Des roches semblables se trouvent dans la région de Porcurea, où elles ont pris naissance par l'activité d'un appareil volcanique complexe.

Le culot principal constitue le mamelon de Vârful Băilor et ses laves se sont répandues vers le S jusque dans Valea Rea, en recouvrant les formations du complexe des mélaphyres ainsi que les dépôts tortonien et sarmatien. Vers le N, les laves s'étendent jusque sur Măgura Porcului, où nous distinguons, encore, deux petits culots éruptifs. L'un est situé sur le flanc septentrional de Măgura Porcului, et l'autre, ayant une forme très allongée en direction EW, sur le flanc méridional de la même colline.



L'andésite de Porcurea est généralement de couleur grisâtre ou gris foncé à nuance verdâtre ; les phénocristaux de feldspath sont généralement fragmentés. Les paillettes de mica et les grains de quartz dépassent d'habitude 1 mm et atteignent jusqu'à 1 cm de diamètre.

Sous le microscope on constate qu'il s'agit d'une andésite amphibolique, fortement pigmentée et à cristaux de quartz corrodés.

Comme nous l'avons déjà dit, la fin de la troisième phase volcanique est marquée par les éruptions de dacites de Cetraş. Ces roches sont localisées entre Coasta Mare et Cireşata.

La principale éruption est à Cetraş, dont le sommet est constitué par un cratère de grande dimension.

À l'E de celui-ci, se trouve le cratère de Buha, tandis que plus au S, sur le territoire de Hondol, nous avons délimité le grand culot dacitique de Coasta Mare. Les masses de lave produites par ce volcan atteignent des puissances jusqu'à 300 m et recouvrent les formations précédemment décrites (andésites quartzifères de Săcărâmb et de Porcurea).

Vers le NW nous rencontrons d'autres culots, parmi lesquels on peut mentionner celui de Gurguiata-Ştirba, le mamelon de Bulzu et enfin le culot dacitique de Cireşata.

Le dacite de Ştirba est une roche gris jaunâtre dans laquelle on distingue de grands cristaux de quartz, des cristaux de plagioclase isolés ou groupés en amas irréguliers, des cristaux d'amphibole vert zonés, des lames brunes idiomorphes de biotite avec inclusions d'apatite. La pâte est hypocristalline, remplie de microlites felspathiques et amphiboliques. Il est à noter la riche participation de l'amphibole dans la constitution de la pâte.

Un centre d'éruption, qui paraît constituer à lui seul une unité, est celui représenté par les cratères de Duba, Coasta Mare et Cerburea. Ces laves ont occupé de grandes surfaces et à présent quelques lambeaux, échappés à l'érosion se trouvent à des distances de plus de trois kilomètres. Les assises de lave avec intercalations d'agglomérats forment un ensemble dont l'épaisseur dépasse par endroits 300 m. Nous devons signaler à cette occasion les altérations subies par les mélaphyres englobés ou couverts par ces coulées dans le ravin qui contourne à l'E, le culot dacitique de Duba.

Au point de vue pétrographique, nous constatons que les dacites de ces éruptions sont des roches compactes dont la plupart ont une couleur gris bleuâtre. A plusieurs endroits les dacites ont une couleur rougeâtre, due aux pigments qui impregnent les cristaux de hornblende et en moindre proportion la pâte.

La pâte est microlitique, pigmentée par de la chlorite et forme à elle seule plus de la moitié de la roche. Le pigment qui lui donne une couleur foncée s'est développé à la suite des phénomènes de resorption. Les phéno-



cristaux de plagioclases sont représentés par des individus de labrador et d'andésine, groupés en macles polysynthétiques, zonés et à inclusions vitreuses. L'amphibole est une hornblende basaltique et se présente en petits cristaux généralement sous 0,5 mm avec une fine frange opacitique. L'élément coloré assez fréquent est la biotite mais nous devons signaler par endroits l'hypersthène et l'augite. Dans les dacites de couleur rouge, la hornblende basaltique est fortement pigmentée et la biotite est complètement opacifiée.

Nous avons confié à M-me E. ZAMFIRESCU l'analyse d'un échantillon frais de dacite, recolté dans le massif de Duba.

Voici le résultat :

SiO ₂	63,88%
Al ₂ O ₃	14,91%
Fe ₂ O ₃	3,57%
FeO	1,37%
MnO	0,08%
CaO	6,61%
MgO	1,72%
Na ₂ O	3,22%
K ₂ O	1,75%
TiO ₂	0,84%
P ₂ O	0,11%
CO ₃	0,04%
CO ₂	0,04%
S	—
	100,01%

P. sp. = 2,67

Le calcul des paramètres de NIGGLI fait ressortir le caractère granodioritique-leucopéléitique du magma.

On rencontre d'habitude toutes ces roches à l'état frais. Ce n'est que dans le massif de Duba et Coasta Mare qu'elles ont subi une altération hydrothermale, plus ou moins intense, en relation avec des phénomènes de minéralisation.

La zone Zlatna—Stănija. Dans cette zone la troisième phase volcanique est représentée seulement par des andésites du type Barza. Cette détermination est basée d'abord sur l'âge de ces roches ainsi que sur leur ressemblance pétrographique.

Notre description suivra les massifs échelonnés de Zlatna vers Stănija, et nous devons ainsi commencer par mentionner le petit culot d'andésite caché dans les alluvions de Valea Ampoiului, près du pont de la voie ferrée de Valea lui Paul. Il est constitué par une andésite compacte et dure, de couleur gris verdâtre foncé, qui affleure sur une surface de quelques dizaines de mètres carrés.



Plus à l'W, le mamelon conique de Jidovul est un petit cratère d'andésite fraîche. De l'appareil volcanique il n'est resté que deux petits lambeaux de laves et un lambeau de brèches tufacées kaolinisées.

Le massif de Măgura paraît être constitué par un lambeau de laves andésitiques, reposant sur des tufs bréchiformes. Il est possible que ces roches proviennent du volcan de Jidovul, bien qu'elles soient plus près du cratère andésitique du versant méridional de Valea Mare. A cet endroit le culot andésitique ainsi que les tufs de Măgura ont subi une intense altération hydrothermale, accompagnée par des phénomènes de minéralisation.

Sur le territoire d'Almaşul Mare, à l'W de Breaza jusque dans Valea Turnului, et au N jusqu'à Faţa Băii, s'étend un dépôt assez puissant constitué par des tufs et des brèches tufacées andésitiques. La stratification est assez apparente à cause de l'alternance d'assises de tufs à structure très fine avec des bancs de brèches plus ou moins hétérogènes. Les blocs de la brèche sont représentés par des morceaux plus ou moins arrondis d'andésite colorée en gris verdâtre et même rougeâtre. Le ciment est constitué par du matériel tufacé assez fin, ordinairement blanc, qui par endroits présente des bandes silicifiées. Nous devons relever encore quelques assises de tufs et de brèches tufacées, riches en cristaux de magnétite sur Vârful Corni. La puissance totale de ce complexe tufacé-bréchiforme dépasse par endroits 200 m et a subi, en général, une intense altération hydrothermale.

Au point de vue stratigraphique, nous constatons qu'il recouvre, en discordance, les dépôts de l'horizon de Faţa Băii ainsi que les sédiments tortoniens et sarmatiens. Cette formation représente les premières manifestations de la phase éruptive andésitique dont nous nous occupons et a été recouverte par les laves du cratère de Breaza, dont les rapports sont visibles sur le bord occidental du volcan.

Le cratère du volcan de Breaza est constitué par plusieurs culots, allongés en direction NW—SE. Les rapports ne sont saisissables que dans l'intérieur de la mine car à la surface, les laves se confondent dans une masse andésitique ayant une apparence homogène.

Dans la galerie de Fuleky, nous avons identifié une masse de dacite, provenant d'une éruption plus ancienne, que nous attribuons à la phase de Căinel. Elle est complètement couverte par la masse des andésites de Breaza.

La surface sur laquelle a pris naissance l'appareil volcanique de Breaza correspond actuellement au niveau d'environ 700 m. Le sommet du mont de Breaza a une altitude de 1122 m, ce qui prouve que le cône volcanique a subi une intense érosion.

L'andésite de Breaza est une andésite amphibolique. Le plagioclase forme de grands cristaux dont la partie centrale contient de nombreuses inclusions vitreuses. On le trouve épigénisé par la calcite de substitution. Le phénomène se produit le plus souvent dans la zone centrale et s'arrête brusquement au



limites des certaines zones plus acides. Des phénomènes intenses de résorption ont créé de larges franges opacitiques autour de noyaux de cristaux de hornblende. La pâte est microlitique, equigranulaire, imbibée de chlorite.

A l'W de Breaza et au S du sommet Iepure nous remarquons le cratère andésitique de Haneş, dont la forme est très irrégulière.

Les travaux miniers de la Soc. Pyrit ont ouvert ce cratère jusqu'au niveau d'environ 700 m, ce qui nous permet de constater sa forme un peu évasée vers sa surface. Sa terminaison sur le versant septentrional de Valea Turnului, se prolonge en forme de dyke.

Comme conséquence d'une activité métallogénique très intense les roches ont subi une profonde altération hydrothermale.

L'andésite de Haneş est semblable à celui de Breaza.

Dans la région des mines de Fața Băii, nous devons mentionner un très petit culot andésitique situé au milieu du gisement de Fața Băii.

Au N de celui-ci, dans Valea Țiganilor et ses affluents, nous avons délimité un cratère d'andésite propylitisé, dont le contour présente une forme très allongée en direction E—W. Les laves de cet appareil volcanique constitue la montagne Grohășele.

Entre Valea Băii et Valea Almașul Mare, se trouve un important centre éruptif andésitique, dont les roches forment le massif de Grohășul (1118 m), Frăsinata (1106 m), Baba (1106 m) et Runcu (1070 m).

Du côté méridional nous avons délimité le cratère de Runcu, avec quelques autres de plus petites dimensions, comme celui de Țuțumanul, Lazuri, Băbuța et Valea Almașului. Les formes des cheminées sont généralement allongées en direction NW—SE. Du côté NW de ce centre éruptif, les rapports sont moins clairs; nous nous sommes bornés à délimiter le cratère de Frăsinata, qui s'étend entre Valea Târniței et Valea Almașul Mare. Par ces volcans est sorti une grande quantité de lave, qui s'est répandue sur une surface assez importante et dont la puissance dépasse, par endroits, 400 m. A l'exception d'une zone située à la partie méridionale et dirigée en direction NE—SW, l'autre partie des roches andésitiques de ce centre éruptif, se présente à l'état assez frais. Du point de vue pétrographique, on a affaire à une andésite amphibolique. Les dimensions des cristaux de hornblende verte dépassent quelquefois 1 cm, mais la plupart ont des dimensions fort variables. Elles ont souvent des contours squelettiques avec une couronne opacitique et l'on observe aussi leur fréquente transformation en variétés fibreuses.

Les plagioclases forment des individus de grandeur variable et c'est ce fait qui imprime à la roche un cachet structural particulier par la formation d'une pâte à grain relativement grossier dont les individus passent graduellement aux phénocristaux. Les plagioclases sont zonés, avec fréquentes récurrences et sont traversés par des réseaux zéolitiques. Des phénomènes



de séricitisation sont moins répandus. La chlorite s'infiltré dans les cristaux par d'innombrables fissures microscopiques.

Au S de Valea Almaşului, sur les flancs de la colline Pogorul (alt. 787 m) et jusqu'à Brădet, nous rencontrons des assises de tufs et de brèches andésitiques, recouvertes par quelques lambeaux de laves. A l'W de Valea Almaşul Mare, nous avons délimité d'abord le cratère de Neagra, qui doit son importance minière à des gisements aurifères remarquablement riches. Bien que ses dimensions ne soient pas trop grandes, sa structure est assez compliquée: comme nous avons pu le constater par l'examen des rapports géologiques dans les travaux miniers de Mina Romana et de Mina Sf. Maria Nouă (Iruga). On y constate que le magma andésitique a pénétré dans les formations du complexe des mélaphyres et les sédiments crétacés, en donnant naissance à de petits laccolites.

Un peu plus à l'W, les culots andésitiques de Muncăceasca et de Dealul Ungurului, présentent des formes elliptiques ou irrégulières, sensiblement allongées en direction NW—SE. Une petite cheminée s'est insinuée, sur le flanc N du Vârful Fericeii, entre les mélaphyres et les conglomérats cénomaniens.

Les laves de ces appareils volcaniques ont été en grande partie érodées; il n'y reste que quelques lambeaux occupant les crêtes des montagnes.

Au S de Neagra, les laves recouvrent des assises de tufs et de brèches andésitiques pareilles à celles que nous avons signalées précédemment à l'W de Breaza. Au N du Dealul Ungurului, les laves andésitiques constituent les collines du Dealul Ludului et Dealul Cutii.

Ce sont des andésites amphiboliques à structure le plus souvent hypocrystalline-porphyrique. Les phénocristaux ont des dimensions fort variables, allant jusqu'à 4—5 mm pour la hornblende. Le plagioclase renferme des nombreuses inclusions vitreuses qui le rend trouble. On rencontre tout aussi bien des variétés dont l'amphibole est une hornblende verte que des variétés contenant de la hornblende brune basaltique, avec des inclusions de plagioclase. La magnétite se trouve en grains isolés, mais parfois elle est abondante, agglomérée en petits nids. La pâte est brune, vitreuse, pigmentée par une poudre de magnétite ou bien se présente comme une masse microlitique de cristaux rectangulaires de plagioclase, pigmentée de chlorite.

A l'extrémité N et NW de cette zone, nous trouvons deux appareils volcaniques.

Le premier, situé sur le flanc septentrional de Valea Ciungilor, est formé par le cratère de Coranda—Mormântul, ayant une forme elliptique allongée en direction NW—SE. Les coulées de lave se sont répandues au N jusqu'à Borzeşti, au S jusque dans Valea Ciungilor et vers l'W jusque dans les environs de l'église de Căinele.

Le second appareil volcanique, situé au S de Valea Ciungilor, est constitué par plusieurs petits culots andésitiques (Valea Sărunii—Runculeţe et Valea



Tisei). Les laves se sont étendues jusque sur le sommet de Tisa et ont constitués la colline de Calul.

La majeure partie des andésites qui constituent les culots est altérée. De même, les tufs andésitiques qui se trouvent dans Valea Tisei, sous les laves de Calul, sont intensivement altérés.

Il nous reste à mentionner, dans cette zone, les trois venues andésitiques de Măgura Poenii. Elles ont été intensivement érodées, de façon que de leur appareil volcanique il ne reste que quelques petits lambeaux de lave sur le flanc méridional de Masa.

En ce qui concerne la constitution pétrographique des roches de cette zone, nous n'avons étudié que des exemplaires assez altérés. Le quartz se présente en larges cristaux corrodés. Le plagioclase est albitisé et l'on observe encore de rares cristaux d'épidote. Les cristaux d'amphibole sont rares. La pâte est trouble, microlitique, en grande partie silicifiée, avec développement des plages irrégulières de quartz. Elle est faiblement pigmentée par des paillettes d'oligiste.

On ne retrouve pas, dans la zone éruptive de Zlatna-Stănița, des éruptions volcaniques correspondant aux andésites de Săcărâmb et aux dacites de Cetraș. De ce fait il résulte une plus grande homogénéité dans la répartition des unités pétrographiques. Ce caractère d'unité est encore accentué par le groupement assez serré de tous les appareils volcaniques ainsi que par leur alignement bien évident.

La zone de Baia de Arieș—Roșia Montană—Vulcoi Corabia. Dans la région Bucium-Baia de Arieș les éruptions volcaniques sont groupées sur un territoire de forme irrégulière. Entre Vulcoi-Corabia et Roșia Montană ce territoire se présente sous forme d'une zone orientée SE—NW, tandis qu'entre Roșia Montană et Baia de Arieș, la direction est SW—NE. Cette disposition résulte de l'influence de la tectonique sur la localisation des centres volcaniques. La troisième phase volcanique y est représentée par les éruptions d'andésites de Barza et du dacite de Cetraș.

Dans la région de Baia de Arieș, il ne s'est conservé de cette phase que deux cratères qui sont visibles dans Valea Lacului. L'un d'eux occupe le flanc gauche de cette vallée, en constituant les collines Vânăț et Afiniș, sur la crête du Dealul Prunilor, s'étendant jusque'au confluent de Valea Lacului avec Valea Tăului. Dans ce cratère est cantonnée la majeure partie des gisements de Baia de Arieș. Il a une structure complexe sur laquelle nous allons revenir à l'occasion de la description de ces gisements.

Une bande de calcaire cristallin, appartenant au massif de Baia Roșie, sépare ce cratère d'un autre, de dimensions plus réduites, qui s'étend en direction NE—SW, entre Dealul Ambru et la crête de Baia Roșie. Sur le flanc SE du cratère, la lave andésitique s'étend jusqu'à la bifurcation



de Valca Tăului où elle est recouverte par les laves dacitiques de cette même phase.

L'andésite habituelle de Valea Lacului est une roche de couleur gris foncé verdâtre. Dans le pâte gris foncé on observe des phénocristaux de feldspath jusqu'à 2 mm de longueur, ou des agrégats de cristaux qui atteignent jusqu'à 1 cm. La hornblende est généralement opacifiée ou chloritisée, et la biotite forme des lames arrondies. Sous le microscope nous avons constaté que la pâte est vitreuse, opacifiée et représente environ 50% de la roche. Par endroit, les pigments de minéraux de fer sont en grande quantité et disposés en bandes orientées. Le plagioclase est une andésine-labrador zonée, à contours arrondis ou broyés. La hornblende est transformée, en majeure partie, en serpentine ou en chlorite, et contient de nombreuses inclusions d'apatite.

Dans Valea Hărmănesei nous avons délimité deux culots d'andésite, dont l'un est situé à l'E de Baia Roșie et l'autre tout près de Colții Caprei.

Dans l'andésite de couleur gris violacé, parfois à nuances rougeâtres, on remarque les phénocristaux de feldspath blanc jaunâtre de dimensions variables. Sous le microscope on voit dans la pâte microlitique, représentant plus de 50% de la roche, le plagioclase fort zoné, dont plusieurs zones sont très riches en inclusions vitreuses. La hornblende est fortement altérée.

A l'E de Roșia Montană les produits volcaniques de cette phase sont cantonnés entre Ruginoasa, Curmătura et Poeni. Les tufs et les brèches tufacées andésitiques, extrêmement altérés par des phénomènes de kaolinisation, de pyritisation et de silicification, reposent sur des sédiments crétacés qui ont souffert une altération hydrothermale parfois assez notable.

Un cratère est situé entre Valea Mușca et Valea Șesei. Dans l'andésite de couleur gris clair, à feldspath coloré, on constate au microscope que la majeure partie de cette roche est constituée par une pâte trouble dont on distingue à peine la structure microcristalline. Le plagioclase zoné est partiellement séricitisé et kaolinisé. Les minéraux colorés sont complètement serpentinisés et séricitisés, et par endroits des plages de chlorite ont envahi la pâte. Mentionnons de nombreux phénocristaux de quartz, à contours arrondis et irréguliers, de dimensions jusqu'à 0,5 mm, ainsi que d'assez fréquents cristaux d'apatite.

Au N de Curmătura se trouve un culot de forme très irrégulière, dont l'andésite est de couleur grise, par endroits bigarrée. Dans la pâte grisâtre apparaissent des cristaux gris verdâtres de feldspath, dont la longueur atteint jusqu'à 6 mm. Les phénocristaux de hornblende, en majeure partie opacifiés et altérés, sont également très grands.

Bien que l'appareil volcanique soit détruit en grande partie, il nous semble que nous nous trouvons en présence d'un cratère complexe, dont la partie centrale est occupée par les assises de brèches andésitiques. Sur les bords de



ce cratère, les laves andésitiques à l'état frais, appartenant à une phase postérieure, recouvrent les roches dont nous venons de nous occuper.

Les éruptions de la troisième phase se sont manifestées d'une manière aussi intense dans la région de Bucium—Vulcoi—Corabia—Boteș.

Le cratère de Vulcoi Corabia est un des mieux conservés; il a une forme allongée en direction NW—SE l'axe principal ayant une longueur d'environ 3 km tandis que l'axe court dépasse un km. La forme du cratère a été mise en évidence par les résultats des travaux miniers que l'on a exécutés jusqu'au niveau de 800 m.

La forme du cratère est extrêmement évasée vers le S, la pente de sa paroi méridionale étant de 30 à 45°. Cette forme est due au pendage presque monoclinale des sédiments crétacés qui constituent les fondements de ce volcan.

Le centre du volcan est situé à l'W de la colline La Tău. Nous y avons délimité une cheminée, qui occupe la colline de Ulmul et une partie du Dealul Arama. Les laves se sont épanchées sur tous les côtés du cratère, comme par exemple sur la colline de Citera, sur la colline de Slăvășoia, ainsi que du côté de Valea Poenii, où la masse compacte des laves andésitiques atteint une puissance de plus de 200 m. Il est probable que les laves qui apparaissent sur Dâmbul Florii, à une distance de presque 5 km à l'E de Vulcoi Corabia, ont été produites par ce volcan. D'ailleurs l'altitude de 1000 m de ces laves correspond à peu près à celle laves de Slăvășoia.

Au point de vue pétrographique, les roches produites par le volcan de Corabia, présentent de petites différences. Du côté oriental l'andésite a une couleur gris foncé tirant sur le brun verdâtre. La pâte vitreuse faiblement micricristalline représente plus de 50% de la roche. Les phénocristaux de plagioclases, fortement zonés, sont très souvent fragmentés ou présentent des contours arrondis. La hornblende verte fortement pléochroïque a des contours irréguliers, marqués par des zones d'opacité.

Au S de Vulcoi Corabia, dans les vallées Iadul et Pietrii, nous avons identifié trois culots d'andésite, dont le plus important est celui qui constitue le mamelon de Chicera. A l'W de Valea Pietrii un autre culot d'andésite, altérée à la surface, a une largeur de quelques centaines de mètres tandis que dans la galerie transversale de Boteș il est traversé sur une largeur d'environ 50 m. Dans Valea Slatinii, dans les sédiments sénoniens, se trouve un dyke d'andésite altérée d'environ 5 m de puissance.

Un petit cratère situé un peu plus au S est formé par de l'andésite fraîche. La pâte est vitreuse, pigmentée et englobe de petits phénocristaux de plagioclases faiblement zonés qui ne dépassent pas 0,5 mm. L'élément fémique est représenté par l'hyperstène à peine polychroïque et par de rares cristaux de hornblende brune.

Les éruptions de dacites de cette troisième phase ne sont connues que dans les environs de Baia de Arieș. Un volcan assez important se trouve dans



la partie supérieure de Valea Lacului. Nous y avons délimité un cratère de dimensions assez importantes, rempli par du matériel volcanique dont la majeure partie a une structure bréchiforme. La cheminée paraît être située au SW de Colții Lazarului. Le dacite de ce cratère est une roche dont la pâte a une couleur gris jaunâtre et une structure microcristalline.

Les phénocristaux de plagioclase ont des dimensions variant entre 2 et 4 mm, par endroits groupés en amas. La biotite se présente en deux générations de cristaux dont les uns sous 0,5 mm et les autres atteignant jusqu'à 4 mm. Les baguettes de hornblende noire sont assez rares. Le quartz se présente sous forme de cristaux à contours arrondis ou irréguliers dont le diamètre varie entre 2 et 3 mm. Dans les zones d'altération, la roche prend une couleur verdâtre.

Un autre cratère dacitique, constitue le massif de Poenița, dont le sommet est le point le plus haut de la région (alt. 1437 m). L'appareil volcanique a été plus entamé par l'érosion du côté de Valea Hărmăneasa, où son contour est ouvert jusqu'à l'altitude de 1100 m tandis que du côté de Măzărutul, la limite actuelle se trouve à 1400 m. Les laves se sont répandues vers le SW jusqu'aux sources de Valea Poeniții.

Du point de vue pétrographique nous distinguons deux types de dacite. Du côté N le dacite a une couleur gris foncé à phénocristaux de feldspath de 1—5 mm et à rares cristaux de biotite. Les cristaux de quartz de 2—3 mm ont le contour arrondi ou irrégulier.

Un dacite identique constitue le petit lambeau de laves qui forment le sommet de Colții Cioranului.

Du côté méridional de Poenița, la pâte de la roche a une couleur gris bleuâtre et englobe de nombreux cristaux de feldspath, dont la longueur dépasse généralement 5 mm. Les cristaux de quartz, de diamètre entre 4 et 6 mm, sont assez sporadiques et ont une couleur brunâtre ou violacée. L'élément coloré est représenté en égale proportion par la biotite et la hornblende.

Il nous reste encore à mentionner un petit culot de dacite qui forme le mamelon de Bulzu à Sartoș.

La majeure partie des roches dacitiques que nous venons de décrire se présentent à l'état frais tandis que les andésites de la même phase sont généralement très altérées. Nous rappelons que les éruptions de dacite du cratère de Valea Lacului recouvrent les andésites, ce qui met en évidence leur rapport de succession.

e) QUATRIÈME PHASE VOLCANIQUE

Les dépôts pliocènes de Roșia Montană contiennent, surtout vers la partie supérieure, des couches de tuf et de brèches tufacées andésitiques, et sont recouverts par d'importantes assises de coulées d'andésite à l'état frais.



Dans la même position stratigraphique se trouvent quelques éruptions de basalte. Ainsi nous avons été conduits à séparer, à la fin du cycle éruptif tertiaire, une quatrième phase volcanique, dont le développement et l'importance sont d'ailleurs très réduits. Dans la région de Roşia Montană, nous avons attribué à cette phase les éruptions du volcan de Rotunda et de celui de Poeni. Les deux cratères ont des dimensions assez petites, mais les volcanites correspondantes se sont répandues sur une surface assez importante, jusqu'à Brădicel, Vârtop et Vârşi. Les premières formations qui ont pris naissance, sont les tufs et les brèches intercalés dans les dépôts pliocènes, comme nous l'avons montré dans le chapitre respectif. Le niveau occupé par ces formations correspond approximativement à l'altitude de 900 m. La puissance de cet ensemble est d'environ 100 m. Il a été recouvert par de puissantes assises de laves andésitiques, dont le niveau actuel correspond à l'altitude de 1000 m. Il est probable que ces coulées ont recouvert tout le bassin de Roşia Montană. Aujourd'hui il n'en est resté que des lambeaux isolés, constituant les collines Coltăul, Vârşii Mari, Ghipele, Dealul Tilei, Hebatul, Sulite, Gherghelul, Citerale et Curmătura. Dans le bassin de Roşia Montană il n'est resté que quelques blocs d'andésite, comme par exemple Piatra Despicată et les blocs de Găuri.

Nous attribuons à cette éruption les petits lambeaux que l'on rencontre sur le flanc oriental du Dealul Citerilor sur le territoire du hameau de Cristeu.

Un autre centre d'éruption se trouve entre Geamăna et Grâu Bun. Quoique le cratère a des dimensions relativement réduites, les assises de volcanites qu'il a produites sont répandues jusqu'à Păltiniş, Hărăguş et Geamăna; il en reste des lambeaux constituant les sommets de ces collines.

La base de ces formations est toujours constituée par une alternance de sables et de graviers, avec des tufs et des brèches andésitiques, tandis que la partie supérieure est représentée par des coulées de laves andésitiques, d'une puissance de plus de 100 m.

Mentionnons enfin, plus au N, les deux petits culots andésitiques de Surligata, avec quelques lambeaux de laves, qui s'étendent jusque sur les collines de Măzărutul et Poartăş, au niveau de 1300 m. L'andésite de Surligata contient plus de 50% de pâte de couleur gris bleuâtre, dans laquelle on voit des phénocristaux de plagioclase (andésine), jusqu'à 3—4 cm de longueur, ainsi que des baguettes de hornblende noire.

La couleur de l'andésite de Geamăna est variée: gris bleuâtre, brunâtre et même rougeâtre. La pâte est formée de microlites de plagioclase et par des cristaux aciculaires de pyroxène rhombique, pigmentée avec de la magnétite. En dehors des phénocristaux de feldspath on voit encore de rares lames de biotite.

En ce qui concerne les éruptions de basalte, on ne trouve actuellement que deux culots de dimensions très réduites, constituant les sommets de



Detunata Goală et de Detunata Flocoasă. Il est intéressant de remarquer que nous n'avons rencontré des basaltes dans aucun dépôt sédimentaire ou pyroclastique de la région. Du point de vue pétrographique, les basaltes de Detunata se présentent avec l'aspect caractéristique.

Dans la zone de Zlatna—Stănița, il n'y a pas de manifestation appartenant à la quatrième phase volcanique.

Entre Săcărâmb et Brad nous avons attribué à cette phase quelques éruptions d'andésites dont l'âge est postérieur au dacite de Cetrașul.

Mentionnons d'abord le petit cratère de Zămbrița (alt. 712 m), constitué par une andésite compacte de couleur gris foncé.

Dans une pâte trichitique, constituée en majeure partie par des microlites aciculaires de feldspath, naissent des phénocristaux prismatiques de hornblende vert brun souvent en association de macles. Le quartz, en individus arrondis, est entouré d'une couronne de cristaux microlitiques de diopside à structure radiale, noyés dans une pâte chloriteuse. Le feldspath n'est pas développé en phénocristaux. La chlorite est abondante souvent en masses fibreuses, en gerbes ou en plages irrégulières.

Un échantillon prélevé par nous dans le massif de Zămbrița, a été analysé par M-me E. ZAMFIRESCU avec les résultats suivants :

SiO ₂	56,78 %
Al ₂ O ₃	14,03 %
Fe ₂ O ₃	7,99 %
FeO	1,41 %
MnO	0,28 %
CaO	7,87 %
MgO	2,59 %
Na ₂ O	3,52 %
K ₂ O	2,67 %
TiO ₂	0,91 %
P ₂ O	0,35 %
CO ₂	0,23 %
S	0,08 %
H ₂ O	1,29 %
Total	100,00
P. sp. =	2,40

La roche correspond à un magma dioritique-lampro-dioritique.

Nous devons attribuer encore à cette phase plusieurs filons et dykes d'andésites du même type, rencontrés dans la région de Săcărâmb au S de Dealul Bulii, dans Valea Rea à Hărtăgani et dans le massif dacitique de Știrba (un filon d'un mètre de puissance).

Les andésites de ce filon présentent une structure fluidale, à microlites bacilliforme orientés, qui englobent des phénocristaux de plagioclase, de biotite, d'augite et de quartz.



Il nous reste à décrire les formations éruptives de la région de Târnavă-Sârbi et Gurasada, que nous attribuons à cette phase volcanique.

L'andésite constitue une couche assez uniforme, dépassant, par endroits, 100 m de puissance, qui s'est épanchée sur une surface assez plane, en recouvrant les sédiments crétacés et tertiaires. Intercalées dans ces coulées de lave, se trouvent quelques couches de tufs et de brèches tufacées, ces dernières contenant des blocs, plus ou moins arrondis, de basalte. Nous n'avons pas pu identifier les cratères qui ont donné naissance à ces andésites et il est probable qu'ils sont cachés sous les formations pyroclastiques. L'andésite de cet endroit est une roche de couleur gris foncé, à phénocristaux de feldspath et de hornblende, de plus de 10 mm de longueur.

Le basalte est représenté par deux lambeaux de lave constituant les mamelons de Măgura Bretiei et Măgura Sârbilor. La puissance de ces coulées dépasse 150 m. Le reste d'un petit culot de basalte est ouvert dans la carrière située en bordure de la chaussée, entre Lesnic et Săcămaș, mais il est probable que les dépôts alluvionnaires de la vallée de Mureș cachent encore d'autres.

Les basaltes ont une couleur gris ou gris foncé, faiblement verdâtre. La pâte représente plus de 60% de la roche et a une structure vitreuse faiblement microlitique. Le plagioclase très basique, faiblement zoné participe dans la masse de la roche avec plus de 25 %.

Le basalte de Măgura Sârbului montre de rares phénocristaux idiomorphes d'augite et des masses d'opacité à contour en losange dans une pâte hypocristalline fluidale, formée essentiellement de microlites bacillaires de plagioclase, associés à une multitude de cristaux d'augite.

f) CONCLUSIONS

La première phase volcanique a été assez longue; elle a continué pendant tout le cycle de sédimentation de l'horizon des Conglomérats de Fața Băii. Les produits de cette phase indiquent une différenciation magmatique assez avancée.

Les premières roches sont des andésites comprenant, en majeure partie, des andésites à amphibole (région de Valea Ampoiului, Cănel, Gliganul), ou à amphiboles et biotite (Tomnatec), une partie assez importante d'andésites quartzifère (Măgura Băii, Pleașa, Ursoiul) et plus rarement des andésites à amphibole et pyroxène ou à pyroxène (Teiușul).

Les éruptions de rhyolites se sont superposées, en partie, à celles d'andésites, mais ont dominé la fin de cette phase. Ces roches sont relativement basiques vu que les plagioclases sont assez fréquents; par endroits, prédomine la sanidine.

Quant à l'altération hydrothermale des produits de cette première phase, nous constatons qu'elle présente une grande intensité dans les zones des



autres éruptions qui lui ont succédées. Par contre en dehors de ces zones, l'altération est réduite (Brădet, Nădăjdia, Fața Băii, Gliganul), ou manque complètement (Tomantec, Vulcan, Grohășele).

La seconde phase volcanique a eu une durée assez limitée. La quantité de matériel qui a pris naissance pendant cette phase se réduit à quelques petits lambeaux dans la zone de Brad—Săcărâmb, d'Almașul Mare—Zlatna et de Frasin—Vulcoi—Corabia. Du point de vue pétrographique, elle a donné naissance à des brèches tuffacées d'explosion, des tufs, des laves et des culots. Les tufs se sont répandus et intercalés dans les dépôts sédimentaires des bassins tertiaires de Baia de Criș—Săcărâmb et Almașul Mare—Zlatna, juste à la base de l'horizon sarmatien.

Les dacites de la zone Roșia Montană—Vulcoi Corabia sont plus riches en SiO_2 , K_2O et Na_2 que ceux de la zone Brad—Săcărâmb, qui contiennent plus de CaO et MgO . Dans les deux zones les dacites se présentent assez altérés.

Ainsi qu'il en résulte de ce que nous venons de dire, la troisième phase volcanique du cycle éffusif néogène est la plus importante, tant par l'étendue de ses manifestations que par l'énorme masse de roches à laquelle elle a donné naissance.

Les éruptions ont commencé, vers la fin du Sarmatien, par la formation de volcans du type volcanien. Le commencement en est marqué par des explosions très puissantes qui ont projeté d'énormes masses de cinérite et de brèches tuffacées répandues presque partout dans la région. Les coulées de laves se caractérisent souvent par une viscosité marquée. Les assises de lave alternant avec des bancs de tuf et de brèches ont formé des strato-volcans dont on peut en reconnaître une partie. Les cratères ont en général des dimensions assez importantes et une structure compliquée par l'existence de nombreuses cheminées.

Ces volcans ont donné naissance à des andésites, de types assez différents, dont la majeure partie sont des andésites quartzifères. Un autre caractère général de ces roches est l'intense altération hydrothermale qu'elles ont subie, ce qui indique la grande richesse en éléments volatils du magma qui leur a donné naissance.

Une partie des andésites est assez acide et contient, en dehors du quartz, une proportion plus ou moins notable de biotite. Ceci nous a déterminé de les délimiter par groupes en les dénommant : andésites de Săcărâmb—Porcurea. C'est une dérogation à notre système de classification, à base purement stratigraphique, puisque nous n'avons établi aucune différence d'âge entre les andésites de Săcărâmb—Porcurea et celles de Barza, auxquelles nous attribuons toutes les andésites de cette troisième phase.

Les éruptions de dacite de Cetrașul, qui ont succédé à celles précédemment décrites, représentent un type tout à fait différent; la majeure partie des vol-

cans de dacite se rattachent au type péleén. Ces volcans ont éjecté de faibles quantités de cinérite, et leurs brèches et coulées de laves se sont répandues sur des surfaces généralement limitées. Nous devons noter leur tendance souvent manifeste de former des colonnes et des pythons.

La majeure partie du dacite se présente à l'état frais, ce qui prouve la pauvreté en éléments volatils du magma.

Nous devons d'ailleurs remarquer que l'action des éléments minéralisateurs, très intense pendant la période post-volcanique des andésites, et beaucoup moins accentuée dans les roches dacitiques.

Quant à la distribution des roches de cette troisième série volcanique, nous avons montré que les andésites sont de beaucoup les plus importantes et les plus répandues, tandis que les dacites n'occupent que des surfaces plus réduites seulement dans la zone de Săcărâmb—Brad et dans la région de Baia de Arieș.

La quatrième phase volcanique ne s'est manifestée qu'aux extrémités du coin NE et du coin SW de la région. Il faut ajouter un petit culot et quelques filons dans la zone de Săcărâmb—Brad. Ces éruptions ont eu un petit développement par rapport aux manifestations des autres phases. Elles se caractérisent par des coulées de laves fluides, ce qui les rattache au type volcanique hawaïen.

Les roches de cette phase, sont caractérisées par l'absence complète d'altération hydrothermale, ce qui étend l'observation faite dans le chapitre précédent, que les altérations postvolcaniques ont cessé avec la fin de la troisième phase volcanique.

En envisageant la totalité des éruptions du cycle effusif néogène, on constate que, les roches de cette phase appartiennent en général aux types neutre-basiques.

F) LA TECTONIQUE

Les Monts Métallifères font partie, comme nous l'avons déjà observé, des Monts Apuseni. Il est important de rappeler que les Monts Apuseni occupent une position centrale dans l'ouverture interne de l'Arc carpatique.

L'évolution géologique des Monts Apuseni est intimement liée à celle des Carpates et la position particulière qu'ils occupent dans l'ouverture interne de la courbure des Carpates leur a octroyé un rôle très important.

KOBER (55) attribue aux Monts Apuseni un caractère d'Interride tandis que MRAZEC pense « qu'il est possible qu'on ait affaire à une forme tectonique intermédiaire, un terme de transition tectonique entre une Interride plus ou moins disloquée et un premier commencement ou essai de surplissement ».

Au centre des Monts Apuseni on distingue les Monts de Gilău, constitués par des roches métamorphiques. Ils représentent une masse du fon-



dement de grande résistance, renforcée par des noyaux de granite, ce qui leur a imprimé pendant l'orogénèse alpine le rôle d'un boudoir fort bien enraciné.

Les Monts du Mureş, se trouvant au S des Monts de Gilău, représentent un orogène alpin et constituent une unité géologique, bien individualisée tant au point de vue stratigraphique que tectonique (8). C'est une fosse à caractère géosynclinal, limitée au N par les massifs cristallins de Gilău et de Codru—Drocea, au S par le massif cristallin de Poiana Ruscă et ces prolongements NE (petit îlot cristallin de la rive droite du Mureş, entre Deva et Geoagiu) et par le soubassement du Bassin de Transylvanie.

Dans les Monts du Mureş on peut distinguer trois subdivisions, à savoir : les Monts de Trascău, les Monts Métallifères et les Monts de Drocea.

L'évolution géologique des Monts Métallifères coïncide avec celle de la Fosse du Mureş jusque dans le Tertiaire, où leur évolution se sépare et se différencie.

Historique. Avant d'exposer nos conclusions sur la tectonique de cette région, nous devons rappeler, en quelques mots, les opinions qui ont été émises par d'autres auteurs.

Il faut mentionner d'abord les conclusions de POŠEPNY (89), un des premiers qui a émis des idées générales sur la structure de cette région. Cet auteur admettait une suite de continuité entre les terrains cristallins de Baia de Arieş et de Şoimuş et entre ceux de Trascău et de Vărmaga. Pour cet auteur, la présence des calcaires cristallins serait un caractère commun, indiquant qu'ils dérivent de la même formation « bastournique » (basturnische Formation), à laquelle appartiendrait également le cristallin de Rodna. Il observe que les dépôts jurassiques se distribuent, dans la région, sous forme de traînées plus ou moins continues, comme par exemple dans la partie septentrionale. Dans la partie méridionale, les massifs de calcaire jurassique forment des complexes plus importants.

La majeure partie du grès carpatique est considérée comme crétacée; du même âge que les couches de Gosau, quoiqu'il ait trouvé dans ces roches des Nummulites (?) et des Fucoides.

Il considère ensuite, les bassins tertiaires remplis par des sédiments de couleur prédominante rouge. L'éruptif récent est développé dans l'aire d'un triangle dont les sommets sont : Baia de Arieş, Hălmăgiu et Săcărâmb.

POŠEPNY admet l'existence de quatre groupes de failles, le long desquelles auraient eu lieu des effondrements en gradins et les extrusions de matériel volcanique.

Des effondrements plus importants auraient eu lieu autour des centres d'éruption, donnant naissance à des dépressions colmatées par le matériel clastique dérivant des environs.

Ces idées ont été longtemps admises et développées par de nombreux auteurs, parmi lesquels nous citons M. PÁLFI (74). Cet auteur admet que

pendant le Tertiaire la région des Monts Métallifères a été le théâtre de grands changements tectoniques. Les plus importants auraient eu lieu entre le Méditerranéen inférieur et le Méditerranéen supérieur. Il s'est produit alors des effondrements suivant deux directions principales. Les effondrements de direction NW—SE jusqu'à NWN—SES ont donné naissance à des bassins de sédimentation, comme par exemple les bassins de Brad—Săcărâmb, Almaşul Mare—Zlatna et Roşia Montană—Bucium. L'autre direction des failles est à peu près perpendiculaire, comme par exemple celle qui s'étend de Criştior jusqu'à Baia de Arieş. Ces accidents tectoniques, constituant un réseau, ont joué un important rôle dans la mise en place des filons métallifères. En même temps PÁLFY observe que les traînées de roches volcaniques s'alignent en direction NW—SE.

A la suite de recherches géologiques entreprises dans les Monts de Trăscău, particulièrement sur la position des calcaires jurassiques, le problème tectonique des Monts Métallifères a été vu sous un autre aspect.

L. v. LÓCZI (58), dans un intéressant essai de synthèse paru en 1918, a conçu l'existence d'un géosynclinal des Monts Métallifères, limité au S par les monts de Cujir et le massif de Poiana Ruscă et au N par les Monts de Drocea, les Monts du Bihor et les Monts du Gilău. Les géosynclinal ainsi défini s'étend sur une distance d'environ 150 km, de Lippa jusque dans les environs de Cluj, avec une largeur d'environ 50 km. Le géosynclinal ne contiendrait pas de dépôts plus récents que le Crétacé supérieur. Parmi les formations qui remplissent ce géosynclinal l'auteur remarque des tuffites, des radiolarites et des dépôts de Flysch. L'éruptif ancien, formé par des diabases, des gabbros et des porphyrites à augite, pénétrés par des apophyses de porphyre quartzifère et de granit, constitue une bande axiale symétrique.

Parmi les sédiments crétacés il remarque des intercalations de minces couches de brèches à calcaire jurassique et tuffites. Par endroits se trouvent de grandes assises de conglomérats à gros blocs de calcaire jurassique, de diabase, de porphyrite à augite et de porphyre quartzifère, dont le ciment est constitué par un tuf calcaire. Cette formation paraît être le produit des éruptions de cinérite des volcans posthumes. (?)

Toutes ces formations ont une position discordante par rapport à l'éruptif ancien qui constitue l'axe du géosynclinal. A plusieurs endroits, des massifs de calcaire jurassique sont intercalés dans cet ensemble. De même, des blocs de brèche grossière sont restés sous forme de lambeaux. L'auteur explique la position tectonique de ces lambeaux de brèche et de calcaire jurassique par des phénomènes de cisaillement dus aux surplissements, de façon que ces blocs sont arrivés à chevaucher le Flysch. M. v. PÁLFY avait déjà montré comment les massifs de calcaires jurassiques ont été déracinés et ont constitué les lambeaux de Pietra Bulzului, Strâmba, Vulcan et Brădişor. Dans les environs de ces lambeaux on trouve des diabases qui peuvent être considérées



comme des intrusions dans le Flysch, mais aussi comme des lambeaux appartenant à l'éruptif ancien qui a été déraciné et surplissé simultanément avec le calcaire jurassique.

Le problème des couches de Gosau est considéré par l'auteur comme insuffisamment éclairci. Ces couches sont généralement peu plissées par rapport aux dépôts du Crétacé inférieur; ce dernier chevauche, par endroits, de même que les phyllites, sur les couches de Gosau. Dans la zone géosynclinale, les dépôts du Crétacé supérieur doivent être associés à ceux du Crétacé inférieur.

En résumé, L. v. LÓCZY considère que le géosynclinal des Monts Métallifères présente une symétrie très accentuée.

A partir de l'Éocène il y a eu lieu une exondation générale. C'est seulement dans le Néogène récent, qu'à la suite des effondrements de direction NW—SE, les eaux de la mer méditerranéenne ont envahi certains bassins. En relation avec ces effondrements il s'est produit des éruptions d'andésite, de dacite, etc. Toutes les failles présentent une symétrie radiale par rapport aux dépressions.

G. MACOVEI et I. ATANASIU (60), ont publié récemment, une esquisse tectonique des Monts du Mureş, unité géologique qui correspond à peu près au géosynclinal des Monts Métallifères de L. v. LÓCZY. Cette unité est considérée comme un orogène à déversement bilatéral. Cette conception tient compte de tous les résultats des études de ces auteurs ainsi que de tous les faits connus jusqu'alors; elle correspond assez bien aux grandes lignes de la structure de cette région.

Le modelage de ce géosynclinal serait dû aux puissants plissements géotiques (mésocrétacés). De l'examen de l'esquisse tectonique publiée, il résulte que le fondement précretacé (le cristallin, les roches éffusives basiques et les calcaires jurassiques) est plissé d'une façon concordante avec le Crétacé inférieur. La direction de plissement est axiale dans la majeure partie du géosynclinal, à l'exception de la région située entre Strâmba—Curechiu—Zlatna et Baia de Arieş, où les auteurs ont reconnu des déviations forts importantes, que nous allons expliquer par la suite. Sur les deux bords du géosynclinal, on trouve des lignes tectoniques, qui nous indiquent le chevauchement bilatéral du Crétacé inférieur sur des formations plus récentes.

Mentionnons dans ce groupe d'hypothèses les idées de P. ROZLOZNIK, énoncées dans un récent travail paru en 1936 (97). Cet auteur distingue dans les Monts Apuseni, pendant le Mésozoïque, deux géosynclinaux, sans liaison marine entre eux, à savoir, le géosynclinal de Bihor, parallèle à celui des Carpates Orientales et le géosynclinal de Turda—Lippa parallèle à celui des Carpates méridionales. Le géosynclinal de Bihor a été plissé par des forces dirigées NE—SW, tandis que dans celui de Turda—Lippa les pressions ont été exercitées par des forces venant du S et SW. A cause de la grande résistance



du massif granitique de Gilău, les plis de la partie orientale du géosynclinal ont une direction NE—SW, tandis que dans la partie centrale et occidentale ils sont orientés E W.

La poussée a été très forte et a produit le déplacement vers le N du fondement des porphyrites et diabases ainsi que des calcaires malmiens qui vers l'W ont donné naissance à une zone de klippes.

La phase orogénique prend fin avec la mise en place des granodiorites, jalonnées suivant une direction transversale par rapport aux unités tectoniques (étant en relation avec des dislocations de torsion, d'après la conception de E. SUSS).

Une autre série d'hypothèses sur la tectonique des Monts Métallifères est caractérisée par la conception d'une structure en nappes.

Mentionnons d'abord les travaux de L. KOBER (55), qui considère que la zone Turda—Lippa se trouve en bordure des «Zwischengebirge» et représente, comme la zone Bosniaque à schistes et hornstein, le faciès abyssal du Mésozoïque, le correspondant des Abissises sur la partie interne de la branche alpinodinarique de l'orogène. C'est dans cette région que se trouverait la racine de la nappe supérieure des Carpates Orientales, dont la structure est celle des centralides internes, se caractérisant par des klippes d'âge anté-gosau.

D'après I. P. VOITEȘTI, (87) les Monts Métallifères font partie de la Nappe transylvaine qui chevauche des restes de la Nappe bucovinienne. Sous cette dernière apparaît la Nappe gétique des Monts Gilău, divisée en une série d'écailles.

Dans le même ordre d'idées, M. ILIE (33) admet l'existence d'une nappe de deuxième ordre, d'âge mésocrétacé, dont la région de décollage se trouve fort probablement dans les massifs de Bihor—Muntele Mare. L'âge de cette nappe est compris entre le dernier étage entraîné par le charriage, l'Aptien, et la première série transgressive des conglomérats cénomaniens. Le calcaire tithonique, décollé du massif central de Muntele Mare, aurait arraché par adhérence du gisement initial, des lames ophiolitiques et les aurait entraîné dans une zone de rabotage s'étendant entre Ighiu—Ampoita—Feneș et Vultori. La nappe s'est décollée de façon que le paquet des couches permienues et triasiques est resté sur place et que c'est seulement le calcaire tithonique qui a constitué la nappe. L'autochtone est formé en majeure partie par le Crétacé inférieur et les ophiolites triasiques.

Les rapports entre la nappe et l'autochtone indiquent la reprise ultérieure des mouvements tectoniques, ce qui a profondément influencé le calcaire jurassique. Le déversement vers le N a été causé par l'appel du vide déterminé par la zone d'effondrement Abrud—Zlatna. L'érosion a détruit la nappe jusqu'à la base, de façon qu'il n'en est resté dans les Monts Métallifères, que des lambeaux perchés sur les crêtes.



Par endroits, la nappe est couverte par des conglomérats cénomaniens.

L'auteur considère que cette nappe se continue sous le bassin central de Transylvanie, jusque dans les Carpates Orientales.

Les lames d'ophiolites sont généralement mieux développées sur les crêtes et représentent des lambeaux arrachés et transportés sur le dos du Flysch. L'entassement de ces lames, arrachées au massif axial des Monts Trascău et entraînées par la masse calcaire dans le mouvement de charriage, constituent la zone de rabotage entre Ighiu et Zlatna. L'intercalation de cette brèche dans le complexe schisto-gréseux de l'Aptien n'est qu'en apparence.

Cette région constitue une unité tectonique méso-crétacée, tandis que les plissements post-sénoniens ont un développement très limité et jouent un rôle tout à fait subordonné.

En ce qui concerne la tectonique des bassins miocènes, l'auteur considère que leur effondrement est contemporain à celui du Bassin de Transylvanie.

La formation des bassins tertiaires des Monts Apuseni aurait été influencée par l'existence d'une dépression d'âge crétacé, dont la zone de profondeur maxima s'étendait de Zlatna vers Abrud. L'effondrement aurait commencé à la fin du Paléogène et a continué durant la sédimentation du Méditerranéen. L'auteur distingue plusieurs systèmes de failles. Celles de direction NW-SE constitue les limites des bassins et ont une origine profonde. Parmi les failles de direction E-W l'auteur indique celle de Valea Mare à Nădăjdia et une autre de Stănița à Trâmboe. Dans les bassins plus larges, la structure devient très compliquée par l'existence des faisceaux de failles orthogonales.

En conclusion les bassins tertiaires des Monts Métallifères auraient pris naissance dans la phase de détente qui a suivi les plissements crétacés. Les roches volcaniques auraient utilisé les fissures des zones de faible résistance.

Il nous reste à mentionner quelques études concernant les régions avoisinantes en étroite relation avec celles dont nous nous occupons.

J. GERMAN (3) a étudié la tectonique de la région comprise entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului, où il a établi trois types de rapports entre le Flysch et les lambeaux de calcaire tithonique, à savoir :

a) Des rapports de chevauchement, le Crétacé se trouvant à la base, avec une structure périssynclinale.

b) Des rapports confus, les lambeaux de calcaire étant enracinés dans le Flysch.

c) Des rapports qui nous font douter de l'existence d'une nappe de charriage. On constate notamment que les lambeaux de calcaire sont enracinés et donnent l'impression de percer d'une façon diapire les roches crétacées, comme par exemple à Pietrele Ceții, Piatra Șeasă, Piatra Sicuiată, etc. Tous ces massifs de calcaire font partie d'une écaille chevauchant vers l'E sur l'Aptien et étant couverte par la même formation vers l'E.



L'auteur remarque également des chevauchements post-crétacés. Toutes les constatations et les profils diffèrent essentiellement de ceux décrits par M. ILIE.

Au N de la région, D. GIUȘCĂ (12), a étudié le bassin supérieur de l'Arieș, et précisé la structure de cette région déjà esquissée par ROZLOZSNIK. Il sépare une série d'écaillés et de nappes-écaillés, disposées en éventail, par endroits déversés vers le NE avec des déplacements importants. Les lignes de dislocation dominantes dans la structure de la région sont dirigées NW—SE et sont jalonnées par des roches éruptives variées (granodiorites, rhyolites et andésites), ainsi que par une intense altération hydrothermale des roches permocarbonyères chevauchées par le cristallin.

Dans ce qui précède nous nous sommes bornés à exposer d'une façon assez fidèle les idées exprimées par les géologues qui ont étudié cette région. Quelques-unes des idées mentionnées prouvent une intuition assez juste, en ligne générale, de la structure de ce territoire.

Mais il est évident que le manque de levées géologiques suffisamment détaillées a été une importante difficulté dans l'interprétation de l'évolution de la structure. C'est cette lacune que notre carte en a pour but de combler.

A la lumière des observations recueillies pendant ce travail, nous ne pouvons être d'accord avec les auteurs qui ont attribué à cette région une structure en nappes de charriage. Certaines de ces hypothèses manquent de tout argument d'ordre stratigraphique et représentent un simple essai de chercher dans la région des Monts Apuseni une explication ou une base pour éclaircir la structure des Carpates. Des idées de M. ILIE sont basées sur une interprétation particulière de la position des lambeaux de calcaire jurassique. Nous avons déjà montré que certaines positions plus ou moins anormales de ces calcaires jurassiques, trouvent une explication naturelle dans la constatation de l'existence des phénomènes de surplissement, qui ont accentué le déplacement et le renversement d'une structure en écaillés, phénomène pareil à ceux que D. GIUȘCĂ a constaté dans la même zone, un peu plus au N. La grande majorité de ces lambeaux de calcaire repose sur leur fondement primitif, constitué par le complexe des mélaphyres et on peut suivre facilement la transition de la position normale jusqu'à des positions extrêmes de quelques lambeaux, d'ailleurs en nombre très limité, reposant sur le Flysch (pag. 208).

Le reste de ces lambeaux sont enracinés et ne représentent que des lames venant de la profondeur et pénétrant d'une façon diapire la couverture crétacée. A ce point de vue nous sommes parfaitement d'accord avec les conclusions de J. GERMAN.

J. GERMAN a montré que ce que M. ILIE prend pour la partie frontale d'une nappe pincée par un mouvement du haut en bas dans le Flysch crétacé, ne sont que des écaillés de calcaire jurassique, parfaitement enracinées ou simplement dérangées par des phénomènes de surplissement. Ce qui



a contribué également à déterminer l'interprétation si compliquée de M. ILIE est l'existence de puissantes intercalations de laves de diabase et de brèches tufacées, à gros blocs arrondis, dans l'Aptien, que nous avons décrites en 1934 et qui ont été considérées par FERENCZI et M. ILIE comme une brèche tectonique. Ces masses de lave et de tuf bréchiforme aptiens, plus ou moins disloquées, ont été prises pour des brèche de rabotage, en position anormale par rapport au Flysch créacé.

Nos conclusions sont basées sur les données de détail recueillies uniformément dans toute la région ainsi que sur des recherches minutieuses dans les zones avoisinantes.

Nous avons déjà exposé, en 1934 (9) et en 1935 (8) l'essentiel de nos idées concernant la structure et l'évolution géologique de la région des Monts Métallifères. Nos levées stratigraphiques détaillées nous ont permis de suivre de près l'évolution géologique de cette région et d'arriver à des conclusions qui s'intègrent d'une façon satisfaisante dans le cadre des connaissances actuelles sur la structure des territoires carpatiques.

a) TECTONIQUE ANCIENNE

Comme nous l'avons remarqué à plusieurs reprises, les Monts Métallifères constituent une sous-unité du Géosynclinal du Mureş, tel qu'il a été décrit par G. MACOVEI, I. ATANASIU et L. LÓCZY.

L'histoire géologique de la région avant la phase alpine nous est peu connue. Nous avons mentionné que les roches paracristallines qui affleurent sur le flanc N du Mureş, composées de calcaires cristallins, de sernifites et de phyllades ont probablement l'âge permo-carbonifère. Nous avons également expliqué les motifs qui nous ont conduit à attribuer l'âge hercynien au massif granitique qui perce le cristallin de Baia de Arieş.

Des terrains permocarbonifères ont été reconnus, pas très loin de la limite septentrionale de la région, dans Valea Arieşului.

Dans l'état actuel de nos connaissances il est impossible de faire des précisions sur les plissements hercyniens dans la région.

b) PLISSEMENTS ALPINS

Dans la phase de calme tectonique qui a suivi au plissement hercynien, probablement pendant le Trias, ont eu lieu des éruptions sous-marines de laves basiques, l'équivalent de celles de Bosnie et du Tyrol.

Plissements jurassiques. La masse des éruptions, que nous avons dénommée Complexe des mélaphyres, s'est comportée pendant les mouvements alpins comme un bloc rigide qui a influencé en forte mesure toute évolution géologique de la région. Les calcaires déposés pendant le Jurassique, en majeure partie de nature récifale, ont constitué des massifs.



Les mouvements tectoniques de la fin du Jurassique ont été de faibles intensité et se sont manifestés par un froncement de faible amplitude. La preuve de ces mouvements est presque générale dans toute la région des Monts Apuseni. Un peu plus au N de la limite du territoire dont nous nous occupons, les calcaires jurassiques ont été exondés, et le régime continental qui s'est établi a donné naissance à des gisements de bauxite. Dans le géosynclinal du Mureş, une partie des calcaires jurassiques ont été complètement érodés, de façon que les sédiments de la base du Crétacé se sont déposés directement sur les formations du complexe des mélaphyres. Les mouvements de la fin du Jurassique correspondent à la phase cimmerienne supérieure de STILLE, connue dans toute la région des Carpates roumaines.

Plissements gétiques. Pendant l'Éocrétacé, la Fosse du Mureş accomplit la fonction caractéristique d'un géosynclinal. Dans l'orogène se sont séparés 3 zones : septentrionale, axiale et méridionale. La zone septentrionale et la zone méridionale, présentent une sédimentation très intense. Nous apprécions la puissance des sédiments éocrétacés à environ 1000 m.

Les plissements qui ont eu lieu correspondent à la phase gétique de G. MACOVEI, approximativement la phase austrienne de STILLE.

Le paroxysme a été accompagné par des extrusions de magmas basaltiques lesquelles, d'après nos observations, se sont manifestées, soit sous forme d'injections, soit comme puissantes intercalations concordantes de laves et de tufs bréchiformes, dans la partie supérieure de l'Aptien.

L'exondation atteint en même temps plusieurs cordillères, dans le voisinage desquelles il se forme un puissant conglomérat polygène à *Orbitolina*, recouvrant ou alternant avec les laves basaltiques.

Tous les dépôts affectés par ces mouvements ont souffert des plissements et des dislocations très intenses. Le résultat des mouvements tectoniques de la phase gétique a été masqué, en majeure partie, par les effets des plissements et des dislocations postsénoniens.

A la lumière de nos recherches et par une interprétation logique de l'ensemble des événements géologiques, nous arrivons aux conclusions suivantes :

Dans le Géosynclinal du Mureş, les plissements gétiques ont eu une direction axiale. Pris entre les machoires des deux grandes unités, les Monts de Gilău au N et la masse cristallophyllienne des Carpates Méridionales au S, le Géosynclinal du Mureş a été serré et plissé. On constate, comme suite à ces mouvements, la naissance d'un géanticlinal, dans la constitution duquel entre surtout les roches du complexe des mélaphyres. En même temps s'est formé une série de cordillères, particulièrement dans la branche septentrionale.

Dans la zone occidentale de la région, l'érosion a détruit une grande partie des éléments qui pouvaient nous permettre la reconstitution de la structure gétique.



Plissements postsénoniens. L'exondation due aux plissements gétiques a été de courte durée. Le régime qui s'est institué ensuite, sur toute l'étendue occupé par les Monts Métallifères, a été celui d'une mer relativement peu profonde avec de grandes apports terrigènes, régime favorable à une intense sédimentation de formations à caractères essentiellement flyschoides. Ces dépôts, que nous avons attribués en majeure partie au Cénomaniens, ont colmaté la plus grande partie de l'aire de sédimentation. Sans pouvoir parler d'un paroxysme tectonique, nous constatons, à la fin du Mésocrétacé, une exondation correspondant à la sédimentation du puissant horizon des Conglomérats de Negrileasa. L'existence de ces mouvements est mise en évidence par une faible discordance. En outre, nous constatons que les dépôts néocrétacés ont une aire de sédimentation beaucoup plus étendue que celle des dépôts mésocrétacés.

Il y a également un notable changement dans les conditions de sédimentation, de façon que le faciès dominant est celui de Gosau.

Par endroits, le Néocrétacé débute avec des dépôts conglomératiques à caractère torrentiel. En échange les dépôts à caractères marins comme par exemple les marnes à *Rosalina linnéi*, sont très rares.

La puissance totale des dépôts néocrétacés dépasse 500 m. Nos recherches ont prouvé que l'extension de ces dépôts est beaucoup plus grande qu'on ne l'a cru jusqu'à présent. On constate notamment que le Néocrétacé est répandu dans presque tous les territoires des Monts Métallifères.

Les premiers dépôts tertiaires identifiables appartiennent, comme nous l'avons montré, au Méditerranéen supérieur.

Entre la fin du Crétacé et le commencement du Méditerranéen supérieur a eu lieu un paroxysme tectonique, dont l'âge ne peut être fixé avec plus de précision et qui est attribué par certains auteurs, à la Phase de Larami. Nous avons déjà exprimé, à d'autres occasions (48) (49), notre impression que ces plissements correspondent aux puissants mouvements de la fin du Paléogène. Il est vrai que nous manquons d'arguments stratigraphiques pour prouver cette affirmation et notre hypothèse reste basée seulement sur des considérations de similitude. En effet les plissements de Larami ont eu dans toute la région carpatique une intensité fort réduite, tandis que les plissements de la fin du Paléogène ont atteint, en échange, une forte intensité. Le style de ces derniers plissements est caractérisé par des surplissements avec déplacements horizontaux importants. Au centre de la Transylvanie ces mouvements ont déterminé l'effondrement du bassin, tandis que dans les Carpates ils ont provoqué des charriages importants.

Dans la région, les plissements post-sénoniens n'ont pas eu une intensité aussi grande que dans les Carpates, mais leur style est caractérisé également par des surplissements et des déplacements horizontaux de faible amplitude. La cause réside dans le mouvement vers le N de la



machoire méridionale, représentée par le bloc cristallophyllien des Carpates Méridionales (planche hors-texte).

La distribution inégale des forces et des résistances a provoqué une profonde dislocation de direction NW—SE, passant par Zlatna—După Piatră—Vulcan—Stâmba et pouvant être suivie, en dehors de cette région, jusqu'à Băița Bihorului. La formation de cette dislocation a du être déterminée, selon notre conception, par l'influence des crêtes anticlinales gétiques, qui se sont comportées comme des contreforts s'appuyant sur le massif des Monts de Gilău. Leur direction NE—SW était presque transversale au mouvement. L'effort de l'avance des Carpates Méridionales vers le N a donc abouti à une rupture de cisaillement le long d'une zone de dislocation de direction NW—SE.

La partie du Géosynclinal du Mureș situé à l'E de cette ligne a souffert un simple surplissement.

Le côté occidental, continuant sa marche vers le N, les forces de surplissement se sont décomposées à cause du boudoir et il est facile de comprendre, que la composante perpendiculaire au plan de dislocation a poussé le bloc occidental vers le NE, vers le boudoir, tandis que la composante le long du plan de dislocation a continué le mouvement vers le N et NW.

En détail les mouvements ont été plus compliqués à cause de l'inomogénéité pétrographiques des formations.

En regardant la carte, nous observons que la crête anticlinale de la chaîne de Trascău avait alors une position parfaitement perpendiculaire au plan de dislocation. Elle était donc en meilleure position pour résister à la poussée et on constate, effectivement, que du côté de Dâmbău où la pression s'est exercée, l'effet a été un écrasement très intense, accompagné par des phénomènes d'empilage et de courts déplacements vers le NW. Les massifs de calcaire jurassique ont été écrasés, disloqués et déplacés. Leur position normale, en continuation de la crête de Trascău, c'est-à-dire NE—SW, a été déviée E—W et même SE—NW, par un phénomène de torsion. On constate de même que la poussée vers le N a déterminé un léger déversement vers le N de tout ce massif de calcaires.

En continuant l'examen, nous constatons que l'autre crête anticlinale, le prolongement de la zone de Baia de Arieș par Bucium jusqu'à După Piatră, se trouvait dans une position moins favorable pour résister à la poussée du bloc occidental. La résistance qu'elle a opposée étant plus faible, les déplacements vers le NE et N, ont été plus importants. Les massifs de calcaire jurassique, ainsi que les mélaphyres, ont été divisés en une série d'écailles qui ont été soulevées en perçant leur couverture de Flysch, et ont été traînées sous forme de lambeaux sur des distances de 1—3 km. La structure qui en est résultée se caractérise par des écailles plus ou moins déversées vers le NE ou vers le N, comme on le constate avec une évidence incontestable dans la région de Vulcan—Strâmba—Grohot.



Vers le N, dans la région de Vidra—Băița Bihorului, les études de D. GIUȘCĂ (12) nous fait connaître une structure semblable, mais plus accentuée. Les déplacements horizontaux sont importants et les écailles passent au charriages, sur quelques kilomètres de distance, toujours en direction NE et vers le N.

En regardant donc le phénomène dans son ensemble, nous constatons que les déplacements, vers le N, de la partie qui se trouve à l'W de la ligne de dislocation Zlatna—Vulcan—Vidra—Băița Bihorului, ont été accompagné d'un mouvement giratoire en direction NE et dont le pivot se trouvait du côté de Dâmbău. De cette façon, les déplacements sont réduits à de simples déviations dans la région de Dâmbău, pour devenir des écailles plus ou moins déversées dans la région de Vulcan-Strâmba et enfin des charriages sur quelques km dans la région des sources de l'Arieș. Pourtant, la liaison entre tous ces phénomènes tectoniques est très étroite et on se rend compte sans difficultés du mécanisme unique qui les a provoqués.

Les forces en jeu, si puissantes, ont évidemment influencé la structure de toute la région. Ainsi, dans la partie orientale, restée presque immobile, se sont produits des profondes dislocations. Entre autre, on remarque des lignes de dislocation, de direction NW—SE, mais dont le pendage habituel est vers le SW. Ces lignes sont bien marquées au N de Zlatna, entre Feneș, Vultori et Valea Dosului, jusqu'à Dealu Mare. Leur direction ainsi que leur pendage, nous indiquent qu'elles ont été provoquées par un empilage en écailles, de la masse des roches qui s'opposaient aux pressions exercées par le bloc oriental.

En suivant vers le NW, la direction des dislocations du massif de Dâmbău, on trouve une série de dislocations plus ou moins importantes, que nous avons interprétées comme correspondant à une zone de soulèvement profond, dans laquelle se sont localisés les bassins magmatiques qui ont donné naissance aux volcans de Vulcoi Corabia, Frasin et Roșia Montană, ainsi qu'aux phénomènes hydrothermaux qui se sont manifestés dans toute l'étendue de cette zone.

L'éperon de Baia de Arieș a souffert un déversement vers le N qui a abouti à une dislocation sur son côté NW. La limite entre le Néocrétacé et le cristallin de Gilău est marquée par une dislocation avec déversement vers le N.

Les sédiments éocènes ont subi des surplissements très accentués. Les dépôts mésocènes et néocènes ont été pris dans des synclinaux plus ou moins pincés ou disloqués. Nous mentionnons spécialement la bande synclinale de dépôts néocènes qui s'étend en direction NW—SE, de După Piatră jusqu'à Zlatna, et a été pincé le long de la ligne principale de dislocation. Quelques lambeaux de calcaire jurassique ont percé les sédiments néocènes, ce qui nous donne la mesure de la compression à laquelle cette zone a été soumise.



Les résultats de ces mouvements sont :

Dans la zone septentrionale, les plissements, post-sénoniens ont abouti, à des écaillés à noyaux de mélaphyre et de calcaire jurassique, plus ou moins déversés ou déplacés vers le N. Ces déformations ont été déjà exposées, dans ce qui précède.

La zone axiale a subi un soulèvement fort important et pour cause l'érosion a enlevé une bonne partie de la couverture qui avait assurément mieux conservé les marques des plissements post-sénoniens.

En même temps il faut remarquer que la zone axiale est constituée en majeure partie par les formations du Complexe des mélaphyres, roches éruptives à plasticité réduite, qui grâce à leur soubassement, ont formé un bloc assez rigide.

Les mouvements post-sénoniens n'y ont imprimé que de faibles plissements et des dislocations de direction NW—SE et E—W, qui sont plutôt le réflexe des dislocations de la zone septentrionale.

Dans la région de Stănița, on distingue assez nettement une zone anticlinale, de direction NW—SE le long de laquelle les mélaphyres et les sédiments éocétacés percent le Flysch cénomani.

Plus au S, entre Teiușul, Almașul de Mijloc et Glod, on remarque une zone de même direction, le long de laquelle les mélaphyres et les calcaires jurassiques prennent contact avec le Flysch néocétacé.

Une zone de dislocations importantes se trouve entre Brad et Săcă-râmb, ayant une direction parallèle à la dislocation principale Vulcan—Zlatna, mais les formations sédimentaires et éruptives tertiaires, la masquent en grande partie. On peut pourtant y reconnaître des accidents tectoniques à directions NW—SE, comme par exemple l'anticlinal, à noyaux de mélaphyres, qui s'étend de Lacul jusqu'à Bulzu. Sur son flanc occidental, constitué par des sédiments mésocétacés, on trouve également des lambeaux de calcaire jurassique jalonnés sur la même direction. Dans la région de Băița-Trestia, le contact entre les mélaphyres et les calcaires jurassiques qui les recouvrent, est dirigé également en direction NW—SE. Les mêmes relations sont visibles entre Luncoiul de Jos et Caraci où se dessinent une zone synclinale à conglomérat aptien et des dépôts sénoniens.

Plus à l'W le bloc axial est resté presque innaffecté par les mouvements post-sénoniens.

Dans la zone méridionale, les dépôts mésocétacés ont subi des plissements de direction E—W, généralement d'assez faible intensité, sauf dans la région de Mada—Băcăia, où le massif de calcaire jurassique de Pleașa est arrivé, par un phénomène de sous-poussée, à chevaucher sur le Flysch mésocétacé.

Nous avons insisté plus longuement sur les plissements post-sénoniens, parce que tous les auteurs qui nous ont précédés ont sousestimé leur importance ou bien ont tout simplement nié leur existence.



Il résulte de la description faite que le style de ces plissements est caractérisé par de profondes dislocations et par des surplissements, accompagnés par des mouvements horizontaux plus ou moins importants.

Aux plissements post-sénoniens, nous attribuons une grande influence sur l'évolution et le développement des phénomènes magmatiques tertiaires (9). Les profondes dislocations provoquées par ces plissements ont déterminé la mise en place des bassins magmatiques, qui ont alimenté toutes les éruptions néogènes.

Les zones magmatiques sont localisées dans les zones de soulèvements, de direction NW—SE, parallèles aux profondes dislocations post-sénoniennes.

Mouvements néogènes. Tous les mouvements tectoniques qui ont suivi sont d'intensité beaucoup moindre ou sont réduits à de simples mouvements verticaux.

Dans la région de Zlatna, nous avons mentionné au commencement du Méditerranéen supérieur un déplacement négatif, synchrone à la sédimentation de l'horizon des conglomérats de Fața Băii et aux éruptions d'andésites et de rhyolites. Ce mouvement s'est accentué pendant le Tortonien, puisque nous avons la preuve qu'un assez large territoire a été recouvert par la mer.

Les mouvements tectoniques qui ont suivi la sédimentation du puissant horizon des Gravieres d'Almașul Mare ont eu une intensité plus réduite, puisque les discordances que nous constatons actuellement entre ces dépôts et le Sarmatien est assez peu marquée. Ces mouvements ont refoulé la mer en créant un régime saumâtre ou lacustre. Cette régression marine est en relation avec le mouvement de soulèvement général de toutes les régions carpatiques.

Les tufs dacitiques se trouvent à la base des dépôts sarmatiens et mettent en évidence une vive activité éruptive à cette époque.

Les mouvements tectoniques continuent et produisent un soulèvement. Après la déposition du Sarmatien, notamment des calcaires à Cerithium, l'érosion est assez intensive et nous constatons d'une façon indubitable que les formations pyroclastiques de la série de Barza et de Săcărâmb reposent d'une façon discordante sur le Tortonien et le Sarmatien.

Quant au caractère des mouvements tectoniques néogènes nous ne pouvons pas être d'accord avec certains auteurs qui prétendent qu'ils se sont réduits à des effondrements le long des lignes de failles de direction NW-SE (PÁLFY, M. ILIE).

Nous constatons qu'il s'agit de plissements, d'ailleurs d'amplitude et d'intensité généralement réduite. La direction principale de ces plissements est NW-SE, c'est-à-dire parallèle aux principales lignes de la structure engendrée par le paroxysme précédent.



Les mouvements tectoniques représentent l'écho des puissants plissements qui n'ont pas cessé de se manifester dans les Carpates jusque vers la fin du Pliocène. Mais, en même temps, ils ont été influencés par les phénomènes magmatiques qui se sont développés dans le soubassement de cette région, avec des paroxysmes dont nous avons parlé d'une façon détaillée. Toutes les éruptions que nous avons constatées dans cette région sont le résultat d'explosions volcaniques. Nous devons rejeter, comme absolument incompatible avec les faits d'observation, l'hypothèse selon laquelle les éruptions néogènes de la région seraient dues et localisées sur les lignes d'effondrement.

Du point de vue géo-mécanique cette hypothèse est absurde car jamais une faille ne peut atteindre une trop grande profondeur et l'équilibre lithostatique est maintenu seulement par la pression et non par la cohésion du toit.

En résumé de ce que nous venons de dire, nous constatons que la région des Monts Métallifères a été le théâtre des puissants plissements tectoniques de la phase gétique et de la phase postsénonienne. D'autres mouvements tectoniques, de moindre intensité, se sont manifestés à la fin du Jurassique et pendant le Néogène.



III-ème PARTIE

MINÉRALISATION

1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX

a) NATURE DE LA MINÉRALISATION

A l'exception des petites lentilles de bauxite connues à la base des dépôts sénoniens de Câmpeni, de quelques dépôts-nids de minerai manganifère dans les porphyrites de Dealul Mare et des placers aurifères fossiles de la région de Bucium, toute la minéralisation des Monts Métallifères est de nature hydrothermale, résultant des phénomènes magmatiques tertiaires.

La majeure partie des gisements contient une minéralisation essentiellement aurifère, avec des proportions subordonnées d'argent, de plomb, de zinc et de cuivre. Il faut remarquer encore des imprégnations de cinabre, des amas métasomatiques de pyrite et des gisements de plomb et cuivre de valeur économique tout à fait subordonnée. Tous ces éléments sont associés à des minéraux métallifères et des minéraux communs de gangue indiquant une genèse à basse température. Nulle part dans ces gisements il n'a été mentionné la présence de minéraux caractéristiques pour des températures élevées.

Les principaux gisements connus sont situés dans les cratères des éruptions tertiaires ou dans les dépôts pyroclastiques de sur les bords de ces cratères, ou enfin, dans les formations constituant leurs fondements. Il est possible de préciser, à l'endroit où l'ancienne structure est reconstituable, que la profondeur à laquelle ont pris naissance ces gisements sous l'ancienne surface est relativement réduite.

La plupart des gisements ont des dimensions réduites et présentent une grande irrégularité dans leur forme et dans la distribution de la minéralisation. Ce fait est explicable par les conditions essentiellement variables dans le temps et dans l'espace à proximité de la surface au moment de la naissance des gisements. En effet, des observations précises, sur lesquelles nous allons revenir par la suite, nous ont permis de préciser que la forma-

tion de ces gisements a eu lieu après la mise en place des andésites-quartzifères du type Săcărâmb—Porcurea et avant les éruptions d'andésite type Rotunda et des basaltes du type Detunata, donc vers la fin de l'activité éruptive tertiaire.

En conclusion de ce que nous venons d'exposer, on constate que les gisements, reconnus jusqu'à présent à la surface ou par des travaux miniers, dont la profondeur est relativement réduite, appartient au type « épithermal » de Lindgreen.

Il est possible que la nature de la minéralisation change en profondeur. Au S de Vața, à Birtin, et dans Valea Porcurii, nous avons délimité des affleurements de diorite et de granodiorite à faciès banatitique ; dans les chantiers de Musari, les travaux miniers ont établi la présence de nombreux massifs andésitiques qui n'affleurent pas et dans Valea Arsului une andésite à faciès dioritique pénètre dans l'andésite. Tous ces faits indiquent la présence en profondeur des conditions magmatiques différentes de celles connues dans les mines actuellement en exploitation ce qui permet de supposer, comme nous l'avons dit plus haut, un changement probable de la minéralisation dans les zones plus profondes de la région des Monts Métallifères.

b) LES RAPPORTS ENTRE LA MINÉRALISATION ET LES PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES TERTIAIRES

La corrélation entre la minéralisation hypogène de cette région et les phénomènes magmatiques tertiaires est depuis longtemps reconnue comme un fait indiscutable.

Nos recherches se sont dirigées seulement en vue d'examiner en détail les conditions de cette corrélation et ont abouti à des précisions fort intéressantes.

Nous devons commencer par rappeler et mentionner une série de faits d'observation au sujet des phénomènes magmatiques tertiaires. Le cycle d'évolution peut-être résumé comme suit :

L'intrusion du magma banatitique a donné naissance à des vousoirs magmatiques logés à une certaine profondeur dans le soubassement de la région, dont quelques-uns seulement ont été atteint par l'érosion actuelle (Birtin—Vața, Valea Arsului, Bunești—Valea Porcurii). La première phase volcanique, résultat de la différenciation magmatique dans les vousoirs, a une extension très réduite comme développement et intensité. Ce sont surtout les petits vousoirs éloignés du batholite dans lesquels la différenciation a été plus avancée et plus rapide. Après une pause assez longue, l'activité volcanique reprend, mais son intensité et développement sont aussi limités, voir même peu importants, en donnant naissance à des dacites du type Căinel. La phase suivante est la plus importante de tout le cycle tertiaire. Le volcanisme atteint son apogée et s'étend dans toute la région des Monts Métallifères. Elle débute par des andésites quartzifères (type Barza, Săcărâmb—Porcurea) dont les érup-



tions ont été accompagnées par des grandes explosions. Ces explosions ont produit des masses énormes de tufs et de brèches tuffacées répandues sur des surfaces très étendues. Vers la fin de cette phase l'intensité du volcanisme diminue et la phase se clôt par des éruptions de dacite de Cetraş, limitées à un territoire relativement réduit. Les magmas dacitiques sont visqueux et généralement plus pauvres en hypervolatils que ceux de l'andésite quartzifère. La phase volcanique finale, qui a produit, seulement dans les extrémités NE et SW de la région, des éruptions d'andésite basique et de basalte, est presque complètement dépourvue d'éléments hypervolatils.

Quant à la minéralisation nous faisons les suivantes constatations :

La minéralisation est étendue dans toute la région. Les gisements les plus riches sont localisés aux voisinages des cratères de l'andésite quartzifère du type Barza et Săcărâmb—Porcurea. Les cratères des volcans des phases antérieures contiennent peu ou pas de minéralisation, sauf quand ils sont compris dans les zones des éruptions précédemment mentionnées. Les cratères de l'éruption de dacite du type Cetraş ne sont pas minéralisés, à l'exception du gisement récemment découvert à Hărteşani-Curechii (Coasta Mare). Les andésites et les basaltes de la dernière phase volcanique ne sont nulle part minéralisés et même pas altérés.

Un autre fait très important est la présence des placers aurifères à la base des tufs et des brèches de cette dernière phase éruptive, ce qui prouve que la minéralisation a pris naissance avant les andésites du type Rotunda et les basaltes du type Detunata.

En tenant compte aussi des rapports très serrés existant entre la minéralisation et les cratères des éruptions des andésites quartzifères du type Barza et Porcurea — Săcărâmb, nous constatons que la minéralisation a pris naissance à la fin de la phase que nous venons de mentionner et avant celle des andésites du type Rotunda et des basaltes de Detunata.

A l'appui de cette conclusion vient une constatation qui, bien qu'ayant un caractère négatif, constitue une indication intéressante, à savoir, que les importants sédiments qui précèdent en ordre stratigraphique la phase éruptive des andésites du type Barza, ne contient ni des placers aurifères ni aucun reste d'une minéralisation préexistante. Nous avons examiné avec beaucoup d'insistance les puissants dépôts détritiques des horizons des Conglomérats de Faţa Băii, des Gravieres d'Almaşul Mare et des sédiments sarmatiens qui ont suivi la phase volcanique de Căinel, sans découvrir la moindre indication d'érosion d'une minéralisation antérieure à la phase volcanique des andésites de Barza. Par contre, en présence des placers aurifères dans les sédiments qui ont suivi cette phase volcanique, constitue indubitablement, comme nous venons de le dire, une détermination précise de l'âge de la minéralisation.

Les déductions d'ordre théorique qui en résultent sont fort intéressantes et nous les résumons comme suit :

Après la mise en place de voussoirs magmatiques tertiaires, la différenciation magmatique a été plus rapide dans quelques voussoirs plus petits et plus isolés, en aboutissant à des extrusions de magmas acides (andésites quartzifères, rhyolites, dacites). C'est seulement après un interval de temps qui a dû être assez long, vue la puissance des sédiments qui s'y sont déposés, que la différenciation dans les grands voussoirs a atteint son apogée, en déterminant un volcanisme général dans toute la phase des andésites de Barza et Porcurea—Săcărâmb. Les éléments hypervolatils se sont accumulés en grande quantité dans la partie supérieure des voussoirs, notamment dans les dômes. La concentration en minéralisateurs était fort élevée dans ces dômes, fait mis en évidence par l'intensité du métamorphisme et de la métallisation. On peut même conclure qu'il y a eu un épuisement en éléments volatils du magma des voussoirs, puisque les éruptions suivantes ont produit des dacites visqueux, en général dépourvus d'éléments hypervolatils.

La dégazéification des voussoirs a déterminé la consolidation des magmas. Enfin la quatrième phase représente une recrudescence, à caractère lamprophirique, des éruptions. Il y a lieu de supposer un nouvel apport de magma basaltique dans les voussoirs. Il résulte de ce qui précède que la minéralisation et la métallisation se situent au paroxysme du phénomène de différenciation magmatique, à son apogée d'intensité et d'extension. Les conditions géologiques générales ont permis une longue durée du processus et par conséquent une haute concentration en minéralisateurs.

c) LA MINÉRALISATION ET LA TECTONIQUE

Nous avons déjà montré (8) l'étroite liaison existant entre la minéralisation hypogène de notre région et sa tectonique. Cette liaison est manifeste dans la structure générale, déterminant la distribution de la minéralisation, que dans les conditions géologiques locales qui ont favorisé la concentration de la minéralisation et la formation de fractures filoniennes.

Dans le premier ordre de relation, on constate que les centres d'exploitations aurifères sont groupés en plusieurs zones dirigées NW—SE et NWN—SES : Caraci—Dealul Mare ; Brad—Săcărâmb ; Stănița—Jidovu ; Roșia Montană—Corabia.

La minéralisation cinabrifère est comprise également dans une zone dirigée NW—SE entre Dealul Dobrotului et Văltori.

Nous avons montré que la direction principale des plissements post-sénoniens est NW—SE et qu'ils ont produit des surplissements et des dislocations profondes qui ont déterminé la mise en place des voussoirs magmatiques tertiaires. La disposition de la minéralisation surplombant ces voussoirs, est donc une conséquence indirecte de ces plissements.

La zone Stănița—Jidovu est parallèle à la puissante ligne de dislocation Strâmba—Vulcan-După Piatră—Trâmpoele—Văltori. Un peu plus au N,



une série de fractures de même direction ont, permis la naissance des gisements cinabrifères.

Dans la zone Brad-Săcărâmb, la structure géologique est masquée par les puissants dépôts tertiaires sédimentaires et pyroclastiques. Pourtant on peut identifier plusieurs accidents tectoniques de direction NW—SE. Les conditions de formation des vousoirs magmatiques et la disposition de la minéralisation ont été influencées et généralement compliquée par les structures préexistantes.

C'est ainsi que nous constatons une ramification du bassin magmatique Corabia—Roşia Montană dans l'éperon de Baia de Arieş, où a pris naissance un important centre de minéralisation.

Dans la région de Brad, on observe que les cratères volcaniques de Dealul Fetii, Hârnicu, Teiul, Barza, Valea Arsului sont jalonnées en direction W-E, bien que cette région soit comprise dans une grande zone magmatique de direction NW-SE. C'est un exemple de l'influence conjuguée de la tectonique gétique et de celle postsénonienne. Les petits centres volcaniques-métallogéniques de Porcurea et de Rovina peuvent être considérés comme des ramifications du vousoir magmatique principal, par l'effet du replissement des accidents tectoniques gétiques de direction NE-SW. Cette influence est visible également dans tout le territoire de Voia—Buneşti—Almaşul Mic où les faibles zones d'altération hydrothermale et de minéralisation sont dirigées NE-SW. Nous pouvons citer encore de nombreux exemples similaires, comme la disposition de la minéralisation dans la zone Dealul Mare—Gliganul—Vorţa et autre.

Le second ordre de relation entre la minéralisation et les conditions géologiques locales, sont aussi importantes. De nombreux centres de minéralisation des zones NW-SE sont situés aux croisements de celles-ci avec des anticlinaux gétiques, donc aux points de soulèvement maximum. C'est le cas de Roşia Montană, Frasin, Corabia, Neagra, Fericeaua et spécialement des riches centres de minéralisation de Brad. D'après notre conception ces centres surplombent les coupoles des vousoirs magmatiques, qui ont dû se loger spécialement aux points de soulèvement maximum du fondement, formé par l'effet conjugué des surplissements gétiques et post-sénoniens. Ceux-ci sont en même temps des points de résistance, minima facilitant l'explosion qui a produit les cratères et a ouvert la voie d'accès des solutions minéralisantes. Cette structure est en grande partie masquée par les effondrements néogènes.

Les fractures qui ont joué un rôle dans la naissance du gisement sont de nature volcanique ou tectonique. La première catégorie est due aux explosions volcaniques. En particulier, les bords des cratères et des cheminées constituent, comme nous venons de le dire, une voie d'accès aux solutions minéralisantes. La majeure partie des fractures filoniennes est de nature



tectonique. La plus grande part est dirigée NW-SE et NWN-SES c'est-à-dire parallèlement à la direction principale des plissements post-sénoniens. On constate que ces fractures sont comprises dans les cratères éruptifs, dans des dépôts pyroclastiques et dans les roches constituant le fondement, sans observer un changement de direction au passage d'une formation à l'autre.

Les fractures comprises dans les dépôts pyroclastiques, dans les sédiments et dans le complexe mélaphyriques sont indubitablement de nature tectonique. Quant aux fractures logées dans les culots andésitiques, certains auteurs ont voulu leur attribuer une origine endogène, en relation avec les phénomènes de contraction lors du refroidissement des magmas. Nous ne pouvons pas souscrire à cette opinion car dans tous les cas connus nous avons pu constater que ces fractures passent dans les formations environnantes sans changement notable de direction et qu'elles ont la même orientation que l'ensemble des fractures filoniennes de la région. Dans le cas des certains filons, leur remplissage d'argile et de brèches de faille indique indubitablement le caractère d'une dislocation.

En général les filons sont groupés sous forme de champs de fractures et assez souvent ils forment de véritables réseaux, comme par exemple à Săcărămb, à Musariu, et à Roșia Montană. Les dimensions des fractures filoniennes sont réduites, à quelques exceptions près. Parmi les plus importants filons nous citons : Filonul Crucii de Roșia Montană, Ieruga et Paha de Corabia, Iacob — Ana de Boteș, Suhaida de Băița No. 11 de Haneș, No. 10 de Valea Morii, Buda, Mihai et Sofia de Ruda et Clara de Musariu. Leur longueur dépasse très rarement 1000 m.

Le caractère de tous les autres filons est une fréquente discontinuité donnant l'impression que le filon est constitué par une série de fractures qui s'enlacent. La fente de ces fractures est généralement réduite, dépassant rarement 1 m, mais se réduisant assez souvent à une simple fissure. Le rejet des parois est peu important. A Boteș, à Roșia Montană et dans tous les endroits où les fractures sont comprises dans des sédiments à stratification bien marquées, on constate que le rejet dépasse rarement quelques mètres et se réduit assez souvent à quelques centimètres ou à une déviation des couches. La structure habituelle des filons ainsi que la distribution de la minéralisation nous prouvent que les parois ont été en mouvement continu pendant la genèse et souvent ces mouvements ont continué encore après cette période, en produisant surtout des surfaces de glissement et des broyages.

La conclusion qui se dégage de ces observations est que l'origine de ces fractures ne peut pas être attribuée, comme certains auteurs ont essayé de le faire, à des mouvements épyrogéniques importants dus à l'effondrement des bassins tertiaires. Leur structure, leur mode de présentation ainsi que



l'ensemble des conditions géologiques nous oblige de considérer cette opinion comme inacceptable.

Remarquons tout d'abord qu'une grande partie de ces fractures sont comprises dans les produits volcaniques de la phase éruptive de Barza-Săcărâmb-Porcurea et ont donc pris naissance après la mise en place et la consolidation de ceux-ci. Or nous avons montré, que bien avant cette phase volcanique, c'est-à-dire après la sédimentation des dépôts marins tortoniens, cette région a été soumise à un mouvement qui a refoulé la mer en instaurant un régime d'abord lacustre-lagunaire, puis continental. Les fractures ont pris naissance justement au passage du régime lagunaire au continental, quand se sont manifestées dans la région les ondulations de faible amplitude. Il en résulte que l'ancienne idée, de les mettre en relation avec des effondrements des bassins, tertiaires est complètement dépourvue de fondement géologique.

Ces considérations d'ordre géologique, ainsi que le caractère des fractures, nous ont conduit à attribuer leur naissance à des phénomènes de broyage de cisaillement et de fendillement dans la masse des roches, accompagnés par des déplacements généralement réduits des parois, dont le sens est assez souvent positif. Les efforts sont dus principalement aux mouvements tectoniques de soulèvement et effondrement et en moindre mesure aux phénomènes volcaniques.

Les principales fractures sont accompagnées par des fractures transversales, de position verticale, inclinée et même horizontale. Ces fractures ont partagé les parois en blocs, qui par leur déplacement relatif ont produit des fentes plus ou moins grandes, ce qui explique la fréquente variation de la puissance des filons. En général tous les filons sont placés dans les roches cassantes, dans les zones de faible résistance et surtout dans le voisinage des points de changement de la résistance. A quelques endroits de la région, des filons peu importants du point de vue économique sont dirigés E-W ou NE-SW. Nous citons les petits filons de Vorța ainsi que ceux de Voia—Almășelul Mic—Poeana, tous compris dans le fondement pré-crétacé. Ces fractures sont dues probablement à la structure gétique, mais leur développement très réduit et leur faible minéralisation leur enlèvent tout intérêt.

Des conditions différentes se manifestent dans les gisements cinabrifères de Valca Dosului—Văltori. Ceux-ci sont en relation avec de puissantes et profondes dislocations, parallèles à la ligne Vulcan—După Piatră—Trâmpoale—Zlatna, qui partage la région en deux parties. Les solutions cinabrifères ont suivi ces dislocations et se sont répandues dans les roches encaissantes suivant de nombreuses fractures et fissures transversales. A Dumbrava, la fracture a une direction N 60° W et un pendage de 50—60° SW. La brèche de faille dépasse 10 m de puissance.



2. LE MÉTAMORPHISME HYDROTHERMAL

Le magma des éruptions néogènes de la région a été très riche en éléments volatils. Ceci n'a pas manqué d'influencer la nature des roches éruptives qui y ont pris naissance et de produire un intense métamorphisme hidato-pneumatolytique. Il en est résulté tout une suite de phénomènes d'altération endogènes et exogènes, parmi lesquels on distingue des phénomènes de propylitisation, de séricitisation, de kaolinisation, de silicification, d'épidotisation, etc.

Propylitisation. Ce phénomène a eu lieu dans les roches éfuses tertiaires et a produit de notables changements, physiques et chimiques. La roche devient plus compacte que la normale, perd sa résistance et son élasticité. La cassure est nette ou conchoïdale, sans clivage. Les éléments mélanocrates de la roche deviennent verdâtres et leur contour imprécis ou inexistant. Les phénomènes de propylitisation ont été depuis longtemps remarqués dans cette région. F. RICHTHOFEN (94) appelle les roches propylitisées « Grünsteintrachyten » et les distingue des « Graue Trachyten » comme des éruptifs différents. HAUER et STACHE (100) observent que la propylitisation affecte également les rhyolites et notent que la résorption transforme les feldspaths, la hornblende et la pâte.

Plus tard INKEY (51) remarque une corrélation entre les gisements et les roches propylitisées qui les entourent, tandis que M. V. PÁLFY a reconnu l'existence des zones d'altération (Grünsteinteritorien). Il observe la propylitisation des culots éruptifs, et constate que les dépôts pyroclastiques ont souffert seulement une kaolinisation plus ou moins intense.

La propylitisation est due à un déséquilibre dans la composition du magma au cours de son refroidissement par l'effet des minéralisateurs. Les éléments mélanocrates de la roche ont été altérés. Parmi ceux-ci le pyroxène est le plus sensible, puis suivent la hornblende et le mica. La hornblende passe par plusieurs degrés d'altération. En premier lieu, l'opacité est produite par une résorption. Le minéral perd son éclat, devient brun noirâtre ou faiblement rougeâtre. Sous le microscope on observe une auréole de grains fins de magnétite, d'hématite ou de limonite, qui constituent des plages. Dans ce premier stage d'altération, le centre du cristal reste intact. Assez rarement on constate en relation avec cette altération, la formation de petits cristaux prismatiques d'apatite ferrugineux, faiblement polychroïque, ou de feldspath.

Dans le second stade d'altération, le centre du cristal de hornblende se transforme en chlorite fibreuse et au commencement de ce degré d'altération, une partie seulement des cristaux est transformée en chlorite. La forme habituelle des chlorites est le pinnite, mais souvent prend naissance une masse chloriteuse amorphe, avec serpentine, séricite, kaolin, calcite, oxyde de fer, etc. La chloritisation est accompagnée par une augmentation de volume, et les néo-minéraux envahissent le reste du cristal, entourés par une



auréole d'opacite. Les grains d'oxyde de fer sont très résistants et ne disparaissent que dans un stade d'altération fort avancé. L'hypersthène produit, par un phénomène d'altération de la serpentine, du bastite ou de la chlorite. On n'observe jamais de phénomènes d'opacitisation dans ce minéral. Le minéral conserve son contour initial ou se rétrécit légèrement. Les néo-minéraux sont uniformément distribués, en fibres longitudinales parallèles à l'axe long du cristal. La biotite passe, dans le premier stade d'altération à de l'opacite, constituée par des grains d'oxyde de fer. Puis le minéral se transforme en chlorite fibreuse. La pâte des roches propylitisées est riche en grains de magnétite et de pyrite. Les cristaux de chlorite et de néo-minéraux remplissent les interstices et les fentes, de façon que la roche est plus compacte. Parmi ces néo-minéraux, nous remarquons le feldspath, qui produit des phénomènes de myrmécitisation.

Par endroits, la propylitisation se manifeste par la substitution de l'épidote à la place des éléments mélanocrates, l'épidote envahissant également la pâte de la roche. Les feldspaths ne sont pas attaqués dans ces phases d'altération.

Séricitisation. Ce phénomène constitue un degré plus avancé d'altération. Les feldspaths, qui sont en général vitreux, deviennent opaques et d'un éclat soyeux, la roche entière présentant une couleur blanchâtre. L'altération se développe autour des fissures, le plagioclase basique étant attaqué en premier lieu. Dans les cristaux à structure zonaire l'altération progresse du centre ou d'une zone interne vers l'extérieur, et souvent il n'en reste intact qu'une bande marginale d'albite. Les éléments vitreux de la pâte sont en général plus facilement attaqués que les microlites.

Dans les stades plus avancés de séricitisation, la chlorite est également transformée en séricite et en calcite. L'altération envahit toute la masse de la roche et c'est à peine si on peut encore reconnaître les contours des feldspaths et des éléments mélanocrates. On constate que la séricite formée au dépens du feldspath est plus granuleuse tandis que celle formée dans les minéraux mélanocrates est fibreuse. L'oxyde de fer attaqué par l'altération ne reste qu'en plages légèrement colorées par de la limonite. En dernier lieu, des zéolites et de larges plages de calcite prennent naissance dans toute la masse de la roche.

Kaolinisation. Dans les cristaux de feldspath partiellement séricitisés apparaissent, par endroits, des lamelles de kaolin. Celui-ci est disposé surtout autour des fissures et se propage en envahissant la roche, avec tendance de modifier la structure de celle-ci et à former des dépôts résiduaux, concrétionnaires ou radiaires.

Il n'y a pas de limite précise entre la séricitisation et la kaolinisation. Le premier phénomène est de beaucoup le plus fréquent dans le voisinage des filons, tandis que le dernier apparaît le plus souvent dans les zones superficielles.



Silicification. Ce phénomène est associé à celui de kaolinisation et donne naissance à des veinules traversant la roche. Ces veinules se développent sous forme de plages qui envahissent le reste de la roche, sous forme de plage de silice concrétionnée ou à structure zonaire. La forme la plus répandue est l'opale partiellement recristallisé sur le bord des petites géodes.

La silicification se développe parfois au dépens du kaolin; les dépôts formés ont un caractère résiduaire en remplaçant les éléments dissous. Souvent la silicification a lieu dans certaines fractures filoniennes. L'imprégnation avec de la silice est très intense et produit parfois des masses compactes de silice, dure et très résistante, comme c'est le cas des zones de Chinga, rencontrées dans le gisement de Roșia Montană.

Les phénomènes d'altération dont nous venons de parler ont eu lieu dans l'aurole hydrothermale des éruptions tertiaires et constitue pour la prospection un indice indispensable pour reconnaître l'existence d'un gisement. L'altération est un phénomène plus développé et plus étendu que la minéralisation. Elle occupe de grands territoires dans toute la région, comme il résulte des indications faites sur la carte. L'altération se distribue en zones, de dimensions plus ou moins grandes, orientées généralement NW-SE, plus rarement E-W ou SW-NE. Cette distribution est en relation avec la tectonique et les phénomènes magmatiques, pour les mêmes raisons que nous avons mentionnées plus haut pour la minéralisation.

3. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES GISEMENTS

Du point de vue de la composition minéralogique, les gisements des Monts Métallifères offrent une diversité assez limitée. La grande majorité est constituée par des gisements aurifères, composés essentiellement par une gangue associée avec des lamprite et de l'or natif.

La gangue est composée en proportion dominante par de la silice, sous forme de quartz, et en quantité plus réduite du jaspe, de la calcédoine, etc. Le quartz est présent dans tous les gisements aurifères et même dans ceux où la gangue est constituée en majeure partie par d'autres éléments; la silice accompagne invariablement les grains d'or. Il paraît donc qu'elle a été l'agent de transport de ce métal à l'état natif.

Le quartz se présente en général compact, mais dans beaucoup de gisements des cristaux tapissent les géodes. La majeure partie ont des dimensions réduites et ce n'est que très rarement que les cristaux de quartz dépassent 5 cm de longueur. Par endroits on observe des transitions vers l'améthiste.

Parmi les carbonates, la calcite est de beaucoup la plus répandue, sans toutefois, atteindre la même proportion que le quartz. Exceptionnellement, la gangue de certains filons est formée, en majeure partie, par de la



calcite, associée avec un peu de quartz et d'autres éléments. La calcite se présente soit massive, soit en cristaux, et on observe que dans les géodes les cristaux de calcite revêtent le quartz. L'aragonite n'est mentionnée qu'exceptionnellement. La rhodocrosite est le second élément comme importance parmi les carbonates. Elle est présente dans un grand nombre de gisements et joue même un rôle assez important dans certains d'entre eux, comme par exemple à Roşia Montană. Elle est compacte, en nids ou veinules, tandis que les cristaux sont fort rares et très peu développés. Les autres carbonates comme la sidérose, la dolomie, sont peu répandus, leur présence n'étant mentionnée qu'accidentellement.

Parmi les sulfates, la barytine est un élément assez répandu, mais quantitativement peu important. Elle se présente en cristaux, généralement peu développés, revêtant les géodes et les fentes de certains filons. Le gypse est un néo-minéral assez fréquent mais en proportion très réduite, même dans les parties les plus proches de la surface.

Le feldspath adulaire a été cité, mais sa présence dans la gangue est extrêmement rare.

Les silicates les plus répandus sont les néo-minéraux comme la séricite, la chlorite, le kaolin et les zéolites. Ces derniers sont peu fréquents, on cite rarement la présence de la desmine, de l'analcime et de la laumontite etc.

La gangue est associée, comme nous venons de le dire, à des lamprites, en proportions variables. La majeure partie des gisements contient une faible proportion de lamprites: 3 jusqu'à 5% du remplissage filonien. Les gisements à proportions plus élevées de lamprites, 15 à 20%, exceptionnellement jusqu'à 35 %, sont rares parmi les filons. A quelques endroits, des phénomènes de métasomatose ont donné naissance à des masses compactes de pyrite, (Techeu, Larga), plus rarement associés avec de la blende et de la galène (Baia de Arieş). Parmi les lamprites, la pyrite est l'élément de beaucoup le plus important, tant quantitativement que par sa présence dans tous les gisements, sans exception. L'association pyrite, blende, galène et chalcopryrite est commune dans tous les gisements. La blende est, dans beaucoup d'endroits un indice de la présence de l'or, voir même de la richesse en or. Dans les filons X de Valea Morii, XI de Haneş et d'autres, on voit des grains d'or intimement associés avec des grains de blende. La galène est également assez fréquente mais en proportion légèrement plus réduite que la blende. Sa présence, en proportion réduite, est un indice favorable pour la richesse en or du gisement et dans certains gisements, comme par exemple à Neagra, les grains d'or sont intimement associés avec la galène. La blende et la galène ont constitué des nids exploitables, mais de dimensions réduites, dans les lentilles métasomatique des gisements de Baia de Arieş. La chalcopryrite est un élément très répandu, surtout dans les zones riches en or libre, mais quantitativement peu important dans les Monts Apuseni. Ce n'est qu'en certains



lieux, comme par exemple à Bucium, que cet élément a donné naissance à des exploitations. Parmi les autres lamprites il faut citer, comme représentant une importance minière, les tellurures. Celles-ci sont beaucoup plus répandues qu'on ne le croyait, leur présence étant signalée dans un grand nombre de gisements. A Săcărâmb, Baia de Arieș et récemment à Coasta Mare, les nids de tellurures constituent la base de l'exploitation. Parmi ces tellurures nous mentionnons les suivantes : sylvanite, nagyagite, petzite crénérite, mulérine, tétradimite, hessite et altaïte.

Ces minéraux se présentent en veinules ou nids, ou sous forme de cristaux, parfois très bien développés.

Les autres lamprites jouent un rôle tout à fait subordonné dans la minéralisation de la région. Parmi celles-ci nous citons : tétraédrite, pyrargirite, stéphanite, argentite, proustite, miargyrite, chérargyrite, dyscrasite, bornite, chalcosine, énargyte, cubanite, etc.

L'élément le plus important de la minéralisation des Monts Apuseni est l'or natif. Il se présente en nids, imprégné dans la gangue ou dans les lamprites. A certains endroits, la proportion d'or libre est de 60 à 70% de toute la production; on y trouve des nids et des veinules d'or, sous forme de lames, dendrites, plaques, fils, etc. et assez souvent on distingue facilement des cristaux octaédriques. A l'état d'imprégnation l'or forme, en général, des grains jusqu'à 2—3 mm, associés avec de la pyrite, de la blende et de la galène, ainsi qu'avec du quartz, de la calcite et de la rhodocrosite. Dans d'autres gisements, l'imprégnation de l'or est en grains de dimensions si réduites que le lavage à la batée nous révèle seulement la présence d'une poudre d'or, à peine visible. Enfin, la dispersion de l'or atteint une si grande finesse que le microscope ne peut révéler sa présence. Le mode de présentation de l'or est très important au point de vue économique. Les nids d'or sont facilement exploitables et le rendement de récupération, par amalgamation ou directement par fusion métallurgique, est de 95 à 98%. L'or en grains est récupérable par amalgamation ou par cyanuration avec des dépenses relativement réduites, tandis que l'or intimement lié aux lamprites est accumulé par concentrations, (lavages ou flotation) nécessitant des dépenses beaucoup plus élevées.

Une minéralisation distincte de celle aurifère est représentée par les gisements de mercure de la région. Ils sont constitués par une imprégnation et par des veinules de cinabre associés à de la pyrite, marcasite et quartz.

a) TYPES DE GISEMENTS

En ce qui concerne les types de gisements, on distingue les formes suivantes : filons, stockwerks, amas métasomatiques et imprégnations.

Les filons sont formés par le remplissage des fractures, dont l'origine et les formes ont été examinées plus haut. Une forme spéciale, mais assez fré-



quente de filon, est celle située au contact des culots ou des cratères avec les formations encaissantes.

Les stockwerks ont pris naissance par le remplissage des fissures dans les brèches volcaniques ou par l'extension de la minéralisation dans une zone de broyage. Les stockwerks les plus caractéristiques sont ceux de Roşia Montană, qui se présentent sous forme de colonnes cylindriques de dimensions transversales relativement peu développées, mais dont la hauteur atteint quelques dizaines de mètres et même plus de 100 m. Ce sont des zones de broyage dans les culots éruptifs ou sur leurs bords. Une forme identique présente le stockwerk (Coşul) de Băiţa, compris également dans les rhyolites. Parmi les stockwerks dans les brèches volcaniques, nous citons ceux formés à Porcurea.

Les amas métasomatiques, sous forme de lentilles, sont logés dans les schistes argileux crétacés (Piciorul Fericeli), les argiles marneuses tertiaires (Larga) ou dans les calcaires cristallins (Baia de Arieş). L'amas pyriteux de Techerău (Piciorul Fericeli) se présente comme une colonne cylindroïde, ayant l'axe incliné; de dimensions relativement réduites en profondeur, s'évasant vers la surface. Les amas pyriteux de Larga (Faţa Băii) se présentent sous forme de lentilles stratiformes, de quelques mètres de puissance et de surface assez importante. A Baia de Arieş les lentilles de pyrite, de blende et de galène ont des formes assez irrégulières et leurs dimensions ne dépassent pas quelques dizaines de mètres.

Les imprégnations jouent un rôle moins important dans les gisements aurifères, mais c'est la forme habituelle des gisements de cinabre.

Le type classique des gisements des Monts Métallifères et celui d'un cratère volcanique contenant une partie ou toutes les formes plus haut citées de minéralisation. Le filon est la forme la plus répandue. Ils sont toujours associés, constituant des réseaux plus ou moins développés; par endroits si dense que le passage à des stockwerks se fait par transition insaisissable. A ce point de vue l'exemple le plus classique est celui de Musariu. Le réseau filonien est logé en majeure partie sur le bord d'un culot d'andésite, dans la masse du complexe mélaphyrique. On distingue plusieurs filons de dimensions plus importantes, dont la continuité est suffisante pour l'identification sur plusieurs horizons, mais la majeure partie du gisement est constituée par une association de fissures et de fractures de directions et de dimensions fort variables qui s'entrelacent. Le volume minéralisé se présente dans son ensemble comme une zone cylindroïde, inclinée du NW vers le SE et dont les dimensions dépassent quelques centaines de mètres. Un type presque similaire est celui de Săcărâmb, où on distingue quelques groupes de filons fort nombreux qui s'entrecroisent et s'entrelacent.

Parmi les gisements à filons de forme régulière, nous citons parmi les mieux développés ceux de Ruda, de Breaza, de Vulcoi—Corabia et de Haneş. A



Vulcoi—Corabia le filon principal Ieruga, a été suivi sur presque 1000 m de longueur et les nouveaux travaux paraissent indiquer que son prolongement vers le N est le filon Arama, ce qui signifie que la longueur totale de la fracture serait donc de plus de 2 km. A Breaza se trouve un gisement caractérisé par des fractures longues mais minces, la puissance dépassant rarement 50 cm, tandis que les longueurs atteignent jusqu'à plusieurs centaines de mètres. A Haneş nous devons remarquer un type de gisement complexe, constitué par un filon de contact, des filons régulièrement développés dans le cratère d'andésite et le passage à des lentilles de pyrite, par l'extension du filon de contact. A Roşia Montană et à Bucium Frasin les filons sont intimement associés à des stockwerks, tandis qu'à Baia de Arieş et Techerău-Firiceaua les gisements sont constitués par des filons et par des amas métasomatiques.

b) DISTRIBUTION DE LA MINÉRALISATION

Dans la région des Monts Métallifères on observe une distribution zonaire de la minéralisation, suivant les lois classiques. Les travaux exécutés jusqu'à présent et dont la profondeur ne dépasse pas quelques centaines de mètres sous la surface, nous ont révélé l'existence de la zone auro-argentifère et de la zone cinabrifère.

La disposition de la zone auro-argentifère est fort irrégulière, en relation avec les conditions métallogéniques et géologiques. On y distingue pourtant, sans exception, une variation de la minéralisation dans chaque gisement, dans le sens d'un appauvrissement, en profondeur, de la minéralisation en or et de l'augmentation des proportions de lamprite. Ce dernier trait est moins saisissable, à cause des fréquentes variations locales dues à l'influence de la nature pétrographique des parois. Ainsi, la présence des schistes argileux donnent naissance à des phénomènes de métasomatose déterminant un enrichissement en sulfures.

Le gisement le mieux exploré jusqu'à présent et le plus caractéristique, à ce point de vue, est celui de Corabia-Arama-Conţu. Comme nous venons de le dire, la fracture filonienne d'Arama est en continuation ou au moins en relation avec celle du filon Ieruga. Dans le centre du cratère, la minéralisation est constituée par un remplissage de pyrite et de chalcopryrite associées à de la tétraédrite, bornite, énargyte, chalcosine, cubanite et des tellurures auro-argentifères, constituant, en ensemble, de 30 jusqu'à 50% de la masse filonienne. La proportion de cuivre est assez élevée, déterminant même une exploitation. Le même filon du côté N, dans Valea Ciuntului, contient des nids de blende et de galène assez bien développés. Cette partie du gisement est comprise dans le culot andésitique de Ulmu, donc nulle influence locale n'a déterminé cet enrichissement en sulfures métallifères. Tant vers le N que vers le S, ces minéralisations deviennent de moins en moins riches en sulfures



et passent à une minéralisation aurifère habituelle, à fréquents nids d'or natif. Dans la minéralisation sulfureuse du centre du cratère, l'or natif a été rarement reconnu, le plus souvent dans les parties près de la surface; dans la zone marginale du cratère, les nids d'or natif constituent plus que la moitié de la production. Les nouveaux travaux d'exploration qui ont suivi le filon Arama, vers le S, jusqu' au-dessous des filons du groupe Corabia, nous ont montré que la transition d'un type de minéralisation à l'autre a lieu par passage à une zone pauvre, tant en sulfures métallifères qu'en or, donc inexploitable. La diminution de la teneur en or est manifeste à Roşia Montană, à Săcărâmb et à Băiţa, où les travaux miniers sont assez développés pour nous permettre d'en tirer une conclusion indubitable.

La zone cinabrifère ne s'est conservée que dans la région de Trâmpoele—Valea Dosului—Văltori. Elle est comprise entre les deux zones magmatiques de Stănjia—Jidovul et Corabia—Valea Dosului. Dans la zone cinabrifère même, les roches effusives tertiaires sont inconnues; or les conditions géologiques nous permettent de conclure qu'elles sont restées en profondeur, à une certaine distance de la surface actuelle.

Les conclusions qui se dégagent des faits plus haut exposés, est que la distribution zonaire de la minéralisation dans les Monts Métallifères suit la loi classique.



IV-ème PARTIE

LES TRAVAUX MINIERS

A) APERÇU GÉNÉRAL SUR LA PRODUCTION

L'or a toujours été le principal objet de l'exploitation minière dans les Monts Métallifères.

La production n'a jamais dépassé quelques milliers de kilogrammes par an, mais elle se poursuit sans interruption depuis une date si ancienne que l'extraction totale d'or est appréciée à plus de mille tonnes.

Cette exploitation a commencé bien avant la conquête romaine, Hérodote étant le premier historien qui, dans son IV-ème livre sur la guerre de Darius Hystaspe contre les Scythes, ait fait mention de la richesse en or de cette région. Pendant l'époque romaine (106—274) des exploitations assez intensives ont eu lieu à Roşia Montană, Frasin, Vulcoi Corabia, Ruda—Barza, Caraci—Tebea, Băiţa, Fericeaua, Almaşul Mare, etc.

Cette exploitation s'est continuée, presque sans interruption, jusqu'à présent, ce qui fait que la région des Monts Métallifères est le seul endroit où la tradition minière romaine se soit conservée.

Jusqu'à nos jours on découvre souvent dans les anciennes mines des restes presque intacts de l'antique activité minière; on se rend compte qu'une partie des méthodes de travail est encore employée par les mineurs du pays.

D'après des données historiques assez incertaines, la production de l'or est montée pendant l'époque romaine à plusieurs milliers de kilogrammes annuellement.

La statistique de SOEBERR indique pour la période du XV-ème au XVIII-ème siècle une production d'environ 1000 kg d'or par an. Au cours du XIX-ème siècle, l'exploitation s'est développée atteignant un maximum d'intensité vers 1906, quand les mines ont commencé à déchoir à cause de l'épuisement des réserves de minerai en vue et du manque d'installations adéquates. Après 1918, d'importantes investitions, tant dans des travaux miniers que dans des usines pour le traitement du minerai, ont déterminé un essor de la production,



qui a dépassé dans les dernières années 3000 kilogrammes par an, représentant 60 à 70% de la production totale d'or de la Roumanie.

L'argent est un élément associé à l'or, mais toujours dans une proportion moindre, la finesse de l'or brut variant entre 550 et 850. Par endroits, de faibles quantités de minéraux argentifères augmentent la teneur moyenne en argent mais la production totale d'argent de la région des Monts Métallifères est toujours restée inférieure à celle de l'or. Dernièrement cette production s'est accrue à 2700-3000 kg par an, ce qui ne représente que 10 à 12% de la production d'argent du pays. Dans la production de la région le rapport des valeurs est de 100 jusqu'à 120 fois plus pour l'or que pour l'argent, ce qui indique le peu d'importance pratique que ce dernier présente pour les l'entreprises minières de ce district.

Le plomb, le zinc et le cuivre, se rencontrent dans la majeure partie des gisements de la région, mais généralement les teneurs sont si réduites, insignifiantes mêmes, que ces métaux ne présentent pas d'importance économique.

Le seul gisement de plomb, formé par métasomatose dans les calcaires cristallins, est celui de Baia de Arieș, mais les réserves ont été si petites que la partie au-dessus des niveaux d'exploitation a été vite épuisée. Quelques portions plus riches en plomb ont été rencontrées dans d'autres filons (Valca Morii, Brădișor, Almașul Mic, Bucium) mais leur importance a été toujours très réduite.

Par exemple, dans les concentrés de flotation de la région de Brad, la teneur en plomb varie entre 1 et 8%. En tenant compte des coefficients d'enrichissement et des rendements, on conclue que le minerai initial ne contient, en moyenne, que 0,1 à 0,8% Pb. Les autres minerais, qui en raison de leur faible teneur en sulfures métallifères ne sont pas traités par flotation, contiennent des proportions encore plus réduites de plomb.

On ne peut pas parler d'une production de plomb résultant des minerais de cette région. Les quelques 150 à 200 tonnes de plomb, contenues dans les concentrés livrés annuellement aux usines métallurgiques, couvrent à peu près les pertes de fusion.

Le seul gisement de cuivre de la région se trouve à Arama (Bucium) mais les réserves découvertes jusqu'au niveau de la vallée sont très réduites, et d'un petit intérêt minier. Par endroit, la teneur en cuivre était assez haute, mais la moyenne, pour tout le gisement connu, est inférieure à 2%.

Dans le reste de la région, les quelques milliers de tonnes de concentrés de flotation produits annuellement contiennent 0,5 à 5% de cuivre, résultant des minerais dont la teneur moyenne est de 0,05 à 0,5% Cu.

La quantité totale de cuivre n'est donc que d'environ 100 tonnes par an, dont une partie seulement est récupérable. On voit donc, que les Monts Métallifères ne présentent aucune importance pour la production de cuivre du pays.

La pyrite est répandue dans tous les gisements de la région.

Dans la majeure partie des filons aurifères, le contenu en pyrite est de 3 à 5%, mais dans les filons plus riches en sulfures métallifères la proportion de pyrite monte jusqu'à 15%, exceptionnellement jusqu'à 30%.

On a reconnu, jusqu'à présent, trois gisements proprement dits de pyrite : Techerău, Larga—Fața Băii et Baia de Arieș, qui ont été exploités d'une façon assez intensive et des quantités relativement grandes de pyrite ont été extraites. Leur exploitation a été abandonnée, soit avant la guerre mondiale, soit quelques années après, à cause de l'épuisement de la majeure partie des réserves à vue et du changement de conditions de mise en valeur.

Actuellement, la production est sous forme de concentrés pyriteux, contenant 30 - 45% de soufre, et provenant soit des laveries des installations à bocards, environ 8000 tonnes/an, soit des usines de flottation, 7000 à 8000 tonnes/an.

Le mercure est extrait des gisements différents de ceux aurifères. L'exploitation date depuis très longtemps mais n'a jamais atteint une grande importance. L'usine de traitement, reconstruite en 1924, a produit environ 10.000 kg de mercure entre 1925 et 1928, et a dû cesser son activité à cause de la baisse du prix du mercure. La production que les petits entrepreneurs de la région réalisent, par des moyens primitifs, n'est actuellement que d'environ 100 à 200 kg par an. La quantité de minerai exploitable, ainsi que les conditions générales n'ont pas permis le développement d'une production régulière.

Le lignite de Tebea est exploité presque exclusivement pour les besoins de la société minière Mica. La production d'environ 35.000 à 37.000 tonnes annuellement est employée, en grande partie, dans l'usine thermo-électrique de Gura Barza, disposant d'une installation moderne de 5000 KW.

Des petits gisements de bauxite de Sohodol - Peleş et les nids de minerais de manganèse de Dealul Mare n'ont jamais été exploités et paraissent être sans importance économique.

B. DESCRIPTION SOMMAIRE DES PRINCIPAUX TRAVAUX MINIERS

Nous avons indiqué sur la carte la position d'un certain nombre de galeries et de travaux miniers afin de permettre une plus facile orientation aux prospecteurs et aux explorateurs.

A cette même fin, nous croyons intéressant de décrire, d'une façon sommaire, les principaux travaux miniers effectués jusqu'à présent, notamment ceux qui ont été accessibles lors de nos recherches sur le terrain ou sur lesquels nous avons pu recueillir des informations.

Nous suivons cette description dans l'ordre des numéraux indiqués sur notre carte.



1. BĂIȚA

1*). *La Galerie Henric (Crăciunești)* (alt. 247 m) (planche hors-texte) représente l'horizon principal d'exploitation de l'important gisement aurifère de Băița. Lors de nos études, l'exploitation était arrêtée et la majeure partie des travaux éboulés, de façon que nous n'avons pu voir qu'une partie de cette galerie. Celle-ci a été commencée en 1887 et représente comme transversale une longueur totale d'environ 2000 m. La galerie est creusée en grande partie dans le complexe mélaphyrique, mais a traversé également 3 culots de rhyolite ainsi que les brèches de contact respectives.

Le gisement exploité est composé par plusieurs filons, dont le principal, *Suhaida*, a été exploité à ce niveau sur une longueur d'environ 800 m. Ce filon est constitué par de nombreuses fractures qui sous forme de ramifications s'enlacent et s'entrecroisent. Au voisinage de son passage à travers le culot médian de rhyolite, ces fractures deviennent si nombreuses que le gisement prend la forme d'un stockwerk de brèche, cimenté par une gangue richement minéralisée, dont on a extrait de grandes quantités d'or natif. Cette partie du filon, qui se présente sous forme d'une cheminée à allure verticale, est appelé « Coș ». Dans le voisinage du « Coș », du filon *Suhaida* se séparent plusieurs ramifications importantes, représentant les filons *Emma*, *Carol*, *Carol II*, *Mihai*, No. 9, *Filon Principal*, *Kreuzschlager*, etc. En profondeur, ces ramifications s'unissent avec le filon principal. En dehors de ces filons, qui forment un panache, on doit encore mentionner quelques filons transversaux ou parallèles comme par exemple: *Rudolf*, *Ladislav*, *Antoni* et *Iosif*.

Les filons du groupe *Suhaida* ont des pendages variables sur la verticale et, dans le panache qui s'ouvre vers le NW, *Suhaida* a une direction générale NWW-SEE avec une faible courbure vers le SE, tandis que le filon *Mihai* est dirigé approximativement NW-SE. Les filons *Emma* et *Carol* ont une direction NNW-SSE. Dans la partie NE du gisement, on rencontre les filons *Wenceslas* et *Principal* avec la direction NWW-SEE et le pendage 70—80° N. Dans les points actuellement accessibles, ces filons sont beaucoup plus riches en sulfures que les filons du groupe *Suhaida* et parfois la proportion de blende et de galène est très élevée. L'épaisseur est variable, en moyenne 50 cm. Au S du groupe *Suhaida*, on rencontre les filons *Antoni* et *Ladislav*. Le filon *Antoni* a une épaisseur sous 20 cm, étant constitué par une gangue de calcite blanche faiblement rubannée, accompagnée d'un quartz généralement gris. Les sulfures se trouvent surtout dans les salbandes mais le pourcentage en est réduit. Le quartz porte quelquefois des paillettes d'or.

*) Ces numéros indiquent l'emplacement des mines sur la carte.



La majorité de ces filons traversent les mélaphyres et sont entourés d'une auréole de kaolinisation, silicification et chloritisation d'épaisseur variable. Les limites sont peu distinctes à cause des veinules qui se séparent du filon. L'épaisseur moyenne est de 40 cm et souvent dépasse 1 m. La gangue est représentée par des morceaux de roche silicifiée et chloritisée qui sont recimentés par de la calcite, de la baritine, de la rhodocrosite, de l'amétiste, etc. On mentionne, comme élément caractéristique des filons Suhaida et Kreuzschlager le jasper rouge. La minéralisation sulfurée, qui dépasse en général 10% de la masse, est représentée, en premier lieu, par de la pyrite cristallisée en hexaèdres de quelques mm ou sous forme de veinules et d'imprégnations fines. La chalcopryrite et la blende forment des taches irrégulières, tandis que la galène est rencontrée seulement en quelques points. A quelques endroits on a rencontré des nids de pyrargyrite et d'argentite.

L'or se trouve disséminé dans le quartz, associé avec la chalcopryrite et la blende, ou sous forme de nids d'or natif, joliment cristallisés. La rhyolite du voisinage des filons est traversée par de nombreux filonnets et présente, en général, une teneur d'or jusqu'à 2 gr par tonne.

Le gisement de Băița a été un des plus importants de la région. Son exploitation date depuis l'époque romaine. De nombreux documents indiquent une activité continue pendant le moyen âge.

L'exploitation paraît avoir atteint son apogée pendant la période 1894—1905, quand le puits principal Hartmann, a été creusé jusqu'à la profondeur de 190 m. Ces travaux ont permis l'ouverture de 6 horizons, dont le dernier se trouve à 210 m sous le niveau de la galerie Crăciunești, soit à une altitude de + 37 m par rapport au niveau de la mer ; c'est la plus grande profondeur atteinte, jusqu'à présent, dans les Monts Métallifères.

Le « Coș » a fourni du minerai très riche et a été complètement exploité du niveau Rudolf (alt. 414 m) jusqu'à l'horizon le plus bas, soit sur une hauteur d'environ 400 m.

Pendant la période indiquée ci-dessus, on exploitait 150 tonnes de minerai par jour, 30.000 à 40.000 tonnes/an, la teneur moyenne étant de 8,71 gr/t. Au et 17,26 gr/t Ag. Le rendement d'extraction par amalgamation et récupération des concentrés sur des tables, n'était que de 64%. La production variait de 314 à 620 kg d'or fin par an. La teneur moyenne en or et les surfaces exploitables des filons ont continuellement diminuées en profondeur, de façon que l'exploitation systématique a dû être abandonnée vers 1908. Elle s'est poursuivie jusqu'à nos jours, mais seulement dans les horizons supérieurs, l'exploitation étant faite par de petits entrepreneurs miniers du village.

2. La Galerie Iosif (alt. 327 m) est située à environ 80 m au-dessus de la précédente, mais sur le versant septentrional de la colline Sfredelul. Ce travers-banc a ouvert tous les filons décrits plus haut, ainsi que le filon Iosif, inconnu



dans les horizons inférieurs. Cette galerie a été creusée dans le complexe mé-laphyrique et a recoupé quelques culots de rhyolite.

3. *La Galerie Rudolf* (alt. 414,5 m) située sur le même versant de la colline.

4. *La Galerie Ana* (alt. 502 m) est une des plus anciennes de la région. C'est dans celle-ci qu'on a découvert de nombreuses reliques romaines, mortiers en pierre, lampes en argile, etc.

5. *La Galerie Ioan Nepomuc* se trouve à peu près au même niveau que la précédente mais sur le flanc méridional de Sfredelul.

6. *La Galerie Daniel* représente un horizon intermédiaire, 40 m au-dessus de Iosif.

7. *La Galerie Holaky*, située du même côté de la colline, se trouve à un niveau entre Daniel et Rudolf.

8. *La Galerie Buna Speranță* a exploité la partie supérieure du gisement, tout près du sommet de la colline Sfredelul.

Le gisement de Băița, qui a produit une grande quantité d'or peut être considéré actuellement comme presque épuisé. Dans les horizons supérieurs on n'exploite que des restes abandonnés, comme trop pauvres, par les anciens.

Au-dessous de l'horizon 210 m le minerai ne peut pas être considéré actuellement comme rentable, vue les difficiles conditions d'exploitation.

2. TROIȚA, TRESTIA, TOPLIȚA

Au SE et à quelques kilomètres de Băița se trouve un autre important centre minier exploitant 5 groupes de filons, (planche hors-texte) :

Trestia, situé près du village avec le même nom et occupant les collines Mialu et Lelii.

Magdana, dont les filons se trouvent sur le flanc occidental de la colline Mialu.

Troița (Sfânta Treime) situé entre Valea Bolcana et le sommet de Troița (alt 570 m).

Pițiguș, entre Valea Bolcana et Dealul Pițigușului.

Măceșul situé entre les collines de Teascu et Măceșul.

Tous ces groupes de filons ont été exploités séparément jusqu'en 1888, quand la société « Goldbergbau Füzesd-Trestia » a entrepris de grands travaux miniers, en creusant la galerie transversale de base Grimm.



9. *La galerie Grimm* est amorcée dans la vallée de Troița à environ 320 m d'altitude et appartient à la société « Toplița-Măgura-Concordia ». Elle pénètre dans les sédiments méditerranéens, à environ 300 m, passe dans le mélaphyre et à 700 m rencontre le groupe des filons de Troița. Elle suit vers le NW la direction du filon principal Antoniu et traverse un petit culot de rhyolite qui affleure sur la colline de Mialu. La galerie continue vers l'E, traverse la partie inférieure de quelques filons du groupe de Magdana et s'arrête dans l'andésite, après avoir traversé les filons du groupe de Trestia et deux dykes de rhyolite. La galerie Grimm a deux ramifications principales. La première traverse le groupe de Pițiguș, à l'E du point de rencontre du groupe Troița, la seconde explore le groupe Măceșul, au S du même point. Ces deux ramifications ne sont pas accessibles et la bibliographie ne donne aucune information là-dessus. La longueur totale de la principale partie de la galerie Grimm est d'au moins 3000 m.

Les filons des divers groupes ont été ouverts et exploités par cette galerie et par d'autres nombreuses galeries, dont les principales sont :

a) GROUPE DE TRESTIA

10. *La Galerie Gheorghe* située dans la vallée de Trestia, à l'altitude d'environ 350 m soit 30 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.

11. *La Galerie Dumitru* amorcée également dans la vallée de Trestia et située 75 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.

12. *La Galerie Leopold* à un niveau de 120 m supérieur à celui de la galerie Grimm.

13. *La Galerie Nepomuc* située sur le versant septentrional de Mialu, à 150 m au-dessus de la galerie Grimm. Toutes ces galeries ont exploitées un réseau d'environ 4 filons. Ces filons peuvent être considérés comme les ramifications d'un filon principal localisé dans la région du contact du culot d'andésite de Dealul Runcului avec le complexe mélaphyrique. Ils ont été exploités intensivement sur une longueur d'environ 900 m. La direction générale est NNW-SSE et le pendage 80° vers l'W. Les rares parties abandonnées par les anciennes exploitations nous indiquent que ces filons sont généralement d'une allure irrégulière, l'épaisseur variant entre quelques centimètres et 1 mètre, mais en général l'épaisseur moyenne en est réduite.

La gangue habituelle est constituée par le quartz compact, rarement accompagné de calcite. La minéralisation sulfureuse est représentée surtout par la pyrite mais on rencontre aussi la chalcopyrrite, la blende, la galène et la tétraédrite. Celles-ci forment des nids et des veinules, ainsi que des



imprégnations de cristaux très fins. Une caractéristique du groupe est la présence de puissantes salbandes fortement kaolinisées.

Vers le NW, les filons s'amincissent et se dispersent sous forme d'un réseau de veinules de pyrite compacte, constituant un stockwerk, dans la masse d'andésite kaolinisée; vers le SE on doit mentionner, dans le voisinage de la zone de dispersion, une zone de brèche cimentée par une gangue très riche en blende jaune et en galène.

b) GROUPE DE MAGDANA

Les principales galeries sont :

14. *La Galerie Magdana* à environ 195 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.
15. *La Galerie Romana* à environ 135 m au-dessus de la même galerie.
16. *La Galerie Ștefan* au niveau 410 m, donc 190 m plus haut que la galerie Grimm.
17. *La Galerie Sybilla* à environ 210 m au-dessus de la galerie Grimm et
18. *La Galerie Maria* à environ 240 m au-dessus du même horizon.

Les filons de ce groupe sont en général très courts, d'une constitution variable. Les directions sont N—S et NNW—SSE. On y distingue le filon Crucea, avec un pendage de 45° W, placé au contact du mélaphyre avec un culot de rhyolite. Il présente un remplissage de quartz compact, de couleur blanc grisâtre, qui parfois dépasse 0,50 m d'épaisseur. Ce filon est très pauvre en sulfures et la teneur en or est faible (2 gr/t). De ce filon se sont séparés, à la partie supérieure, plusieurs filons dont 9 ont été intensivement exploités. Ceux-ci se trouvent dans le mélaphyre altéré, étant de faible épaisseur. Ils sont constitués par une gangue de quartz en cristaux, qui forme généralement le revêtement des crevasses. Les sulfures sont disposées sous forme de groupes de cristaux sur le quartz ou entre le quartz et les salbandes. L'or se présente en paillettes, surtout dans le voisinage des nids de sulfures et son titre est très élevé (plus de 900‰). La caractéristique de ce réseau filonien est le minerai appelé « praină », constitué par des masses friables de limonite et d'autres oxydes, très riches en or natif à titre élevé.

Entre ces filons et le groupe de Trestia, on rencontre, surtout dans les horizons supérieurs, de nombreux filons peu réguliers, dans lesquels on a exploité des zones d'enrichissement. Ici on peut mentionner les filons Cămării, Sibilei, Colțului etc., qui sont maintenant inaccessibles.



c) GROUPE DE TROIȚA

Nous mentionnons les galeries suivantes :

19. *La Galerie Iosif* environ 40 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.
20. *La Galerie Debrețin* dont le but n'a été que l'exploration d'une occurrence.
21. *La Galerie Sf. Treime* environ 80 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.

Le filon principal de ce groupe est *Anton* qui a été reconnu au niveau Grimm sur une longueur d'environ 600 m. La direction est approximativement NNE-SSW et le pendage 70° W. De ce filon se ramifient vers le SSE les filons *Vermeinte* et *Budac*. Il est croisé par les filons : *Emilia*, *Iosif*, *No. 9*, *Zubau*, *Anton-cruce*, *Sf. Treime*, etc. dont la direction est approximativement E-W. Tous ces filons sont compris dans le mélaphyre altéré. La gangue est constituée par du quartz compact ou en cristaux, tapissant les géodes.

L'or libre est rencontré dans le quartz ou accompagné par la chalcopryrite et l'antimonite. L'épaisseur de ces filons est variable, mais en général ne dépasse pas 50 cm. Au-dessus de l'horizon Grimm les filons ont été intensivement exploités, les zones d'enrichissements étant situées généralement aux croisements. Ces zones ont été parfois exploitées aussi en profondeur, par des puits sous la galerie Grimm.

Le filon de *Pițiguș* a été aussi exploité dans les horizons supérieurs par la galerie suivante :

22. *La Galerie Francisc (Pițiguș)* est située aprox. 90 m au-dessus de la galerie Grimm. Au moment de nos études, tous les travaux miniers effectués dans les filons de *Pițiguș* étaient éboulés.

d) GROUPE DE MĂCEȘUL

Dans ce groupe se trouvent les suivantes galeries :

23. *La Galerie Iruga* approximativement 125 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.
24. *La Galerie Barbura* aprox. 160 m au-dessus de la galerie Grimm.
25. *La Galerie Avram* aprox. 165 m au-dessus de la galerie Grimm.
26. *La Galerie Sf. Ioan Botezătorul* environ 225 m au-dessus de la galerie Grimm.



27. *La Galerie Sf. Petru Nou.*
28. *La Galerie Emeric* environ 240 m au-dessus de la galerie Grimm.
29. *La Galerie Sf. Ioan Nou* environ 175 m au-dessus de la galerie Grimm.

Les filons de ce groupe ont été exploitées sur une longueur de 600 m et la majorité de ces galeries ont de grandes haldes. Nous n'avons pas été à même de les examiner, ni d'obtenir des informations, leur exploitation étant abandonnée depuis longtemps.

Les données que nous possédons sur le développement de l'exploitation du centre minier de Trestia, Toplița sont insuffisantes pour nous permettre une conclusion précise sur sa valeur minière. Il est indubitable que l'exploitation s'est poursuivie depuis très longtemps. L'effort qui a été fait après 1888 pour une exploitation active et rationnelle, en réunissant tous les groupes filoniens par la galerie principale Grimm n'a pas abouti à des résultats très encourageants. Une grande partie des minerais situés au-dessus de ce niveau était déjà exploité. Quant à la profondeur, un seul petit puits de 40 m a été creusé près du filon Anton. D'après des données statistiques on a extrait par la galerie Grimm, entre 1902 et 1904 donc en 29 mois, 6458 tonnes de minerai dont on a extrait 39 kg d'or brut, avec une finesse de 750 à 800. Les rendements de l'usine de traitement n'étaient que de 60%. Après cette date l'exploitation a diminuée progressivement. Au moment de nos études, de petits entrepreneurs miniers exploitaient, par triage, les parties riches des remblais des filons de Trestia. Quelques autres poursuivaient l'extraction des nids riches des groupes filoniens dans les parties intactes des horizons supérieurs de Troița et Magdana.

3. MĂGURA

Les gisements de Măgura se trouvent au NE de ce village, sur le versant W de la colline portant le même nom. Les exploitations anciennes se sont développées à la surface ou tout près de la surface, comme on peut s'en rendre compte par les nombreux restes qu'on y voit actuellement. Parmi les travaux souterrains, les principales galeries sont :

30. *La Galerie Sf. Petru* à présent inaccessible, pénètre vers l'W dans l'argile noire d'âge sarmatien. Il est probable que cette galerie a exploré le contact entre l'andésite de Măceșul et le sédiment, à l'endroit où les gisements de Măceșul, mentionnés plus haut, entrent dans les schistes.

Les principaux travaux se trouvent sur le flanc S de valea Măgurii, à savoir :



31. *La Galerie Barbara* alt. environ 400 m.

32. *La Galerie Sf. Petru si Pavel* alt. environ 360 m, donc 40 m au-dessus du niveau de la galerie Grimm.

33. *La Galerie Floriani* correspond au niveau de la galerie Barbara.

34. *La Galerie Iosif* alt. environ 450 m.

35. *La Galerie Martini* altitude 437 m.

36. *La Galerie Mihai* altitute environ 460 m.

Le gisement ouvert par ces galeries est composé de plusieurs filons à peu près parallèles sur une zone large de 400 m. La direction générale est approx. N—S et les pendages variables autour de la verticale. Les filons sont compris dans le matériel pyroclastique des andésites, appartenant à un appareil volcanique complexe. Ce groupe de filons a été reconnu sur une longueur d'environ 600 m, parmi lesquels nous citons : le filon *Francisc*, le filon *Eleonora*, le filon *Hălmăgiu*, le filon *Avram* et le filon *Iosif* qui correspond probablement au filon *Negru*. Ils sont extrêmement variables comme épaisseur et surtout comme contenu. Généralement ils, sont minces, de 1 à 10 cm, et sont constitués par une gangue silicieuse pauvre en sulfures, bordée de salbandes intensivement kaolinisées. Là où les filons s'élargissent, ils sont plus riches et ont été exploités. La minéralisation est pauvre en sulfures et plus que la moitié de la quantité d'or est extraite sous forme de nids, de paillettes et de dendrides. Aux affleurements, l'andésite est complètement altérée et traversée par de nombreuses veinules minces, remplies de quartz, de barite, de calcite et de sulfures altérés. La teneur en or de la masse de ces parties de la roche atteint parfois 2 gr/t et on rencontre souvent des nids bien minéralisés, desquels on extrait des quantités notables d'or libre.

Au NE de cette zone, quelques galeries ont exploité des filons plus riches en sulfures, mais l'or libre y est plus rare, à l'exception de très petits gisements situés vers l'E, dans la vallée de Făirag, où on a trouvé de l'or libre.

Parmi les mines, nous citons :

37. *La Galerie Sf. Gheorghe* dont l'altitude est d'environ 510 m.

38. *La Galerie Carolina* située à peu près au même niveau.

39. *La Galerie Greci* à l'altitude de 460 m.



40. *La Galerie Isaia Custuri* altitude 380 m.

41. *La Galerie Trei Crai* située à un niveau supérieur, altitude 560 m.

Dans toutes ces mines les travaux sont fort peu développés et il n'y a presque pas de réserves de minerai.

La conclusion qui se dégage de l'exposé fait ci-dessus est que le gisement de Măgura n'a jamais donné lieu à une exploitation rationnelle intensive. Les filons sont si minces, la minéralisation tellement dispersée et la répartition de l'or si irrégulière qu'il y a peu d'espoir de trouver, aux niveaux actuellement ouverts, de grandes réserves.

En dehors des gisements décrits à Trestia, on doit mentionner encore un petit gisement ouvert tout près du village :

42. *La Galerie Runcu* a rencontré ici un amas lentilliforme de sulfures (pyrite, galène, blende) qui représente, en partie, une substitution métasomatique dans le calcaire jurassique, au contact de celui-ci avec le mélaphyre. A présent ce gisement, dans lequel on a exploité en dernier lieu de la galène, est inaccessible.

4. SĂCĂRĂMB

Le gisement (planche hors-texte) principal se trouve dans la partie NE du village et a été ouvert par les suivantes galeries d'accès :

43. *La Galerie Nicolae* à l'altitude de 335 m dans la vallée de Certej, achevée en 1898, sa longueur étant d'environ 5000 m.

44. *La Galerie Carol*, à environ 144 m au-dessus du niveau de la galerie Nicolae, est également une transversale longue d'environ 2000 m, qui a été creusée vers 1824.

45. *La Galerie Ferdinand* située à 307 m plus haut que le niveau de base, a été faite vers 1765 sur une longueur d'environ 1000 m.

46. *La Galerie Bernat* se trouve à une altitude de 723 m et a été creusée en 1757, sa longueur atteignant environ 1250 m.

47. *La Galerie Maria* a 452 m au-dessus du niveau de la galerie Nicolae, soit à une altitude de 784 m, est une des plus anciennes, ayant été achevée vers 1746.

Ces mines appartiennent à l'État. Les galeries de la partie supérieure sont creusées dans le cratère d'un appareil volcanique tandis que les galeries inférieures traversent les dépôts gréseux-marneux d'âge méditerranéen,



avant de pénétrer dans la masse pyroclastique du cratère d'andesite quartzifère. Ainsi, la galerie Nicolae traverse les sédiments tortonien jusqu'à 3085 m de l'entrée, suit 200 m par le culot andésitique du Sarcău, perce d'autres culots entre 3410 m et 3542 m, 3818 m et à 4170 m pénètre dans l'andésite du cratère principal en la traversant sur une longueur de 510 m.

Le gisement est cantonné dans le cratère; il est formé par un véritable réseau de filons (plus de 200) s'étendant sur une petite surface (environ 1 km²). On partage ce territoire en 3 champs principaux, dont la minéralisation a des caractères spécifiques.

1. Au S se trouve le champ de Magdalena, situé autour du filon Magdalena. La majeure partie de ce filon a été exploitée entre l'horizon de la galerie Maria et l'horizon de la galerie Nicolae, c'est-à-dire sur plus de 450 m de hauteur. Sa direction générale est N 20° E; il est suivi dans ce sens à peu près 400 m de longueur. Le pendage est variable autour de la verticale et l'épaisseur oscille entre 20 cm et plusieurs mètres. La gangue habituelle est le quartz accompagné par de la rhodocrosite et exceptionnellement de la calcite. En général, le filon est riche en sulfures, parmi lesquels nous citons: pyrite, galène, blende, chalcopryrite et en quelques points alabandine. L'or se trouve seulement sous forme de nagyagite. Le filon a beaucoup de ramifications, quelques-unes sont bien développées. Parmi les autres filons parallèles et transversaux, qui constituent le champ, nous mentionnons: Adam, Daniel, Weisse, Legend, Caroline, Kartausi et dans les horizons supérieurs les filons: Felicia, Aloisi, Ferdinand, Wettertur, Wiedersenische, etc.

2. Au N du champ de Magdalena se trouve le groupe des filons Longhin dans lequel on compte 12 filons Longhin et 21 Antelonghin, en dehors d'un grand nombre de ramifications. Le principal filon est Antelonghin, qui a été reconnu sur plus de 400 m de longueur et plus de 450 m de différence de niveau. La direction générale de ce filon, ainsi que de ceux qui l'accompagnent, est approximativement N 30° W. Le pendage oscille autour de la verticale, mais on distingue deux groupes. Les filons du groupe Longhin ont, en général, le pendage vers l'W, tandis que ceux du groupe Antelonghin ont un pendage vers l'E, ce qui fait qu'ils convergent vers la profondeur.

La puissance des filons varie de quelques centimètres à 2 mètres, s'élargissant aux points d'intersection. La gangue est composée de quartz accompagné de baritine, rhodocrosite et parfois calcite. Les filons sont pleins de géodes revêtues de minces cristaux de quartz. Parmi les lamprites qui constituent la minéralisation, on remarque: pyrite, chalcopryrite, blende, galène et tétraédrite. L'or est sous forme de sylvanite, d'or natif et plus rarement de nagyagite. Les filons de ce champ sont très souvent accompagnés par des filons de glauch.

Au-dessus de l'horizon Ferdinand, les filons Longhin disparaissent tandis que les filons Antelonghin s'appauvrissent.



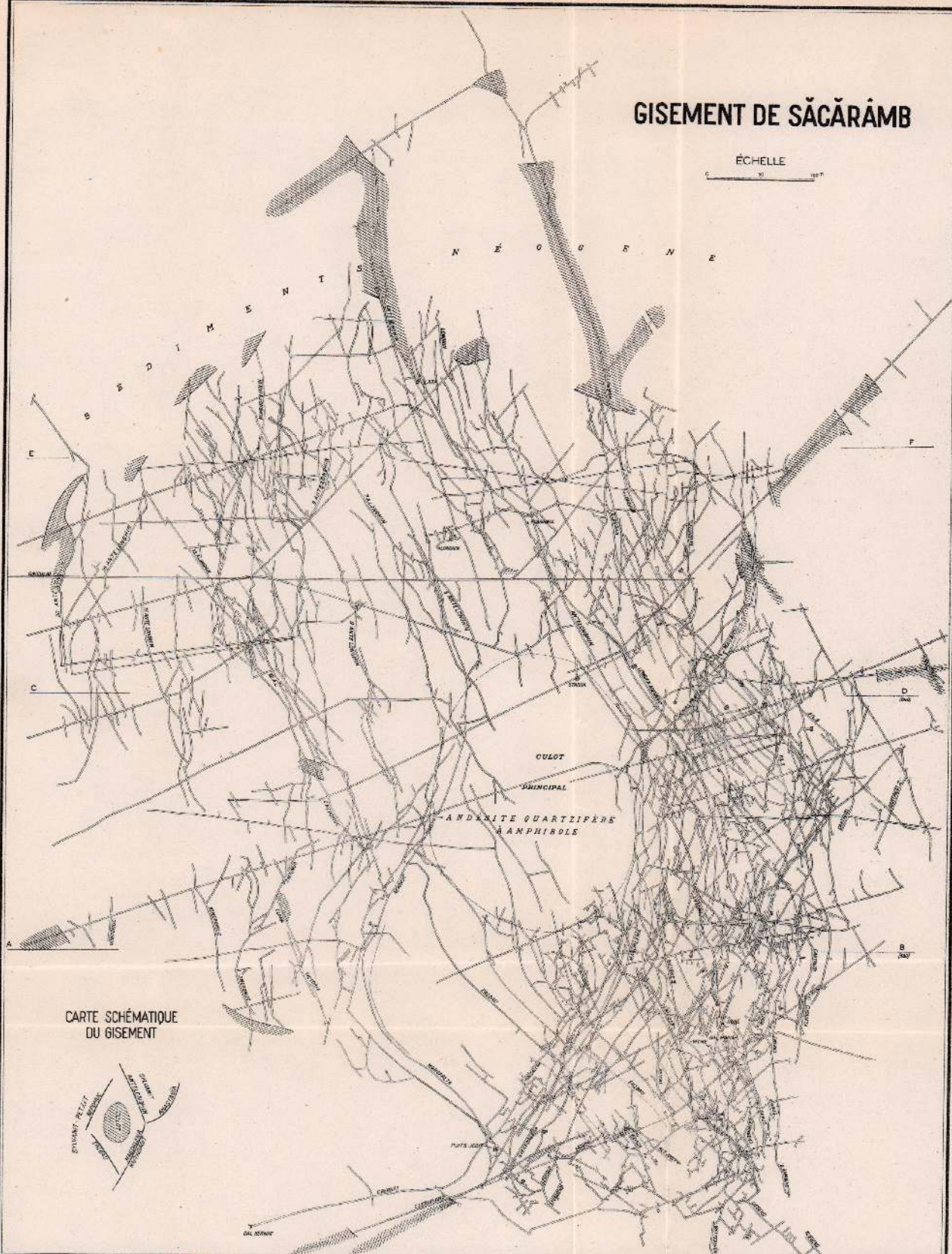
GISEMENT DE SĂCĂRĂMB

ÉCHELLE

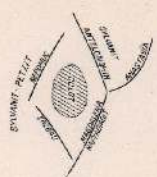
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

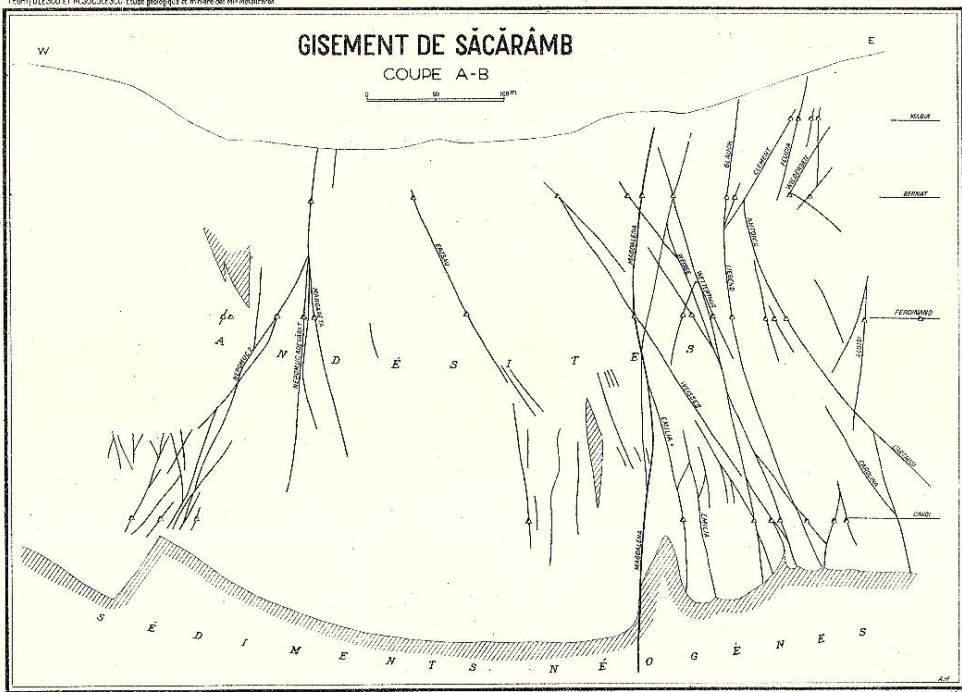
N É O R N E

S
D
I
M
E
N
T
S



CARTE SCHEMATICĂ
DU GISEMENT





3. A l'W des groupes de filons Magdalena et Longhin se trouve le champ de filons Nepomuc. Ce champ est moins important au point de vue minier; en général les filons sont minces et le minerai payant est limité à quelques zones. Ces filons ressemblent beaucoup aux filons Antelonghin mais la gangue est plus riche en calcite et l'or apparaît aussi sous forme de petzite.

En profondeur, la zone minéralisée diminue comme dimension et s'appauvrit d'une façon évidente. Sur la verticale, on a remarqué que la zone médiane, entre les horizons Carol et Ferdinand, paraît avoir été la plus riche. Au niveau de base Nicolae les nids de minerai riche sont très rares, la teneur moyenne est faible. Un essai d'exploitation sous cet horizon, par un puits de 40 m, a été abandonné à cause des résultats défavorables.

La découverte du gisement de Săcărâmb a eu lieu vers 1740 et l'exploitation a commencé peu de temps après, en 1745. Avec des hauts et des bas, l'activité minière a continué sans interruption jusqu'à nos jours. La mine s'est continuellement développée de façon que la longueur totale des galeries monte à environ 150 km. La nature du minerai, sous forme de nids de tellurures aurifères, a déterminé une exploitation irrégulière à la recherche de ces points riches. Entre 1763 et 1882, a fonctionné à Certej une usine métallurgique pour le traitement du minerai. Par la suite, le minerai riche trié était expédié aux usines métallurgiques de Firiza et Zlatna.

Dernièrement, l'exploitation a été reprise sur une base complètement différente; le tout venant de la mine est traité dans une installation de flottation à capacité de 200 t/24 heures. La même installation traite les parties exploitables des remblais et des anciennes haldes. La production actuelle est d'environ 300 kg d'or et 500 kg d'argent annuellement.

Le gisement offre encore des réserves importantes mais avec une faible teneur en or.

48. *La Galerie Leopold* se trouve sur le territoire du hameau Baiaga au N de Săcărâmb. Elle était inaccessible lors de notre visite, mais sur la halde on voyait du minerai riche en galène et blende.

48. *La Galerie Born* a été creusée à l'altitude de 642 m pour doubler l'accès de l'horizon Ferdinand, puis abandonnée devenant inaccessible.

5. HONDOL

Le gisement de Hondol est localisé sur une zone NW-SE qui traverse la Valea Măcrișului, au N du village Hondol. La masse des roches sédimentaires et de l'andésite quartzifère ainsi que des produits pyroclastiques est



extrêmement altérée et fissurée. Il a été reconnu un grand nombre de filons, généralement de dimensions et valeurs réduites.

50. *La galerie Regina*, (Planche hors-texte) située au niveau le plus bas de cette région, a été ouverte par l'État vers 1774, dans le flanc oriental de la vallée pour pénétrer sous des anciens travaux. Après une distance d'environ 200 m vers l'E, elle se dirige vers le NE et, à environ 300 m de l'entrée, atteint le filon *Impăratul* (l'Empereur) qui a été ouvert en largeur, sur une distance d'environ 250 m, et en profondeur, par un puits de 80 m.

La direction du filon est NWN-SES. Dans le filon se terminent d'autres filons dirigés NNE-SSW parmi lesquels nous citons *Carol*, No. 1 et *Ioan*, longs d'environ 200 m. Enfin à leurs extrémités se trouvent plusieurs ramifications dirigées NW-SE qui sont les filons *Leopold*, *Tivadar*, *Rosalia*, etc. Dans ces filons on distingue deux sortes de minéralisations :

1. Une minéralisation plus riche en sulfures se trouve dans le filon *Carol* et *Impăratul*, et est constituée par un complexe de pyrite, blende, galène, tétraédrite, chalcopryrite, stibine, réalgar, etc. Elle occupe dans les filons, de grandes zones avec une épaisseur variable d'environ 0,50 m. L'or en grains très fins et assez uniformément distribué dans le minerai a été intensivement exploité jusqu'à 116 et même 126 m en profondeur.

2. Une minéralisation riche en or natif, associé avec quelques sulfures, qui est distribuée avec peu de régularité dans des géodes et crevasses des filons. Elle est constituée par une gangue de quartz compact de couleur blanchâtre, très fissurée et très pauvre en sulfures, d'une épaisseur d'environ un mètre (filon 1, filon *Ioan* etc.).

Au NE du filon *Impăratul* se trouvent encore quelques filons dirigés NWW-SEE dans la zone de contact entre l'andésite et les sédiments tortoniens. Ces filons ont été exploités dans *Dealul Coranda*, au-dessus de la galerie *Regina* et sont actuellement inaccessibles.

51. *La Galerie Regi* (ou *Carol*) est ouverte en direction SW, sur le versant méridional du *Pârâul Gălișos*, dans le territoire de la Soc. *Mica*. Lors de nos études, elle se trouvait inaccessible.

52. *La Galerie Horia* se trouve sur le versant E de la vallée et a été creusée en direction ESE puis NE, sur une longueur d'environ 300 m. Nous ne connaissons pas les résultats pratiques de ces travaux.

53. *La Galerie Nicodim*, située à une altitude d'environ 400 m toujours sur le flanc oriental de la vallée, a ouvert les filons du territoire de la Soc. *Mica*, sur une longueur totale de plus de 500 m. Les galeries en stérile dépassent



1000 m de longueur. Deux sous-horizons ont aussi été ouverts par un puits de 80 m de profondeur. Ils ont exploré environ 30 filons, mais dans les zones actuellement reconnues la puissance moyenne des filons est réduite et la teneur en or relativement faible. Jusqu'au moment de nos études l'exploitation de ces filons n'avait pas encore commencé, tous les travaux miniers en cours d'exécution ayant un caractère d'exploration.

54. *La Galerie Etelca* se trouve sur le flanc occidental de Valea Măceşului, à une petite distance de Nicodim. Elle est creusée suivant un filon en direction NW et avait atteint une longueur d'environ 120 m. Le filon paraît plus puissant, la largeur atteignant jusqu'à 60 cm, mais la teneur en or ne dépasse pas 6 gr/t. Cette galerie se trouve également dans le territoire de la société Mica.

55. *La Galerie Gheorghe* ouvre un des filons du territoire de l'État affleurant au-dessus de la vallée, sur son flanc oriental. La longueur de la galerie n'est que d'environ 100 m. Le filon est assez mince et paraît contenir des nids riches en sulfures, spécialement en galène.

56. *La Galerie Grănărească*, près du puits Carol, a suivi sur une longueur de plus de 150 m un filon de direction NWN, mais sur lequel nous n'avons pu avoir d'autres informations.

En conclusion, on constate que le centre minier de Hondol, ou on voit encore des traces des travaux anciens, comme par exemple les grandes excavations sur la colline Coranda-Teiul, ne joue plus aucun rôle dans la production d'or de la région. En dehors des résultats plus encourageants obtenus par la mine Régina et le puits Carol, les autres travaux n'ont fait que l'exploration d'un territoire dont la surface n'est que de 600 m × 600 m. La minéralisation s'étend sur une surface plus grande, mais les travaux d'exploration effectués jusqu'à présent (non indiqués sur la carte) n'ont pas encore conduit à des résultats satisfaisants.

6. BALŞA ET VOIA

Sur le territoire de Balşa, on rencontre, dans le voisinage de Săcărâmb, quelques petits travaux d'exploration, comme par exemple :

57. *La Galerie Cireşei*, située à l'altitude d'environ 800 m, a ouvert, dans l'andésite quartzifère pyritisée une imprégnation de pyrite, traversée par des filonnets minéralisés.

Enfin, plus au S, sur le territoire de Voia, on trouve un assez grand nombre de petits filons, parmi lesquels le plus important est ouvert par :



58. *La Galerie Macrișul*, située à l'altitude de 850 m sur le flanc méridional du sommet Măcrișul. Le filon est localisé au contact d'un culot d'andésite avec des sédiments méditerranéens fortement altérés. Il est ouvert sur une longueur de 20 m environ. La puissance du filon étant réduite et la teneur en or trop faible, l'exploration a été abandonnée.

7. DEALUL MARE

59. *La Galerie Bălănești* située dans Valea Cucuiului, a une longueur de 7 m et a été creusée sur un filon perdu à cause d'une dislocation. Dans le même ravin on voit, dans une zone de mélaphyres très altérés, quelques petits filons de direction N 40° W, constitués par du quartz dur, avec une faible imprégnation de galène et de pyrite, qui paraissent être sans importance minière.

60. *La Galerie Bachus* située sur le flanc méridional de Valea Satului, était éboulée au moment de nos études. C'est une petite galerie d'exploration qui n'a pas donné des résultats satisfaisants.

61. *La Galerie Baron Györffy*, ouverte un peu en amont de la galerie précédente, à l'altitude d'environ 460 m, a eu pour but l'exploration d'un filon de direction NW, incliné de 70° vers le NE, à nids de galène et de pyrite. Le premier échelon de la galerie, dirigé ESE, est compris dans des porphyrites très altérées. Le filon est atteint à quelques dizaines de mètres de l'entrée et a été suivi vers le SW, sur une longueur d'environ 30 m, où il a été perdu. Deux ramifications de la galerie l'ont cherché et ont trouvé son prolongement ainsi que deux autres petits filons. Ce gisement est situé dans une concession de l'État. L'exploration en est abandonnée.

62. *La Galerie Vălișoara*, située dans un ravin, au N de l'église du village, a exploré sans résultats favorables une zone de porphyrites altérées et pyritisées.

63. *La Mina de Mangan*, est une petite galerie faite pour explorer une couche de tuf porphyritique contenant des nids de pyrolusite. A l'endroit de la galerie, cette couche a un mètre de puissance mais elle paraît diminuer dans toutes les directions. Les nids, produits par l'effet de l'altération superficielle, sont assez rares et la teneur moyenne en Mn est réduite.

64. *La Galerie d'Exploration* a exécuté l'exploration d'un nid de minerai de manganèse pareil à celui précédemment décrit.

65. *La Galerie Pârâul Băilor*, située à environ un kilomètre au N du village de Vorța, dans le ravin du même nom, a exploré sans résultats favorables une



partie plus minéralisée de la zone d'altération qui s'étend à l'W du cratère volcanique de Gliganul. Cette galerie a découvert un filon de direction E-W, dont la puissance atteint jusqu'à 40 cm. La gangue est siliceuse; elle contient des veinules et des nids de pyrite, chalcoppyrite, blende et galène, qui s'étendent également dans les parois de mélaphyres altérés.

8. ORMINDEA-CÂINEL-MĂGURA BĂII

66. *La Galerie Sf. Ioan Nepomuc* a été creusée par la société Mica sur le flanc gauche du ravin Valea Corbului, vis-à-vis de l'emplacement d'une ancienne galerie éboulée avant 1914. La tradition rapporte que cette galerie avait été faite à la suite de la découverte d'un nid d'or natif, sur l'affleurement d'un filon dans le thalweg. Ce nid aurait fourni environ 500 gr d'or.

La galerie actuelle a ouvert le filon sur une longueur d'environ 40 m vers le SE et l'a suivi en profondeur par un puits d'environ 50 m. La teneur en or est réduite; par contre celle en argent est assez importante, le filon contenant des minéraux d'argent notamment de la pyrargyrite.

67. *La Galerie Sf. Ion din Paltin* est située dans un ravin, affluent de Valea Corbului, environ 300 m au NW du confluent. Cette galerie a été effectuée vers 1931 par la société Mica, en vue d'explorer ce territoire. Elle a recoupé un petit filon, à gangue de calcite, contenant quelques nids de galène, blende et pyrite.

68. *La Galerie Pârâul Corbului* est amorcée à une petite distance de la galerie Nepomuc. La société Mica a exploré par cette galerie un filon de direction N 10° à 40° W, de 10 à 30 cm de puissance, constitué par de la calcite compacte, avec un peu de quartz et une faible imprégnation de sulfures. La teneur en or est réduite.

69. *La Galerie Barita* se trouve sur le flanc N de Valea Mică, dans le tuf dacitique et sous la couverture des laves andésitiques de Fofeze. Elle a suivi, sur 12 m, un mince filon, à cristaux de barytine.

Sur le flanc S de Valea Mică près de la galerie précédente nous avons étudié la galerie Sf. Ladislau, creusée en direction S 50° à 70° E, dans la colline de Dumbrăvița. Elle traverse d'abord sur 25 m de longueur, les sédiments méditerranéens, ensuite sur environ 14 m un tuf bréchiforme andésitique et pénètre dans l'andésite quartzifère propylitisée et séricitisée. A environ 81 m de l'entrée se trouve le contact entre l'andésite et le mélaphyre. Les derniers 20 m de la galerie se maintiennent dans cette dernière roche. Le plan de contact est extrêmement altéré et un peu minéralisé, mais la teneur en or est faible. Les autres fissures minéralisées, sont sans importance minière.

70. *La Galerie Principesa Georgina (Câinel)* est la principale mine de cette région. La galerie est amorcée dans Valea Câinelului, à une altitude d'environ 325 m. Le gisement est logé à la périphérie septentrionale du cratère de dacite de Câinel, notamment au contact avec l'andésite quartzifère appartenant à une phase éruptive antérieure (type Fața Băii).

La galerie se dirige vers les filons, en direction NEN, en traversant sur les premiers 300 m le dacite de Câinel, entre 300 et 460 m une brèche dacitique, ensuite, jusqu'à 800 m, le dacite, pour pénétrer dans la brèche andésitique de l'ancien cratère. Enfin à 900 m environ de l'entrée, la galerie tourne vers le NW et atteint la zone minéralisée.

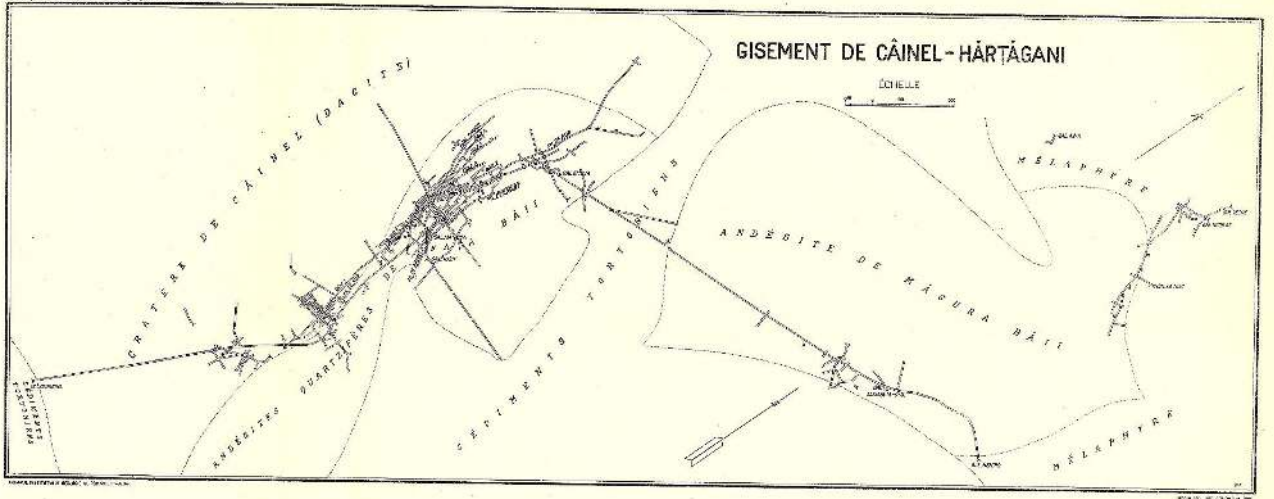
Le filon principal du gisement est le Filonul de Aur (Goldkluft) de direction N 25° à 30° W et pendage 70° W, situé au contact entre la brèche du cratère dacitique et l'andésite quartzifère. Le remplissage filonien est constitué, en majeure partie, par du quartz, de couleur gris foncé, à imprégnations et nids de lamprites (pyrite, blende, galène, chalcoppyrite, tétraédrite etc.). A ce niveau la calcite et la barytine sont relativement rares. Le filon a été reconnu au niveau Georgina sur une longueur d'environ 960 m; mais la zone d'enrichissement est limitée à 200 m. On remarque que les brèches dacitiques de consistance réduite, qui forment par endroits le toit du filon, ont une influence défavorable sur la minéralisation. Le filon a été exploité jusqu'à la surface, soit sur une hauteur de 50 à 80 m. Dans les niveaux supérieurs, le remplissage est constitué par une masse argileuse de kaolin et séricite, avec des veines de calcite peu métallisée. En profondeur, le filon a été exploité en partie jusqu'au niveau de 192 m sur une longueur d'environ 200 m, représentant la partie la plus riche. En effet, il résulte d'après les anciennes cartes de la mine, qu'on y a extrait d'une zone de 128 m de longueur et 100 m de hauteur, une quantité de 174 kg d'or natif visible, soit environ 13,6 gr d'or natif par m² de filon. La puissance du filon atteint jusqu'à un mètre mais la moyenne est d'environ 30 cm.

A peu de distance dans le mur du filon principal se trouve le Filonul de Argint (Silberkluft), filon d'un développement un peu plus réduit que le précédent. La minéralisation est semblable à celle précédemment décrite, mais on remarque une teneur en argent plus élevée, due à la présence de la tétraédrite.

Parmi les autres filons associés aux ramifications, nous mentionnons: Șerpoaica, Diagonal, Rupta I, Rupta II, Paul, Trei Magi et Dobrina. Tous ceux-ci ont été au moins partiellement exploités au-dessus du niveau Georgina. On rapporte qu'en profondeur l'exploitation s'est limitée aux filons Goldkluft, Silberkluft, Rupta I, Rupta II, et Diagonal. L'abatage s'est effectué sur une longueur de 40 à 200 m mais sur presque toute la hauteur de 192 m. Les zones d'enrichissement ont eu les dimensions et les contenus suivants d'or natif en nids:



Trasată de P. BACULESCU după planurile de teren



Goldkluft	100 m long	128 m haut	12.800 t	174 kg d'or natif.
Silberkluft	28 » »	128 » »	5.305 »	30 » » »
Rupta I	30 » »	18 » »	400 »	53 » » »
Rupta II	30 » »	72 » »	2.406 »	18 » » »
Diagonal	10 » »	45 » »	450 »	23 » » »
				298 kg d'or natif.

De ces données, recueillies dans un rapport daté 1905, il résulte que l'or natif représente environ 14 gr/m².

Cette mine a d'abord appartenu à l'État, puis à des particuliers. La galerie Georgina a été creusée vers 1884. L'exploitation, a été plus intensive entre 1892 et 1897, quand il a été extrait environ 13.500 tonnes de minerai, dont on a obtenu 730 tonnes de concentrés soit 5,4%. La production a été de 436 kg d'or, dont environ 75% d'or libre. La teneur moyenne du minerai, en tenant compte du rendement d'extraction était d'environ 30 gr/t Au et 210 gr/t Ag. Le minerai restant dans les filons étant relativement pauvre, tous les essais de reprise de l'exploitation ont échoués. Depuis quelques années la société Mica exécute des travaux d'exploration et reexamine une partie des anciens filons. Une ramification de la galerie Georgina s'étend jusqu'à Măgure Băii, en explorant le territoire situé entre ces deux gisements.

Parmi les mines de Căinel qui ont exploité les gisements à la surface, nous citons les deux suivantes :

71. *La Galerie Valea Mică* creusée dans la colline Gorunu. La longueur est d'environ 30 m, suivant un filon de direction N 30° W, vertical, dont la puissance n'est que de 1 à 6 cm. Les parois sont constituées par du dacite altéré. La minéralisation consiste en quartz gris noirâtre, compact, imprégné par de la pyrite, à faible teneur en or. Dans quelques géodes on trouve de la barytine.

72. *La Galerie Sf. Cruce* est une ancienne petite mine, creusée par les mineurs du village Căinel. Elle a exploité le prolongement S du groupe filonien Căinel à quelques mètres sous la surface. Le filon est rempli par une masse argileuse traversée par des veines de calcite, et a contenu des nids d'or aux croisements avec des fissures transversales (cruci). On rapporte quelques heureuses découvertes de nids assez riches en or natif.

73. *La Galerie Iosif* est située sur la colline Afin. C'est une galerie peu profonde, dont le trajet est extrêmement irrégulier, suivant de minces fissures représentant les ramifications du groupe principal. Ces fissures sont remplies par une masse argileuse, limonitique et par de minces bandes de quelques mm de calcite. La teneur en or du minerai choisi monte à plus de 100 gr/t.

74. *La galerie Sf. Anton*, a exploré avec des résultats insatisfaisants, un mince filon de direction N 20° E, et pendage 50° E.

75. *Galerie Sf. Andrei* est une ancienne mine d'exploitation du gisement de Măgura Băii, creusée sur le flanc N de la colline. Elle était inaccessible au moment de nos études, mais on constate qu'elle a traversé le mélaphyre et l'andésite quartzifère.

76. *La Galerie Ana* (Baia la Nuc) était la seule mine en activité à Măgura Băii, au moment de nos études. Elle exploite un filon de direction N 10° W, ouvert sur une longueur d'environ 200 m, dont 90 m vers le S. Les abatages sont faits dans la partie centrale, sur une largeur d'environ 120 m, représentant la partie la mieux minéralisée. La puissance moyenne est de 30 cm. La minéralisation est constituée par du quartz blanc et du quartz gris foncé, imprégné de sulfures. On y voit également des nids de pyrite, blende, chalcopryrite et galène. Ce dernier élément est un indicateur favorable pour l'enrichissement en or. La teneur moyenne en or est assez élevée et, par endroits, on trouve du quartz finement imprégné d'or natif. Ce métal a imprégné, près de la surface, une masse argileuse limonitisée appelée « praină ».

77. *La Galerie Henric* située dans Valea Răcașului, au pied de la colline Măgura Băii, a une altitude plus basse que la galerie précédente. Inaccessible depuis quelques années, nous n'avons pas pu l'examiner. Elle a traversé le sédiment méditerranéen qui affleure à son entrée. On rapporte que sa longueur est assez grande, ayant fait la liaison avec le prolongement de la galerie Georgina (Câinel).

78. *La Galerie Sf. Ana* se trouve sur le flanc S de Valea Flintei, près du confluent avec Valea Răcașului. Elle a exploré en direction SE un petit filon compris dans l'andésite quartzifère extrêmement décomposée.

79. *La Galerie Ferdinand*, située sur le flanc W de la vallée Răcașului, près du confluent avec Valea Flintei; a traversé l'andésite quartzifère altérée et a exploré, avec des résultats insatisfaisants, un petit filon de direction NW-SE.

80. *La Galerie Teascu*, sur le flanc S de la vallée du même nom, a exploré une faible zone de pyritisation dans le mélaphyre décomposé.

81. *La Galerie Chișcălău* amorcée sur le flanc N de Valea Văratecului, a exploré, sans résultats pratiques, le prolongement de la zone de pyritisation mentionnée à la galerie précédente.



82. *La Galerie Brüchner* se trouve dans Valea Văratecului sur le flanc E. Elle a exploré une veine de calcite comprise dans les brèches mélaphyriques altérées et a été ensuite abandonnée à cause du résultat insatisfaisant obtenu.

83. *La Galerie Zănoaga*, située sur le flanc méridional de la vallée du même nom, a exploré, en direction SE, un filon de calcite, faiblement minéralisé. Il se trouve sur une zone d'altération hydrothermale, dirigé NW-SE, dans le complexe mélaphyrique.

84. *La Galerie Citera*, située dans un ravin, affluent de Valea Cordurei, est éboulée. Elle est amorcée dans les mélaphyres altérés, mais peu minéralisés.

85. *La Galerie Bulzu* dans le ravin à l'E du pic Bulzu a suivi sur 15 m, un filon N 20° W et qui plonge de 70° à 80° à l'W. Sa puissance n'est que de 5 à 6 cm. Il contient une faible minéralisation aurifère.

86. *La Galerie Runcu* a exploré, dans les mélaphyres décomposés, de minces fissures, remplies par une masse de chlorite, séricite, kaolin, etc. imprégnée de pyrite.

87. *La Galerie Gurguiata* se trouve dans la même zone de faible minéralisation, comprise dans les complexes mélaphyriques. L'exploration a été infructueuse.

9. DRAICA

Ce gisement est situé à l'E du village de Săliște, en relation avec le culot de dacite qui perce le complexe mélaphyrique et le calcaire jurassique de Hulpuș.

On distingue deux zones de minéralisation. La zone située sur le flanc W de Draica a été explorée par quelques galeries situées dans le ravin Draica. L'autre zone, constituée par des filons mieux développés a été exploitée sur le flanc oriental de Draica.

Lors de nos études l'activité minière avait cessé depuis longtemps ; quelques années plus tard la société Petroșani a entrepris d'importants travaux miniers en rouvrant les anciennes galeries et en creusant d'autres, mais, n'aboutissant pas à réaliser une exploitation, elle a suspendu les travaux.

Les principales galeries de la région de Draica sont :

88. *La Galerie Sf. Ioan*, qui explore dans Valea Hulpușului, le contact du dacite où se trouve quelques filonnets sans importance économique.



89. *La Galerie Emma* qui était abandonnée lors de nos études. Elle a été continuée par la société Petroșani. En traversant le dacite, à environ 300 m, elle rencontre le gisement formé par deux filons principaux. Ces filons ont été explorés en direction SE et à cause de leur faible teneur ont été abandonnés.

90. *La Galerie Francisc* est l'ancienne galerie principale d'exploitation de la région. Elle ouvre le filon Draica sur une longueur de plus de 300 m, qui a été exploité au-dessus de la galerie jusqu'aux affleurements. Ce filon a été exploité en profondeur par un puits qui était inondé lors de nos recherches.

Ce puits dénommé Imperial (Vârtejul Împărătesc) avait une profondeur d'environ 40 m et par lui on a exploité une zone d'enrichissement qui se rétrécit en profondeur. Dans les parties exploitées le filon avait une épaisseur jusqu'à un mètre et il a été riche surtout en minerais d'argent. En dehors de ce filon principal dénommé Vâna Galbenă on a exploité aussi une zone riche en or dans un filon mince qui sort du dacite et pénètre dans le mélaphyre connu sous le nom de Vâna Ciorască.

91. *La Galerie Mișca* est une exploration sur le prolongement vers le SW du filon Draica. Le filon se trouve dans les mélaphyres et a une puissance de 5 à 10 cm; sa teneur en or est très faible.

92. *La Galerie La Plopi* explore une ramification du filon Draica, dans les Graviers d'Almașul Mare. Le filon est très dispersé et sa teneur en or est insignifiante.

10. PORCUREA

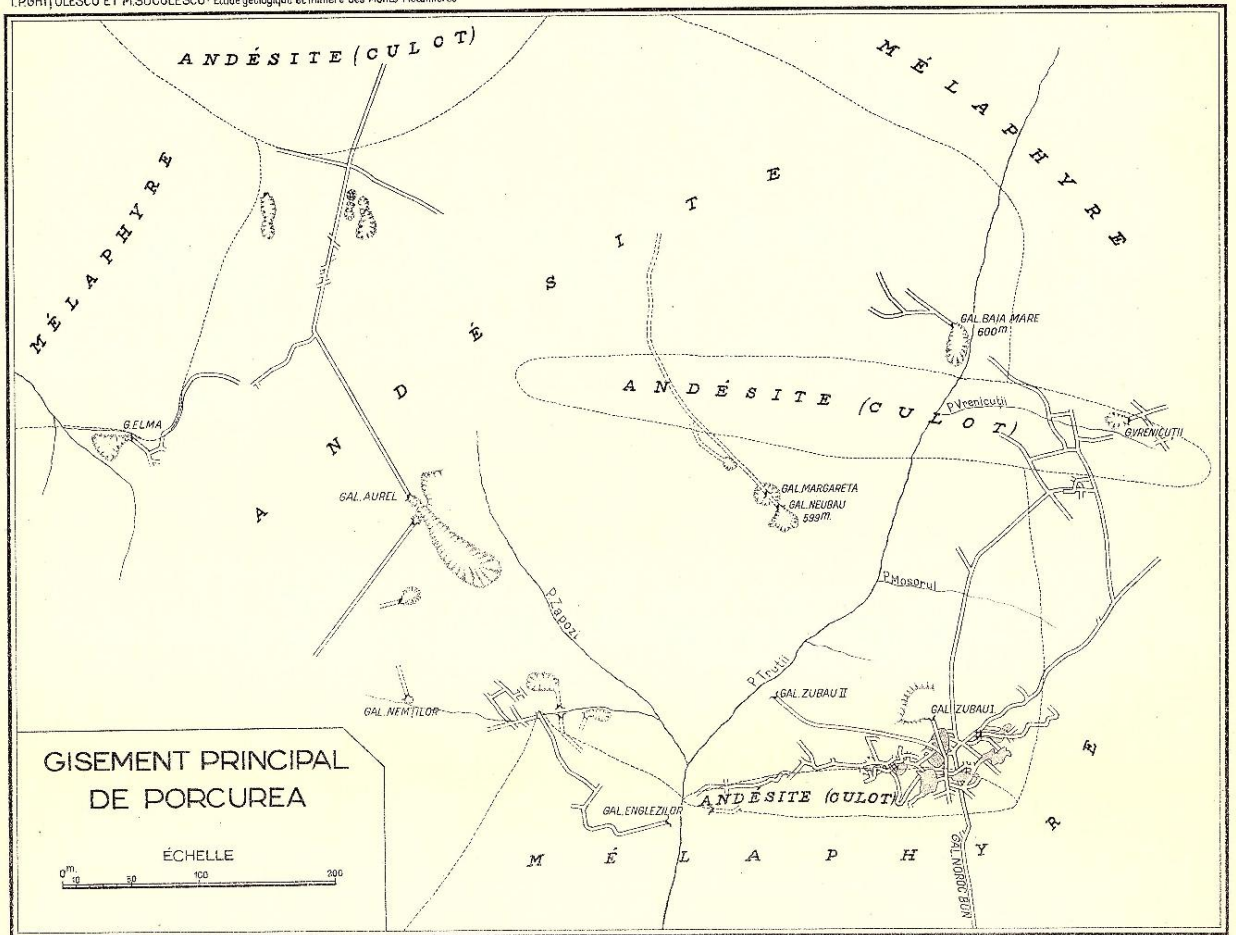
93. *La Galerie Curila* est une exploration éboulée lors de notre visite, aujourd'hui abandonnée.

94. *La Galerie Crăiască* est une ancienne galerie romaine actuellement éboulée. Le gisement y est inaccessible.

95. *La Galerie Elma* se trouve sur le versant N du Dealul Băilor, dans les dépôts pyroclastiques de l'andésite. A environ 20 m au S de l'entrée elle rencontre le stockwerck Elma formé par une brèche andésitique cimentée dans la gangue siliceuse kaolinisée, imprégnée de pyrite et chalcopyrite. Ce stockwerck a été suivi vers l'E, sur une longueur d'environ 20 m; les travaux ont été arrêtés dans la zone de dispersion.

96. *La Galerie Mihai* pénètre vers le N dans Dealul Băilor et, à environ 100 m rencontre le stockwerck Crăișorul de 3 m de largeur. Ce





stockwerck, de direction NWW-SEE, est placé au contact du mélaphyre avec l'andésite ; il se compose d'une brèche cimentée par la gangue minéralisée. Sa teneur en or est variable entre 2 et 10 gr/t.

97. *La Galerie Barbura* a exploité le stockwerck Crăișor au-dessus de la galerie Mihai, à son croisement avec le filonnet Barbura. Elle est actuellement inaccessible.

98. *La Galerie Zapodi* (Aurel) à l'altitude 605 m pénètre vers le NW dans les tufs et brèches andésitiques à l'E de Vârful Băii. A environ 150 m elle rencontre le stockwerck Elma et le suit sur environ 70 m jusque sous la galerie Elma. Ce stockwerck est formé par la brèche plus richement imprégnée que dans la galerie Elma et a une puissance de 3—4 m. Plus loin la galerie pénètre dans le culot andésitique qu'elle longe, vers le N sur une distance d'environ 150 m. Cette andésite est traversée par plusieurs petits filons verticaux de 1—3 mm d'épaisseur, ayant une gangue de calcite avec des cristaux de chalcopyrite et blende riches en paillettes d'or. Sur une longueur d'environ 8 m l'andésite est plus richement imprégnée de pyrite, qui forme des croustes sur les nombreux clivages et constituent le dénommé *Stockwerck Aurel*. Enfin à la limite N de l'andésite cette galerie suit un filon de direction aproximative E—W, pendage vers le N. Ce filon a une puissance d'environ 20 cm, il est riche en pyrite accompagnée, dans certains endroits, par des nids de blende, un peu de galène et chalcopryrite.

99. *La Galerie Margareta* située à l'altitude 599 m dans les dépôts pyroclastiques de l'andésite au N de Vârful Porcului. Elle est actuellement inaccessible.

100. *La Galerie Zubau I*, traverse vers le SE les tufs andésitiques pour recouper au contact du mélaphyre, le *stockwerck Ludovic*, exploité sur une surface de 20 m de diamètre. Ce stockwerck de direction EW pendage de 70° S, a été suivi vers l'E sur environ 50 m. Parmi les filons découverts dans cette mine nous mentionnons le filon *Maria* de 1 cm de puissance, pendage 40° S et vers l'W le filon *Reiche* qui a été exploité sur une longueur d'environ 30 m. Ce dernier d'une épaisseur de quelques cm a été coupé par une faille verticale dirigée E—W. Au S de cette faille on rencontre un filon semblable au précédent dénommé *Fortuna*, qui a été exploré sur quelques dizaines de mètres.

101. *La Galerie Glückauf* Noroc Bun (planche hors-texte) est située à l'altitude de 488 m à environ 144 m plus bas que la galerie Zubau I. Le gisement a été exploité, entre ces deux galeries, par la galerie Zubau II qui actuellement est inaccessible. La galerie Glückauf traverse les mélaphyres en direction



approximative N et à 660 m rencontre le stockwerk Ludovic, situé au contact du mélaphyre avec le tuf andésitique. Dans ce stockwerk, on a exploité une riche zone (Coranda) ayant un diamètre d'environ 20 m. Le stockwerk Ludovic se prolonge vers l'W sur une longueur de 50 m et une épaisseur de 10—25 m. Il est constitué par une brèche d'andésite et de mélaphyre très kaolinisée et silicifiée, cimentée dans une gangue siliceuse riche en pyrite. La roche est fortement chloritisée. Cette riche zone (Coranda) a été exploitée jusqu'à 120 m de profondeur, par un puits principal de 70 m et par une suite de puits secondaires, qui sont à présent inondés.

Dans les environs de Coranda, vers l'E, la galerie traverse un culot d'andésite. Cette galerie suit vers le NE le stockwerk Vrenicuța, constitué par une brèche semblable à celle du stockwerk Ludovic, également au contact du mélaphyre et du tuf andésitique. Au contact de ce stockwerk avec les mélaphyres, se trouve un filon bien défini, à structure lenticulaire, constitué par une gangue de quartz, plus rarement d'améthyste, imprégnée de pyrite calcopyrite blende et galène. Le stockwerk que nous venons de décrire a été ouvert sur une longueur de plus de 100 m, jusque sous la galerie Baia Mare. Sa puissance varie de quelques mètres à 20 m, ce qui fait que la masse totale minéralisée est assez importante.

102. *La Galerie Voia* on connaît quelques minéralisations qui paraissent être dépourvues d'intérêt minier. Toutes ces minéralisations se trouvent dans la partie supérieure de Valea Voiei, dans la masse des éruptions des andésites quartzifères ou dans leur voisinage immédiat. Lors de nos études sur le terrain, en 1932, les travaux miniers étaient fort peu développés, se réduisant à quelques petites galeries d'exploration. Nous avons pu visiter les galeries d'exploration de Zerbea et le stockwerk du Pârâul Lung. La minéralisation se caractérise par des imprégnations diffuses de pyrite et autres sulfures métallifères.

104. *La Galeries Ghezoaia*, situées dans le petit ravin du même nom, affluent de Valea Porcului. La minéralisation est comprise dans des porphyrites, peu altérées; deux filons de direction N 40° à 60° E y ont pris naissance. Ils sont exploités par trois galeries superposées. Dans la galerie supérieure, un des filons a une puissance de 4—5 cm, étant constitué par de petites lentilles de galène, blende et pyrite, dans une gangue de calcite. Un autre filon est plus important, sa puissance étant de 50—100 cm. Le remplissage est constitué par du quartz imprégné de la pyrite avec de petits nids de galène, blende et chalcopryrite. Ce filon a été exploité sur environ 100 m, jusque tout près de la surface. Les deux autres galeries étaient éboulées au moment de notre visite, mais il est certain, que d'après leur position, les mêmes filons ont été exploités.



105. *La Galerie Cioroi*, se trouve sur le flanc N de Valea Porcurii. Cette galerie a exploré, un filon de calcite stérile compris dans la masse des porphyrites peu altérées.

106. *La Galerie Buna Speranță*, est située au N du village d'Almașul Mic. Elle a ouvert un filon de direction ENE-WSW compris dans le complexe mélaphyrique, sur une distance d'environ 100 m. La minéralisation est discontinue, se présentant sous forme de nids très allongés; ceux-ci sont constitués par de la calcite avec des taches ou des veinules de galène, chalcopryrite et blende. La Soc. Aurifera a ouvert cette galerie en 1923—1924, mais les résultats n'ont pas été satisfaisants.

108. *La Galerie Porcurea* (Regina Maria) est située à l'E du gisement de Măgura Porcului, dans les mélaphyres altérés. Lors de nos études en 1932, cette galerie était inaccessible. On rapporte que dans cette mine le filon Regina qui paraissait riche a été exploité, par un plan incliné.

109. *La Galerie Chicera* de Blidaru, a exploré, sur une longueur d'environ 80 m, un filon de direction ENE-WSW. La minéralisation est semblable à celle de Ghezoaia et Buna Speranță étant composée par des lentilles de calcite et de barytine, plus rarement du quartz associé à des sulfures métallifères (pyrite, galène, tétraédrite).

11. BREAZA

111. *La Galerie d'exploration*, située dans un petit ravin, affluent de Valea Mare, cherche un filon de direction N 30° W, pendage 60° W, affleurant sur la rive gauche de la vallée.

112. *La Galerie d'exploration* se trouvant au bord de la route de Covăceasca, a exploré un mince filon de direction N 40° W, pendage 70° NE. La fracture est comprise dans les sédiments gréseux tertiaires et sa puissance est de 2 à 20 cm. Le remplissage est constitué par une argile à traces de limonite et faibles imprégnations de pyrite ainsi que par des nids de calcite minéralisée. La teneur en or est faible.

113. *La Galerie d'exploration*, située sur le flanc W du ravin Plopiș, à l'altitude d'environ 722 m. C'est une ancienne galerie d'exploration rouverte en 1937 par la Soc. Breaza-Zlatna. A 18 m de l'entrée, la galerie recoupe une fracture de direction N 40° W, et pendage 60—80° NE. Le remplissage est constitué par une argile noirâtre, avec de rares taches blanchâtres, faiblement imprégnée de pyrite. A quelques points, on trouve, dans l'argile blanchâtre, des grains d'or.



114. *La Galerie Sf. Ioan și Ana* (planche hors-texte), située sur le flanc E de la montagne Breaza à l'altitude de 789 m, est un important traversbanc, qui a ouvert tout le gisement de Breaza. Sur la longueur totale de 1800 m, la transversale a recoupé 42 filons, dont quelques-uns ont une teneur en or assez élevée pour justifier des travaux d'exploration. Une partie de ces filons sont déjà en exploitation et produisent quelques dizaines de kg d'or annuellement. La direction générale de la galerie est E-W. Amorcée directement dans l'andésite du cratère, la galerie s'est maintenue dans ces formations jusqu'à une distance de 1480 m où elle a atteint la limite W du cratère et a pénétré dans les sédiments tertiaires.

Les principaux filons recoupés sont :

Filon II, à 164 m de l'entrée, dirigé en général N 35° W, et de pendage moyen 70° SW. La puissance varie entre quelques centimètres et 50 cm ; la moyenne étant de 30 cm. À environ 160 m de la transversale, vers le N le filon s'est dispersé dans une zone de bréchification, atteignant plus de 2 m de puissance pour se ramifier et s'effiler quelques mètres plus loin. La minéralisation est constituée par une gangue de quartz, calcite, rhodocrosite et kaolinite, imprégnée ou traversée par des sulfures métallifères : pyrite, blende plus rarement galène, chalcoppyrite et tétraédorite. L'or se trouve sous forme d'imprégnations diffuses ou en nids.

Le filon a été exploré sur environ 250 m vers le NW et 140 m vers le S ; la partie la plus riche, actuellement en exploitation, occupe la partie centrale sur une largeur d'environ 150 m. Il a été exploité jusqu'à la surface, une partie étant extraite par la galerie Covăceasca Veche, à l'altitude de 838 m. À environ 70 m de la transversale, le filon a été exploité en profondeur par un puits d'environ 30 m.

Filon V, à 150 m de l'entrée, ouvert sur une longueur totale d'environ 180 m ; direction générale N 28° W ; pendage 50 à 60° W. La puissance est réduite : 5 à 15 cm. Le filon présente des salbandes de kaolin blanc pyritisé ; la minéralisation est constituée par du quartz dur, noirâtre, imprégné de pyrite et de blende. Les premiers 41 m du filon sont compris dans de l'andésite massive, dure. À cette distance, apparaît le long d'une ligne de direction N-S et à pendage 85° E, les sédiments tertiaires représentés par un conglomérat tufacé, altéré. Ce sédiment représente une enclave dans la masse pyroclastique. L'exploitation du filon, commencée sur environ 20 m de longueur et 6 m de hauteur, est arrêtée depuis quelques années. Ce filon a été ouvert également par la galerie Căvăceasca din Pârâu (altitude 829 m) à 5 m de la transversale, où d'ailleurs sa minéralisation est un peu plus riche.

De l'entrée de la galerie jusqu'à 300 m, l'andésite constituant les parois de la transversale principale, est altérée et peu résistante. À partir de cette distance elle devient dure et résistante.

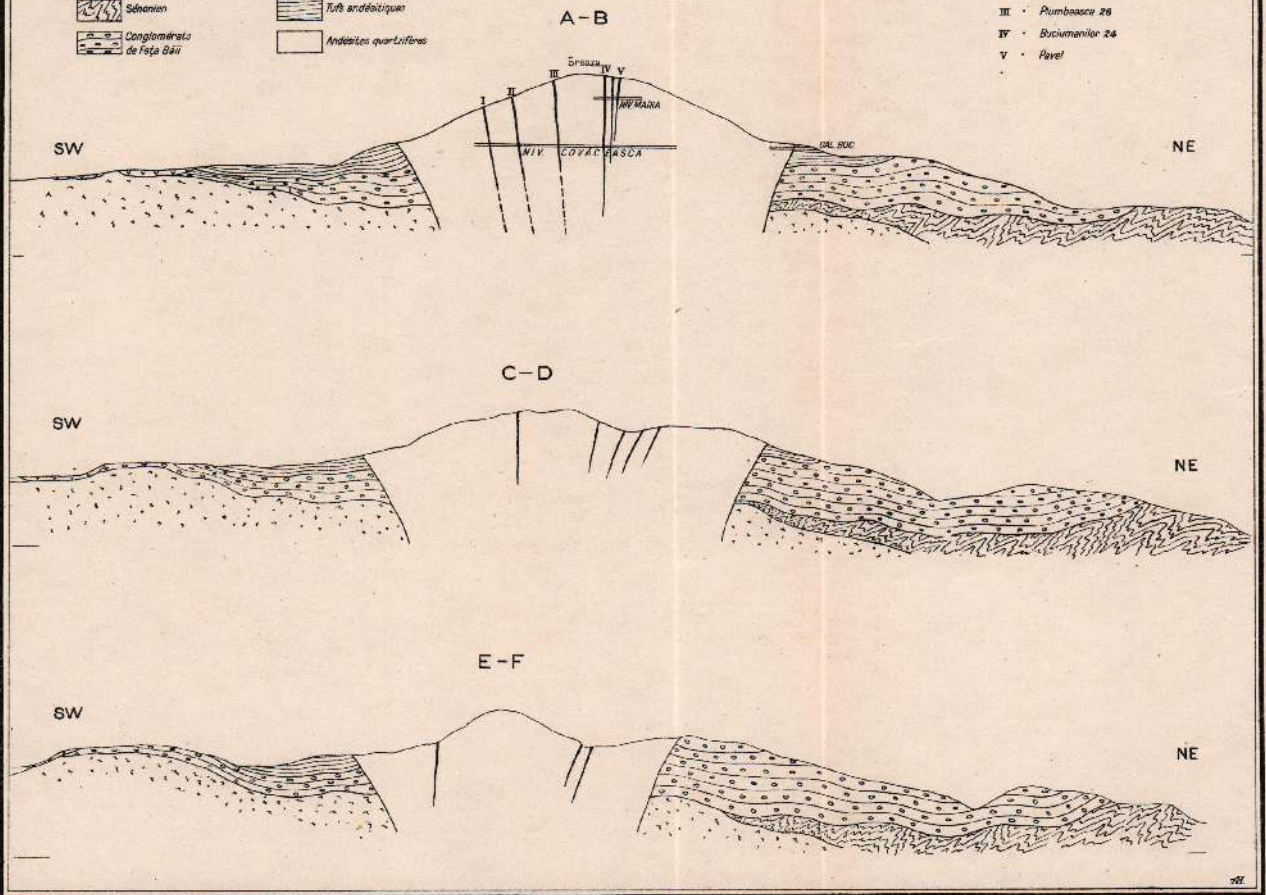


COUPES DANS LE GISEMENT DE BREAZA

ÉCHELLE
0m 500 1000 2000



- I Filon Hemțeanca
- II - Vârtejului 29
- III - Pumbașca 26
- IV - Bocușanilor 24
- V - Pavel



Filon VIII, atteint à 320 m de l'entrée; dirigé N 20° W, pendage 75° W. La puissance est de 1 à 3 cm. Le remplissage est fait par de la kaolinite à veinules de quartz, contenant de l'or en grains fins. Par endroits, la teneur est assez élevée, mais le filon est trop mince et la paroi, en andésite massive, trop dure pour permettre une exploitation régulière. A 70 m de la transversale le filon est disloqué suivant un plan de direction NW. Ce filon est ouvert dans les horizons supérieurs, par la Galerie Conțu de Jos (altitude 855 m).

Filon X. A été recoupé à environ 390 m de l'entrée; direction générale, N 20° W, pendage 70° W, tandis que la puissance varie de quelques centimètres à 60 cm. La minéralisation consiste en quartz finement imprégné de pyrite, ainsi que des cristaux de quartz dans les géodes. La masse filonienne est traversée par des veinules de rhodocrosite et des sulfures métallifères. Au N de la transversale le filon a été suivi sur environ 180 m jusqu'à la rencontre avec la fracture qui a disloqué le filon VIII. Cette partie est assez faiblement minéralisée.

Au S de la transversale le filon est bien développé sur environ 50 m; puis une série de dislocations et de dérangements tectoniques ont empêché le développement de la minéralisation. A 90 m de la transversale, une galerie se dirige vers le SW pour explorer des affleurements reconnus. Une autre ramification explore la partie SE, vers la galerie Conțu. La partie la mieux minéralisée de tout le filon est au S de la transversale, où l'exploitation a été commencée sur une longueur d'environ 60 m. Le filon X a été également exploité dans la galerie Conțu de Jos et on rapporte qu'on y a trouvé du minerai, très riche, jusqu'à 500 gr/t or.

Filon XIV, appelé Moguț; est recoupé à 464 m et suivi en direction N 40—45° W sur une longueur de 170 m. Il est presque vertical et vers le S le pendage est de 85° à l'E; il faut remarquer que tous les autres filons rencontrés jusqu'à présent ont un pendage vers l'W. Le remplissage de 10 à 50 cm de largeur, est formé par une masse kaolinisée à imprégnation de pyrite. A 15 m au S de la transversale, le filon est disloqué par une faille. Ce filon a été exploité à l'horizon de 884 m, soit 98 m plus haut, par la galerie Moguț et a offert des nids d'or libre. La liaison avec cette galerie est faite par deux cheminées parallèles.

Filon XVII, à 590 m de l'entrée, est exploré sur une distance de 280 m. Direction N 28° W, vertical. Près de la galerie, la puissance est de 20 à 100 cm; la minéralisation se compose de quartz noirâtre, à imprégnations de pyrite et de blende, traversé par des veinules de calcite et rhodocrosite, qui sont accompagnées par des sulfures métallifères.

A 30 m au N de la transversale, on trouve dans la paroi W une enclave de sédiments tertiaires (grès et conglomérats). Au S de la transversale, le filon est recoupé par une grande dislocation.



Filon XXIV à 916 m; direction N 50 à 60° W, vertical. La puissance de la partie minéralisée est de 8 à 12 cm; cette partie est constituée par du quartz compact ou cristallisé, calcite et bandes de sulfures métallifères. La structure est concrétionnée, d'une façon régulière. Ce filon a été suivi sur environ 130 m à l'W de la transversale et environ 170 m en sens inverse, jusqu'audessous de la galerie Longhin, qui paraît l'avoir exploré au niveau de 1010 m.

Filon XXVI. Direction N-S jusqu'à N 20° W, pendage 75° W. Il a été atteint par la transversale à 1156 m de l'entrée. La minéralisation est constituée essentiellement par de la calcite cristallisée ou compacte, avec imprégnations ou veinules de sulfures. La teneur en or est assez élevée, mais la puissance n'est, en moyenne, que de 15 cm.

Au N de la transversale le filon a été suivi sur 100 m, tandis qu'au S la longueur ouverte est d'environ 280 m. Au niveau de la transversale, l'exploitation est à peine commencée et il paraît que ce filon correspond au filon de Plomb ou au filon Vâna Maria, exploités par les galeries du flanc W de Breaza, à des altitudes de plus de 1000 m.

Filon XXIX, Vâna Vârtejului, est le plus important de la mine de Breaza. Il est recoupé à une distance de 1324 m de l'entrée et se trouve ouvert sur environ 350 m au S de la transversale. La direction est de N-S jusqu'à N 20° W et le pendage 75 à 80° E. Nous remarquons le changement de pendage qui à tous les filons précédemment décrits était ouest.

La puissance du filon est assez importante, de 10 cm à 100 cm, la moyenne étant de 45 cm. La minéralisation est constituée en majeure partie de calcite compacte mais certaines parties du filon ont une structure concrétionnée ou bréchiforme avec du quartz gris foncé, pyrite, blende, galène et chalcopryrite. L'or se trouve disséminé dans toute la masse; par endroits, les veinules de quartz sont fortement imprégnées par des grains d'or. Ce filon a été intensivement exploité au-dessus de la transversale jusqu'à la galerie Buna Vestire (altitude 854) et de là, plus haut jusque tout près de la surface. A environ 140 m au S de la transversale, le filon a une ramification, dans le toit, qui a été explorée et partiellement exploitée, sur une longueur de 100 m. Cette ramification est explorée au niveau Buna Vestire sur plus de 400 m, mais sa teneur en or y est plus réduite que celle du filon principal. La majeure partie de la production d'or de la mine provient encore du filon XXIX.

Filon XXXI Vâna Nemțească, se trouve à une distance de 80 m à l'W du filon précédent. Il a la même direction, environ N 20° W, mais le pendage est contraire, (le pendage du filon XXXI est 80° W). La puissance a une large marge de variation, entre 10 et 200 cm. La majeure partie du remplissage est constituée par de la calcite compacte, avec une faible imprégnation de sulfures. Ce filon a été plus riche à l'horizon supérieur, étant exploité par les galeries Buna Vestire Nemțească (altitude 876) et Buna Vestire de Sus



(altitude 964). Au niveau de la transversale, le filon XXXI est ouvert sur une longueur d'environ 280 m.

Filon XXXII (La Soc). Il est situé au contact du cratère d'andésite avec le fondement sédimentaire tertiaire. Le contact n'est pas bien défini puisqu'à beaucoup d'endroits on observe de petites masses de lave andésitique s'infiltrant dans les fractures et les plans de stratifications. Ce phénomène a été facilité par le fait que les sédiments — une série alternante de grès, argile et tufs bréchiformes — ont un pendage de 30 à 40° vers le centre du cratère.

Dans ces conditions, le filon a un développement très irrégulier, sous forme de lentilles logées, soit au contact même, soit dans l'andésite, dans la proximité du contact. La minéralisation est composée essentiellement par de la calcite, avec des sulfures métallifères. La teneur en or, quoique très variable, a permis une exploitation de l'horizon, de la transversale jusqu'au niveau de la mine Füleky (altitude 795) et au-dessus de celui-ci. Du côté S, ce filon a été exploité également par la galerie Mâța de Jos (altitude 874 m). En considérant la position du filon aux différents niveaux mentionnés, on constate que le contact est presque vertical, dans la partie du cratère où est logé le filon XXXI.

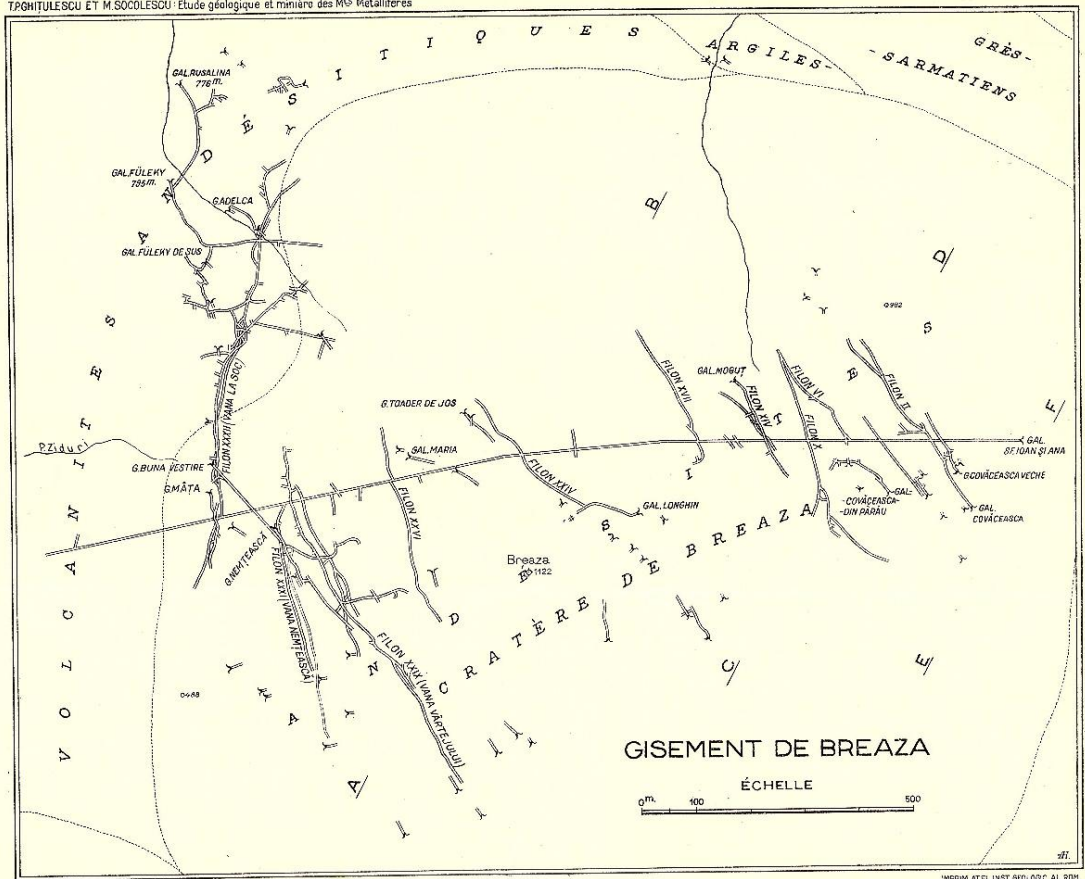
La galerie transversale a exploré le fondement de sédiment tertiaire sur une distance d'environ 310 m constitués par les bancs de brèche andésitique tuffacée, alternant avec des couches de grès et d'argile noire. A l'exception des couches d'argile, toutes les autres formations ont souffert un intense métamorphisme, ce qui les fait à peine reconnaissables. Il est pourtant probable qu'elles sont d'âge sarmatien. Leur direction est N-S jusqu'à NE-SW, et le pendage 40° à 60° E. Quelques fractures filoniennes recoupées par cette transversale, ont une direction NW-SE et le pendage vers l'E. Leur teneur en or est réduite.

116. *Les Galeries Darius* au nombre de quatre, sont situées sur le flanc S de Breaza, à des altitudes de 700 à 750 m. Elles sont échelonnées, l'une au-dessus de l'autre, sur un même filon de direction NW-SE, qui est exploité, avec peu d'intensité et de faibles résultats par une association minière locale.

117. *La Galerie Covăceasca din Pârâu* située à l'altitude de 829 m sur le flanc oriental de Breaza, a exploité dans le temps, le filon V, que nous avons décrit plus haut.

118. *La Galerie Moguț* (altitude 885 m), se trouve à la source du ravin Pârâu Preotului. La galerie est amorcée sur l'affleurement du filon et longe celui-ci sur une longueur d'environ 200 m. La puissance du filon est assez grande, jusqu'à 60 cm, mais les zones d'enrichissement sont rares. On y voit deux abatages, à environ 100 et 160 m de l'entrée. Le minerai est constitué, en majeure partie, par de la calcite, traversée par des veines et des géodes





de quartz. La métallisation a lieu sous forme d'imprégnations et de nids de lamprite (pyrite, blende, galène et pyrargyrite). La teneur en or est assez variable mais celle en argent est relativement élevée, jusqu'à 350 gr par tonne. Nous rappelons que le filon Moguț correspond au filon XIV de la transversale Ion et Ana.

119. *La Galerie Boc* est située sur le flanc droit de Valea Preotului, à environ 600 m en aval de la Galerie Moguț. Elle a exploré la zone de contact du cratère d'andésite sur son côté septentrional, mais les résultats n'ont pas été encourageants.

120. *La Galerie Toader de Jos* a exploré à l'altitude de 1040 m, sur le flanc N de Breaza, un filon de direction N 40° W, qui paraît correspondre au filon XXIV, que nous avons décrit dans la transversale Sf. Ion et Ana. La longueur totale ne dépasse pas 100 m; la puissance est de 30 à 50 cm. L'exploitation primitive s'est étendue jusqu'à la surface.

121. *La Galerie Longhin*, près du pic Breaza, à l'altitude d'environ 1100 m a exploré un filon qui nous semble être, comme dans le cas précédent, le filon XXIV. La longueur totale est d'environ 150 m et se dirige en direction W, vers le puits appelé Vârtejul Buciumanului, auquel la tradition attribue l'heureuse découverte d'un riche nid d'or. Cette galerie très ancienne, était inaccessible lors de nos études sur le terrain.

122. *La Galerie Hoanca Socilor* est située au bord d'une clairière au SE du pic Breaza, à une altitude de 1046 m. Cette ancienne galerie, de direction NW, est creusée au pic dans l'andésite extrêmement altérée. Sur la longueur totale d'environ 100 m, elle a suivi un filon, de 8 à 10 cm de puissance constitué par du quartz dur, vitreux, faiblement imprégné d'oxydes de fer et de manganèse, provenant de la décomposition des sulfures et des infiltrations superficielles. La teneur en or est réduite.

123. *La Galerie Neagra de Jos*, se trouve au S du pic de Breaza, à l'altitude de 976 m. Cette galerie est éboulée depuis longtemps. On rapporte qu'elle a exploré et partiellement exploité la ramification du filon Vâna Vârtejului qui se prolonge jusqu'à cet endroit. La roche encaissante est l'andésite compacte, très dure.

124. *La Galerie Hoanca Cucului* se trouve à une petite distance, vers l'W de Neagra de Jos. Elle est aussi, depuis longtemps, éboulée et on n'y voit aujourd'hui que les restes de sa halde. D'après la position et les relations constatées on peut déduire qu'elle a exploré, dans l'andésite compacte, des



fissures très minces, de direction NW-SE, sur la zone de prolongement du filon Vâna Nemțescă. Au-dessus de cette galerie on voit les traces des anciens puits d'exploration: Vârtejul Dubii et Vârtejul Podei.

125. *La Galerie d'exploration* sur le flanc SW de Breaza. Elle a examiné la zone de contact de l'andésite et y a découvert une fracture de direction N 37° W, verticale, remplie par de l'argile de couleur verdâtre, à faibles imprégnations de pyrite.

126. *La Galerie d'exploration* située dans un petit ravin, affluent de Valea Lungă d'Almașul Mare. La roche encaissante est le tuf andésitique, faiblement altéré. Cette galerie a exploré, sur environ 30 m, une fissure de direction NW-SE, faiblement minéralisée.

127. *La Galerie Lupșeasca* se trouve sur le flanc W de Breaza, à l'altitude de 850 m. Elle n'est plus accessible depuis avant 1914. On rapporte qu'elle a exploité le filon Lupșeasca, dirigé NW-SE, qui n'a pas encore été reconnu par d'autres travaux miniers.

128. *La Galerie Nemțescă* est située sur le flanc E de Breaza à une altitude de 854 m. A environ 70 m de l'entrée cette galerie a recoupé le filon qui porte son nom, et que nous avons décrit dans la galerie Sf. Ion și Ana sous le No. XXXI. Les abatages de ce filon sont depuis longtemps inaccessibles et même une bonne partie de la galerie qui l'a ouvert est éboulée. Une galerie dérivée a suivi une ramification diagonale du filon, dirigée vers Vâna Vârtejului. Depuis longtemps toute activité minière est arrêtée dans cette mine.

129. *La Galerie Ana* située à environ 25 m au-dessus de la galerie précédente, a exploré et peut-être exploité le même filon, à quelques mètres sous le sol. L'accès y était interdit, avant 1914, par des éboulements.

130. *La Galerie Buna Vestire*, à l'altitude de 868 m a ouvert sur le flanc W de Breaza, les filons Vâna Nemțescă et Vâna Vârtejului. La galerie est amorcée juste au contact de l'andésite quartzifère de Breaza avec le tuf et les sédiments tertiaires. A environ 210 m, la galerie recoupe le Filon Nemțescă (Filon XXXI) et le suit vers le S sur une longueur d'environ 350 m. La puissance du filon varie, entre 1—60 cm, la moyenne étant d'environ 20 cm. Vers le fond de la galerie, le filon de calcite blanche est très faible, (10 à 15 cm de puissance). En général la minéralisation consiste, en majeure partie, en calcite compacte, avec une faible imprégnation de sulfures. Vers le milieu du filon, sur une ramification d'environ 30 cm, découverte dans le mur on a récolté quelques nids d'or libre. Le filon est très peu exploité.



A environ 50 m plus loin, la galerie transversale de Buna Vestire a atteint le filon Vâna Vârtejului. Celui-ci est ouvert sur environ 210 à 220 m vers le N et environ 170 m vers le S. Plus loin la galerie suit une ramification de direction S 45° E, sur une longueur d'environ 440 m. Dans la partie exploitée la puissance du filon est de 5 à 50 cm. On constate que le filon est logé dans une fracture dont les parois ont souffert un broyage. Il en est résulté une structure bréchiforme, les éléments étant cimentés par de la calcite et du kaolin silicifié. Une nouvelle ouverture de la fracture a permis l'accès, par de nombreuses veines et veinules, d'une minéralisation de quartz, pyrite, blende galène à imprégnations et nids d'or. Le filon Vâna Vârtejului est exploité, en grande partie, tant au-dessus du niveau Buna Vestire, qu'au-dessous, jusqu'à la galerie Sf. Ioan și Ana. L'exploitation continue assez intensivement.

131. *La Galerie Füleki de Sus*, située sur le flanc NW de Breaza, à l'altitude d'environ 835 m, a exploré et partiellement exploité les filons de la galerie Füleki de Jos.

132. *La Galerie Füleki de Jos* à l'altitude de 796 m est creusée dans des tufs andésitiques, en direction SE, sur une distance d'environ 150 m, puis se ramifie. Une galerie de direction W-E a atteint le filon Soc, au contact avec le cratère de Breaza, à une distance d'environ 90 m et continue plus loin, dans l'andésite, sans faire une autre découverte. L'autre galerie a un trajet très irrégulier, à travers le tuf andésitique et des couches d'argile atteignant également, un peu plus au S, le filon Soc. Celui-ci est le plus important filon de la mine. Il a été ouvert sur une distance totale d'environ 600 m dont 300 m sont exploités ou sont en exploitation.

Dans la partie septentrionale de la mine, le filon est coupé par la fracture filonienne d'Adelca et se ramifie en deux branches à très faible minéralisation. La minéralisation se compose de calcite compacte avec de minces veinules de quartz.

Au S d'Adelca, le filon a été assez riche sur environ 50 m, cette partie étant exploitée sur environ 10 m de hauteur. A environ 15 m au-dessous, le filon est pauvre. Dans la partie exploitable le filon est composé par une bande de kaolin et par des veinules de calcite, quartz, rhodocrosite, blende et pyrite. Dans toute cette partie dont le toit est l'andésite et le mur des tufs, la teneur en or est assez élevée. Au S de la partie riche que nous venons de décrire, suit une partie pauvre. Le toit du filon est formé par l'andésite, tandis que le mur est constitué par une couche d'argile noire. La structure du filon est confuse; la minéralisation consiste en une imprégnation de pyrite dans une masse argileuse, traversée par des veinules de calcite. La teneur moyenne en or est de 2 à 3 gr/t; on y extrait quelques lentilles de minerai payant. A l'extrémité méridionale, le filon s'éloigne du contact et pénètre dans les



sédiments. Cette partie est considérée comme inexploitable. Nous devons mentionner une exception faite par une petite ramification du filon principal, ayant la direction N 40° E, pendage 40° SE, qui a contenu à la proximité du filon principal une grande quantité d'or natif. On rapporte que l'or récolté à cet endroit représente environ 17 kg.

La mine de Füleki est actuellement reliée à la galerie Sf. Ion și Ana et sert comme un sous-horizon d'exploitation.

133. *La Galerie Niculae* est située à l'altitude de 800 m sur le flanc NW de Breaza. C'est une très petite mine, creusée dans le tuf andésitique qui a exploré, près de la surface, quelques filons à faible minéralisation.

134. *La Galerie Rusalina*, se trouve sur le flanc E du Pârâul Băilor, au NW de Breaza. La galerie est creusée dans le tuf andésitique avec des intercalations argileuses, suivant un filon dont la direction est N 30°—40° W, et le pendage 70°—80° E. La minéralisation est constituée par de la calcite rosâtre avec de rares nids de sulfures. La teneur moyenne en or est réduite, de façon que le filon n'est exploité que dans quelques petits abatages.

Une ramification de la galerie a recoupé le filon Hodošana, dont la direction est N 60° W. Son affleurement est jalonné, vers le SE, par des excavations jusqu'à la mine Moguș qui a exploité ce filon tout près de la surface.

Dans la galerie Rusalina, la puissance du filon est d'environ 60 cm. La minéralisation est constituée par des veines de quartz et de rhodocrosite avec des imprégnations et des nids de sulfures. On dit que la teneur en or a été, par endroits, assez élevée, ce qui explique l'intensive exploitation de quelques parties du filon.

135. *La Galerie d'exploration* située au SE de Vârful Cornilor, a exploré une fracture dans les tufs andésitiques altérés. La fracture, de direction NW-SE, est remplie par de l'argile verdâtre-blanchâtre, avec une faible imprégnation de pyrite. La teneur en or est très réduite.

136. *La Galerie Alexe* (voir page 358).

137. *La Galerie Bughi* se trouvant dans le ravin Pârâul Cornilor, est une ancienne mine, dont l'entrée était inaccessible lors de notre visite. Nous avons pu récolter sur la halde des échantillons de minerai, constitués par un tuf silicifié, avec des veinules de calcite et de rares nids de pyrite. La teneur en or est réduite.

138. *La Galerie Titilica* située sur le flanc S du Dealul Cornilor, a exploré une petite fracture de direction NW-SE, au point de rencontre avec les fis-

sures transversales de direction E-W. La galerie a été récemment ouverte et on constate que sa longueur n'est que de 11 m. Les deux fissures contiennent des grains d'or dans une masse limonitique, mais les dimensions en sont très réduites.

139. *La Galerie Plenția* se trouve au S du sommet Dealul Cornilor, à la source Găuroi. Elle a exploré vers le SE un filon de même direction, qui affleure sur la crête. A cet endroit ce filon est exploité par quelques petites galeries, actuellement éboulées. Les morceaux de filon trouvés sur les haldes, indiquent une teneur en or assez intéressante. La galerie Plenția a été récemment ouverte, sur une longueur de plus de 80 m, mais le filon n'y est pas encore accessible.

A l'exception des deux dernières galeries, les autres se trouvent situées dans le voisinage du cratère de Breaza et ont ouvert les divers filons de ce gisement. Le cratère de Breaza est un des plus réguliers comme forme et structure. A l'exception des deux enclaves de sédiments tertiaires révélées par la galerie Sf. Ion și Ana et de quelques masses de brèches, le cratère est remplie, en majeure partie, par de l'andésite compacte, peu altérée dans le centre du massif.

Les principaux filons sont logés dans l'andésite, le Filon de contact est situé au contact du cratère. Les filons compris dans les dépôts sédimentaires et pyroclastiques sont, à quelques exceptions près, pauvre en or. La direction générale des filons est NW-SE, le pendage est variable. Les filons sont longs mais leur puissance est, en général, faible. La puissance moyenne des filons en exploitation est de 30 à 40 cm. La minéralisation est assez uniforme, étant constituée par une gangue de quartz, calcite et rhodocrosite, rarement de la barytine, avec des imprégnations, des veinules ou des nids de lamprites. La partie métallifère ne représente pourtant que 5 à 8% du remplissage filonien. La teneur en or est irrégulièrement distribuée. Quelques filons contiennent des nids d'or natif, sous forme de fleurs ou imprégné dans le quartz.

L'exploitation rationnelle de ce gisement a commencé depuis peu d'années. La majeure partie des travaux est exécutée par la société Breaza-Zlatna, qui possède à la sortie de la galerie Sf. Ion și Ana une installation d'amalgamation et de flottation à capacité d'environ 12.000 tonnes par an. La production d'or réalisée annuellement est d'environ 50 kg d'or fin et 25 kg d'argent.

12. INCĂEȘTI—FAȚA BĂII

136. *La Galerie Alexe* se trouve sur le flanc N de Valea Ruginei de Incăești, à l'altitude de 734 m. La galerie est dirigée N 35° E et, sur une distance de 150 m, traverse des tufs andésitiques. A 90 m elle recoupe une fissure, dont la



direction est N 70° W, et le pendage 50° N, faiblement pyritisée. A 150 m la galerie tourne et suit, en direction N 60° W un filon, à faible teneur en or. La minéralisation se réduit à une pyritisation de l'argile de faille. Le filon est ouvert sur 70 m. L'exploration est depuis longtemps abandonnée.

140. *La Galerie Ilona* située dans la même vallée sur le flanc NE du Dealul Cornilor, a exploré les tufs andésitiques. La direction est SW et la longueur 280 m. Sur le trajet effectué, la galerie n'a rencontré que des fissures faiblement minéralisées, mais nous remarquons que son extrémité se trouve à une petite distance des affleurements du filon Plenția (No. 139 sur la carte).

141. *La Galerie Sf. Petru si Pavel (Larga)* (Planche hors-texte) représente l'accès de la principale mine de pyrite de la région. Amorcée sur le flanc N de Valea Ruginei, à l'altitude de 751 m, cette galerie se dirige d'abord sur 310 m vers le NEN et puis en direction NE sur une distance d'environ 520 m.

Sur le parcours indiqué, cette galerie a traversé une série de tufs andésitiques et schistes argileux, contenant plusieurs fissures minéralisées et plusieurs lentilles de pyrite. Les fissures à pendage variable, sont dirigées NW-SE. Leur minéralisation consiste en argile de faille altérée et kaolinisée, imprégnée de quartz et de pyrite. On rapporte que quelques-unes de ces fissures ont montré des teneurs en or jusqu'à 8 gr/t.

Les lentilles de pyrite ont pris naissance par métasomatose dans les couches d'argile, de direction générale NWN-SES, avec un faible pendage vers le NE. La substitution progresse autour des fractures de direction NW-SE et donne naissance à des masses plus ou moins compactes de pyrite de forme lenticulaire, localisées exclusivement dans les couches d'argile. On remarque que le toit des lentilles est en général nettement défini, tandis que vers le mur il a y une transition graduée, par zones de moins en moins pyritisées jusqu'à de l'argile avec de rares cristaux de pyrite, bien développés, en cubes et dodécédres pentagonaux. La pyritisation est toujours accompagnée par la silicification.

Les dimensions des lentilles sont variables comme il résulte des données suivantes :

Lentille	Longueur	Largeur	Puissance
	m	m	m
Principale	130	20	4
III—VIII	240	50	6—10
Petru Pavel	180	70	5—7
Samuel, Dumitru, Nicolac	300	84	7

La teneur en pyrite du minerai est variable de 95% à 55%, dans la même lentille, mais on rapporte que la moyenne de la teneur en soufre du minerai exploité, était de 40 à 45%.

La majeure partie de ces lentilles est déjà extraite; on peut considérer que les réserves visibles sont épuisées. Il reste pourtant la possibilité d'explorer la région située en-dessous de la mine actuelle, ainsi que toute la région de Valea Ruginii, Haneş et Fața Băii, dans laquelle on constate une intensité toute particulière des phénomènes de pyritisation.

L'exploitation des gisements de pyrite de la région de Incăești—Fața Băii a commencé quelques dizaines d'années avant la guerre mondiale. La production a été très intense pendant la guerre de 1914 à 1917; les conditions ultérieures de valorification de la pyrite, ainsi que l'épuisement des principales réserves a déterminé la réduction et plus tard la suspension de l'exploitation (en 1927).

D'après les données que nous possédons, la production de pyrite a varié comme suit :

1909	14.000 tonnes	1919	— tonnes
1910	14.000 »	1920	— »
1911	13.000 »	1921	— »
1912	13.000 »	1922	— »
1913	15.000 »	1923	6.500 »
1914	11.000 »	1924	2.000 »
1915	25.000 »	1925	— »
1916	30.000 »	1926	— »
1917	20.000 »	1927	2.000 »
1918	— »	1928	— »

Le minerai argileux était lavé et enrichi dans l'installation de cribles à secousses de Pucioasa, à 4 km au N de Zlatna. Cette installation ainsi que toutes les installations minières ne sont plus en état de fonctionnement.

142. *La Galerie Sf. Niculae* est située sur le flanc N de Valea Ruginei, entre les galeries Petru-Pavel et Alexe, à l'altitude de 765 m. La galerie recoupe à environ 80 m de l'entrée, un filon de direction N 60° W, pendage de 80 à 85° NE. Ce filon est ouvert sur 70 m, dont environ 50 m ont été exploités jusqu'au niveau de l'ancienne mine David. La puissance du filon est d'environ 100 cm et on rapporte que par endroits la teneur en or était élevée.

143. *La Galerie Plumbeasca* est une ancienne mine, située au-dessus de la galerie Sf. Petru et Pavel, qui a exploité les filons d'une petite concession. La galerie débute dans des tufs andésitiques, se dirige vers N 30° E et à 23 m tourne en direction N 70° E. A 30 m de l'entrée elle recoupe une fissure minéralisée de direction N 35° W, puis à 42 m un filon de même direction, exploité par une cheminée et des abatages. Le filon principal est atteint à 60 m de l'entrée, puis suivi en direction N 80° E. La puissance moyenne est de 10 cm; la minéralisation est constituée par de l'argile kaolinisée, avec des



imprégnations et des veinules de pyrite et de galène. Vers le haut la minéralisation s'affaiblit, mais devient plus riche en profondeur ou elle a été partiellement exploitée.

A partir de ce filon, la galerie transversale se dirige vers, ENE et à 110 m coupe un autre filon, de 20 à 30 cm de puissance, qui a été exploité sur quelques dizaines de mètres. La direction est N 45° W, pendage 65° NE. La minéralisation est semblable à celle du filon précédent. Au moment de notre visite, en 1933, les propriétaires de la mine extrayaient une partie du remblai et les restes abandonnés par l'exploitation ancienne, affirmant que la teneur en or est assez élevée.

144. *La Galerie Nepomuc* située dans Valea Fața Băii, a exploité une des lentilles de pyrite du groupe III-VIII que nous avons mentionnées plus haut. Cette galerie étant éboulée depuis longtemps, nous n'avons pas pu la visiter.

145. *La Galerie Mathias*, amorcée sur le flanc S de Valea Fața Băii, à l'altitude de 785 m, a exploité une lentille de pyrite rencontrée par le travers-banc. Ensuite elle se dirige vers le NW pour atteindre à environ 660 m de l'entrée le gisement aurifère de Fața Băii. L'accès en est interdit depuis longtemps ; on rapporte que par cette galerie ont été exploités les filons Alpha et Bêta.

146. *La Galerie Tharsis*, située sur le flanc S de Fața Băii, est une des plus anciennes mines qui ait exploité le gisement de pyrite que nous venons de décrire. Elle se dirige vers le SW et à 90 m de l'entrée, atteint la lentille de pyrite Samuel. Cette lentille est orientée E-W et plonge vers le N.

147. *La Galerie Sigismund Junonita*, (planche hors-texte) située à l'altitude de 730 m est la plus importante des mines qui ait exploité le gisement aurifère de Fața Băii. La partie transversale de la galerie se dirige vers l'W, en traversant les dépôts de l'horizon des Conglomérats de Fața Băii.

Le gisement est constitué par une série de filons dirigés NW-SE. Dans la partie méridionale de ces filons, ont pris naissance quelques lentilles de pyrite, du type examiné à Larga, mais la galerie Sigismund ne les a pas atteints. A environ 625 m de l'entrée, la galerie recoupe le filon *Prepeștenia*, de direction générale N 25° W, avec plusieurs irrégularités dues à la forme initiale de la fracture. Il est presque vertical ou légèrement incliné vers le NW. La puissance varie de 1 à 60 cm au niveau Sigismund, mais on rapporte qu'à d'autres horizons elle a atteint jusqu'à 200 cm. La structure est irrégulière plutôt réticulaire, à cause de la nature des parois, qui sont constituées par un conglomérat grossier, à gros blocs. La gangue de quartz est traversée par de nombreuses veinules de pyrite et plus rarement de galène, sti-



bine et tellurures. Le filon est ouvert sur environ 90 m vers le N et sur une distance de quelques dizaines de mètres vers le S, mais a été exploité sur 50 m seulement. En profondeur il est exploité jusqu'au niveau de 40 m.

Le filon Prepestenia est exploré et partiellement exploité dans la galerie Impărăția (altitude 810 m), Mocșeasca (altitude 860) et Prepestenia (altitude 870 m). Étant donné que l'exploitation s'est étendu jusqu'à la surface, il résulte que la zone d'enrichissement a été exploitée sur une hauteur de plus de 100 m. Vers le S, le filon passe dans les argiles, donnant naissance par substitution métasomatique à une lentille de pyrite, exploitée dans les galeries Knobloch. La transversale Haneș a rencontré ce filon à une altitude d'environ 692 m sans pouvoir l'identifier d'une façon précise à cause de l'irrégularité de la fracture. On rapporte que le filon Prepestenia a été très riche en or dans les horizons au-dessus de Sigismund et même à ce niveau on trouve encore de petits nids d'or libre.

Le filon suivant recoupé par la transversale est nommé Cucuruz. Sa direction est WNW-ESE et sa puissance varie entre quelques centimètres et plus de 200 cm. La structure est similaire à celle du filon Prepestenia, de même que la minéralisation. On y rencontre fréquemment des tellurures. Dans la partie actuellement visible la teneur en or du minerai est réduite mais on rapporte d'heureuses découvertes de nids d'or libre, en cristaux assez gros comme des grains de maïs (Cucuruz = maïs).

Un autre filon, Quercendus, de direction NW-SE, est exploité sur environ 100 m de longueur. Sa puissance est de 20 à 80 cm; la minéralisation est caractérisée par une proportion plus élevée de lamprites, parmi lesquelles on mentionne des tellurures. En haut il est exploité jusqu'à la surface dans la galerie Sf Maria Loretto, où il a plusieurs ramifications et en bas suivant les informations données par les mineurs il a été abattu jusqu'au niveau de 60 m.

Le filon Alpha a été recoupé par la galerie transversale à une distance d'environ 1.100 m de l'entrée puis ouvert vers le NW et SE sur une longueur totale de 250 m. La structure est réticulaire, ce qui fait que la puissance du minerai varie de 20 à 100 cm. La minéralisation se compose de quartz avec imprégnations de pyrite; à quelques endroits se trouve des veinules de galène, blende, pyrite et subordonnées: stibine et tellurure. La teneur en or du minerai est faible, mais on trouve des nids d'or libre qui élève la moyenne générale. Le filon Alpha est exploité, d'après nos informations, seulement au-dessus de l'horizon Sigismund, jusqu'à la galerie Mathias et par endroits jusqu'à la surface.

Le Filon Bêta, le plus important de la mine, se trouve à une distance d'environ 1.170 m de l'entrée et a été ouvert sur une longueur de 200 m. Il est formé par une série de fissures longitudinales, qui parfois s'assemblent, la puissance du filon atteint jusqu'à 150 cm. Il est en général discontinu



et recoupé par de nombreux filonnets transversaux, ce qui produit une distribution irrégulière de l'or avec de notables accumulations dans les nids. La tradition mentionne la découverte de nombreux nids atteignant chacun jusqu'à quelques kilogrammes d'or. La minéralisation consiste en quartz, tapissant assez souvent des géodes, et en lamprites (pyrite, blende, galène, stibine, pulmosite, tétraédrite, etc.). Le filon Bêta est partiellement exploité au-dessus de la galerie Sigismund; sous cet horizon un puits d'environ 18 m a été creusé pour l'exploitation d'une partie exceptionnellement riche. La transversale Haneş (altitude 691 m) a recoupé dans le prolongement SE du filon Bêta, plusieurs fissures dont la teneur en or est assez faible et la minéralisation identique, ce qui rend impossible l'identification du filon recherché. Les travaux d'exploration s'étendent à présent vers le NW sous la zone d'enrichissement.

Au delà du filon Bêta, la transversale Sigismund s'incurve vers le SW, en recoupant les filons Delta et Dzêta, de structure et minéralisation semblables à celles des filons précédemment décrits, mais plus pauvre en or, ce qui a empêché jusqu'à présent leur exploitation.

L'exploitation du gisement d'or de Fața Băii a commencé depuis l'antiquité; une partie de la galerie Sigismund, jusqu'au filon Cucuruz est creusée au pic. L'extraction n'a pourtant jamais atteint une intensité notable à cause de la structure irrégulière des filons. L'alternance des bancs de conglomérats très grossiers, avec des couches de tufs et d'argile est la cause principale de cette structure. La quantité de minerai payant est réduite, mais compensée, par la fréquence des nids d'or. L'exploitation s'est développée en cherchant ces nids, ce qui explique son irrégularité excessive.

L'installation de bocards, crée en 1914 avec une capacité d'environ 5000 tonnes/an, a fonctionné seulement peu d'années produisant quelques dizaines de kg d'or.

Depuis 1929, la société Pyrit, nouvelle propriétaire de la mine, exécute un programme systématique d'exploration et d'exploitation de ce gisement.

148. *La Galerie Nouă*, située dans la vallée de Fața Băii, à peu près au même niveau que la galerie Sigismund, a exploité la lentille de pyrite de Knobloch, dont nous avons parlé plus haut. Étant éboulée depuis quelques années, nous n'avons pas été à même de l'examiner.

149. *Les Galeries Knobloch*, situées au-dessus de la précédente. Il y a la galerie Knobloch de Jos à l'altitude de 788 m et la galerie Knobloch de Sus à environ 802 m. Par ces deux galeries, actuellement inaccessibles, une lentille de pyrite a été partiellement exploitée. On rapporte que les dimensions sont: longueur 30 m, largeur 15 m, puissance 4 m. La direction du plan médian est NW-SE, et le pendage vers le SW. Nous avons déjà dit que cette lentilles



a pris naissance dans une couche d'argile, en liaison avec un prolongement S du filon Prepestenia.

Les anciens exploiters prétendent que cette lentille n'est pas épuisée, mais d'autre part on affirme que la concentration en pyrite est moins forte que dans le gisement de Larga.

150. *La Galerie Zubau* a exploité au niveau 830 m, une partie des filons aurifères de Fața Băii, ainsi que la partie supérieure de la lentille de pyrite de Knobloch. À environ 200 m de l'entrée, une ramification de la galerie transversale a ouvert le filon Cucuruz. Le filon Querendus est atteint par la galerie transversale même, à environ 460 m; plus loin sont recoupés et ouverts les filons Alpha et Bêta, qui se présentent avec les mêmes caractères que le niveau Sigismund. On constate que ces deux filons ont un pendage de 60 à 75° vers le NE. L'exploitation se poursuit entre Sigismund et Zubau et au-dessus de cet horizon, mais, en général, l'activité minière est réduite.

151. *La Galerie Turnul Rozaliei*, se trouvant sur le flanc S de Valea Fața Băii, à l'altitude d'environ 820 m. Elle a découvert et partiellement exploré une lentille de pyrite, qui n'a pas été mise en exploitation. Cette galerie, éboulée lors de nos études, n'a pas été étudiée.

152. *La Galerie Mocșeasca* est une ancienne mine, située au-dessus de la galerie Zubau, à une altitude d'environ 864 m. Elle exploite le filon Prepestenia et le filon Borbala. Les travaux étant arrêtés depuis un temps très reculé il est impossible d'obtenir des informations sur les résultats de cette galerie.

153. *La Galerie d'exploration* située dans Valea Pucioasei, à une petite distance du village Incăești, sur le terrain de Al. Ștefan. Cette galerie a été creusée, dans les grès pyritisés, le long d'une fracture de direction N 50° W, pendage 50—60° NE.

La fracture n'est remplie qu'avec de l'argile blanchâtre, imprégnée de pyrite. La teneur en or est faible.

154. *La Galerie d'exploration*, récemment creusée sur le flanc N de Valea Pucioasei. La galerie a découvert et suivi, sur quelques dizaines de mètres, une fracture de direction N 65° W, comprise dans des grès et des conglomérats fortement altérés. Le remplissage est constitué par une masse kaolineuse, silicifiée et imprégnée de pyrite. On y trouve des petites lentilles de calcite et de quartz. La teneur en or est réduite.

155. *La Galerie Ieruga*, une ancienne mine, à l'altitude de 850 m, qui exploitait auparavant le filon Querendus. Elle est abandonnée et éboulée.



156. *La Galerie Iepureasca*, située presque sur la colline Iepure, a exploité tout près de la surface, le filon du groupe Alpha et Bêta. C'est une des plus anciennes mines de Fața Băii, qui est depuis longtemps inaccessible.

Dans les environs de Fața Băii, la minéralisation se présente avec des caractères similaires. Parmi les nombreuses galeries qui ont exploré les divers affleurements, nous mentionnons :

157. *La Galerie Scrobote* (Baia la Ciungi), située dans le ravin Pârae, affluent de Valea Țiganilor. La galerie est creusée en direction N 60° E, sur environ 100 m dans l'andésite compacte propylitisée, partiellement séricitisée et sur 6 m dans les schistes cénomaniens silicifiés.

A environ 46 m de l'entrée, la galerie coupe un filon vertical de direction N 40° à 60° W, et l'a suivi sur une longueur d'environ 100 m. L'ouverture du filon n'est que de 5 à 6 cm ; elle est remplie par une masse argileuse limonitisée, imprégnée de pyrite et un peu de chalcopirite et galène. A environ 94 m de la transversale, vers le NW, la fracture pénètre dans les schistes crétaqués fortement silicifiés. La teneur en or de ce filon est réduite. A environ 95 m de l'entrée, la transversale a rencontré un second filon, de 2 à 5 cm, de direction N 60° W, ouvert sur 16 m ; la minéralisation consiste en calcite, dans une masse argileuse pyritisée.

Au S de la galerie, se trouve un troisième filon, de direction E-W, exploré sur 12 m vers l'E. Il est rempli par de la pyrite compacte, associée avec de la calcite et du quartz. La puissance est de 8 à 12 cm et la teneur en or d'environ 4 à 5 gr/t.

158. *La Galerie d'exploration*, située sur le flanc N du sommet Iepure. Elle a été récemment faite, pour explorer le prolongement du filon Bêta ou d'une ramification de celui-ci.

13. HANEȘ

Le gisement est formé par plusieurs filons situés au voisinage immédiat ou dans le culot d'andésite quartzifère. Le culot a une forme irrégulière, aussi bien à la surface qu'en profondeur, comme il résulte de l'étude des travaux miniers.

Sur la carte sont indiquées les galeries suivantes, exploitant ce gisement :

159. *La Galerie Spănița*, située dans le ravin Spănița, à l'altitude d'environ 780 m. Elle est creusée à la proximité du contact de l'andésite avec les sédiments tertiaires. La direction est S 40° E et la longueur indéterminée. Vu que les travaux sont abandonnés depuis longtemps, la Soc. Pyrit est en train de recouvrir cette galerie, qui a exploité un filon dont la teneur en or paraît être, d'après les informations recueillies, assez élevée.



160. *La Galerie Ana*, située sur le flanc de Haneş, à l'altitude de 784 m, a exploité la partie supérieure des filons XXII de Haneş. A environ 35 m de l'entrée, la galerie recoupe le filon et puis le suit, en direction ESE, sur une distance d'environ 250 m.

Nous n'avons pu visiter cette mine, mais dans la galerie Niculae, située à environ 17 m plus bas, on constate que le filon se trouve au contact des sédiments tertiaires avec le cratère d'andésite. La structure est en grande partie bréchiforme et la teneur en or fort irrégulière. Les mineurs affirment qu'on y a trouvé de riches nids d'or.

161. *La Galerie Barbura* située, près de la crête, sur la colline de Haneş, a exploité dans des temps très reculés, le filon principal du gisement.

162. *La Galerie Victoria* (Buna Vestire) amorcée dans Valea Turnului à l'altitude de 792 m, a ouvert et partiellement exploité le filon XI du gisement de Haneş. La première partie de la galerie, de direction NWN, traverse des tufs. A 15 m elle pénètre dans une couche d'argile noire, dans laquelle a pris naissance une lentille de minerai assez riche en galène et pyrite, qui est une ramification du filon principal. Celui-ci n'était pas accessible lors de notre visite, mais il sera décrit au numero suivant.

163. *La Galerie Haneş* (Planche hors-texte), située sur le flanc N de Valea Tăului, à l'altitude de 692 m, constitue l'accès de la principale mine de Haneş.

La direction de la transversale est N 40° W. Elle est creusée jusqu'à 625 m dans les dépôts de l'horizon de Fața Băii constitués par des conglomérats à gros blocs hétérogènes, cimentés par un matériel argileux-gréseux de couleur rougeâtre et par des couches d'argile gréseuse rougeâtre. La direction de ces couches est NW-SE et le pendage variable.

Après avoir traversé un paquet épais de 9 m de schistes argileux agglomérés, à 625 m, la galerie pénètre dans le cratère d'andésite propylitisée, en le traversant sur une largeur d'environ 225 m. En comparaison avec les dimensions de la surface, on constate que la section du culot est plus petite au niveau de la galerie. Le contact SW a un pendage d'environ 80° vers le NE. Le contact NE a un pendage moyen d'environ 45° SW. Le culot a une forme allongée vers l'WNW. Du côté E, le culot a une forme irrégulière et les rapports ne sont pas complètement éclaircis. Notamment on ne connaît pas les rapports entre la cheminée principale, constituant le toit du filon et le culot atteint à l'extrémité SE du filon IX. A la surface, ces deux culots ne forment qu'une seule masse d'andésite. A 850 m de l'entrée la galerie transversale pénètre de nouveau dans le sédiment de l'horizon des conglomérats de Fața Băii, qui contient quelques intercalations de tufs andésitiques. La direction générale des



couches est NW-SE et le pendage prédominant vers le NE. A environ 900 m de l'entrée la galerie change de direction vers le N 55° W et continue jusque sous la galerie Sigismund. Le front de taille actuel de la galerie est à 2000 m de l'entrée.

Dans l'aurole hydrothermale du culot d'andésite on observe les altérations suivantes. Jusqu'à une distance d'environ 200 m du culot, les sédiments du côté SE sont peu altérés, seulement dans le voisinage des fractures filoniennes. Près du culot, les sédiments sont fortement altérés, de façon que par endroits on ne distingue plus la structure. L'andésite du culot est chloritisée et séricitisée au voisinage immédiat des filons ; dans le reste, notamment du côté NE, la roche garde sa couleur verdâtre et sa résistance.

Les sédiments, du côté NE sont altérés, seulement sur une distance d'environ 40 m du contact. Sur les suivants 200 m, l'altération est très faible ou manque complètement. Plus loin, les fractures deviennent de plus en plus fréquentes et l'altération est plus accentuée. Entre 1570 m de l'entrée et le fond de la galerie, le métamorphisme hydrothermal est extrême, semblable à celui qu'on voit dans la galerie Sigismund, de façon qu'on ne peut plus déchiffrer la structure de la roche.

Les principaux filons traversés par la galerie Haneş sont :

Le Filon II à 255 m de l'entrée, est une fracture de direction N 60° W et pendage 70° NE. Il est constitué par une argile plus ou moins blanchâtre, de 10 à 50 cm de puissance contenant des nids de quartz blanc ou noirâtre, friable ou compact, avec une faible imprégnation de pyrite. La teneur moyenne en or est réduite. Le filon est ouvert au NW sur environ 80 m. Un commencement d'exploitation est resté sans suite.

Le Filon IX à environ 490 m de l'entrée, est suivi sur environ 150 m vers le SE. Il est compris dans le conglomérat tertiaire jusqu'à 145 m de la transversale, puis passe au contact d'un culot d'andésite compacte, qui a déterminé le changement de direction du filon de 30° vers le SE. La puissance est de 5 à 25 cm ; la minéralisation se compose de quartz blanc, friable ou noirâtre compact, avec des veinules de pyrite et blende, plus rarement de la galène. Quelques parties de ce filon ont montré d'intéressantes teneurs en or.

Le Filon XI recoupé à 625 m de l'entrée est le principal filon du gisement. Il est logé au contact du culot d'andésite mais à son extrémité NW il pénètre dans le sédiment. La direction générale est N 60° W et le pendage 70° à 80° NE.

Dans le mur on observe tantôt une couche d'argile noire, tantôt des conglomérats et des grès. Le toit est constitué par l'andésite très altérée.

Le filon est bien développé, sa puissance variant de 0,50 m à environ 10 m, la moyenne étant de 1,7 m. La minéralisation a pris naissance tant par remplissage de la fracture du contact que par substitution métasomatique avec tendance de former des lentilles de pyrite dans le schiste argileux d'une



épaisseur jusqu'à 10 m qui forme le mur, comme par exemple du côté SE, à environ 190 m de la transversale.

Dans la zone de remplissage, la structure est concrétionnée ou bréchi-forme en cocardes. La minéralisation est constituée en majeure partie, par du quartz et de la pyrite, généralement compacte. On observe également des veinules ou des nids de blende et de galène plus rarement de chalcopryrite. La proportion de sulfures dans le minerai exploité est de 25 à 30%.

L'or se présente finement imprégné dans le minerai. Par endroits l'imprégnation est très forte; on y voit des grains d'or natif dans du quartz et de la blende. Les nids d'or libre sont assez fréquents, ce qui augmente la teneur moyenne en or, jusqu'à 8—10 gr/t. Les nids d'or sont en relation avec une veine de quartz blanchâtre accompagné de rhodocrosite qui longe tout le filon du côté SE.

Lors de nos dernières études, le filon était ouvert sur environ 160 m vers le NW et 200 m vers le SE. Les abatages sont commencés dans la partie centrale sur une longueur d'environ 200 m et l'exploitation a progressé vers la partie supérieure jusqu'à l'horizon Victoria (No. 162 sur la carte).

L'exploitation du filon en profondeur est à peine commencée par un puits de 30 m, creusé dans une zone riche en nids d'or libre. La partie NW du filon est plus pauvre. Dans le toit du filon, une série de ramifications, a fourni du minerai riche et des nids d'or. La réserve contenue dans ce filon est encore importante, vu la continuation de la zone riche sous le niveau Haneş.

Le Filon XXII, exploité également dans la galerie Ana (No. 160) et Niculae, a été recoupé par la transversale à environ 720 m de l'entrée. Direction N 60° W, pendage 70° à 80° N.

La puissance varie de 10 à 120 cm, soit en moyenne 35 cm. La fracture contenant de nombreux éléments de la paroi, la structure du filon est bréchi-forme surtout où la fente de la fracture est plus large. La minéralisation se compose de quartz gris, vitreux, imprégné de pyrite accompagné de barite et rhodocrosite, ainsi que par des concrétions et des nids de pyrite, blende et plus rarement galène. Par endroits le remplissage est constitué par un matériel argileux psammitique imprégné de pyrite et de blende. De nombreuses veinules de calcite, de couleur blanc jaunâtre, s'entrecroisent dans le filon et portent, par endroits, de l'or natif visible. Le filon était ouvert lors de nos études sur environ 280 m vers le NW et 60 m vers le SE. Les premiers 160 m vers le NW ont contenu du minerai payant et sont en partie exploités. Suit après, une zone assez pauvre. Jusqu'à 160 m, le filon est compris dans l'andésite altérée. A cette distance, le sédiment tertiaire fait son apparition dans le toit et le filon se loge au contact. De 250 m, au fond actuel de la galerie, la teneur en or marque une augmentation notable.

Les travaux d'exploration et d'exploitation de ce filon sont en cours de développement.



Le Filon XXIX à environ 830 m de l'entrée, est située à une petite distance du contact NE du cratère. La direction du filon est N 50° à 60° W. Au point de recoupe, le filon est bien développé, la puissance moyenne étant de 35 cm. La structure est bréchiforme et semblable à celle du filon XXII. Le remplissage est constitué par des morceaux d'andésite cimentés par du quartz imprégné de sulfures. Dans les géodes on trouve des cristaux de quartz et de calcite, ainsi que rarement de l'or natif en plaques et feuilles.

Vers le NW le filon est exploité par une cheminée sur une petite distance. A environ 60 m le filon passe dans les sédiments tertiaires, représentés par des argiles et grès peu altérés ; à cet endroit le filon se disperse.

Vers le S la minéralisation est riche en or sur environ 25 m puis s'affaiblie. L'exploration continue sur environ 170 m. A 125 m le filon, passant dans les sédiments tertiaires fort altérés, est pauvre et très dispersé.

Parmi les filons coupés par la transversale dans les sédiments du côté NE du culot, nous ne remarquons que le filon XLIV, de direction N 40° W, pendage 70°—80° N, qui est considéré comme le prolongement du filon Bêta de Sigismund. Il a été ouvert sur une distance d'environ 70 m. La minéralisation est constituée par du quartz, pyrite et blende.

L'exploration que la Soc. Pyrit est en train d'effectuer par la transversale Haneş, sous la galerie Sigismund, présente un intérêt particulier, tant au point de vue pratique qu'au point de vue métallogénique, permettant d'établir la variation, en profondeur, de la minéralisation du gisement de Fața Băii et les lentilles de pyrite.

164. *La Galerie d'exploration* est amorcée dans Valca Tăului, suivant une fracture minéralisée dans le conglomérat tertiaire. La direction de la fracture est N 60° W, et le pendage 60° NE. L'exploration est effectuée sur environ 10 m, puis abandonnée.

169. *La Galerie d'exploration*, dans le ravin Spănița, près du contact SE du culot d'andésite de Haneş. Cette galerie est commencée sur une fracture dans les grès, parallèlement au contact, puis a recoupé l'andésite et exploré une zone de minéralisation riche en pyrite. Sur la longueur actuelle, d'environ 60 m, on a découvert quelques points de teneur plus élevée en or.

Le gisement de Haneş est exploité par la Soc. Pyrit, à l'exception d'une petite concession à profondeur limitée, exploitée par une association minière (galerie Ana No. 160).

Les travaux d'exploration sont en cours ; les filons déjà découverts sont assez importants, tant par la quantité des réserves que par leur teneur en or. On remarque dans le gisement de Haneş, comme dans celui de Fața Băii—



Incăești, une tendance très manifeste vers un enrichissement en pyrite, avec formation de lentilles de pyrite.

Les rapports entre ces deux gisements ne sont pas encore éclaircis. La transversale Haneș, montre que le gisement de Haneș est séparé de celui de Fața Băii, par une zone stérile à faible altération hydrothermale. D'ailleurs l'auréole hydrothermale du bord NE du culot de Haneș est très peu développée et nous croyons que l'activité hydrothermale y est trop réduite pour pouvoir lui attribuer la formation du gisement de Fața Băii. Les filons principaux de Fața Băii plongent vers le NE où se trouve un petit culot d'andésite quartzifère, affleurant aux environs de la galerie Mocșeasca (No. 152 sur la carte), qui probablement a ouvert la voie aux solutions minéralisantes.

A l'heure actuelle, les gisements de Fața Băii et de Haneș sont exploités ensemble, par la Soc. Pyrit. Les lentilles de pyrite ne sont plus en exploitation. On extrait seulement du minerai aurifère, notamment des filons XI, ses ramifications, XII et Bêta.

Le minerai est traité dans une petite installation de bocards, édiflée à quelques centaines de mètres de la sortie de la galerie Haneș. On exploite annuellement environ 12.000 tonnes de minerai, produisant environ 80 kg d'or fin et 45 kg d'argent.

14. ȚUȚUMANU-RUNCU-BĂBUȚA

165. *La Galerie Cacova*, située sur le flanc SE du Pârâul Cacova à l'altitude de 739 m, est une très ancienne galerie, creusée en majeure partie au pic. Le gisement, constitué par des filons de direction NW-SE, est épuisé depuis longtemps et nous n'avons rien à ajouter aux descriptions précédemment faites par d'autres auteurs.

166. *La Galerie Trei Crai* (Cacova Scursura) se trouve sur le flanc NW de Valea Turnului, à l'altitude de 677 m. Nous faisons la même remarque que pour la galerie précédente.

167. *La Galerie Toți Sfinții*, située dans Valea Turnului à l'altitude de 654 m, a exploité un important gisement aurifère, considéré actuellement comme épuisé. La galerie est depuis longtemps inaccessible.

168. *La Galerie Sf. Niculae Micului* se trouve sur le flanc S de Țuțumanu et a exploré une petite fissure, faiblement minéralisée. Elle est remplie par de l'argile limonitisée à rares grains d'or.

169. *La Galerie d'exploration* (voir page 369).

170. *La Galerie d'exploration*, se trouve dans Valea Tăului, à l'altitude d'environ 800 m sur le bord N de l'andésite de Runcu.



La galerie dirigée d'abord N 60° W, tourne ensuite à droite et coupe une fracture filonienne de direction N 60° W. Cette fracture est logée au contact d'un dyke d'andésite, avec des dépôts de brèche pyroclastique. Elle est remplie par une argile faiblement imprégnée de pyrite, la teneur en or étant réduite.

171. *La Galerie Radeş de Sus*, située sur le flanc méridional de Runcu, à l'altitude de 813 m, a exploré une zone de minéralisation au contact d'un dyke d'andésite avec des sédiments très métamorphisés. La galerie suit une fissure sur le contact, de direction N 80° E, sur une distance d'environ 60 m. Cette fissure, très mince, est minéralisée par du quartz faiblement imprégné de pyrite; les salbandes limonitisées contiennent des grains d'or qui, par endroits, donnent des teneurs en or assez élevées. Au fond, la galerie ouvre un filon de direction N 45° W, de puissance réduite, minéralisé par du quartz, pyrite, blende et galène, contenant jusqu'à 20 gr/t d'or fin.

172. *La Galerie Radeş de Jos* se trouve à quelques dizaines de mètres au-dessous de la précédente et a été commencée avec l'intention d'explorer les mêmes filons à une certaine profondeur. La galerie suit, en direction N 20° E, une fracture bréchiforme, faiblement cimentée par du quartz. Lors de notre dernière visite, la longueur de cette galerie était de 26 m.

173. *La Galerie Mina de Plumb* est une ancienne mine située sur le flanc SW de Runcu, à l'altitude d'environ 810 m. Elle a ouvert à une faible profondeur sous la surface, un filon de direction N 50° W, pend e 60—70° NE, presque parallèle aux bords du cratère de Runcu.

Au commencement de la galerie, se trouve un puits qui fait la liaison avec une galerie inférieure, exploitant le même filon. Le filon est constitué par des veines lenticulaires de quartz, assez discontinues, dans la brèche andésitique. Plus loin, à environ 70 m de l'entrée, le mur de la fracture est constitué par une couche d'argile noire, intercalée dans le tuf; la minéralisation change devenant riche en sulfures métallifères. La puissance du filon est de 10 à 30 cm; celui-ci est constitué par une association de quartz, pyrite, chalcopryrite et galène; on y voit des efflorescences de sulfates et carbonates de cuivre, ainsi que des taches d'oxyde de fer. La partie bien minéralisée est suivie sur environ 70 m. Au front de taille de la galerie, le filon a une puissance de 30 cm. La teneur en or est réduite.

Une galerie transversale, dirigée N 30° E, a recoupé le cratère d'andésite à 5 m dans le toit du filon.

174. *La Galerie Runcu* située dans la Valea Babei, à l'altitude de 780 m, a exploré le flanc SW du cratère de Runcu. La direction de la galerie est N



38° E. Au commencement elle traverse des conglomérats et des argiles rouges tortoniens, puis passe dans une série de bandes de tufs andésitiques alternant avec des couches d'argile noire, des grès sableux blancs, des grès tufacés et de minces couches de brèches tufacées andésitiques. Le culot d'andésite est atteint par la galerie à 247 m. Le plan de contact dirigé N 30° E, plonge de 80° au NE. Il est faiblement minéralisé, l'argile de faille étant kaolinisée et imprégnée de pyrite. La galerie a continué quelques mètres dans l'andésite massive mais l'avancement a dû être arrêté à cause de la dureté exceptionnelle de la roche.

175. *Le Puits Vârtejul Mușchii* situé sur la crête de la colline qui constitue le flanc occidental de Valea Babei, à une altitude d'environ 720 m. Le puits est depuis longtemps éboulé mais on peut se rendre compte qu'il est placé sur les affleurements de quelques filons de direction NW-SE. Ces filons ont été exploités par l'association minière Concordia d'Almașul Mare, mais pour des motifs que nous ignorons, les travaux sont suspendus depuis très longtemps. Tout récemment, une galerie transversale a été commencée au niveau de la vallée, se dirigeant sous Vârtejul Mușchii afin d'explorer ce gisement à une plus grande profondeur, sous les anciennes exploitations.

176. *La Galerie d'exploration* située dans la Valea Babei, sur son flanc W. Cette galerie a exploré une fissure minéralisée, dirigée N 60° W, dont la teneur en or est réduite.

177. *La Galerie d'exploration* se trouvant sur le flanc occidental de Valea Babei à une altitude d'environ 700 mètres. Elle a exploré une fissure de direction N 40° E. Au point de recoupe avec un filon de direction NW-SE, la teneur en or a été plus élevée. La minéralisation consiste en quartz imprégné de pyrite, et sa puissance est relativement réduite.

178. *La Galerie d'exploration* sur le flanc méridional de Runcu, à l'altitude de 760 m, a exploré, sans résultats, une fissure faiblement minéralisée.

179. *La Galerie Gălițoi* amorcée sur le flanc W de Valea Babei, à l'altitude de 833 m, constitue la galerie d'accès d'une importante mine qui a exploité autrefois les gisements de la colline de Băbuța. Les travaux ont été abandonnés avant le commencement de ce siècle, de façon que la galerie est éboulée et inaccessible depuis longtemps.

Sur la colline on voit de nombreuses et assez profondes excavations dirigées N 35° W qui jalonnent l'affleurement du filon principal de la mine et de ses ramifications. On rapporte qu'au niveau Gălițoi, le minerai était assez riche en sulfures métallifères, et qu'il existe même des stockwerks, qui ont



été exploités en donnant naissance à de grandes excavations souterraines. D'après les informations fournies par les mineurs de la région, la teneur en or était assez élevée.

180. *La Galerie Bănceană* située à une altitude d'environ 920 m sur la colline de Băbuța, a exploité une ramification du filon principal de Galițoi. La direction de ce filon est N 60° W, sa puissance variant entre 15 et 25 cm. Sa structure est bréchiforme ; le filon est formé dans une brèche de friction, cimentée par du quartz imprégné de pyrite. Le filon, ouvert sur quelques dizaines de mètres, est exploité jusqu'à la surface.

Parallèlement à celui-ci un autre filon est constitué par une association de pyrite et de blende. La puissance de ce second filon n'est que de 5 cm et, soit à cause de sa teneur trop réduite en or, soit à cause de sa composition trop riche en sulfures, il est délaissé par les mineurs qui exploitent cette mine.

181. *La Galerie Băbuța* a été creusée par la Soc. Pyrit à une altitude de 875 m, sur le flanc oriental de Vârful Baba, afin d'explorer le prolongement vers le NW du filon de Galițoi. Elle se dirige vers N 85° W et traverse, sur environ 250 m, une andésite compacte. A quelques mètres de l'entrée se trouve un filon qui a été exploité jusqu'à la surface, dont les restes sont minces et pauvres. A 150 m de l'entrée, une ramification vers le S a exploré une fissure remplie par de la calcite. A 250 m, la galerie principale tourne vers le SW et recoupe plusieurs filons.

Le filon No. I, de direction N 80° W et pendage 70° S, est ouvert sur une longueur totale de 20 m. La puissance de la masse minéralisée, constituée par une argile kaolinisée, imprégnée de pyrite et traversée par des veinules de calcite, est de 20 à 40 cm. Bien que ce filon paraisse correspondre, d'après sa position, au filon principal de Galițoi, sa teneur en or est réduite.

Le filon suivant, No. II, est constitué par une fracture de direction N 70° W, pendage 65° NE, et par plusieurs ramifications. La fracture est remplie par un matériel argileux kaolinisé, contenant des veinules et des nids de calcite, de 6—10 cm de puissance. La teneur en or est également réduite.

Le filon No. III a été exploré sur une distance d'environ 100 m. La direction est E—W et le pendage 60° S. La puissance varie de 5 à 100 cm, étant en moyenne de 25 cm. Le remplissage filonien est constitué par de la calcite, traversée de veinules et de fissures de pyrite, blende, galène et chalcopryrite. La teneur en or est irrégulièrement distribuée ; elle atteint, par endroits, des valeurs élevées et on y trouve des nids d'or natif.

A environ 390 m de l'entrée, la galerie sort de l'andésite compacte et passe dans une brèche andésitique fortement kaolinisée. Dans cette partie, la galerie a recoupé de nombreuses fractures minéralisées, dont nous remarquons le filon No. X et le filon No. XII, dirigés NW-SE ainsi que le filon No.

XIII de direction E-W. La puissance de ces filons varie entre 5 et 30 cm, et leur remplissage est constitué par de l'argile kaolinisée avec imprégnations de pyrite, veines de calcite et des nids de pyrite, blende et galène. Leur teneur en or est, par endroits, assez élevée. La longueur de cette galerie d'exploration, lors de notre dernière visite, était d'environ 430 m et en voie d'avancement.

182. *La Galerie Vodă*, située sur le flanc E du Pârâul Fața Sfințitului est creusée en direction N 63° E sur une longueur d'environ 20 m. Cette galerie a suivi une fissure faiblement minéralisée, dans la lave rhyolitique.

183. *La Puits Nemeș*, se trouve sur la crête de la colline, à l'W de Pârâul Fața Sfințitului. Cet ancien travail d'exploration a été effectué sur une fissure mince, verticale, dirigée N 50° W mais contenant de nombreux grains d'or dans une masse d'argile limonitisée. Cette fissure a été suivie vers le SE, et ouverte par une galerie, au niveau du ravin.

184. *La Galerie Fața Sfințitului* se trouve sur le flanc SW du Dealul Băbuța à une altitude de 930 m. Cette galerie se dirige NEN, et a recoupé plusieurs filons de direction N 60° W, dont la minéralisation est semblable à celle décrite dans la galerie Băbuța (No. 181 sur la carte). Les exploitants de cette mine affirment que la teneur est assez élevée et qu'on y trouve des fréquents nids d'or libre.

15. ALMAȘUL MARE

185. *La Galerie Dăscăleasca*, est située dans la vallée de Frăsinata, sur son flanc oriental. Étant éboulée depuis longtemps, il nous a été impossible d'obtenir des informations sur les résultats miniers réalisés. D'après la position, il paraît qu'on y a exploité le prolongement du filon principal de la mine Romana, dont nous parlerons par la suite. Son remblai contient fréquemment des pailletes d'or.

186. *La Galerie Romana* (ou România) (planche hors-texte) est amorcée sur le flanc occidental de Valea Frăsinata, en direction NW. Elle exploite une petite concession de l'Association Vlad Tepeș. Commencée dans une andésite quartzifère, la galerie traverse à 24 m de l'entrée, une bande d'environ 6 m de largeur, de schistes argileux-marneux, puis traverse 5 m d'andésite et de nouveau une bande de 4 m de schistes. Le reste de la galerie transversale, qui a une longueur de plus de 400 m se trouve dans le culot d'andésite, à l'exception de quelques autres minces bandes de schistes.

La première bande de schistes a été suivie vers l'W sur une longueur d'environ 90 m, dont une partie se trouve minéralisée et constitue le principal



gisement de la concession. La bande de schistes minéralisés est dirigée ENE-WSW et a un pendage variable, en moyenne 20° à 40° vers le N. Elle représente un lambeau pincé et effilé entre les lames du culot d'andésite, injectées à travers le fondement sédimentaire. Vers la surface et vers l'W la bande s'effile complètement, mais un plan incliné qui l'a suivie indique qu'elle devient de plus en plus puissante en profondeur. A l'horizon de 40 m, sa puissance est de 1 à 4 mètres, mais plus bas elle paraît devenir très grande, donnant l'impression que la bande s'enracine dans la masse de schistes crétacés (barrémiens).

La minéralisation est localisée au toit du contact des schistes avec l'andésite. Cette dernière est extrêmement altérée (séricitisée et kaolinisée) et imprégnée de sulfures sur une largeur de 1 à 2 m ; de même, au voisinage du contact, le schiste est minéralisé et traversé par de petites veinules de sulfures. Les morceaux de grès calcaires ont été particulièrement favorables à une substitution métasomatique, donnant naissance à des blocs de minerai (« comb ») riches en sulfures et contenant jusqu'à 300 gr/t d'or. Les parties ayant une teneur moyenne en or assez élevée pour être exploitable, se distribuent d'une façon irrégulière sur la surface du contact.

On exploite les schistes minéralisés et une partie du toit d'andésite dépassant 10 gr/t.

Quelques filons découverts près de la limite septentrionale de la concession n'ont pas encore été ouverts. L'exploitation est au commencement mais en cours de développement.

187. *La Galerie Sf. Nicolae de Dosul Negrii* à l'altitude d'environ 820 m, appartient à l'association Albini. Le gisement, peu accessible, est représenté par un filon de direction NW-SE et de pendage 80° SW. Le remplissage épais de 5 à 20 cm, se compose d'une gangue de quartz qui tapisse une fracture dans l'andésite altérée et dans laquelle la minéralisation est représentée par la pyrite, la blende et plus rarement la chalcopryrite et la galène. A présent, l'exploitation de cette mine est suspendue.

188. *La Galerie Buna Vestire*, située dans la vallée de Frăsinata, a été creusée ces dernières années, par l'association Albini, pour explorer à un niveau de 40 m plus bas le gisement en cours d'exploitation dans la mine Sf. Maria Nouă-Ieruga. Le premier tronçon de 220 m de la galerie Buna Vestire a une direction NW ; puis elle se dirige vers l'W et atteint, à environ 480 m de l'entrée, le puits Villanella. Une branche pénètre sous les filons Tulia et Ionel et une autre sous le filon Elena. A ce niveau ces filons sont constitués par des lentilles de brèches minéralisées jusqu'à 12 m d'épaisseur traversées par de nombreux filonnets de quelques cm d'épaisseur. Ce sont des glauch semblables à ceux du gisement de Săcărâmb.

Le premier tronçon de la galerie recoupe plusieurs filons minces et peu réguliers mais souvent très riches. Le filon No. 6 sous un toit de glauch forme en plusieurs points des zones lenticulaires de brèche, riches en or. Dans le voisinage de l'entrée de la galerie, un plan incliné, dirigé vers l'E, explore le filon de contract du cratère, qui a été suivi sur plusieurs dizaines de mètres. Ces filons ont une épaisseur qui d'habitude ne dépasse pas 10 cm. Dans la gangue de calcite, accompagnée par le quartz et les salbandes kaolinisées et silicifiées on voit l'imprégnation de pyrite, chalcopryrite, galène et blende qui forme parfois des veinules compactes. L'or est d'habitude imprégné dans les sulfures et plus rarement formant des veinules à l'état natif.

189. *La Galerie Sf. Maria Ieruga* représente un ancien travail minier datant de l'époque romaine. La première partie creusée au pic, traverse le complexe mélaphyrique. A environ 115 m de l'entrée, la galerie se ramifie en deux branches. La branche droite continue dans le mélaphyre et passe ensuite dans les schistes du Crétacé inférieur pour atteindre le cratère d'andésite quartzifère. L'autre branche traverse sur quelques dizaines de mètres les mélaphyres et les schistes crétacés, pour pénétrer dans le culot d'andésite à environ 150 m de l'entrée.

Le premier filon recoupé par une dérivation latérale à environ 120 m de l'entrée, porte le nom de «Gheorghe». Sa direction est ENE-WSW et son pendage près de la verticale. La longueur reconnue est de quelques dizaines de mètres, et la puissance varie entre 1 et 3 m. Il était constitué par une masse de faible consistance d'aspect argileux, de couleur verdâtre, extrêmement altérée, chloritisée, séricitisée et fortement minéralisée.

La gangue de calcite blanche, dont l'épaisseur variait autour de 50 cm, ainsi que la masse argileuse, était traversée par un réseau de petites veinules de sulfures (galène, blende, chalcopryrite, pyrite), constituant par endroits, des nids. Les sulfures étaient très riches en or et la teneur moyenne du minerai dépassait 100 gr/t. L'or, visible seulement au microscope, se trouvait finement disséminé dans la galène, mais en quantités notables, de façon que la teneur moyenne du minerai montait à 1000 gr/t. L'exploitation de ce filon, un des plus riches de la région, avait commencé depuis longtemps mais il a été complètement épuisé, sur une longueur de 30 m et une hauteur d'environ 20 m pendant la période de 1928 à 1933. On prétend que le filon disparaît en profondeur en s'effilant.

Le second filon, rencontré à environ 150 m de l'entrée, est *Ovidiu*, localisé au contact du culot d'andésite avec le schiste, le mélaphyre et le matériel pyroclastique andésitique. Il a la direction NW-SE, l'épaisseur jusqu'à 2 m, le pendage approximativement 60° vers le NE et a été reconnu sur une distance d'environ 50 m. Au point de croisement avec la galerie, le filon est dispersé; au NW de ce point il est bien développé et continue jusqu'au filon Gheorghe



qui représente une ramification de celui-ci. Dans le filon Ovidiu, la calcite est rare et moins compacte que dans le précédent filon. La minéralisation, riche en pyrite, est dispersée sous forme de veinules. Aux endroits où le toit est formé par les schistes, le minerai est plus compact et riche en galène, ayant une teneur plus élevée en or.

Parmi les principaux filons nous mentionnons les suivants :

Elena, avec ses ramifications, reconnu, sur une largeur d'environ 100 m et sur une profondeur de 30 m sous l'horizon principal, par le puits Elena. Un filon de glauc a disloqué son prolongement vers le SE.

Tulia, de direction WNW-ESE et pendage S, a été ouvert à l'horizon Maria Nouă—Ieruga et à l'horizon Buna Vestire (—40 m) sur une distance d'environ 100 m. A ce dernier niveau, la puissance atteint jusqu'à 10 m.

Aurel, est un petit filon, ouvert sur une longueur de 40 m seulement, de direction NEN-SWS, qui recoupe le prolongement du filon *Tulia* vers l'E. Les filons : *Alexandru* ouvert sur 90 m, *Virgil* ouvert sur 40 m et *Ionel*, ont une direction NW-SE, tandis que les filons *Adriana* et *Horatiu* ont des directions WNW-ESE.

Le gisement décrit est un des plus intéressants de la région, par la présence de nombreuses zones de grande richesse. Les travaux de développement de la mine sont encore relativement réduits, vu l'étendue de la zone minéralisée et les irrégularités des filons.

Une installation de flotage, ayant une capacité d'environ 30 tonnes de minerai en 24 heures, a traité ces dernières années environ 8000 t/an. La production d'or varie entre 80 et 110 kg d'or fin, tandis que la production d'argent ne représente qu'environ 2/3 de celle de l'or.

190. *La Galerie Maria Veche*, ancienne mine qui a exploité, au voisinage de la surface, les filons *Tulia* et *Horatiu*, est actuellement inaccessible.

191. *La Galerie «La Ulm»* a exploré le prolongement vers le NW du filon rencontré par la galerie Sf. Nicolae Dosul Negrii, plus haut mentionné.

192. *La Galerie «La Paltin»* creusée en vue d'explorer une branche du filon ouvert dans la galerie «La Ulm». La minéralisation y est fortement dispersée donnant naissance à des nids et des veinules de quartz, répandus dans une masse kaolinisée.

16. STĂNIJA (DEALUL UNGURULUI-FERICEAUA-IONUL)

193. *La Galerie Olga Baia Pruncului*, située sur le flanc méridional du Dealul Ungurului, constituait l'accès d'une ancienne mine, dont l'exploitation a été abandonnée avant 1914. Cette mine exploitait un des filons actuellement ouverts par la galerie Muncăccasca (203).



194. *La Galerie Barburîșca*, ancienne mine, à l'altitude de 1034 m, actuellement complètement éboulée, a exploité près de la surface, un des filons de l'extrémité orientale de la mine de Stănița (Galerie Popa 196).

195. *La Galerie Ficera*, altitude 971 m, ancienne galerie d'exploitation, depuis longtemps abandonnée, se trouve sur le flanc septentrional de Dealul Ungurului. On y exploitait un des filons du groupe central de la mine de Stănița. Les anciennes cartes indiquent que l'exploitation était assez active sur trois horizons. Lors de notre visite, l'entrée de la galerie était éboulée.

196. *La Galerie Popa* (planche hors-texte) est située à l'altitude de 879 m, dans Valea Coacăzii de Stănița. Elle est creusée en direction W—E, transversale par rapport aux filons. Le gisement est compris dans le cratère de l'éruption andésitique de Dealul Ungurului. Il est constitué par une série de filons, de direction N 10° E à N 10° W et un filon, puissant, nommé Vilanela, dont la direction est N 70° E, c'est-à-dire transversal aux précédents.

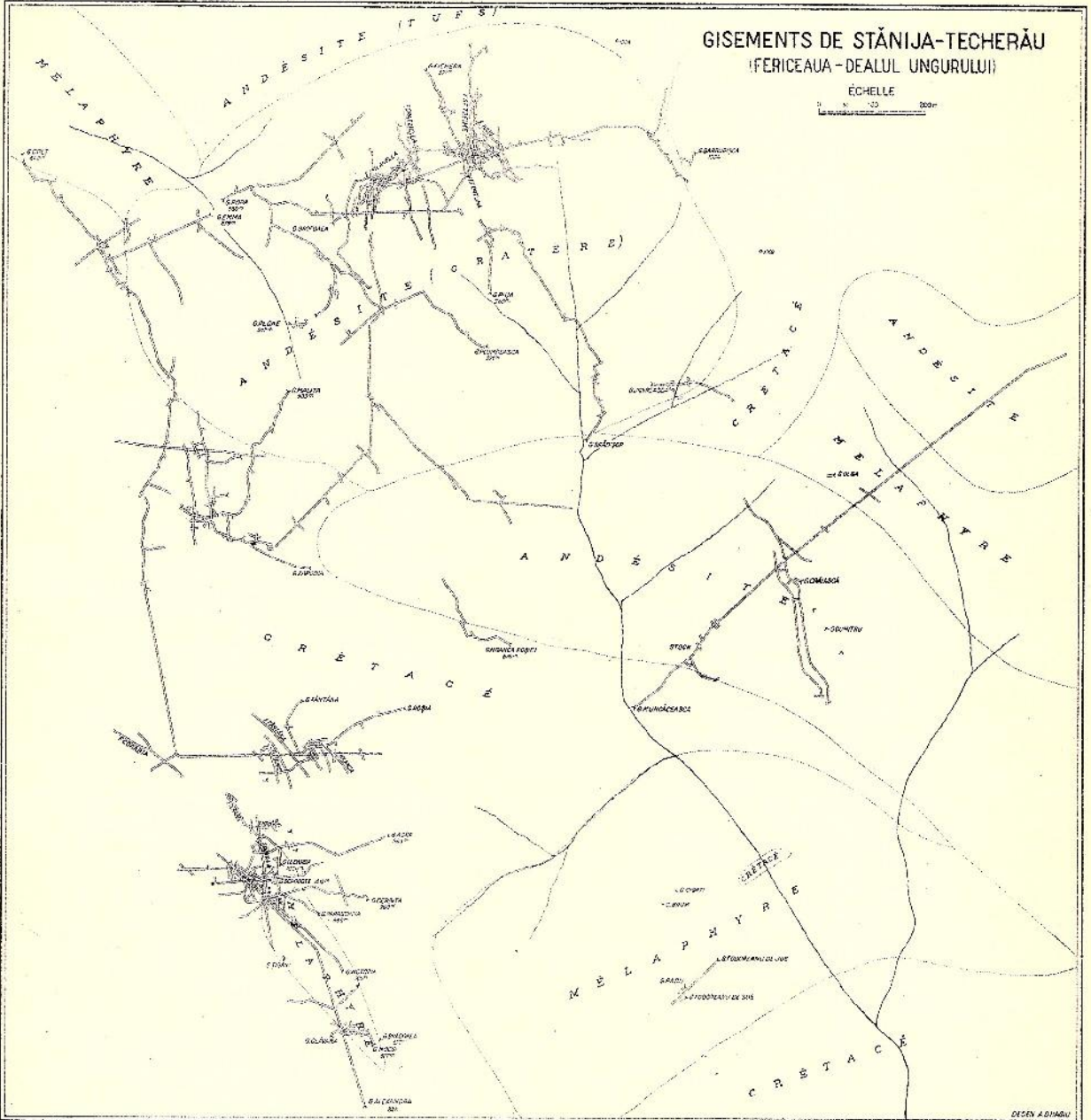
Le filon Vilanela est formé dans une zone bréchiforme de glauch, dont la puissance a atteint jusqu'à 10 m. Elle est remplie par une masse kaolineuse, blanchâtre, contenant de petits et gros blocs plus ou moins arrondis d'andésite propylitisée jusqu'à 50 cm de diamètre. Par endroits, la masse de kaolin blanc a une structure concrétionnée et se détache en zones concentriques. La minéralisation est constituée par une imprégnation de pyrite ainsi que par des veinules de galène, blende et plus rarement de l'altaïte, accompagnées par de l'or natif, dont le titre est d'environ 900‰. Les autres éléments de la gangue, la calcite et la fluorine, ont été plus fréquents dans les parties situées au-dessus de l'horizon Popa. On y remarque, autour des blocs d'andésite, des structures zonaires, à bandes alternantes de gangue et de lamprites.

Le filon Vilanela a été exceptionnellement riche dans sa partie centrale, longue d'environ 100 m, qui a été intensivement exploitée, au-dessus de l'horizon Popa jusqu'à la surface et en-dessous jusqu'à 100 m de profondeur. On rapporte que l'exploitation de cette zone aurait produit environ 800 kg d'or.

Parmi les filons de direction N-S, nous remarquons le filon Sf. Treime, comme le mieux développé et le plus important. La puissance n'est que de 10 à 20 cm. La structure est régulièrement concrétionnée, avec des bandes longitudinales de quartz, calcite, pyrite, blende, galène et calcopyrite. La teneur en or est assez élevée, spécialement dans une zone de 100 m de largeur qui a été exploitée depuis le niveau intermédiaire, à —30 m sous Popa, jusqu'à la surface. La partie la plus riche a été située entre —30 m au-dessus de Popa et la galerie Grofoaia (930 m d'altitude).

A son extrémité méridionale, le filon Sf. Treime donne naissance à une ramification, connue sous le nom de filon Iuliu. Celui-ci, de même que le





filon *Budac*, ont une minéralisation semblable à celle de *Sf. Treime* et ont été exploités également jusqu'au niveau de —30 m sous la galerie *Popa*, par une galerie transversale. Ces filons sont plus minces et plus pauvres.

Les autres filons du gisement: *Graziella*, *Aurel*, *Fortuna* et *Lazăr* n'ont été exploités qu'au voisinage immédiat du filon *Vilanela*. Ils sont constitués par des bandes d'imprégnation pyriteuse, dont la puissance atteint jusqu'à un mètre, mais leur teneur en or est relativement réduite.

La galerie *Popa* a exploré une grande partie du cratère de *Dealul Ungurului*. A son extrémité orientale, environ 860 m de l'entrée, elle a recoupé le filon *Andronic*. Ce filon a été exploré avec des résultats non satisfaisants, sur une longueur de 150 m, jusqu'au contact des schistes créacés, qui se trouvent juste au-dessous de la galerie *Barburisca* (No. 194 sur la carte). On rapporte que le filon avait été exploité par cette dernière galerie, soit environ 55 m plus haut, avec des résultats satisfaisants. Il faut en déduire que l'appauvrissement est bien accentué en profondeur.

En continuation, la galerie transversale tourne vers le N, en vue d'explorer une zone de minéralisation indiquée à la surface par des anciennes excavations. La galerie est creusée sur une certaine distance dans les schistes créacés, puis passe dans le matériel pyroclastique qui les recouvre, recoupant quelques fissures à faible minéralisation.

Nous mentionnons encore une exploration qui a eu lieu au S du puits *Vilanela*. La galerie longe, sur environ 500 m vers le S, une fissure en général faiblement minéralisée, à l'exception d'une zone plus riche, située à 200 m du puits. A cet endroit, le filon est constitué par des bandes de pyrite et de quartz. Cette zone d'enrichissement est connue également dans la galerie *Ana*. A environ 500 m du puits, la galerie atteint le bord méridional du cratère *Dealul Ungurului*, pénétrant sous des schistes et des conglomérats créacés. Une transversale dirigée vers le SW a recoupé plusieurs filons de direction N 15° W, pendage W, dont trois sont mieux minéralisés.

197. *La Galerie Colț* est amorcée sur le flanc W du *Pârâul Săbăului*, affluent de *Valea Stănișii*, à l'altitude de 939 m. Les premiers 100 m sont creusés dans le mélaphyre puis la galerie passe dans le cratère andésitique de *Dealul Ungurului*. Plus loin, la galerie suit, dans la zone de contact, une série de filonnets, de direction SE, faiblement minéralisés. A environ 600 m de l'entrée, la galerie tourne vers le SWS pour suivre une autre série de filons et fissures, jusque sous la mine *Roșia* (No. 201 sur la carte).

Une transversale, à direction W, a recoupé le *Filon Corabia*, connu à la surface par les excavations du sommet de *Cornu Fericeii*. Vers le N, ce filon se ramifie en deux branches ouvertes sur environ 20 m chacune. Au S, le filon est exploré sur environ 25 m. On constate qu'il est situé au contact du complexe mélaphyrique avec les dépôts créacés. Sa structure se présente



concrétionnée, en bandes de pyrite cuivreuse, de blende et de galène. La puissance du filon est de 50 à 200 cm, la teneur en or est également assez élevée, mais la grande proportion de sulfures (environ 50%) produit des difficultés dans la mise en valeur de ce filon.

Une autre transversale, vers l'E a recoupé une série de filons logés dans les schistes et les grès cénomaniens. Nous remarquons, en particulier, le Filon No. 9, correspondant au Filon Tulnic de la mine de Roşia. Il est constitué par de la pyrite compacte de 5 à 10 cm de puissance. Certaines zones d'enrichissement, longues de 10 à 50 m offrent une teneur en or et argent assez élevée.

198. *La Galerie Grofoaia* se trouve sur le flanc N de Valea Coacăzelor (Stănija) à l'altitude de 930 m, au-dessus de la mine Popa. Cette galerie a exploité la partie centrale du gisement de Stănija, notamment les filons Vilanela et Sf. Treime. C'est une très ancienne mine, une grande partie de ses galeries étant creusées au pic. Le gisement est complètement épuisé au-dessus du niveau de cette galerie qui est actuellement utilisée pour l'aérage de la mine Popa.

199. *La Galerie Zapodia* est située sur le flanc E du sommet Firiceaua, à l'altitude de 985 m. C'est une ancienne mine, creusée au pic, dans les grès et les conglomérats cénomaniens. Elle a exploité la partie supérieure des filons de la mine de Maliţa (altitude 939 m).

200. *La Galerie Fântâna* a exploité dans des temps très reculés, la partie supérieure des filons de la mine Roşia, notamment le filon qui porte le nom de Fântâna. Elle est située environ 70 m au-dessus de la galerie Roşia.

201. *La Galerie Roşia* se trouve sur le flanc oriental de Firiceaua, à l'altitude de 956 m. La majeure partie des anciennes galeries creusées au pic date depuis l'antiquité. La direction générale de la galerie est SW. Cette galerie traverse des schistes et des grès cénomaniens de direction N 40° à 80° E, pendage vers le N et le NE. La galerie, suit d'abord un filon de direction N 70° E, généralement mince, à l'exception de quelques lentilles remplies par de la calcite imprégnée de pyrite et d'or (Filonul Roşiei).

Une autre série de filons est disposée transversalement au précédent. Le premier de cette série que la galerie recoupe est le Filon Iolanda, de direction N 30° W qui se ramifie en deux branches. Il est constitué par de la pyrite imprégnée dans une gangue siliceuse, disposée en nids lenticulaires, dont la puissance ne dépasse pas 20 cm. Près du point de ramification, au SE de la galerie d'accès, le filon contient de la sylvanite et de la petzite, la teneur en or devenant très élevée.

Environ 40 m à l'W de ce filon se trouve le filon Vâna Mare, de même direction. Celui-ci a été intensivement exploité sur une longueur de 40 m,



correspondant à une zone d'enrichissement. Il est constitué par une gangue siliceuse fortement imprégnée de pyrite et autres lamprites.

Plus à l'W, la galerie recoupe le Filon Fântâna, de direction N 40° W, pendage 70° W, dont la puissance varie entre 50 et 100 cm, dont environ 20 cm de lamprites, spécialement de la pyrite, dans une gangue de quartz. Ce filon est ouvert vers le NW, sur une distance de 150 m; il a été intensivement exploité jusqu'au niveau de la mine Fântâna (No. 200 sur la carte).

Environ 60 m plus à l'W, la galerie a recoupé le Filon Tulnic de direction N 10° W, pendage 70° W. La minéralisation est constituée par de la pyrite cristallisée et du quartz, la puissance moyenne étant de 10 cm. Le filon comprend une zone plus riche longue d'environ 50 m, dans laquelle la minéralisation plus ancienne, de quartz et pyrite, est traversée par des veinules de galène, blende et autres lamprites.

La mine Roşia est encore en production, mais une grande partie des réserves ont été déjà extraites.

202. *La Galerie Hoanca Roşiei* se trouve en-dessous de la galerie Roşia, à l'altitude de 866 m. Elle est creusée au pic, le long d'une fissure minéralisée, se trouvant au contact de l'andésite avec les sédiments cénomaniens. Lors de nos études elle n'était accessible que sur une petite distance, mais il est visible que le but de cette galerie était d'atteindre en profondeur, les filons exploités dans la mine de Roşia.

203. *La Galerie Muncăceasca*, est amorcée sur le flanc E de Valea Steam-purilor, à l'altitude de . Elle pénètre, à direction NE, dans des schistes crétacés et, à 110 m de l'entrée, cette galerie recoupe le bord d'un cratère andésitique. L'andésite est propylitisée, mais en général assez compacte. A environ 200 m de l'entrée, un plan de contact de direction N 27° W, pendage 60° E, met en contact ce culot d'andésite avec une brèche andésitique à éléments de schistes, intensivement altérés et minéralisés. A proximité du contact, la teneur moyenne en or de la brèche andésitique est d'environ 2 gr/t.

A environ 216 m de l'entrée, la galerie pénètre dans un autre culot d'andésite, peu altéré et, à 250 m, recoupe le Filon No. I, de direction N 40° E, pendage 80° W. La largeur de la fracture filonienne est de 7—100 cm, étant remplie par une gangue de calcite et de quartz, plus rarement de la barytine, contenant des sulfures métallifères (pyrite, chalcopirite, galène et blende sous forme de veinules ou nids. Le filon présente des salbandes imprégnées de pyrite. L'exploitation s'est étendue au niveau de cette galerie, ainsi qu'à deux horizons intermédiaires, situés à 30 et 60 m au-dessus. La teneur moyenne en or est sensiblement accrue par la présence des nids d'or.



Un second filon (Filon No. II) a été rencontré à une distance de 480 m de l'entrée. Celui-ci est compris dans l'andésite altérée et a une puissance de 5 à 20 cm. Le remplissage est constitué par une gangue de calcite et des concrétions de quartz. Dans la gangue et surtout dans les géodes, on trouve de la galène et de la pyrite et à certains endroits des imprégnations et des paillettes d'or natif, ce qui augmente la teneur moyenne du minerai.

La galerie continue en direction NE et traverse plusieurs zones de bréchification dans lesquelles les éléments d'andésite sont mélangés avec des morceaux de mélaphyres et de schistes. Nous remarquons, à environ 560 m de l'entrée, une importante dislocation remplie d'argile de friction, dont la direction est N—S et le pendage 80° E. Les fractures filoniennes rencontrées dans cette partie, représentant le bord du cratère d'andésite, sont faiblement minéralisées.

A environ 650 m, au contact avec le mélaphyre, se trouve le Filon No. VI, minéralisé par de la calcite, faiblement imprégné de pyrite. Les salbandes du filon sont assez puissantes et fortement imprégnées de pyrite.

Plus loin, la galerie traverse des bandes de mélaphyres et de schistes, fortement plissées, pour atteindre à 790 m de l'entrée, un nouveau culot d'andésite massive.

204. *La Galerie Baia Acra* se trouve sur le flanc méridional du sommet Firiceaua, à l'altitude de 962 m. La direction générale de la galerie est vers l'W. Le premier filon que la transversale a recoupé est Quartz-Kluft, dirigé NW-SE, à pendage SW, dont la puissance moyenne est de 10 cm. Il consiste en une gangue de quartz montrant des nids de pyrite et a été peu exploité.

Vers le NW, ce filon rencontre le Filon Haber, de direction N 80° W, inclinaison 80° S, ouvert sur une longueur de 80 m. A cet endroit le filon Haber n'étant pas riche, les abatages sont peu développés. Il est compris dans des sédiments crétacés. La zone d'enrichissement d'une longueur de 50 m, se trouve du côté W du filon, près d'un dyke d'andésite. La puissance du filon varie entre 5 et 40 cm; la fracture est irrégulière et, par endroits, dispersée dans les schistes broyés. La minéralisation est représentée par une gangue de calcite et quartz compact, riche en lamprites parmi lesquelles prédomine la chalcopryrite. De nombreuses veinules de pyrite, compacte ou cristallisée, ainsi que des veinules de quartz avec de la sylvanite, traversent la gangue. Dans les géodes, on trouve sur des cristaux de quartz, des nids de pulmosite. La partie la plus riche de ce filon se trouve au croisement avec le Filon Spoiata au point où ce filon passe dans le Filon Corabia. A cet endroit a été creusé un puits de 40 m qui a permis l'exploitation de toute la zone d'enrichissement. Au-dessus de l'horizon Acra, le Filon Haber n'est exploité que sur 80 m; le reste jusqu'à la surface paraît être intact, peut être à cause de sa pauvreté.



Le Filon Spoiala, dont nous avons fait mention plus haut, est dirigé N 50° W, à pendage 80° NE. A environ 40 m de la transversale, au point de rencontre avec les filons Scara et Haber, il fait une inflexion vers le NWN. La majeure partie du filon Spoiala est comprise dans une apophyse d'andésite quartzifère kaolinisée qui traverse les sédiments crétacés à leur contact avec les mélaphyres, mais au point d'inflexion plus haut mentionné, le mélaphyre apparaît dans le toit du filon. Vers le NW le filon devient plus compact, à pendage de 80° vers le SW; il est placé au contact du mélaphyre avec les sédiments crétacés. C'est le Filon Corabia que nous avons examiné à la mine Colț (197). Ici il a une épaisseur jusqu'à 2 m et, sur une longueur de quelques mètres, il est riche en tellurures aurifères et parfois en or libre.

La puissance du Filon Spoiala atteint jusqu'à 10 m. Il est constitué par des bandes parallèles de quartz, de pyrite et d'argiles imprégnées. Il n'a été exploité que vers le point de rencontre avec les filons Haber et Corabia mais à cet endroit les nids d'or natif, imprégné dans du quartz, sont très fréquents et les abatages se sont étendus jusqu'à la surface.

Le Filon Robotin, de direction N 30° W, pendage 70° W, est parallèle au dyke d'andésite mentionné ci-dessus. La puissance du filon atteint jusqu'à 50 cm, la fente étant remplie par du quartz cristallisé, associé à des cristaux de pyrite bien développés dans les nombreuses géodes. De petites veinules de quartz parallèles contiennent des grains d'or imprégnés. L'exploitation a eu lieu seulement près du contact avec le Filon Spoiala, mais ne s'est étendue que sur une hauteur de 20 m. Le reste du filon était intact lors de nos études.

À l'extrémité occidentale de la mine, soit à une distance de 250 m de l'entrée, une autre transversale a trouvé le Filon Spoiala au contact d'un dyke d'andésite dirigé N 50° W, pendage 70° SW. L'intrusion de ce dyke a donné naissance à une zone de bréchification dans laquelle s'est logé le filon Spoiala. L'andésite est extrêmement altérée et imprégnée de pyrite. Le filon est situé dans le mur du dyke. Sa structure est bréchiforme ou réticulaire et le remplissage est constitué par une association de quartz et de lamprites à teneur variable d'or. La puissance de la partie minéralisée peut atteindre 12 m. L'enrichissement qui est par endroits assez fort, est en relation avec de nombreuses veinules qui s'entrecroisent dans le filon. Le filon Spoiala est exploité jusqu'à la surface où il se croise avec les filons Haber et Scara en formant le filon Corabia dont nous avons fait mention (Galerie Colț, No. 197).

Vers le S, le dyke d'andésite s'enfonçant en profondeur, le filon Spoiala se disperse dans la masse des mélaphyres et des schistes crétacés pour entrer plus au S dans une lentille de pyrite, dont nous allons parler plus loin.

La mine Acra appartient à une association minière qui entreprend une exploitation assez fructueuse.



205. *La Galerie Cerbița*, sur le flanc méridional de Firiceaua à l'altitude de 960 m, fait partie du groupe de galeries : Acra, Paraschiva, Victoria et Alexandra qui, ensemble, exploitent un gisement de filons aurifères et une lentille de pyrite. La direction générale de la galerie est W. Après avoir traversé environ 120 m dans les mélaphyres, elle atteint le filon Quartz-Kluft de direction N 20° W et pendage 65° W qui, a cet endroit, a une puissance d'environ 10—20 cm de masse kaolinisée, traversée par des veinules de quartz imprégné de pyrite. A trente-cinq mètres plus loin, la galerie pénètre dans les schistes crétacés. Au moment de notre visite elle était éboulée. D'après les informations reçues, la galerie a traversé plusieurs autres filons et à 280 m de l'entrée, elle atteint le stockwerk de pyrite. L'exploitation est suspendue depuis quelques dizaines d'années.

206. *La Galerie Victoria*, ouverte à un niveau de 925 m, est une des principales mines de la région. La galerie dirigée N 50° W est amorcée dans des schistes crétacés et, 20 m plus loin, elle pénètre dans la masse des mélaphyres très altérés. A environ 200 m de l'entrée, la galerie pénètre de nouveau dans les schistes crétacés extrêmement altérés. Suit une zone d'intense dislocation, de quelques dizaines de mètres, dans laquelle on voit une succession de bandes de grès et schistes crétacés, des mélaphyres, ainsi qu'un dyke d'andésite. Probablement cette apophyse d'andésite est la cause de ce dérangement tectonique.

Dans cette partie, a été ouvert le stockwerk de pyrite et quelques autres filons. Au fond de la galerie se trouve un filon, de direction N 25° W, pendage 75° W, considéré comme le prolongement du filon Spoiala, exploité dans la mine Acra. Il offre une puissance d'environ 50 cm, étant constitué par une masse siliceuse noirâtre avec au milieu de 5—6 cm de pyrite relativement compacte. Vers la sortie, un autre filon appelé « Telur » mais qui ne contient pas cet élément, a une direction E-W et une puissance de 10 cm. Parmi les autres filons, mentionnons encore le Quartz Kluft de direction N 20° E presque vertical qui, à ce niveau, est constitué par de la pyrite. On rapporte qu'aux points de rencontre avec le stockwerk de pyrite, ces filons ont contenu des parties plus riches en or et que le reste des filons n'a pas été exploité à ce niveau. Le stockwerk de pyrite n'était pas accessible lors de notre visite, mais il paraît avoir été exploité aussi sous le niveau Cerbița.

207. *La Galerie Brădoaia*, située au niveau de 872 m, se trouvait éboulée au moment de notre étude. Elle a exploité le stockwerk de pyrite.

208. *La Galerie Alexandra* constitue l'horizon le plus inférieur de l'exploitation à l'altitude de 838 m et a servi exclusivement pour l'exploitation du stockwerk de pyrite, qui s'est formé par métasomatose, au contact du dyke d'an-



désite avec le melaphyre et les schistes argileux crétacés. Le stockwerk a été reconnu, depuis la surface jusqu'au niveau Alexandra, sur une hauteur totale de 175 m. Sa forme est celle d'un cylindroïde évasé qui se partage en deux branches vers la surface. En profondeur il s'amincit et devient moins compact.

D'après les anciens plans de la mine, les sections horizontales varient comme suit.

Horizon	Paraschiva	longueur	> 75 m,	largeur	moyenne	15 m
»	Cerbița	»	> 50 »	»	»	15 »
»	Victoria	»	> 33 »	»	»	10 »
»	Alexandra	»	> 20 »	»	»	5 »

Les mêmes cartes indiquent la présence, dans le toit de ce stockwerk, à environ 50 m vers l'W, d'une autre masse pyriteuse. La pyrite est d'une qualité industrielle normale ; l'analyse d'un échantillon que nous avons prélevé sur le carreau de la mine Victoria a indiqué :

Au = 2,4 gr/t
 Ag = 11,6 gr/t
 Cu = néant
 As = néant

D'après les informations reçues, le stockwerk est entièrement exploité au-dessus de Victoria, peu exploité entre Victoria et Alexandra, et intact au-dessous de cet horizon. L'exploitation a été abandonnée peu après 1918.

En résumant les conditions de présentation du gisement exploité par les galeries Acra, Cerbița, Paraschiva, Victoria, Brădoia et Alexandra, nous pouvons faire les constatations suivantes :

Le gisement a pris naissance dans le mur d'un dyke d'andésite, traversant les mélaphyres et les schistes cénomaniens. Il est constitué par une lentille de pyrite et plusieurs filons aurifères. La lentille de pyrite, dont l'axe est incliné d'environ 60° vers le SW, est de dimensions notables. Elle a pris naissance, en profondeur, au contact de l'andésite, mais vers le haut s'est développée par métasomatose dans le mélaphyre et les schistes argileux crétacés. Le minerai de la lentille, constitué par de la pyrite plus ou moins compacte, est pauvre en or (de 2 à 5 gr/t). Un assez grand nombre de filons et filonnets se détachent de cette lentille ; d'autres se sont formés dans ses environs, mais ils n'ont contenu de minéralisation aurifère que vers le NW, au voisinage du dyke d'andésite. La partie la plus riche se trouve dans la mine Acra, au point de rencontre du filon Spoiala, Haber, Scara et Robotin, où on exploite encore des nids assez riches en or natif et des tellures aurifères. Ces filons ont été exploités en grande partie de la surface jusqu'à environ 50 m sous Acra. Nous ne connaissons pas encore la valeur minière des réserves se trouvant plus en profondeur.



209. *La Galerie Târşugul*, située sur le flanc méridional du Dealul Ionul, a exploité un petit filon de direction NW-SE et pendage 60° SW. Elle est depuis longtemps abandonnée.

210. *La Galerie Sf. Gheorghe*, altitude 589 m, a été creusée par une société anglaise qui a exploité la mine vers 1880. Le gisement est localisé dans un anticlinal de roches mélaphyriques, qui ont souffert une intense altération et minéralisation. On y a découvert quelques filons. Le principal a une direction E-W et un pendage d'environ 35° vers le N. La minéralisation est constituée par du quartz blanchâtre imprégné de pyrite, d'alcopyrite, blende, galène et pyrargirite. La teneur en sulfures dépasse 10% de la masse minéralisée et l'analyse indique des teneurs de Pb, Zn et Cu assez élevées. Un autre filon, de direction NW et pendage 10° E, présente la même minéralisation.

En général le minerai a une teneur moyenne intéressante et souvent on trouve des zones plus riches. Malheureusement le gisement présente de nombreuses dislocations et discontinuités qui ont souvent désappointé les exploitants.

211. *La Galerie Mandoliţa*, située sur le flanc oriental de Valea Alunelor, à une altitude d'environ 700 m, a exploité un filon de direction N 15° W, compris dans le Flysch crétacé. L'accès de la galerie était interdit au moment de notre visite, mais le minerai trouvé sur la halde indique une minéralisation similaire à celle de la galerie Crăciuna (213).

L'exploitation est arrêtée depuis longtemps. Le minerai était traité dans un petit bocard primitif, dont les traces sont encore visibles dans Valea Stânelor.

212. *La Galerie Ludovic* située à une petite distance de la précédente, a probablement exploité le même point.

213. *La Galerie Crăciuna* se trouve sur le flanc oriental du ravin Staulul lui Dan, à l'altitude de 786 m. Elle a été creusée dans le Flysch crétacé pour explorer un filon de direction N 75° E. Elle rencontre un point d'enrichissement au croisement avec un filon dirigé N 15° W, vertical, dont la puissance varie entre 19 et 40 cm. Le filon est ouvert sur une longueur de 60 m. Une partie du filon, probablement plus riche, a été exploitée sur une profondeur d'environ 8 m. La minéralisation consiste en une gangue de quartz fortement imprégnée par des sulfures métallifères. La teneur en or est réduite; celle en argent atteint jusqu'à 400 gr/t; le minerai plus riche contient jusqu'à 10% Pb, 6% Zn et 2—4% Cu. Vers le fond de la galerie l'imprégnation sulfureuse diminue sensiblement. Faute de rentabilité, l'exploitation a été suspendue depuis plusieurs années.



214. *La Galerie Ioan* actuellement éboulée, a exploré un filon compris dans les mélaphyres, dont l'affleurement est jalonné, sur une distance d'environ 100 m, par des petits trous. Les morceaux de minerai sur la halde, montrent une faible minéralisation, constituée par du quartz foncé, imprégné de pyrite. Ce dernier minerai se trouve également sous forme de cristaux, tapissant des géodes.

215. *La Galerie Sf. Stefan* a exploré, sans résultats, une zone de faible minéralisation.

216. *La Galerie Baia Mare* située sur le flanc oriental du ravin Staulul lui Dan, non loin de la source. Elle a exploré une zone de minéralisation dans le Flysch crétacé, située entre des schistes et des grès. On y observe une faible imprégnation pyriteuse dans les schistes et un mince filon dans les grès; les deux occurrences sont sans importance pratique.

217. *La Galerie Rosengarten* se trouve sur le flanc oriental de Valea Domădanilor dans le mélaphyre altéré. A cet endroit la roche est traversée par d'innombrables fissures, contenant en ensemble une zone de pyritisation et de minéralisation, limonitisée près de la surface. Celle-ci contient un peu d'or, ce qui a donné naissance à des essais d'exploitation. Non loin de cette galerie, actuellement inaccessible, on voit un petit puits qui a exploré un filon sans importance pratique.

218. *La Galerie Buduhaci* est une mine un peu plus développée, des environs de Măgura Poeni, à l'altitude de 831 m. Amorcée dans le Flysch, la galerie pénètre aussitôt dans le mélaphyre qu'elle traverse sur une distance d'environ 90 m et entre ensuite dans un culot d'andésite.

A environ 200 m de l'entrée se trouve un filon de direction N 15° W, ouvert au moment de notre visite, sur une cinquantaine de mètres. La puissance moyenne du filon est d'environ 20 cm et la minéralisation est constituée par une masse de quartz noirâtre, traversée par des veinules de calcite à imprégnations de nids de pyrite, chalcopirite, blende et galène. Pourtant, la teneur moyenne en sulfures est assez faible et celle en or relativement réduite.

Un deuxième filon, qui peut être une ramification du premier, a été ouvert sur 5 m. Il est assez puissant, entre 100 et 150 cm, et son remplissage est constitué par une masse kaolinisée, à veines de calcite et nids de quartz cristallisé. Sur les bords des veines de calcite on observe de minces bandes de sulfures. La teneur en or paraît être très réduite. Vers le fond de la galerie à environ 260 m de l'entrée, on observe le contact de l'andésite avec les mélaphyres ayant une direction E-W et un pendage de 68° W. A la surface ces filons passent dans le Flysch et ont été intensivement exploités.



219. *La Galerie Iojica* se trouve dans la zone de contact d'un culot d'andésite avec le complexe mélaphyrique. A la surface, sur Dâmbul lui Toader, au niveau d'environ 940 m, ce contact est jalonné, en direction N 80° W, par des trous résultant de l'éboulement d'anciens abatages de la mine Iojica. D'autres éboulements, en direction N 40°, W jalonnent l'affleurement d'un filon transversal au contact. La galerie Iojica, située à l'altitude de 870 m est depuis longtemps abandonnée et éboulée.

On rapporte que l'exploitation y a été assez intensive, sur une longueur d'environ 80 m et une hauteur de 70 m. Elle a été poursuivie jusqu'à la surface s'étendant également en profondeur, par un puits de 40 m. Sur la halde on voit des morceaux de minerai, formés par une gangue de quartz à imprégnations de sulfures, dont quelques-uns ont montré des teneurs en or jusqu'à 30 gr.t.

220. *La Galerie Paltin (Lazul Cracului)* a exploré une zone de minéralisation au contact d'un petit culot d'andésite avec le Flysch crétaé.

221. *La Galerie Iepure (Paltinul)* située à l'E de Măgura Poenii, a ouvert une faible zone de minéralisation dans les mélaphyres.

222. *La Galerie Preluci*, se trouve à l'W du pic Masa (1126 m) et a exploré, sans résultats pratiques, un faible filon d'imprégnations pyriteuses dans le Flysch crétaé.

223. *La Galerie Sărunii* a exploré une zone de minéralisation de direction NW-SE, qui a pris naissance dans le Flysch crétaé par l'effet de quelques petits culots d'andésite. La galerie a une longueur de quelques dizaines de mètres et a suivi vers le NW un filon de calcite à faibles imprégnations de sulfures (pyrites, chalcopirite, galène, blende). Près de cette galerie, une autre a exploré le contact même d'un culot d'andésite avec le Flysch crétaé.

224. *La Galerie d'exploration* située dans Valea Sărunii, en aval de la précédente, se dirige vers l'E en traversant des sédiments crétaés, minéralisés, dans la zone de contact d'un petit culot d'andésite qui affleure un peu plus au S. Les filons traversés jusqu'à présent sont sans valeur minière.

225. *La Galerie d'exploration* située dans la Hoanca Socilor, est creusée dans le Flysch crétaé très peu minéralisé.

226. *La Galerie « la Vizuină »*, est une ancienne mine qui a exploité des filons situés dans la zone de contact d'un culot d'andésite avec le Flysch crétaé. Celui-ci est fortement minéralisé.



227. *La Galerie « la Salcie »*, située dans le flanc oriental du Pârâul Şuriloi a exploité des filons se trouvant dans une position géologique similaire à celle de la mine précédente. L'entrée de la mine était éboulée, mais nous avons pu examiner sur la halde des morceaux de filon, bien minéralisés.

228. *La Galerie Valea Tisii* est une importante galerie d'exploration de la Soc. Mica en cours d'exécution. Elle se dirige vers le S afin d'explorer les minéralisations reconnues par les deux mines précédemment décrites. Lors de notre dernière visite, la longueur atteinte était de 500 m et la galerie se trouvait toujours dans les schistes crétacés, qui deviennent de plus en plus minéralisés à l'approche du culot d'andésite.

229. *La Galerie Niculae Şuta*, située dans le flanc droit de Valea Tisii, est directement amorcée sur un filon dirigé N 40° W, pendage 85° SW, dont la puissance varie autour de 30 cm. Ce filon a été intensivement exploité sur une longueur d'environ 50 m et sur une hauteur d'environ 120 m, jusqu'à la surface. Cette même partie est exploitée en profondeur par un puits de 10 m.

Dans la structure du filon on distingue 4 bandes : l'une est constituée par une masse argileuse verdâtre, séricitisée et kaolinisée, contenant une proportion notable de sulfures, (pyrite, blende, galène et chalcoppyrite). Deux autres bandes de masse kaolinisée, séparées par une bande de stérile, ne contiennent que de la pyrite. La teneur en or est, par endroits, assez élevée. A environ 70 m de l'entrée, la galerie atteint une fracture de direction N 50° W, dont la puissance est d'environ 6 m. C'est une faille peu minéralisée.

230. *La Galerie « Frunza »* se trouve sur le versant occidental de la même vallée et a exploité les filons d'une petite concession particulière. Nous n'avons pas eu l'occasion de visiter cette mine.

231. *La Galerie Lazăr Orbeşti* est amorcée à environ 40 m au-dessus de la vallée sur le côté occidental. Elle fait partie d'un groupe d'anciennes mines supe posées qui ont exploité une série de filons, compris dans un tuf andésitique fortement altéré.

Le premier tronçon de la galerie suit un filon de direction N 15° W, faiblement minéralisé qui n'a pas été exploité. Puis, la galerie suit un autre filon, dirigé N 50—60° W sur lequel on voit quelques abatages. Une ramification de ce filon, de direction N-S, dont la puissance est d'environ 30 m constitue la base de l'exploitation. Il a été exploité également dans la galerie supérieure sur une hauteur assez importante jusqu'aux affleurements. Le remplissage est constitué par une masse kaolinisée, imprégnée par une faible proportion de sulfures, mais qui présentent des nids assez riches en or.



232. *La Galerie Sf. Gheorghe* se trouvant vis-à-vis du confluent de Valea Tisei avec Pârâul Şurilor, est une ancienne exploitation. Elle était inaccessible au moment de notre étude.

17. BORZEŞTI

233. *La Galerie La Țârău*, située sur le flanc méridional de Valea Borzeşti, a exploré, sans obtenir de résultats, une faible zone de kaolinisation à la périphérie du culot andésitique de Mormântul.

234. *La Galerie Mustăţea*, porte le nom d'un mineur d'Abrud, qui environ 80 ans auparavant a commencé l'exploitation du gisement de Borzeşti. Vis-à-vis de cette galerie, sur le versant méridional, nous avons visité la seule mine accessible lors de nos études sur le terrain, appartenant à Glava Niculae. Elle suit sur environ 10 m un mince filon vertical dirigé N 20°—30° W, dont le remplissage est constitué par une masse fortement kaolinisée, imprégnée de pyrite ainsi que d'oxydes de fer et de manganèse, contenant des grains d'or visibles. Au fond, sur une ramification, la galerie suit un filon de direction N 10—15° W, qui a été exploité par un montage au croisement avec un mince filon dirigé N 50° W. Le premier filon a une puissance d'environ 10 cm, étant constitué par du quartz faiblement imprégné de sulfures métallifères.

235. *Les Galeries Dâmbul Popii*. Ces galeries en nombre de trois, situées sur la colline du même nom, ont exploité auparavant une même zone filonienne. Celle-ci traverse la vallée; aussi on rencontre sur la colline voisine de nombreux remblais des mines abandonnées. Cette zone filonienne se trouve au contact du culot andésitique de Mormântul—Coranda, avec un petit lambeau de mélaphyre et avec des laves fortement altérées. Toutes ces mines de Borzeşti, mentionnées plus haut, étaient éboulées lors de notre visite; les haldes respectives contiennent des grains d'or et sont lavées par des petits antreprenuers du village.

236. *La Galerie Pancus* à l'W de Brabănul a exploré une petite concession appartenant à des entrepreneurs de Roşia Montană. La minéralisation sans valeur minière se trouve localisée dans le Flysch crétacé, dans une zone de puissante dislocation, au contact avec le complexe mélaphyrique.

18. CURECHI-COASTA MARE

237. *La Galerie Sf. Niculae Curechii*, située sur le flanc NW de Măgura Porcului, dans la vallée de Curechii, est creusée, en direction N 60° E, pour explorer, à cet endroit, le contact d'un culot d'andésite quartzifère avec le



mélaphyre. Les premiers 10 mètres traversent la brèche de contact du culot, constituée par un mélange d'éléments d'andésite et de mélaphyre. Ceux-ci ainsi que la brèche, sont fortement altérés et minéralisés. Le minerai est constitué par une masse kaolinisée et chloritisée, imprégnée par des cristaux de pyrite. La teneur en or paraît être réduite. Il n'y a eu qu'un essai d'exploitation, sans continuité.

238. *La Galerie Coasta Mare*, située dans Pârâul Vârtejelor, sur le flanc septentrional du massif dacitique de Coasta Mare. Lors de notre première étude, en 1932, cette galerie était éboulée. A côté de sa halde se trouve l'emplacement d'un puits creusé par le Prof. RADU, ancien directeur de l'Association minière « Concordia », afin d'exploiter une riche zone de minéralisation, formée dans la brèche dacitique au contact du cratère avec le Flysch créacé. Sur la halde de ce puits, nous y avons trouvé de petits morceaux de minerai constitués par la brèche dacitique, séricitisée et silicifiée, avec de nombreuses fissures remplies de sulfures métallifères. Parmi ceux-ci on a observé, sans pouvoir préciser, de petits grains qui paraissent être des tellurures. Ce minerai contient l'or libre d'une teneur de plus de 900‰.

Sur le même ravin, à une petite distance de la source, nous avons remarqué une autre halde de mine. Ce gisement a été ultérieurement exploré par V. LUCCA, ingénieur de la Soc. Mica, qui a découvert un riche filon de tellurures aurifères. Ce filon, ouvert par les galeries Sf. Petru et Sf. Pavel, a deux horizons distants d'environ 40 m. Le filon presque vertical a une direction NWN-SES, et a été suivi sur une distance de quelques dizaines de mètres. Il est formé par un réseau de fissures, traversant et minéralisant, d'une façon discontinue, la brèche dacitique fortement séricitisée. La minéralisation métallifère consiste en pyrite, blende, galène, chalcopyrite, tétraédrite, sylvanite, petzite et hessite¹⁾.

239. *La Galerie Ursa* située sur le versant oriental de la même montagne, dans Pârâul Dosul Ursei, non loin du confluent de Valea Ursei. Cette galerie a été inaccessible lors de notre étude, mais a été rouverte par la Soc. Mica, ainsi qu'une autre qui lui fait face sur le versant opposé, en vue d'exploiter le territoire d'une petite concession minière.

19. HARTĂGANI—CRIȘTÎOR—RUDA

240. *La Galerie Paltin* a exploré sans résultats une faible minéralisation dépourvue d'intérêt minier.

¹⁾ Nous devons cette détermination à DAN GIUȘCĂ qui a eu l'amabilité de nous communiquer les résultats de l'étude microscopique qu'il a entreprise.



a) GROUPE DE VALEA ARSULUI—VALEA GÂRDEI

241. *La Galerie Lupăria*, située dans la partie supérieure de Valea Arșișorului, a exploité une zone de minéralisation au contact d'un culot de dacite avec les mélaphyres. La minéralisation consiste en quartz à faible imprégnation de sulfures métallifères. L'exploitation a été faite par un puits, actuellement éboulé, et par une installation primitive de bocards, depuis longtemps détruite. Les restes de minerai trouvés sur la halde, contiennent des grains d'or visibles. Cette zone de minéralisation, avec les mêmes caractères, a été ouverte en profondeur par une galerie transversale de l'horizon Victor, appartenant à la Soc. Mica. A ce niveau la teneur en or est sensiblement réduite.

242. *La Galerie Ursoiu*, a exploré dans Valea Gârdei plusieurs filonnets, dans une zone de brèches de contact entre les andésites.

243. *La Galerie Sf. Gheorghe*, dans la vallée de Cireșata, à l'altitude d'environ 520 m, est à présent inaccessible. C'est une importante galerie longue de plus de 500 m, qui dans le temps avait exploité plusieurs filons. Ces filons, au niveau Victoria (altitude 348 m), montrent un sensible appauvrissement.

244. *La Galerie Sf. Ana*, amorcée dans Valea Arsului au niveau de 458 m, est une des plus importantes mines de l'ancienne exploitation. Elle a exploité 60 m plus bas les filons de la mine précédente.

b) GROUPE DE VALEA MORII

245. *La Galerie Victoria*, située sur le flanc occidental de Valea Arsului, a exploré dans le temps, une petite concession.

246. *La Galerie Francisca*, à l'altitude de 495 m, a servi à l'exploitation des gisements de Valea Morii et sert actuellement comme galerie d'aérage.

247. *La Galerie Hubanec* a exploité, à l'altitude de 511 m, sur le flanc oriental de Valea Arsului, une partie des filons de la mine Francisca.

248. *La Galerie Antoniu* (planche hors-texte) à l'altitude de 536 m sert aujourd'hui comme galerie d'aérage pour le groupe du filon No. 10 Antoniu.

La Galerie Ferdinand, altitude de 365 m, est la principale galerie de l'ancienne exploitation de ce gisement. A présent l'ancien gisement de Valea Morii a été exploité jusqu'à une profondeur de 90 m, sous la galerie Victor. Dans la mine de Valea Morii l'exploitation est limitée actuellement du côté S, sur le filon No. 10 Antoniu et les filons associés : Plumb, No. 9, No. 8, No. 7, etc. qui



constituent un gisement découvert depuis 1930. Ces filons ont une direction approximative N-S, et un pendage d'environ 75° vers l'W.

Le Filon de Plumb a été reconnu sur une longueur de 500 m. L'épaisseur dépasse souvent un mètre et l'exploitation a lieu justement dans les parties les plus épaisses. Il se trouve dans l'andésite altérée, son remplissage étant constitué par du quartz et de la calcite, imprégnés de pyrite, galène, blende et chalcopryrite. L'or se présente imprégné dans les sulfures, ou sous forme de paillettes dans le quartz. On trouve assez rarement des nids contenant plusieurs kilogrammes d'or.

A Valea Morii, ce filon est ouvert entre l'horizon II (environ 60 m au-dessus de l'horizon Victor) et 60 m en profondeur. A la partie supérieure, un massif de protection de 20 m d'épaisseur, le sépare des portions exploitées dans la mine de Ruda.

Le Filon No. 10 Antoniu, ainsi dénommé parce qu'il a été premièrement rencontré dans la galerie Antoniu, est ouvert dans l'horizon Victor sur une longueur de plus de 600 m. C'est un des plus riches filons du pays et a fourni, jusqu'à présent, plus de 7.000 kg d'or. L'épaisseur moyenne est de 60 cm, le remplissage étant constitué par une gangue de quartz rarement accompagnée par de la calcite et par des sulfures. Ceux-ci représentent un pourcentage élevé, constituant par endroits des bandes et des lentilles compactes, dans lesquelles prédominent la blende, la galène, la calcopryrite et la pyrite. L'or libre est très fréquent, se trouvant généralement comme une imprégnation compacte dans le quartz et dans les sulfures (blende). Par endroits, on rencontre des cristaux et des feuilles d'or dans de petites géodes. Le minerai tout venant a une teneur qui dépasse 20 gramme par tonne. La zone la plus riche est comprise entre l'horizon Victor et l'horizon IV (120 m au-dessus). A cet horizon le filon y est plus fortement minéralisé, mieux développé et présente des ramifications tout aussi intéressantes.

Le Filon No. 9 est exploité en quelques points seulement. Il est moins minéralisé que le Filon No. 10, moins compact et moins régulier. La gangue est plus riche en calcite et parfois on rencontre de la rhodocrosite. Les salbandes, constituées par une masse kaolinisée sont bien développées; l'épaisseur varie autour de 50 cm. Les sulfures métallifères forment des nids et sont représentés par blende, pyrite, galène et chalcopryrite. L'or libre est de beaucoup moins fréquent que dans le filon No. 10.

Le Filon No. 8. est exploré sur quelques mètres à l'horizon IV. La remplissage est très riche en calcite imprégnée de blende, galène, pyrite et chalcopryrite, sur une épaisseur d'environ 30 cm.

Les filons : Plumb, No. 10, No. 9 et No. 8, forment un groupe relativement compact, situé entre le cratère de Barza et un petit culot d'andésite quartzifère affleurant dans la partie supérieure de Valea Arsului. A quelques exceptions près, la roche encaissante est une brèche de cratère; vers le S



le filon 10 passe dans les sédiments sarmatiens, mais cette partie s'appauvrit rapidement et cesse d'être exploitable.

L'ancien groupe filonien de la mine de Valea Morii, située plus au N, est constitué par de nombreux filons parmi lesquels il faut rappeler *Francisca*, *Hermana*, *Filon B*, et *Liegendertrum I et II*, avec leurs nombreuses ramifications. Il est situé sur le bord oriental du cratère Barza, constituant comme un pendant du groupe filonien de Ruda. Il est localisé dans le culot d'andésite quartzifère, dans la brèche de son cratère ainsi que dans les sédiments tertiaires extrêmement altérés. Ces sédiments affleurent dans Valea Arsului, du côté de l'entrée de la galerie *Francisca* et de la galerie *Hubanec* et ont constitué, d'après les informations que nous possédons, un facteur favorable à l'enrichissement des filons, par des phénomènes d'arrêt des solutions minéralisantes.

A l'heure actuelle, on exploite seulement les filons du groupe méridional (filons : *Plumb*, 10, 9 et 8) qui contiennent encore une réserve de plus d'un million de tonnes de minerai payant. La quantité de minerai extraite annuellement varie entre 35.000 et 58.000 tonnes à une teneur moyenne de 15 à 30 gr/t d'or. La production monte à environ 1000 kg d'or par an.

La mine de Valea Morii tend à se développer par l'exécution de nombreuses traversbancs jusqu'au delà de Valea Gârdei. Parmi les nouveaux groupes de filons découverts, il faut mentionner : No. 7 et 9 de *Sf. Petru*. La teneur en or est relativement élevée et les filons n'ont pas encore été mis en exploitation.

249. *La Galerie Sf. Maria* située sur le flanc oriental de Muncelul, non loin de Crucea lui David, a exploité, il y a quelques années, la petite concession de l'association minière portant le même nom.

c) GROUPE DE RUDA

L'exploitation minière de cet endroit (planche hors-texte) est une des plus anciennes de la région. La majeure partie des galeries, taillées au pic, datent de l'époque romaine, comme le prouve les nombreuses reliques qu'on y a trouvées.

Le groupe filonien de Ruda est localisé sur le versant SW du cratère de Barza, affleurant en grande partie dans Valea Ruda. Ces filons parallèles au contour du cratère, présentent des directions variant entre NW-SE et WNW-ESE. Un premier sous-groupe, constitué par de nombreux filons dont nous mentionnons : *Buda*, *Kronskluft*, *Mihai* et *Sofia*, a été exploité sur une longueur d'environ 900 m. La largeur totale de ce sous-groupe est d'environ 200 m. Un autre sous-groupe, autour du Filon *Iosif*, présente une largeur similaire, mais la longueur de la partie exploitable est beaucoup plus courte.



La puissance moyenne des filons de Ruda est d'environ 1–2 m. La minéralisation est caractérisée par la présence, en grande partie, de l'or libre, constituant des nids ou des veinules, dans une gangue de quartz et de calcite. On y a recueilli, auparavant, de splendides échantillons d'or en paillettes, feuilles, dendrites et fils. Les sulfures métallifères (pyrite, blende, galène, chalcoppyrite) ne présentent qu'environ 5% de la masse filonienne.

Tous les filons connus à Ruda ont été exploités jusqu'au niveau Victor (altitude 348 m) et une partie, autour du puits principal, jusqu'au niveau 120 m sous Victor. La hauteur totale maximum est d'environ 450 m.

On considère que ce gisement n'est pas complètement épuisé et que son extrémité NW est encore intacte au-dessous de l'horizon Victor. Depuis quelques années on n'exploite pourtant que les remblais riches et les restes des anciens abattages, au-dessus du niveau Victor, en extrayant environ 20.000 tonnes par an, dont on produit environ 40 kg d'or fin.

En dehors de la galerie Ferdinand, dont nous avons parlé plus haut, les autres mines principales qui ont servi à l'exploitation de ce groupe sont :

250. *La Galerie Ruda 12 Apostoli*, située à un niveau d'environ 500 m, dans la partie supérieure de Valea Ruda.

251. *La Galerie Trei Crai* se trouvant dans la même vallée, à une altitude d'environ 465 m, non loin de l'antique entrée de la mine, dénommée Treptele Romane (Marches romaines).

252. *La Galerie Ana* (altitude 427 m), dans Valea Ruda a constitué, au commencement du siècle dernier, l'accès principal de la mine. La partie stérile de la galerie, longue d'environ 1000 m suit le trajet de la vallée, à la recherche des filons.

253. *La Galerie Victor*, située dans le petit ravin de Gura Barza, à l'altitude de 348 m, constitue l'accès principal de la mine de la Soc. Mica, centralisant actuellement l'exploitation du groupe de Valea Morii, Ruda, Brădişor et Musariu. Cette galerie est aujourd'hui la plus importante, comme dimension et valeur minière, de toute la région des Monts Métallifères.

Les galeries transversales de cet horizon, au service de l'exploitation, représentent une longueur totale de plus de 22.000 m. Ces galeries sont en relation avec tous les horizons supérieurs actuellement en exploitation et ouvrent les niveaux inférieurs par de nombreux puits dont la profondeur atteint jusqu'à 190 m, soit environ 160 m d'altitude absolue.

Du point de vue géologique, le résultat de cet important ensemble minier est la reconnaissance de la structure d'une surface d'environ 20 km² et la découverte de quelques millions de tonnes de minerai. Suivant les dernières



évaluations de la Soc. Mica, les réserves sont d'environ 2.400.000 tonnes contenant environ 25.000 kg d'or.

La majeure partie de cet horizon est aménagée pour le transport électrique ce qui permet l'extraction d'environ 120.000 tonnes de minerai par an, traitées à l'usine de Gura Barza.

Cette usine possède une installation de bocards (amalgamation et tables à secousses) ayant une capacité d'environ 200.000 tonnes/an; deux installations de flottage, dont la capacité totale est d'environ 40.000 tonnes/an; une installation de cyanuration des pyrites à capacité d'environ 10.000 tonnes/an; une installation d'affinage électrolytique de l'or, pouvant traiter jusqu'à 5000 kg d'or brut annuellement et une installation pour le traitement spécial, pour le minerai à or visible. La production de cette usine a varié ces dernières années entre 2.300 et 3.000 kg d'or fin par an.

d) GROUPE DE BRĂDIȘOR

Ce gisement (planche hors-texte) est situé à l'W de celui de Ruda, entre les pics de Teiul et Hârnicul.

254. *La Galerie Luna Aurora* ouvre ce gisement jusqu'au niveau de 448 m; actuellement toute l'exploitation a lieu par l'horizon Victor, cette galerie ne servant que pour l'aérage.

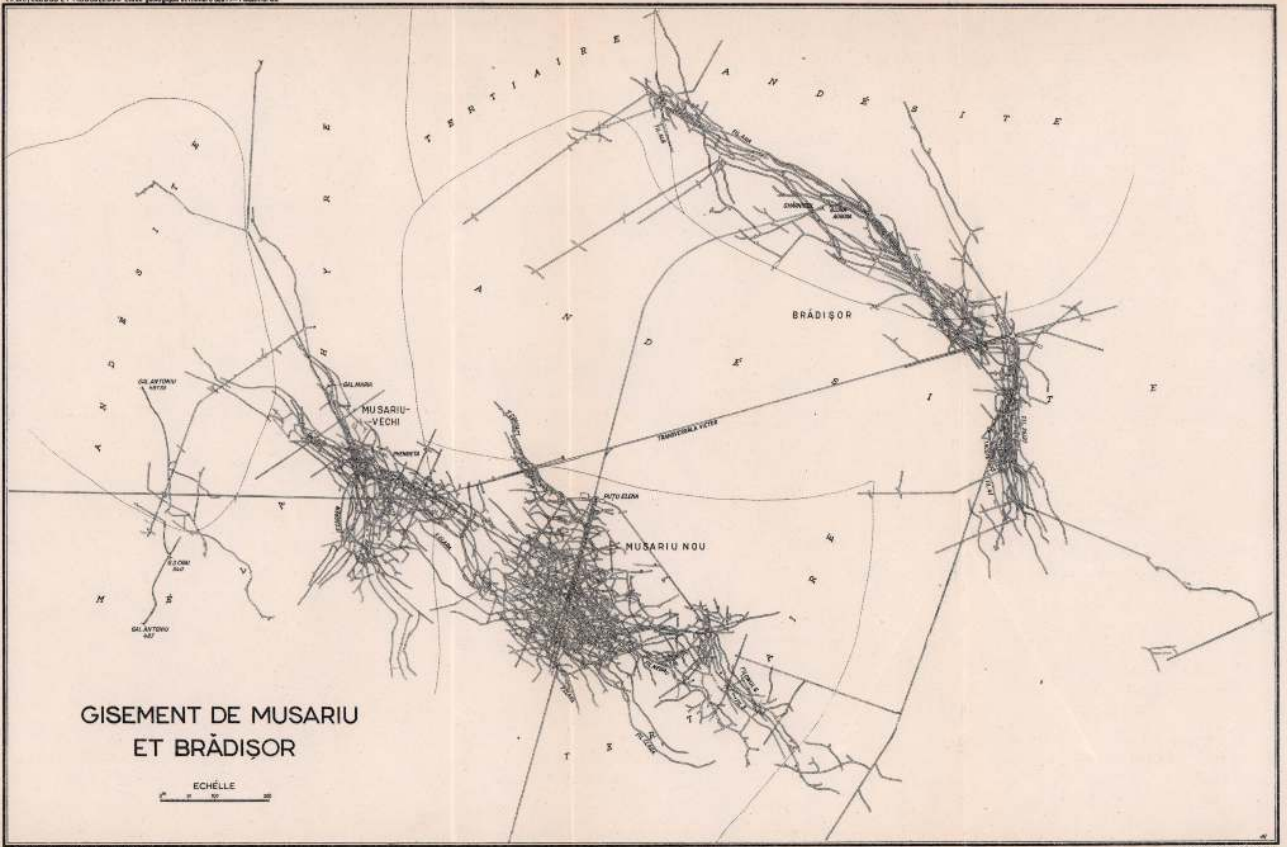
Le gisement consiste en deux filons principaux: 25/37 et Ana. Ces filons avec leurs ramifications forment un réseau d'environ 1200 m de longueur.

Le Filon 25/37 est mieux développé au S de la transversale, étant constitué par une gangue de quartz, richement imprégnée de pyrite, blende, chalcopirite et galénite, tapissant également de nombreuses géodes. Vers le N, le filon se sépare en deux ramifications qui, dans la transversale Victor, ont été considérées au commencement, comme deux filons différents. Au delà de la transversale, le filon devient moins compact et plus riche en kaolin, les sulfures étant concentrés dans quelques nids seulement. La teneur en or qui vers le S a été parfois très élevée (dépassant, 150 gr/tonne), est vers le N beaucoup plus réduite. L'or se trouve en grains très fins imprégnés dans la pyrite et forme rarement une fine imprégnation visible dans le quartz.

Dans les horizons au-dessus de Victor, le filon a l'aspect d'une brèche cimentée par une minéralisation compacte de quartz, blende, galène, chalcopirite et pyrite. Vers le S, il est coupé par le Filon 41 duquel se séparent les filons I et II Acoperiș.

Le Filon 41 a la direction N 20° W et le pendage 50°—60° W. L'épaisseur est variable, étant comprise entre 50—100 cm; son remplissage est formé par une masse bréchiforme, kaolinisée et en quelques points silicifiée, traversée par des veinules de calcite, barite, pauvrement minéralisées par des sulfures. On a mentionné des minerais de tellure et de bismuth.





GISEMENT DE MUSARIU ET BRĂDIŞOR

ECHÈLLE
0 100

Les filons I et II Acoperiș sont constitués également par de la brèche andésitique, cimentée par du quartz, blende, chalcopryrite et galénite. Les veines formées par le remplissage des espaces entre les éléments andésitiques, ont des épaisseurs de 5—10 cm et rarement dépassent 20 cm. Cette brèche atteint, par endroits, jusqu'à 4 m d'épaisseur et parfois présente des ramifications. La teneur en or est variable, dépassant, par endroits, 50 gr/tonne.

Le Filon Ana dirigé NW-SE a un pendage variable autour de la verticale. Vers le S le filon se ramifie en plusieurs branches qui disparaissent dans la région de la transversale Victor, tandis qu'au N il se disperse.

Ce filon a une épaisseur et un remplissage variables, dépassant parfois 2 m. La majeure partie est constituée par une gangue de quartz sous forme de veinules dans une masse compacte fortement séricitisée et kaolinisée. Parfois le quartz forme des croûtes sur lesquelles sont déposés des cristaux de barytine. Dans plusieurs endroits le filon s'amincit jusqu'à une simple fissure.

Les sulfures les plus fréquents sont la pyrite et la blende, constituant des veinules et des imprégnations. La proportion de sulfure dans le minerai est de beaucoup plus réduite que dans le Filon 25/37. L'or est rencontré sous forme de paillettes, dans le quartz, sur les cristaux des géodes, ou disséminé dans le kaolin.

Parmi les ramifications du Filon Ana, on doit mentionner le Filon Ana A, généralement plus riche en calcite et les filons Acoperiș dont la constitution ressemble à celle du Filon Ana A. Leur épaisseur est beaucoup plus réduite.

Les filons du groupe Brădișor sont pauvres dans les niveaux supérieurs; ces parties ne sont presque pas exploitées. On peut même considérer qu'ils ont été effectivement reconnus par la transversale Victor, constituant une découverte relativement récente dans une contrée où abondent les exploitations antiques.

Le principal champ d'exploitation s'étend sur une hauteur de 100 m au-dessus de l'horizon Victor. Sous l'horizon Victor le Filon 25/37 a été très riche jusqu'au niveau de —30 m mais est devenu plus pauvre à l'horizon de —60 m. Le Filon Ana a été aussi partiellement exploité jusqu'au niveau de —60 m, où on constate le même phénomène d'appauvrissement. À ce dernier niveau, une transversale dirigée vers le culot de Hârnicu, a rencontré de nouveaux filons.

On extrait annuellement environ 15.000 tonnes de minerai du Filon 25/37, qui est traité par flottation en produisant environ 100 kg d'or fin. Le Filon Ana et ses ramifications, fournissent annuellement environ 40.000 kg de minerai amalgamable, produisant environ 200 à 400 kg d'or fin. Les réserves sont estimées à quelques centaines de milliers de tonnes, avec une teneur moyenne de 7 gr d'or.



e) GROUPE DE MUSARIU

La partie principale du gisement de Musariu (planche hors-texte) est placée à l'W de Hârnicu, dans le voisinage du culot andésitique. D'autres zones également intéressantes se trouvent à l'W, dans le voisinage de nombreux culots d'andésite quartzifère, entre Hârnicu et Dealul Fetii.

Le gisement est compris, en majeure partie, dans le complexe mélaphyrique. Il est constitué par de nombreux filons, généralement courts et d'allure capricieuse, ce qui rend l'exploration très difficile. Ce gisement est depuis longtemps connu, car une partie des galeries supérieures est taillée au pic. Cette exploitation a souvent été abandonnée. Après 1918, la Soc. Mica a exécuté des travaux miniers très étendus, qui ont beaucoup développé ce gisement, actuellement le plus important du pays.

Parmi les principales galeries d'accès, les suivantes ont été indiquées sur la carte :

255. *La Galerie Hârnicu*, située à l'altitude de 448 m et actuellement employée comme galerie d'aérage. Elle a exploré le territoire compris entre Musariu et Brădișor.

256. *La Galerie Musariu*, située à l'altitude de 550 m, est à présent inaccessible.

257. *La Galerie Trei Crai* (altitude 528 m) est également inaccessible.

258. *La Galerie Sf. Anton* amorcée à l'altitude de 483 m sur le flanc méridional de Dealul Fetii, a exploité un petit gisement secondaire.

259. *La Galerie Sf. Maria* se trouvant à l'altitude de 413 m est l'horizon le plus élevé dans lequel on exploite à présent.

260. *La Galerie Ludovic*, altitude de 378 m, constitue actuellement un accès secondaire de la mine Musariu, en dehors de l'accès principal, par l'horizon Victor.

Sous l'horizon Victor, on a ouvert 5 horizons à 30, 60, 90, 120 et 150 m.

La principale partie du gisement s'étend sur une longueur de 1200 m et une largeur maximum de 400 m. Les filons forment un réseau complexe avec tendance à de vrais stockwerk de brèche richement minéralisée.

Le Filon principal Clara de direction générale NW-SE a été suivi et en grande partie exploité, sur une longueur d'environ 1000 m. L'épaisseur et le pendage sont variables ; dans la partie supérieure le pendage est plus abrupt tandis qu'en profondeur il descend jusqu'à 45°. En profondeur le filon



s'amincit et s'appauvrit. Son épaisseur dépasse parfois 1 m. La gangue consiste en quartz, calcite, blende, barytine et kaolin. La minéralisation est très variable, étant constituée par de faibles proportions de sulfures et d'or libre, en nids ou finement imprégné.

Les autres filons sont généralement courts, leurs directions et pendages ayant toutes les valeurs possibles; on remarque pourtant une certaine prédominance des directions NW-SE.

Nous devons faire une mention spéciale pour le groupe des filons *Carpén*, qui a été exploité seulement au-dessus de l'horizon *Victor*.

La zone d'intersection de ces filons avec le Filon *Clara*, a été exceptionnellement riche. Les portions respectives ont été intensivement exploitées et à présent on extrait encore des zones limitrophes qui forment les ainsi nommés « *Stock-grenz* ».

Au-dessous de l'horizon *Victor* la zone la plus riche descend vers le SE et se trouve sur le Filon *Elena* entre l'horizon *Victor* et —60 m.

Enfin sous l'horizon —90 m cette zone comprend les ramifications inférieures du filon 6, dénommées : le Filon « *Țipiș* », le Filon 3, le Filon *Negru*, etc. Tous ces filons sont peu uniformes, parfois réduits à une simple crevasse, mais à quelques mètres de distance, ils peuvent atteindre jusqu'à un mètre d'épaisseur.

Ces filons ont de nombreuses branches peu régulières, constituant parfois des brèches richement minéralisées. La gangue habituelle est le quartz, la calcite, la barytine et le kaolin, en masses compactes ou sous forme de veinules. Parmi les minéraux métallifères nous mentionnons : pyrite, blende, galène, chalcopirite, arsène natif, tétraédrite et or, qui se présentent sous forme de veinules et comme imprégnations en nids lenticulaires.

L'or natif abonde sous forme de feuilles, fils, menus cristaux dans les géodes, imprégnations dans le kaolin, la barytine, la calcite et le quartz. Il est concentré dans des points localisés irrégulièrement sur les filons; ces points font partie de certaines zones du gisement.

Dans son ensemble le gisement principal de *Musariu* peut être compris dans un cylindroïde de forme irrégulière, dont l'axe a un pendage d'environ 45° vers le SE.

Les innombrables filons des cassures, à faibles déplacements relatifs, sont localisés sur des fentes plus ou moins larges. La majeure partie du gisement est compris dans le mélaphyre traversé par de nombreux culots et dykes d'andésite. Quelques-uns de ces culots comme *Hârnicu* et celui d'*Antoniu* surgissent à la surface. Tandis que d'autres se trouvent en profondeur, dans les mélaphyres ou sous la couverture de sédiments tertiaires du versant méridional de *Hârnicu*. Cette couverture a souffert, à cet endroit, une puissante altération ce qui indique l'intensité des phénomènes hydrothermaux.



La minéralisation se caractérise par la prédominance de l'or natif visible. Environ 60 à 70% de la production de ces gisements est réalisée sous cette forme, le reste étant extrait par amalgamation.

L'exploitation actuelle a lieu entre l'horizon Maria et —120 m sous Victor, la majeure partie de la production provenant des niveaux inférieurs. On a extrait ces dernières années, environ 60.000 à 70.000 tonnes de minerai, avec une teneur moyenne de 13 à 19 gr/t d'or, ce qui fait une production d'environ 1000 kg d'or fin par an.

Les réserves sont encore très importantes, étant estimées à plus d'un million de tonnes ayant une teneur moyenne d'environ 9 gr d'or.

20. BUCUREȘTI—ROVINA

261. *La Galerie Sf. Ion*, se trouve sur le flanc méridional du sommet Cornițelul, dans le petit ravin Pârâul lui Neagu. Elle est creusée dans des laves andésitiques peu altérées, sur une longueur de 14 m, recoupant un filon de direction N 20° W. La fracture filonienne contient des blocs arrondis d'andésite et une argile kaolinisée, blanchâtre-verdâtre, imprégnée de pyrite. Au croisement avec une fissure transversale, le filon a contenu quelques petits nids d'or libre qui ont été exploités en profondeur par un puits de 14 m.

262. *La Galerie Piuă* est située dans le ravin Pârâul Piuă, sur le flanc oriental de Cornițelul. Elle a ouvert dans la masse de laves andésitiques altérées, une fracture verticale, dirigée N 20° W, remplie par une argile de faille, dont la puissance varie de 50 à 100 cm. L'argile est faiblement imprégnée de pyrite et contient des grains d'or. De nombreuses fissures transversales, qui s'entrecroisent dans la masse de lave andésitique, contient une argile limonitisée à grains d'or. On observe une concentration de la teneur en or aux croisements de ces fissures avec la fracture principale.

263. *La Galerie Rugina*, est située sur le flanc méridional du Dealul Șarului. Elle a exploré un filon vertical de direction N 58° E, de 10 à 20 centimètres de puissance dont le remplissage est constitué par des bandes de quartz, imprégnées de galène et de pyrite, avec une substance argileuse limonitique (praînă) à nombreux grains d'or. A 4 m de l'entrée, un puits de profondeur inconnue a été creusé sur une zone plus riche. Au niveau de la vallée, une galerie de 60 m a cherché le prolongement du filon, plus haut décrit, mais sans résultats.

264. *La Galerie Baroc*, située au N du village de Rovina, a exploré une faible zone de pyritisation cuprifère dans les laves andésitiques.

265. *La Galerie Mihai*, se trouve au confluent de Valea Poenița et de Valea Rovina. Elle est dirigée E—W et la longueur totale est d'environ 260 m. Elle traverse un schiste fortement silicifié et minéralisé dans la région de contact





avec l'andésite. Tout près de l'entrée, la galerie a recoupé un filon de direction N—S, à gangue siliceuse, aujourd'hui presque épuisé. A environ 20 m elle recoupe un filon, dont la minéralisation consiste en quartz et pyrite. Sa puissance moyenne est d'environ 10 cm. Entre 150 m et 180 m, la galerie traverse des schistes crétacés, puis passe dans l'andésite disloquée par de nombreuses fractures.

266. *La Galerie Colnic*, amorcée au confluent de Valea Rovina et Valea Poeniții, en direction N 50° E a atteint une longueur d'environ 100 m dans l'andésite kaolinisée. A 20 m de l'entrée, la galerie atteint un stockwerk de 10 m de puissance, constitué par une brèche à nombreux filonnets de kaolin et pyrite. La teneur en or de ce stockwerk paraît être réduite. Quelques dizaines de mètres plus loin, à environ 70 m de l'entrée, la galerie recoupe un filon de direction N—S, suivi vers le N sur une longueur d'environ 50 m ; sur sa branche méridionale a été creusée une cheminée jusqu'à la surface. La minéralisation de ce filon paraît être faible, étant constituée par des salbandes fortement kaolinisées et par des croûtes de quartz.

267. *La Galerie Sf. Maria*, a été effectuée dans un petit ravin, affluent de Valea Rovinei, pour explorer une zone de filonnets de quartz et pyrite de 1 à 3 cm de puissance, dans l'andésite séricitisée. La galerie longe une ligne de dislocation remplie par de l'argile de faille kaolinisée et pyritisée, sur une longueur d'environ 70 m. Le résultat de cette exploration est considéré comme négatif.

268. *La Galerie Sf. Niculae* se trouve sur le flanc W de Cornițelul, à l'endroit appelé Lazul Borzesc. La galerie se dirige S 40° E suivant une ligne de dislocation dans l'andésite silicifiée. L'argile de faille, fortement kaolinisée imprégnée de pyrite, contient des grains d'or, surtout aux points de rencontre avec des fissures faiblement minéralisées par de la pyrite, dirigées E—W.

269. *La Galerie Coranda*, se trouvant à une petite distance de la précédente vers le S, est une galerie d'exploration de forme irrégulière, qui a recoupé et en partie suivie, un réseau de filonnets de calcite, et des fractures de direction E—W. La longueur totale est de 120 m.

270. *La Galerie d'exploration* sur le flanc méridional de Valea Poeniții, environ 80 m à l'W de la galerie Mihai a été creusée, après 1918, sur l'emplacement de l'ancienne galerie Coranda. L'extrémité de cette galerie a atteint le fond des anciennes exploitations, d'où on a extrait du remblai, constituant un minerai payant. La galerie a recoupé également quelques filonnets de direction N—S à faible minéralisation.



271. *La Galerie Sf. Treime* a exploité, à des niveaux supérieurs, le gisement de la galerie Wilhelm que nous décrivons par la suite.

272. *La Galerie Wilhelm*, se trouve sur le flanc droit de Valea Rovinei, au N du village București. Le filon principal de cette mine est une fracture de direction N 80° W jusqu'à E—W dont le pendage est de 40° N. Le filon est disloqué par de nombreuses fractures de direction N—S ou N 20° W, mais les rejets sont assez faibles, et le filon principal a pu être facilement retrouvé. La minéralisation consiste en argile kaolinisée et limonitisée, à nombreux grains d'or. C'est un minerai provenant par altération, appelé par les mineurs « praină ».

La galerie est amorcée directement sur le filon et le suit vers l'W sur une distance d'environ 50 m. Cette partie est exploitée jusqu'à la surface. Plus loin le filon est coupé par une faille, de direction N—S, mais se retrouve à 8 m plus loin. Cette partie est également exploitée intensivement, en dépit de nombreuses petites dislocations. Un puits de 14 m a été foncé, pour exploiter une zone à nids de pyrite considérée comme très riche en or. Lors de notre visite en 1932 on exploitait avec une intensité réduite, les parties restantes dans les anciens abattages.

21. LUNCOI—CARACI—BIRTIN

273. *La Galerie Sf. Dumitru* située sur le flanc méridional de Valea Lungă, à environ 344 m d'altitude, a exploré une zone de faible altération dans les porphyrites. Cette galerie, d'environ 50 m de longueur, est dirigée vers le S. Elle a recoupé quelques fissures remplies de calcédoine stérile en or.

274. *La Galerie Bulza* se trouve dans Valea Buțului, sur le flanc méridional du Dealul Bulza, environ 13 m au-dessus du lit de la vallée, à l'altitude de 380 m. Elle est amorcée directement sur un filon de direction N 35 à 60° W, en le suivant sur une longueur d'environ 50 m. Les parois du filon sont constituées par un tuf bréchiforme mélaphyrique, légèrement altéré. La structure du filon est réticulaire, les veines étant constituées par de la calcite blanche ou rougeâtre, compacte, d'aspect stérile, avec de faibles imprégnations de pyrite dans les salbandes. La puissance du filon exploré est d'environ 100 cm.

275. *La Galerie Groza* est amorcée sur le même flanc du Dealul Bulza et a suivi une fracture en direction S 20° E, sur une longueur d'environ 85 m. Cette fracture est remplie par une masse argileuse de couleur verdâtre, faiblement imprégnée de pyrite, plus rarement de galène. Les parois sont constituées par une brèche porphyritique et au fond de la galerie apparaît un banc de porphyre massif.



276. *La Galerie Sf. Gheorghe* a exploré, dans Valea Buțului à une altitude d'environ 409 m et sur une longueur de 12 m, une fracture remplie de calcite. La puissance de la calcite est de 8 à 10 cm, mais paraît être stérile en or.

Dans la même vallée, entre cette galerie et Bulza, précédemment décrite, se trouvent deux autres galeries : *Ana*, à une altitude d'environ 360 m et *Cleo* à un niveau d'environ 373 m. La galerie *Ana* a une longueur de 25 m ; au fond elle recoupe deux petits filons de 5 cm de puissance, contenant de la calcite et du quartz compact à grains de pyrite. La seconde galerie a une longueur de 14 m et n'a recoupé aucune fracture.

Tous ces travaux d'exploration ont eu pour but l'étude de la zone de minéralisation qui se prolonge de Caraci vers le SE, mais les résultats miniers n'ont pas été satisfaisants.

22. ȚEBEA

277. *Le puits d'extraction Țebea* constitue l'accès principal de la mine de lignite que la Soc. Mica exploite sur le territoire des communes Țebea et Mesteacăn. Les couches de lignite se trouvent dans le Sarmatien, qui repose d'une façon discordante sur l'horizon des graviers d'Almașul Mare (Tortonien), comme on peut s'en rendre compte dans presque toutes les vallées qui traversent la région. Son tour, le Sarmatien est recouvert, également en discordance, par les tufs et les brèches du volcan andésitique de Caraci. Le pendage général des couches du Sarmatien est de 10 à 30° vers le NE.

On a reconnu 4 couches de lignite, mais leur développement est inégal et irrégulier. On exploite actuellement seulement la couche inférieure, dont la puissance varie entre 1,5 et 4 m.

L'étendue du gisement a été établie par quelques puits, de nombreux travaux miniers et 18 forages, dont les résultats sont indiqués dans le tableau qui suit.

Les fréquentes variations des couches sont dues à des failles, généralement de faible rejet.

Le gisement s'étend du village de Lunca, jusqu'à l'W de Brad. Sur le côté oriental de Valea Crișului, un peu plus au S de l'embouchure du Pârâul Crișan, un sondage a découvert une couche de lignite à quelques mètres de profondeur.

Dans les dernières années, la production de lignite varie entre 34.000 et 38.000 t/an. La presque totalité de cette production est employée dans l'usine thermo-électrique de Gura-Barza, appartenant également à la Soc. Mica, dont la puissance installée est de 5000 KW. L'extraction se fait par le puits Țebea ; le lignite est transporté par un funiculaire jusqu'à la gare de Brad et de là, par une voie ferrée à écartement réduit.



No. du forage	Altitude du sondage	Couches supérieures		Couches moyennes				Couches principales		Couches d'eau
		puiss. m	alt. m	puiss. m	alt. m	puiss. m	alt. m	puiss. m	alt. m	alt. m
I . . .	—	1,8	116	—	—	—	—	—	—	—
II . . .	302	1,5	245	—	—	—	—	3,2	130	—
III . . .	—	1,08	192	—	—	—	—	—	—	—
IV . . .	320	0,20	168	0,3	137	0,45	120	1,24	93	—
V . . .	370	0,5	200	0,7	188	—	—	6,3	27	—
VI . . .	336	0,95	220	0,5	200	0,8	186	3,36	141	332
VII . . .	369	0,4	209	0,45	271	0,75	255	3,56	209	329
VIII . . .	410	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IX . . .	375	0,55	280	0,55	263	0,65	248	3,0	200	340
X . . .	375	—	—	0,5	331	0,75	312	3,10	264	367
XI . . .	390	—	—	—	—	—	—	3,60	355	—
XII . . .	337	—	—	0,55	289	0,8	269	3,0	219	—
XIII . . .	355	0,75	339	—	—	0,85	289	3,5	248	345
XIV . . .	332	1,2	283	—	—	—	—	—	—	—
XV . . .	336	1,2	282	0,4	276	0,6	258	2,5	214	—
XVI . . .	294	1,05	190	0,4	174	0,8	161	2,4	119	175
XVII . . .	293	0,8	225	0,8	204	—	—	—	—	—
XVIII . . .	351	—	—	—	—	—	—	3,4	301	333

23. CARACI—MĂGURA ȚEBEI

Le gisement aurifère de Caraci s'étend des deux côtés de Valea Steam-purilor, sur les collines de Caraci et Măgura Țebei. Il est localisé sur le flanc NE du cratère de Caraci et dans les environs des culots adventifs qui affleurent sur la Măgura Țebei, dans une zone d'altération de direction NW-SE, comprise en majeure partie dans les brèches et les tufs. Le gisement consiste en plusieurs filons, de direction générale NW-SE, et par des stockwerks formés dans la brèche volcanique.

Parmi les principales galeries d'accès, nous mentionnons les suivantes :

278. *La Galerie Rosenfeld*, située dans Valea Steam-purilor, à 428 m d'altitude, représente l'ancien horizon principal d'exploitation du sous-groupe de Măgura Țebei. Actuellement elle est éboulée, mais on sait que sa longueur était d'environ 550 m et que le but suivi avait été d'atteindre le stockwerk de Măgura. Comme celui-ci ne descendait pas jusqu'au niveau de cette galerie, il paraît qu'on a exploité quelques filons, connus dans la galerie Carolina, située à un niveau de 20 m plus haut.

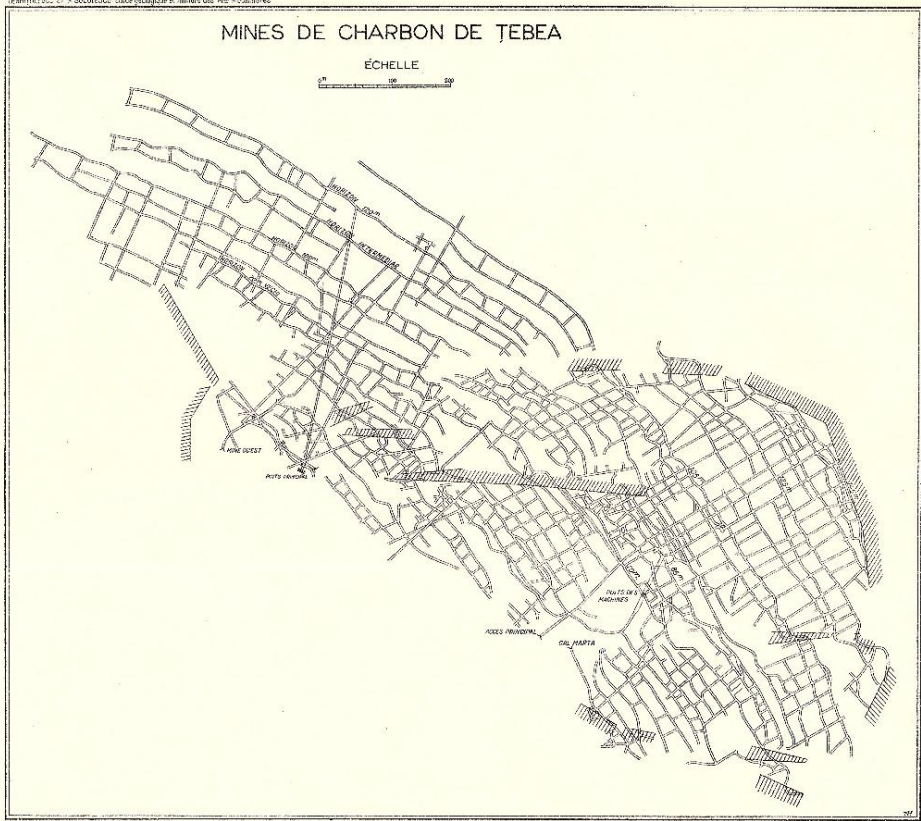
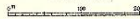
279. *La Galerie Petru și Pavel* se trouve sur le flanc occidental de Măgura Țebei, à une altitude de 531 m, étant une des mines les plus développées de



TEȘITĂȚII ȘI MĂSURĂȚII ÎNCEPĂTORULUI MINIER DE LA 1880

MINES DE CHARBON DE ȚEBEA

ÉCHELLE

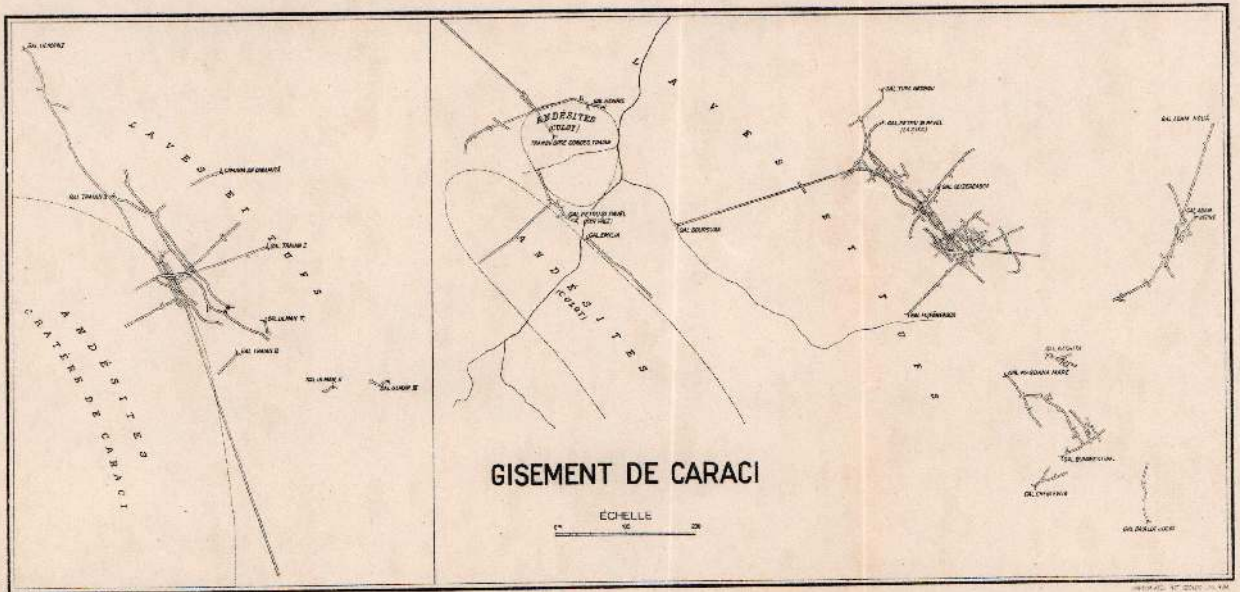
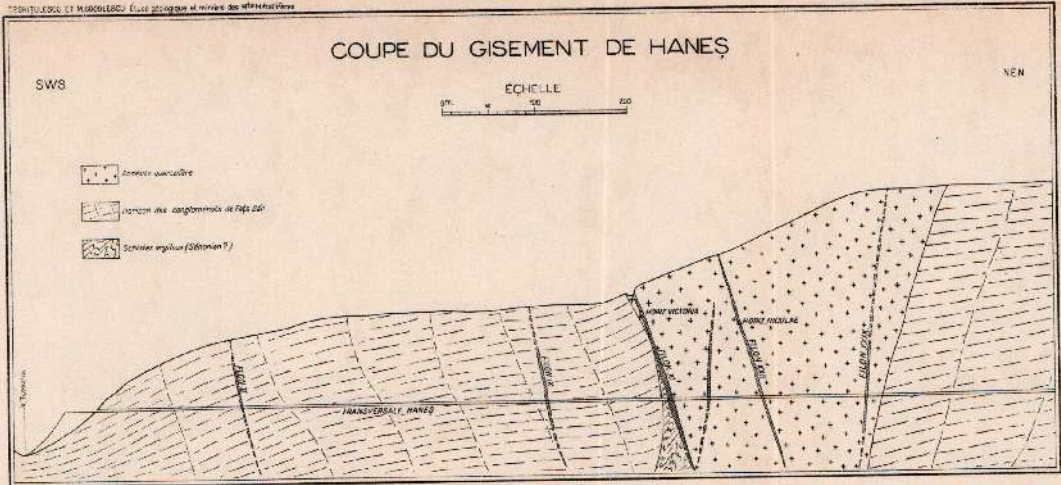


PROIECTAT DE INGINERUL GEOL. I. B. B. 1910

PROIECTAT DE INGINERUL GEOL. I. B. B. 1910



Institutul Geologic al României



cet endroit. Elle se dirige d'abord vers l'WSW et atteint, à quelques dizaines de mètres de l'entrée, le Filon Lunca. Celui-ci a été suivi sur environ 100 m. Environ 80 m peuvent être considérés comme exploitables sur une puissance d'environ 30 cm. Ce filon paraît être situé sur le bord SW d'un dyke d'andésite, au contact avec la masse des brèches volcaniques. Une transversale, dirigée vers le NE a pénétré ce dyke, sur une épaisseur d'environ 40 m. Dans ce dyke a été ouvert et suivi surtout vers le SE, le Filon Galost, qui n'est exploitable qu'en partie. Le Filon Galost a une puissance d'environ 30 cm, mais il est constitué par une gangue quartzeuse, assez dure, imprégnée de lamprites.

À environ 60 m vers le SW, se trouve le stockwerk, qui est une brèche minéralisée ayant la forme d'un cylindroïde irrégulier, dont l'axe a une direction parallèle au dyke d'andésite, c'est-à-dire NW-SE, et un pendage vers le NW. La teneur en or de ce stockwerk est assez intéressante, par endroits même assez élevée. Ce stockwerk a constitué la base de l'exploitation ancienne. Une grande partie du stockwerk est déjà extraite, mais on peut compter encore sur quelques dizaines de milliers de tonnes de minerai payant.

La minéralisation du stockwerk est représentée par une imprégnation ainsi que par de nombreuses veinules de lamprites. L'or s'y trouve à l'état natif ainsi que sous forme de tellurures.

Le même gisement a été exploité au-dessus de la galerie Petru și Pavel par de nombreuses mines.

Au-dessus même de cette galerie se trouve la Mine du Stock, qui a exploité les filons Lunca et Galost, ainsi que le stockwerk que nous venons de décrire.

Au niveau de 572 m sur le flanc SW de Măgura Băii, se trouve une ancienne mine, Fișpăneasa. Bien que l'exploitation y soit abandonnée depuis quelques dizaines d'années, avant 1914, elle est encore accessible. Cette galerie se dirige vers le NE et à 100 m de l'entrée a recoupé le Filon Galost. Celui-ci a une direction NW-SE, comme dans la Mine Petru și Pavel, mais la masse de remplissage est extrêmement altérée, fait explicable par la proximité de la surface. Ce filon est exploité sur quelques dizaines de mètres, tant en hauteur qu'en profondeur; en suivant les vieux abattages, on peut descendre environ 40 m, jusqu'à la Mine Stock, dont nous venons de faire mention.

Jusqu'à une distance d'environ 150 m de l'entrée, la galerie est creusée dans des brèches andésitiques à l'état très altéré. À cette distance elle traverse, sur environ 16 m, un culot d'andésite et continue encore sur 20 m dans la masse des brèches andésitiques. Du côté NE de l'andésite, on a exploité sur environ 20 m vers le NW et 50 m vers le SE, un filon assez mince, dont le remplissage est constitué par une masse argileuse limonitisée, contenant d'assez rares grains d'or natif.

280. *La Galerie Henric* est située dans Valea Steampurilor à l'altitude de 434 m. La galerie est creusée sur le flanc méridional de Caraci, d'abord en direction NW, en suivant un filon à minéralisation d'aspect très peu encourageant, mais qui a été exploité jusqu'à la surface sur une longueur d'environ 80 m. A une distance d'environ 60 m de l'entrée, la galerie tourne vers l'WSW et à environ 70 m du point de changement de direction, recoupe le Filon Ana, de direction N 40° W, pendage 42° SW. Toute la galerie ainsi que ce filon sont compris dans un culot d'andésite faiblement propylitisée, assez dure. Ce filon est une fracture remplie, sur une largeur de 20 à 60 cm, avec une masse argileuse de friction, contenant des morceaux arrondis d'andésite. Cette masse de couleur grise, faiblement verdâtre, contient un peu de pyrite et des grains assez fins d'or natif.

Le filon Ana a été exploité sur une longueur d'environ 100 m et une hauteur seulement de 10—15 m. Il a été recoupé également par la galerie Petru și Pavel (autre que celle précédemment décrite), amorcée dans la même vallée à un niveau peu différent de celui de Henric. Les mines Henric et Petru și Pavel ont été creusées vers 1900, mais les résultats miniers, peu encourageants ont déterminé l'abandon de l'exploitation quelques années plus tard.

281. *La Galerie Emma* se trouve dans Valea Steampurilor, vis-à-vis de la galerie Petru și Pavel. Elle a exploité sur le flanc droit de la vallée, un filon du même nom. Lors de notre visite, l'entrée de la galerie était éboulée.

282. *La Galerie Buna Vestire*. L'antique mine de Buna Vestire est située au niveau de 693 m du même côté que la Măgura Băii. La galerie est tracée d'abord sur une distance de 25 m en direction N 70° E les suivants 50 m elle prend la direction N 45° E, à travers la masse de brèches andésitiques altérées. La galerie a recoupé plusieurs filons: Vâna Măruțului, Vâna Zdrăhoiului, qui ont été exploités jusqu'à la surface. Un troisième filon, atteint à environ 45 m de l'entrée, a été suivi sur 40 m vers le NW, mais seulement une petite partie a été exploitée, dont le remplissage est constitué par une masse argileuse limonitisée contenant des grains d'or massif.

Sur le flanc occidental de Măgura nous mentionnons la mine Baia la Potop, située à une altitude d'environ 660 m et qui a exploité une partie du stockwerk. L'exploitation est arrêtée depuis un grand nombre d'années.

Les mines Adam de Jos (altitude 582 m) Adam de Sus et Păducelul (altitude d'environ 675 m) ont exploité quelques filons dirigés NW-SE, dont la puissance n'est que de quelques centimètres. La roche encaissante est toujours la brèche volcanique, qui est altérée, peu résistante,



à l'exception de celle rencontrée dans la galerie Adam de Jos. Le remplissage du filon n'est constitué que par une masse terreuse, argileuse, limonitisée qui contient de l'or natif. On n'y voit plus de sulfures métallifères, qui ont dû être transformés en oxydes, sous l'influence de l'eau superficielle.

En conclusion de ce que nous venons d'exposer, on constate que le gisement de Măgura Țebei est constitué principalement par un stockwerk de brèches andésitiques minéralisées et par quelques filons, de dimensions relativement très réduites, qui sont exploitables dans les environs de ce stockwerk. La partie qui présente de l'intérêt minier est limitée à une bande qui ne dépasse pas 100 m de largeur, s'étendant de Buna Vestire—Potop jusqu'à Petru și Pavel et peut-être plus bas jusqu'à Carolina, soit 500 à 600 m de longueur. Cette partie a été remise en exploitation, depuis peu d'années, par la Soc. Mica qui travaille dans la galerie Petru și Pavel et a commencé le creusage d'une galerie transversale, au niveau de 450 m. Une installation de bocards permettra la mise en valeur de la réserve de minerai reconnue jusqu'à présent, en quantité de quelques dizaines de milliers de tonnes.

283. *La Galerie Ulmann* se trouve sur le flanc septentrional de Caraci, à une altitude d'environ 446 m. Lors de nos études sur le terrain en 1935, elle n'était ouverte que sur une distance d'environ 200 m en suivant un filon. Sa direction est N 30° W et le pendage vers le SW. La puissance du filon varie autour de 35 cm. La minéralisation se caractérise par la présence, des lamprites en proportion relativement élevée. L'or s'y trouve à l'état natif, finement imprégné ou sous forme de tellurures.

284. *La Galerie Traiana* a ouvert le même gisement que la précédente, à une altitude de 498 m, soit 52 m plus haut. La direction générale de la galerie est SWS; la longueur totale atteignait au moment de notre visite environ 200 m. A 50 m de l'entrée, se trouve une zone de brèche et la galerie passe dans l'andésite massive. Le filon principal est atteint à 120 m, se trouvant ouvert sur une distance de 150 m vers le SE et de 200 m vers le NW. La puissance moyenne du filon est de 40 à 50 cm mais il n'est exploitable que sur une partie de sa longueur.

Vers le S, à environ 80 m de la transversale, il atteint une zone de faille qui réduit la largeur exploitable. Cette faille est aussi recoupée, par la galerie transversale, à une distance de 50 m du filon.

Une troisième galerie exploite le même filon à une altitude de 512 m soit environ 14 m au-dessus de Traiana. Cette galerie appelée D â m b u l T o l i i (Traiana II) est très ancienne, probablement antique, puisqu'une bonne partie est creusée au pic. Le filon y est plus mince (de 1 à 20 cm); il est rempli par une masse argileuse limonitisée. Les sulfures font complètement défaut et l'or se trouve sous forme de feuilles et de plaques, dans la masse argileuse.

Depuis quelques années, la Soc. Mica exécute des travaux d'exploration et de préparation pour l'exploitation de ce gisement. La même société vient de commencer le creusage d'une galerie, amorcée dans Valea Steampurilor, près de Henric, (altitude 443 m) qui aboutira sous Traiana afin de faciliter le transport du minerai jusqu'à l'usine de bocards, dont nous avons déjà fait mention.

24. VALEA ARSULUI—VALEA PIETRILOR

Dans la partie méridionale du territoire du village Birtin, on connaît une minéralisation localisée dans le massif granodioritique y affleurant. Ces minéralisations ont été explorées par plusieurs galeries que nous allons décrire plus bas :

285. *La Galerie Arsurilor* se trouve dans les environs de Isvorul Arsurilor. Elle pénètre en direction S 20° W environ 90 m dans la masse de granodiorite altérée. A ce point la galerie se ramifie : une partie suit sur 40 m un filon de direction N 70° W, tandis que l'autre partie se dirige vers le S en traversant plusieurs filons, très minces, de direction N 20° W, pendage 50 à 60° NE. Les parois des filons sont séricitisées et kaolinisées sur quelques centimètres. La puissance des filons ne dépasse pas 10 cm et leur remplissage est constitué par une gangue de calcite et un peu de quartz, contenant des veinules ou des nids de pyrite, blende et galène. La teneur en or est fortement réduite.

Une autre galerie située environ 20 m au-dessus de la précédente a exploré le même filon. Sur la halde on voit des morceaux de minerai à veinules de galène de 1 à 4 cm de puissance.

286. *La Galerie Valea Pietrilor* est située dans la vallée du même nom et fait partie d'un nombre de plusieurs galeries, qui ont exploré les deux flancs de cette vallée. Toutes ces galeries sont actuellement éboulées mais les morceaux de minerai trouvés sur leurs haldes montrent que leur minéralisation est similaire à celle de la galerie de Valea Arsurilor. Sur la colline qui sépare ces deux vallées, on voit l'affleurement d'une puissante zone de silicification. La granodiorite est traversée par de nombreuses veinules de quartz qui forment des géodes, tapissées par des cristaux de quartz, avec des taches d'oxyde de fer, résultant par l'altération de l'imprégnation pyriteuse.

Nous avons examiné toutes les autres minéralisations qui sont indiquées sur la carte. Par des lavages à la batée nous avons constaté que l'or n'apparaît nulle part. La pyrite est le seul élément fréquent ; la galène et la blende s'y trouvent dans des quantités et proportions très réduites.

Il paraît que cette minéralisation ne présente aucune importance pratique mais elle est très intéressante au point de vue de la métallogénèse, se trou-



vant en étroite relation avec l'intrusion de granodiorite à faciès dacitique et andésitique, d'âge post-sénonien.

25. VALEA DOSULUI—VĂLTORI

287. *La Galerie d'exploration*, connue sous le nom de *Baia lui Scrobote*, est située au NE de l'église de Văltori, au pied de la montagne Vârful Naibii. Cette galerie est mise sur l'emplacement d'une ancienne mine (*Baia Lupului*) qui a exploité un gisement de mercure. La direction de la nouvelle galerie est NE et la longueur, au moment de notre visite en 1935, était d'environ 20 m. Au-dessus de l'entrée de la galerie, on voit des bancs de conglomérats crétacés, présentant une faible imprégnation de pyrite et cinabre. Les échantillons que nous avons prélevés ont montré une teneur de mercure fort réduite.

288. *La Galerie d'exploration*, située au-dessus de la précédente, a exploré la même formation cinabrifère. La galerie était éboulée. Un échantillon prélevé sur la halde a contenu 0,27% Hg.

Il y a encore deux autres galeries qui ont exploré le gisement situé au confluent de Valea Văltorilor et Valea Naibii, mais les résultats ont été peu encourageants pour les petits entrepreneurs miniers qui les ont effectuées.

289. *La Galerie Dealul Rusului*, connue également sous le nom de *Mina din Coasta Rusească* ou de *Baia sub Fântână*, est située sur le flanc SE du Dealul Dumbrava, à l'altitude d'environ 850 m. Cette mine très ancienne, est entièrement creusée au pic. Elle est constituée par un labyrinthe de galeries de petites dimensions qui, en montant et en descendant, aboutissent à des nids plus ou moins grands, d'où le minerai a été extrait. La roche encaissante est représentée par des schistes et des grès aptiens, fortement altérés (décalcifiés et silicifiés). Certaines couches sont faiblement imprégnées de cinabre, et ont constitué la base de l'exploitation.

290. *La Galerie d'exploitation* très ancienne, sur le flanc NW de Dumbrava, actuellement complètement inaccessible.

291. *La Galerie Schacht* (planche hors-texte) est une ancienne mine de mercure, d'une certaine importance, se trouvant sur le flanc NW de Dumbrava, à l'altitude d'environ 660 m. La direction générale est SE, à peu près parallèle à la faille principale de Dumbrava, qui est l'accident tectonique déterminant de la minéralisation cinabrifère de cet endroit. La longueur totale accessible, lors de notre visite, était de 180 m, mais la longueur totale dépasse 200 m. Cette galerie traverse une partie du flanc septentrional de



l'anticlinal de Dumbrava, dont l'axe coïncide à peu près avec la crête de cette colline. Cet anticlinal est formé par des dépôts aptiens (couche de Valea Dosului). Dans la mine on trouve une alternance de schistes argileux-marneux et de grès calcaires, qui présentent une intense altération hydrothermale. Les calcaires sont décalcifiés et silicifiés, ayant une couleur gris verdâtre, blanchâtre, jaunâtre; les mineurs les appellent « pufoaie » justement à cause de leur consistance et leur porosité. Ces couches sont traversées, surtout dans le voisinage de la faille, par d'innombrables fissures, qui ont constitué la voie d'accès des solutions minéralisantes.

La minéralisation est constituée par une imprégnation de cinabre et de pyrite. Cette imprégnation est mieux développée dans les grès calcaires, par des phénomènes de substitution métasomatique, progressant et s'étendant autour des fissures. De cette façon ont pris naissance des nids qui, par endroits, peuvent contenir des quantités relativement grandes de mercure. Ainsi, on nous rapporte, que de l'un de ces nids, on a extrait environ $\frac{1}{2}$ mètre cube de minerai qui a contenu 220 kg de mercure.

Le cinabre se trouve également sur les fissures, constituant des veinules plus ou moins puissantes de cinabre compact; l'épaisseur de ces veinules est sous un centimètre et le plus souvent elles se réduisent à de simples fentes enduites de cinabre.

La direction générale des couches est E-W jusqu'à N 60° E, et le pendage vers N et NW, mais on observe souvent de petites ondulations et c'est justement dans les petits anticlinaux que la minéralisation cinabrifère s'accumule d'habitude. Ce phénomène est dû à un arrêt des solutions minéralisantes dans ces petites voûtes, dues à l'alternance des couches résistantes et perméables des grès calcaires avec des couches imperméables de schiste marneux-argileux, dans lequel la fente des fissures est souvent peu ouverte ou bouchée. Les accumulations de cinabre s'observe d'ailleurs dans toutes les circonstances qui ont déterminé une résistance à la circulation des solutions minéralisantes, dans les fissures ou veinules.

Nos études ont eu lieu en 1934 et 1935; l'exploitation était suspendue depuis 1929, de sorte que ce que nous avons pu voir n'était que les parties considérées comme pauvres et inexploitable.

A environ 30 m de l'entrée de la galerie, on voit une cheminée d'accès à des vieux abattages. A 50 m nous avons observé une couche de schistes minéralisés; un échantillon, pris sur 40 cm de largeur, montre une imprégnation cinabrifère. A 60 m se trouve un banc d'environ 90 cm de puissance, de grès minéralisé (pufoaie) de direction N 75° E, pendage 50° N. Une autre couche similaire est visible à 89 m de l'entrée; la direction est N 60° E, pendage 50° N, mais la teneur en cinabre est plus réduite. A 113 m de l'entrée, les couches de grès minéralisé ont une direction E-W, pendage 50° N et sont traversées par des fissures de direction N 50° W, à trace de cinabre.



Quelques mètres plus loin, à 120 m, la galerie tourne à gauche et avance parallèlement à la ligne de faille. Les couches deviennent de plus en plus minéralisées et nous remarquons à 66 m de l'entrée, une couche de « pu-foaie » assez bien imprégnée.

Dans les abattages, au-dessus de cette galerie, l'exploitation est fort irrégulière recherchant seulement les nids plus riches. Nous y avons observé une couche de grès minéralisé, traversée par de nombreuses fissures à croûtes de cinabre. On y voit également, aux endroits où le toit est éboulé, une partie de la brèche de faille, constituée par des morceaux de schistes argileux, noirâtres et de grès.

Au-dessus de la mine Schacht, jusqu'à la crête de la montagne, on voit de nombreuses petites mines, comme par exemple Baia Muchii, environ 30 m plus haut et une autre au-dessus de celle-ci. A l'altitude de 739 m, nous avons remarqué une mine, nommée « La Răchite » dont la galerie creusée au pic, a une hauteur de 2 m et une largeur de 70 cm seulement. La Galerie Barbura Veche à l'altitude de 763 m a été ouverte par une société française, puis abandonnée.

292. *La Galerie Motoceasca*, est située sous l'horizon de Barbura environ 25 m plus bas. C'est une ancienne mine de plus de 100 ans qui se trouvait inaccessible lors de nos études. On rapporte que sa longueur n'est que de 160 m et qu'au fond de cette galerie se trouve une cheminée de liaison avec la galerie Barbura.

A l'altitude de 564 m se trouve la Galerie Scursura, qui représente le niveau le plus bas de cette exploitation. Cette galerie a été faite par la société française plus haut mentionnée et on rapporte que sa longueur est d'environ 300 m. Nous n'avons pu la visiter, étant depuis longtemps inaccessible.

293. *La Galerie Barbura*, est située à environ 50 m sous Schacht. On rapporte qu'elle a été creusée par la Société Française de Recherches des Mines de Mercure de Dumbrava vers 1899.

La galerie se dirige d'abord vers le S, d'une façon transversale à la faille principale. Sur ce trajet d'environ 70 m, les schistes sont peu minéralisés. A partir de cette distance commence la zone minéralisée, limitée au voisinage immédiat de la faille. En 1934 nous avons visité un champ d'exploitation, situé à l'W de la galerie et à environ 80 m de l'entrée. On y exploitait un banc de conglomérat calcaire, traversé par de nombreuses fissures à cinabre. Le conglomérat est bien minéralisé ; son ciment est en grande partie dissout et en grande partie remplacé par du quartz, de la pyrite et du cinabre. La roche a perdu sa résistance et présente l'aspect d'un matériel poreux.

Des couches similaires sont également visibles dans la galerie de recherche à 100 et 103 m de l'accès. Plus loin la galerie se trouve dans le mur de la



faille principale; les cadres de support sont tellement rapprochés que l'on ne peut plus examiner le gisement, qui a été exploité au-dessus de la galerie.

A 290 m de l'entrée, la galerie aboutit dans une excavation de quelques mètres de diamètre, prolongée par une galerie montante. Nous y avons examiné le gisement, qui se présente avec les caractères constatés dans la galerie Schacht. Les schistes et surtout les grès sont bien minéralisés, leur teneur en mercure paraissant être de l'ordre de 0,3 à 0,4%. C'est à cet endroit que la Soc. Aurifera a extrait quelques milliers de tonnes de minerai payant. L'exploitation s'est étendue jusqu'au niveau Schacht, mais il paraît que l'abatage ne se soit pas développé jusqu'à l'épuisement complet du gisement.

En résumé, le gisement de mercure de Dumbrava est localisé dans un anticlinal des couches de Valea Dosului, d'âge aptien, dans le mur d'une importante fracture de direction N 60° W et pendage moyen de 50° SW. La longueur de la zone minéralisée est d'environ 800 m; la largeur est variable, atteignant quelques dizaines de mètres au niveau Motoceasca et dépassant 300 m sur la crête de la colline.

L'exploitation a été faite par une série de mines situées l'une au-dessus de l'autre, jusqu'à la crête. Les principales galeries d'exploitation sont Scur-sura (0 m), Motoceasca (+26 m), Barbura (+49 m) et Schacht (+96 m).

Entre 1925 et 1928, la société Aurifera a exploité le gisement au niveaux Barbura et Schacht, en produisant quelques milliers de kilogrammes de mercure. Le minerai était traité dans l'usine de Valea Dosului, située sur la chaussée principale Abrud-Zlatna, à environ 500 m du gisement. On rapporte que le rendement d'extraction était très réduit et que la teneur moyenne du minerai traité, pendant cette époque, a été de 0,3 à 0,4% Hg. Le gisement de mercure de Dumbrava est relativement le plus important de la région.

294. *La Galerie No. 6*, située sur Dealul Babuia à une altitude d'environ 723 m est une ancienne mine, creusée d'une façon tout à fait irrégulière dans la partie supérieure d'un gisement de mercure.

Le gisement de Babuia est compris dans un anticlinal de dépôts éocénocènes de direction générale N 60° E, qui affleure dans le ravin de Babuia et sur le flanc septentrional de la colline du même nom. Une puissante ligne de dislocation passe le long du ravin. On y voit quelques blocs de calcaires jurassiques et le flanc septentrional du ravin est constitué par des schistes, grès et conglomérats siliceux, d'âge cénomaniens. Sur la crête de la colline de Babuia, les dépôts sénoniens recouvrent, en discordance, les couches éocénocènes.

La structure du gisement de Babuia est moins apparente que celle du gisement de Dumbrava. Par exemple, on ne peut pas identifier parmi les nombreuses dislocations et crevasses, une fracture principale, comme dans le cas de Dumbrava. Le pendage des couches est très variable, mais les



directions NE-SW, avec pendage vers le S, paraissent prédominantes. De nombreuses failles à petits rejets et d'innombrables fissures traversent tout cet ensemble ; les déterminations que nous avons faites indiquent une certaine prépondérance des fractures de direction NW-SE.

Du point de vue pétrographique, on constate que la série minéralisée est constituée par une alternance de conglomérats, grès calcaires compacts à veines de calcite et schistes argileux marneux. Les éléments du conglomérat, bien arrondis, jusqu'à quelques centimètres de diamètre, sont formés de quartz blanc, de calcaire, de mélaphyre, de schiste siliceux, etc., et ont un ciment calcaire.

La minéralisation cinabrifère est localisée de préférence dans les bancs de conglomérats, souvent dans les grès et très rarement dans les schistes. A l'encontre des conditions observées à Dumbrava, l'altération hydrothermale des schistes est presque inexistante. De même, les grès sont relativement peu altérés et seulement au voisinage immédiat des fissures minéralisantes. Le conglomérat, roche plus poreuse, a souffert une action plus intensive ; le ciment a été remplacé par du quartz hydrothermal accompagné de pyrite et de cinabre.

Le cinabre se trouve dans les fissures, comme imprégnations, ou sous forme de nids. Bien qu'il soit évident que la circulation des solutions métallisantes a eu lieu par les fractures et les innombrables fissures, le cinabre ne s'est déposé que sur une partie de celles-ci et surtout dans les plus minces. On peut se rendre compte que la précipitation a été souvent déterminée par des circonstances qui ont empêché ou réduit la circulation, comme par exemple l'amincissement de la fracture, le passage de celle-ci dans une couche de schiste où les fissures deviennent irrégulières ou se ferment complètement etc. Les nids ont pris naissance aux croisements des fractures ou au toit d'un banc de conglomérat ou grès, couvert par une couche de schistes et en général, dans toutes sortes de conditions qui ont déterminé un arrêt ou une accumulation de la solution. Ainsi, les nids de minerais, se trouvent au toit d'un banc de conglomérat, couvert par une puissante couche de schiste, dont l'épaisseur est d'environ 40 m.

Il est difficile de décrire la mine No. 6, puisqu'elle consiste en une suite de galeries, descendantes et de vides, avec de nombreuses ramifications de forme irrégulière. L'exploitation y a été fort primitive, limitée seulement, à la recherche des parties plus riches.

En suivant les différentes descentes de cette mine on arrive, 20 à 25 m plus bas, au niveau d'une autre mine qui peut être la galerie No. 4. Dans sa partie accessible, elle est creusée dans un banc de conglomérat dur. La puissance de ce banc, déterminée par une galerie de direction NW, d'une longueur de 75 m, est assez grande, mais il n'est minéralisé que du côté SE de la mine, au voisinage de la couche de schistes argileux dont nous avons parlé plus



haut. La couche de schistes peut être suivie en descendant de l'entrée de la mine No. 6 jusqu'au niveau de la mine No. 3. A ce dernier niveau, le contact entre cette couche de schistes et le banc de conglomérat sous-jacent, a la direction N 80° W et le pendage 30—40° SE. Le contact a été suivi également en profondeur sous le niveau de la mine No. 4, par une descente, qui n'était accessible lors de nos études que sur environ 10 m.

La teneur en cinabre de la partie minéralisée est fort variable. Nous avons pu examiner de nombreux échantillons. Les morceaux de conglomérat, imprégnés par du cinabre visible, contiennent jusqu'à 3,2% Hg. Le conglomérat peu imprégné sur lequel on ne voit que de petites taches d'oxyde de fer, peut contenir jusqu'à 0,23%. Les échantillons de grès, prélevés également sous le toit de schiste assez dur, sans imprégnations visibles, contiennent également jusqu'à 0,27%. Le grès friable, de couleur jaunâtre, imprégné de cinabre visible, avec des fissures minéralisées, a une teneur jusqu'à 3,69% Hg. De nombreux échantillons prélevés sous la couche de schiste, du niveau de la mine No. 4 jusqu'à l'entrée de la galerie No. 6, dans les bancs de conglomérat et de grès sous-jacents, sur une puissance d'environ un mètre, indique une teneur de 0,36%.

295. *La Galerie Blanca* (mine No. 2) est située au-dessous de la galerie précédente à l'altitude d'environ 690 m. Elle a été creusée par la Société Française de Recherches des Mines de Mercure de Barbura vers 1880, mais il paraît que les travaux ont été abandonnés quatre années plus tard. Entre 1924 et 1928, la Soc. Aurifera a ouvert ces mines, mais elle n'a entrepris que peu de travaux d'exploitation, faute de moyens de transport du minerai jusqu'à l'usine et à cause de la dureté exceptionnelle de la roche.

On peut donc conclure que le gisement de Babuia a été peu exploité jusqu'à présent, surtout par des petits entrepreneurs de la région.

296. *La Galerie Santa* a ouvert le niveau le plus bas de l'exploration de Babuia. Elle est inaccessible depuis longtemps.

297. *La Galerie d'exploration* se trouve sur le flanc occidental du Dealul Dobrotului, à quelques dizaines de mètres du chemin de la crête. A cet endroit il y a deux remblais d'anciennes mines, depuis longtemps abandonnées et éboulées. Dans le matériel du remblais on trouve, par lavage à la battée, des grains de cinabre.

Sur la crête même, affleurent des conglomérats siliceux, durs, d'âge céno-manien, portant des traces d'une action hydrothermale. On voit des taches d'oxyde de fer provenant de la décomposition de la pyrite et, à la battée, on trouve de rares grains de cinabre. Sur le flanc oriental de la même colline, dans un ravin affluent du ravin Babuia, se trouve une galerie qui a exploré



les mêmes conglomérats à faible minéralisation cinabrifère. La galerie, longue de quelques dizaines de mètres, est dirigée vers l'WNW.

298. *La Galerie d'exploration*, située sur le flanc occidental de Valea Grohășelului, près du sommet de Măciuca, a exploré le prolongement de la zone minéralisée de Babuia. On remarque que les mines de Babuia, les galeries précédemment décrites (297) et cette galerie se trouvent sur une ligne parallèle aux puissantes dislocations indiquées sur la carte.

Sur la colline de Măciuca il y a trois galeries, creusées en grande partie au pic, qui ont exploré les schistes cénomaniens, présentant une faible altération hydrothermale. Certaines fissures contiennent de rares grains de pyrite et de cinabre. La minéralisation cinabrifère n'a pas pu se développer dans les roches essentiellement siliceuses de cet horizon.

Les trois galeries sont :

La Galerie I, près de la clairière appelée Poiana lui Scrobote à l'altitude d'environ 770 m. La direction de la galerie est S 55° W. A 9 m de l'entrée se trouve une faille de direction NE-SW, disloquant des schistes argileux de direction N 70° E pendage 50° NW. Le remplissage de la faille est constitué par une argile de faille, de couleur gris bleuâtre, traversée par de minces veines de calcite et contenant une faible proportion de cristaux de pyrite. Cette occurrence est sans intérêt minier.

La Galerie II à l'altitude de 863 m, a été creusée sur 11 mètres en direction N 20° E, dans les schistes argileux de direction N 70° E pendage 25° NW. On y observe une faible imprégnation pyriteuse, sans valeur minière.

La Galerie III se trouve à l'altitude de 850 m. Elle a une longueur de 15 m en direction S 55° W et a traversé des schistes argileux faiblement minéralisés avec de la pyrite et de rares grains de cinabre.

26. BOTEȘ—VÂLCOI

Le gisement de cette région (planche hors-texte) est exploité par deux groupes de mines :

Le groupe de Boteș a exploité un seul filon, avec des ramifications, dont le développement est assez grand. L'activité minière y a été importante.

Le groupe de Vâlcoi situé à l'W n'a qu'une petite importance minière, étant formé par plusieurs galeries, qui ont exploité de nombreux filons de développement réduit. Nous allons examiner successivement ces deux groupes.



a) GROUPE DE BOTEȘ

Le filon de Boteș, situé à l'W du pic Boteș s'étend en direction NWN-SES sur une longueur totale d'environ 700 m, le pendage général étant 60—70° E. Il est compris dans les sédiments sénoniens, étant constitué par des schistes argileux, des grès et des conglomérats micacés du type Gosau.

Les couches sénoniennes forment un anticlinal. La direction prédominante, dans toutes les galeries des Boteș, est N 60° W et pendage vers le NE. Comme nous l'avons déjà mentionné, la partie inférieure de la série est constituée presque exclusivement par des schistes argileux-gréseux, micacés, tandis que vers la partie supérieure on constate une fréquence, voir même une prédominance, des bancs de grès et des conglomérats micacés.

A une petite distance de l'affleurement du filon, vers l'E, le Sénonien prend contact avec le Cénomaniens, le long d'une ligne de dislocation parallèle au filon (NWN-SES) et du même pendage. Le Cénomaniens est représenté par les Couches de Boteș et les Conglomérats de Negrileasa. Ces derniers constituent, en grande partie, la crête de Boteș jusqu'aux environs du cratère de Vulcoi-Corabia. Vers le S la ligne de dislocation entre le Cénomaniens et le Sénonien aboutit au culot de Chicera qui est constitué par une andésite quartzifère faiblement propylitisée. A environ 1.300 m à l'E du filon, se trouve le cratère andésitique de Vulcoi-Corabia, l'appareil volcanique le plus important de la région.

Le filon de Boteș se ramifie en plusieurs branches. Près de la surface on connaît deux ramifications : les Filons Ana et Iacob qui, sous le niveau Simon-Iuda, se réunissent dans le Filon Iacob-Ana. A l'horizon Sf. Ion, on a exploité une ramification, appelée le Filon Slăvășania. Au même niveau, une fracture peu minéralisée porte le nom de Filon Goanga.

L'exploration et l'exploitation du filon de Boteș ont été faites par les galeries suivantes :

299. *La Galerie Boteș*, située à l'altitude de 278 m dans un petit ravin, affluent de Valea Pietrilor, est actuellement le plus bas niveau de la mine Boteș. La première partie de la galerie, de 1996 m de longueur, a une direction NEN et la seconde partie jusqu'au fond de la galerie, qui se trouve à environ 2770 m de l'entrée, a la direction NE. Entre 875 m et 907 m, soit sur une distance de 32 m, la galerie a traversé un culot d'andésite de forme évasée vers la surface où il atteint, dans le même plan vertical, une largeur d'environ 450 m.

Le reste de la galerie est creusée dans les sédiments sénoniens, fortement plisés et disloqués. La direction générale varie entre E-W et N 60° W, le pendage prédominant, vers le N et NE. On observe de nombreuses dislocations, qui ont déterminé des irrégularités dans la succession des dépôts. Sur les premiers 500 m, la galerie traverse des schistes argileux, gréseux, micacés. Plus loin on observe quelques intercalations de grès et de conglo-



mérats. Vers le fond de la galerie, ceux-ci deviennent de plus en plus fréquents, vers la partie supérieure de la série. À partir de 2400 m les schistes gréseux, alternant avec les bancs de grès micacé, deviennent plus réguliers, le pendage prédominant étant toujours vers le N et NE mais moins grand.

À 2513 m la galerie recoupe une faille presque verticale, de direction environ N 60° W, qui a été suivie sur une distance de quelques dizaines de mètres. L'argile de remplissage est très peu minéralisée.

Le filon principal a été recoupé à une distance de 2588 m de l'entrée. La direction est N 20° W, le pendage 65—75° E. La fracture est une faille; dans le travers-banc on remarque au mur des schistes et dans le toit, des conglomérats siliceux micacés. Il a été suivi sur environ 75 m vers le N et environ 150 m vers le S, jusqu'à la rencontre avec la faille mentionnée à 2513 m. Au N de la transversale le filon se trouve dans des conglomérats; la fracture est bien définie et la structure du filon est bréchiforme. Le remplissage est constitué par des morceaux de roche des parois, cimentés par du quartz et de la calcite, avec une faible imprégnation de pyrite. On y voit également de rares cristaux de blende, et de la tétraédrite. Du côté S, le filon est compris dans des schistes; la fracture y est moins définie. Le filon est représenté par une série de veinules discontinues de quelques centimètres de puissance, remplies par de la calcite à faible imprégnation de pyrite. À l'exception d'un petit nid d'or natif, trouvé dans une veine de calcite près de la transversale, le contenu en or est réduit.

Pour explorer les niveaux supérieurs du filon, on a commencé une cheminée qui percera le fond des anciens travaux sous la galerie Scursura. À l'E du filon principal, la galerie a traversé des bancs de conglomérat et de grès, à faibles intercalations de schistes. Une fracture de direction N 55° W, pendage 65° NE, à 2717 m de l'entrée, a été explorée sur quelques mètres mais sans résultats pratiques. De même, une série de fractures de direction N 20°—40° E, recoupées entre 2737 et 2765 m, remplies de quartz et de calcite, ont montré seulement une faible imprégnation pyriteuse.

La galerie transversale Boteș a été effectuée par la Soc. Aur; les travaux ont commencé en 1934 et sont encore en cours de développement.

300. *La Galerie Scursura* située à environ 200 m plus haut que la galerie précédente (altitude 990 m) a été commencée en 1892 par Popa Iancu, entrepreneur mineur de Bucium. L'exploitation du gisement a duré jusqu'en 1920 et peu après, la galerie est devenue impraticable. C'est seulement dans ces derniers temps qu'elle a été rouverte par la Soc. Aur. Creusée en direction NWN, à travers des schistes sénoniens cette, galerie a atteint le Filon I a c o b - A n a à environ 540 m de l'entrée.

Le filon a été suivi sur une distance d'environ 300 m jusqu'au puits principal, et plus loin encore vers le NWN sur une distance qui paraît dépasser 200



m. D'après une évaluation approximative, il paraît que l'exploitation du filon principal, au-dessus de l'horizon Scursura, est développée sur une longueur d'au moins 400 m. Dans cette portion, le minerais pauvre n'a pas été probablement exploité comme c'est le cas pour celui compris dans les paquets de schistes argileux.

Sous le niveau Scursura, l'exploitation a eu lieu par un plan incliné, creusé suivant le filon, dont la longueur est d'environ 75 m. Un horizon intermédiaire a été tracé à 30 m et un autre au fond du plan incliné, à -75 m. Au S du plan incliné, la presque totalité du filon a été exploitée sur une longueur de 170 à 200 m. Au N l'abattage du filon est beaucoup plus réduit.

Les quelques petites portions de filon, encore intactes à ces niveaux, indiquent que la puissance du filon atteint jusqu'à 100 cm. La majeure partie des parois est constituée par des conglomérats et des grès, à intercalations de couches de schistes, de puissance réduite. Les couches de schistes, sont appelées « scaune » (chaises) et ont joué un rôle important dans le dépôt de l'or, parce que la fracture filonienne s'amincit et se disperse en les traversant; ceci a déterminé une résistance dans la circulation des solutions minéralisantes, favorisant la précipitation du minerais. C'est surtout au croisement de ces « scaune » avec de petites fissures transversales nommées « cruci » (croix), que l'or natif se trouve accumulé dans le mur des « scaune ». La minéralisation consiste en une gangue de quartz et de calcite, avec une imprégnation de lamprites : pyrite, galène, blende, chalcopirite, tétraédrite, hessite. Ces minéraux tapissent souvent les parois de nombreuses géodes. La proportion générale de lamprites dans la masse filonienne paraît inférieure à 10%.

L'or se trouve à l'état d'imprégnations mais la majeure partie forme des nids et des veinules d'or visible. On rapporte que la partie autour du plan incliné principal a été riche.

301. *La Galerie Sf. Ioan* se trouve à l'altitude de 1057 m donc environ 67 m au-dessus de Scursura. Faite par Augustin Lucăciu de Zlatna, vers 1870, cette galerie a ouvert le filon au niveau de son maximum de développement. Dans sa partie transversale, la direction de la galerie est environ N 71° E étant comprise dans une série de bancs de grès, subordonnés aux conglomérats et schistes à direction N 75° W, pendage 25° N. A 263 m de l'entrée se trouve le Filon Goanga qui a été suivi vers le N, sur une distance d'environ 150 m, et vers le S sur environ 30 m. C'est une fracture dans les grès micacés, verticale, à direction N 45°—60° W. On ne voit des abattages que sur une longueur d'environ 10 m et une hauteur de 4 m ce qui confirme l'impression que le filon est pauvre. A environ 13 m de Goanga, la galerie a recoupé le filon principal Iacob-Ana et l'a suivi sur une longueur totale d'environ 300 m.



Dès l'entrée dans le filon on voit des marches en pierre qui descendent jusqu'au niveau Scursura. Au-dessus, le filon est exploité jusqu'à la surface sur une longueur d'environ 220 m; la galerie est éboulée sur ce parcours. En suivant une dérivation le long d'une fracture stérile, on arrive après environ 130 mètres dans le Filon Slăvășania, qui est une ramification du filon principal, ayant une direction N 40—60° W, pendage vers le N. Comme position, direction et pendage, la fracture du Filon Slăvășania correspond à la faille de 2513 m, décrite dans la galerie transversale Boteș.

Vers le SE, Slăvășania est pauvre. Il n'a été exploité que jusqu'à une distance de 70 m de sa séparation du Filon Iacob-Ana. Trois petites ramifications ont été également exploitées. La zone de rencontre de Iacob-Ana avec Slăvășania a été la partie la plus riche du filon. Un puits à plan incliné a été foncé jusqu'au niveau Scursura, et de là encore plus bas, comme nous en avons déjà fait mention. De ce point vers le N, le filon a été encore ouvert sur une longueur d'environ 200 m. Les premiers 100 m sont exploités et, après une intercalation pauvre d'environ 60 m, on a retrouvé, isolé, un point très riche. On rapporte qu'à cet endroit on a exploité de l'or libre sous un « scaun » sur 6 m de longueur. Au delà de ce point le filon est pauvre. Il a été ouvert sur environ 40 m, puis abandonné.

Au niveau Sf. Ioan, nous avons pu examiner à quelques endroits, la structure du filon. Ainsi, on constate que le Filon Slăvășania est formé dans une faille inverse. Le toit est déplacé vers le haut, avec une flexure des couches. Le remplissage est constitué par de l'argile de faille, à veines de quartz blanc, imprégné de sulfures et parfois d'or finement disséminé. Dans les géodes on voit une structure symétrique. Sur l'argile noire se trouvent des cristaux de blende et de pyrite, de quartz et enfin de la calcite qui par endroits remplit tout le reste de la fracture.

Nous remarquons qu'à l'encontre des cas habituels dans les Monts Métallifères, l'argile de faille du filon de Boteș est peu ou pas du tout altérée par l'influence des solutions minéralisantes.

La fracture du Filon Iacob-Ana se présente à ce niveau comme une cassure dont les parois sont peu ou pas du tout déplacées. Parfois une des parois est plus inclinée que l'autre. L'enrichissement en or a lieu comme nous l'avons déjà dit, sous la couche mince de schistes (scaune). On rapporte qu'il n'y a eu, entre les horizons Ioan et Scursura, que deux « scaune » et qu'en dehors des parties du filon situées immédiatement sous ces « scaune » le reste a été abandonné comme trop pauvre. Nous avons constaté des situations similaires dans les parties encore accessibles. En tout cas on constate qu'une bonne partie du filon n'est pas exploitée entre Ioan et Scursura.

Au niveau Ioan nous devons mentionner une importante galerie d'exploration, la transversale des Italiens, creusée dans le mur du filon, à environ 50 m au N du point de rencontre de Iacob-Ana avec Slăvășania. Cette trans-



versale a une longueur de 350 m en direction N 80° W. Elle est creusée dans des schistes gréseux micacés et n'a pas découvert aucun filon.

302. *La Galerie Simon-Iuda*, située à l'altitude de 1127 m, environ 70 m au-dessus de Sf. Ioan, a été creusée, en direction N 13° E, quelques dizaines d'années avant cette dernière. Sur le trajet transversal elle a pénétré des schistes gréseux micacés de direction environ E-W, inclinaison 30° NW. A environ 153 m la galerie se ramifie. La branche de droite est transversale sur une distance de 30 m et puis suit en direction NWN, sur une longueur d'environ 30 m, une fissure à faible minéralisation, comprise dans des schistes gréseux (direction N 36° W, pendage 32° E).

La branche gauche a ouvert le Filon Iacob, en direction NWN; il est mince de 8—10 cm. et son remplissage est constitué par de l'argile silicifiée imprégnée de pyrite et de blende. Les abattages commencent à 30 m du point où le filon est recoupé par la transversale. A 40 m du même point, part vers l'E une petite transversale de 20 m qui a recoupé le Filon Ana de direction parallèle à Iacob mais à pendage inverse, 85° W. Celui-ci a été exploité vers le NW sur une longueur d'environ 70 m et puis abandonné. Vers le S il n'est pas ouvert. En profondeur, au-dessus du niveau Ioan, le filon Ana s'unit au filon Iacob. C'est dans cette partie qu'il a été le plus riche.

En suivant vers N le filon Iacob, on constate qu'il a été exploité sur une longueur relativement réduite. Après 15 m d'abattage le filon est inexploité sur 40 m. La portion qui suit, de 120 m de longueur, paraît avoir été riche, puisqu'elle se trouve complètement exploitée. La dernière partie de cette zone correspond au plan incliné de Ioan et Scursura. Nos observations sur la minéralisation sont limitées aux quelques parties du filon non exploitées. Nous n'avons pas constaté de différence par rapport au niveau de la galerie Ioan.

303. *La Galerie Talenița* (Italienne) est située à 30 m plus haut que Simon Iuda, à une altitude de 1157 m. Jusqu'à 90 m, la galerie est creusée en direction N 3°—9° E, dans des schistes gréseux. A cette distance, le Filon Goanga a été recoupé. Ouvert sur 20 m en direction N 34° W, il s'est montré stérile.

A 40 m plus loin, la galerie continue d'abord en direction NE, puis parallèlement au filon. Le filon Iacob est recoupé à une distance de 120 m de l'entrée. Sa direction est N 15° W et son pendage 75° E. Il n'a été exploité que sur une distance de quelques dizaines de mètres. Le filon Ana se trouve à une distance de 33 m à l'E de Iacob. Sa direction, au point où il est recoupé par la transversale, est de N 10 à 20° W. Il est exploité sur quelques dizaines de mètres. Vers le N on voit des abattages éboulés sur une petite distance. Le filon est mince, jusqu'à 30 cm d'épaisseur, et assez pauvre.



304. *La Galerie Coșomanda* à l'altitude de 1185 m, représente le plus haut niveau de la mine de Boteș, actuellement accessible. Elle est creusée en direction ENE sur une longueur d'environ 250 m. A 95 m de l'entrée se trouve le Filon Iacob, à direction NWN. On y voit des excavations sur des distances relativement réduites, tant vers le N que vers de S. Plus loin a été ouvert le Filon Ana, également sur une petite longueur. Son pendage est vers l'W. A une distance de 40 m du fond, a été découverte une fissure de direction N 11° W, sans importance minière.

Toutes ces galeries se trouvent dans des schistes gréseux, micacés, de direction E-W jusqu'à N 64° E, pendage environ 30° vers le N. On constate que les travaux miniers exécutés dans cette galerie sont développés, et on rapporte que les nids d'or natif étaient assez fréquents.

Les affleurements des filons de Boteș sont visibles sur la crête, à une altitude d'environ 1200—1220 m sous forme d'excavations de petites dimensions, jalonnées en direction NWN. Sur le versant septentrional de Boteș, le gisement a été exploré et partiellement exploité par les galeries Zănoaga de Sus (Spanu) et Zănoaga de Jos.

La Galerie Zănoaga de Sus (Spanu) est commencée à une altitude de 1174 m, donc environ 10 m plus bas que le niveau de Coșomanda, dans le conglomérat micacé sénonien. La direction générale est vers le S et le SES, suivant le filon.

Les premiers 130 m, ce filon est faible, puis il devient plus puissant, par endroit jusqu'à 50 cm, et on y voit quelques essais d'exploitation par des cheminées ou des abattages peu développés. A environ 220 m de l'entrée, se trouvent quelques fissures transversales, *C r u c i l e Z ă n o a g e i*, qui ont déterminé une zone d'enrichissement, qui s'étend en sens vertical, de la surface jusqu'au niveau Simion Iuda. Cette partie du filon est exploitée sur quelques dizaines de mètres. Le vide n'est pas remblayé, de façon qu'on peut descendre dans la galerie Zănoaga de Jos jusqu'au niveau Simion Iuda et plus bas encore. Les parties du filon, restées comme piliers de soutient, montrent une minéralisation rubannée, à bande de sulfures (pyrite, blende, galène, tétraédrite et quartz blanc).

La Galerie Zănoaga de Jos (indiquée sur la carte au No. 307) se trouve dans la partie supérieure de Valea Olăleu, environ 1106 m, d'altitude, soit 68 m sous la galerie précédente. A quelques mètres de l'entrée, la galerie recoupe le filon et le suit en direction S et SES sur une distance d'environ 430 m. La partie septentrionale du filon, sur environ 200 m, est faible. Le filon est mince et très peu minéralisé. A 130 m de l'entrée, une cheminée de 10 m a exploré le filon, sans obtenir des résultats favorables.

La zone qui suit, d'environ 160 m de longueur, est riche, étant exploitée au-dessus et au-dessous de l'horizon de cette galerie. A 360 m de l'entrée, le filon est recoupé par les fissures transversales appelées « Crucile Zănoagei », très riches, intensivement exploitées, comme nous l'avons montré précédemment. Environ 60 m plus loin, a lieu la jonction du filon principal avec le Filon Slăvășania, ce qui a donné naissance à une autre zone d'enrichissement, suivant la ligne de soudure.

En résumé, le gisement de Boteș est constitué par un filon principal, Iacob-Ana, qui se ramifie entre les horizons Simion Iuda et Ioan, en deux filons : Iacob et Ana. Le premier, mieux développé est plus riche, tandis que Ana a été surtout exploité près de la ligne de jonction. Une autre ramification, le Filon Slăvășania, est connue aux niveaux Zănoaga Inferioară, Ioan et les intermédiaires entre ce dernier et Scursura. La ligne de jonction, inclinée vers le S a déterminé un enrichissement. D'ailleurs, le Filon Slăvășania n'a été exploité que sur quelques dizaines de mètres au S de cette ligne.

Le Filon Iacob a été peu exploité dans les affleurements, sur quelques dizaines de mètres au niveau Coșomanda (altitude 1185 m), Zănoaga Superioară et Talenița (1157 m). Il dépasse 200 m au niveau Simion Iuda (altitude 1057 m) et atteint un maximum d'environ 370 m à l'horizon Ioan. Au niveau Scursura (altitude 990 m) la longueur de la partie exploitée paraît être de 350 m, mais à 75 m plus bas on n'a exploité qu'environ 200 m.

La hauteur maximum d'exploitation de la surface (altitude 1220 m) jusqu'au niveau d'extraction le plus bas (altitude 915 m) est d'environ 310 m. Au niveau de la transversale Boteș (altitude 778 m) soit environ 440 m sous la surface, l'appauvrissement du filon est bien marqué. Des portions très riches ont été exploitées entre Simion-Iuda, Zănoaga de Jos et Ioan. Le filon est généralement pauvre quand les parois sont constituées par des schistes argileux et riches dans les bancs de grès et de conglomérats, surtout au mur des intercalations de schistes et aux croisements des fissures transversales (Cruci).

Un caractère spécifique de ce gisement est la faible altération hydrothermale que les parois du filon ont souffert. Les conglomérats et les grès sont peu altérés et seulement sur une distance de quelques mètres. Les schistes sont très peu ou pas du tout altérés. Même l'argile de faille, imprégnée de sulfures qui remplit le filon, garde par endroits sa consistance et la couleur noirâtre.

La minéralisation est caractérisée par une gangue de quartz et de calcite, rarement de barytine. Les lamprites (pyrite, blende, galène, chalcopryrite, tétraédrite, hessite) sont imprégnées dans la gangue, mais le plus souvent forment des bandes ou tapissent des géodes. La majeure partie de l'or extrait se trouve sous forme de nids d'or natif, le reste étant finement disséminé dans le minerai. Le gisement de Boteș a été rendu fameux justement par d'importantes accumulations d'or natif.

b) GROUPE DE VÂLCOI

Ce groupe est constitué par un assez grand nombre de petites mines qui ont exploré et exploité en partie plus de dix filons. Ceux-ci ont des petites dimensions et peu d'importance minière. Ils sont compris dans les sédiments sénéoniens et se trouvent dans les mêmes conditions géologiques que le groupe de Boteș. Les principales galeries sont :

305. *La Galerie Floarea* est située sur le flanc méridional du sommet Vulcoi, à l'altitude de 1184 m. Commencée en direction NWN, la galerie tourne après quelques dizaines de mètres vers le NE et E, pour atteindre, à environ 100 m de l'entrée, le Filon Badea, de direction N 10—20° E, qui a été peu exploité. Plus loin sur un autre filon mince, de direction approximative N-S, on voit des essais d'exploitation, par un petit puits.

Les travaux miniers ont été effectués par les mineurs de la région, d'une façon tout à fait discontinue et avec très peu de profit. La concession appartient à une association minière.

A environ 300 m vers l'E se trouve, au S de la crête, entre le pic de Boteș et Vâlcoi, la Galerie Bolunduț qui a exploré trois filons. Le premier, recoupé à environ 15 m de l'entrée, a été suivi sur 50 m en direction NW. Le pendage est de 65° NE. Le filon est mince et rempli d'argile peu minéralisée. A l'E se trouvent deux autres filons de direction N-S, chacun ouvert sur environ 30 m, mais très peu exploités.

306. *La Galerie Badea*, située sur le flanc septentrional de Vulcoi, à environ 1175 m d'altitude, est une ancienne mine, depuis longtemps abandonnée. Elle a exploité le prolongement vers le NW des filons de la mine Bolunduț, dont les affleurements sont visibles à la surface dans quelques excavations.

307. *La Galerie Zănoaga de Jos* fait partie du groupe de Boteș qui a été décrit plus haut (voir page 421).

308. *La Galerie Carolia* à l'altitude de 1130 m est une mine exploitée d'une façon plus soutenue depuis 1908. Elle est creusée transversalement aux filons, en direction approximative ENE. A environ 40, 80 et 90 m de l'entrée, on a recoupé des filons de direction NEN et NWN, peu ouverts à cause de leur pauvreté. Toute cette partie de la mine est creusée dans des schistes gréseux micacés. Vers le fond de la galerie, apparaît un puissant banc de conglomérat micacé. Les 3 filons ouverts dans ce banc, sur des largeurs d'environ 30 m, ont été plus riches. Ils sont parallèles, de direction générale NWN, pendage 70° W. Leur puissance est d'environ 20—30 m. La structure du filon est réticulaire. La minéralisation consiste en une gangue de quartz à faible imprégnation de sulfures et d'or. Les conditions de formation des nids d'or

sont les mêmes qu'à Boteş [au croisement des filons par les intercalations de schistes (scaune) et des fissures transversales (cruci)].

La Galerie Carolia Scursura est creusée sous la précédente, environ 50 m plus bas. La direction générale de la galerie est ESE et la longueur totale d'environ 160 m. Elle traverse des schistes gréseux et puis des grès. Un premier filon est recoupé à 138 m de l'entrée, un autre, 8 m plus loin et au fond de la galerie le troisième filon. Tous sont minces (quelques centimètres de puissance) et pauvres. Les grès qui constituent leurs parois n'ont souffert aucune altération hydrothermale.

309. *La Galerie California* se trouve sur le versant septentrional de Vulcoi à l'altitude d'environ 1070 m. La direction de la galerie est d'abord vers le S et à 43 m recoupe le Filon California. Celui-ci a été ouvert sur environ 70 m, dont 50 m ont été exploités tant au-dessus de la galerie qu'au-dessous de son niveau. La direction du filon est NW-SE, le pendage 50° NE. On rapporte que le filon contient des tellurures et à quelques endroits, quelques nids d'or ont été récoltés.

A un niveau plus bas, la Galerie California Scursura a traversé des schistes et a ouvert le même filon qui est pauvrement minéralisé.

A l'E de California et à des niveaux supérieurs, se trouve le groupe des mines Zapodia, à savoir Zapodia Scursura (1098 m) et Coaiba Zapozii (altitude 1098 m). Ces galeries ont exploité le Filon California et le Filon Vârsta avec des résultats plus satisfaisants.

La galerie Dodonia (altitude 1100 m) se trouve au même niveau et pas loin de Zapodia Scursura. A 23 m de l'entrée, elle a recoupé un filon de direction N 45° W et plus loin un autre E—W. Les deux filons sont des fractures remplies d'argile faiblement minéralisée, qui ont été peu exploitées.

310. *La Galerie Roma* est une galerie d'exploration dans le ravin Valea Poenii, à l'altitude d'environ 1020 m. Elle était inaccessible au moment de notre visite. Les informations reçues indiquent que les résultats de l'exploitation sont défavorables.

311. *La Galerie Vulpea* (ou Hulpea) à l'altitude de 1138 m, fait partie d'un nombre de galeries qui ont exploité une série de petits filons à l'W et au S de la cote 1189. La majeure partie de la galerie a une direction transversale vers l'E. Jusqu'à 6 m de l'entrée la galerie est creusée dans des bancs de conglomérats micacés.

A cette distance elle traverse une bande de schistes de quelques mètres; après une faille, les conglomérats reviennent au niveau de la galerie et ils con-



tiennent un filon de direction N 20° W vertical, appelé Salitruța Vulpei, qui a été exploité sur une longueur de plus de 30 m et une hauteur de 15 m environ. La largeur de la fracture n'est que de 2 à 5 cm, mais on y a exploité aussi les parois sur une largeur totale de 50 à 100 cm, étant donné que le conglomérat est fortement minéralisé par de nombreuses fissures remplies de quartz et de sulfures. Ce filon a contenu des nids d'or natif, autour d'une ligne de croisement avec une fissure transversale, minéralisée avec du quartz et de la pyrite.

À cet endroit, l'exploitation de la zone d'enrichissement s'est étendue en profondeur par un petit puits.

A environ 20 m à l'E se trouve un second filon de même direction, plus pauvre que le précédent. Il a été exploité seulement sur 10 m de longueur et sur une petite hauteur.

La Galerie Catana à l'altitude d'environ 1140 m, a exploité le prolongement vers le SES des filons de la galerie précédente. L'accès de cette galerie était interdit, au moment de notre étude, par un éboulement. D'après les informations des anciens exploitants, on a exploité les filons Vâna Catanei et Vâna Zdrâncului. Le Filon Hușcurița a été atteint mais pas exploité.

La Galerie Zdrâncu de Sus, d'environ 20 m de longueur, qui se trouve au SW de Catana, a recoupé et exploité sur 16 m le filon Vâna Bisoreasa de direction N 12° W, pendage 70° W. A 14 m vers l'E se trouve Salitra Catanei, filon mince de 1 à 2 mm, rempli par une substance limonitique de couleur jaunâtre, à fréquents grains d'or. Sur les lignes de jonction avec des fissures transversales (cruci) on trouve des grains d'or de la grandeur d'une noisette. Ce filon est exploité sur 16 m de longueur et en haut jusqu'au niveau de la mine Catana. Environ 15 m plus haut, Zdrâncu din Vale est une galerie de direction ENE, qui a exploité 3 filons. Le premier, à environ 20 m de l'entrée, dirigé N 40° W, pendage 70° NE, a été exploité sur une longueur d'environ 30 m. La puissance est faible (quelques centimètres) mais le quartz, qui forme l'élément principal de la gangue, est par endroits imprégné d'or natif, en proportion visible.

Environ 10 m plus loin, le Filon Bisoreasa est ouvert sur plusieurs dizaines de mètres. L'épaisseur du filon n'est que de quelques centimètres. La minéralisation consiste en quartz, avec imprégnations, bandes ou nids de sulfures (pyrite et blende). L'or est assez fréquent, imprégné dans le quartz.

Au fond de la galerie, à environ 40 m de l'entrée, se trouve le filon Vâna Zdrâncului, de direction N 15° W, pendage 50° W. Il est constitué par des veinules qui forment un réseau dans la masse du conglomérat. Celles-ci sont remplies de quartz à imprégnations de pyrite d'une masse argileuse,



silicifiée et imprégnée d'oxyde de fer, contenant des grains d'or pareils à de grains de blé. Cette masse appelée «făinar» est un produit d'altération qui a rempli les espaces vides et spécialement les géodes. L'or natif se trouve également sous forme d'imprégnation dans le quartz filonien ou dans les parois de conglomérat, le plus souvent sous les «scaune» (couches minces de schistes intercalées dans les conglomérats vers le haut). L'exploitation s'est étendue jusqu'à la galerie Zdrâncu de Sus.

La Galerie Zdrâncu de Jos, située à un niveau d'environ 1097 m, est la principale galerie de ce groupe. Creusée d'abord en direction NE, elle tourne à une distance de 34 m vers l'ESE. Le filon Vâna Zdrâncului est coupé, à environ 65 m de l'entrée, et a été exploité sur quelques dizaines de mètres jusqu'à Zdrâncu din Vale. On y observe une structure semblable et le même remplissage de masse argileuse minéralisée (făinar) à grains d'or. A 30 m vers l'E de ce filon se trouve Vâna Bisoroasă, déjà décrite. Au-dessus de ce niveau le filon est exploité, surtout vers le NWN, sur une longueur de plus de 40 m.

Enfin au fond de la galerie, à une distance d'environ 180 m de l'entrée, se trouve un filon de direction N-S, pendage 85° E. Il a été exploré vers le N sur une longueur de 45 m, mais il a été exploité seulement une portion longue de 15 m et haute de 10 m. La puissance du filon est de 8—100 cm, le remplissage étant constitué par du quartz noirâtre, imprégné de pyrite. Dans les géodes on remarque des croûtes d'oxyde de fer. A 14 m environ vers l'E se trouve une fissure minéralisée, de direction NE, pendage 80° W, ouverte sur 13 m, qui représente une ramification de la précédente.

En résumé, le groupe de Vulcoi est constitué par un assez grand nombre de filons et de fissures minéralisés. Nous avons décrit ou mentionné les filons : California, Vârsta, Salitra Vulpei, Huşcuriţa, Vâna Catanii, Vâna Bisoroasă, Vâna Zdrâncului, Salitra Catanei, Salitra Dodonii et plusieurs autres non nommés. Considérant qu'ils sont répandus sur une assez grande surface, de 600 — 900 m et que leurs dimensions sont relativement très réduites on conclut que la minéralisation de ce groupe est extrêmement dispersée. Aussi, l'exploitation n'a-t-elle pu se développer que sous forme de petites mines appartenant à des sociétés minières par «couxe». Les filons sont compris dans les sédiments gréseux sénoniens. Par sa situation géologique et son origine, ainsi que par son mode de présentation, ce groupe se rattache à celui de Boteş, mais il est de beaucoup moins important comme valeur minière.

Le prolongement de cette zone métallifère vers le N est visible sur le flanc occidental de Valea Olălăului, affluent de Valea Isbicioarei. Un puits, la galerie Baia Joji et plusieurs excavations ont découvert, dans le sédiment cénomaniien une faible minéralisation aurifère qui n'a pu donner lieu à des exploitations.



27. CORABIA—CONȚU

Le gisement aurifère de Corabia-Conțu est un des plus importants de la région des Monts Métallifères. Son exploitation a été active pendant l'époque romaine et s'est continuée avec des interruptions jusqu'à nos jours.

Ce gisement est compris dans un appareil volcanique de grandes dimensions, orienté NWN. L'axe long est de presque 4,5 km tandis que l'axe court est de 900 à 2000 m. L'activité magmatique y a commencé par une éruption de rhyolite et dacite, qui a formé les culots de Conțu et un culot, de moindres dimensions, recoupé par la galerie Ana au S de Pârâul Conțului. Il a été suivi par une éruption d'andésite quartzifère précédée par une explosion énorme, qui a donné naissance au grand cratère. A la surface, le contour de ce cratère est visible: sur le versant S et SW de Corabia, dans le ravin Pârâul Crucii Glanului et Isbicioara, sur le contour de Conțu spécialement dans le ravin Ciuta, dans Valea Stolnișoara de Bucium Poeni ainsi que dans le Pârâul Caprelor. Les bords du cratère sont déterminés par quelques travaux miniers comme par exemple dans la galerie Mihai Țipaur (altitude 1041 m), Hermania (altitude 909 m) et Ana (790 m).

Bien que le contour du cratère ne soit délimité à tous les niveaux, les données que nous possédons nous permettent de conclure que la forme est évasée vers la surface, spécialement du côté méridional, où le pendage est très réduit; environ 30° entre les niveaux de 710 m et 1041 m, et environ 45° entre ce dernier et la surface. Le pendage réduit est en relation avec la position isoclinale vers le N des couches cénomaniennes, qui constituent le fondement de ce territoire. L'effort de l'explosion s'exerçant parallèlement à la stratification, a été capable d'arracher, vers le S, une plus grande masse de roches.

Les laves, les brèches et les tufs se sont étendus sur une grande surface, vraisemblablement jusqu'au-dessous de Boteș et peut-être plus loin jusqu'à Dâmbul Florii. Au S de Corabia ces formations occupent la crête de la colline Slăvășoia. A l'E elles se sont répandues sur la colline de Tău et à l'W sur Dâmbul Olălău.

A l'exception d'un filon de Conțu (Filon Mocșii) tous les filons ont une direction NWN, jusqu'à N-S. Du point de vue de leur origine, ces filons constituent une unité métallogénique. Au centre, la minéralisation se caractérise par une notable richesse en lamprite; au N et au S les proportions de lamprite sont moindres et l'or natif joue un rôle prépondérant dans la production. C'est un effet naturel de la distribution zonaire de la minéralisation; mais du point de vue minier on distingue trois groupes de filons correspondant à des groupes de mines différentes que nous allons décrire dans ce qui suit:



a), GROUPE DE CORABIA

312. *Puits Tarnița*, situé sur la crête de la colline portant le même nom, à peu de distance vers le N, du flanc méridional du cratère. On ne connaît pas sa profondeur, étant inaccessible depuis plusieurs années. A la surface on voit même qu'il a été creusé sur un filon de direction N 50° W, vertical, dont la puissance est de 5 à 50 cm. La teneur en or est relativement réduite. Nous l'avons mentionné puisque c'est le filon actuellement le plus à l'W du groupe de Corabia. Sous ce puits, sous le flanc W du ravin nommé Pârâul Crucii, ont été creusés les galeries Calvaria de Jos et Calvaria de Sus.

La Galerie Calvaria de Jos, est accessible seulement sur 10 m en direction S 63° E. Elle pénètre dans les schistes cénomaniens, près du cratère.

314. *La Galerie Calvaria de Sus* est située à environ 15 m de la précédente. Cette galerie, amorcée dans le schiste altéré et pyritisé, a atteint à 10 m un filon de direction N-S, pendage 70°-80° E. Celui-ci a été ouvert sur une longueur d'environ 120 m. Tout le filon est compris dans des sédiments crétacés, très bouleversés à cause de la proximité du bord du cratère, qui est atteint à la fin de la galerie. En pénétrant dans la brèche du cratère, le filon se disperse. Il a été exploité dans sa partie centrale, mais sur une hauteur réduite.

313. *La Galerie Hermania*, se trouve sur le versant W du Pârâul Crucii, à l'altitude de 900 m; elle a été effectuée vers 1884 par une société minière française qui a exploité ces mines pendant quelques années. Depuis, cette galerie a continué de servir comme principale voie d'accès à l'exploitation de la mine, mais l'intensité de l'activité a continuellement diminué, cessant complètement après la guerre de 1914. Il y a eu quelques essais de reprise de l'exploitation mais jusqu'à présent ils sont restés infructueux. Sur les premiers 350 m de la galerie, creusée en direction S, dans une brèche andésitique fortement altérée, on a recoupé deux filons pyriteux à faible teneur en or. Les suivants 220 m en direction ESE sont compris également dans la brèche andésitique du cratère, moins altérée, à gros éléments d'andésite et de roches crétacées, assez bien conservée, parfois indemne de toute altération.

A environ 570 m, la galerie a recoupé le filon Vâna Bisorului ou Vâna Buturii, de direction NWN-SES, pendage 70° W, ayant une puissance de 20 à 60 cm, exceptionnellement 100 cm. Ce filon a été ouvert, vers le S, sur une longueur de 140 m, mais à cause de sa faible teneur en or il n'a pas été exploité. La galerie continue vers le S, mais étant inaccessible à cause des éboulements, nous n'avons pu vérifier une information indiquant qu'elle a traversé des schistes crétacés et est arrivée jusque sous la Galerie Mihai Țîpaur. Dans le mur de Vâna Bisorului a été effectuée une transversale vers l'E, jusqu'à la limite de la concession, soit environ 250 m de longueur.



Les premiers 160 m sont creusés dans la brèche andésitique à gros éléments peu altérés, constituant le bord oriental du cratère de Corabia.

Plus loin la galerie pénètre dans les sédiments cénomaniens, avec quelques petites enclaves de brèches andésitiques. A 95 m du filon Vâna Bisorului, la galerie transversale a une ramification en direction S 25° E. Les premiers 80 m sont dans la brèche andésitique à gros éléments de conglomérats, grès et schistes; les suivants 16 m traversent une brèche formée en grande partie d'éléments sédimentaires puis suit 8 m dans un banc de conglomérat cénomaniens, une intercalation de 3 m de brèche andésitique, 4 m de conglomérat, 3 m de brèche. La galerie s'arrête dans les schistes cénomaniens. On peut considérer que le bord du cratère est atteint à 102 m de la ramification. A 30 m au-dessus du niveau Hermania, a été ouvert un horizon intermédiaire, nommé Barbura. Entre Hermania et Barbura aucune exploitation n'a été faite puisque les filons sont trop pauvres. Par endroits on voit des essais d'exploitation sur Vâna Bisorului (Vâna Buturii), mais sans continuité. L'appauvrissement de la minéralisation est presque brusque puisqu'au-dessus de Butura même, on a trouvé des portions extrêmement riches en or. Un changement brusque se remarque aussi dans l'altération.

Au niveau Butura, la brèche andésitique est extrêmement altérée, étant presque complètement transformée en une masse de séricite, kaolin, chlorite, etc. A peine si on peut encore distinguer le contour des blocs constitutifs. Par contre, au niveau Hermania, 30 m au-dessous, l'altération est très faible et tous les blocs constitutifs sont bien visibles et détachables.

Au-dessus de Butura se trouve un autre horizon intermédiaire, environ 60 m plus haut qu'Hermania, appelé Barbura. D'après M. PÁLFI, la partie méridionale de l'horizon Butura se trouve dans le schiste cénomaniens qui en se relevant, touche l'horizon Barbura à son extrémité méridionale. Le contact entre les schistes et la brèche éruptive aurait été disloqué par une faille minéralisée, avec un faible pendage vers l'E. Cette faille, antérieure à la minéralisation, a contenu une grande quantité d'or natif qui a été exploité par la société française dont nous avons fait mention. Toute cette partie de la mine est inaccessible depuis longtemps.

Entre l'horizon Butura et la galerie Petru și Pavel (altitude 993), plusieurs filons ont été exploités. Nous devons mentionner en premier lieu Ieruga, le plus important filon de Corabia. Les galeries de traçage dans ce filon sont éboulées de sorte que nous n'avons pu voir qu'un vide non remblayé, près du puits de Vâna Puțului.

Dans le toit du Filon Ieruga se trouvent plusieurs filons secondaires, peut-être des ramifications de Ieruga. Nous mentionnons le filon Vâna Puțului, découvert et exploité vers 1931—1934 par une association de mineurs du village de Bucium. La direction est N 27° W, le pendage 70° W, tandis que la puissance varie entre 5 et 100 cm. Le remplissage consiste en une masse

bréchiforme, traversée par de nombreuses veinules de calcite. Un côté du filon est constitué par une veine de quartz. La teneur moyenne du minerai en or était de 6 gr/t, en dehors de nombreux nids d'or natif imprégné dans la veine. En prolongement vers le S se trouve le Filon Antoniu de direction NWN, pendage 80° E, dont la puissance varie entre 30 et 60 cm. Le remplissage est constitué par une masse peu consistante de quartz, calcite et morceaux de roches altérées, avec une faible imprégnation de sulfures (pyrite, blende, galène) et une teneur en or, de 0,5 à 20 gr/t.

326. *La Galerie Petru și Pavel*, située à l'altitude de 993 m, dans la vallée de Poeni (Stânișoara), est une mine antique qui a joué un rôle fort important dans la production d'or de Corabia. La longueur totale est, d'après les anciennes cartes, de 1100 m à 1200 m, de façon que son extrémité dépasse la crête de Corabia.

La première partie est creusée en direction SW. Sur le côté droit on voit, entre 50 et 100 m de l'entrée, les restes d'exploitation d'un filon de direction NE-SW et pendage SE, dont la puissance varie entre 20 et 100 cm. Le filon est intact en profondeur. Au premier tournant à gauche, entre 300 et 350 m de l'entrée, on peut examiner les grandes excavations, très anciennes, se trouvant du côté oriental de la galerie. A environ 500 m, la galerie traverse un filon ; on rapporte que c'est le Filon principal Ieruga. En continuant, la galerie est creusée dans le toit du filon ; quelques recoupes vers l'E permettent de voir de grandes excavations, jusqu'à 2—3 m de puissance, partiellement remblayées. Ces excavations descendent en profondeur environ 30 m, jusqu'au niveau Butura Hermaniei, comme nous l'avons d'ailleurs précédemment remarqué.

Du côté droit de la galerie, une coupe vers l'W à environ 560 m, a exploré le Filon Iosef, exploité dans les horizons supérieurs, mais qui paraît être encore intact en profondeur. Un peu plus loin, une dérivation récente a découvert le filon Văna Puțului, une ramification dans le toit du filon Ieruga. Ce petit mais riche filon a été exploité par une association de mineurs du niveau de la galerie Butura (altitude 1035 m) jusqu'à l'horizon intermédiaire de Butura Hermaniei, soit environ 70 m de hauteur. La longueur de la partie abattue est d'environ 100 m. Nous avons déjà décrit (pag. 429) le remplissage de ce filon. L'exploitation a été très fructueuse, malheureusement la réserve de minerai était petite.

A une certaine distance plus loin, la galerie Petru și Pavel se ramifie. La branche gauche, inaccessible depuis longtemps, avait une longueur d'environ 460 m et a été creusée suivant le Filon Ieruga. La tradition de quelques générations de mineurs de Bucium, qui ont exploité cette partie du filon, rapporte des merveilles sur cette richesse. Particulièrement riches, ont été les zones d'intersection du filon principal avec les petites veines transversales: Cru-



cile Trâncăloaia, Crucile Mazăre, Darul lui Dumnezeu, Crucile Pompei, Crucile Buhaiului, se trouvant toutes dans le mur de Ieruga.

L'autre branche de la galerie, à droite, coupe à environ 30 m le Filon Antoniu, connu également à l'horizon Butura Hermaniei. La direction est N 22° W et sa puissance de 20 à 50 cm. La galerie suit le Filon Vâna Buturii ou Vâna Bisorului de direction NWN, pendage vers l'W et à quelques dizaines de mètres plus loin, se trouve une cheminée appelée Vârtejul Buturii-Paha, par laquelle on faisait le transport du minerai du Filon Paha, un autre élément important du gisement de Corabia. Ce filon a été exploité au niveau supérieur par les mines Fauri et Butura. La galerie que nous décrivons l'a recoupé également à une distance d'environ 260 m au S de Vârtejul Buturii-Paha; c'est du moins ce que les anciens exploitants nous communiquent.

Tous les travaux miniers que nous avons vu dans la galerie Petru și Pavel sont compris dans la brèche andésitique du cratère, extrêmement altérée, à l'exception du dernier tronçon de la galerie et du filon Vâna Buturii, qui sont partiellement compris dans une andésite compacte. Depuis que la société Aur est entrée en possession de cette galerie, elle sert pour l'aérage des travaux de développement qu'on exécute dans les horizons inférieurs. On considère, en général, qu'il n'y a plus de réserves de minerai au-dessus du niveau de la galerie. Il est toutefois possible qu'on ait l'avantage, dans certaines circonstances, de reprendre l'exploitation des parties restantes des filons et des remblais.

328. *La Galerie Butura de Jos* (altitude 1035 m) constitue un horizon supérieur de la mine Petru și Pavel, la différence de niveau étant de 42 m. La première partie de la galerie de direction SE, a ouvert le Filon Butura, fracture relativement mince, de 1 à 20 cm de puissance et de faible minéralisation. Les abattages s'échelonnent, au-dessus et au-dessous de la galerie, sur une distance d'environ 80 m. Entre 200 et 310 m de l'entrée, la galerie a exploré le filon Vâna Băii. C'est une fracture filonienne d'importance réduite de direction NEN-SES et de pendage 85° NE.

Plus loin la galerie a suivi et exploré plusieurs fissures et veines, ce qui lui donne une forme très irrégulière. Il est probable qu'on a exploité le Filon Răchițele, mais l'état très détérioré de tous les travaux miniers ne permettent plus d'identifier quoi que ce soit.

A environ 500 m de l'entrée est coupé le filon Vâna Puțului; celui-ci a déjà été examiné dans la galerie Petru și Pavel et à l'horizon Butura Hermaniei. A ce niveau il a été ouvert et exploité. Ce filon a été ouvert et exploité, sur 70 m environ, entre 1931 et 1934. D'après sa position dans Butura de Jos, il résulte que ce filon n'est qu'une ramification du Filon Răchițele. L'endroit, autour de la cheminée «Șutăul Buturii», est un carrefour de la mine; l'important filon Vâna Surii s'y rencontre avec Vâna Puțului et le Filon Răchițele.



Le filon « Vâna Surii » a été suivi sur une longueur d'environ 350 m. C'est une fracture très puissante, son épaisseur variant de 2 à 4 m, remplie d'une argile de faille avec des blocs arrondis, jusqu'à quelques dizaines de cm de diamètre. Certains de ces blocs donnent l'impression d'être des morceaux de filon disloqué, mais cette fracture a pris naissance entre deux phases de minéralisation.

Les solutions minéralisantes y ont circulé en transformant l'argile en une masse verdâtre de séricite, chlorite, kaolin et autres produits d'altération hydrothermale, imprégnés par des sulfures métallifères et des grains d'or. On y observe également, de nombreuses veines de calcite à imprégnations de sulfures et d'or natif. Ce métal se trouve aussi dans les blocs roulés, appelés « comb » sous forme de nids ou de veinules.

Dans sa partie septentrionale, le filon a la direction NWN-SES et le pendage 60—80° E. A environ 70 m au S de la cheminée Vârtejul Buturii, le filon change de direction, directement vers le S, conservant le même pendage et une structure identique. Il a été ouvert et exploité sur une longueur d'environ 250 m, sous le nom de Vâna Letiului ou Paha. Dans sa partie méridionale, le filon atteint par endroits un grand développement, jusqu'à 10 m de puissance, juste avant de pénétrer dans une andésite massive, dure, de couleur foncée ce qui produit une dispersion du filon.

Entre 1931 et 1934, cette mine était affermée à une association de mineurs qui ont exploité des restes de filons dans les anciens abattages, ou certaines ramifications, comme par exemple Vâna Puțului. Depuis, toute activité est arrêtée, les travaux se développant aux niveaux inférieurs dans le cadre d'un programme d'exploration.

Au-dessus de cette mine, environ 33 m plus haut, se trouve la galerie Butura de Sus (altitude 1068 m), les deux galeries étant en étroite liaison par des travaux communs. A 20 m de l'entrée le filon Vâna Liliacilor de direction ENE-WSW a été coupé et exploité sur plus de 40 m, ainsi qu'une ramification, en direction NE-SW. Les deux filons sont exploités au-dessus et au-dessous de ce niveau.

En continuation de la ramification, la galerie a ouvert, entre 75 et 175 m de l'entrée soit sur une longueur de 100 m, le filon Vâna Surducii, de direction N-S jusqu'à NWN-SES, pendage 75° W. Ce filon est partiellement exploité. A 200 m de l'entrée, ont été creusées deux transversales: l'une de direction N 89° E qui a une longueur de 200 m, jusque sous la galerie Baia de Apă; l'autre, creusée en sens inverse, qui s'appelle la Transversale des Voleurs (Șlagul Hoților).

A 270 m de l'entrée, du côté gauche, se trouve un puits de 33 m, jusqu'à la galerie Butura de Jos. Ici commence l'exploitation du Filon Răchițele, ouvert, à ce niveau, sur une longueur de plus de 125 m. Il a été intensivement exploité tant au-dessus qu'au-dessous de la galerie. A son extrémité méridio-



nale nous nous trouvons sur la verticale de la cheminée Vârtejul Buturii, qui, ainsi que nous l'avons dit, constitue un point important de la minéralisation.

Au niveau de la galerie que nous décrivons, on peut voir, à cet endroit, un filon transversal de direction E-W, ouvert vers l'E sur une distance de 20 m. Il s'appelle Crucea la Ortul Homanilor et a déterminé un enrichissement fort important de tous les filons qu'il a recoupés. Un puits d'environ 75 m a permis l'extraction d'une grande quantité d'or, évaluée par les mineurs de la région à plus de 50 kg.

Le Filon Răchițele se continue vers le S par Vâna Surii, filon déjà décrit, qui a été exploité sur une longueur de 70 m. La direction est NWN-SES, et le pendage vers l'E exactement comme au niveau Butura de Jos. De la même manière, il se continue vers le S, par le filon Vâna Letiului, dirigé N-S, avec un pendage 65 à 80° W, qui se présente avec des puissances de 1 à 5 m. Les abattages, en profondeur et au-dessus, s'étendent sur 220 m. A 175 m se trouve, dans le mur du filon, un plan incliné appelé «Americanul», qui descend du niveau de la galerie Fauri (altitude environ 1120 m). A 55 m plus loin l'andésite, qui constitue le toit, traverse la fracture filonienne qui, pénétrant dans cette roche dure, se disperse et devient inexploitable.

La Galerie Fauri que nous avons mentionnée plus haut (No. 324 sur la carte) a atteint le filon Vâna Letiului (Paha) à environ 250 m de l'entrée. La concession minière respective est un prisme horizontal à sections de 28 × 28 m et de longueur indéfinie, appartenant à l'association minière «Fauri». Le filon puissant de 2 à 6 m a été intensivement exploité; lors de notre visite on extrayait les parties restantes dans les anciens abattages.

Le filon Ieruga, appelé également Vâna Corabiei a été exploité, au-dessus de la galerie Petru și Pavel par beaucoup d'autres mines dont nous mentionnons :

325. *La Galerie Ieruga Veche* qui est située environ 140 m au-dessus de Petru și Pavel. Elle appartient à une association minière qui exploite une petite concession. Bien que les travaux miniers de cette galerie soient commencés depuis des temps immémoriaux, les possesseurs actuels de la mine continuent l'exploitation, en extrayant des restes d'anciens abattages et le minerai de quelques ramifications.

Le Filon Ieruga est puissant de 2 à 4 m. Son remplissage est constitué par une masse kaolineuse (séricite, chlorite, etc.) avec de nombreuses veines de calcite minéralisée.

D'après les anciennes cartes, la longueur totale de la galerie est d'environ 670 m.



La Galerie Hoaba, située à une altitude d'environ 1200 m, ainsi que *La Galerie La Vârf* (altitude environ 1275 m) ont exploité les parties supérieures du filon. Ce sont des mines de développement réduit, appartenant à des associations de mineurs. A ce niveau le Filon Ieruga se présente avec les mêmes caractères sauf que l'effet de l'altération est plus accentué à cause des anciennes exploitations de l'affleurement.

Des deux côtés de la crête, sur environ 400 m vers le N et 600 m vers le S, l'affleurement est marqué par une tranchée, profonde de 10 à 40 m, large de 20 à 60 m, formée par l'exploitation à ciel ouvert du filon et de ses ramifications.

L'affleurement du filon Ieruga traverse la crête de Corabia à environ 67 m à l'E du sommet 1349 m. A environ 260 m à l'E, se trouve l'affleurement du filon Paha, également exploité sur une longueur de quelques centaines de mètres vers le N et sur une profondeur qui atteint jusqu'à 20 m. Entre 400 et 700 m à l'E du même sommet, on voit sur la crête d'autres excavations importantes correspondant aux affleurements des filons Crâsnici, Ceteraş, Vâna de Mijloc (Săteana), Băieşan et Buda. Ces exploitations à ciel ouvert datent depuis très longtemps, probablement avant l'époque romaine et témoignent de l'exceptionnelle richesse en or de ce gisement.

315. *La Galerie Ţipaur* (Sf. Mihail) située à une altitude de 1041 m, sur le versant NW de Corabia, est une mine de développement relativement plus important.

A quelques mètres de l'entrée, la galerie coupe le Filon Buda, exploité vers le S et un peu en profondeur. Le filon suivant, vers l'W, est Băieşan, ouvert sur plus de 120 m et partiellement exploité. Plus à l'W se trouve le Filon Săteana (Vâna de Mijloc) qui a été exploré vers 1930—1934 sur une longueur de 180 m. Le filon a une puissance de 10 à 30 cm et le remplissage est constitué, en majeure partie, par de la calcite avec une faible imprégnation de pyrite. A l'extrémité méridionale, le filon Săteana, pénètre dans les sédiments cénomaniens. Environ 37 m à l'E, la galerie transversale continue 40 m encore vers l'E, sans couper d'autres filons.

316. *La Galerie Abraham-Pureca* est amorcée à une petite distance de Mihai-Ţipaur, à environ 60 m plus haut. Après 60 m en direction SE et E, la galerie tourne vers le SES en suivant le filon Săteana (Vâna de Mijloc) sur une longueur d'environ 160 m. Le nom de Pureca (la puce) provient des dimensions exceptionnellement réduites de la galerie (moins d'un m de haut et 50 à 60 cm de large). Le filon n'a que 10 à 20 cm de puissance et a contenu, par endroits, de riches nids d'or natif. Les abattages continuent au-delà de la fin de la galerie de base, suivant le filon jusqu'à sa pénétration dans les sédiments crétaés.



On rapporte que la zone de contact, sur une largeur de quelques mètres, a été particulièrement riche en nids d'or natif.

317. *La Galerie Marginea* est amorcée, à l'PE de 1165 m, sur le versant W de Corabia, près de la Croix (cote 1177 m), dans les sédiments crétacés. Elle a exploré le contact occidental du cratère, ainsi que le Filon Buda, mais les résultats n'ont pas été satisfaisants.

318. *La Galerie La Groapă* se trouve sur le flanc méridional de Corabia, à l'altitude d'environ 1210 m. Cette mine est inaccessible depuis longtemps; elle a exploré et en partie exploité l'extrémité S des Filons Băieșan et peut-être du Filon Săteana.

319. *La Galerie Loretto*, à l'altitude d'environ 1200 m, est creusée sous la galerie suivante, comme horizon de base.

320. *La Galerie Răchita* est commencée à l'altitude 1210 m, dans les conglomérats cénomaniens. A environ 60 m de l'entrée, la galerie recoupe et suit un mince filon de direction NWN, inclinaison vers l'W, appelé *Salitra Corăbiei*. Celui-ci est exploité tant au-dessous qu'au-dessus de la galerie, où l'on voit des travaux romains. A 90 m, la galerie traverse le contact avec une andésite massive. Une ramification explore le contact vers l'WSW et l'autre continue sur la ligne de dislocation dirigée N et NW. Le filon localisé sur ce contact, de direction NW-SE pendage 85° W, est considéré comme le Filon Ieruga ou une ramification de celui-ci. La puissance varie entre 50 et 200 cm. La minéralisation consiste en une masse bréchiforme avec des morceaux d'andésite et de conglomérats silicifiés, imprégnée de la pyrite et d'autres lamprites, relativement pauvres en or. Cet élément se trouve soit sous forme de grains fins dans une salbande du toit, soit sous forme de dendrites et de plaques dans les géodes tapissées de cristaux de quartz.

Le filon est ouvert et exploité dans cette mine sur une longueur d'environ 90 m, au-dessus et au-dessous de la galerie. On rapporte que le filon est accompagné par des fissures contenant de l'or—c'est-à-dire des tellures aurifères—mais nous n'avons plus trouvé traces de ces fissures.

La longueur totale de la galerie est d'environ 210 m. La fin de cette galerie ne se trouve qu'à une distance de quelques dizaines de mètres (environ 30 m) de l'extrémité méridionale de la galerie Petru și Pavel, mais à un niveau beaucoup plus haut (environ 207 m).

321. *La Galerie Maria Loretto* (La Poduri) à l'altitude d'environ 1250 m, a exploité les Filons Crășnici et Paha (Vâna Letiului). Nous n'avons pu l'étudier, son entrée étant éboulée depuis avant 1914. D'après les anciennes cartes,



il paraît que la galerie est amorcée directement sur le Filon Crăsnici. A environ 125 m, une transversale vers l'E a ouvert le Filon Paha.

322. *La Galerie Baia Dudului* est située au-dessus de la Galerie Răchita, environ 20 m plus haut. Elle commence dans l'andésite dure et se dirige vers le NW sur une distance d'environ 120 m, en exploitant, à partir de 50 m, une fissure de direction NW-SE, à pendage 80° NE. Cette « salitră » est mince mais a contenu de rares nids d'or. A environ 120 m, la galerie se dirige en direction SWS suivant une fissure peu minéralisée, sur une longueur d'environ 75 m, puis une autre de direction E-W sur une distance d'environ 30 m. Ces deux fissures sont comprises dans une andésite de couleur verdâtre, très dure ; elles ont été explorées par deux petits puits, mais sans résultats.

323. *La Galerie Baia Cocului* est la plus importante mine ayant exploité le Filon Ieruga, sur le versant méridional, à l'altitude d'environ 1190 m. Du commencement et jusqu'à une distance d'environ 400 m, la galerie est creusée dans les sédiments cénomaniens (conglomérats, grès et schistes). Après, la galerie pénètre dans l'andésite propylitisée. A environ 260 m de l'entrée, la galerie a recoupé une fissure (salitră) de direction NW—SE, qui plonge vers l'W et qui a été exploitée vers la surface. On y a creusé un puits, sur un point à nids d'or natif.

Plus loin, la galerie tourne vers NE et ENE, en explorant les gisements, parallèlement au contact avec l'andésite sur une longueur d'environ 130 m. A l'extrémité orientale, environ 50 m vers le NW dans l'andésite, a été recoupée et suivie une fissure appelée *Salitră bogată* puisqu'elle a déterminé, sur la ligne de recoupe, un considérable enrichissement du Filon Ieruga.

Le Filon Ieruga est atteint par une ramification de la galerie, peu après avoir pénétré dans l'andésite. La puissance du filon dépasse 1 mètre. Il a été exploité sur quelques dizaines de mètres, vers la surface et sous la galerie.

324. *La Galerie Faur de Jos* décrite à la page 433.

325. *La Galerie Ieruga Veche* (voir page 433).

326. *La Galerie Petru si Pavel*, examinée à la page 430.

327. *La Galerie d'exploration*, située dans un ravin, affluent de Valea Stolnișoara Poenii, à environ 940 m d'altitude, près de la croix en pierre de Cozma, a une direction générale WSW. A environ 72 m de l'entrée, la galerie a recoupé un filon de direction N 70° W, vertical, sur lequel on voit des abattages anciens. En continuant dans la galerie transversale, on rencontre à environ 30 m plus loin, un filon de direction N 25° W, pendage 75° W. Il a été exploité



vers le N et en profondeur par un puits assez profond. Vers le S, les abatages sont visibles sur 22 m. Une galerie secondaire, a fait une exploration en direction SE, en atteignant à 50 m un filon de direction N 20° W. Celui-ci a été exploité sur quelques dizaines de mètres.

La puissance de ces filons est réduite, ne dépassant pas 50 cm. Le remplissage est constitué par une masse peu consistante de quartz et de calcite, à faibles imprégnations de sulfures métallifères. La teneur en or est assez petite, de façon que les résultats de quelques essais d'exploitation ont été peu encourageants.

328. *La Galerie Butura de Jos* a été décrite à la page 431.

329. *La Galerie Baia Popilor*, située à l'W de la galerie Petru și Pavel, près de la galerie Lilieci à l'altitude d'environ 1011 m, a exploité un filon du groupe Lilieci, avec des résultats assez faibles.

b) GROUPE DE ARAMA

Ce sous-groupe est constitué par des filons riches en lamprite, dont le principal est le Filon Arama. Celui-ci fut exploité par les galeries Sf. Treime, Napoléon et Ana, en produisant une certaine quantité d'or et de cuivre.

330. *La Galerie Sf. Treime* (altitude 936 m) a traversé, sur environ 230 m, des laves et tufs extrêmement altérés, pour atteindre le filon Arama. A ce niveau, le filon présente une ramification dans le toit, appelée Filonul de Argint. Le filon principal porte à cet horizon le nom de Filonul de Aur.

Le Filonul de Argint a été reconnu sur une longueur d'environ 90 m au S de la transversale et d'environ 100 m au N, mais c'est seulement sur environ 30 m qu'il a été exploitable.

Le Filonul de Aur est ouvert 87 m vers le S et environ 140 m vers le N. Au S de la transversale on a exploité une partie riche en plomb, d'environ 40 m de longueur. Au N de la transversale, le filon est exploité sur environ 100 m. Au milieu de cette partie se trouve une zone très riche, qui a été exploitée jusqu'à la surface, sur une largeur de 60 m et une hauteur de 100 m; la puissance du filon varie de quelques centimètres à plus d'un mètre. Ce filon a été ouvert et exploité à deux autres niveaux: Napoléon et Sf. Treime, soit sur une hauteur totale de 250 m.

331. *La Galerie Napoléon* est située dans Valea Isbicioara, à l'altitude de 845 m. Cette galerie a touché le Filon Arama à environ 640 m de l'entrée et l'a exploré sur 270 m vers le S et 220 m vers le N et NE. La direction générale du filon est N-S dans sa partie centrale et NEN dans la partie septentrionale. Entre Napoléon et Sf. Treime, le filon a été exploité seulement vers le S de la

transversale, sur une longueur de 150—170 m. La partie au N de la transversale, localisée dans une fracture différente, est très pauvre.

La société Aurifera, qui détenait ces mines, a exploité entre 1929 et 1931 quelques parties plus riches situées sous l'horizon Napoléon, par un puits d'environ 30 m. Ultérieurement, entre 1934 et 1937, la société Aur a entrepris l'exploration de ce filon au niveau de 790 m, soit environ 55 m sous Napoléon, en creusant la Galerie Ana (No. 333 sur la carte). A cet horizon le filon Arama a été exploré jusqu'à présent, seulement au S de la transversale. Les premiers 73 m suivent une fracture de direction NEN; de 75 à 355 m, la galerie a ouvert la partie principale du Filon Arama. C'est celle qui a été exploitée au niveau supérieur. La continuation de cette fracture vers le SWS étant trop pauvre, la galerie a suivi une fracture de direction générale NWN-SES, pendage de 60 à 80° W, sur une longueur totale d'environ 646 m. La puissance du filon varie de quelques centimètres à 80 cm, mais en moyenne elle est assez réduite.

L'exploitation du Filon Arama a commencé par le traçage de quelques cheminées de liaison avec l'horizon Napoléon, le creusement d'un horizon intermédiaire et par quelques abattages. Tous ces travaux sont localisés entre 150 m et 450 m de la transversale. La minéralisation du Filon Arama se présente avec des caractères assez semblables, de l'horizon Sf. Treime jusqu'au niveau Ana. La fracture filonienne a des parois bien définies et on observe rarement des salbandes. La structure du remplissage filonien est en général rubannée, avec de nombreuses géodes. Le quartz est l'élément principal de la gangue, plus rarement de la séricite et des éléments des parois. Le reste de la minéralisation est constitué par des lamprites et par des grains, plus ou moins fins, d'or.

La proportion de lamprites dans la masse filonienne est en moyenne de 30 à 35%, mais par endroits dépasse 50%. La pyrite est l'élément principal, assez souvent sous forme de cristaux bien développés. En second ordre comme importance, vient la chalcopryrite qui est assez fréquente dans les zones d'enrichissement, associée avec d'autres minéraux cuprifères comme: bornite, chalcosine, tétraédrite, plus rarement coveline et énarigite (II). La blende et la galène sont répandues dans tout le filon mais c'est bien rarement qu'elles forment des nids. De récentes études ont mis en évidence la présence des tellurures: hessite, petzite, sylvanite et altaïte. Il paraît que dans l'horizon Sf. Treime et au-dessus, on a trouvé, à quelques endroits, de l'or natif en nids visibles. Nous avons vu un petit nid de quelques grammes d'or natif à l'horizon Napoléon, compris dans du quartz. A l'horizon Ana on n'a pas trouvé d'or natif dans la zone centrale, mais parfois, des lavées à la battée montrent une poudre fine d'or natif.

Les exploitations effectuées jusqu'à présent se sont concentrées dans la zone centrale. On cherchait les parties riches en minéraux de cuivre et on les



séparait. Le minerai trié contenait jusqu'à 15% Cu et quelques dizaines jusqu'à quelques centaines de grammes d'or. Le reste, en majeure partie de la pyrite à quelques grammes d'or par tonne, ne pouvait pas être mis en valeur. Récemment a été construite une petite installation de flottage, essayant d'obtenir une meilleure valorification du minerai mais, jusqu'à présent, les résultats n'ont pas donné pleine satisfaction.

332. *La Galerie Maria-Magdalena* est située sur le flanc méridional de la colline Arama, à l'altitude d'environ 940 m. Elle a exploré sans résultats satisfaisants le prolongement NE du filon Arama.

333. *La Galerie Ana*, située à l'altitude de 790 m au confluent de Valea Isbicioarei et du Pârâul Conțu, a exploré le Filon Arama comme nous venons de le décrire ci-dessus (page 437). Nous allons examiner les autres résultats géologiques et miniers de cette importante galerie, dont le point le plus éloigné est à environ 2400 m de l'entrée. La galerie est amorcée en direction ENE dans des schistes crétacés, fortement plissés. A 66 m se trouve le contact de ces schistes, selon un plan de direction N 30° E pendage 80° W, avec un culot de dacite. A 187 m, la galerie fait une inflexion en direction ESE et traverse sur quelques mètres un culot de rhyolite. A 270 m sort de nouveau d'un culot de dacite pour passer dans une brèche dacitique. Entre 330 m et 663 m la galerie traverse une andésite généralement altérée mais par endroits assez dure et résistante. Entre 663 m, et 1090 m la galerie traverse une alternance de laves et brèches andésitiques, fortement altérées, de façon que c'est seulement à quelques endroits qu'on peut distinguer la structure bréchiforme. Plus loin, la transversale pénètre dans l'andésite chloritisée et séricitisée d'un culot.

Le Filon Arama est atteint à 1243 m de l'entrée. Il a été suivi vers le S comme nous l'avons expliqué plus haut. Bien que les parois du filon soient assez fortement altérées, on peut établir que le filon se trouve dans le culot d'andésite jusqu'à 450 m de la transversale. Plus loin le filon et ses ramifications sont compris dans une brèche de cratère andésitique, identique à celle de Corabia. Jusqu'à 925 m la brèche est fortement altérée. Le filon est à quelques exceptions près, mince et pauvre en or et cuivre. A 776 m de la transversale, une ramification dans le mur du filon, de direction N 20° E pendage 75° W, a montré des teneurs en or plus élevées, mais sur une petite longueur. Entre 900 et 925 le filon contient une autre partie plus riche ; à 923 m on a découvert de l'or natif visible et, naturellement, quelques analyses ont montré des teneurs en or élevées.

A 925 m le filon se disperse. Une ramification de direction SW traverse la brèche du cratère de moins en moins altérée et à 956 m atteint le bord du cratère, pénétrant dans les schistes cénomaniens. L'autre branche est

représentée par un mince filon, la minéralisation étant changée, par l'apparition de la calcite comme élément de la gangue et la faible proportion de sulfures se rapprochant de la minéralisation de Corabia.

A 1001 m, un filon de direction NW-SE et pendage 70° E, a été suivi sur une distance d'environ 70 m, ses parois étant constituées par de la brèche peu altérée. En pénétrant dans les schistes, à la limite du cratère, le filon disparaît. Il a été suivi en haut, par deux cheminées, jusqu'à environ 100 m, au-dessus du niveau Ana. La puissance du filon est de 10 à 30 cm, son remplissage est constitué par une gangue de quartz, avec des imprégnations de pyrite et autres lamprites. La teneur moyenne en cuivre est insignifiante; celle en or trop réduite pour justifier une exploitation.

Une transversale dirigée vers l'E, explore la limite orientale du cratère. Lors de notre dernière visite, elle se trouvait dans la brèche du cratère, très peu altérée.

334. *La Galerie Petru și Pavel* se trouve dans Pârâul Ciurtului, près du confluent avec le ravin Blazu à l'altitude de 833 m. C'est une mine, assez ancienne, depuis longtemps inaccessible qui a exploité un filon se trouvant sur le prolongement du Filon Arama vers le N. On rapporte que l'activité minière y était plus intensive avant et durant la guerre mondiale de 1914—1918. Le prolongement du Filon Arama vers le N est établi par plusieurs affleurements et galeries.

A la source du Pârâul Buteștilor, sur le flanc septentrional de la colline Arama, se trouvent deux galeries dont l'une a été accessible en 1937. A environ 22 m de l'entrée, en direction SE, la galerie recoupe un filon de direction N-S, pendage 80° E. La puissance varie entre 50 et 60 cm et le remplissage est constitué en proportion de 35 à 40% par des sulfures métallifères dans une gangue de quartz. La blende et la pyrite prédominent, mais on voit également de la galène et de la chalcopryrite. La teneur en or est réduite (0,6 à 1,0 gr/t) celle en argent trop petite (13 à 45 gr/t).

Une autre mine à minerai similaire se trouve sur le flanc occidental de Pârâul Ciurtului vis-à-vis de Petru și Pavel. Le nom de cette mine, est *N e p o m u c*. La galerie d'accès est creusée en direction WSW; à environ 45 m, elle traverse le filon principal, et continue encore sur environ 80 m, sans aucune autre découverte. La direction du filon est $N 25^{\circ} W$, pendage 80° E. Il est ouvert sur environ 45 m vers le N mais 30 m seulement sont exploités. Vers le S ce filon est exploré sur 70 m environ, dont 50 m exploités. L'extraction s'est étendue jusqu'à la surface, sur une hauteur de 30 m, et en profondeur on a creusé un petit puits. La puissance du filon varie entre 10 et 60 cm. Il est constitué en majeure partie par des sulfures métallifères (pyrite, blende, galène, chalcopryrite) dans une gangue de quartz. La structure est concrétionnée ou rubannée, assez semblable à celle du Filon Arama.



Cette mine a été exploitée entre 1914—1918 pour l'extraction des nids riches en chalcopryrite et galène.

c) GROUPE DE CONȚU

335. *La Galerie Anglia*, située dans Pârâul Conțu, à l'altitude de 676 m, est une ancienne mine qui a exploré un des filons du flanc septentrional de la colline Ulmu.

336. *La Galerie Petru și Pavel* (Băieșan Scursura) se trouve à la bifurcation du Pârâul Conțului. La galerie se dirige d'abord en direction SE sur une distance d'environ 60 m, puis tourne vers le S et SW atteignant à environ 90 m de l'entrée un filon de direction N 25° W. Ce filon est exploré sur une longueur d'environ 50 m mais sa puissance n'est que de 1 à 6 cm. A deux endroits on a creusé des petits puits d'exploration et entre eux on a fait une descenderie de 20 m. Tous ces travaux n'ont fourni que peu d'or. La structure se caractérise par de nombreuses géodes, tapissées par des cristaux de quartz et de barytine avec de rares cristaux de pyrite et de blende.

337. *La Galerie Niculae* (Băieșan) se trouve sur le flanc méridional de Conțu. Elle est amorcée au contact entre le dacite de Conțu et les schistes crétacés, pour exploiter un filon de direction NW-SE. Au moment de nos études sur le terrain, cette galerie n'était pas accessible, mais d'après les minerais trouvés sur le remblai et les informations recueillies, il résulte qu'on y a exploité un filon du type décrit dans la galerie précédente.

338. *La Galerie Florența* est la galerie située au niveau le plus haut dans le ravin Lupulești, sur le flanc oriental de Conțu. La partie transversale, en direction SW, a une longueur de 151 m et recoupe un filon de direction N-S. Vers le N, on n'y voit pas des travaux sur le filon; vers le S il est ouvert seulement sur une distance de 20 m, étant exploité jusqu'à la surface. La puissance est de 2 à 20 cm; le remplissage filonien est constitué par du quartz et de la calcite, avec une faible proportion de pyrite et de galène. Cette mine appartient à une association minière qui n'exécute que peu de travaux.

339. *La Galerie Salvina* est située sur le flanc méridional du Pârâul Lupuleștilor. Après 45 m à travers la brèche dacitique, en direction SES et S, cette galerie atteint un filon appelé V â n a B ă i i, de direction N 20° E et le suit vers le SW sur une distance d'environ 100 m. A 7 m, on voit un plan incliné sous le puits Bembea, anciens travaux exécutés à la surface. Entre 37 et 46 m, des abattages très peu développés, ont exploité une partie du filon. D'autres abattages sont visibles au fond de la galerie, sur une longueur d'environ 17 m. La puissance



dù filon n'est que de quelques centimètres. Il est rempli par une masse argileuse de séricite, chlorite, kaolin, chalcopyrite, contenant de rares grains d'or natif. L'or est parfois concentré dans des géodes tapissées de cristaux de quartz; celles-ci sont pleines de masse argileuse silicifiée.

A environ 71 m de l'entrée, une ramification vers l'E et SE a recoupé le Filon Graițu, de direction NE-SW, et pendage 90° W. Il a été exploré sur 30 m et exploité seulement sur quelques mètres, autour d'un petit puits. Les caractéristiques de ce filon sont identiques à celles du précédent.

En aval de cette galerie sur le même flanc du ravin Lupulești, a été creusé il y a environ 50 ans la Galerie Aurora, d'environ 200 m de longueur. Sa direction générale est vers le S. A 50 m, elle recoupe un mince filon (salitră) de direction $N 20^\circ E$, pendage $80^\circ E$, et l'a exploité sur une longueur d'environ 50 m. On y a trouvé de l'or massif en nids, seulement aux croisements avec des fissures transversales minéralisées. A 120 m de l'entrée se trouve un petit puits justement dans un point à nids d'or. Au fond, la galerie tourne vers le SE, mais elle n'a plus rencontré d'autres filons.

340. *La Galerie Gheorghe*, appelée également Baia Silimonești, est creusée dans le flanc oriental de Conțu, à environ 170 m de l'embouchure du ravin Lupulești. Sa direction est approximativement vers l'W. A environ 50 m, elle a atteint le Filon Viperă, une fracture de direction très irrégulière qui contoure, à peu près, le flanc NE et E de Conțu. La minéralisation n'est constituée que par des cristaux de quartz, tapissant les parois de la fracture sur lesquelles on trouve des feuilles d'or natif. Le filon est entièrement exploité vers la surface tandis qu'en profondeur on n'a fait qu'un abattage réduit, autour d'un puits de 8 m de profondeur.

341. *La Galerie Conțu* se trouve sur le flanc E de Conțu à une altitude d'environ 860 m. Elle a suivi une fracture de direction $N 40^\circ W$, verticale, sans minéralisation apparente.

Un peu à l'W se trouve la Galerie Mocșii, mine importante qui a exploité le filon portant le même nom. Elle est située à une altitude d'environ 900 m, directement sur filon vertical, dont la direction est $N 88^\circ W$. La mine n'est plus accessible, mais à la surface on voit des excavations importantes sur le filon, jusqu'à des profondeurs de quelques dizaines de mètres. Ces excavations sont visibles sur une distance de 200 m, jusque sur la crête de Conțu et plus loin encore, sur le versant occidental de cette colline.

La puissance du filon paraît être de 10 à 40 cm. Il est constitué par du quartz gris, compact, dur, à imprégnations et veines de lamprite. L'or se trouve sous forme d'imprégnations et de feuilles sur les cristaux de quartz tapissant les géodes.



342. *La Galerie et le Puits Vipere* sont situés sur le flanc NE de Conțu, près de la chaussée Bucium—Aiud. On rapporte que le puits avait une grande profondeur mais il est depuis longtemps inaccessible, ainsi que la galerie respective. On peut voir, à la surface, de nombreuses excavations jalonant le Filon Vipera sur une longueur de plus de 600 m. La tradition prétend que ce filon a été très riche, surtout dans le voisinage du puits et qu'on y a exploité des quantités notables d'or natif.

343. *La Galerie d'exploration* faite par Candin David, près de la fontaine de Ciobea, pour chercher le prolongement du Filon Vipera. La galerie n'a que 13 mètres de longueur en direction S 27° W ; elle a trouvé plusieurs fissures minces à faible teneur en or.

En dehors des filons décrits, nous mentionnons encore la minéralisation de Dâmbu Pietrii, Pârâul Caprelor et celle versant oriental de Chicera Tăului.

À l'E du Filon Ieruga, existent quelques autres filons de même direction mais dont la minéralisation paraît être plus faible. Quelques-uns de ces filons ont été explorés ou partiellement exploités par les galeries Saica, Bocoï, etc. Ces dernières années ont été mises à vue, sur la crête de Dâmbu Pietrii, un filon exploré autrefois par un puits. Une galerie d'exploration a été commencée. On remarque que le contact du cratère avec les sédiments cénomaniens est minéralisé. Dans le conglomérat et les grès siliceux du Pârâul Caprelor se trouvent de nombreuses fissures et minces filons, de direction NW-SE, explorés par quelques petites galeries.

Sur le flanc oriental de Chicera Tăului, notamment dans un ravin, affluent de Valea Stolnișoarei, on a découvert de nombreuses fissures, généralement minces, dans les brèches andésitiques, contenant des grains d'or dans la substance argileuse limonitique qui remplit ces fissures.

Les conclusions générales sur le gisement de Vulcoi Corabia—Arama Conțu, peuvent être résumées comme suit :

La partie la plus riche du gisement, constituée par les filons de Corabia, est localisée dans le bord S du volcan largement évasé comme il résulte des déterminations faites dans les galeries Ana, Hermania, Butura Hermaniei, Mihai Țipaur, Loretto etc. Au niveau Ana deux culots ont été traversés sous Dealul Ulmi. Quant aux positions des autres culots elles sont difficiles à déterminer. La structure générale indique un culot à l'E du pic Corabia, dont les relations avec le cratère délimité par l'extrémité orientale de la transversale Hermania sont encore obscures.

La jonction entre le culot dacitique de Conțu et le cratère principal se fait du côté de la colline de Ulmi et dans Pârâul Conțu.

La partie centrale du gisement est représentée par le Filon Arama avec ses ramifications du Pârâul Ciurtului. La minéralisation est caractérisée par une



gangue de quartz et une grande proportion de lamprites ; l'or natif est rare ou fait défaut.

En suivant une ramification du Filon Arama vers le SE on arrive à l'extrémité du sous-groupe Corabia. Celui-ci est constitué par deux filons principaux : Ieruga (Corabia) et (Paha—Vâna Letiului—Vâna Suri) de direction NW-SE, mais à pendage contraire. Il paraît que du côté N le Filon Paha a pénétré dans le Filon Ieruga, au-dessus du niveau Petru și Pavel. De nombreuses ramifications de ces filons, ainsi que quelques filons indépendants, continuent à constituer un des plus importants réseaux filoniens des Monts Métallifères.

La minéralisation de Corabia se distingue de celle d'Arama par la présence de la calcite dans la gangue et par une notable quantité d'or natif. On rapporte que les plus importantes quantités d'or ont été trouvées près du bord méridional du cratère, ainsi que dans les zones de rencontre des filons principaux avec quelques veines transversales (Cruci).

A Conțu, les filons se réduisent à des fissures, tapissées de cristaux de quartz sur lesquels est déposé l'or natif en plaques et feuilles. Leur développement est en général très réduit, à l'exception du Filon Vipera et du Filon Mocșii qui sont plus longs. Ce dernier filon paraît être le seul ayant un remplissage plus épais.

Sur le bord oriental du cratère, à Dealul Chicera Tăului, on rencontre des fissures dispersées dans la brèche andésitique avec une faible teneur en grains d'or. La minéralisation de Pârâul Caprelor est encore trop peu explorée pour pouvoir la caractériser, mais elle contient de l'or libre.

Dans son ensemble, la minéralisation du gisement de Corabia—Arama—Conțu présente une distribution zonaire, bien marquée.

L'exploitation des filons Corabia a commencé depuis l'antiquité, aussi sont-ils, à l'heure présente, complètement épuisés. Ils ont produit une grande quantité d'or et sont restés fameux, dans la tradition du pays, par leur richesse exceptionnelle. L'exploitation du filon de pyrite cuprifère-aurifère d'Arama et de ses ramifications a été effectuée avec une intensité très réduite et avec des résultats peu satisfaisants, justement à cause de la composition trop compliquée et de ses dimensions relativement réduites.

Les filons de Conțu ont été exploités seulement par des mineurs ou des associations, à la recherche des nids d'or natif. Cette exploitation a marqué de temps en temps une découverte plus notable d'or natif ; ce qui était suffisant pour créer la tradition et pour entretenir le zèle des entrepreneurs.

28. BUCIUM—FRASIN

Le gisement de Frasin (planche hors-texte) se trouve dans l'appareil volcanique d'une éruption de dacite. Le culot de dacite est creusé dans les tufs rhyolitiques qui comblent un petit bassin. L'exploitation date depuis longtemps ;

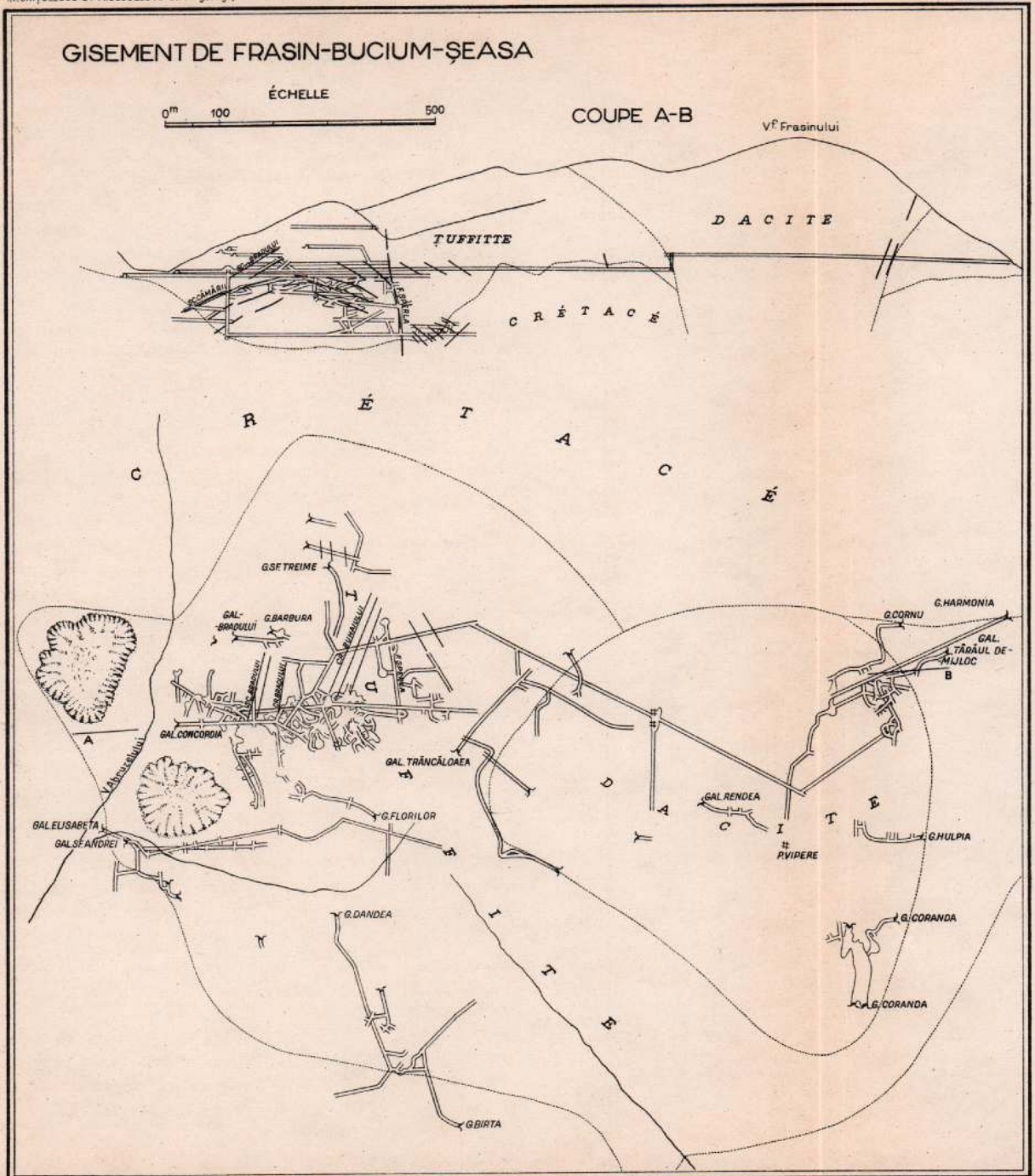


GISEMENT DE FRASIN-BUCIUM-ȘEASA

ÉCHELLE
0m 100 500

COUPE A-B

V.F. Frasinului



elle a commencé à la surface où on remarque d'immenses excavations. Parmi les principales galeries d'accès nous mentionnons :

344. *La Galerie Ulpia* a exploré le contact du dacite de Frasin et à présent est inaccessible.

345. *La Galerie Harmonia* a fait une exploration du stockwerk situé au contact NE du dacite de Frasin et qui a été partiellement exploité dans les mines de Țârău.

346. *La Galerie Concordia*, située dans Valea Abruzel est la principale galerie d'exploitation et a ouvert les horizons de moindre altitude de la région. Elle traverse vers l'E, les tuffites rhyolitiques qui portent les principaux filons, et passe dans les schistes crétacés. Son extrémité est reliée à la galerie Harmonia, au contact du culot de dacite. Par le puits principal creusé sous cette galerie, ont été ouverts plusieurs horizons, jusqu'à une profondeur de 100 m.

Le filon principal nommé Șperla, a été dans les horizons supérieurs intensivement exploité, ainsi que ses nombreuses ramifications, ce qui a donné naissance à une grande excavation. Nous avons examiné ce filon dans ses horizons inférieurs où il a la direction N-S, pendage 80° W. L'épaisseur est variable, de quelques cm jusqu'à 1 m ; son remplissage est constitué par de la calcite rubannée, imprégnée de pyrite avec une très faible teneur en or.

A l'PE de ce filon on rencontre de nombreux filons minces, dirigés approximativement N-S et à pendage 40° W. Ces filons dénommés scaune, ont contenu plusieurs zones d'enrichissement ; on mentionne spécialement une superficie longue de 300 m et large de 100 qui a contenu de nombreux nids d'or natif. Parmi ces filons on remarque Scaunul Cămărci, aujourd'hui complètement exploité, qui a été exceptionnellement riche. Ces filons ont en général une épaisseur qui ne dépasse pas 15 cm. Le remplissage formé par la calcite, la rhodocrosite et le quartz est rubanné et passe par transition dans la roche environnante ; les salbandes font défaut. La minéralisation est formée par des cristaux de chalcopryrite, galène et blende jusqu'à 2 ou 3 mm diamètre. La pyrite forme une imprégnation fine. L'or accompagne d'habitude les cristaux de blende mais souvent constitue une imprégnation dans une bande de quartz au voisinage d'un petit accident. Un autre filon parallèle dont le remplissage est formé par de la calcite accompagnée de quartz et rhodocrosite, imprégnés de chalcopryrite, galène, blende et pyrite, a une épaisseur de 2 à 5 cm. L'or se trouve dans des géodes sous forme de paillettes et de feuilles autour des sulfures. Parfois l'or est finement imprégné dans la calcite.

Au N de la galerie principale se trouvent une série de filons minces, de direction N-S, pendage 45° E, dénommés Scaunul Bradului ; ils sont



entrecoupés par d'autres filons, avec un pendage vers l'W, dénommés *Crucile Bradului*. Enfin on connaît à l'E du Filon Sperlă plusieurs filons semblables à ceux précédemment décrits, mais avec un pendage de 70° — 80° W, dénommés *Crucile Buhaiului*.

Tous ces filons ont été intensivement exploités et à présent faute de travaux d'exploration, l'exploitation est limitée aux portions abandonnées par les anciens entrepreneurs. La structure de cette partie du gisement ressemble à celle de *Țarina*, à *Roșia Montană*.

347. *La Galerie Bradului*, à présent inaccessible, a servi à l'exploitation des parties supérieures des filons *Scaunele Bradului* et *Crucile Bradului*. Au-dessus de cette exploitation on remarque une grande excavation.

348. *La Galerie Sf. Gheorghe* et

349. *La Galerie Sf. Spiridon* ont donné accès à l'exploitation des filons situés à la limite septentrionale du cratère de Frasin et sont à présent inaccessibles.

350. *La Galerie Băișoara* fait l'exploration de plusieurs filons, dans les schistes crétacés. Ce sont des filons peu réguliers, dispersés dans les clivages de la roches, ou de petites failles. Leur remplissage est constitué par des minces lentilles de calcite comprises dans des salbandes kaolinisées et imprégnées de pyrite. Surtout au croisement des couches gréseuses, la minéralisation est plus intense et on trouve en dehors de galène et chalcoppyrite aussi des paillettes d'or.

401. *La Galerie Țârău* a servi à l'exploitation du minerai formé au contact du dacite de Frasin, au-dessus de la galerie *Harmonia*.

402. *Le Puits Vipere* a exploité, dans le temps, une zone de croisement, de plusieurs filons.

403. *La Galerie Coranda* a une grande section qui dépasse parfois 6 m de largeur et 4 m de hauteur. Cette ancienne mine a exploité la zone de croisement d'une série de filonnets verticaux et une série de filonnets horizontaux, très minces dans le dacite de Frasin.

404. *La Galerie d'exploration* dans le voisinage du puits *Vipere*, est à présent inaccessible.

405. *La Galerie Sf. Andrei* est parallèle à la galerie *Concordia*. Elle explore un champ de filons identiques à celui de *Concordia* mais la roche est plus dure et la teneur en or trop faible pour l'exploitation.



406. *La Galerie Dandea* communique avec la galerie Birta.

407. *La Galerie Birta* a exploré et partiellement exploité la minéralisation au contact du dépôt tufitique avec les schistes crétacés.

408. *La Galerie La Râpa* a exploré quelques filons dans les schistes crétacés. Elle est à présent inaccessible.

29. ROȘIA MONTANĂ

Le gisement de Roșia Montană (planche hors-texte) est logé dans les formations de remplissage d'un bassin d'effondrement d'âge méditerranéen et dans l'éruptif qui le perce. La minéralisation est répandue dans presque tout le bassin, mais c'est seulement dans quelques secteurs qu'elle constitue des concentrations assez riches pour permettre l'exploitation. Chacun de ces chantiers d'exploitation a ses caractères spécifiques. On distingue les suivants centres d'exploitation : Țarina, Carpen, Cetate, Chernic, Chernicel, Foiș, Igre et Lechi.

Le commencement de l'exploitation de Roșia Montană date depuis longtemps. En dehors de nombreux monuments en pierre, avec des inscriptions, on a trouvé dans les mines des règlements miniers (tables en cire) qui constituent une documentation fort intéressante sur la puissante organisation de l'activité minière pendant l'époque romaine. La majorité des galeries de la partie supérieure ont été travaillées au pic et par le feu. En suivant les portions plus riches, les anciens travaux ont trouvé le massif rocheux comme un labyrinthe et ont laissé d'énormes vides souterrains qui se maintiennent jusqu'à nos jours parce que la roche, par une intense silicification a été rendue dure et résistante à la décomposition. Parmi les nombreuses galeries notre carte indique :

351. *La Galerie Sf. Cruce din Orlea* située à l'altitude 715 m. Elle appartient à l'État et ouvre un horizon de base sous la majeure partie des autres exploitations.

La galerie pénètre vers l'E en traversant, sur environ 630 m, les dépôts du Crétacé supérieur, puis 1600 m de tufites rhyolitiques et continue sur 520 m encore dans les sédiments du Crétacé supérieur.

Au N de cette galerie, dans les tufites rhyolitiques se trouve le chantier de Țarina, dont le gisement a été ouvert par plusieurs transversales. Du côté méridional de cette galerie se détachent les ramifications « Zeus » qui ouvrent le chantier de Cetate et la ramification « Cotroanța » qui exploite le chantier de Chernic. Enfin à l'extrémité orientale, la galerie pénètre dans le chantier de Foiș—Igre—Lechi.



a) GROUPE DE ȚARINA — CARPEN

Dans les environs de la galerie Sf. Cruce, à l'endroit où se sépare la ramification Zeus, se trouve un groupe de filons dirigés N—S, avec un pendage de 60° W. Leur épaisseur est en général de plusieurs cm. Dans le remplissage de calcite, quartz et rhodocrosite sont répandus des cristaux de pyrite, chalcopryrite, blende, galène ainsi que des paillettes et grains d'or. Ces filons font partie du chantier de Carpen et ont été intensivement exploités au-dessus de l'horizon Sf. Cruce din Orlea. Dans les horizons inférieurs ces filons s'aminçissent, s'appauvrissent et disparaissent.

Plus à l'E se trouve le chantier de Țarina, dont l'exploitation a été concentrée sur une superficie de 600 m de longueur et 200 m de largeur. Le réseau filonien est constitué par :

1. Une série de filons verticaux, de direction environ N—S, avec la tendance de se ramifier vers le N. Ils ont une épaisseur moyenne de 20 cm, mais parfois dépassent 1 m. La gangue de quartz, rhodocrosite et calcite est imprégnée de sulfures parmi lesquels la pyrite prédomine. Par endroits elle forme des lentilles et des veines épaisses. La teneur en or varie entre 2—20 gr/t et parfois on rencontre des paillettes et des veinules d'or, concentrées dans des zones de plusieurs mètres carrés.

2. Un filon dirigé E—W, à pendage 45° S, et dénommé « Filonul Crucii » minéralisé de la même façon que les filons précédents. Il est un des plus longs filons de la région de Roșia Montană. Dans les parties proches de la surface il a été intensivement exploité à cause de sa richesse exceptionnelle et du développement de ses nombreuses branches parallèles.

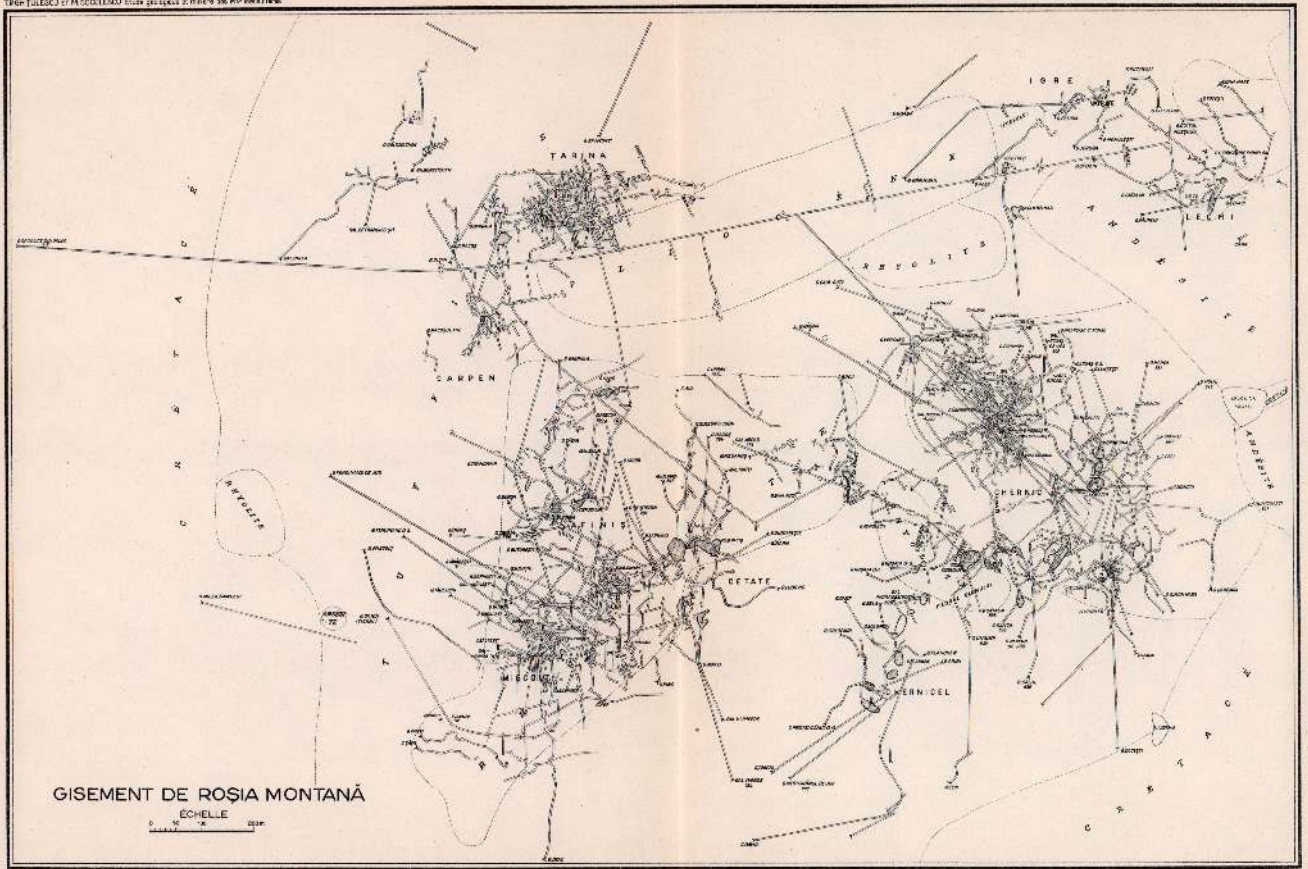
3. Une série de filons « Scaune », peu inclinés (5—30° vers l'E), généralement très minces (1—5 mm), dépassant rarement 10 cm. La gangue est constituée par de la calcite, accompagnée de quartz et de rhodocrosite. La minéralisation est formée par des cristaux et imprégnations de pyrite, chalcopryrite, blende-galène et par de l'or en paillettes, dendrites et grains se trouvant, le plus souvent, sur les faces de minces géodes.

L'exploitation a suivi et recherché les parties les plus riches, situées généralement au croisement avec les filons principaux. La teneur en or de si minces filons doit être très élevée pour qu'ils soient exploitables.

Les abattages du chantier Țarina ont descendu sous la galerie Sf. Cruce, jusqu'à l'horizon de 30 à 60 m. On remarque qu'en profondeur les zones exploitables des filons deviennent plus courtes et en général la teneur en or est plus faible.

Le minerai de Țarina est facilement traitable dans les bocards ; les grains d'or s'amalgament avec un bon rendement (au-dessus de 80%) et le broyage est facile.





b) GROUPE DE CETATE

Le gisement exploité dans ce chantier est situé dans le massif de Cetate. Il est constitué par de nombreuses masses lenticulaires de brèches, cimentées par une gangue minéralisée. Ces stockwerk sont dénommés « Volburi ». Les « volburi » sont placées, en général, dans les zones de contact des culots de rhyolite ou des bancs de tufites avec les sédiments.

On distingue, en général, trois traînées de « volburi » dirigées aproximativement N—S, à savoir :

1. Les Volburi Roșete-Ștefan-Contact ;
2. Les Volburi Iuho-Borșa-Ierusalim-Chinga, filon 134 et filon 164 et
3. Les Volburi Racoș-Mangan-Cetate.

Les formes de ces « volburi » sont très irrégulières, de façon que pour se faire une image complète il faut connaître tous les détails du gisement. Par exemple, « Volbura Chinga » qui a été excessivement riche au-dessus de l'horizon Sf. Cruce, est formée en grande partie par deux filons irréguliers, qui en profondeur se dispersent et s'appauvrissent. Vers le haut de nombreuses ramifications s'en séparent comme les branches d'un buisson, qui par intersection forment des brèches minéralisées ; parmi celles-ci nous citons : Chinga, Hărmăluca, Fierul, etc.

Toujours dans les horizons supérieurs de Chinga, se séparent, vers le S les filons C u s t u r a et A f i n i ș I à V ; à leur tour ceux-ci sont interceptés par des filons E—W dénommés C r u c i l e A f i n i ș u l u i et par des filons inclinés (Scaune) parmi lesquels nous citons S c a u n e l e C o r d e i u l u i au nombre de trois.

Le gisement de Cetate a été intensivement exploité, mais à cause de sa grande dispersion il a encore de nombreuses parties dont la teneur moyenne a été considérée comme non-payante. Pourtant, on y trouve par endroits des nids d'or libre de quelque importance. Les zones d'enrichissement sont distribuées sans aucune règle apparente. On constate toutefois un appauvrissement en profondeur, dû probablement au fait que le bassin d'effondrement s'est raccourci, les culots sont plus minces, les brèches moins développées et la roche plus compacte et moins disloquée. Dans les deux sous-horizons, à —30 m et —60 m, la teneur moyenne a beaucoup baissée et à l'horizon —60 m on n'exploite que Volbura Roșete, sur une dizaine de mètres carrés.

L'exploitation actuelle a lieu dans l'horizon Sf. Cruce et l'horizon—30 m, dans Volbura Contact, Volbura Roșete et dans quelques parties des filons : Mișcolț, Volbura 64, Volbura 134. La teneur moyenne en or est d'environ 5 gr/t.

Les éléments de la brèche des stockwerks ont généralement quelques centimètres de diamètre. La gangue est constituée par du quartz, plus rarement par de l'améthyste, accompagnés par de la rhodocrosite et un matériel argileux de couleur noire, fortement silicifié, dénommé « chingă ».



La métallisation consiste en une imprégnation de cristaux de pyrite d'environ 1 mm, de groupes de cristaux et de veinules de chalcopryrite, pyrite, blende, galène et or.

c) GROUPE DE CHERNIC

Le gisement de ce chantier, semblable à celui de Cetate, est logé dans la colline de Cheric. A l'W on distingue une série de filons dirigés N-S dans la zone de contact du rhyolite de Valea Chericelului, qui s'appellent « Filoanele de Argint ».

La zone centrale consiste en une série de stockwerks dirigés approximativement N-S, à savoir Căntăliște, Tisa, Cotroaňa, Corhuri, Sponghe et Beuța. Dans les environs de ces « volburi » on trouve des filons dirigés N-S et d'autres E-W, ainsi, qu'à l'E des « volburi », des filons peu inclinés.

Au S on rencontre un filon irrégulier qui traverse les stockwerks et présente de nombreuses ramifications et croisements. Il suit le contact S du cratère et s'appelle Filonul de Glamm à cause de l'argile noire de friction qui le remplit.

Au-dessus de l'horizon Sf. Cruce le gisement est en grande partie épuisé. Toutefois on y rencontre des nids d'or et quelques réserves de minerai payant.

La plus riche partie du gisement a été Volbura Cotroaňa exploitée jusqu'à -60 m au-dessous de l'horizon Sf. Cruce. A présent on exploite Volbura Căntăliște sur une longueur de 50 m et une largeur de 20 m. La composition et la structure de ces stockwerks sont semblables à celles de Cetate mais la gangue est moins siliceuse, étant formée d'un matériel gréseux, silicifié, riche en rhodocrosite. Parmi les éléments de la brèche, on remarque de nombreux galets de roches métamorphiques (phyllite, quartzite). Ces stockwerks sont traversés par des filonnets de sulfure et leur teneur en or est fort variable.

Volbura Corhuri ainsi que presque tous les autres stockwerks sont placés à l'intersection des filons, qui sont mieux développés qu'à Cetate. Ainsi, Volbura Cotroaňa se trouve à l'intersection des filons 31 et 35. Le Filon 35 est presque vertical, son épaisseur dépasse par endroits 1 m, la structure est bréchiforme avec des veinules et des nids riches en pyrite et autres sulfures. Le Filon 31, dirigé N-S est un des plus longs et des plus importants filons de ce chantier. Dans les mines Vercheș et Râzna, à des niveaux supérieurs, il est dénommé Văna Mare, tandis qu'au S il est appelé Filonul Rănții. Son épaisseur dépasse en général 1 m. Sa structure est bréchiforme, les éléments étant cimentés par du quartz, rhodocrosite, calcite et argile silicifiée. On y trouve de très riches nids de sulfures, spécialement de la pyrite. Ce filon traverse plusieurs stockwerks jusqu'au Filon du Glamm. Parmi les



nombreuses ramifications auxquelles il a donné naissance, les plus importantes sont les filons Bisorul, Capra et Drotul. Le Filon 31 est actuellement presque épuisé.

Le Filon Glamm a été exploité, en grande partie, sur son extrémité méridionale, en produisant de grandes excavations. L'exploitation actuelle se limite à l'extraction des parties autrefois abandonnées comme trop pauvres.

Les Filoanele de Argint sont richement minéralisés; nous y remarquons, dans la gangue, de la tétraédrite et une grande proportion de rhodocrosite. Du côté S ils sont plus riches en or libre et forment des ramifications bien développées, comme par exemple les filons Doica et Napoléon. Ces filons dépassent souvent 50 cm d'épaisseur et donnent naissance à de petits stockwerks comme par exemple celui de la mine Napoléon.

En dehors des filons décrits, le chantier de Chernic, comprend des filonnets qui traversent tout son territoire, contenant des zones d'enrichissement avec des nids d'or libre.

Ce gisement est exploité depuis la surface, par les anciens travaux à ciel ouvert, jusqu'à —60 m sous la galerie Sf. Cruce. Il est en grande partie épuisé de sorte que l'activité actuelle est limitée à l'extraction du minerai payant abandonné dans les anciens abattages.

Au S des chantiers de Cetate et de Chernic, se trouve le monticule Chernelul, dont les travaux miniers sont à présent presque entièrement abandonnés. Nous devons toutefois y mentionner le Filon Colopari, qui se dirige N—S près de la limite du cratère, et traverse le Stockwerk Arini. A l'E de ce stockwerk, dans les environs de Chernic, se trouvent les filons et les «volburi» de Piatra Despicață, représentant des ramifications du Filonul de Glamm. Le remplissage des stockwerks est constitué par une brèche tufitique, cimentée par du quartz et de la calcite, métallisée avec pyrite et chalcopryrite. Le remplissage des filons est une gangue de silice et de calcite, contenant une imprégnation et des nids de pyrite, chalcopryrite, blende et galène.

d) GROUPE DE FOIEȘ, IGRE, VĂIDOIA, LECHI

La galerie Sf. Cruce atteint ce chantier, qui est situé à la limite NE du bassin d'effondrement de Roșia Montană, à 2270 m de l'entrée. Les filons forment trois groupes principaux: Foieș, Boroanca—Vătruța (Gros) et 152, Putregai—Jig.

Les filons de Foieș, en nombre de 4, sont dirigés N—S et ont un pendage de 70° E. Ils sont logés dans une zone broyée, au contact des tufites avec les sédiments crétacés.

Au N de la transversale, on connaît une autre zone de broyage, de direction E—W, dans laquelle se trouve une argile de friction (Glamm) et près de



cette zone les filons forment le Stockwerk Foieş. Au S de la transversale, les filons passent en profondeur dans les sédiments crétacés où a pris naissance Volbura Belhazi. Celle-ci est constituée par un système de crevasses courtes et très irrégulières, cimentées par la rhodocrosite; le quartz et la calcite, et métallisées par une imprégnation de pyrite, chalcopryrite, blende et galène.

Au S de ce stockwerk, se détache un filon qui correspond comme position au Filon 35 du chantier de Chernic.

Les filons de Foieş ont été exploités au-dessous de l'horizon Sf. Cruce. Ce sont des filons peu réguliers, d'une épaisseur moyenne de 10 cm, minéralisés par une imprégnation de chalcopryrite et de pyrite dans une gangue de calcite, quartz et rhodocrosite.

Les filons du groupe Boroanca, Vătruța, Putregai et Jig ont pris naissance dans les sédiments du Crétacé supérieur, représenté par une série de schistes argileux et de grès conglomératiques. Les filons sont bien développés dans les grès mais se dispersent et s'effilent dans les schistes. Par endroits ils sont logés dans les plans de stratification des bancs de grès ou dans les intercalations des schistes dénommés « Vârșta ». Ces filons sont minces et dépassent rarement quelques cm. La direction est N-S et le pendage varie entre 45 et 70° E. La gangue est constituée par de la calcite avec peu de quartz; la métallisation consiste en pyrite, chalcopryrite et grains d'or libre.

La galerie Sf. Cruce appartient comme nous l'avons déjà dit aux Mines de l'État, représentant le principal horizon d'extraction. L'État a la concession de toute la profondeur du gisement de Roșia Montană, à partir d'un plan de limite situé 20 à 60 m au-dessus de la galerie Sf. Cruce. Cette galerie a été creusée entre 1785 et 1790. Depuis l'activité a continué sans interruption, mais avec des hauts et des bas, dûs à l'irrégularité de la teneur en or du minerai. La production du minerai a varié entre 100 et 28.000 tonnes par an, atteignant, ces dernières années, environ 25.000 tonnes par an. Le maximum de production d'or a été de 148 kg en 1902 et le minimum de 15 kg en 1927. Dans les derniers temps, la production est d'environ 100 kg par an.

Du point de vue du gisement, l'importante conclusion qui se dégage des travaux miniers exécutés par cette galerie est la constatation d'un appauvrissement en or vers la profondeur. L'horizon de—60 m est considéré, dans les conditions actuelles du prix de revient, comme une limite d'exploitation. Les réserves de minerai payant sont encore suffisantes pour plusieurs années d'activité au rythme actuel, mais les grandes quantités de minerai plus pauvre pourraient constituer la base d'une exploitation organisée dans des conditions spéciales.

Le minerai de la mine de l'État est traité dans l'installation de bocards de Gura Roșiei, dont la capacité est d'environ 30.000 tonnes par an. Le transport



du minerai sur une distance d'environ 3 km, se fait par une voie ferrée électrifiée et par un pan incliné.

Au-dessus de la limite de la concession de l'État, de nombreuses entreprises particulières continuent avec des moyens primitifs une exploitation dont la tradition est millénaire. Les concessions ont des formes de sphères et de prismes tandis que les droits d'exploration sont limités à des cylindres horizontaux. Les dimensions de ces périmètres miniers sont très réduites ce qui fait que même assemblés ils ne constituent que des volumes réduits. Dans ces circonstances, les travaux miniers présentent une complication et une irrégularité peu habituelles à la recherche des parties et des nids d'or abandonnés dans les anciens chantiers.

Dans le cadre de cet exposé restreint, nous nous limitons à citer quelques-unes des principales galeries d'accès.

352. *La Galerie Potârnichea*, exploite des filonnets semblables à ceux de Carpen, à l'extrémité nord de ceux-ci.

353. *La Galerie Boaba*, exploite la partie N de Foieș et ceux du voisinage.

354. *La Galerie Sf. Andrei-Gârjobul* a constitué l'accès d'une exploitation assez prospère du territoire de Foieș—Lechi—Văidoaia au-dessus de la mine de l'État.

355. *La Galerie Făureni*, exploite le territoire des stockwerks de Lechi.

356. *La Galerie Râsna (Vercheșul de Jos)*, située à l'altitude de 760,5 m, ouvre le gisement de Chernic au-dessus de la mine de l'État et exploite à présent les ramifications du Filon 31.

357. *La Galerie Vercheș*, ouvre le gisement de Chernic, au-dessus de la mine de Râsna et exploite à présent surtout les ramifications du Filon 31 (Vâna Mare).

358. *La Galerie Căinele*, exploite une portion superficielle de Volbura Cântăliște.

359. *La Galerie Sf. Francisc și Moise*, située à l'altitude de 805 m, a servi à l'exploitation des stockwerks Spongheii et Beuței qu'elle rencontre depuis 300 m sur une longueur de 200 m.

360. *La Galerie Molid*, située à l'altitude de 845 m, est à présent inaccessible et probablement rencontre la portion du gisement comprise entre Volburile Beuței et le Filonul de Glamm.

361. *La Galerie Haba*, ayant servi à l'exploitation de quelques stockwerks du Filonul de Glamm, est accessible en partie par la mine Calul.

362. *La Galerie Calul*, située à l'altitude de 816 m, exploite les stockwerks et les ramifications du Filonul de Glam.

363. *La Galerie Arpad*, située à l'altitude de 773 m, exploite quelques portions des Filoanele de Argint avec leurs ramifications.

364. *La Galerie Napoléon*, ouvre quelques filons dans la zone des Filoanele de Argint.

365. *La Galerie Sf. Ioan-Secui*, est à présent inaccessible et a exploité probablement une portion du Filonul de Glam.

366. *La Galerie Arini*, située à l'altitude de 777 m, exploite les Stockwerks Arini dans Chirnicelul.

367. *La Galerie Valea Limpede*, éboulée depuis longtemps, a exploité auparavant quelques stockwerks au S de la traînée de Racoş-Cetate.

368. *La Galerie Valea Verde*, est à présent inaccessible. et a exploité sous la galerie Valea Limpede.

369. *La Galerie Sf. Ştefan din Afiniş*, située à l'altitude de 794,4 m, ouvre la partie supérieure des Stockwerks Chinga.

370. *La Galerie Sf. Precup din Afiniş*, sert à l'exploitation du gisement au-dessous de la mine Sf. Ştefan et une portion supérieure du Stockwerk Ierusalim.

371. *La Galerie Trandafir*, à présent inaccessible, a servi à l'exploitation d'une partie du Stockwerk Borşa et des filons de Carpen.

372. *La Galerie Ferdinand de Jos*, à présent inaccessible, a servi à l'exploitation au-dessus de la mine de l'État dans les Stockwerks Roşete, Contact et Chinga.

373. *La Galerie Ferdinand de Sus*, ouvre le gisement au-dessus de la galerie Ferdinand de Jos.

374. *La Galerie Sf. Ioan Barbala (Tigani)*, est à présent inaccessible et a servi à l'exploitation du stockwerk de Contact et les filons du voisinage.



375. *La Galerie Hop* n'est pas accessible, et ouvre le gisement au-dessus de la mine Țigani.

376. *La Galerie Glam*, située à l'altitude de 838 m, est accessible par la galerie Calul et ouvre une partie du Filon Glam avec ses stockwerks.

377. *La Galerie Dumitrești*, située à l'altitude de 857 m, est à présent inaccessible et a servi à l'exploitation de la partie au-dessus de la galerie Molid.

378. *Le puits Francisc*, a servi à l'aérage de la mine de Țarina.

379. *La Galerie Băița*, a exploré quelques filonnets dans les schistes crétacés.

Au N de Roșia—Montană, à la base des andésites qui couvrent le sommet des collines, on rencontre un placer fossile, sur lequel nous avons écrit une note dans les « Comptes rendus de l'Institut Géologique », vol. XXIV. Ces placers sont ouverts par :

380. *La Galerie Vârtoș* dans Cărpiniș et

381. *La Galerie d'exploration*, située à quelques centaines de m plus à l'E.

30. EXPLORATIONS DE SOHODOL--BLĂJENI

Dans les dépôts crétacés de Sohodol—Blăjeni, on rencontre souvent des zones à imprégnations de pyrite et à filons minces qui ont donné lieu à de petits travaux d'exploration. Les plus intéressantes sont celles de Valea Verde -- Drăgoești. Parmi celles-ci nous citons :

382. *La Galerie Scotea*, située sur le flanc E de Valea Orșii, explore dans les schistes et les grès un filon jusqu'à 10 cm d'épaisseur. La gangue de calcite et quartz est minéralisée avec de la pyrite, galénite, chalcopirite et blende.

383. *La Galerie Afiniș* explore le même filon que la galerie Scotea, quelques dizaines de mètres plus bas.

384. *La Galerie d'exploration*, située au niveau de Valea Orșii, a ouvert un filon semblable à celui exploré par la galerie Scotea.

385. *La Galerie Ciopâza*, située sur le flanc méridional de D. Ratici, explore une zone d'imprégnation pyriteuse dans les schistes crétacés.

31. BAIA--DE--ARIEȘ

Le principal gisement de Baia--de--Arieș (planche hors-texte) est logé dans le remplissage andésitique d'un cratère complexe, situé dans les schistes métamorphiques et les calcaires cristallins.

La galerie principale de l'exploitation est dénommée :

386. *La Galerie Noroc Bun (Concordia)*, située à l'altitude de 580 m dans Valea Lacului. Cette galerie est dirigée 30° SW, dans les micaschistes et à 550 m pénètre dans l'andésite quartzifère du cratère. Cette andésite est traversée par de nombreux filons dont la plus grande partie est dirigée E-W à pendage 40° N.

Le premier groupe comprend les ainsi dénommés *Filonele de aur* dont le plus important est *Goldkluft*. Autour de ce filon se trouve un réseau de filonnets qui parfois passent dans une brèche minéralisée semblable aux *stockwerks* de Roșia Montană. Tout ce groupe est déjà exploité en-dessus. Le filon *Goldkluft* avait une épaisseur jusqu'à 10 cm; le remplissage consiste en une gangue de quartz à salbandes kaolinisées avec une minéralisation de pyrite, chalcopyrite, blende, galénite et de l'or libre.

A environ 750 m de l'entrée, on rencontre le *Filon Silberkluft*, qui est le plus important du groupe des *Filons d'argent*. Ce filon, plus régulier et mieux développé que le *Goldkluft*, a été exploité des horizons les plus supérieurs jusqu'au niveau 80 m sous l'horizon *Glückauf*. Il est épais d'environ 20 cm; sa minéralisation est riche en minerais d'argent (pyrargirite, stéfanite, argentite) et en or finement disséminé. Par endroits il est accompagné par deux filons presque parallèles à 2-4 m de distance.

Entre les filons *Siberkluft* et *Goldkluft*, se trouve une série de filons qui ressemblent à l'un ou à l'autre. Parmi ceux-ci citons : *Daniel*, *Morgenkluft*, No. 9, etc. Ces filons, ont en général, une longueur de plusieurs dizaines de mètres et sont limités à l'E par le contact des schistes métamorphiques et à l'W se dispersent dans une andésite bréchifiée, qui produit par endroits des *stockwerks* (*Volbura Francisc*).

Plus au S, après avoir dépassé une zone d'andésite bréchifiée, on arrive dans les champs de filons *Carol*, qui sont à présent inaccessibles. A la limite S de la brèche, se trouve *Volbura Ursului*, exploitée en partie sur 1 m d'épaisseur. Encore plus loin vers la S, la transversale atteint le groupe de filons *Stehendeklufte* parmi lesquels quatre ont été exploités intensivement à cause de leur richesse en or, sous forme de tellurures (sylvanite) et d'or libre. Il sont très minces (environ un cm) et la partie riche s'étend au-dessus de l'horizon *Glückauf* sur une longueur de quelques dizaines de mètres.

Vers le SE et S l'andésite du cratère prend contact avec les calcaires cristallins et dans ces derniers se sont développés par substitution métasomatique



plusieurs lentilles de minerais riche en pyrite, galénite, blende et allabandine. Surtout dans les parties supérieures le minerai a été très riche en argent et or. Les parties riches de: Quartzstock, Kiessstock, Bleistock, Antoniu et Niculae sont depuis longtemps exploitées. Le minerai du Stockwerk Antoniu, le seul actuellement accessible, a une teneur en or de 2—8 gr/tonne, argent 50—1500 gr/tonne, plomb 2—30%, zinc 3—15%. De 1920 à 1925, on y a exploité des zones riches en pyrite.

Parmi les galeries de l'ancienne exploitation nous citons :

387. *La Galerie « Binecuântarea Domnului »*, située à 30 m au-dessus de la galerie Glückauf, ouvre une partie du gisement précédemment décrit.

388. *La Galerie « Noroc Nesperat »*, est la galerie au niveau le plus bas pour l'exploitation du corps de minerai Stefania.

389. *La Galerie Stefania de Jos (inférieure)*, a été commencée pour pénétrer sous l'ancienne exploitation du gisement Stefania sans atteindre le but.

390. *La Galerie Stefania de Mijloc (moyenne)*, a permis l'exploitation du corps de minerai Stefania, au-dessus de la galerie « Noroc Nesperat ».

391. *La Galerie Popi*, a exploité le gisement Sf. Nicolae. A présent elle est inaccessible.

392. *La Galerie Nicolae*, à présent éboulée, a été creusée à un niveau inférieur sous la galerie Popa.

393. *La Galerie d'exploration*, a ouvert une minéralisation pyriteuse au S du cratère principal.

394. *La Galerie Iosef*, est à présent inaccessible et a servi l'exploitation de la portion supérieure du gisement Iosif.

A l'E de Baia de Arieş, dans les roches métamorphiques, se trouvent quelques travaux miniers parmi lesquels nous citons :

395. *La Galerie Coasta Vulpii*, a exploré une série de nids de manganèse dans les micaschistes.

396. *La Galerie d'exploration* qui ouvre dans les phyllites un filon riche en pyrite, chalcopryrite et galénite, épais de 20 cm.

397. *La Galerie d'exploration* pour manganèse, située sur le flanc méridional de Valea Cioarei, ouvre des nids de manganèse compris dans les schistes cristallins.



32. BUCIUM—GEAMĂNA—MUȘCA

A l'E du village de Bucium, jusque sur le territoire de Geamăna, nous avons découvert et décrit des placers fossiles à or natif. Sur la carte sont indiquées les suivantes galeries :

398. *La Galerie Hărăguș* (Baia la Tăul lui Paulea) située sur le flanc septentrional de la colline Hărăguș, à l'altitude de 1025 m. La galerie est amorcée directement dans une couche de sable aurifère, couvert par un banc résistant de brèche andésitique à l'état normal, sur lequel gisent de puissantes coulées de lave andésitique. La couche de sable a une puissance de 1,2 à 1,5 m. On y trouve des grains d'or généralement petits, mais exceptionnellement jusqu'aux dimensions des grains de maïs. L'exploitation commencée bien longtemps auparavant, a été faite par la galerie indiquée.

399. *La Galerie Poeni*, située au N du village Poiana - Bucium Muntar, sur le flanc E du sommet Poeni. La galerie pénètre en direction W dans des schistes crétacés et, à quelques dizaines de mètres, entre dans un conglomérat alluvionnaire à ciment argileux, sableux, contenant de petits grains roulés d'or natif, dont le titre est de 20 à 23 carats. L'exploitation a été très irrégulière, produisant des cavités qui compromettent la sûreté des travaux. Des gisements semblables se trouvent à Vârtop Cărpiniș (Galerie Barbara, Ieruga, Galerie Zănoaga) et à Păltiniș (Citera Neagră).

Les gisements sédimentaires d'or, ne présentent qu'une très petite importance minière, mais ils nous permettent de préciser que la formation des gisements aurifères tertiaires, de la région, a eu lieu avant l'éruption d'andésite du type Rotunda et des basaltes de Detunata.

400. *La Galerie Mușca* est située sur le flanc N de la colline Curmătura. Elle a exploré, sans résultats pratiques, une minéralisation de sulfures métallifères, dans la zone de contact de l'andésite de Poeni Vârși.

401. *La Galerie Târâu*, région Bucium-Frasin, voir page 446.

402. *Le Puits Vipere*, région Bucium-Frasin, voir page 446.

403. *La Galerie Coranda*, région Bucium-Frasin, voir page 446.

404. *La Galerie d'exploration*, région Bucium-Frasin, voir page 446.

405. *La Galerie Sf. Andrei*, région Bucium-Frasin, voir page 446.

406. *La Galerie Dandea*, région Bucium-Frasin, voir page 447.



407. *La Galerie Birta*, région Bucium-Frasin, voir page 447.

408. *La Galerie Râpa*, région Bucium-Frasin, voir page 447.

33. HĂRȚĂGANI—VALEA CORDUREI

409. *La Galerie Pleștioara de Sus*, située sur la colline du même nom, du côté de Valea Cordurei, était inaccessible au moment de nos études. On rapporte qu'elle a été creusée en direction W dans la lave dacitique, pour explorer un petit filon, contenant de la galène.

410. *La Galerie Pleștioara de Jos*, située dans Valea Cordurei, quelques dizaines de mètres sous la précédente, avec l'intention de recouper le filon à traces de galène. Elle est comprise sur toute la longueur de 80 m, dans les schistes cénomaniens, peu minéralisés. L'exploration est restée sans résultats.

411. *La Galerie Valea Viei*, est située au SW de l'église de Hărtășani, entre les collines Pleașa et Ursoi; une première galerie a été faite, longtemps avant 1914 et puis plus tard rouverte. Cette galerie a exploré un filon de direction E-W dont les parois, constituées par du mélaphyre, sont très silicifiées et altérées. La minéralisation consiste en quartz et en quelques minerais en proportion réduite (pyrite, galène, chalcopyrite).

Reçu: juillet, 1940.



BIBLIOGRAPHIE

1. ST. FERENCZI. Das Tertiärbecken von Zalatna-Nagyalmás. *Földt. Közl.* XLV, pag. 57—68, Budapest 1915.
2. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung vom Zalatna. *Mitteil. a. d. Mineralog. Geolog. Samml. d. Siebenb. Nationalmuseums.* 1913, II, Cluj 1914.
3. J. GERMAN. Tectonique de la région comprise entre les vallées Valea Stremțului et Valea Ampoiului. *C. R. Acad. Sc. de Roum.* Tome II, No. 5, 1938.
4. — Incălecările post-senoniene în basinul Ampoiului. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. VI, 1—2, 1936. pag. 345—346.
5. T. P. GHIȚULESCU. et A. STRECKEISEN. Les ressources d'or de Roumanie « *The gold resources of the world* ». *XV International Geological Congress. South Africa.* 1929, pag. 295—303.
6. — Problemele prospecțiunii miniere în România. *Primul Congr. al Asoc. Ing. Dipl. de Sc. Polit. din Buc. Reg. Carol II.* Buc. 1932.
7. — Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, pag. 56—97, Buc. 1934.
8. — et M. SOCOLESCU. Relation entre la tectonique et la métallogenèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni (Roumanie) *Congr. intern. des mines. etc. VII,* 1935, *Sect. géol. appl.,* pag. 21—29, Paris 1936.
9. — M. SOCOLESCU et D. GIUȘCĂ. Études géologiques et minières dans le Quadrilatère aurifère (Monts Apuseni). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—34, pag. 74—92, București 1938.
10. — et M. SOCOLESCU. Les gisements sédimentaires d'or, d'âge tertiaire les Monts Apuseni. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIV, 1935—36, pag. 37, București 1940.
11. — et D. GIUȘCĂ. Contribution à l'étude de la minéralisation des gisements de Bucium. *Ac. Roum. Bull. Sect. Sc.* XX, 1938.
12. D. GIUȘCĂ. Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor (Transylvanie). *Bull. Lab. Min. Gen. Univ. Buc.* Vol. II, 1937, pag. 51—59, Buc. 1937.
13. — Sur quelques minéraux de Transylvanie. *Ac. Roum. Bull. Sect. Sc.* XII, No. 6, 1929.
14. — Note préliminaire sur la genèse du gisement aurifère de Săcărâmb. *Bull. Lab. Min. Gen. Univ. București.* Vol. I, 1935, pag. 72—82.
15. — Nouvelles observations sur la minéralisation des filons aurifères de Săcărâmb (Nagyág). *Ac. Roum. Bull. Sect. Sc.* XVIII, 3—5, 1936.
16. — La genèse du gisement aurifère de Săcărâmb. *C. R. Ac. d. Sc. Roum.* I, No. 3, pag. 243—246, 1936.



17. D. GIUȘCĂ. Le chimisme de la nagyagite. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, pag. 118—121, București 1937.
18. J. HALAVATS. Über den geologischen Bau der Umgebung von Vayda-IIunyad. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f. 1902.* Budapest 1904.
19. — Der geologische Bau der Umgebung von Deva. *Jahresber. d. k. geol. ung. Anst. f. 1903,* pag. 113—124, Budapest 1905.
20. FR. HAUER u. G. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863 et 1885.
21. A. HELKE. Beiträge zur Kenntnis der Golderzgänge am Ungarberge und am FericseI bei Stănița im siebenbürgischen Erzgebirge (Dissertation). Leipzig 1933.
22. — Zăcămintele de minereu aurifer din Rom. *Mimiera.* IX, 1934, Nr. 1, pag. 29—30.
23. — Die Goldtellurerzlagerstätten von Săcărâmb (Nagyag) in Rumänien. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Abh.* 68, Teil. B. Abt. A. 1. Heft, pag. 19—85, Stuttgart 1934.
24. — Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Archiv. f. Lagerstättenforschung.* Heft 66. *Preuss. Geol. Landesanstalt,* 1938.
25. FR. HERBICH. Geologische Beobachtungen in dem Gebiete der Kalkklippen am Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges. Budapest 1878. Referat in *Verh. d. k. k. Geol. R.-A.* 1878, pag. 217, Wien.
26. — Paläontologische Studien über die Kalkklippen des siebenbürgischen Gebirges. *Földt. Közl.* XVIII, pag. 451.
27. V. IANOVICI. Étude pétrographique et chimique des dacites de Draica (départ. de Hunedoara). *An. Sc. Univ. Jassy.* Vol. XXIV, fasc. 2, pag. 303—314, 1938.
28. M. D. ILIE. Ridicări geologice în Munții Trascăului și basinul Arieșului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1929—1930, pag. 150—165, Buc. 1931.
29. — Die Aptychus-Schichten in den Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, pag. 41—43, Buc. 1934.
30. — Allgemeiner Überblick über die Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges und der Berge von Trascău. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, pag. 44—48, Buc. 1934.
31. — et TH. KRAUTNER. Observations sur la zone des lambeaux jurassiques entre Valea Stremțului et Valea Ampoiului (Monts Metalici). *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX, 1931—1932, pag. 96, Buc. 1935.
32. — Observations microscopiques sur le Mésozoïque des Monts du Trascău et du Bassin de l'Arieș. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX, 1931—1932, pag. 134, Buc. 1935.
33. — Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1932, pag. 329, Buc. 1935.
34. — Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métallifères de Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI, 1932—1933, pag. 154—156, București 1937.
35. — Les nouvelles hypothèses relatives à la tectonique des Monts Métallifères de la Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, pag. 163—167, București 1937.
36. — The Cenomanian transgression in the Metaliferous Mountains of Roumania. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, pag. 212—214, București 1937.
37. — Geological structure of the Vulcan and Brădișor region. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, pag. 215—217, București 1937.



38. M. D. ILIE. Excursiuni geologice în Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. Rom.* Nr. 11, 1937, pag. 22—26.
39. — Rôle tectonique des « Klippes » dans les Monts Métallifères de Roumanie. *C. R. Ac. Sc. Roum.* I, 3, 1937, pag. 358—361.
40. — Les brèches à éléments éruptifs des Monts Metallifères. *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. II, No. 2, 1938, pag. 176—181.
41. — Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *C. R. Ac. Sc. Roum.* Vol. II, No. 2, 1938, pag. 176—181.
42. — L'âge des roches effusives dans les régions aurifères des Monts Apuseni. *C. R. Ac. Sc. Roum.* II, 2, 1938, pag. 176—181.
43. — Sur les roches ophiolitiques des Monts Apuseni. *C. R. Ac. Sc. Roum.* II, 1938, No. 4, pag. 415—418.
44. — Sur les roches à radiolaires dans la région de Zlatna. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—1934, pag. 46—47, București 1938.
45. — Les calcaires phytogènes dans le bassin méditerranéen de Glodul. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—1934, pag. 47—49, București 1938.
46. — Le Mésozoïque du bassin supérieur de la Valea Ampoiului (Monts Metallifères de Roumanie). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—1934, pag. 50—55, București 1938.
47. — Les bassins miocènes de Zlatna. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—1934, pag. 55—60, București 1938.
48. — Les éruptions volcaniques néogènes de la région de Zlatna. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII, 1933—1934, pag. 60—63, București 1938.
49. — Asupra geologiei regiunilor aurifere din Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. din Romania*, No. 12, 1938, pag. 35—39.
50. — Postsenone Überschiebungen im siebenbürgischen Erzgebirge. *Bul. Soc. Geol.* Vol. IV, pag. 67—72, București 1939.
51. B. V. INKEY. Über das Nebengestein der Erzgänge von Boica in Siebenbürgen. *Földt. Közl.* IX, 1879, pag. 425—438.
52. — Über eine auffallende Bergform in der Umgebung von Nagyag. Budapest 1885. *Földt. Közl.* X, pag. 37, Budapest 1880.
53. — Nagyag und seine Erzlagerstätten. *Herausgegeben von der kgl. ung. naturw. Gesellschaft. Földt. Közl.* XVII, pag. 120.
54. — De la relation entre l'état propylitique des roches andésitiques et leurs filons minéraux. *Le X-e Congr. géol. intern. Mexico* 1906, pag. 19, Mexico 1907.
55. L. KOBER. Das Alpine Europa. Wien 1921.
56. P. V. KRUSCH. Die Goldgänge der Rudaer 12 Apostel-Grube (Mica) bei Brad (Siebenbürgen). *Zeitsch. f. prakt. Geol.* 44 Jahr. 1936, Heft 1, Halle (Saale) 1936.
57. L. V. LÓCZY jun. Daten zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresber. der k. ung. geol. R.-A.* 1916, Budapest 1917.
58. L. V. LÓCZY. Einige Betrachtungen über den geol. Aufbau der Geosynklinalen des siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-westlichen Karpathen. *Földt. Közl.* XLVIII, 1918, pag. 293—298.
59. L. V. LÓCZY jun. Zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen in der Gegend von Aranyos. *Földt. Közl.* XLVII, 1917, pag. 372.
60. GH. MACOVEI et I. ATHANASIU. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931, Buc. 1933.
61. K. MÜCKE. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im sieb. Erzgebirge. *Verh. d. k. k. R.-A.* Wien 1915, pag. 154—162.



62. GH. MURGEANU. La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, pag. 289.
63. FR. NOPCSA. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár. Deva, Ruszkabánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV, Heft 4, Budapest 1905.
64. M. PÁLFY. Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyosflusses. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1901, pag. 60.
65. — Geologische Notizen über das Gebiet zwischen des Fehér-Körös und dem Abrudbache. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1902, pag. 59, Budapest 1904.
66. — Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der Andesite des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXXIII, 1903, pag. 509.
67. — Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1905, pag. 74.
68. — Der westliche und südliche Teil des Cetragebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1906, pag. 124.
69. — Der geologische Bau der rechten Seite des Marostales in der Umgebung von Algyógy. *Földt. Közl.* XXXVII, 1907, pag. 537.
70. — Das rechte Ufer des Marostales in der Umgebung von Algyógy. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1907, pag. 91, Budapest 1909.
71. — Das Goldvorkommen im siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* XV, 1907, pag. 144.
72. — Umgebung von Abrudbánya. Zone 20 col. XXVIII, 1: 75.000. *Erläuterung z. geol. Spezialkarte d. Land. d. ung. Krone.* Budapest 1908.
73. — Die linke Seite des Aranyostales zwischen Topanfalva und Offenbánya. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1900, pag. 56—67, Budapest 1902.
74. — Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue d. siebenb. Erzgebirges. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. R.-A.* XVIII, 4, Budapest 1912.
75. — Über die Propylitisierung der Eruptivgesteine. *Földt. Közl.* XLVI, pag. 133; 188, Budapest 1916.
76. — Die geolog. Verhältnisse des Goldvorkommens im siebenbürgischen Erzgebirge und in d. Umgebung. von Nagybánya. *Math. term. tud. Ért. d. ung. Akad. d. Wiss.* XXXIV, Budapest 1916, pag. 518—550.
77. K. V. PAPP. Die Goldgruben von Karacs-Czebe. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* XIV 1906, pag. 305, Berlin 1906.
78. — Über das Braunkohlenbecken im Tale der Weissen Körös. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1909, pag. 147—185.
79. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Strâmba. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1910, pag. 99.
80. — Die Umgebung von Marosillye im Komitat Hunyad. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1911, pag. 115.
81. — Die Umgebung von Bucsony im Komitat Alsofehér. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.*, 1913, pag. 266.
82. — Die Umgebung von Gyalu-Mare im Kom. Hunyad. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1912, pag. 120—132. Budapest 1913.
83. — Das taube Sediment von Zalatna. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R.-A. f.* 1914, pag. 345—355, Budapest 1915.
84. — Die Umgebung des Dimbuberges bei Zalatna. *Jahresbericht d. kgl. geol. R.-A. f.* 1915, pag. 331—340. Budapest 1917.

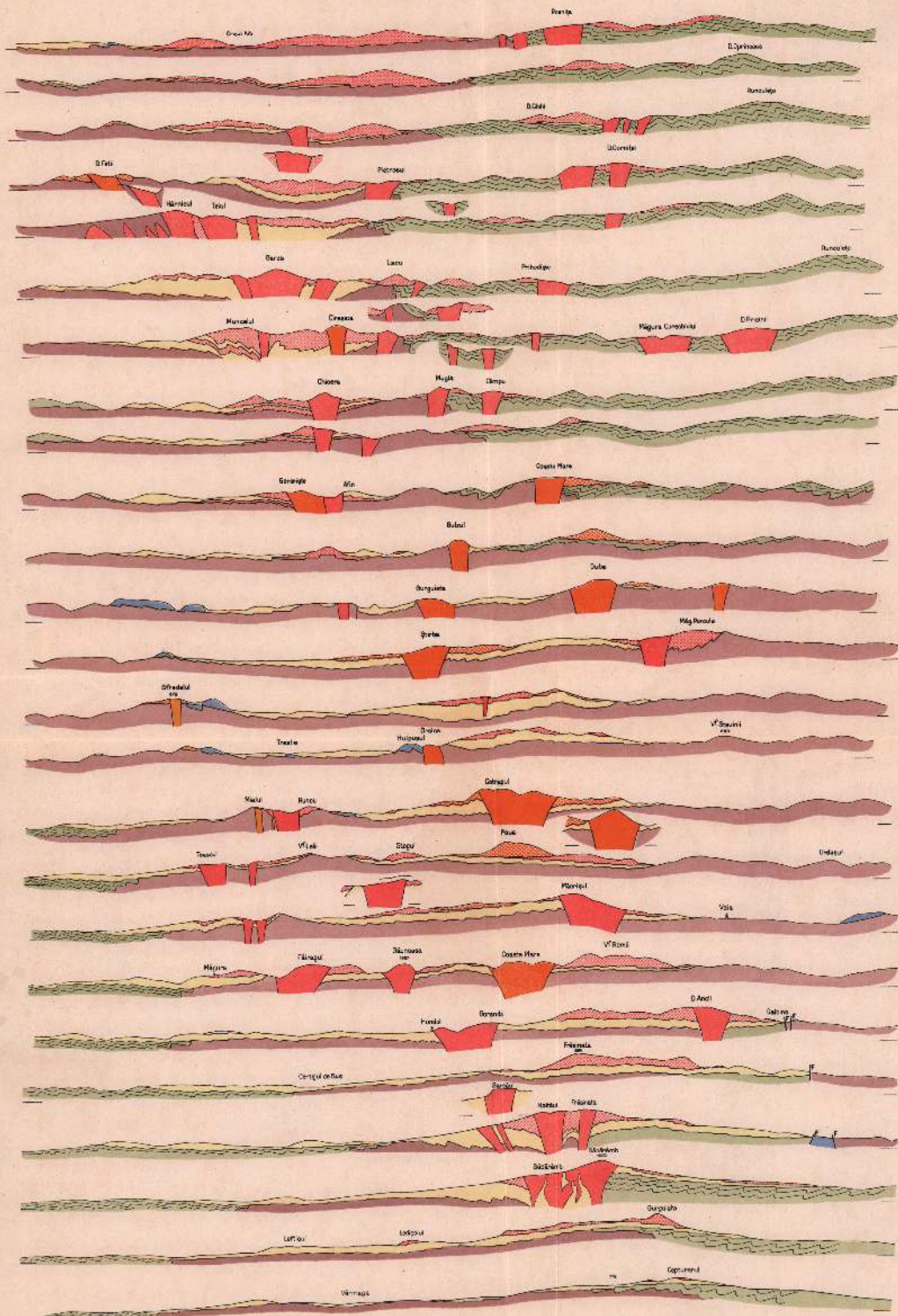


85. K. V. PAPP. Die Gegend von Bezsán, Branyicska und Szuliget im Kom. Hunyad. *Jahresbericht d. kgl. geol. R.-A. f. 1916*, pag. 327—335. Budapest 1918.
86. N. PETRULIAN. Étude chalcographique du gisement aurifère de Roşia Montană. (Transylvanie, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. Bucureşti 1934.
87. I. POPESCU VOITEŞTI. Evoluţia geologică-paleogeografică a pământului românesc. Resumé: L'évolution géologique et paléogéographique de la Terre Roumaine. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. V, No. 2, 1935, pag. 1—204.
88. FR. POSEPNY. Studien im Verespataker Erzdistrikt. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XVII, pag. 99, 1867.
89. — Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XVIII, pag. 53, 1868.
90. — Über den inneren Bau der Offenbányer Berggegend. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, pag. 70.
91. — Über einige tektonische Verhältnisse der Bergbaugegend von Boicza in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, pag. 75.
92. G. PRIMICS. A Csetrashegyeség geológiája és ercztelerei. Budapest 1896.
93. — Diabasporyphrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Ung. geol. Gesellsch. Sitz 6, III, 1878, Földt. Közl.*
94. F. RICHTHOFEN. Tertiäre Eruptivgesteine von Ungarn und Siebenbürgen. *Jahrbuch d. k. k. geol. R. A.* 1860, pag. 153.
95. P. ROZLOZSNIK. Einige Beiträge zur Geologie des Klippenkalkzuges von Riskulica und Tomnatik. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1909*, pag. 49.
96. — Bemerkungen über den neuen Fundort von *Myridioptera grandis* Gaal in der Gegend von Felsőkénese. *Földt. Közl.* XLIX 1919, pag. 140.
97. — Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (M. Apuseni) im Karpathensystem. *Math. Natw. Anzeigen der ung. Ak. d. W. B.* LV, Budapest 1936.
98. F. SCHUMACHER. Die Golderzlagerstätten und Goldbergbau der Rudaer Zwölf-Apostel-Gewerkschaft zu Brád in Siebenbürgen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1912, Bd. XX, pag. 1—114.
99. E. SEMPER. Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges. *Abh. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt.* N. F. Heft 33, Berlin 1910.
100. FR. V. STACH. Die Edelmetallbergbaue Facebaja und Allerheiligen in der Umgebung von Zalatna. Wien 1885.
101. G. STACHE u. FR. V. HAUER. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
102. DIONYS STUR. Die geologische Beschaffenheit der Herrschaft Halmágy im Zarander Komitate. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XVIII, pag. 469, Wien 1868.
103. JULIUS SZÁDECZKY. Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* XXII, 1892, pag. 323.
104. — Über die Gesteine von Verespatak. *Földt. Közl.* XXIX, pag. 436.
105. S. SZENTPÉTERY. Der Melaphyr und seine Rolle im siebenbürgischen Erzgebirge. *Földt. Közl.* XLVI, 1916, pag. 148.
106. — Über die Eruptivgesteine der Drocsa und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1916*, pag. 336—368.
107. TH. SZONTAG. Geologische Studien an der rechten Seite der Maros in der Gegend von Soborsin und Baja. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1890*, pag. 63—75.
108. M. E. VADÁSZ. Über die obermediterrane Korallenbank von Ribice. *Földt. Közl.* XXXVII, pag. 42.



COUPES GEOLOGIQUES DU BASSIN BRAD-SĂCĂRĂMB

ECHELLE 1:75000



LÉGENDE

Lave Dacique	Lave Andésites	Lave Saprophytes	Argiles	Grés	Jurassiques	Micaschistes et Gneiss métamorphiques
-----------------	-------------------	---------------------	---------	------	-------------	--

CARTES MAGNÉTIQUES DE LA BUCOVINE

PAR

G. ATANASIU

Dans une note précédente ¹⁾ j'ai donné les valeurs de la déclinaison (D) et de la composante horizontale (H) pour 19 stations mesurées en Bucovine en 1938 et 1939. J'exprimais alors l'espérance de compléter ce réseau magnétique par une dizaine de nouvelles stations, avant de dresser les cartes magnétiques de cette région. Les circonstances actuelles m'ayant empêché de réaliser jusqu'à présent ce programme je me suis décidé d'utiliser le matériel que je possède pour dresser les cartes magnétiques *provisoires* de la Bucovine.

Récemment M. ST. PROCOPIU a publié un travail important résumant toutes les mesures de magnétisme terrestre qu'il a fait, avec ses collaborateurs, depuis 1931 à 1940. Ce travail intéresse aussi la Bucovine car, à part les 4 stations mesurées auparavant par M. PROCOPIU et citées dans ma note, il contient 3 autres stations de la Bucovine: Câmpulung, Gura-Humorului et Cârlibaba. Le même travail se rapporte à plusieurs stations situées près des frontières de la Bucovine, dont quelques-unes sont mesurées par M. PROCOPIU et d'autres sont réduites à 1940 d'après les mesures de HEPITES et MURAT faites en 1898—1899. Ce qui fait que, à part les 19 stations de mon réseau, je peux utiliser encore les 8 stations suivantes: Cârlibaba, Iacobeni, Hotin, Botoșani, Dolhasca et Fălticeni mesurées par M. PROCOPIU, ensuite Burdujeni et Dorohoi mesurées par HEPITES et MURAT. Seulement les deux premières stations sont situées en Bucovine, les autres se trouvent plus ou moins loin de ses frontières; leurs coordonnées géographiques sont données dans le travail cité de M. PROCOPIU.

¹⁾ *Comptes Rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie*, t. XXIV, p. 78—84, 1940.

²⁾ ST. PROCOPIU, Mesures magnétiques en Roumanie de 1931 à 1940... *Annales Sc. de l'Université de Yassy*, t. XXVI, p. 535—562, 1940.



En tout j'ai utilisé 27 stations dont 21 se trouvant en Bucovine.

Pour pouvoir utiliser avec toute la rigueur les valeurs de D et de H obtenues dans les stations énumérées il faut leur apporter les corrections: $a)$ de la variation diurne, $b)$ de la variation séculaire et $c)$ correction des variations accidentelles (orages magnétiques). Dans ce qui va suivre j'ai été obligé de me limiter aux corrections suivantes:

1. Pour les 19 stations de mon réseau j'ai corrigé la déclinaison (D) de la variation diurne et de la variation séculaire et je n'ai pas corrigé les variations accidentelles; pendant que H n'a subi que la correction séculaire pour les 6 mesures faites en 1938.

2. Pour les autres 8 stations j'ai utilisé les valeurs de M. PROCOPIU auxquelles il avait appliqué aussi les corrections de variation diurne et séculaire pour D et la correction de variation séculaire seulement, pour H .

VARIATION DIURNE DE LA DÉCLINAISON

Les stations qui ont fait des enregistrements magnétiques permanents, les plus proches de la région que j'ai étudiée, sont *Daszawa*¹⁾ et *Janow*²⁾ en Pologne et *Stara Ādala* (aujourd'hui Ó Gyalla, en Hongrie).

La station de *Daszawa* ($\varphi = 49^\circ 16'$, $L = 24^\circ 0'$ Est Gr.) avait été installée dans les Carpathes de Skole où elle a fonctionné depuis mai 1929 à mai 1931. Plus tard elle a été transportée à *Janow* ($\varphi = 49^\circ 54'$, $L = 23^\circ 44'$ Est Gr.) au NW de Lemberg où elle a fonctionné en 1933 et 1934.

La distance de ces deux stations à Cernăuți est respectivement de 160 et 245 km environ, ce qui montre que les enregistrements de ces stations conviennent pour la Bucovine. Quoique beaucoup plus éloignée de la Bucovine, la station de *Stara Ādala* ($\varphi = 47^\circ 52'$, $L = 18^\circ 11'$ Est Gr.) a l'avantage de se trouver sur un parallèle qui traverse notre réseau magnétique sensiblement par son milieu en laissant 13 stations au N et 14 stations au S de lui. D'autre part, les enregistrements de *Stara Ādala* étant plus récents et beaucoup plus complets j'ai eu recours à ces derniers.

Le dernier Bulletin de *Stara Ādala* a été publié en 1937 et il se rapporte à l'année 1936: c'est ce Bulletin qui m'a servi à la correction diurne.

On dessine d'après ce Bulletin les courbes de la variation diurne moyenne pour les mois de juillet et d'août et on prend leur courbe moyenne qui est obtenue en heures de Greenwich. Pour rapporter la courbe à l'heure locale on tient compte que l'heure locale de *Stara Ādala* est Gr. + 1^h 12^m; en déplaçant donc la courbe dessinée, de 1^h 12^m vers les heures croissantes, on

¹⁾ ED. STENTZ, Déclinaison magnétique dans les Karpathes de Skole... *Inst. de Géophysique et de Météor. de l'Univ. de Lvov*, vol. 6, p. 120, 1933.

²⁾ H. ORKISZ, Observations magnétiques faites à *Janow* en 1933—1934, *Ibid.*, vol. 8, p. 190—213, 1936.



obtient la courbe de variation diurne rapportée à l'heure locale de Stara Āala.

D'après cette courbe l'aiguille magnétique passe par la valeur zéro vers 10^h 40^m. L'écart maximum vers l'Est, qui se produit à 7^h 45^m, est de 5',2 pendant que l'écart maximum vers l'Ouest atteint 6',1 (à 14^h). A l'aide de cette dernière courbe on fait les corrections de la manière suivante: On prend comme méridien moyen des 19 stations de la Bucovine, le méridien de 25° 45' Est Gr. qui correspond à une heure locale Gr. + 1^h 43^m. Pour une certaine station on ajoute donc 1^h 43^m à l'heure Gr. de la mesure pour obtenir l'heure locale; l'heure ainsi obtenue est rapportée sur la courbe dessinée comme il a été dit plus haut, ce qui donne la correction cherchée que l'on applique aux valeurs de la déclinaison données dans le tableau II de ma note citée.

On obtient évidemment le même résultat si, laissant la courbe de variation dessinée en heures Gr., on ajoute 31 minutes aux heures Gr. des mesures; ce temps correspondant à la différence de longitude entre Stara Āala et le méridien central choisi pour la Bucovine.

Les valeurs de la déclinaison ainsi corrigées (D_0) sont données dans le Tableau II, 6^e colonne.

CORRECTION SÉCULAIRE DE LA DÉCLINAISON

Ayant décidé de réduire toutes les valeurs de la déclinaison au 1 juillet 1939, il fallait déterminer la variation séculaire pour l'année 1938—1939. Je me suis servi des mesures faites par moi et par M. PROCOPIU dans les stations Gura Humorului et Cămpulung et qui sont résumées dans le tableau suivant (Tableau I):

TABLEAU I

Station	Auteur	Date	D	ΔD
Gura Humorului . . .	St. Procopiu	19 juillet 1939	40',1 Est	} 6',7
»	G. Atanasiu	11 août 1938	33',4 »	
Cămpulung	St. Procopiu	20 juillet 1939	1° 2' Est	} 6',4
»	G. Atanasiu	8 août 1938	53',6 »	

C'est-à-dire une variation de 6',55 pour une année moins 20 jours environ (345 jours environ) ce qui donne une variation séculaire de 0',019 env. par jour et pour toute l'année une variation

$$\Delta D = 6',55 + 0',38 = 6',93$$

Il faut souligner que cette variation est presque identique à celle que j'ai déterminée antérieurement (note citée) comme variation moyenne

annuelle de D pour le Sud de la Bucovine. J'avais trouvé en effet pour Suceava et pour la période 1890—1839: $\Delta D = 6',95$.

Il est vrai que dans le N de la Bucovine la variation peut être un peu plus grande, d'une minute environ, mais faute de confirmation précise pour l'année 1938—1939 j'ai appliqué la correction $\Delta D = 6',9$ par année à toutes les stations de la Bucovine, soit pour réduire à 1939 (1 juillet) les 6 mesures faites en 1938, soit pour réduire au 1 juillet 1939 les mesures faites en juillet et août 1939.

Les valeurs de la déclinaison obtenues ainsi pour le 1 juillet 1939 sont inscrites dans le Tableau II, avant dernière colonne. Le même tableau donne, dans la dernière colonne, les valeurs de la composante horizontale H , non corrigées, en centaines d'unités γ .

Toutefois pour les 6 mesures faites en 1938 j'ai appliqué la correction -14γ pour les réduire à 1939.

TABLEAU II

δ λ	Station	Date	Heure locale Gr. + 1 ^h 43 ^m	ΔD	D_0	D pour 1 juillet 1939	H pour 1 juillet 1939
2	Câmpulung. Buc.	8 août 1938	9 ^h 11 ^m	-4'	53',6 E	59',8 Est	210,7 $\times 100 \gamma$
3	Vatra Moldoviței	10 » »	10 47	+0,2	33',4 »	39',5 »	209,2
4	Gura Humorului	11 » »	10 5	-1,9	33',4 »	39',5 »	219,9
5	Sucevița	12 » »	16 15	+3,2	1° 10'	1° 16',1 »	208,3
1	Cernăuți I . . .	7 juillet 1939	8 ^h 25 ^m	-4,9	1° 16',7 »	} 1° 15',6 »	} 205,9
	»	9 » »	7 28	-5,1	1° 14',7 »		
6	Cernăuți II . .	13 » »	7 16	-5,1	59',9 »		
	»	14 » »	16 42	+2,6	50',6 »	} 54',9 »	207,8
7	Cozmeni	17 » »	16 16	+3,2	1° 10',6 »	1° 10',3 »	203,7
8	Schit	18 » »	7 42	-5,2	1° 15',4 »	1° 15',0 »	202,9
9	Zastavna	21 » »	8 8	-5,1	1° 13',4 »	1° 13',0 »	204,5
10	Vascăuți	26 » »	8 13	-5,1	33',7 »	33',2 »	207,1
11	Vijnița	27 » »	7 42	-5,2	52',0 »	51',5 »	207,7
12	Berhomete . . .	29 » »	15 16	+5	52',1 »	51',5 »	208,4
13	Storojineți . . .	1 août »	6 41	-4,7	51',1 »	50',5 »	208,9
14	Suceava	6 » »	15 50	+3,8	56',2 »	55',5 »	210,2
15	Dărmănești . . .	7 » »	15 22	+4,7	1° 9',8 »	1° 9',1 »	209,4
16	Rădăuți	8 » »	6 51	-4,9	48',3 »	47',5 »	209,2
17	Gura Putnei . . .	8 » »	16 56	+2,3	35',3 »	34',5 »	209,3
18	Brodina	9 » »	7 28	-5,2	46',9 »	46',1 »	209,6
19	Seletin	10 » »	10 29	-0,6	54',9 »	54',1 »	210,2

Le Tableau III comprend les valeurs de D et de H pour les autres 8 stations prises dans le travail de M. PROCOPIU. Les valeurs de D , données dans ce travail pour 1 juillet 1940, ont été réduites au 1 juillet 1939 de la manière suivante:

Pour les deux stations se trouvant en Bucovine: Cârlibaba et Iacobeni, ainsi que pour Hotin, station la plus nordique du réseau de PROCOPIU, j'ai appliqué la correction annuelle de $-6',9$.

Pour les deux stations de HEPITES et MURAT: Dorohoi et Burdujeni j'ai adopté la correction annuelle $-7',3$ qui est la variation annuelle moyenne calculée par M. PROCOPIU d'après la variation séculaire entre 1901—1940,5, qui est de $4^\circ 48',5$ vers l'Est.

Pour les autres 3 stations: Botoșani, Dolhasca et Fălticeni, j'ai appliqué la correction de M. PROCOPIU pour la période considérée (travail cité pag. 552), c'est-à-dire $-5',2$.

La composante horizontale H a été réduite au 1 juillet 1939 de la manière suivante: Pour les deux stations de HEPITES et MURAT, Burdujeni et Dorohoi on a appliqué la correction $+20,3 \gamma$ qui résulte de la variation séculaire durant 1901—1940, 5, qui est de 802γ . Les autres six stations: Cârlibaba, Dolhasca, Botoșani, Iacobeni, Hotin et Fălticeni ont reçu la correction $+14 \gamma$, qui est la variation de γ adoptée par M. PROCOPIU pour 1939—1940.

On obtient ainsi le tableau suivant (Tableau III).

TABLEAU III

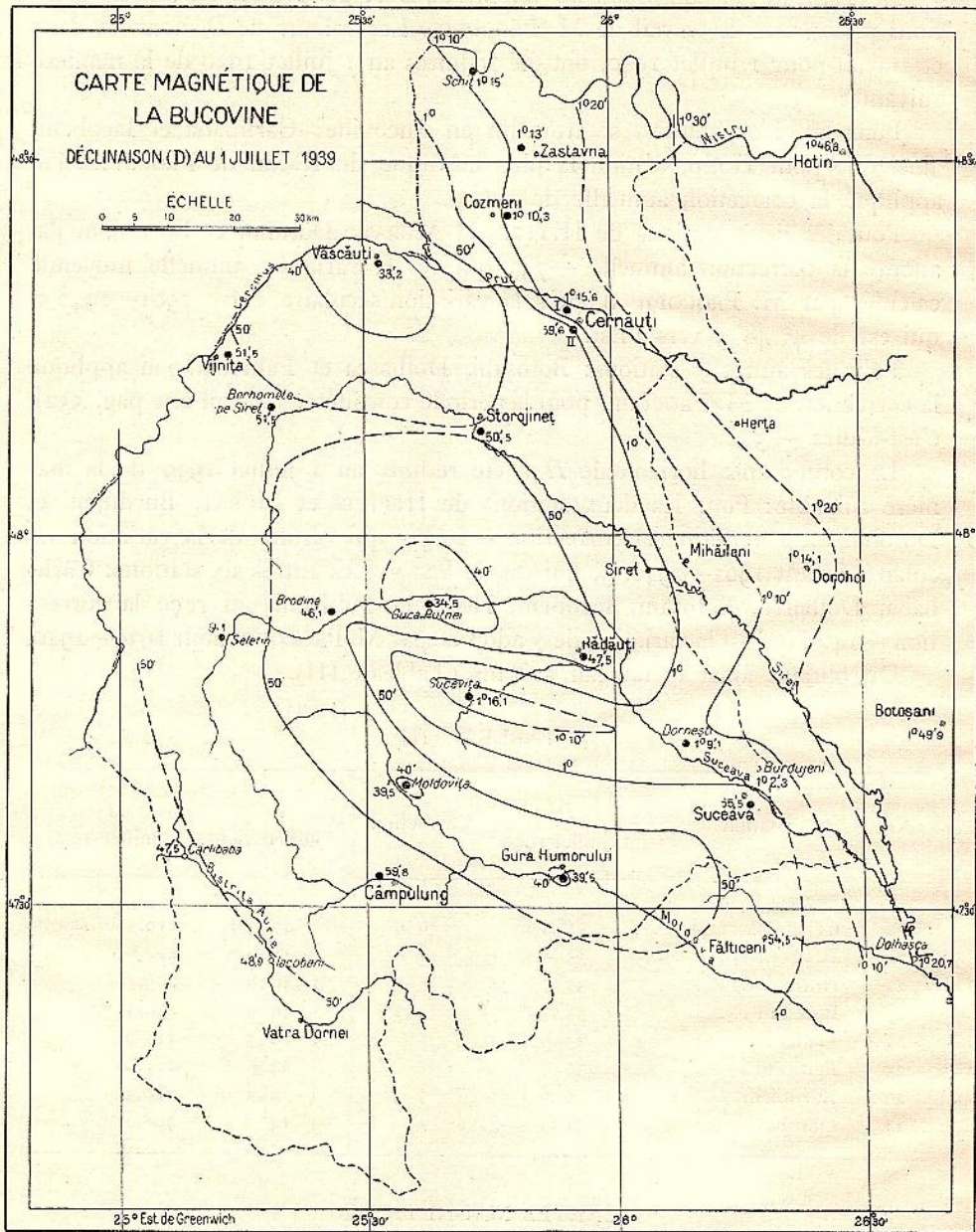
No.	Station	D 1 juillet 1940	Correction	D 1 juillet 1939	H 1 juillet 1939
20	Cârlibaba	54',4 E	$-6',9$	47',5 E	210,5 \times 100 γ
21	Iacobeni	55',8 "	"	48',9 "	212,6
22	Hotin	1° 53',7 "	"	1° 46',8 "	206,1
23	Botoșani	1° 55',1 "	$-5',2$	1° 49',9 "	210,5
24	Dolhasca	1° 25',9 "	"	1° 20',7 "	211,9
25	Fălticeni	59',7 "	"	54',5 "	211,0
26	Burdujeni	1° 9',6 "	$-7',3$	1° 2',3 "	210,5
27	Dorohoi	1° 21',3 "	"	1° 14' "	208,2

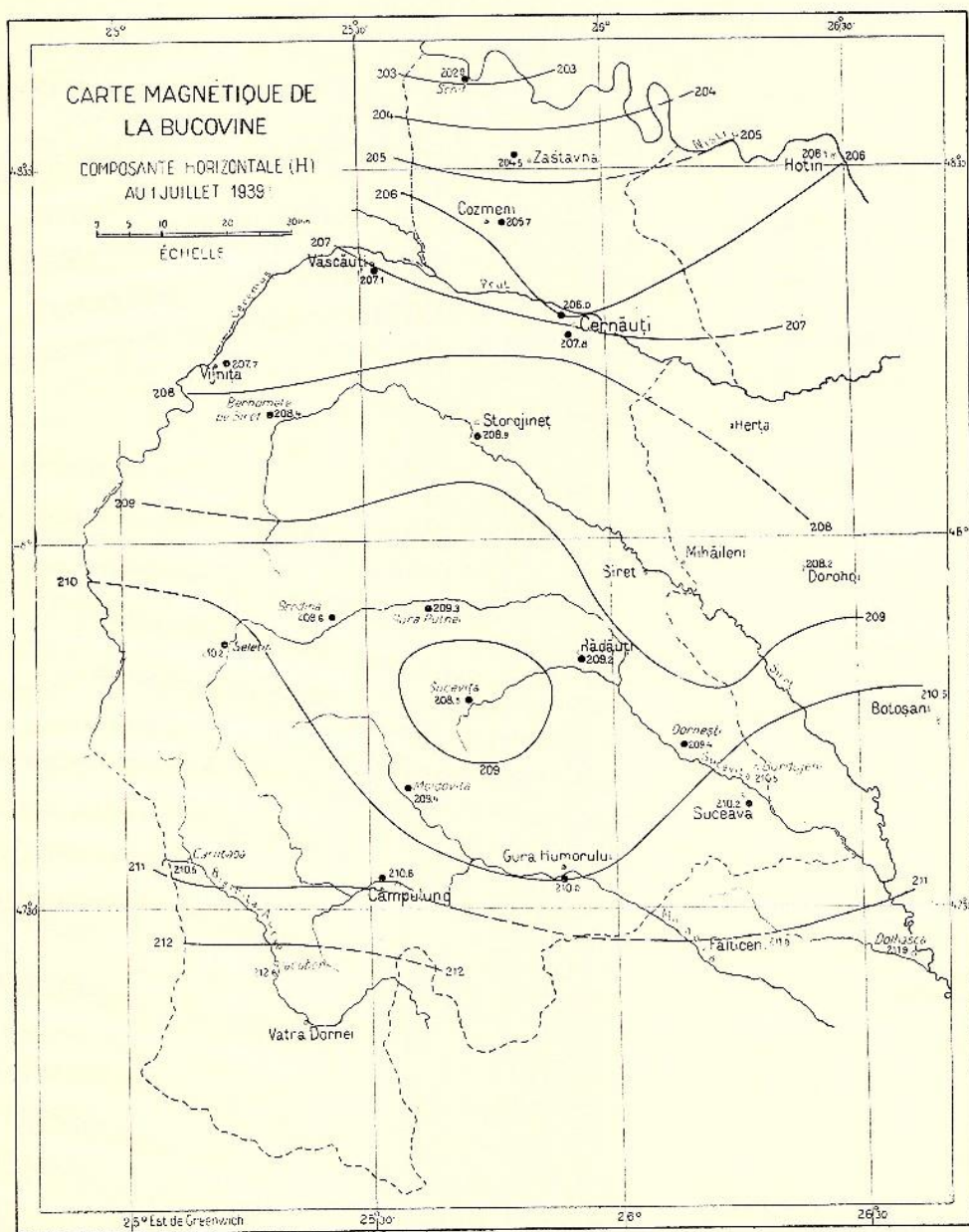
CARTES MAGNÉTIQUES

Avec les valeurs de D et de H ainsi obtenues¹⁾ dans les 27 stations, j'ai dressé les cartes magnétiques *provisoires* de la déclinaison et de la composante

¹⁾ Pour Cernăuți II j'ai utilisé la valeur de D obtenue le 13 juillet 1939 et qui, réduite au 1 juillet 1939, donne $D = 59',6$ Est.







horizontale en Bucovine, cartes annexées à ce travail. Les isogones sont espacées de 10 minutes et les lignes d'égale composante horizontale sont espacées de 100 γ .

Ces cartes montrent d'une façon plus concrète les particularités magnétiques de la Bucovine, particularités que j'avais mentionnées dans ma note antérieure.

L'anomalie de Cernăuți et surtout *l'importante anomalie de Sucevița* sont bien mises en évidence autant par la carte de la déclinaison que par celle de la composante horizontale.

J'espère compléter ces cartes par un nombre plus grand de stations afin de mieux définir la forme et l'étendue des anomalies magnétiques découvertes en Bucovine.

Reçu: juillet 1941.



