2402

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XX

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XX

60589

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1940

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

02486

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XX

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XX

COMITETUL GEOLOGIC
S. A. R.
INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA
6089

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1940

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL - CONTENU

	Pagina Page
AL. CODARCEA. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți	1
MIRCEA D. ILIE. Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie) .	75
I. ATANASIU. Contributions à la géologie des Pays moldaves.	147
ST. GHIKA-BUDEȘTI. Les Carpates méridionales centrales. (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi)	175
P. PETRESCU. Recherches hydrochimiques dans la région Nord-Est de la Plaine Roumaine	221

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Director: MACOVEI G., profesor la Școala Politehnică.
Subdirector: PREDA D. M., conferențiar universitar.

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.
MURGEANU GH., geolog șef cl. III.
CODARCEA AL., geolog cl. I.
PAUCĂ M., geolog cl. II.
OLTEANU C., geolog cl. II.
ILIE M., geolog cl. II.
GHIKA-BUDEȘTI ȘT., geolog cl. II.
PETRULIAN N., ing. ord. cl. I.
ARABU N., geolog cl. III.
DUMITRESCU I., geolog cl. III.
JOJEA T., geolog cl. III.
CERNEA G., geolog cl. III.
GHEORGHIU C., geolog cl. III.
GHERASI N., geolog cl. III.
ONCESCU N., geolog cl. III.
PAPIU V. CORVIN, geolog stagiar.
RĂILEANU GR., geolog stagiar.

Institutul Geologic al României

Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

ȘTEFĂNESCU S. S., inginer șef cl. II.
SOCOLESCU M., inginer șef cl. II.
BĂRBAT TH., inginer ord. cl. I.
STOENESCU SC., ing. ord. cl. III.
DUMITRU S., conductor tehnic minier cl. II.

Biroul Cartografic

WAHNIG F., cartograf șef.
HAGIU A., cartograf principal cl. II.
PETRESCU I., cartograf ord. cl. III.
GEORGESCU GR., cartograf stagiar cl. II.
ȚOIU D., gravor ord. cl. III.
BOLTRES P., fotograf cl. II.
ISTRATI AL., gravor 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.
DRĂGULĂNESCU ARETA, ing. ord. 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. III.
BĂLĂNESCU SANDA, chimist cl. III.

Institutul Geologic al României

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

Ionescu D. S., șef de serviciu cl. I.
Nastea Chr., șef de secție cl. I.
Popovici Șt., șef birou cl. I.
Cujbă Elena, translatoare.
Turcu Ana, dactilografă cl. I.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

Rădulescu C., mecanic cl. I.
Stan C., preparator cl. I.
Nelca I., mecanic cl. III.
Țopan I., laborant cl. II.
Iordache N., șofeur cl. I.
Pop Gr., tâmplar cl. I.

Atelierul de secțiuni subțiri

Sovati P., preparator cl. I.
Enedi M., preparator cl. II.

Preparatori și laboranți

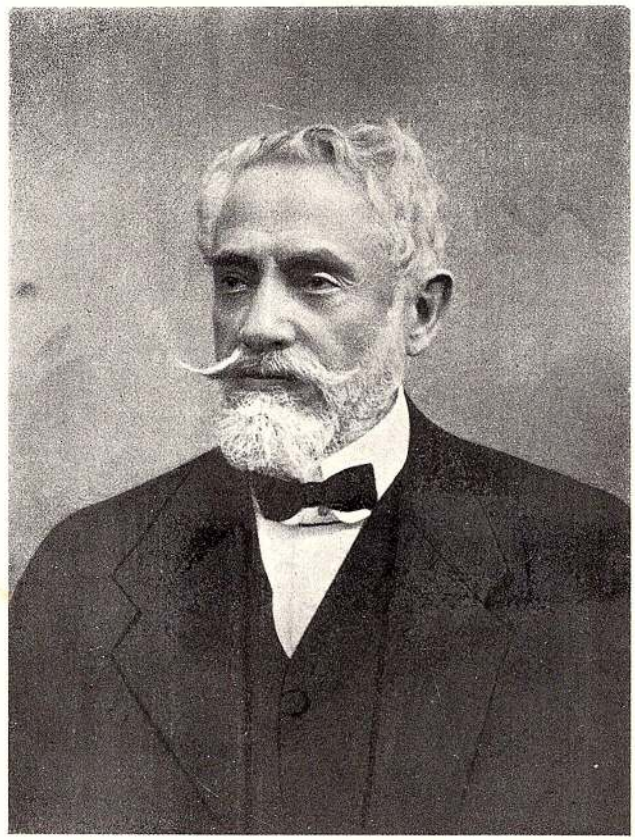
Voicu D., preparator cl. I.
Molnar E., preparator cl. II.
Potor G., laborant cl. I.
Mareș I., laborant cl. I.
Vecserdi P., laborant cl. I.
Bărdaș D., laborant cl. II.
Barbonea D., laborant cl. II.
Iordan Al., grădinar cl. I.
Murariu D., laborant cl. II.
Turc A., laborant cl. II.
Florea D., laborant cl. II.

Institutul Geologic al României

GEOLOGI COLABORATORI

SAIDEL T., profesor, Acad. de înalte studii agronomice.
VOITEȘTI I. P., profesor de Geologie, Univ. București.
ATANASIU I., profesor de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
SAVUL M., profesor de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.
ATANASIU G., profesor, Univ. Cernăuți.
CRASU V., conf., Șc. Politechnică, București.
BĂNCILĂ I., șef de lucrări, Lab. de Geologie, Univ. București.
MACAROVICI N., asistent, Lab. de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
HRISTESCU E., asistent, Lab. de Geologie, Univ. București.
CHELĂRESCU A., asistent, Lab. de Mineralogie și Petrografie, Univ. Iași.
BARBU I. Z., asistent, Lab. de Paleontologie, Univ. București.
EUFROSIN C., profesor secundar, București.
MAMULEA A., profesor secundar, București.

Institutul Geologic al României



MATHEI M. DRĂGHICEANU

Institutul Geologic al României

MATHEI M. DRĂGHICEANU
(1844—1939)

Primul membru de onoare al Institutului Geologic s'a stins în noaptea spre 2 Mai 1939, în locuința sa din Câmpulung (Muscel), în vârstă de 95 ani. Cu el a dispărut cel din urmă reprezentant al primei generații de geologi și unul dintre inițiatorii și colaboratorii cei mai devotați ai Institutului.

MATHEI M. DRĂGHICEANU s'a născut la 15 Mai 1844 în Târgoviște. Tatăl său, inginerul MIHAIL DRĂGHICEANU, distins apostol al învățământului, îi dă o creștere îngrijită și severă, îndreptată către profesorat. Rămas orfan de tată la 16 ani, el începe de atunci lupta aprigă cu greutățile vieții, pe care le învinge grație unei pregătiri temeinice și unor alese însușiri intelectuale.

Astfel la 20 ani, fiind încă student, ajunge prin concurs profesor secundar de Șt. Fizice și Naturale în București. In această calitate el publică, în 1865, *Elemente de cosmografie*, un manual pentru candidații la bacalaureat. Un studiu critic al stării instrucțiunii publice de atunci, îl scoate din învățământul secundar, pe care, după o scurtă revenire ca inspector școlar, îl părăsește definitiv în 1867.

In toamna aceluiași an, el pleacă la Paris, unde urmează cursurile Școalei de Mine (între anii 1867—1871). In 1871 termină cu succes școala și, după o scurtă practică în iarna 1871—1872 în Șc. Politechnică din Aachen, se întoarce în țară.

In primăvara anului 1872, DRĂGHICEANU este numit inginer la salina Ocnele Mari. In vara anului următor, el are fericitul prilej de a face studii geologice pe teren, privitoare la zăcămintele de sare, cu geologul FOETTERLE dela Viena, câștigând o experiență prețioasă care îi va fi de mare folos în activitatea sa viitoare.

Tânărul inginer luptă cu dârzenie contra încercării de a se concesiona salinele românești unor streini, reușind să înlăture pericolul înstrăinării acestei imense avuții naționale.

Ajuns Inspector al Salinelor în 1875, el le reorganizează, după călătorii de studiu făcute în Austria, la Belgrad și la Odessa. El susține de pe atunci cu mare căldură ideea înființării unei marine comerciale, necesară în special pentru transportul sării românești în străinătate.

Institutul Geologic al României

Membru fondator, în 1875, al Ateneului Român și al Soc. Geografice Române, DRĂGHICEANU aduce în ședințele acestora din 1875—1876 conferințe și comunicări de mare interes.

La sfârșitul anului 1876 el demisionează din Serv. Minelor, din considerațiuni politice. Spirit independent și mândru, MATHEI DRĂGHICEANU nu se poate acomoda politicei de partid. El câștigă însă prietenii solide cu oamenii mari de stat ai țării, pe care le păstrează și le folosește numai la realizări mari de ordin obștesc, în domeniul pregătirii sale.

Inginer de mine cu o vastă cultură generală, înzestrat cu o mare putere de observație, el este atras, prin însăși practica mineritului, în domeniul științei pământului. Astfel ajunge să activeze cu succes deosebit pe terenul întins al geologiei aplicate. Problemele preferate de dânsul sunt în primul rând cele de geologie hidrologică și tehnică. Imprejurarea de a fi fost martor la un mare cutremur (la Nice, în 23 Februarie 1887), îl determină să se ocupe de aproape de seismologie și de tectonică.

Intre primele sale lucrări hidrologice, menționăm studiile de captare a apelor minerale dela Pucioasa, efectuate după războiul de independență, în primăvara anului 1878.

In vara aceluiași an, DRĂGHICEANU este chemat de ION BRĂTIANU la direcția școalei de ingineri civili, organizată ca atare în 1875, dar pe care el o reorganizează și completează ca Școală de Poduri, Șosele și Mine.

In 1880 primește Direcția Studiilor și Exploatărilor de Mine ale Statului, unde caută să rezolve problema valorificării cărbunilor românești, pentru care folosește și studii speciale de brichetaj făcute în străinătate.

La 1 Martie 1882, el face o comunicare interesantă la Soc. Geografică Română despre *Avuția minieră a Jud. Mehedinți*, urmată de publicarea *Hărții geologice a Jud. Mehedinți*, în 1884.

Demisionat din Serviciul Minelor în 1885, el continuă cu succes lupta pentru introducerea la C. F. R. a cărbunilor din țară, combustibil național, ceea ce determină extinderea exploatării cărbunilor în Muscel, Dâmbovița, Bacău, etc.

Lucrarea sa din 1886: *Mehedinții, studii geologice, tehnice și agronomice*, aduce multe contribuțiuni noui la cunoașterea acestui județ.

Cercetător neobosit, el folosește tot timpul disponibil pentru pregătirea de conferințe, memorii și chiar manuale, care să lumineze calea viitorilor specialiști indispensabili economiei țării. Astfel între manuscrisele sale din acea vreme, se găsește un memoriu documentat: *Les sels gemmes en Roumanie* destinat expoziției dela Paris din 1889, apoi: *Hidrologia superficială și subterană* (2 vol.) și *Geologia Agricolă* (2 vol.).

De o mare însemnătate, în deobște recunoscută, este prima *Hartă geologică a României* cu date miniere, imprimată în 1890 la Viena (în *Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anstalt*), urmată și de o ediție românească.

Institutul Geologic al României

Incă din 1889, odată cu acțiunea întreprinsă pentru reorganizarea serviciului geologic al țării, inginerul DRĂGHICEANU începe o vie propagandă pentru constituirea corpului inginerilor de mine.

Din inițiativa și prin stăruința sa, în 1893 ia naștere Soc. Inginerilor și Industriașilor de Mine. In cuvântarea de deschidere a adunării generale din 5 Dec. 1893, ca președinte al societății, el anunță un program de realizări, între care enumeră: înființarea unui institut geologic al Statului (cu o secție geologică-minieră, una hidrogeologică și una de geologie agricolă); introducerea Geologiei agricole în programul Școalei Superioare de Agricultură și al Universității, precum și organizarea corpului inginerilor de mine. DRĂGHICEANU a avut satisfacția de a vedea mai apoi îndeplinite toate aceste deziderate, o confirmare mai mult a prevederii limpezi ce avea asupra nevoilor țării.

Cercetările hidrologice în vederea alimentării cu apă a Capitalei, aduc rezultate pe care el le comunică în mai multe lucrări (1894—1896), în care desvoltă concepția sa asupra structurii hidrogeologice a Câmpiei Române, cu admiterea unei mari falii la poalele Carpaților.

Tot el atrage atenția, cel dintâi la noi, în mai multe conferințe și comunicări, începând din 1889, asupra utilizării studiilor geologice la proiectarea lucrărilor tehnice de construcții și de exploatări miniere.

In 1896 el publică: *Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants*, lucrare în care autorul aduce un bogat material de documentare original, în sprijinul teoriei tectonice a seismelor și emite, între alte noui ipoteze, ideea migrării epicentrelor. In această lucrare apare «falia Dâmboviței» a cărei paternitate o revendică și mai târziu.

In 1898, un an după participarea lui la Congresul Geologic Internațional dela Petersburg, tipărește în 2 volume o lucrare intitulată *Rusia contimporană*, în care, pe lângă considerațiuni interesante asupra stării culturale și economice a Rusiei de atunci, cu paralele asupra situației din țara noastră, se cuprind și impresii și informațiuni din excursiunile Congresului. Cu acest prilej autorul dă o scurtă vedere geotectonică asupra Caucazului, Crimeei, Balcanilor și Carpaților.

Cercetând chiar rapoartele sale de expertiză, d. p. *Expertiza Canalului Sf. Gheorghe la Giurgiu* (1898), ca și conferințele și articolele sale privitoare mai ales la probleme de hidrologie, cum sunt cele în legătură cu alimentarea cu apă a Capitalei, a orașelor Ploești și Câmpulung (Muscel), etc., în toate se constată grija de a expune limpede și convingător analiza și sinteza unui material științific bine ales, în cea mai mare parte original.

Un studiu din 1900: *Cauzele crizei monetare*, arată încă una din preocupările autorului, aceea de economist.

A urmat în 1905, *Studii asupra hidrologiei subterane a Olteniei*, în legătură cu alimentarea cu apă a Craiovei, de asemenea cu multe contribuțiuni interesante.

Institutul Geologic al României

In lecția de deschidere a unui curs liber de Hidrologie, din care a ținut la Universitatea din București câteva ședințe în 1906, DRĂGHICEANU a insistat din nou asupra necesității ca proiectele de lucrări technice să fie precedate de studii geologice ale terenului, ilustrând aceasta cu numeroase exemple dela noi și de aiurea.

A publicat apoi: un studiu asupra hidrologiei Ploeștilor (1910), o conferință privitoare la problema apei la Câmpulung (1911), una relativă la Geologie și agricultură, ținută în 1911 la Soc. Geografică și alta despre cutremurul de pământ dela 1 Iunie 1913.

In ultimii 25 ani ai vieții sale, DRĂGHICEANU deși trecut de 70 ani, a continuat să activeze aproape exclusiv în domeniul geologiei, colaborând în cadrul lucrărilor Institutului Geologic, pentru a cărui înființare stăruise cu succes. Această instituție a fost onorată nu numai cu colaborarea lui, dar și cu sprijinul său moral și material. La rându-i Institutul Geologic i-a păstrat în tot timpul vieții sentimente vii de recunoștință și dragoste plină de admirație și respect.

Ca urmare a acestor strânse și neîntrerupte legături, vedem pe neobositul pionier al geologiei românești, comunicând rezultatele ultimelor sale studii mai întâi Institutului Geologic.

«Ajuns la apusul vieții» cum însuși a scris-o, DRĂGHICEANU, îngrijorat de pregătirile generale de război, nu pregetă să aducă contribuția sa la apărarea țării. In două conferințe radiodifuzate în 1933 și 1934, el reia firul unei conferințe din Decemvrie 1919 (la Soc. Regală Română de Geografie) și, sprijinit pe documente din ultimele campanii, atrage atenția asupra Geologiei de Război, adică a geologiei tehnice și hidrologice aplicată la lucrările militare.

Ultima lui lucrare: *Eur-Asia*, încheiată la vârsta de 93 de ani, cuprinde vederile sale asupra seismicității eur-asiatice în legătură cu tectonica acestui continent.

Ideea predominantă este aceea a documentării teoriei tectonice a seismelor. După cum însuși declară în prefață, el folosește un material bogat de observațiuni, spre a contribui la soluționarea problemelor seismice, între care: periodicitatea cutremurelor de pământ, frecuența lor în anumite regiuni, constanța epicentrelor acestora, mișcarea epicentrelor pe linii tectonice bine stabilite, propagarea seismelor dintr'o regiune într'alta, în special corespondența seismelor asiatice cu cele moldobasarabene și chiar posibilitatea de pronosticare a cutremurelor.

Astfel viața lui MATHEI DRĂGHICEANU, care în lungimea ei cuprinde aproape un secol din evoluția țării românești, tocmai în perioada de întemeiere și consolidare, apare sub toate aspectele ei ca o pildă vie pentru generațiile următoare.

Institutul Geologic al României

Român neaoș, înzestrat cu virtuți atavice deosebite, el le desăvârșește spre a le folosi cu cinste și vrednicie la propășirea țării sale.

Fire hotărîtă, odată pornit pe drumul bine chibzuit al unei înfăptuiri drepte și folositoare, el nu cunoaște abatere și nici odihnă până nu izbândește. Siguranța izbânzilor sale se află în hotărîrea lui statornică de a se manifesta exclusiv în domeniul pregătirii sale; iar curajul inițiativei și persistența în acțiune, își găsesc susținerea în puterea nesecată a unei morale neclintite.

Conștient de menirea neamului său și de sforțările ce are de făcut într'o evoluție culturală și economică necesar rapidă, cunoscător al însușirilor dar și al defectelor acestuia, DRĂGHICEANU aspru cu el însuși, este neîndurător și cu greșelile celorlalți, cu riscul de a-și face dușmani.

Adânc înțelegător al vremurilor și al oamenilor, figura acestui luptător neînfricat răsare cu atât mai impunătoare în perspectiva trecutului țării noastre, cu cât lupta a fost atunci mai grea.

Este locul să amintim că pentru vieața și înfăptuirile sale, patriarhul de la Câmpulung s'a bucurat până la sfârșit de admirația și dragostea deosebită a geologilor și inginerilor. De către aceștia el a fost sărbătorit de multe ori, în cadrul unor reuniuni solemne, dintre care menționăm: sărbătorirea vârstei de 70 ani la Câmpulung [1]), de 80 ani la București [2]) și de 90 ani tot la București, la Soc. Politechnică [3]).

Primind dela ilustrul său înaintaș torța care a luminat începuturile geologiei și mineritului românesc, Institutul Geologic recunoscător pentru contribuția lui considerabilă, înscrie cu venerație numele lui MATHEI M. DRĂGHICEANU la locul de onoare alături de colaboratorii săi cei mai distinși.

ST. CANTUNIARI

LUCRĂRILE LUI MATHEI M. DRĂGHICEANU

1. Elemente de cosmografie. București, 1865.
2. Ozocherita. Extras din raportul prezentat Adm. Dom. și Păd. Statului (1874). *Rev. Științifică* Nr. 18. (Rezumat în *Bul. Soc. Ing. Ind. Mine Rom.* Vol. II, f. 1, 1898, pag. 89—90. București, 1898).
3. Salinele Române din punctul de vedere geologic, tehnic și economic. *Rev. Științifică*, An. V, Nr. 7—8, 11—13, 21—24, 1874. (Rez. în *Bul. Soc. Ing. Ind. Mine Rom.* Vol. II, f. 1, 1898, pag. 86—89. București, 1898).

[1]) VIRG. N. DRĂGHICEANU, Mathei M. Drăghiceanu, o viață închinată binelui public. Anexe. București.

[2]) *** Sărbătorirea d-lui Inginer Mathei M. Drăghiceanu, membru de onoare al Inst. Geologic, cu ocazia împlinirii vârstei de 80 ani. București, 1928.

[3]) *** Sărbătorirea d-lui Inginer de Mine Mathei M. Drăghiceanu. (Vol. colectiv) București, 1934.

Institutul Geologic al României

4. Comerțul sării în România și Austria. *Bul. Soc. Geogr.* București, 1876.
5. Harta geologică a Jud. Mehedinți. (1: 444.000 cu 18 separațiuni). Wien, F. Koke. 1882.
6. O întâmpinare relativă la comunicarea d-lui Gr. Ștefănescu asupra Bahnei. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.* Nr. 4, pag. 51. București.
7. Avuția minerală a Jud. Mehedinți. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.* Sem. I, 1883, pag. 55. București.
8. Tot geologia Jud. Mehedinți. Articol în «*România Liberă*» Nr. 1825—27, 1829—1830. București, 1883.
9. Mehedințiĭ. Studii geologice, tehnice și agronomice, cu privire part. asupra mineralelor utile (pag. 1—202) cu hartă geologică. București, 1885. (Rez. în *Bul. Soc. Ing. Ind. Mine Rom.* Vol. II, f. 1, 1898, pag. 143—144. București, 1898).
10. Situațiunea minelor de cărbuni deschise de Stat și particulari față cu Dir. C. F. R. și istoricul Minei Bahna (64 pag. cu 4 profile dela Bahna). București, 1889.
11. Situațiunea științei oficiale în România. 1889.
12. Erläuterungen zur geol. Uebersichtskarte des Königsreichs Rumänien, cu harta geologică a României 1: 800.000. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt*, XL, pp. 339—420. Wien, 1890. (Rez. in *Bul. Soc. Ing. Ind. Mine Rom.* Vol. II, f. 1, 1898, pp. 157—158. București, 1898).
13. Coup d'oeil sommaire sur l'hydrologie souterraine de la plaine roumaine au point de vue de l'alimentation de Bucarest, avec une lettre de M. A. Daubrée. București, 1895.
14. Studii asupra hidrologiei subterane din România Mare, cu avizul d-lui A. Daubrée și răspuns. 181 p. București, 1895. (V. și *Zeitschr. d. Österr. Ing. u. Arch. Ver.* 1896, Nr. 43, 44. Wien, 1896).
15. Bohrarbeiten für artesische Brunnen in Rumänien. *Zeitschr. d. österr. Ing. u. Arch. Ver. in Wien* 1896, Nr. 43—44. Wien, 1895.
16. Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Contrib. à la théorie tectonique. 82 p. cu 2 hărți. București, 1896.
17. Geologia în lucrările publice. Conf. la Soc. Reg. Rom. Geogr. Martie, 1898.
18. Rusia Contimporană. 2 vol. București, 1898.
19. Chestia apei în capitală. București 1898.
20. Act de expertiză hidrogeologică asupra canalului Sf. Gheorghe, la Giurgiu. 1898.
21. Studii asupra hidrologiei subterane din Oltenia. București, 1905.
22. Lecțiune de deschidere a cursului de hidrologie la Univ. din București. București, 1906.
23. Considerațiuni hidrologice asupra basinului achifer subteran dela Ploești (și în germ.). *Revue générale des sciences appliquées (Revue du Pétrole)*. Vol. V, 1910, Nr. 6, pp. 127—133. București, 1911.
24. Chestia apei la Câmpulung. Conf. ținută la 20 Mai 1911, la Câmpulung. București, 1911.
25. Geologia și Agricultura. Conf. Soc. Reg. Rom. Geogr. în Martie 1911. București 1913.
26. Cutremurele de pământ. Cutremurul dela 1 Iunie 1913. București, 1913.
27. Privire comparativă asupra mai multor profile ridicate în bazinul Bahnei. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII (1915—16), pp. 134—142. București, 1917.
28. Geologia războiului nostru în Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr.* An. XXXVIII. București, 1919.
29. Observațiuni asupra cutremurului din Ianuarie 1916. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. IX (1920—1921), p. 72. București, 1921.
30. Tectonica șesului Olteniei și Munteniei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—1922), p. 60. București, 1922.

Institutul Geologic al României

31. Tectonica Transilvaniei. Partea I: Liniile tectonice directrice ale Bazinului Transilvaniei cu privire la emanaţiunea gazului metan şi a acidului carbonic, la ivirea apelor termale şi minerale reci, la cursul apelor superficiale şi la mişcările sismice. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923), p. 174—189. Bucureşti, 1923.
32. Câteva cuvinte asupra «schiţei tectonice a Carpaţilor Meridionali şi Orientali», de L. Mrazec şi I. P.-Voiteşti. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XII (1923—1924). Bucureşti, 1930.
33. Tectonica Transilvaniei. Partea II: Liniile tectonice directrice în Munţii Bihorului şi Codrului, cu privire la zăcăm. aluminifere argentifere şi manganifere, la ivirea apelor termale, la cursul apelor superficiale şi la mişcările sismice. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XII (1923—1924). Bucureşti, 1930.
34. Tectonica Transilvaniei. Partea III: Liniile directrice tectonice ale Munţilor Metalici, cu privire la zăcămintele metalifere: aurifere, cuprifere, etc., la apele termale şi la mişcările sismice. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926). Bucureşti, 1930.
35. Vizita zăcămintelor de minereuri din circ. Zlatnei. *id.*
36. O privire sumară asupra liniilor tectonice directrice dominante în mişcările orogenice dintre Horstul Rus şi Masivul Boem cu privire la apele termale, mişcările sismice şi cursul apelor superficiale. *ibid.*
37. Istoricul Hidrologiei Române. Bucureşti, 1926.
38. Privire sumară asupra literaturii şariajului în Carpaţii Români. Partea I. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1926—1927), p. 71. Bucureşti, 1930.
39. Idem, partea II: Fenomenele de şariaj în Carpaţii Meridionali. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI (1927—1928). Bucureşti, 1930.
40. Idem, partea III: Fenomenele de şariaj la cotul de SE al Carpaţilor. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—1929). Bucureşti, 1930.
41. Scurtă privire asupra hărţii geologice a Inst. Geologic. Ed. 1926. *id.*
42. Privire sumară asupra literaturii şariajului în Carpaţii Români, partea IV: Fenomenele de şariaj în Carpaţii Orientali. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930), p. 183—193. Bucureşti, 1931.
43. Les plissements hercyniens par rapport aux séismes. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX (1930—1931) (extras). Bucureşti 1933.
44. Geologia de Război. Conferinţă radiodifuzată în Iulie 1933. *Rev. Geniului* Nr. 11—12. Bucureşti, 1934.
45. Geologia Militară. Conferinţă radiodifuzată la 16 Mai 1934. Bucureşti, 1936.
46. La tectonique séismique eurasiatique. *Publ. du Bureau Central Séismologique International.* Série B. Monographie, fasc. 6, 1936.
47. L'Eur-Asie. Tectonique-Séismique. Bucarest, 1937.

MANUSCRISE
(citate de autor)

1. Geologia Agricolă. 2 vol.
2. Geologia Tehnică. 2 vol.
3. Hidrologia superficială şi subterană. 2 vol.
4. Geologia Războiului. 1 vol.
5. Geologia Sanitară. 1 vol.

Institutul Geologic al României

VUES NOUVELLES SUR LA TECTONIQUE DU BANAT MÉRIDIONAL ET DU PLATEAU DE MEHEDINȚI [1])

PAR

AL. CODARCEA

SOMMAIRE

Page

Introduction 2
Aperçu historique 3
Considérations morphologiques 4
Les schistes cristallins 6
Le cristallin gétique 7
Le cristallin danubien 10
Le sédimentaire 14
La couverture sédimentaire de la nappe gétique 14
Zone de Reșița 14
Zone de Șopot 22
Le verrucano de la vallée de la Cerna 23
Zone de Gura Văii 23
La couverture sédimentaire de l'autochtone danubien 24
Zone de Sirinia 25
Zone de Presacina 34
Zone d'Arjana 37
Zone de Cerna 39
Zone de Coșuștea 41
Le Flysch crétacé supérieur dans le Plateau de Mehedinți 42
Le sédimentaire de la nappe de Severin 44
Essai de synthèse paléogéographique et tectonique 47
Examen des nappes 47
Répartition des faciès et tectonique embryonnaire 50
Première phase orogénique 53
Transgression du Crétacé supérieur 54
Seconde phase orogénique 54
Mouvements récents 58
Discussion des synthèses tectoniques modernes des Carpates Méridionales 59
Bibliographie 67
Cartes et coupes géologiques et tectoniques (quatre planches).

[1]) Communiqué à l'Institut Géologique de Roumanie, séance du 13 Mars 1936.

Institutul Geologic al României

INTRODUCTION

Le point de départ de ce mémoire est une trouvaille qu'il nous a été donné de faire, en 1933, en reprenant la coupe du Danube entre Turnu-Severin et Baziaș. Chargé à ce moment d'organiser la IV-e réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Turnu-Severin, nous avons eu l'occasion de trouver, à Vârciorova, au-dessous de la nappe gétique, plus particulièrement sous les Couches de Sinaia, le Crétacé supérieur à *Rosalina linnéi* D'ORB.

Cette trouvaille, qui ouvrait de nouveaux horizons aux recherches dans les Monts du Banat et de Mehedinți, imposait inéluctablement de procéder à une révision minutieuse de la série sédimentaire autochtone. En effet, des confusions assez graves à ce sujet y rendaient malaisée toute analyse tectonique quelque peu précise. MURGOCI (78) avait d'ailleurs depuis longtemps remarqué que l'on confondait aux abords du lambeau du Godeanu les grès crétacés avec le Lias. En outre, nos recherches de 1930 à 1933 nous avaient appris qu'il ne suffisait pas, pour résoudre le problème touchant la géologie et la tectonique du Banat, de se limiter à l'étude des schistes cristallins; les derniers travaux de synthèse sur les Carpates Méridionales l'ont d'ailleurs suffisamment démontré. Aussi avons-nous consacré deux campagnes successives (1934 et 1935) en majeure partie à l'étude de la série sédimentaire du soubassement de la nappe gétique, sans négliger, bien entendu, les formations cristallophylliennes.

Le but du présent travail est de donner un aperçu général de la géologie et de la tectonique du Banat du Sud et du Plateau de Mehedinți — en d'autres mots une coupe transversale complète des Carpates Méridionales dans la région du défilé danubien — d'après nos résultats récents sur le terrain. Les derniers temps, en effet, nous avons poussé assez loin nos recherches, plus particulièrement dans les montagnes comprises entre la Nera, la dépression de l'Almăj et celle de l'Olténie d'une part — et entre le Danube et une ligne, Teregova—Izverna—Rudina, de l'autre.

Le plan général de notre étude ne s'écarte guère de celui adopté dans la conférence que nous avons tenue à Turnu-Severin, lors de l'ouverture de la quatrième réunion de la Société, il a été cependant assez complété et modifié, surtout en ce qui concerne la tectonique. Quant aux idées que nous avons exposées dans cette conférence, laquelle est restée à l'état de manuscrit, elles ont été concrétisées dans une carte géologique du défilé du Danube, imprimée à l'usage des congressistes (19, 20). La nomenclature qui y figure et dont nous avons également fait usage dans notre communication relative à la région d'Ogradina-Svinița (18), a été employée aussi dans la présente étude, mais légèrement modifiée.

Nous aurions été heureux de pouvoir faire fond d'une manière plus suivie sur le travail de A. STRECKEISEN à propos de la tectonique des Carpates

Institutul Geologic al României

méridionales (123). Il est arrivé cependant que cette importante synthèse paraisse juste au moment de la réunion de Turnu-Severin, alors que nous avions déjà arrêté la nomenclature dans la communication et la carte mentionnées plus haut.

APERÇU HISTORIQUE

Il existe sur cette région une abondante bibliographie ; mais, abstraction faite des études publiées par quelques hommes de science qui ont connu ces parages, les travaux les plus sérieux sont dus aux recherches systématiques des instituts géologiques de Vienne, Budapest et Bucarest. On peut y distinguer trois étapes :

1. La première période, celles des « Reiseberichte », qui s'étend de la fin du XVIII-e au commencement du XIX-e siècle, comprend des lettres, rapports et notes, aujourd'hui d'un intérêt purement historique. Elles sont dues à des auteurs qui se sont intéressés plutôt aux régions minières de l'W du Banat ; ils n'ont que rarement traversé la vallée du Danube, pour visiter aussi les régions plus accessibles de l'Almăj et de Mehadia, comme l'ont fait AMI BOUÉ et C. I. ANDRAE [1]).

2. La période des levers géologiques systématiques commence à peine en 1869. Nous citerons, parmi ces précurseurs, les géologues autrichiens F. FOETTERLE (32—35), D. STUR (124—125), U. SCHLOENBACH (114—116) et E. TIETZE (129—139), dont les travaux ont contribué à une meilleure connaissance de la géologie du Banat du S et de l'E. Il sied de mentionner d'une façon plus spéciale l'étude de E. TIETZE (136) sur les dépôts sédimentaires du Banat du S et celles, un peu plus anciennes, de J. KUDERNATSCH sur les Ammonites de Svinița (51) et de B. v. COTTA sur les gisements de minerais du Banat (26).

3. Nous arrivons maintenant à la période des levers géologiques entrepris par l'Institut Géologique hongrois. Nous citerons les travaux de J. VON BÖCKH (3—11), GY. HALAVÁTS (38—42), A KOCH (48a), ROTH V. TELEGD (91—93) et FR. SCHAFARZIK (94—113), surtout de ce dernier, dont presque toute l'activité pratique fut consacrée à l'étude géologique des Monts du Banat.

4. Pendant que les géologues hongrois poursuivaient leurs travaux dans le Banat, les géologues roumains SABBĂ ȘTEFĂNESCU (121), GRIGORE ȘTEFĂNESCU (120), MATHEI DRĂGHICEANU (28—31), L. MRAZEC (63—66), G. MURGOCI (72—82) et G. MACOVEI (56—57), poussaient leurs recherches dans le département voisin de Mehedinți. Les travaux de L. MRAZEC sur la classification des schistes cristallins des Carpates Méridionales et ceux de G. MURGOCI sur la tectonique de ces montagnes constituent la base des études géologiques modernes dans les Carpates du Sud.

[1]) Consulter, pour le détail, la bibliographie qui accompagne l'ouvrage de HALAVÁTS & SCHRÉTER (42).

Institutul Geologic al României

5. Après la guerre, nous relevons les études géologiques de A. STRECKEISEN (122—123), AL. CODARCEA (15—22) et G. MURGEANU (22) sur le Plateau de Mehedinți et le Banat du SE.

Pour ce qui est des cartes géologiques, notre région a été bien moins favorisée que d'autres. L'unique feuille imprimée jusqu'à présent est celle de la carte géologique 1 : 75.000 de la région Moldova Nouă-Sasca-Bela Crkva (11) ; les autres sont toutes restées à l'état de manuscrit [1]). On trouve, en outre, des cartes et des esquisses géologiques dans les travaux de A. KOCH (48a), M. DRĂGHICEANU (28, 30), FR. SCHAFARZIK (109), G. MURGOCI (75—76), Z. SCHRÉTER (117, 42), AL. CODARCEA (18, 19, 20) et A. STRECKEISEN (122, 123).

CONSIDÉRATIONS MORPHOLOGIQUES

La région dont nous nous occupons est constituée par des massifs de hautes collines, qui affectent souvent un caractère nettement montagneux, atteignant de 1000 à 1500 mètres de hauteur parfois même davantage. Des vallées profondes et des dépressions très larges la divisent en plusieurs unités géographiques.

Se détachant de la région des collines tertiaires de l'Olténie, s'élève vers l'W le Plateau de Mehedinți, dont la partie centrale mesure en moyenne 500 mètres d'altitude ; il semble correspondre à une pénéplaine d'âge pliocène dénommée par E. DE MARTONNE (61) « plate-forme de Gornovitza ».

Ce plateau est bordé à l'E par une série de collines assez hautes (Nievățul 710 m, Chicioara Godeanului 762 m, Matorățul 682 m) et à l'W par une crête montagneuse qui s'élève du S au N jusqu'à 1100—1400 m (Mont Domogled — Vârful lui Stan). Selon E. DE MARTONNE encore, ces bordures élevées du Plateau de Mehedinți représenteraient les restes d'une « plate-forme d'érosion miocène », en l'occurence celle « du Râu Şes ».

A l'W succède le couloir profond de la vallée de la Cerna, aux parois abruptes de calcaire et de granite.

Plus à l'W, entre les vallées de Cerna, de Bela Reca et de Mehadica, s'élèvent vers le N deux crêtes montagneuses, qui elles aussi correspondraient à la plate-forme miocène. La crête entre la Cerna et la Bela Reca, qui se maintient entre 900 et 1100 m d'altitude, passe vers le N à un large plateau, haut de 800 à 900 m, pour s'élever ensuite rapidement jusqu'à 1514 m dans le mont Arjana. Plus au N, se développe un massif de hautes montagnes, massif du Godeanu, qui finit par dépasser 2000 m. Entre la Bela Reca et la Mehadica, s'étend la large crête du Cernivâr, qui atteint de 1100 à 1366 m d'altitude.

[1]) Feuille Bozovici Z. 26, col. XXVI, 1 : 75.000 et feuille Bârzasca-Ogradina, Z. 27, col. XXVI, 1 : 75.000. Copies photographiques d'après les cartes manuscrites.

Institutul Geologic al României

Elle est séparée du massif du Godeanu par une large dépression, celle de la Cornereva, correspondant aux formations tendres du Lias.

Au SW de ces régions, se développe un massif étendu de montagnes moyennes, richement boisées, se maintenant généralement entre 800 et 1000 m et qui atteignent leur point culminant au sommet de Sviniecea Mare (1226 m). Bien que sillonné par de nombreux cours d'eau, ce massif n'en constitue pas moins un tout orographique, entre la dépression de l'Almăj, le Danube, la dépression Iablanița—Mehadia et la large vallée de la Cerna inférieure. Comme il n'y a pas de nom désignant l'ensemble, on l'a appelé par extension « les montagnes de l'Almăj », bien que cette appellation concerne, pour les habitants de ces parages, uniquement les montagnes environnant la dépression du même nom. Il est vrai que DE MARTONNE appelle toutes les montagnes entre la Nera et le Danube, « Monts de Sretinie » ; en ce qui nous touche, nous n'avons jamais entendu prononcer ce nom dans la région parcourue.

Vers l'W, les monts de l'Almăj se prolongent dans le plateau calcaire entre Sasca et Moldova Nouă et dans les collines de Locva, qui se terminent à Baziaș, à 300 m d'altitude, en face de la dépression pannonienne.

Ces régions sont caractérisées par les contrastes morphologiques les plus frappants, que le géographe E. DE MARTONNE (61, 62) a mis en évidence avec beaucoup de compétence: d'une part, vieilles plate-formes d'érosion, de l'autre, des vallées profondes et abruptes, de vrais cañons. Les premières représentent des restes de pénéplaines d'âge crétacé supérieur-eocène et pliocène, tandis que les vallées escarpées proviennent du rajeunissement de l'érosion, après que le Danube se fût frayé sa voie, au Quaternaire, à travers les Portes de Fer. Selon E. DE MARTONNE, la pénéplaine crétacé supérieure-eocène (Borescu) se serait conservée dans les hautes montagnes (Godeanu, Semenic) et la pénéplaine miocène (Râu Șes), sur les bords du Plateau de Mehedinți et les montagnes comprises entre les rivières de Cerna et de Mehadica ; quant à la pénéplaine pliocène (Gornovița) elle serait représentée à l'intérieur du Plateau de Mehedinți et s'insinuerait dans la vallée de la Cerna, ainsi que dans la vallée de la Bela Reca, à Cornereva.

On devrait certainement pouvoir retrouver ces plate-formes aussi dans le Banat du Sud ; mais jusqu'à présent les géographes n'ont pas encore élucidé ce problème. SCHAFARZIK estime toutefois que la pénéplaine pliocène se serait conservée dans les Monts de l'Almăj (111).

* * *

Des formations variées participent à la constitution géologique de ce coin de pays ; ce sont des schistes cristallins, des roches éruptives et des roches sédimentaires paléozoïques, mésozoïques et tertiaires. Le style tectonique qui caractérise les rapports réciproques entre ces formations, est celui des nappes de surplissement. A ce sujet, nous croyons qu'on ne peut nulle

Institutul Geologic al României

part mieux voir, dans nos Carpates, une structure classique en nappes de charriage, que dans le SE du Banat et dans le Plateau de Mehedinți; c'est un pays de nappes par excellence.

Dans une note sur la géologie des Portes de Fer (21), nous avions établi une coupe de cette région en y distinguant:

I. La nappe gétique et son sédimentaire.

I *a*. La nappe des Couches de Sinaia et des formations qui leur sont associées, que nous appellerons ici la « nappe de Severin ».

II. L'autochtone et ses duplicatures.

Dans l'exposé qui suit, nous développerons les nappes, en commençant par l'étude des schistes cristallins; nous examinerons ensuite le sédimentaire et finirons par des considérations d'ordre paléogéographique et tectonique.

LES SCHISTES CRISTALLINS

Elle est bien connue aujourd'hui la classification des schistes cristallins des Carpates Méridionales en deux groupes, telle que L. MRAZEC (66) l'a le premier préconisée; c'est elle qui a conduit dans la suite G. MURGOCI (72—77) à affirmer l'existence d'une nappe de charriage dans ces montagnes.

Le premier groupe, formé surtout de roches à cristallinité élevée, micaschistes et gneiss, constitue, avec le sédimentaire mésozoïque de ce groupe, ce qu'on appelle la « nappe gétique » (76). Celle-ci a été charriée au-dessus du deuxième groupe, composé de phyllites, de quartzites, de calcaires et d'autres roches peu touchées par le métamorphisme. Avec sa couverture mésozoïque, ce groupe forme l'autochtone de la nappe. Des masses éruptives anciennes, granito-dioritiques et gabbro-péridotitiques, ont envahi les schistes cristallins des deux groupes [1]).

L. MRAZEC a reconnu dès le début que les deux groupes cristallophylliens des Carpates Méridionales se sont formés au détriment d'une même série sédimentaire d'âge antécarbonifère, série qui soumise à des conditions différentes de métamorphisme a donné naissance aux deux faciès métamorphiques d'un seul complexe sédimentaire paléozoïque.

Si cette hypothèse était exacte, nous devrions observer quelque part, dans l'extrême W de l'autochtone, des faciès de transition entre les schistes cris-

[1]) Pour les détails concernant la classification des schistes cristallins du Banat et des Carpates Méridionales, nous renvoyons aux études suivantes: AL. CODARCEA, Considérations générales sur la géologie du Banat (I-ère partie de l'ouvrage: Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer—Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, XV)· A. STRECKEISEN, Sur la tectonique des Carpates Méridionales (Introduction). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI.

Institutul Geologic al României

tallins de la nappe gétique et ceux de l'autochtone. Et, de fait, il semble bien que les choses se passent de la sorte. Nous décrirons par conséquent brièvement les zones de schistes cristallins qui se succèdent de l'W à l'E en commençant par les schistes cristallins gétiques des Monts de Locva et des abords de la dépression de l'Almăj et en finissant par les granites autochtones de Mehedinți ; cela sur la base d'un matériel abondant de roches et de coupes minces dont nous avons disposé.

Pour plus de facilité et afin d'éviter toute confusion, nous emploierons le terme de « cristallin gétique » pour désigner tous les schistes cristallins et les roches éruptives associées qui entrent dans la composition de la nappe gétique proprement dite et de ses régions de racine ; nous nous conformant en ceci strictement à l'esprit de la carte tectonique des Carpates Méridionales de G. Murcoci (76), où ces schistes cristallins sont désignés par un II. Quant aux schistes cristallins de l'autochtone de cette nappe et qui sur la carte tectonique de la synthèse de Murgoci sont marqués par un I, ensemble avec les roches éruptives anciennes avec lesquelles ils se trouvent en étroite liaison, nous les désignerons sous le terme de « cristallin danubien ».

LE CRISTALLIN GÉTIQUE

Ce cristallin occupe une vaste étendue dans l'W et le centre du Banat et forme des lambeaux de recouvrement importants dans le massif du Godeanu et le Plateau de Mehedinți (lambeau de Bahna et lambeau des Portes de Fer). Ces lambeaux de grandes dimensions sont reliés les uns aux autres par des lambeaux plus petits ; ainsi, le long de la Cerna, dans un synclinal étroit, affaissé en « Graben », s'est conservée une bande, interrompue par places, de schistes cristallins du premier groupe, laquelle relie le lambeau du Godeanu (à Bobot) au lambeau de Bahna (à Bratina) ; puis entre le lambeau de Bahna et celui des Portes de Fer nous avons encore observé des bandes de cristallin gétique, à Balta et à Șiroca. Nous avons remarqué la présence d'autres petites bandes de Gétique dans le complexe de l'Almăj, à Ciocaru Ursului et Ciocaru Nodului, entre Rudăria et Bârzasca.

Série du Lotru. Le cristallin gétique est constitué en grande partie par des schistes cristallins catazonaux et mésozonaux identiques à ceux de la série du Lotru, décrits récemment à nouveau par A. Streckeisen (123), à savoir par des paragneiss et des paraschistes muscovitiques et biotitiques, tantôt à grenats, tantôt à disthène, auxquels s'associent des amphibolites et de fréquentes injections d'aplites et de pegmatites à mica blanc (avec béryl, à Teregova), ainsi que des massifs de roches granitiques et granodioritiques. Celles-ci forment des masses importantes à Sichevița et à Poniasca et des masses de dimensions moindres à Gura Văii.

Institutul Geologic al României

Le massif de Sichevița[1]) (tout comme celui de Poniasca) est formé de roches granito-granodioritiques qui présentent divers faciès de différenciation: aplites, granites aplitiques riches en feldspath potassique, granites à gros grains et à phénocristaux d'orthose mesurant plusieurs centimètres en longueur, granodiorites et diorites quartzifères à biotite. Les minéraux entrant dans la composition de ces roches sont : le plagioclase andésine, parfois zoné, l'orthose, le microcline, le quartz cataclastique, la biotite brune tirant sur le rouge, à faibles auréoles pléochroïques, un peu de hornblende, d'épidote et de titanite. Les roches recèlent parfois de la muscovite. Leur texture est massive. On rencontre cependant fréquemment des faciès à texture parallèle, avec des transitions aux gneiss granitiques micacés à microcline. Plus particulièrement à la bordure du massif, on a l'image nette d'une injection granito-dioritique parmi des schistes cristallins du type du Lotru.

Dans la région de Gura Văii (département de Mehedinți) on peut également observer des injections granitiques, de dimensions réduites, dans la vallée de la Jidoștița, dans l'Ogașul[2]) Peșterii, dans la rive du Danube (les rochers dits Moșu et Baba), dans la vallée du Slătinicul, dans la colline de Ciochița (Breznița) et autres endroits. Les roches sont des granites à microcline — à gros grains à Moșu et à Baba, à texture gneissique - aplitique dans les autres endroits (14 a) — identiques aux roches que nous avons autrefois décrites à Racovăț (15) dans le lambeau de Bahna.

Outre les roches phanéroblastiques de la série du Lotru, il existe encore des roches à grain plus fin et d'un faciès plutôt épizonal ; elles forment quelques zones importantes dans le cristallin gétique, à savoir la zone de Locva et la zone du Miniș.

La zone de Locva comprend les collines situées entre Baziaș et Moldova Nouă et est constituée par des schistes chloritiques à porphyroblastes d'albite, qui sont très développés dans la partie orientale et par des phyllites albitiques à chlorite et muscovite qui prédominent dans l'Ouest. On rencontre aussi des intrusions de granites aplitiques et micropegmatitiques, des orthogneiss à porphyroblastes d'orthose, des épigabbros et des roches épidotiques semblant avoir été des variolites. En somme, nous avons affaire ici à un complexe sédimentogène argileux, arénacé, calcaire, caractérisé par un métamorphisme régional d'épizone. Il est à remarquer la fréquence considérable des porphyroblastes d'albite dans lesquels la stratification primordiale a été fidèlement conservée dans les rangées de grains d'épidote et de graphite qui traversent les albites sans subir de dérangement.

---

[1]) Le terme de « granite de Liubcova » (123) nous semble impropre puisque les granites sont situés ici en dehors de la limite de la commune de Liubcova.

[2]) Ogașul = le vallon.

Institutul Geologic al României

Zone du Miniș. A l'E du massif granito-dioritique de Sichevița se trouve la zone du Miniș [1]), qui se développe puissamment dans le bassin de la rivière du même nom. Cette zone est formée de phyllites séricitiques, quartzitiques, tufogènes, calcaires et actinolitiques, associées à des variolites, épigabbros, roches porphyrogènes, amphibolites et gneiss aplitiques. La nature sédimentogène des roches est parfois assez manifeste, comme par exemple à Buceaua (Șopotul Nou), dans le vallon de Găvojdia, où l'on rencontre des grès quartzeux et des schistes noirs, faiblement métamorphisés. Au N de Bozovici, là où cette zone se rétrécit, les roches portent les traces d'un stress puissant. Elles ont une texture linéaire prononcée et manifestent un métamorphisme plus élevé. Elles contiennent souvent aussi de la biotite (quartzites biotitiques). Caractéristique est la présence constante, au contact de l'E de la zone du Miniș avec la zone du Lotru, de certains micaschistes phylliteux à porphyroblastes de grenats.

On connaît, dans la zone du Miniș, comme d'ailleurs aussi dans la zone du Lotru aux alentours de la dépression de l'Almăj, une série d'intrusions de filons de banatites avec leur cortège de phénomènes de contact, analogues à ceux étudiés à Ocna de Fier (16). En effet, on observe dans la région entre Șopotul Vechiu et Liubcova, que les schistes cristallins se chargent, au contact des banatites, de minéraux de contact — andalousite, cordiérite, biotite — tandisque les calcaires et les marnes du Crétacé sont métamorphisés en cornéennes à diopside, grenat et épidote avec concentrations locales de minerais de fer et de cuivre, exploitées jadis dans la région de Tâlva Toroniții et de Culmea Sicheviții.

A Gura Văii, dans le lambeau gétique des Portes de Fer, on observe également, sur une largeur de 3 à 4 km, une zone de gneiss à grain fin et de quartzites finement grenus et biotitiques, à savoir la zone de Luchița, qui s'étend de Piatra Pușcată dans la rive du Danube, à travers la vallée de la Luchița, jusqu'à celle de la Jidoștița.

La masse du cristallin gétique de la région de l'Almăj est séparée des schistes cristallins de l'autochtone par une ligne de dislocation nettement traceé et marquée par des roches broyées. Cette ligne tectonique qui peut être suivie à partir de Liubcova vers le NE, par Rudăria et Lăpușnicel, jusqu'à Rusca et que nous appellerons ici la ligne de Rudăria, est connue déjà depuis 1877, grâce aux recherches de Joh. v. Böckh (3). Cet auteur a le premier distingué ces deux groupes de schistes cristallins et montré que les directions, dans les deux ensembles de roches, ne sont pas parallèles, mais s'entrecoupent sous un certain angle. L'intérêt tectonique de cette ligne a été mis en évidence seulement plus tard, par Fr. Schafarzik (110, 113) après que Murgoci eût publié sa nouvelle conception tectonique des Carpates Méridionales.

[1]) Série de Buciava, de A. Streckeisen (123).

Institutul Geologic al României

LE CRISTALLIN DANUBIEN

Nous avons proposé plus haut de nommer « cristallin danubien » par opposition à la notion de cristallin gétique, le soubassement cristallin de l'autochtone sur lequel la nappe gétique a glissé.

Ce cristallin danubien est puissamment développé dans les Monts de l'Almăj, depuis Bârzasca jusqu'à Orșova et Iablanița ; il affleure au-dessous de la couverture sédimentaire dans les Monts de la Cerna et de Mehedinți. Il est également constitué par plusieurs zones de schistes cristallins.

Dès qu'on dépasse la ligne de Rudăria sur la rive gauche de la vallée de l'Oreavița, à Liubcova, on observe une zone de phyllites, quartzites, roches vertes, épigabbros et amphibolites rubannées, qui ne se distinguent en rien des roches de la zone du Miniș et que nous étions toujours tenté d'attribuer également au domaine gétique (zone de la Toroniţa).

Vers l'E, succède une zone de roches chloritisées, plus ou moins laminées, à savoir, des gneiss verts chloritisés, gneiss granitiques à biotite chloritisée, amphibolites et calcaires cristallins. Cette zone se prolonge vers le NE, sous forme d'une bande étroite le long de la dislocation qui sépare le cristallin gétique par rapport à l'autochtone jusqu'à Cheile Globului, à Lăpușnicel. On peut fort bien l'observer à Bârzasca, dans la Valea Mare et jusqu'au confluent de la Camenița. Le microscope indique qu'on a affaire aux roches rétromorphisées de la zone de Ielova, qui succèdent à l'E. Aussi avons-nous, lors de la réunion de la Société de Géologie à Turnu-Severin, séparé ces roches sur la carte (19, 20) sous le nom de Zone de Ielova rétromorphisée, en la considérant comme une zone tectonisée des gneiss de Ielova.

Dès notre première excursion dans la zone de Ielova nous avons été frappé [1]) par la ressemblance des gneiss de cette zone avec certaines roches analogues de la zone du Lotru. La zone de Ielova, typiquement développée entre la bande sédimentaire Cozla—Camenița et le synclinal mésozoïque de Bigăr, est formée de gneiss biotitiques contenant parfois des grenats, de gneiss amphiboliques à biotite, gneiss granitiques à microcline, pegmatites plagioclasiques et pegmatites à mica blanc, identiques à quelques pegmatites à grain plus fin de la nappe gétique. On observe aussi la présence de serpentines.

La ressemblance avec les roches de la série du Lotru est particulièrement frappante dans la vallée du Stănic, où l'on rencontre des gneiss à deux micas, identiques à ceux de la série du Lotru. La texture homéoblastique, légèrement lenticulaire, prédomine ici. Par contraste avec la zone rétromorphe de

[1]) Tout comme STRECKEISEN d'ailleurs (123).

Institutul Geologic al României

l'W, les roches de la zone de Ielova sont très fraîches. Elles correspondent au faciès mésozonal [1]).

Encore plus à l'E succède la zone de Poiana Mraconia [2]), dans laquelle prédominent des paragneiss amphiboliques souvent à biotite et grenats, des paragneiss biotito-muscovitiques, des schistes micacés et des quartzites [3]). Les roches de cette zone se distinguent de celles de la zone de Ielova par leur schistosité plus accentuée, par leur grain plus fin et apparemment par une fréquence plus élevée de la muscovite. STRECKEISEN (123) considère cette zone comme quelque chose de particulier et n'ayant rien de commun avec les zones cristallines avoisinantes. Il attribue sa présence ici à un charriage d'âge probablement hercynien. Il est cependant malaisé de délimiter d'une façon nette la zone de Ielova par rapport à celle de Poiana Mraconia, du fait qu'elles passent graduellement l'une dans l'autre.

Une coupe de la vallée de Rudărica indique clairement que les susdites zones appartiennent à un seul grand complexe cristallin, que nous dénommerons pour plus de facilité le Complexe de l'Almăj; cela cependant, non pas dans le sens ancien qui englobait sous ce nom tous les schistes cristallins depuis la Cerna jusqu'à la ligne de Rudăria; mais dans un sens plus restreint, dont on trouvera la justification un peu plus loin.

Dans la partie E du complexe de l'Almăj se remarquent deux puissants massifs de granite, le granite de Cherbelezu et le granite de Sfârdinu, qui se trouvent compris entre les gneiss et les amphibolites d'Almăj, d'une part et la zone des phyllites qui suit à l'E, de l'autre. Au contact, les granites métamorphosent les phyllites et produisent une zone d'injection assez importante, dans la région de gneiss comprise entre les deux massifs. Les deux granites sont identiques, formés, les deux, de microcline, plagioclase, quartz et biotite.

La zone de phyllites de Corbu [4]) qui succède, s'étend de Plavișevița vers le N, le long du complexe cristallin de l'Almăj et d'une façon ininterrompue, jusqu'à Iablanița. Un peu plus au N, nous retrouvons cette zone dans les cluses de la Bela Reca et dans la crête du Cernivâr. Elle réapparaît ensuite sous forme d'anticlinal dans la vallée de l'Ideg et du Râul Alb et se développe puissamment entre le Muntele Mic et le Țarcu, aux sources du Craiu, passant plus loin vers Poiana Mărului. Cette zone est constituée par des phyllites diverses, des roches porphyrogènes et des calcaires cristallins.

---

[1]) Je dois rappeler que les trois zones, dont il vient d'être question, sont comprises dans le travail de A. STRECKEISEN (123) sous la dénomination de « Zone de Bârzasca et Rudăria ».

[2]) Cette zone correspond à la « Série de Cătrămăț » de A. STRECKEISEN.

[3]) Pour les détails relatifs à cette zone et à celles qui suivent vers l'Est jusqu'au Danube, voir A. CODARCEA (18).

[4]) Correspondant à la « Zone de Predeal » de A. STRECKEISEN (123).

Institutul Geologic al României

Sont également à rattacher à cette zone, une série de roches vertes et d'épigabbros (gabbros à zoïsite et ouralite, très répandus à Plavișevița, où ils forment une bande importante sur la bordure ouest de la zone des phyllites. Ces épigabbros réapparaissent dans la crête du Cernivâr, dans le Mont Nejudini, où ils présentent les mêmes caractères que les gabbros de Baicu, étudiés par N. GHERASI (36). Le massif de gabbros de Iuți situé dans le S du Banat, se trouve dans le prolongement de la zone d'épigabbros de Plavișevița. Le gabbro de Iuți, composé de plagioclase bytownite, de diallage et d'olivine, est souvent saussuritisé et ouralitisé. Entre les gabbros et la zone de Poiana Mraconia apparaît un massif de serpentines, de forme allongée, qui contient les gisements de chromite, bien connus, du Mont Goleț (17, 85). Dans la zone des phyllites, nous avons aussi rencontré des serpentines qui recèlent du talc, dans l'espèce à Largu et à Dovolumeț, dans la région de Borlova [1]).

A l'E de la zone de Corbu, suit une série de gneiss granitiques et d'amphibolites que nous avons dénommé dans la région d'Ogradina, la zone de Neamț (18). Celle-ci se prolonge vers le Nord et on peut la suivre, à travers la région de Mehadia, jusqu'à Cornereva, au confluent de l'Ohaba avec la Ramna. Cette zone appartient à la partie E de l'autochtone danubien, qui se continue dans le soubassement du plateau de Mehedinți et plus loin jusque dans les Monts de la Cerna et du Vulcan, étudiés par G. MANOLESCU (59). Dans ce complexe oriental prédominent les massifs de granite et les phénomènes de granitisation. Ainsi, dans nos régions nous citerons les granites d'Ogradina, les granites de Cerna et la terminaison Sud du massif granitique de Tismana, à Busești.

Le granite d'Ogradina (18, 123) est un granite blanc, formé d'oligoclase acide, de microcline, de quartz, d'une faible quantité de biotite et de muscovite et de petits grenats. Le granite présente, parfois, une structure pegmatitique ; le plus souvent, une structure gneissique marquée. Il contient des enclaves de schistes micacés, de schistes amphiboliques et de calcaires, toutes puissamment métamorphisés au contact. Dans la bordure W du massif granitique, on observe une zone d'injection dans les gneiss de Neamțu.

Le granite de Cerna est cendré, à grain moyen ; il est formé de quartz, de plagioclase, d'orthose et d'une faible quantité de biotite chloritisée. On observe aussi, dans la région du Mont Mișulariu, une variété porphyrique à grands phénocristaux d'orthose, ainsi qu'un granite rouge dans le Cracul Roșu, près de l'embouchure de la Presacina. Le granite de

[1]) Nous avons présenté dans une communication antérieure la description détaillée des phyllites, gabbros et serpentines du Banat Sud-oriental (18). Voir aussi STRECKEISEN (123).

Institutul Geologic al României

Cerna forme un massif puissant de 7,5 km de long sur 1,5 km de large, entre Băile Herculane et Piatra Galbenă, alors que vers le N il se manifeste par une série d'affleurements de faibles dimensions, entre Piatra Galbenă et le vallon de Scotina, dans celui de Bedina, dans la vallée de la Cerna entre Țezna et Madvedu, ainsi qu'en trois autres endroits sous les Păreții Mari, jusqu'à Gura Iuții. On rencontre des granites à grain plus menu, dans le noyau de l'anticlinal de la Cerna, qui s'étend depuis le Mont Domogled jusqu'à Vârful lui Stan, plus précisement près de la source du Jelărău (entre les Monts Domogled et Șușcu), puis entre Piatra Cușiului et Vârful Hurcului et aussi à Balta Cerbului.

On trouve, dans la région de Busești, quelques petites masses de granites biotitiques à microcline, injectées entre des schistes cristallins qu'elles ont transformées en cornéennes.

Tous les massifs granitiques dont il est question ci-haut, ont été mis en place dans un complexe de roches fort malaisé à définir, à cause du phénomène de granitisation très varié comme intensité, qu'ils ont subi. Certaines roches ont été métamorphisées au contact, d'autres ont été injectées par des solutions granitiques et graduellement transformées en gneiss granitisés, comme L. Mrazec (66) l'a montré depuis longtemps et Șt. Ghika-Budești (37) plus récemment dans le cristallin autochtone de l'Olténie. Pour ces roches granitisées Șt. Ghika-Budești a proposé le terme de granogneiss. En divers endroits on reconnaît encore des phyllites, des quartzites, des calcaires cristallins et des amphibolites ayant gardé leurs caractères, comme par exemple dans la bande de la Vodna, à Ogradina, dans la bande du Dzesiminu à Mehadia et ailleurs.

Comme on a pu le voir, la zone des phyllites de Corbu est incontestablement une zone médiane qui sépare deux grands complexes dans le cristallin danubien, à savoir :

a) Le complexe interne (ou occidental), qui correspond au complexe de l'Almăj, tel que nous l'avons défini plus haut.

b) Le complexe externe (ou oriental), qui comprend le reste du cristallin autochtone, avec les massifs granitiques d'Ogradina et de Cerna.

Il reste à savoir si cette division de l'autochtone peut s'appliquer aussi en dehors du Banat.

Pour nous résumer, nous distinguons:

Une masse cristalline de la nappe gétique à l'W, généralement formée de gneiss micacés et de micaschistes, avec des zones de phyllites et quelques massifs granitiques ;

Une masse cristalline de l'autochtone danubien à l'E, avec une zone interne de gneiss et d'amphibolites qui ressemble au faciès gétique, une zone médiane de phyllites et une zone externe caractérisée par la prédominance des roches granitiques et granitisées.

Institutul Geologic al României

LE SÉDIMENTAIRE

Les dépôts sédimentaires, paléozoïques et mésozoïques [1]), du Banat et du Plateau de Mehedinți appartiennent à diverses unités tectoniques, caractérisées par des faciès différents. Nous décrivons les uns après les autres, dans ce qui suit, les dépôts de la couverture sédimentaire de la nappe gétique, les dépôts de la couverture de l'autochtone danubien et le sédimentaire de la nappe des Couches de Sinaia (nappe de Severin) ; comme on le verra tantôt, ces derniers se sont formés dans une avant-fosse située entre les zones de sédimentation gétique et danubienne.

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA NAPPE GÉTIQUE

Les sédiments paléozoïques et mésozoïques de la zone de sédimentation de la nappe gétique se trouvent maintenant conservés dans un grand synclinorium situé dans la partie occidentale des Monts du Banat, entre Reșița et Moldova Nouă. Nous appellerons ce synclinorium la « zone de Reșița ».

Appartiennent également à cette zone paléogéographique correspondante au domaine gétique, les dépôts mésozoïques du plateau appelé Culmea Sicheviței situés entre Șopotul Vechiu et Liubcova, ainsi que ceux compris dans la région frontale de la nappe à Gura Văii, Dâlbocița, Șovarna et Rudina dans le département de Mehedinți. C'est toujours ici que nous placerons le Permien de la Vallée de la Cerna. Dans sa description de la coupe tectonique du Banat du Sud, L. KOBER (48) emploie, pour caractériser le faciès des dépôts sédimentaires de l'Ouest du Banat, le terme de « Banater Fazies ». Pour éviter toute confusion pouvant facilement surgir du fait que presque toutes les zones de sédimentation que nous décrirons plus loin font partie du Banat, nous estimons préférable d'adopter la dénomination de « couverture sédimentaire de la nappe gétique », ou bien celle de « sédimentaire gétique », tout court.

ZONE DE REȘIȚA [2])

La coupe stratigraphique du grand synclinal situé entre Reșița et Moldova Nouă commence à la base par les dépôts du Carbonifère supérieur et se termine à la partie supérieure par le Barrémien-Aptien et le Vraconnien.

---

[1]) Nous ferons abstraction du Tertiaire, déposé après la mise en place des nappes.

[2]) De toutes les zones du Banat, cette zone sédimentaire est celle que l'on connaît le mieux. Z. SCHRÉTER (117, 118) en a donné une description assez détaillée en se servant de toutes les études publiées sur ce sujet avant lui.

Institutul Geologic al României

Le Carbonifère supérieur (Stéphanien) est transgressif sur les schistes cristallins et se compose de dépôts continentaux à charbons ; ce sont des conglomérats à éléments provenant des schistes cristallins gétiques, grès, schistes argileux noirs et couches de charbon. A Secul, Lupac, Carașova, Gârliște et Zagradia on y a trouvé de nombreuses plantes fossiles, entre autres (41, 92, 93) :

Calamites cisti BRONGN.
Annularia stellata (SCHLOTH.) WOOD.
» *sphenophylloides* ZENK.
Pecopteris arborescens SCHLOTH.
Lepidodendron obovatum STERNB.
Alethopteris pluckeneti SCHLOTH. etc. [1]).

Le Permien suit en concordance au-dessus. Il est formé de grès rouges et gris, de schistes argileux rouges, gris et noirs et de conglomérats. Les schistes argileux noirs recèlent souvent des plantes fossiles caractéristiques au Rothliegende inférieur. Les plus fréquentes sont les suivantes (92, 93) :

Walchia piniformis SCHLOTH.
» *filiciformis* SCHLOTH.
Hymenophyllites semialatus GEIN.
Odontopteris obtusiloba NAUM.
Callipteris (Alethopteris) conferta STERNB. [2])

Trias. A la phase continentale du Permien a succédé la transgression marine du Trias. On ne connaît ce dernier que dans la région de Sasca (9, 42), où il est représenté par l'A n i s i e n, dont deux zones seulement ont été paléontologiquement identifiées, à savoir :

1. La zone à *Rhynchonella decurtata*, formée par des dolomies marneuses et bitumineuses et par des calcaires sablonneux gris clair, à Brachiopodes et Crinoïdes, où l'on a trouvé :

Spirigera trigonella SCHLOTH.
Spiriferina fragilis SCHLOTH.
Rhynchonella sp. indet.
Encrinus (Dadocrinus), entroques
Chemnitzia sp.
Physocardia sp.

[1]) Voir la liste des plantes fossiles citées du Stéphanien du Banat, dans le Cours de Stratigraphie de I. ATANASIU (2, p. 192).

[2]) Voir la liste des plantes fossiles citées du Permien du Banat, dans le Cours de Stratigraphie de I. ATANASIU (2, p. 208).

Institutul Geologic al României

2. La zone à *Ceratites trinodosus* (faciès à Céphalopodes) au-dessus, constituée par des calcaires noirs, des marnes calcaires et des calcaires sablonneux à :

Ceratites sascanus BÖCKH (in litt.)
» *semseyi* BÖCKH (in litt.)
» *isterensis* SCHRÉTER
» cfr. *ecarinatus* HAU.
» cfr. *lóczyi* ARTH.
Ptychites acutus MOJS.
» cfr. *gibbus* BEN.
Meekoceras böckhi SCHRÉTER
» *isterensis* SCHRÉTER
Arcestes sp.
Atractites sp.
Rhynchonella trinodosa BITTN.
Daonella paucicostata TORNQ.
» cfr. *moussoni* MÉR.
Mysidioptera n. sp.
Anoplophora? ou *Gonodus?* sp.
Trochus? sp.

Nos recherches ont montré, qu'à leur base, les calcaires noirs à Ammonites passent à des calcaires gréseux à entroques et à faune de Brachiopodes, Lamellibranches et Ammonites. Ces nouveaux calcaires, qui renferment des grains de quartz, passent graduellement à leur tour et encore vers le bas, à des grès et des conglomérats, à nuances claires et exclusivement quartzeux, formations considérées comme permiennes (11, 42). On trouve en réalité, sous ces grès et conglomérats quartzeux, un peu de Permien typique, avec même des intercalations de schistes charbonneux (Valea dela Vârîți). Cependant, les grès, très développés dans la région de Sasca, montrant des transitions vers les calcaires anisiens, doivent être attribués au Trias. Le Trias débute donc lui aussi par une phase continentale.

D'autre part, Z. SCHRÉTER (117, 42) note la présence, dans des dolomies triasiques, de *Physocardia* sp. ce qui le décidait à considérer ces dolomies comme ladiniennes, plus précisément comme un équivalent des Couches de St. Cassian. Ceci n'est pas exclu, étant donné que les rapports entre les calcaires noirs et certaines dolomies massives ne paraissent pas normaux ; les calcaires chevauchent en effet ces dolomies, dans le synclinal triasique du milieu, de la hauteur qui sépare Sasca Română de Sasca Montană.

Il est donc probable qu'on devra séparer comme ladiniens les calcaires dolomitiques massifs, blancs et jaunâtres, — mentionnés déjà par I. BÖCKH (9, p. 290—291), qui se demandait s'ils ne sont pas éventuellement d'âge

Institutul Geologic al României

tithonique, mais envisageait aussi la possibilité d'un âge triasique plus récent — et comme anisiens, les calcaires sablonneux à Brachiopodes et les couches plus ou moins dolomitiques entre les grès quartzeux de base et les calcaires noirs à Ammonites.

L'absence du Trias dans tout le reste du synclinal de Reșița prouve l'existence d'une période d'émersion, durant laquelle les dépôts triasiques ont été érodés ; seuls sont restés intacts les calcaires anisiens de Sasca et les dépôts quartzeux de leur base.

Lias. Le Jurassique commence avec la transgression du Rhétien-Lias inférieur, représenté par des grès et des conglomérats quartzeux et des arkoses ; dans leur partie supérieure s'intercalent des schistes argileux noirs, contenant les couches à charbons bien connues d'Anina et de Doman. A Steierdorf-Anina, on a découvert dans ces schistes les plantes fossiles suivantes (92) :

Pterophyllum rigidum ANDR.
Zamites schmiedelii STERNB.
Baiera taeniata BRAUN.
Palissya brauni ENDL.
Thinnfeldia rhomboidalis ETT.
Taeniopteris vittata BRONGN.
Alethopteris dentata GÖPP.

Dans le grès du Lias inférieur de Cereșnaia, les espèces suivantes ont été citées (92) :

Pecten disparilis QUENST.
Gervilleia olifex QUENST.

Dans le même grès, à Fața Natra, on a trouvé (93) *Spiriferina* sp.

Le Lias inférieur est surmonté à Anina par des argiles schisteuses bitumineuses, brunes ou noires, à limonite, blackband et traces de charbons, que l'on attribue au Lias supérieur. Dans le dernier siècle on distillait ces schistes afin d'en extraire des hydrocarbures. Ces dépôts ont offert des traces de fossiles (92) :

Carpolithes liasinus ANDR.
Zamites gracilis KURR.
Palissya cf. *brauni* ENDL.
Estheria

On mentionne, à Doman, la présence de marnes tachetées de brun, contenant *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* BRUG., qui caractérise le Toarcien (40).

Institutul Geologic al României

Le Jurassique moyen est représenté par les deux horizons de l'Aalénien (42, 92).

a) L'horizon inférieur est constitué de marnes argileuses micacées dans lesquelles on a trouvé :

Harpoceras (Leioceras) opalinum REIN.
Lytoceras torulosum SCHÜBL.
Neaera kudernatschi STUR
Posidonomya opalina QUENST.
Pullastra opalina QUENST.
Cucullaea inaequivalvis GOLDF.
Chemnitzia globosa D'ORB. etc.

b) A ces marnes argileuses se superposent des calcaires sableux en bancs noduleux, des marnes sableuses de couleur grise, des marnes schisteuses, sableuses et micacées et de fins calcaires violets et bruns à :

Harpoceras (Ludwigia) murchisonae SOW.
Gryphaea calceola QUENST.
Modiola plicata SOW.
Pecten demissus PHILL.
Pinna radiata MÜNST.
Trigonia bronni AG.
Astarte cf. *voltzii* GOLDF.
Cidaris sp. etc.

J'ai cru observer, aussi bien aux environs d'Anina qu'à Doman, derrière la Cioaca Dosului, toutes les transitions entre l'Aalénien et le Callovien ; on peut en déduire malgré le manque des fossiles caractéristiques, que le Bajocien et le Bathonien soient aussi représentés dans la série.

Le Bathonien serait compris selon U. SCHLOENBACH (116) dans la partie située à la base du complexe suivant.

Le Callovien est constitué par un complexe de calcaires et de marnes bitumineuses, compacts, de couleur brune tirant sur le jaune ou grise, caractérisés par la présence des lentilles et des couches de silex, très fréquentes.

On a trouvé à Steierdorf, dans la partie inférieure du complexe (92) :

Pecten cingulatus PHILL.
Posidonomya ornati QUENST.
» *parkinsoni* QUENST.
Pentacrinus pentagonalis GOLDF.

En même temps que ces espèces, on a trouvé (92) dans les environs de la gare de Gârliște, dans les couches les plus inférieures dudit complexe, un exemplaire de *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. dénotant que ces

Institutul Geologic al României

dépôts appartiennent au Callovien inférieur (zone à *Macrocephalites macrocephalus*).

Dans la région à l'E d'Anina on a trouvé aussi (92) :

Rhynchonella fürstenbergensis QUENST.
Pecten cf. *decemcostatus* MÜNST.
» *fibrosus* SOW.
» *subspinosus* SCHLOTH.
Belemnites (Belemnopsis) canaliculatus SCHLOTH.

Dans les marnes de la partie supérieure du complexe, dans la vallée de la Nera, près de son confluent avec la vallée de Haimelug, J. BÖCKH (6, p. 307) a trouvé :

Hecticoceras punctatum STAHL
Perisphinctes sp.
Pecten cingulatus GOLDF.

formes qui correspondent à la zone à *Reineckia anceps* du Callovien moyen.

Jurassique supérieur. Au Callovien se superpose un complexe de calcaires et de marnes grises contenant des silex subordonnés. Ce complexe, qui n'a pu être horizonté, comprend l'Oxfordien et le Kimmeridgien.

La partie inférieure contient, à Navesul Mare, des fossiles oxfordiens (92) :

Aspidoceras perarmatum SOW.
Belemnites (Hibolites) hastatus BLAINV.

Dans la partie supérieure ont été recueillis (8, p. 149) :

Waldheimia kudernatschi BÖCKH
Pecten biplex BUV.
» *vitreus* RÖM.

et d'autres Pectinidés.

On mentionne encore dans ces calcaires (92, 93) :

Perisphinctes virgulatus QUENST.
» *plicatilis* SOW.
Oppelia bachiana OPP.
Aptychus (Lamellaptychus) lamellosus MÜNST.
Pecten cingulatus PHILL.
Pinna cf. *radiata* MÜNST.
Rhynchonella astieriana D'ORB.
Terebratula cf. *insignis* ZIET. etc.

Institutul Geologic al României

A Sfânta Elena, près du Danube, le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires marneux lithographiques dans lesquels on cite un *Perisphinctes* sp. (117).

Le Tithonique est représenté par deux faciès :

a) Le faciès à Céphalopodes, dans la partie W du synclinal. Ce faciès est caractérisé par la présence de gros bancs de calcaires gris, noduleux qui renferment aussi des silex et présentent parfois des taches plus foncées.

Dans le plateau de Brădet (Predett) on a recueilli les fossiles suivants (92, 93, 142) :

Perisphinctes contiguus CAT.
» *transitorius* OPP.
» *colubrinus* REIN.
Haploceras (Lissoceras) elimatum OPP.
» *staszycii* ZEUSCH.
» *tithonicum* OPP.
Aspidoceras cyclotum OPP.
Simoceras sp.
Aptychus (Lamellaptychus) exsculptus SCHAUR.
» » *beyrichi* OPP.
» » *lamellosus* MÜNST.
» *(Laevaptychus) laevis* QUENST.
Terebratula (Pygope) janitor PICT.
Rhynchonella cf. *sparsicosta* OPP.
» cf. *trilobata* ZIET.
Belemnites (Hibolites) cf. *semisulcatus* MÜNST. etc.

A Moldova Nouă (42, 117) on a trouvé :

Perisphinctes richteri OPP.
» *colubrinus* REIN.
» cf. *contiguus* CAT.
Haploceras sp.
Aptychus (Punctaptychus) punctatus VOLTZ
» *(Lamellaptychus) beyrichi* OPP.
» » *lamellosus* MÜNST.
Belemnites sp.

Les calcaires noduleux tithoniques de la partie occidentale de la zone de Reșița, dans la région d'Oravița—Marila—Ciclova et Moldova Nouă, sont surmontés par un important complexe de marnes calcaires associées à des calcaires lithographiques. Dans ces derniers, j'ai remarqué au microscope la présence des *Calpionelles*. Étant donné que ce complexe suit toujours aux calcaires noduleux à fossiles tithoniques, il est bien probable qu'il englobe

Institutul Geologic al României

60889

aussi les couches de base du Crétacé ; ceci d'autant plus que les calcaires récifaux, massifs, qui leur font suite sont attribués à l'Urgo-Aptien.

Nous devons rélever ici la grande ressemblance des calcaires lithographiques à Calpionelles, de la région d'Oravița et de Moldova, avec les calcaires hauteriviens caractérisés par les mêmes Calpionelles, de Svinița, de la zone de Sirinia.

b) Le faciès à Brachiopodes, Bivalves et Polypiers dans la partie E du synclinal, dans la région de Cereșnaia—Radoșca—Gârnic. Les calcaires de ce faciès sont massifs, de couleur blanche, jaune ou même rouge, et présentent des veines de calcite. On y a trouvé des Coraux, des Diceras, des Nérinées, des Ptygmatis, des Rhynchonelles, des Térébratules et des Pectinidés (8, 42, 92). J. Böckh (8) a parallélisé ces calcaires à ceux de Stramberg.

Le Crétacé inférieur est formé entièrement de calcaires récifaux urgoniens.

La partie inférieure, qui comprend le Valanginien et le Hauterivien, est constituée par des calcaires compacts, blancs tirant sur le jaune, non stratifiés, craquelés et à veines de calcite. Parmi les quelques rares fossiles qu'on y rencontre nous citerons des Polypiers, Requienia *(Toucasia carinata* Math.) et des Foraminifères (Miliolines). Ces calcaires passent graduellement au Tithonique, dont on ne peut ni les distinguer, ni les séparer, notamment dans la partie E de la zone, de même qu'on ne peut non plus les horizonter.

La partie supérieure du Crétacé inférieur comprend le Barrémien et l'Aptien, formés de calcaires généralement stratifiés, souvent oolithiques, jaunes ou bruns tirant sur le jaune, rarement rouges, avec des intercalations marneuses, argileuses et même gréseuses. Ces calcaires passent graduellement à ceux du Nécomien inférieur, avec lesquels ils présentent une telle similitude, dans la région du nord de la zone, qu'on ne peut les en séparer. On y a découvert de nombreux fossiles : Lithothamnium, *Orbitolina lenticularis* Lam., des Miliolines, des Coraux, des Oursins, des Brachiopodes, des Bivalves, *Toucasia carinata* Math., qui forme parfois des bancs entiers, des Gastropodes etc (voir la liste des fossiles dans l'ouvrage de Halaváts et Schréter (42).

Dans leur travail sur le Crétacé de Roumanie, G. Macovei et I. Atanasiu (58) disent, relativement à la faune du Crétacé inférieur de cette région que la présence du Valanginien et du Hauterivien n'y est nullement démontrée, puisque *Toucasia carinata* Math., qu'on y cite est un fossile caractéristique au Barrémien supérieur-Aptien inférieur. D'autre part, les calcaires récifaux du Crétacé inférieur sont transgressifs sur des schistes cristallins et sur des granites. Les auteurs en concluent qu'il devait exister entre le Jurassique et le Crétacé une lacune stratigraphique correspondant au Valanginien et à l'Hauterivien, tout au moins dans certaines parties de la zone.

Institutul Geologic al României

Gault-Cénomanien. La série sédimentaire de la zone de Reşiţa se termine avec le Gault-Cénomanien. Celui-ci, en discordance sur le Crétacé inférieur (58, p. 63), est composé de grès verts ou gris, glauconieux, de grès argileux, de faibles quantités de marnes, de traces insignifiantes de charbons, parfois aussi de calcaires extrêmement sableux, de graviers et même de conglomérats à blocs de calcaires urgoniens. Ces formations atteignent leur plein développement dans la région de la vallée du Miniş et dans celle de Cărbunari—Moldova Nouă—Coronini.

On a trouvé dans la partie la plus inférieure du complexe, à Gura Golumbului (10, 92). *Crioceras (Ancyloceras) matheronianum* D'ORB. [1]).

Un peu plus haut et encore à Gura Golumbului on a également découvert (10, 92) :

Inoceramus salomoni D'ORB.
Terebratula dutempleana D'ORB.

Il s'agit donc de fossiles albiens. La partie supérieure de ce complexe est d'âge cénomanien, comme le démontrent les fossiles mis à jour à Gura Isvorului, au SE de Steierdorf (10, 92) :

Lytoceras sacya FORB.
Sequoia reichenbachi HEER

Nous renvoyons le lecteur à la liste des fossiles découverts dans le Gault au sud de Nera (10, 42 p. 28, 58 p. 124).

Selon G. MACOVEI et I. ATANASIU, toute cette série sédimentaire appartiendrait au Vraconnien du fait que, dans le Bassin de la Dâmbovicioara, *Lytoceras sacya* est associée avec une faune vraconnienne (58, p. 61).

ZONE DE ŞOPOT [2])

Dans la zone de Şopot, le sédimentaire de la nappe gétique est représenté par les calcaires urgoniens du Crétacé inférieur et par les dépôts gault-cénomaniens qu'on rencontre à l'E de la zone de Reşiţa. Ce sédimentaire forme un lambeau étendu dans le plateau de Culmea Sichevitei, entre Şopotul Vechiu, Ravensca et Liubcova, ainsi qu'une série de petits lambeaux dans la région de la vallée de l'Oreavita, à Liubcova et sur la rive du Danube entre Liubcova et Bârzasca.

Les calcaires aptiens se trouvent dans plusieurs endroits aux alentours

[1]) En réalité c'est un fossile aptien (v. aussi 58, p. 61).

[2]) C'est la zone de Ravensca-Bârzasca de G. MACOVEI et I. ATANASIU (58). Nous la dénommons tout court zone de Şopot, parce que le plateau de Culmea Sichevitei, qui forme la plus grande partie de cette zone, est entièrement compris dans le territoire de la commune de Şopotul Vechiu.

Institutul Geologic al României

de la Culmea Sicheviței. Sur ces calcaires, ou directement sur le cristallin, reposent des conglomérats calcaires, des grès friables verts et jaunes, des marnes gréseuses grises à mica et des marnes calcaires grises tirant sur le jaune. Dans les marnes de Tâlva Inaltă et de Curmătura Găleții (Culmea Sicheviței, Șopotul Vechiu) nous avons trouvé *Rosalina linnéi* D'ORB. et dans les calcaires organogènes de Tâlva Toroniței des *Mélobésiées*. Étant donné leur analogie avec les dépôts de Gura Golumbului, on a attribué aussi ces sédiments au Gault-Cénomanien (118).

Selon E. TIETZE (136), les calcaires gréseux, jaunâtres, à *Orbitolines* et *Gryphaea* sp. de Stânca Liubcovei, sur la rive du Danube, entre Bârzasca et Liubcova, seraient d'âge cénomanien, alors que FR. SCHAFARZIK (109) les rapportait à l'Urgo-Aptien.

LE VERRUCANO DE LA VALLÉE DE LA CERNA

En liaison étroite avec la bande de schistes cristallins gétiques de la vallée de la Cerna, se trouvent des schistes rouges, ainsi que des conglomérats laminés, gris-verdâtre ou rouge violacé, presqu'exclusivement formées aux dépens des schistes cristallins micacés. Ces conglomérats s'observent en plusieurs endroits : dans les environs de Topleț, dans les cluses de la Bratina, plus précisément dans la tranchée du chemin de fer ; puis, vis-à-vis, dans la rive gauche de la Cerna, jusque près du village Topleț. Ensuite et dans la même vallée, au Nord de Băile Herculane, à savoir depuis Poiana Prisaca jusqu'à Poiana Bulzii, étant plus développés dans les environs de Poiana Sfârloagei et le long du chemin près de Zăvoiul Copilului.

F. SCHAFARZIK (98) qui connaissait ces conglomérats, les attribuait au Permien. La formation s'appuie d'une manière constante sur le cristallin gétique et, au cas où celui-ci est réduit par laminage, elle vient en contact avec les Couches de Sinaia ou les Couches d'Azuga, au-dessous de la nappe gétique. A l'occasion d'une course, ensemble avec MM. D. M. PREDA et G. MANOLESCU, dans la région de Soarbele j'ai pu me convaincre de l'identité de ces conglomérats, avec les conglomérats à faciès verrucano du Mont Sturul (43, 106, 66) appartenant au lambeau de recouvrement de Godeanu (GHERASI, 36, p. 32). Ils se trouvent dans leur prolongement. Je dois remarquer cependant que ce Verrucano est très différent, comme aspect, du Permien situé sur la nappe gétique, tel qu'il est connu dans la zone de Reșița. De sorte qu'il est permis de se demander si ces conglomérats ne sont pas, éventuellement, plus anciens ?

ZONE DE GURA VĂII

Dans cette zone, à savoir dans la région frontale de la nappe gétique, à Gura Văii, Dâlbocița, Șovarna et Rudina, le sédimentaire gétique est

Institutul Geologic al României

représenté par une série de klippes de calcaire tithonique reposant sur le cristallin et recouvertes en transgression par des conglomérats de Bucegi (82, 22).

Les couches les plus anciennes sont les grès calcaires et les calcaires en plaquettes, parfois à silex, qui forment la base de la klippe tithonique de Şovarna. Elles appartiennent probablement à un horizon du Malm, inférieur au Tithonique et ressemblent beaucoup aux couches en plaquettes du Jurassique supérieur de Valea Minişului, en aval de la source vauclusienne de Coronini (92).

A Gura Văii [1]) (57, 64, 65, 121, 122) on trouve dans la base de la série, reposant directement sur le cristallin, des calcaires rouges bréchoïdes, parfois oolithiques, à galets de gneiss biotitiques et riches en fossiles, petites *Ammonites*, *Bélemnites*, *Lamellibranches* et *Gastéropodes*. Nous y avons également découvert *Perisphinctes* sp. et une *dent de Squale*. Au point de vue du faciès, ces calcaires ressemblent aux Couches à acanthicus de Braşov (JEKELIUS [2]) et à certains calcaires rouges du Malm de la zone de Reşiţa, mais dans aucun cas elles ne sont triasiques (48, p. 90). A ces calcaires rouges succèdent les calcaires tithoniques massifs, blancs ou d'un blanc tirant sur le jaune, recristallisés, à traces fréquentes de Coraux et qui ressemblent beaucoup aux calcaires tithoniques et néocomiens de la zone de Reşiţa, du Pays de Haţeg et de la région de Braşov—Dâmbovicioara. Par suite de l'absence de fossiles, nous ne pouvons savoir si ces calcaires comprennent aussi le Crétacé inférieur. Au-dessus et en transgression, reposent des conglomérats et des grès calcaires à Gura Văii (grès de Gura Văii), alors que plus au Nord se trouvent des conglomérats et des grès micacés, à restes de plantes absolument identiques aux conglomérats de Bucegi et aux grès vraconniens (grès de Siriu) de la vallée de la Prahova. Cette ressemblance avait depuis longtemps frappé G. MURGOCI (82).

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE L'AUTOCHTONE DANUBIEN

Les dépôts sédimentaires mésozoïques qui se sont formés sur l'autochtone danubien se distinguent des sédiments mésozoïques de la nappe gétique par les faciès caractéristiques de certaines formations ; on le verra tantôt, à la description des coupes. Sur l'autochtone danubien ont pris naissance, durant le Mésozoïque, une série de rides et de bassins locaux, qui expliquent la variation de faciès du Lias, du Jurassique moyen, du Jurassique supérieur

[1]) Voir aussi la coupe des Portes de Fer et la coupe de la carrière de Gura Văii, données par A. CODARCEA (19, 20, 21).

[2]) Communication orale.

Institutul Geologic al României

et du Crétacé inférieur. Ensuite, les plissements alpins ont engendré une série de digitations correspondants aux éléments de cette tectonique embryonnaire.

Nos recherches les plus récentes nous permettent maintenant de distinguer, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, une zone de mer plus profonde à l'W, la zone de Sirinia et une zone caractérisée par des faciès récifaux à l'E, la zone de Cerna. Outre ces deux grandes zones, nous décrirons encore, s'y rattachant, une zone d'Arjana, dans le flanc ouest de la zone de Sirinia, une zone de Presacina, dans la partie E de la zone de Sirinia, et dans le Plateau de Mehedinți, une zone de Coșuștea, dans la partie E de la zone de Cerna.

Il est à souligner que par différence des zones sédimentaires gétiques, le Trias fait complètement défaut dans les diverses zones sédimentaires de l'autochtone.

ZONE DE SIRINIA

Nous appelons zone de Sirinia le synclinal mésozoïque qui s'étend de Svinița vers le NW et ensuite vers le N, par Bigăr, jusqu'au mont Sviniecea Mare et même plus loin, toujours dans la même direction, jusqu'à la vallée du Sfârdin, à la bordure S du bassin miocène de Iablanița. Ce synclinal est traversé sur toute sa largeur par la vallée de la Sirinia, le long de laquelle on peut en étudier la coupe géologique complète. Un peu plus vers l'W se détache une branche plus étroite de dépôts mésozoïques, qui s'étendent de Cozla vers le N, dans la direction de Rudăria.

Voyons de plus près la stratigraphie de cette zone de Sirinia.

Carbonifère. Les sédiments les plus anciens de la zone appartiennent au Carbonifère.

On rencontre, entre Cozla et Drencova, un synclinal pincé de schistes noirs ardésiens, de conglomérats métamorphisés et de porphyres gris-vert, compacts, attribués au Culm (111). Ces dépôts sont identiques à ceux de Rusca, dans la vallée de l'Ideg, où l'on trouve en plus aussi des calcaires. Nous avons observé des schistes noirs à nodules ellipsoïdaux, probablement toujours carbonifères, aux sources de la Staricica, à Svinița (18).

Le Stéphanien à charbons n'apparaît que sporadiquement et présente un développement assez restreint. A l'W de Bigăr, il affleure dans la partie inférieure de la vallée de Dragosela. Il est constitué par des grès et des arkoses verts, à éléments rouges, qui proviennent des gneiss granitiques de la zone de Ielova, ainsi que par des schistes argileux noirs et des couches de charbons, renfermant *Sigillaria*, *Calamites* et *Lepidodendron* (111). On rencontre les mêmes dépôts aussi plus vers le S, dans les vallons de Cozila Mare

Institutul Geologic al României

et de Cozila Mică, des affluents de la Sirinia (112). On connaît le Stéphanien aussi à Baia Nouă, où l'on exploita naguère un riche gisement de charbon, aujourd'hui épuisé (93 a). On y a trouvé (101) :

Stigmaria ficoides BRONGN.
Calamites cisti BRONGN.
Sigillaria tesselata BRONGN.

Les grès micacés foncés qui se rencontrent à la base du Permien du ruisseau Lespezi, affluent de la vallée de Mraconia, appartiennent eux aussi, probablement, au Carbonifère supérieur (112).

Le Permien inférieur est fortement développé et présente, suivant L. ROTH v. TELEGD (91), qui a étudié de près le problème du Permien dans la région des vallées de Ielișeva et Stariște, la succession suivante :

1. La partie à la base du Permien inférieur est formée par une alternance de grès, conglomérats et schistes argileux gris et rouges, tantôt avec des intercalations de tufs volcaniques, tantôt sans matériel volcanique, mais traversés par des filons porphyriques. On a trouvé dans des schistes les plantes suivantes, caractéristiques pour la base du Permien :

Walchia piniformis SCHLOTH.
Odontopteris obtusiloba NAUM.
Hymenophyllites semialatus GEIN.
Pinnularia capillacea LINDL. et HUTT.
Calamites sp.
Alethopteris sp.
Cordaites sp.

2. Cette alternance de couches est surmontée par un complexe de produits volcaniques, porphyres, tufs et agglomérats, qui constituent la majeure partie du Permien. Parmi les roches éruptives, les porphyres quartzifères l'emportent sur les porphyrites et les mélaphyres.

Selon ROTH, l'activité volcanique serait synchrone des sédiments de base ou peut-être même un peu plus ancienne et se serait prolongée aussi, après le dépôt de ces sédiments jusqu'à la fin du Permien inférieur.

En ce qui concerne les rapports entre le Permien et le Stéphanien, selon I. ATANASIU (2, p. 180—181), le Permien serait, au moins en partie, discordant et transgressif sur le Stéphanien, ce qui a été relevé aussi par D. STUR (125).

Le Lias est très répandu et occupe de vastes superficies dans la zone de Sirinia. Il est développé sous le faciès de Gresten et contient des gisements de charbon assez importants. L'absence de fossiles caractéristiques rend l'horizontation du Lias assez malaisée. Les fossiles qu'on y trouve sont des fossiles de faciès. Voici les étages du Lias déterminés par E. TIETZE (136)

Institutul Geologic al României

et que nous avons mis en accord avec les zones à Ammonites, suivant HAUG [1]) :

Le Rhétien, représenté par des conglomérats de base.

L'Hettangien: 1. La zone à *Psiloceras planorbis*, contenant des grès à charbons dans la partie supérieure.

2. La zone à *Schlotheimia angulata*, renfermant des grès calcaires gris clair, micacés, avec des fossiles noirs. Les espèces suivantes y ont été observées :

Thalassites (Cardinia) giganteus QUENST.
Corbula cardioides PHILL.
Mytilus morrisi OPP.
Ceromya infraliasica PETERS etc. [2])

Ces grès se trouvent dans la partie supérieure des grès à charbons, à Cozla et peuvent, tout au plus, être considérés comme faisant immédiatement suite aux dépôts à charbons. Ils font défaut à Munteana.

Le Sinémurien inférieur: 3. La zone à *Arietites bucklandi*, représentée par des calcaires oolithiques gris à nuance rougeâtre avec :

Terebratula grestenensis SUESS
Spiriferina pinguis ZIET.
» *brevirostris* OPP. etc.,

dans la base de la coupe du Lias, à Munteana.

Les marnes sableuses d'un jaune rougeâtre, à *Lima pectinoides* SOW., sur la route du Bigăr, au-dessous de la crête Vârnișco, correspondraient à la partie supérieure du Lias inférieur.

Le Pliensbachien: 9. La zone à *Polymorphites jamesoni*, à laquelle on a probablement affaire d'après la présence d'une roche marno-sableuse noire recélant *Pholadomya decorata* HARTM.

Le Domérien: 10. La zone à *Deroceras davoei* et 11. la zone à *Amaltheus margaritatus* sont représentées toutes les deux par des calcaires marneux, gris foncé, finement micacés, dans lesquels on a déterminé, à Munteana, les fossiles suivants :

Amaltheus margaritatus MONTF.
Grammoceras normannianum D'ORB.
Aegoceras planicostatum SOW.
Lyparoceras henleyi D'ORB.
Pecten aequivalvis SOW.
» *liasinus* NYST.
Gryphaea cymbium LAM. etc.

[1]) Voir M. GIGNOUX, Géologie stratigraphique, p. 265, Paris, 1926. Le dénombrement des zones à Ammonites est celui proposé dans ce traité.

[2]) Voir, dans le mémoire de TIETZE (136, p. 132), la liste complète des fossiles liasiques décrites par cet auteur. Nous n'en avons mentionné qu'un nombre restreint.

Institutul Geologic al României

Pecten aequivalvis et *Gryphaea cymbium* sont des espèces très fréquentes. Cette-dernière atteint à Munteana des dimensions tout à fait exceptionnelles.

D'après TIETZE, les marnes sableuses brunes de la crête Vârnișco dans lesquelles on a trouvé :

Pholadomya ambigua SOW.
Terebratula (Waldheimia) numismalis LAM.
Rhynchonella tetraedra SOW.
Pleuromya unioides QUENST. *(Myacites* de TIETZE).
Spiriferina rostrata SCHLOTH.

correspondraient à la zone à *Amaltheus margaritatus.*

12. La zone à *Amaltheus spinatus*, qui comprend les couches tufacées vertes, un peu calcaires, de Munteana, dans lesquelles on a trouvé :

Amaltheus spinatus D'ORB. (*costatus* REINECKE)
Belemnites paxillosus SCHLOTH.
Rhynchonella quinqueplicata ZIETEN
Terebratula quadrifida LAM.
Pecten (Velopecten) tumidus ZIETEN (*P. velatus* GOLDF.) etc.

Bien que les zones du Lias n'aient pas été toutes déterminées d'après des fossiles, nous estimons cependant que, dans certaines parties au moins, la coupe du Lias est complète. Ainsi, à Munteana, entre la 3-ème zone et les 10-ème jusqu'à 12-ème zones se trouve encore un paquet de grès cendrés, micacés, avec des restes de plantes, qui fait la transition.

D'ailleurs, *Aegoceras planicosta* SOW. et *Liparoceras henleyi* SOW., cités par TIETZE, sont aujourd'hui considérés comme caractéristiques pour le Lotharingien (zone 6) et la Pliensbachien (27, p. 425, 427, 431).

Quant au Lias supérieur, quoique sa présence n'ait pas été établie d'après des fossiles, il existe certainement lui aussi, car aux zones à Amalthei de Munteana succède un paquet de calcaires gréseaux cendrés, à grain fin et sans fossiles, qui passe au Dogger. Nous avons souvent observé cette transition. Les recherches minutieuses de J. BÖCKH (4) dans la région de Fața Mare ont d'ailleurs elles aussi démontré qu'il n'existe aucune lacune depuis la base du Lias jusque dans sa partie supérieure, les diverses couches présentant une continuité stratigraphique parfaite.

En revanche nous avons trouvé des endroits où une partie du Lias manque, comme par exemple à Greben, dans la rive du Danube, où le Dogger à Brachiopodes repose sur les grès quartzeux du Lias inférieur ; ceci prouve qu'au début du Dogger certaines régions étaient exondées.

Il est évidemment assez difficile d'identifier sur place toutes ces zones, à cause des fréquentes variations lithologiques qui compliquent de beaucoup le parallélisme. Il y a cependant quelques faits sur lesquels on peut compter.

Institutul Geologic al României

On sait p. ex. que le Lias débute par des faciès grossièrement détritiques à charbon, qui ne reviennent plus dans le reste de la série ; on sait aussi que la série liasique est presque toujours suivie par des calcaires à Brachiopodes, certainement doggeriens, très faciles à reconnaître sur le terrain. En nous basant sur ce qui vient d'être noté plus haut, nous essayons ici une répartition pratique de cette série, laquelle puisse servir dans les levers. Elle peut être conçue ainsi :

1. Des conglomérats et des grès quartzeux à couches de charbon et des schistes argileux dans la partie supérieure, dans lesquels on a trouvé (4, 91,101) :

Palissya brauni ENDL.
Taeniopteris vittata BRONGN.
Dictyophyllum nilssoni GÖPP.
Cardinia gigantea QUENST.
Gryphaea obliqua GOLDF.
Pecten hehli D'ORB.
Modiola neumayri TIETZE
Belemnites brevis olifex QUENST. etc.

Nous rangerons dans ce groupe aussi les calcaires oolithiques à *Terebratula grestenensis* SUESS découverts à Munteana et Chiacovățul Mic.

Ces couches correspondent au L i a s i n f é r i e u r.

2. Un complexe argilo-gréso-calcaire, formé de grès calcaires micacés, grisâtres ou noirâtres, qui sont tantôt marneux, tantôt argileux, ou glauconieux. Ces grès contiennent fréquemment des fossiles, Lamellibranches, Brachiopodes, Ammonites et Bélemnites (4, 101, 109) :

Terebratula (Waldheimia) numismalis LAM.
Spiriferina haueri SUESS
Gryphaea cymbium LAM.
Pholadomya sturi TIETZE
Pleuromya trajani TIETZE
Hinnites (Velopecten) velatus GOLDF.
Ostrea doleritica TIETZE
Belemnites paxillosus SCHLOTH.
Amaltheus margaritatus MONTF. etc.

Ces couches correspondent donc au L i a s m o y e n.

3. Dans la partie supérieure du Lias, dans la vallée de Dragosela, nous avons observé la présence d'un grès arkosien blanc, fin, qui devient, graduellement calcaire, passsant à des calcaires gréseux cendrés, sans fossiles, qui font la transition au Jurassique moyen.

Jurassique moyen. Le complexe précédemment décrit, comprend probablement dans sa partie supérieure l'A a l é n i e n qui, dans le Banat, a toujours

Institutul Geologic al României

été considéré comme faisant partie du Dogger. A ce complexe se superposent en effet immédiatement les calcaires gris à Brachiopodes et à Pecten (et aussi à coraux, dans la colline de Ciobia, à l'W de Bigăr), dans lesquels J. BÖCKH (4) a trouvé, à Pânza, entre autres,

Stephanoceras humphriesianum SOW.
Rhynchonella quadriplicata ZIET.

FR. SCHAFARZIK (101) cite dans les mêmes calcaires, dans la vallée de la Sirinia :

Rhynchonella quadriplicata ZIET.
Terebratula globata QUENST.
» *bullata* QUENST.

D'après ces formes les calcaires comprendraient le Bajocien et probablement aussi le Bathonien (27).

Le Dogger est, lui aussi, extrêmement variable et développée d'une manière inégale, étant parfois formé de calcaires granuleux, spathiques, gris, verts ou rouges, avec ou sans Brachiopodes (comme par exemple à Ciuciauca, près de Svinița).

A Svinița, dans le vallon de Saraorschi, succèdent à ces couches les calcaires bien connus, ferrugineux et oolithiques, riches en Ammonites, que l'on a parallélisés aux « Couches de Klaus ». Ces calcaires rouges renferment des fossiles caractéristiques pour le Bathonien (*Oppelia fusca* QUENST.) et le Callovien inférieur (*Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH.). Les Ammonites ont été étudiées d'abord par KUDERNATSCH (51) et déterminées ensuite à nouveau par NEUMAYR (83). Jusqu'à présent on y a cité les fossiles suivants (51, 83, 101, 136).

Sphaeroceras rectelobatum HAUER
» *ymir* OPP.
» *brongniarti* D'ORB.
Oppelia fusca QUENST.
Haploceras ferrifer ZITT.
» *psilodiscus* SCHLÖNB.
Perisphinctes procerus SEEB.
» *aurigerus* OPP.
Phylloceras mediterraneum NEUM.
» *kudernatschi* HAUER
» *flabellatum* NEUM.
» *subobtusum* KUD.
Lytoceras adeloides KUD.
Macrocephalites macrocephalus SCHLOTH.
Nautilus sp.

Institutul Geologic al României

Pleurotomaria sp.
Belemnites sp.
Rhynchonella sp.
Cypricardia (Isocardia?) sp.

Dans d'autres parties de la zone de Sirinia, les calcaires rouges à Ammonites semblent avoir été remplacés par des calcaires rouges à entroques.

Jurassique supérieur. A Svinița, les calcaires doggeriens sont surmontés, en continuité stratigraphique, par une série bathyale de calcaires noduleux et à silex, stratifiés en bancs et en plaquettes, alternativement rouges, gris ou verdâtres. Les calcaires sont tantôt compacts, tantôt schisteux ou granuleux. Cette série comprend très probablement tous les étages, depuis le Callovien dont la partie inférieure est comprise dans les Couches de Klaus, jusqu'au Tithonique y compris. Ce complexe est très bien développé dans la paroi de Greben, sur la rive droite du Danube, où l'on peut distinguer près d'une douzaine de bandes rouges formées de plaquettes de calcaires de cette couleur. On retrouve le même complexe à Munteana, dans la vallée de la Sirinia, dans les environs de la montagne de Cârșia Ielovei et quelques autres endroits encore.

Voici les fossiles recueillis dans la région de Svinița (49, 101, 136) :

Phylloceras tortisulcatum D'ORB.
Perisphinctes transitorius OPP.
» *scorsus* OPP.
Lytoceras sp.
» cfr. *quadrisulcatum* D'ORB.
Harpoceras sp.
Aptychus (Lamellaptychus) lamellosus MÜNST.
» » *beyrichi* OPP.
» *(Punctaptychus) punctatus* VOLTZ
Belemnites (Hibolites) semisulcatus MÜNST.
Pygope diphya COLONNA
Terebratula cfr. *simplicissima* ZEUSCHNER

E. TIETZE a trouvé dans ces mêmes calcaires, en Serbie (129) *Perisphinctes* cf. *contiguus* CAT. et *Perisphinctes richteri* OPP.

On observe dans la partie supérieure de ce complexe, en l'espèce dans le flanc ouest du synclinal de Sirinia, entre l'embouchure de la Sirinia et Munteana, à Stilbița, et dans la vallée de la Sirinia, des calcaires massifs gris et à veines de calcite, qui représentent probablement un faciès récifal correspondant à la partie supérieure du Tithonique rouge, bathyal, de Svinița.

Dans la région de Bigăr-Sviniecea, la série devient plus marneuse. Au Dogger à Brachiopodes se superpose directement un paquet de schistes

Institutul Geologic al României

argilo-marno-gréseux (Couches de Bigăr), légèrement micacés, de couleur grise, verte et rouge. Ces schistes contiennent des moules d'Ammonites, et entre Bigăr et la vallée de la Sirinia ils recèlent aussi des Posidonomies, que TIETZE (136) a déterminées comme étant des *Posidonomya opalina* QUENST., espèce caractéristique de l'Aalénien. Comme toutefois les marnes reposent sur les calcaires à Brachiopodes du Bajocien (et Bathonien) il sied de les rapporter à la partie supérieure du Jurassique moyen ou à la partie inférieure du Jurassique supérieur (suivant SCHAFARZIK, 101, au Malm). Aux marnes de Bigăr se superposent des marno-calcaires à cassure esquilleuse, de couleur grise, verte ou rouge, qui se silicifient graduellement pour passer peu à peu à des calcaires marno-siliceux rouges, gris ou jaunes, à silex, lesquels calcaires passent ensuite insensiblement au Néocomien.

Crétacé inférieur. Aux calcaires tithoniques succèdent en concordance et en parfaite continuité de sédimentation, affirmé par tous les géologues qui ont poussé leurs investigations dans le Banat du Sud, les calcaires marneux, lithographiques, à bandes de silex, du Valanginien-Hauterivien. Les calcaires sont régulièrement stratifiés en bancs et plaquettes. Nous avons observée qu'ils sont gris clair et parfois légèrement jaunâtres à la partie inférieure et qu'à mesure qu'on remonte vers le haut, leur teinte devient de plus en plus foncée et présente des flammes plus sombres qui tranchent sur le fond. A mesure qu'on va vers le Nord, ces calcaires prennent une teinte de plus en plus foncée et deviennent gris-noir, passant aux calcaires du même âge, presque noirs, de la région de Bogâltin-Cornereva.

On a trouvé dans les calcaires marneux à silex de Svinița et de Munteana (101, 136, p. 74 et pl. VIII, fig. 1).

Hoplites (Thurmannites) boissieri PICTET
» *splendens* SOW.
Holcostephanus (Astieria) astierianus D'ORB.

H. boissieri est caractéristique pour le Valanginien inférieur (Berriasien *p. p.*), tandis que *H. astierianus* apparaît au Valanginien supérieur et présente son maximum de développement à l'Hauterivien inférieur (46). A l'aide du microscope nous avons aussi observé la présence des *Calpionelles* dans ces calcaires.

Barrémien. En haut, les calcaires passent graduellement à une série de marnes gris-bleu, dépourvues de silex et présentant une alternance de bancs épais et compacts avec des bancs schisteux et feuilletés. Le matériel est tantôt plus calcaire, tantôt plus sableux. Ces marnes, que l'on ne connaissait jusqu'à présent qu'à Svinița, nous les avons aussi rencontrées à l'embouchure de la vallée de Sirinia, au-dessus des calcaires hauteriviens, le long de la petite voie du décauville, derrière la colonie de Sirinia.

Institutul Geologic al României

E. TIETZE (136) a trouvé dans les marnes de Svinița une faune d'Ammonites qu'il attribue au Barrémien (= Rossfelder Schichten) et, derrière l'église du village, il a découvert une autre, plus fournie, qu'il considère comme gargasienne (Aptien supérieur). Ayant procédé à une révision des fossiles de E. TIETZE, V. UHLIG (141) conclut qu'ils appartiennent tous au Barrémien, sauf *Lytoceras annibal* COQ. et *Lytoceras striatisulcatum* D'ORB., qui sont des formes aptiennes. Dans une note infrapaginale au chapitre du Gargasien, W. KILIAN (47) aboutit à la même conclusion qu'UHLIG.

Voici les fossiles qu'on a recueillis jusqu'à présent dans le Barrémien de Svinița (47, 49, 58, 101, 136, 141) :

Silesites seranonis D'ORB. = *A. trajani* de TIETZE
Lytoceras crebrisulcatum UHL. = *A. strangulatus* (D'ORB.) de TIETZE
Lytoceras raricinctum UHL.
» *phestus* MATH.
» cf. *subfimbriatum* D'ORB.
» sp. = *A. annibal* (COQ.) de TIETZE
Macroscaphites yvani PUZ.
» *yvani* var. *striatosulcata* D'ORB. = *A. striatisulcatus* de TIETZE
» aff. *yvani* PUZ. = *A. grebenianus de* TIETZE
Crioceras duvali LEVEILLÉ
» *moussoni* OOSTER
Ancyloceras panescorsi AST.
Hamulina sp.
Phylloceras baborense COQ. = *A. rouyanus* (D'ORB.) de TIETZE, pl. IX, fig. 7
» *infundibulum* D'ORB. = *A. rouyanus* (D'ORB.) de TIETZE, pl. IX, fig. 8
» *thetis* D'ORB. = *A. velledae* de TIETZE
Desmoceras strettostoma UHL. = *A. bicurvatus* (MICH.) de TIETZE
» *melchioris* TIETZE
» *nabdalsa* (COQ.) SAYN = *A. charrierianus* (D'ORB.) de TIETZE
» aff. *subdifficile* KAR. = *A. tachthaliae* de TIETZE
Uhligella sp. (*? impressa* D'ORB.) = *A. portae ferreae* de TIETZE
Inoceramus sp.
Pecten sp.
Brachiopodes

La plupart de ces fossiles sont caractéristiques du Barrémien. Il existe cependant quelques formes qui, dans le midi de la France, sont plus fréquentes dans l'Hauterivien *(Crioceras duvali)*, tandis que d'autres se rencontrent

Institutul Geologic al României

aussi dans l'Aptien *(Lytoceras phestus, Macroscaphites yvani* var. *striatosulcata, Desmoceras melchioris)*. On est donc à se demander si les marnes de Svinița ne renferment pas dans leur partie supérieure aussi une partie de l'A p t i e n. Dans le domaine gétique, nous avons vu que la partie supérieure du Crétacé inférieur comprenait aussi l'Aptien entier, comme le démontrent les fossiles trouvés dans la zone de Reșița. De même, aussi dans la région de Brașov, la présence de l'Aptien est prouvée par l'existence d'*Oppelia (Adolphia) nisus* D'ORB., citée par JEKELIUS (44, p. 119, 45, p. 206 ; voir aussi MURGEANU, 71 p. 299).

Crétacé supérieur [1]). D'un âge plus récent que les marnes barrémiennes sont les grès micacés schisteux ou en plaquettes de Cozla, des vallées de Camenița et du Stănic, auxquels succèdent des grès de plus en plus grossiers et des conglomérats quartzeux puissants contenant des éléments de calcaire à Brachiopodes. Le Néocomien est bréchifié à leur contact. Les grès et les conglomérats sont à leur tour chevauchés par le cristallin de Ielova dans la vallée du Stănic, ou par le Lias, à Cozla.

Z. SCHRÉTER (118, 11) et FR. SCHAFARZIK (112) ont été les premiers à avoir découvert les conglomérats dans la Valea Mare, près de Bârzasca. Ils les attribuent au Gault-Cénomanien. Nous les avons rencontrés aussi à Cozla au-dessus du Crétacé inférieur à l'embouchure de la vallée de Sirinia, ainsi que dans le cours inférieur de la vallée du Stănic, toujours au-dessus du Néocomien. Dans ces endroits on les avait confondus avec le Lias.

Ce complexe est identique au Flysch du Crétacé supérieur d'Arjana, que nous décrirons dans un chapitre suivant.

LA ZONE DE PRESACINA

Cette zone, située à l'est de la zone de Sirinia, forme avec celle-ci un synclinal parallèle, très largement développé dans la région de Cornereva et à Bogâltin. Elle se rétrécit graduellement vers le Sud en subissant un puissant broyage entre Băile Herculane et Orșova et affleure de nouveau à Cazanele Mici, sous forme de lentilles laminées. La coupe de cette zone ressemble à celle de Sirinia ; son Mésozoïque est développé d'une manière typique dans la région de Presacina.

Carbonifère. Dans la vallée de l'Ideg et la partie nord de la crête du Cernivâr, les phyllites sont surmontées par une série carbonifère faite de calcaires grenus gris, schistes noirs gréseux, schistes ardésiens noirs et verts,

[1]) Les dépôts crétacés plus récents que l'Aptien étant encore insuffisamment connus, j'adopte ici, pour plus de facilité, la division du Crétacé en inférieur et supérieur.

Institutul Geologic al României

conglomérats à petits éléments et de produits d'éruptions porphyriques. Les calcaires renferment de nombreux fragments de *Crinoïdes*, *Tétracoralliaires*, *Spirifères* et *Chonetes*. Un *Spirifer mosquensis* VERN. découvert par SCHAFARZIK (104) incite cet auteur à attribuer les formations en question au Carbonifère inférieur marin. En réalité, ce fossile caractérise le Moscovien de Russie, c'est-à-dire la partie inférieure des calcaires à Fusulines et non pas le Dinantien.

On a également attribué au Carbonifère une série de conglomérats, grès gris et schistes argilo-gréseux, qui s'étendent du Mont Meceleb (Topleț), vers le N, jusqu'à la vallée de la Secăștița, en amont de Tăul Verde (Topleț).

Le Permien est fortement développé à Topleț, à Mehadia, à Valea Bolvașniței, à Cornereva, dans la crête de Cernivâr ainsi que sur la gauche de la vallée de Bela Reca. Il est constitué par des porphyres le plus souvent d'un rouge-violet et quelquefois aussi verts, par des agglomérats et des tufs volcaniques, violacés ou verdâtres ; aussi par des dépôts gréseux et parfois conglomératiques, habituellement rouges, avec des éléments de granites, de gneiss et de phyllites. Le matériel volcanique est plus abondant que le matériel détritique.

Le Lias est très développé dans cette zone. Malgré le nombre insuffisant de fossiles caractéristiques, il n'est pas moins probable que tous les étages en sont représentés, car il semble bien que nous ayons toutes les transitions de la base du Lias au Dogger.

La partie inférieure consiste en conglomérats, brèches quartzeuses d'un blanc grisâtre, grès et schistes quartzeux gris, bien développés sur la crête de Cernivâr et dans la région de Mehadia—Bogâltin. On n'a découvert jusqu'à présent dans ce complexe ni de charbon [1]), ni de restes organiques.

La partie moyenne est formée par un complexe de grès argileux gris-noir légèrement micacés, parfois aussi calcaires, qui s'étendent sur de vastes surfaces à Bogâltin et à Cornereva. En haut, les grès passent à des schistes argileux noirs, qui forment ce qu'on appelle les rives noires (malurile) de Mehadia et de Cornereva, et dans lesquelles on observe des intercalations de bancs durs, gréseux, avec de rares veines de calcite (voir aussi note p. 66).

FR. SCHAFARZIK (102) a recueilli à Valea Morilor, au SW du Mont Arjana, les fossiles suivants appartenant au Lias moyen :

Belemnites paxillosus SCHLOTH.
Pholadomya sturi TIETZE
Pholadomya decorata HARTMANN

[1]) Tout récemment on a découvert du charbon dans le Lias, près de Furca Obiței (Cornereva), dont l'importance est encore peu connue.

Institutul Geologic al României

Pleuromya trajani TIETZE
Modiola scalprum SOW.

A la base des schistes noirs, dans la partie supérieure des grès argileux, nous avons trouvé sur la route de Poiana Lungă, dans le tournant près de la cote 935 (Valea Bolvașniței) une Ammonite que le Dr. E. JEKELIUS a déterminée comme étant un *Paltopleuroceras costatus nudus* QUENST., espèce caractéristique pour le D o m é r i e n. Les schistes noirs qui surmontent ces grès argileux peuvent donc être d'âge domérien et aussi, en partie tout au moins, d'âge toarcien.

Dans la partie supérieure du Lias, passant, éventuellement au Dogger, se trouvent des grès fins, quartzeux et arkosiens, non micacés, de teinte blanche tirant sur le jaune, ou gris clair, avec transition aux schistes noirs d'au-dessous. L'épaisseur de ce complexe gréseux varie ; elle atteint ordinairement 40 mètres.

Jurassique moyen. Vers la partie supérieure, les grès deviennent de plus en plus calcaires et passent insensiblement à des calcaires gréseux, spathiques, gris et parfois rougeâtres, qui présentent une séparation par gros nodules ellipsoïdaux, caractéristique. Nous avons observé dans ces calcaires gréseux des Lamellibranches, des Brachiopodes, et des Ammonites. SCHAFARZIK (102) a déterminé dans ce complexe, à Bogâltin :

Stephanoceras humphriesianum SOW.
» *blagdeni* SOW.
Terebratula perovalis SOW.
Pecten cf. *disciformis* SCHÜBL.

Les deux Ammonites passent comme caractérisant le Bajocien ; cependant d'après DACQUÉ (27) on les trouve aussi dans le Bathonien. Il est donc probable que les grès quartzeux inférieurs représentent, au moins en partie, l'Aalénien. En tout cas, depuis le grès domérien à *Paltopleuroceras* jusqu'aux calcaires gréseux bajociens, tous les étages sont représentés, sans que l'on puisse observer une solution de continuité dans la série sédimentaire.

Jurassique supérieur. Vers le haut, les calcaires gréseux passent à des calcaires noduleux, gris, verts ou rouges, contenant de rares silex, dans lesquels on observe, comme p. e. au Mont Cicelovete, quelques zones rouges, tout comme à Grebăn sur le Danube. Ce complexe est l'équivalent des calcaires noduleux appartenant au Jurassique supérieur de la zone de Sirinia. On y remarque fréquemment des restes d'Ammonites indéterminables, comme par exemple dans les cluses de Presacina. SCHAFARZIK (97, 98, 102) mentionne au Mont Cremenea (Bogâltin) *Perisphinctes abscissus* OPP. et, au Mont Cicelovete et à Topleț, *Aptychus (Lamellaptychus) lamellosus* MÜNST.

Institutul Geologic al României

Crétacé inférieur. Les calcaires noduleux sont surmontés par un complexe de calcaires marneux fins, gris, souvent noirs, se débitant en plaquettes et recélant souvent des lentilles et des bandes de silex. Nous avons pu constater au microscope la présence des *Calpionelles*. Ces calcaires correspondent au Valanginien-Hauterivien de la zone de Sirinia. Comme ils sont presque toujours laminés, leur développement est insignifiant, aussi les a-t-on omis en les englobant dans le Malm ou bien, comme aux Băile Herculane, en les rapportant au Lias (Nopcsa, 84).

Aux calcaires à Calpionelles succède un complexe marneux noir, en majeure partie calcaire à sa base et argilo-gréseux dans sa partie supérieure. Ce complexe avait jusqu'à présent été attribué au Lias (33, 79, 84, 97, 98, 107, 108, 113 a, 146) ; mais, comme les marnes reposent sur les calcaires hauteriviens, vers lesquels elles présentent des transitions, nous devons forcément les considérer comme l'équivalent des marnes barrémiennes de Svinița. Très développées sur la droite de la Cerna (Bogâltin), aux Băile Herculane, et à Pecinești, ces marnes sont toujours associées aux calcaires noirs hauteriviens à silex. Elles semblent complètement dépourvues de fossiles si l'on excepte quelques restes de Bélemnites à peine discernables.

Crétacé supérieur. Dans les synclinaux situés à la droite de la Cerna, le Barrémien est surmonté par le Flysch gréseux d'Arjana (voir page 38).

LA ZONE D'ARJANA

Sur la série stratigraphique de Presacina, repose encore un ensemble de couches mésozoïques, bien développé dans la région d'Arjana—Topla—Cozia, à Bogâltin et à Cornereva. Nous l'appellerons série d'Arjana.

Lias. Le Lias inférieur y est fort mince. Le Lias moyen et supérieur est formé de schistes argileux noirs, dans lesquels on a découvert un *Harpoceras* sp. (104, p. 100). Ces schistes sont tufacés dans leur partie supérieure et parfois complètement remplies par des roches effusives basiques — porphyrites et diabases (124, 104, 126) — accompagnées de leurs tufs ; c'est une différence par rapport au Lias des zones précédentes, qui est dépourvu de tout matériel éruptif. Ce faciès volcanique passe probablement aussi dans la base du Dogger.

Le Jurassique moyen est représenté par des lentilles et des klippes de calcaire récifal, gris ou rouge, parfois spathique, dans lequel nous avons trouvé des Polypiers et des Brachiopodes. Ces klippes s'étendent depuis les rochers de Pogări à travers le sommet de Biliana, jusqu'au bord ouest du Mont Arjana. Elles affleurent aussi, sporadiquement, dans le Mont Cozia, à Cornereva.

Institutul Geologic al României

Jurassique supérieur. Nous avons observé, au-dessus du Dogger, dans les klippes les plus grandes de Pogări et le pic de Biliana, des calcaires noduleux rouges et verts et des radiolarites, qu'il sied de rapporter au Callovien ou au Jurassique supérieur.

On observe, par endroits, aussi des calcaires *néocomiens*.

Crétacé supérieur. Les klippes jurassiques et le Lias—Dogger à roches effusives basiques sont surmontés par le Flysch d'Arjana, formé de grès à petit grain, tantôt très quartzeux, tantôt faiblement micacés, rouillé par altération, extrêmement monotones. Sur le Mont Custura Zoinii, sur le Mont Cozia de Cornereva et dans la vallée de l'Idigel se trouvent des conglomérats de quartz très développés, qui renferment quelques rares éléments de schistes cristallins micacés, des galets de calcaires mésozoïques et des intercalations de schistes gréseux, micacés, rouges. Ces schistes rouges rappellent le faciès de Gosau. D. Stur (124, 104) a recueilli dans un bloc de calcaire de ces conglomérats un exemplaire d'*Avicula inaequivalvis* Sow. (Lias-Callovien, 27).

Fr. Schafarzik, de son côté (105), a réussi à obtenir dans les blocs calcaires des conglomérats de Cracul Popii (Cornereva) quelques formes tithoniques :

Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.
Terebratula bisuffarcinata Schloth.
Nerinea sp.

Ce Flysch est puissamment développé entre Feneș et Rusca, dans les montagnes de l'Ideg, dans le Mont Cozia, dans les montagnes situées entre Arjana et Vârfu Iuții ainsi que dans les synclinaux barrémiens à droite de la Cerna. Il est identique au Flysch de Bârzasca (Ogașul Stănicului) et au Flysch du Plateau de Mehedinți, qui fera l'objet d'une description spéciale au moment où nous nous occuperons de la zone de Coșuștea. Fr. Schafarzik (105) assimile ces conglomérats aux conglomérats crétacés de Brașov et penche en faveur de leur attribution au Crétacé inférieur, peut-être même au Crétacé moyen.

Les faciès du Jurassique de la zone d'Arjana se distinguent de ceux de la zone de Presacina, notamment en ce qui concerne le Lias et le Dogger. Nous avons retrouvé ces faciès dans la partie septentrionale de la bande mésozoïque de Cozla—Cameniţa, à Cârșia Ielovei, où nous avons observé les mêmes calcaires à Polypiers et Brachiopodes et le même Jurassique supérieur fait de calcaires rouges et de radiolarites comme dans la zone d'Arjana. Au point de vue tectonique la zone d'Arjana forme une duplicature de l'autochtone, provenant du prolongement du synclinal de Cozla—Cârșia Ielovii ; cette duplicature a été détachée par la nappe gétique au cours de son glissement et a été entraînée par-dessus la zone de Presacina jusque dans la vallée de la Cerna.

Institutul Geologic al României

LA ZONE DE CERNA

A mesure que l'on s'avance vers l'Est, la zone de Presacina passe graduellement à la zone de mer moins profonde de la Cerna, qui présente un fort développement à Cazane, sur les deux côtés de la vallée de la Cerna, dans la crête de la Cerna et dans le Plateau de Mehedinți, depuis Busești et Balta jusqu'à Vârciorova.

Permien. On n'observe sur le soubassement granitique que très rarement des traces de Permien, comme par exemple dans l'anticlinal compris entre le Mont Domogled et Vârful Șușcu, au N de la source du Jelărău.

Le Lias est gréseux et conglomératique et renferme de faibles intercalations de charbons, à Țezna, dans la vallée de la Cerna. Son épaisseur est plus forte dans la bande de la vallée de Cerna qui part de Poiana Prisăcii et passe au-dessous de Piatra Galbenă, à Țezna et Madvedu, pour aboutir à Gura Iuții. On rencontre ordinairement le Lias à la base des parois tithoniques de la vallée de la Cerna, sous la forme d'un grès arkosien gris-blanc qui peut atteindre 20 à 40 mètres d'épaisseur et qui constitue ici l'équivalent du grès formant la transition du Lias au Dogger, dans la zone de Presacina.

Dans le Plateau de Mehedinți, le Lias est constitué par les conglomérats et les grès quartzeux à limonite et à intercalations de schistes noirs charbonneux de Cerna-Vârfu et de Balta, sur lesquels reposent des calcaires gréseux jaunes et bruns, avec des restes de fossiles au-dessous du Cornetul Mare, près de Cerna-Vârfu.

Le Jurassique moyen est représenté par les grès calcaires cendrés, parfois spathiques, qui atteignent 40 mètres d'épaisseur dans la base des parois aux embouchures des vallons du Drestenic et de la Presacina. Ces calcaires ont un aspect rubanné et présentent des séparations ellipsoïdales rappellant le Dogger de Presacina.

Certains calcaires noirs, spathiques, qui se trouvent à la base des « cornet » [1]) de Busești et Cerna-Vârfu, appartiennent probablement eux aussi au Jurassique moyen.

Jurassique supérieur. Les grès calcaires passent insensiblement aux calcaires récifaux massifs du Jurassique supérieur. Foncés à la base et ordinairement schisteux en raison de la pression, ces calcaires prennent, à mesure qu'on va vers le haut, une teinte grise plus claire et deviennent massifs ou se stratifient par gros bancs, qui renferment parfois aussi des rognons et des

[1]) On appelle, dans ces régions « Cornet » une crête, plutôt un sommet isolé, de calcaires jurassiques dominant par-ci par-là le plateau (61, p. 123 et suiv.). Le nom semble venir des fourrés de cornouiller qui poussent sur ces calcaires.

Institutul Geologic al României

couches de silex, comme par exemple à Nadanova, dans le Plateau de Mehedinți. A Gura Iuții, dans la partie moyenne de la masse calcaire, on observe assez clairement une structure qui rappelle les calcaires noduleux roses et verts des gorges de la Presacina (La Răsuflători), ce qui démontre l'existence d'une transition graduelle de la coupe de Presacina à la coupe de Cerna.

Les fossiles sont rares. M. v. HANTKEN (100) a recueilli *Perisphinctes fraudator* ZITTEL, à Cazanele Mari, entre les grottes de Ponicova et de Veterani. SCHAFARZIK (100) cite une *Nérinée* à columelle pleine, provenant de Ciucaru Mic (Cazanele Mici) et FOETTERLE (33), également une Nérinée de Padina Șipotului, sous le Mont Domogled, à Pecenișca. De leur coté B. v. INKEY (43) et SCHAFARZIK ont trouvé ensemble *Nerinea nodosa* D'ORB., à Baia de Aramă, et *Nerinea* cf. *silesiaca* ZITT. à Balta, sans toutefois préciser si ces deux exemplaires proviennent de la base ou de la partie supérieure de la masse de calcaire.

Nous avons observé des Polypiers en divers endroits et de nombreux Pachyodontes, à Nadanova, dans le rocher dit La Piatra et dans la crête du Cornetul Mic, à Cerna-Vârf.

Ces calcaires récifaux constituent les montagnes de la Cerna, depuis Vârfu lui Stan jusqu'au Mont Domogled ; ensuite, les parois abruptes de la vallée de la Cerna et les « Cornet » du Plateau de Mehedinți, depuis Buseşti et Balta jusqu'à Vârciorova ; ils forment également les gorges de Cazane et aussi le Plateau de Miroci, en Yougoslavie.

Ils peuvent atteindre 400 mètres d'épaisseur, comme par exemple dans le rocher de Jeanțu Cușiului, au Nord de Băile Herculane.

Crétacé inférieur. Immédiatement au-dessus des calcaires récifaux et en concordance vient un complexe de marnes noirâtres, les Couches de Nadanova. Celles-ci sont plutôt calcaires dans leur partie inférieure et contiennent des silex noirs, tandis que dans leur partie supérieure elles deviennent légèrement gréseuses. Dans la base de ce complexe, à Nadanova, on observe des petites *Bélemnites*. Ces marnes très bien développées dans la région de Nadanova, dans le Plateau du Mehedinți et dans la région de Pecinești—Băile Herculane, sont identiques à celles qui surmontent en continuité les calcaires à Calpionelles de la coupe de Presacina. Dans le synclinal à droite de la Cerna, dans le flanc W, les marnes s'appuient sur les calcaires à Calpionelles et dans le flanc E, sur le calcaire récifal de Cerna. Comme les calcaires à Calpionelles de la zone de Presacina représentent l'équivalent des calcaires hauteriviens à Calpionelles de Svinița, les marnes de Nadanova doivent par conséquent être rapportées au Barrémien. Il reste toutefois à préciser si, dans la zone de Cerna, l'Hauterivien est compris dans la partie supérieure des calcaires récifaux de Cerna, ou bien dans la partie inférieure des Couches de Nadanova.

Institutul Geologic al României

Crétacé supérieur. Au-dessus des Couches de Nadanova réapparaît le Flysch d'Arjana ; il est semblable à celui de la droite de la Cerna. Nous le décrirons aussitôt après avoir étudié la zone de Coșușteа.

LA ZONE DE COȘUȘTEA

La dernière zone mésozoïque, vers l'E, est la zone des klippes jurassiques entre Busești et Marga, encore mieux développée dans la région de la Coșușteа et de ses affluents, à l'E de Cerna-Vârfu et de Balta. MURGOCI (82), qui connaissait ces klippes et les considérait comme des klippes déracinées, les avait figurées sur son esquisse géologique de la vallée de la Cerna et du Plateau de Mehedinți (75). Une étude minutieuse de la question nous a démontré que la plupart de ces klippes, dénommées « bolduri » par la population locale, se présentent sous forme de deux anticlinaux écrasés poussés vers le SE (les couches plongent vers le NW) et dont on peut encore discerner la voûte dans les gorges de la Coșușteа. Il existe encore quelques klippes isolées, distribuées du NE au SW, qui représentent probablement elles aussi des manifestations à la surface d'un pli écrasé.

Le Jurassique de cette zone offre un aspect qui rappelle dans une certaine mesure le faciès de Presacina.

Au coeur de ces deux anticlinaux se trouve un complexe de schistes argileux noirs, à surfaces rouillées, dans lesquels notre confrère D. ANDRUSOV a trouvé, au cours d'une excursion faite en commun, les empreintes d'une Posidonomie rappelant *Posidonomya alpina* GRAS., ce qui plaide en faveur de l'attribution de ce complexe au Jurassique moyen. Les schistes argileux alternent avec un grès jaune grisâtre à grain fin, extrêmement quartzeux et traversé par des veines de quartz. Nous avons rencontré en outre un grès marneux à restes de Bélemnites à Zgău dans les gorges de la Coșușteа et un grès à empreintes d'Ammonites dans le vallon de Peștera Criva (Balta).

Ce complexe est toujours surmonté par les calcaires du Jurassique supérieur, dans lesquels nous avons rencontré des Polypiers et des silex rouges. On remarque par endroits une structure noduleuse et des nuances d'un gris rose qui rappellent vaguement le Jurassique supérieur de Presacina.

Crétacé. Lorsqu'on se trouve dans des conditions d'observation favorables, on peut observer, au-dessus de ces calcaires, des schistes calcaires fortement laminés, gris-noir, qui contiennent parfois des silex noirs. Il se pourrait que ceux-ci fussent néocomiens.

Au-dessus des calcaires repose le Flysch crétacé supérieur.

Institutul Geologic al României

LE FLYSCH CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DANS LE PLATEAU DE MEHEDINȚI

Dans diverses parties de l'autochtone danubien, de Bârzasca jusqu'à la zone de Coșuștea, dans le Plateau de Mehedinți, on voit une formation de Flysch gréseux et conglomératique recouvrir en transgression les marnes barrémiennes, les calcaires hauteriviens et les calcaires tithoniques. Ce Flysch mesure plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (500 mètres dans la vallée du Stănic à Bârzasca). Nous avons déjà décrit le Flysch du Banat en parlant de la zone d'Arjana. Le Flysch du Plateau de Mehedinți dont nous entreprenons maintenant la description, correspond au Flysch d'Arjana, mais s'en distingue par quelques aspects différents. Il atteint un développement considérable dans la région de Balta, Șiroca et Sfodia jusqu'au delà de Busești ; ensuite, le long de la pente Est de la crête de la Cerna, entre Izverna et Podeni et, plus au S, jusqu'à Pecinișca ; finalement, tout à fait en haut, sur la crête de la Cerna, formant des bandes étroites entre les calcaires tithoniques de Piatra Cerbului à Poienile Ilii, bandes qui, réapparaissant à Fântâna Moșului, passent au-dessous du sommet de Cușiu, à travers le Mont Hurcu et au-dessous de la crête du Șușcu, pour aboutir à l'E du Mont Domogled. Aux pieds des parois calcaires, à gauche de la Cerna, on voit également s'étendre une bande étroite de Flysch, depuis le vallon de Stretcu jusqu'à proximité de Bobot. Vers le S, cette bande affleure de nouveau à Pecenișca—Topleț et à Cazane (18). Toutes ces bandes de Flysch, de la crête de la Cerna, de la vallée de la Cerna et de Cazane, étaient attribuées jusqu'à présent au Lias (SCHAFARZIK, 98, 100 ; VOITEȘTI, 146), tout comme les marnes barrémiennes de la vallée de la Cerna, tandis que le Flysch du Plateau de Mehedinți était englobé dans les Couches de Sinaia (MURGOCI, 82 ; STRECKEISEN, 122, 123).

A la base de ce Flysch, à Cerna-Vârfu, dans la vallée de la Coșuștea et surtout sur un affluent de gauche de l'Ogașul Părului, nous avons rencontré des marnes grises, vertes et rouges, dans lesquelles nous avons pu déceler au microscope la présence de *Rosalina linnéi* D'ORB. Ces marnes, qui longent les klippes de la zone de Coșuștea, sont ordinairement laminées.

A ces marnes succède immédiatement, dans la zone de Coșuștea et vers le haut, un puissant complexe de grès légèrement micacés, stratifiés en couches minces ou en bancs puissants (grès de Dejderiu), parfois aussi siliceux et compact que le verre, comme par exemple au SE de Balta, dans le vallon située entre les collines Perișorul et Srednicu ; mais, le plus souvent, quartzeux et presque dépourvus de mica (grès de Simaru). Ces grès sont fréquemment conglomératiques et renferment des éléments de quartz, de grès et de schistes gréseux noirs. Par endroits, ces conglomérats contiennent des éléments de calcaire jurassique (grès de Vârciorova). Parfois cependant, les calcaires forment des blocs de diverses grandeurs et même des lentilles de fortes dimensions ; ils sont toujours associés avec des roches

Institutul Geologic al României

vertes, diabasiques, qui elles aussi atteignent un certain développement. On observe de pareilles associations de roches dans le vallon du Jevrin, à Balta et dans la rivière de Balta en aval de l'embouchure du vallon de Fântâna jusqu'au environs de Sfodia ; ensuite dans le cours supérieur de la Coșușteа au lieu dit Isfan (Prejna) et dans la vallée de la Camena sous le rocher dit Jeanțu Măcanilor (Gornenți). A Pecenișca et aux Băile Herculane, à droite de la Cerna, entre les marnes barrémiennes et la bande de calcaire noduleux du type Presacina, aux alentours du sommet Elisabeta, s'interpose une bande de Flysch gréseux associée à une bande de tufs et de roches diabasiques et avec des lentilles isolées de calcaire récifal jurassique. Ce sont là les tufs et les diabases que SCHAFARZIK (94, 107, 108) connaissait déjà et qu'il rapportait au Lias supérieur.

Il s'agit maintenant de savoir quel rapport peut-il y avoir entre le Flysch et la présence des roches diabasiques. En ce qui concerne la région de Băile Herculane, la réponse parraît aisée, car il n'y a pas de doute que les lentilles isolées de calcaire englobées dans le Flysch sont des klippes tectoniques. Aussi est-il probable qu'elles ne représentent, de même que la bande de roches diabasiques, qu'un prolongement vers le S de la digitation d'Arjana. Quant au Plateau de Mehedinți, le problème semble plus difficile à résoudre, car on a parfois l'impression d'avoir affaire à des conglomérats, dans lesquels se trouveraient remaniés des calcaires à diabases provenant des zones de l'Ouest.

Or, c'est seulement dans le Jurassique de la zone d'Arjana qu'on trouve des calcaires associés à des diabases. Mais la zone d'Arjana a été poussée par la nappe gétique sur les sédiments de la zone de Presacina à droite de la Cerna. Il s'ensuivrait que ces conglomérats à blocs calcaires et de diabases se sont formés devant et aux dépens du front de la nappe en marche.

D'autres fois, les lentilles de calcaire associées à des diabases forment des rochers assez importants. Nous sommes portés à envisager dans ce cas l'idée qu'elles sont au moins en partie des klippes de rabotage, d'autant plus que nous avons trouvé à Podeni, dans le Flysch de Cracul lui Andrei, une forte lentille de calcaire noir à silex, du type des calcaires hauteriviens à Calpionelles, comme ceux de la zone de Presacina ; nous y avons trouvé aussi des lentilles de grès quartzeux liasiques, dont la présence à Podeni, dans le Flysch au-dessus des calcaires de Cerna, ne pourrait s'expliquer que par un charriage.

En ce qui concerne l'âge de ce Flysch, il ne peut encore être indiqué qu'avec approximation, en partant de plusieurs faits d'observation. Ainsi, dans la vallée du Lăpușnic (Dâlma) et dans le vallon de Dragoboștea (Busești) nous avons trouvé, dans les grès massifs de Dejderiu, des blocs roulés, de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur, de marnes gris-vert avec

Institutul Geologic al României

Rosalina linnéi D'ORB. et des fragments d'*Inocérames*. A Vârciorova, nous avons également rencontré, dans le Grès de Vârciorova (21), des lentilles laminées de marnes rouges ou vertes, à *Rosalina linnéi* D'ORB. Dans les lentilles de marnes grises se trouvant dans la base du Flysch dans la Valea Satului, près de Pecenișca (Padina Largă), nous avons observé une Rosaline, rappelant *Rosalina stuarti* J. DE LAPP. Ces faits démontrent que le Flysch est plus récent que les marnes à Rosalines. Quant à *Rosalina linnéi* D'ORB., la plupart des auteurs s'accordent pour reconnaître qu'elle apparaît sporadiquement, pour la première fois, au Vraconnien et se développe dans le Cénomanien-Sénonien (J. DE LAPPARENT, 53—55 ; G. COLOM CASASNOVAS, 23—25 ; THALMANN, 128 ; LACOSTE, 52 ; O. RENZ, 90), qu'elle caractérise donc le Crétacé supérieur. Comme en dehors de Rosalines, de prismes d'Inocérames et de *Fucoïdes* de petite taille [1]) nous n'avons trouvé dans ce Flysch aucun autre fossile, nous ne pouvons encore en préciser l'âge avec exactitude.

FR. SCHAFARZIK pensait que les conglomérats de Rusca et de Feneș (105) soient comparables aux conglomérats crétacés de la région de Brașov et qu'il conviendrait de leur accorder le même âge qu'à ceux-ci, c'est-à-dire Crétacé inférieur ou, éventuellement, Crétacé moyen.

Plus tard Z. SCHRÉTER (118, 11) et FR. SCHAFARZIK (112) ont attribué au Gault-Cénomanien les conglomérats découverts dans la Valea Mare de Bârzasca. Dans une note récente (21) nous avons exprimé l'opinion que le grès de Vârciorova — considéré jusque-là comme valanginien — peut avoir le même âge que les schistes à Rosalines qu'il renferme (Crétacé supérieur *s. l.*), en ajoutant qu'il pourrait être encore plus récent (Paléogène ? [2]). N. GHERASI (36, p. 60) admet pour les grès et les conglomérats de la zone de Soarbele, un âge crétacé, ajoutant qu'ils ont dû se déposer entre l'Aptien inférieur et le Cénomanien supérieur dans la partie frontale de la nappe.

Nous attribuerons provisoirement ce Flysch au Crétacé supérieur *s. l.* non horizonté, en ajoutant que son âge est probablement compris entre l'Aptien et le Sénonien, pour des considérations qu'on verra plus loin dans les discussions tectoniques.

LE SÉDIMENTAIRE DE LA NAPPE DE SEVERIN

Dans la vallée de la Cerna et le Plateau de Mehedinți, ce Flysch du Crétacé supérieur est recouvert par la nappe des Couches de Sinaia (21) que nous appellerons la nappe de Severin. Celle-ci constitue une unité tectonique correspondant à une zone de sédimentation mésozoïque indépendante, dont nous analyserons de suite les faciès.

[1]) Dans les schistes argilo-gréseux du grès de Dejderiu.

[2]) MURGOCI mentionne, au sujet de ces grès, la découverte d'une Nummulite à Ponoare, Nummulite qu'il a détruite en essayant de l'extraire (75, p. 33).

Institutul Geologic al României

Couches de Comarnic. La série de Severin se termine par les Couches de Comarnic, de Dâlbocița ; nous avons découvertes celles-ci, l'été dernier, en compagnie de G. MURGEANU, dans le vallon de Mărguceni et en face de l'embouchure de la vallée de Gradsca, au-dessous de la nappe gétique (22). Identiques comme faciès lithologique et paléontologique au Barrémien-Aptien de Comarnic, elles sont constituées par des marnes à intercalations de calcaires en plaquettes bruns, souvent conglomératiques. Ces derniers contiennent des galets de cristallin gétique, de nombreux fragments d'*Echinides*, des *Orbitolines* et de nombreux exemplaires de *Neohibolites (Parahibolites) clava* STOLL. et d'*Aptychus (Lamellaptychus) didayi* COQ. On y rencontre parfois aussi de grandes lentilles de calcaires gris à *Polypiers* et *Ammonites*. G. MURGOCI, qui connaissait ces couches, les avait d'abord attribuées au Nummulitique, pour les rapporter plus tard aux Couches de Sinaia (75, 82).

Couches de Sinaia. Les Couches de Comarnic et la nappe gétique surmontent, dans le Plateau de Mehedinți, un puissant complexe de Couches de Sinaia absolument identiques à celles de la vallée de la Prahova. Ce complexe est composé de calcaire marneux en plaquettes, qui alternent avec des plaquettes de grès calcaires, légèrement micacés, à veines de calcite, et avec des microconglomérats à élèments verts et aussi de calcaire noir à Calpionelles. Dans les calcaires marneux, on observe parfois des silex et, à l'aide du microscope, on y décèle aussi la présence de *Calpionelles*. Ces calcaires ressemblent assez bien aux calcaires hauteriviens à Calpionelles des zones de Sirinia et de Presacina. A mesure qu'on avance vers l'W, les Couches de Sinaia deviennent de plus en plus laminées, comme par exemple dans la zone d'Isverna—Podeni et dans la vallée de la Cerna.

Couches d'Azuga. On observe, dans la base des Couches de Sinaia, un complexe de schistes rouges, verts ou gris, plus ou moins calcaires, présentant parfois un aspect phylliteux et satiné, associés à des calcaires en plaquettes laminés et légèrement marmorisés, et à une série de roches vertes, serpentines, diabases et gabbros [1]). Ce complexe ressemble d'une manière frappante, jusqu'à l'identité absolue aux schistes rouges et verts qui, dans la vallée de la Prahova, entre Azuga et Sinaia affleurent en rapports étroits avec les Couches de Sinaia. M. REINHARD, de Bâle, a été le premier à en signaler la présence à Azuga (fide VOITEȘTI). On les appellent couramment Couches d'Azuga, nom que nous adoptons ici. Les schistes calcaires

[1]) Le même complexe se prolonge au delà du Danube, en territoire jugoslave, à Sip, où il a été observé par I. P. VOITEȘTI, en 1928, à l'occasion d'une excursion géologique organisée par V. PETKOVIČ, ancien professeur à l'Université de Beograd. En examinant les échantillons apportés par MURGEANU j'ai acquis la conviction que les schistes rouges de Sip sont réellement identiques aux roches du complexe séparé par nous dans le Plateau de Mehedinți comme Couches d'Azuga. Ils en constituent le prolongement.

Institutul Geologic al României

rouges, verts et gris des Couches d'Azuga dans le Plateau de Mehedinți ressemblent assez bien aux schistes calcaires de mêmes couleur intercalés entre les calcaires noduleux du Jurassique supérieur de la zone de Presacina. Une étude microscopique comparative de ces schistes confirme cette ressemblance : les coupes minces de ces deux séries de schistes calcaires qui sont très analogues contiennent parfois de très nombreux *Radiolaires* ainsi que des traces d'organismes indéterminables. Dans aucune de ces coupes nous n'avons pas observé des Calpionelles. La ressemblance mégascopique et microscopique des Couches d'Azuga avec les schistes calcaires du Jurassique supérieur de Presacina, de même que la position presque toujours basale des Couches d'Azuga, par rapport aux Couches de Sinaia, nous incitent à considérer les Couches d'Azuga du Plateau de Mehedinți, tout au moins en partie, comme jurassiques supérieures. On aboutit à une conclusion analogue à propos des schistes calcaires rouges, noduleux qui affleurent, en Bucovine, à la base des Couches de Sinaia, entre Câmpulung et Pojorâta. D'après UHLIG (142 a, p. 806, fig. 88) les marnes rouges qui y contiennent *Aptychus imbricatus*, seraient tithoniques, tandis que KRÄUTNER (50) les considère comme faisant le passage du Jurassique au Crétacé. Lors d'une excursion en Bucovine (1935), nous avons été nous-mêmes frappé par la ressemblance de ces schistes rouges, avec des roches analogues du Tithonique de Svinița.

Ophiolites. Pour ce qui est des ophiolites, nous avons constaté qu'elles ne s'élèvent jamais dans les horizons supérieurs des Couches de Sinaia, elles sont toujours associées, dans les horizons de base, aux Couches d'Azuga, qu'elles injectent, durcissent et silicifient. Les ophiolites forment des masses lenticulaires et des bandes allongées, d'un côté comme de l'autre du lambeau gétique de Bahna, entre Isverna et Podeni, à Gornovița et autres endroits. Dans ces régions, elles consistent en serpentines. A Cracul Plătiței, près de Podeni, celles-ci renferment un nid de magnétite. A l'E de Balta affleure une autre série d'ophiolites, représentées cette fois-ci par des diabases. Celles-ci, toujours en association avec les Couches d'Azuga, forment une bande entre la vallée de Lăpușnic et celle de la Criva et une autre plus courte dans les vallons descendant de la colline de Nătămenea vers le Sud-Est. Les conditions dans lesquelles ces associations se présentent nous incitent à attribuer à ces injections de roches basiques l'âge des Couches d'Azuga. On a voulu établir un rapport entre l'âge des ophiolites et le charriage de la nappe gétique. Les levers que nous avons effectués démontrent que, dans le Plateau de Mehedinți, les ophiolites se trouvent presque toujours à la base de la nappe de Severin. Elles n'entrent en contact avec la nappe gétique que lorsque les Couches de Sinaia ont été presque entièrement réduites par laminage. En d'autres termes, les ophiolites ont bien servi de lubréfiant ; mais moins à la nappe gétique, qu'à la nappe de Severin.

Institutul Geologic al României

Il s'agit de savoir si la venue des serpentines est synchrone de la formation des Couches d'Azuga, ou si elle est synchrone de la phase orogénique proprement dite. Dans ce dernier cas, les serpentines se seraient introduites dans la base de la série sédimentaire de l'avant-fosse de Severin, pendant le plissement lui-même, sans toutefois s'élever plus haut dans le complexe des Couches de Sinaia. Nous avouons ne pas savoir au juste à laquelle de ces solutions il est mieux de s'arrêter ; mais nous croyons, tout de même, être plus près de la vérité, en opinant en faveur d'un âge jurassique [1]). De toute façon, les serpentines ont fort probablement dû avoir, durant les plissements, le rôle d'un lubréfiant passif en facilitant le déplacement de la nappe de Severin et celui de la nappe gétique qui recouvre cette dernière.

Formations plus anciennes. Pour le moment il n'est guère possible de dire si la série de Severin comprend aussi des termes mésozoïques plus anciens. En tout cas, nous mentionnons ici l'existence de la bande de quartzites et de conglomérats quartzeux de la vallée du Lăpușnic (affluent de la Coșușteа) qui rappellent beaucoup le Lias inférieur. De même, les bandes de schistes cristallins d'apparence gétique qui s'échelonnent le long de la zone des Couches d'Azuga, de la vallée de la Coșușteа jusqu'à Șiroca, pourraient provenir du soubassement de la fosse de Severin.

ESSAI DE SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

EXAMEN DES NAPPES

La planche des coupes nous indique que la région du Banat du Sud et du Plateau de Mehedinți est constituée comme il suit : par un autochtone cristallin avec son Mésozoïque danubien, dans lequel on observe deux digitations parautochtones, celle de Cerna et celle d'Arjana, par une nappe des Couches de Sinaia, la nappe de Severin, qui se développe depuis la vallée

---

[1]) *Note pendant l'impresssion.* Lors des excursions faites en commun avec MM. G. MACOVEI, I. ATANASIU et N. PETRULIAN (été 1937) dans les Monts de Zărand (Munții Apuseni) à Șoimuș-Buceava, nous avons examiné une coupe très instructive à cet égard, dans la Valea Orbilor et dans la Valea Pănușeasca. Les ophiolites de cette région affleurent dans l'axe d'un anticlinal constitué de couches rouges siliceuses à Radiolaires, attribuées au Jurassique supérieur, surmontées par des couches de Sinaia fortement développées.

La présence de ces ophiolites sous le Jurassique supérieur de Șoimuș-Buceava milite en faveur de leur âge tout au plus jurassique.

Cette succesion de couches rappelle celle de la série de Severin.

Institutul Geologic al României

de la Cerna vers l'E; aussi par une nappe de schistes cristallins gétiques surmontant le tout.

Nous avons montré, dans une communication antérieure, que les nappes indiquées plus haut s'étaient formées en deux temps, qu'elles avaient été produites par deux paroxysmes orogéniques distincts, dont le premier a eu lieu à la fin du Crétacé inférieur et le second, plus récemment, au Crétacé supérieur, se prolongeant même dans le Tertiaire (21).

Nous passerons maintenant en revue les nappes et chercherons à les ramener à leur zone d'origine, en commençant par la plus inférieure.

La nappe de Cerna, constituée par des calcaires massifs appartenant au Jurassique-Néocomien et par un Flysch d'âge crétacé supérieur, s'étale entre Izverna et le Mont Domogled, englobant d'abord les montagnes d'Izverna, entre Piatra Cerbului, le Mont Tâlva et Poienile Ilii, ensuite les montagnes appelées Piatra Coșuștei, Curmătura, Vârful Cușiului, Piatra Camenii, Vârful Șușcului et Vârful Grăbănâcului. Cette immense plaque de calcaires repose sur les calcaires jurassiques-néocomiens de l'anticlinal de la Cerna, dont elle est séparée par une bande de Flysch appartenant au Crétacé supérieur [1]). La racine de cette nappe est visible sur la droite de la Cerna, dans les parois abruptes depuis Piatra Galbenă, à Gura Iuții. On observe ici très souvent deux rangées de calcaires du type Cerna, superposées et parfois séparées l'une de l'autre par des lentilles d'arkoses liasiques et même par des lames de granite provenant du soubassement (Mont Gogâltanu à Țezna, *G* sur la carte) qui sont parfois entraînées jusque dans le département de Mehedinți, jusqu'à la contrée à droite de la Coșuștea supérieure. On observe de pareils affleurements de lames de rabotage de granite, dans le Flysch de Cracul Făgetului et dans la crête du Madved, dans le sentier reliant Poienile Ilii à Crovu Madvedului (Monts de Prejna).

La nappe d'Arjana est composée par du Lias à tufs et à roches effusives basiques, des calcaires récifaux à Polypiers et à Brachiopodes, et des calcaires à radiolarites appartenant au Dogger et au Jurassique supérieur (éventuellement aussi au Néocomien) et aussi par du Flysch d'Arjana appartenant au Crétacé supérieur.

Cette duplicature de l'autochtone semble être elle-même formée par deux ou trois digitations engendrées par entassement. Ainsi, le complexe de tufs et de roches effusives du Mont Cozia (Cornereva) comprend, dans sa base, des bancs caractéristiques de conglomérats laminés appartenant au Lias

[1]) Des plaques de calcaires tithoniques en position parautochtone sur des schistes calcaires noirs considérés comme du Crétacé inférieur ont été mentionnées par G. MANOLESCU dans les régions de Schela, Curpeni et Vălari près de Tg.-Jiu (59, p. 163).

Institutul Geologic al României

inférieur, qui surmontent le complexe de schistes argileux du Lias moyen de la vallée de la Camena ; ces schistes forment la partie basale de la nappe d'Arjana.

La duplicature d'Arjana repose sur des calcaires en plaquettes hauteriviens et, par endroits, même sur les marnes barrémiennes de la zone de Presacina. Cette duplicature est détachée du prolongement du flanc ouest du synclinal de la Sirinia, comme le démontre la présence des klippes d'Arjana, identiques au calcaires jurassiques de la zone de Camenița—Cârșia Ielovei, elle-même laminée. Quelques lambeaux isolés de cette duplicature se trouvent à l'W de Furca Obiței (Cornereva) et dans la crête de Socoia (Rusca). Au Sud, l'érosion a effacé presque toute trace de la nappe d'Arjana, mais nous en avons pourtant retrouvée quelques-unes aux Băile Herculane et à Podeni, comme il a été déjà dit au chapitre du Flysch. Il se pourrait bien que les roches diabasiques du vallon de Grigore, à Ogradina (Cazanele Mici), fussent elles aussi des restes de cette nappe d'Arjana. Au Nord, la zone tectonique de Soarbele, décrite par N. GHERASI (36) appartient probablement elle aussi à la nappe d'Arjana. Dans la carte manuscrite de G. MURGOCI « Dunărea Albastră » [1]), ce complexe, considéré par lui comme le flanc inverse de la nappe gétique, a d'ailleurs été séparé aux alentours de la partie Nord du lambeau de Godeanu, à partir du Mont Cozia jusqu'à Soarbele.

La nappe de Severin est constituée par des Couches de Comarnic, Couches de Sinaia, Couches d'Azuga, ophiolites, conglomérats quartzeux liasiques (vallée du Lăpușnic affluent de la Coșuștea) et par une série de bandes de gneiss laminés et de phyllites semblables à certains schistes du cristallin gétique. Cette nappe repose sur le Flysch du Crétacé supérieur de la vallée de la Cerna et du Plateau de Mehedinți et supporte à son tour la nappe gétique.

La nappe de Severin est puissamment développée dans le Plateau de Mehedinți, dans la fenêtre de Balta, où elle forme une série de bandes qui s'unissent vers le Sud ; on la rencontre également aux pieds des monts de la Cerna, entre Izverna et Pecenișca. On peut poursuivre ses dernières traces à l'W jusque dans la vallée de la Cerna, où elles sont associées aux petits lambeaux de cristallin gétique qui s'échelonnent de Poienile Bobotului à Plavișevița.

Dès les premières reconnaissances que nous avons poussées dans les environs de Topleț, nous avons eu l'impression que la bande mésozoïque fortement broyée de Topleț, pourrait bien être une zone de racine. Les levers détaillés effectués l'année dernière dans la vallée de la Cerna nous ont convaincu que la zone de Topleț n'était autre chose que le prolongement des zones de Presacina et de Cerna, fortement broyées ensemble. Les lignes de

[1]) Voir la note infrapaginale, p. 59.

Institutul Geologic al României

broyage se prolongent d'une part dans la grande dislocation de la Cerna s'étendant jusqu'à Petroșeni, de l'autre jusqu'à Cazane. Cette zone de dislocation, qui est d'un âge récent post-méditerranéen, correspond à un affaissement en graben dans lequel se trouvent entraînées la nappe de Severin, la nappe gétique et le Méditerranéen de cette dernière. L'affaissement est située à l'E de la racine de la nappe de Cerna. La nappe de Severin étant une nappe supérieure à la nappe de Cerna, il s'ensuit que l'on doit en chercher la racine plus à l'W.

A l'W de la racine de la nappe de Cerna, succède à droite de la Cerna, le synclinal de Barrémien et de Flysch dans lequel a lieu la transition du faciès de Presacina—Sirinia au faciès de Cerna, comme on peut l'observer à Gura Iuții. Nous devons donc chercher la racine de la nappe de Severin à l'W de la zone de Sirinia, au delà de la racine de la duplicature d'Arjana.

La nappe gétique. Quant à cette nappe qui repose sur la série de Severin et, là où celle-ci a été réduite par laminage, sur la duplicature d'Arjana, sa zone de racine est le Banat occidental et la région du massif de Semenic et de la dépression de l'Almăj ; MURGOCI (76) et SCHAFARZIK (110, p. 75 ; 112, p. 155 ; 113, p. 210) ont été les premiers à la relater. Les schistes cristallins et les faciès du Mésozoïque de cette nappe ont été analysés plus haut aux chapitres respectifs.

RÉPARTITION DES FACIÈS ET TECTONIQUE EMBRYONNAIRE

Après cette description des nappes de notre région, il convient de procéder à une reconstitution paléogéographique, qui permette de mieux nous expliquer la tectonique du Banat du Sud et du Plateau de Mehedinți. Il va sans dire que nous nous en tiendrons à des considérations d'ordre général, puisque ces régions — tout en ayant fait l'objet d'études minutieuses, notamment dans leurs parties les plus compliquées, qui nous ont justement fournis les résultats que nous venons d'exposer — n'en exigent pas moins encore de longues et patientes recherches pour éclairer nombre de problèmes. Nous nous réservons d'ailleurs de revenir dans un autre travail en cours de préparation.

Après l'achèvement de l'orogenèse hercynienne, le faciès lagunaire-continental à charbon du Carbonifère supérieur vient s'installer au Banat. Ce faciès se prolonge aussi dans la partie inférieure du Permien.

Un faciès désertique prédomine dans le Permien et il s'y manifeste une très forte activité volcanique.

D'un bout à l'autre du Banat, on constate l'existence d'une grande lacune stratigraphique entre le Permien inférieur et le Lias ; il n'y a qu'aux environs de Sasca où on rencontre des preuves d'une phase marine dans le Trias, représenté par les calcaires anisiens à Ammonites et Brachiopodes. Même si le

Institutul Geologic al României

Trias s'est déposé aussi dans d'autres régions du Banat, il en a été complètement enlevé par l'érosion anté-liasique. Il n'est guère possible pour le moment de qualifier la nature des mouvements de la lithosphère durant cet intervalle.

Avec la transgression du Lias, commence un nouveau cycle de sédimentation dans toutes les zones sédimentaires du Banat et de Mehedinți, cycle qui continue d'une façon presque ininterrompue jusqu'au Barrémien-Aptien.

Le faciès de Gresten, à régime continental-lagunaire, prédomine partout durant le Lias, avec des charbons dans le Lias inférieur et des faciès néritiques dans le reste de cette formation, quand se déposaient des schistes argilo-gréseux et calcaires. Cette constatation ne s'applique cependant pas à la zone de Presacina, où l'on n'a pas, jusqu'à présent, signalé la présence de charbon dans le Lias inférieur [1]). Quant à la partie supérieure du Lias de ladite zone, on y observe un faciès caractéristique, de schistes argileux noirs, fortement développé. Au Lias supérieur et dans la partie inférieure du Jurassique moyen régnait un régime néritique, avec formation de grès quartzeux qui, vers la partie supérieure, deviennent de plus en plus calcaires. En même temps se produisaient, dans la zone d'Arjana, des manifestations volcaniques très intenses, qui donnèrent naissance à une énorme quantité de roches effusives basiques accompagnées de leurs tufs.

Dans quelques régions, telles certaines parties de la zone de Cerna, le Lias est faiblement développé sous forme d'arkoses granitiques, tandis que dans d'autres régions on observe même une lacune entre le Lias et le Jurassique moyen, comme par exemple au Greben roumain, ce qui pourrait bien démontrer l'existence, durant cet intervalle d'exondations locales ou de haut-fonds.

Au Bajocien, des récifs de Polypiers et de Brachiopodes viennent s'installer dans les zones d'Arjana et de Sirinia, contrairement à ce qui a lieu dans les autres zones. Au Dogger supérieur (Bathonien-Callovien inférieur), la mer commence à s'approfondir dans presque toutes les zones, avec des faciès marneux à Posidonomies et Ammonites, à Steierdorf, à Bigăr et dans la zone de Coșuștea et, avec des faciès calcaires à Ammonites, à Svinița (Couches de Klaus).

En ce qui concerne le Lias et le Dogger, il n'est pas encore possible de procéder à une reconstitution paléogéographique plus complète, vu que les données font complètement défaut dans la zone de Severin et qu'elles sont incomplètes dans les autres zones.

Une différenciation plus importante des faciès ne commence qu'au Jurassique supérieur, lorsque la tectonique embryonnaire de cette région se manifeste pour la première fois pour s'accentuer de plus en plus dans la suite, jusqu'à ce qu'elle passe aux grands mouvements orogéniques du Crétacé.

[1]) Voir la note infrapaginale, pag. 35.

Institutul Geologic al României

La distribution des zones de faciès durant cet intervalle semble avoir été la suivante (voir les planches à la fin de l'ouvrage) :

a) A l'W, sur le cristallin gétique, se déposaient les sédiments qui caractérisent le domaine gétique. Il en est resté la bande de calcaire récifal tithonique de Dognecea, le grand synclinal de Reșița, auquel font suite à l'E les dépôts de la ride entre Șopot et Liubcova et la zone des calcaires tithoniques entre Gura Văii et Rudina, en Mehedinți.

La Cordillère gétique succède à l'E. Tout ce que nous en savons, c'est que son front est enfoui dans la dépression de l'Olténie.

b) En face de cette cordillère devait sans doute se trouver le sillon de Severin, qui constitue le domaine de sédimentation des Couches de Sinaia. Ledit sillon revêtait les caractères d'une avant-fosse orogénique, en immersion continuelle, dont les dépôts affectent des caractères de flysch.

Une ride avoisinant la zone d'Arjana séparait probablement la fosse de Severin de la plate-forme danubienne.

c) Plus à l'E, à la surface de l'autochtone danubien, s'étendait une mer épicontinentale, où se formaient des sédiments à faciès en bonne partie différents de ceux du sédimentaire gétique. Nous distinguons dans cette mer, à l'W, une région de mer plus profonde, comprenant la zone de Sirinia et ses annexes, Arjana et Presacina et, à l'E, une large région plus élevée, le dôme granitique de Cerna et du Plateau de Mehedinți, avec les zones sédimentaires de Cerna et de Coșuștea.

Nous examinerons maintenant quels sont les faciès qui caractérisent ces zones au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, c'est-à-dire durant la phase ayant précédé les plissements de la fin du Crétacé inférieur.

Dans le domaine gétique se dépose, au Jurassique supérieur, une puissante série de marnes et de calcaires à silex et à Ammonites. Dans la partie W de la zone de Reșița, ce faciès à Céphalopodes se prolonge jusqu'au Tithonique, éventuellement jusqu'à la base du Crétacé, tandis que dans la partie E de ladite zone et dans le voisinage de la Cordillère gétique (Gura Văii), le Tithonique est récifal. Dans la zone de Reșița, le régime récifal continue ensuite aussi au Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien supérieur (58, p. 59) et s'installe en même temps aussi sur le Cristallin, sur la ride de Șopot. Dans la zone de Gura Văii, le Crétacé inférieur n'a pas encore été déterminé sur des bases paléontologiques. Une lacune suit, correspondant à l'Albien, à laquelle succède finalement la transgression du Vraconnien dans tout le domaine gétique, de Moldova Nouă jusqu'à Dâlbocița.

Dans l'avant-fosse de Severin se formaient, pendant le Jurassique supérieur et au commencement du Crétacé inférieur, les sédiments fins, souvent rouges, des Couches d'Azuga, sur lesquelles se sont déposées, durant le Valanginien et l'Hauterivien, les Couches de Sinaia, où les calcaires en plaquettes, avec parfois des Calpionelles, alternent avec des calcaires gréseux

Institutul Geologic al României

micacés et même conglomératiques. Le cycle sédimentaire s'achève avec le Barrémien-Aptien dans le faciès de Comarnic, de Dâlbocița. Dans les parties les plus profondes de l'avant-fosse se sont produites des intrusions d'ophiolites qui ont donné naissance aux laccolites de serpentines, gabbros et diabases des Couches d'Azuga, les diabases pouvant pénêtrer jusqu'à la base des Couches de Sinaia, comme par exemple à l'embouchure du vallon de Dejderiu, dans la vallée de la Coșușteа (Balta). Quant aux régions littorales, situées en face de la Cordillère gétique, des formations torrentielles ont fort probablement dû s'y déposer donnant naissance aux conglomérats à blocs de schistes cristallins dans les Couches de Sinaia et les Couches de Comarnic. Des sédiments plus récents que le Barrémien-Aptien manquent dans la fosse de Severin, que la nappe gétique en progression recouvrait complètement à l'Albien.

Dans la partie W du domaine de sédimentation danubien, notamment dans la zone de Sirinia, ainsi que dans les zones d'Arjana et de Presacina, le Jurassique supérieur est du type bathial, étant formé de calcaires noduleux à Ammonites et de radiolarites. A l'E de Bârzasca, dans la partie supérieure de la série, s'intercalent des calcaires massifs (haut-fonds?). Le faciès de profondeur continue aussi au Valanginien-Hauterivien, lorsque se déposent les calcaires marneux à Calpionelles. Dans la partie E de la mer danubienne, dans la zone de Cerna, aux arkoses et aux grès calcaires du Lias-Dogger se superpose une masse, d'environ 400 mètres d'épaisseur, de calcaires récifaux appartenant au Jurassique supérieur, passant peut-être au Crétacé inférieur. Plus à l'E, dans la zone de Coșușteа, affleurent des faciès analogues, peut-être un peu plus profonds dans le Néocomien. Vers la fin du Crétacé inférieur, la couverture uniforme des marnes barrémiennes (et aptiennes?) s'étend sur toute la province danubienne, depuis Cozla à l'Ouest jusqu'à Nadanova à l'Est.

Telle était la situation paléogéographique à la veille de l'orogenèse, à la fin du Crétacé inférieur.

PREMIÈRE PHASE OROGÉNIQUE

Après le dépôt des Couches de Comarnic eut lieu dans le Banat, le premier paroxysme orogénique alpin, durant lequel la Cordillère gétique, qui avait commencé à s'esquisser dès le Jurassique, accentua son progression et déferla sur l'avant-fosse de Severin. G. MURGOCI (1905) fut le premier à rapporter l'âge de ce paroxysme au Crétacé moyen (post-barrémien—anté-cénomanien). FR. SCHAFARZIK (110, 112) et plus récemment G. MACOVEI et I. ATANASIU (58, p. 203) situent le charriage de la nappe gétique à la fin de l'Hauterivien, avant le commencement du Barrémien. Le premier avait abouti à cette conclusion en partant de la transgression des calcaires urgoniens

Institutul Geologic al României

sur la zone de racine (ride de Şopot), tandis que les deux autres auteurs s'étaient fondés sur le fait que la nappe gétique repose sur les Couches de Sinaia, redéterminées entre temps comme hauteriviennes (69). Aujourd'hui, à la suite de la découverte des Couches de Comarnic, à Dâlbocița (22), nous sommes en mesure d'établir exactement l'âge de ce charriage. Les Couches de Comarnic étant attribuées au Barrémien-Aptien (69, 71, p. 299—300), il en résulte que le premier paroxysme gétique a dû se produire après l'Aptien et avant le Vraconnien, par conséquent à l'Albien.

TRANSGRESSION DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

A ce paroxysme a succédé la grande transgression vraconnienne.

Dans les régions situées à l'arrière de la nappe gétique se déposent, à la surface déjà entamée par l'érosion de l'Urgo-Aptien et sur les schistes cristallins, des grès glauconieux, des marnes, des calcaires sablonneux et des conglomérats, qui se rattachent au Gault-Cénomanien (Vraconnien). Dans la région frontale de la nappe, aux calcaires tithoniques de la zone de Gura Văii—Rudina se superposent transgressivement des conglomérats calcaires et des grès, analogues aux conglomérats de Bucegi et au grès de Siriu, par conséquent eux aussi vraconniens.

En face de la nappe gétique, sur l'avant-pays danubien, se dessine une nouvelle avant-fosse, dans laquelle se déposent, dans une zone située plus au large, les marnes à Rosalines de Cerna-Vârfu, suivies par un flysch gréseux ; celui-ci contient, plus près des rivages, dans la zone d'Arjana et de Sirinia, des intercalations importantes de conglomérats. Comme nous l'avons déjà spécifié dans un chapitre antérieur, ce Flysch, connu depuis deux ans à peine, n'a pu être encore horizonté par suite du manque de fossiles autres que les Rosalines. Nous en tenant à la présence de ces dernières, nous attribuerons le Flysch au Crétacé supérieur non horizonté (probablement antécampanien, voir p. 57).

SECONDE PHASE OROGÉNIQUE

Pendant le Crétacé supérieur se déroule une seconde phase de plissements alpins, plus importante même que la première. La nappe gétique, avec ses dépôts mésozoïques y compris le Vraconnien, se remet en mouvement. Cette fois-ci elle est transportée sur le dos de la série de Severin, à la base de laquelle se produit une vaste surface de décollement. C'est ainsi que prend naissance une nouvelle nappe, la nappe de Severin. Celle-ci ensemble avec la nappe gétique qui la surmontait glissent sur la masse lubréfiante des ophiolites, par-dessus l'autochtone danubien et son Flysch, vers la

Institutul Geologic al României

dépression de l'Olténie. Pendant que cette énorme masse se trouvait en mouvement, les zones sédimentaires de l'autochtone danubien sont succesivement plissées et surplissées. C'est d'abord la ride d'Arjana qui se dessine et s'accentue. Elle est la première dépassée par la nappe, repliée et arrachée de son soubassement et entraînée sous la forme d'une duplicature parautochtone, par-dessus les zones de Sirinia et de Presacina. Dans celle-ci prenait naissance toute une série de synclinaux, souvent faillés et chevauchés par le cristallin autochtone, tel par exemple le synclinal de Cozla—Camenița—Cârșia Ielovei, le synclinal de la Sirinia, celui de Presacina. Il se formait, également, à l'E du hameau de Presacina, un grand pli anticlinal couché, qui se trouve en parfait état de conservation. On peut suivre le flanc inverse de ce pli jusqu'aux Băile Herculane, dans les pentes des montagnes à droite de la Cerna, où l'on observe la situation renversée du Mésozoïque du type Presacina. Plus à l'E, une ride secondaire de calcaires massifs du type Cerna est à son tour abordée par la nappe. Une nouvelle nappe parautochtone se décolle de son fondement granitique dont on retrouve parci par-là des copeaux ; c'est la digitation de la Cerna qui s'avance jusque dans le Plateau de Mehedinți. La nappe gétique avec la nappe de Severin aboutissent en fin de compte par-dessus cette nouvelle duplicature et pardessus la zone de Coșuștea dans la dépression gétique. Cependant, dans le cristallin danubien, s'amorcent des dislocations longitudinales très accentuées comme par exemple la ligne de Cozla, la ligne à l'embouchure de la Sirinia, la ligne du Stănic, l'anticlinal faillé de Bogâltin—Topleț, la grande ligne de dislocation de la Cerna et la ligne de Balta. Les vieilles lignes ont dû, elles-aussi, rejouer, comme c'est certainement le cas pour la ligne de Mraconia.

Pendant que la nappe poursuivait son mouvement en avant, les dépôts de sa région frontale ont pu s'en détacher et engendrer des nappes de décollement, dont on observe la trace dans les zones de broyage de la base des calcaires tithoniques et de la base du Vraconnien (Dâlbocița etc.).

Derrière la nappe gétique, les plis formés probablement durant la première phase orogénique se sont accentués et faillés, donnant naissance à de nombreuses lignes de chevauchement, mises en évidence par Z. SCHRÉTER (117, 42) ; par exemple le chevauchement du cristallin de Locva sur la zone de Reșița, les cassures longitudinales accompagnées de chevauchements de la zone de Reșița etc. En Serbie orientale, ces plis se transforment en de véritables nappes (88).

Faute de preuves paléontologiques plus amples, l'âge du second paroxysme orogénique ne peut être établi avec une précision suffisante, dans la région considérée. On obtiendra des données supplémentaires à ce sujet en poussant les investigations dans les régions avoisinantes en vue de connaître les phases orogéniques les plus importantes qui les ont affectées.

Institutul Geologic al României

Dans la Serbie Orientale, V. Petkovič a pu déchiffrer deux phases entre le Gault et le Méditerranéen : l'une, plus faible, anté-sénonienne, l'autre, de beaucoup plus importante, post-sénonienne. Dans la seconde, la nappe gétique a été divisée en une série de plis-failles chevauchés, dont quelques uns ont été même charriés sur des distances appréciables par-dessus un Sénonien supérieur à fossiles campaniens, rappelant le Sénonien de Brezoi en Roumanie. Suivant V. Petkovič (88), cette phase a pu se prolonger jusqu'au commencement du Néogène, tandis que selon K. V. Petkovič (86) elle est localisée entre l'Eocène et l'Oligocène.

Dans les Balkans, St. Bončev a pu reconnaître six phases orogéniques entre l'Aptien et le Méditerranéen (14). En ce qui concerne les phases intermédiaires, il est à relever l'importance de la phase balkanique (Sénonien supérieur) et de la première phase pyrénéenne (entre le Lutétien et l'Auversien).

Tout récemment, Ekim Bončev (12, 13), dans un essai de synthèse tectonique du Balkan occidental, montre que, dans la partie occidentale de la Bulgarie et la Serbie orientale, on peut distinguer un cycle orogénique antésavien (vorsavischer orogener Zyklus) durant lequel se sont formés les Balkanides et un cycle orogénique savien et post-savien quand ont pris naissance les nappes de la Serbie orientale.

Dans le cycle orogénique anté-savien, l'auteur établit les phases orogéniques suivantes : une phase subhercynienne, faible, à la fin du Turonien, une phase laramienne, entre le Sénonien et l'Éocène et une phase pyrénéenne, dans l'Éocène.

Il résulte que la tectonique des régions voisines du Sud, Serbie Orientale et Bulgarie occidentale, a été établie par une série de phases orogéniques pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène.

En ce qui concerne les régions carpatiques on admet généralement (58, p. 213, 218), qu'après la première phase gétique et après la transgression vraconienne, des mouvements épirogéniques se sont produits au Turonien, au Sénonien, à la fin de cette division et au commencement du Lutétien (143, 144), mouvements marqués par des transgressions et des régressions marines ; des poussées suffisamment importantes, ayant déterminé des plissements accentués, ne se sont produites qu'après l'Oligocène, lorsque les nappes du Flysch ont pris naissance en Mounténie et Moldavie.

Il est probable que toutes les phases orogéniques et épirogéniques indiquées plus haut, ont eu leur retentissement aussi dans les Monts Gétiques. C'est à l'une de ces phases que correspond certainement le deuxième paroxysme orogénique de la nappe gétique. Comme nous avons affaire à un mouvement différenciel important, il est naturel de croire qu'il s'est traduit par une lacune stratigraphique ou une transgression marine importante.

Dans la région de la nappe gétique, en Roumanie (bassin de Brezoi etc.),

Institutul Geologic al României

comme en Serbie orientale (bassin du Timok etc.), la plus importante transgression marine, après celle du Vraconnien a été la transgression sénonienne (Campanien), marquée d'ailleurs par une légère discordance, même dans les régions où toute la série du Néocrétacé est représenté (58, p. 218).

Entre le Sénonien et l'Éocène, une continuité de sédimentation a été observée en Mounténie (MURGEANU, 70), de sorte que la transgression de l'Éocène sur la bordure cristalline correspondrait plutôt à une phase épirogénique.

D'une autre coté il est malaisé d'admettre que le deuxième paroxysme gétique aurait eu lieu après l'Oligocène. Rien n'appuie une telle supposition.

En effet si nous tenons compte aussi de l'hypothèse de DE MARTONNE (61, 62) selon laquelle la plate-forme de Borescu correspondrait à une pénéplaine qui date de la fin du Crétacé ou du début de l'Éocène, on ne peut plus admettre des mouvements orogéniques différentielles après l'Éocène, qui auraient du bien déformer cette pénéplaine.

Après toutes ces considérations, il paraît bien évident que l'on devrait accorder au deuxième paroxysme orogénique du Banat un âge crétacé supérieur, plus précisément anté-campanien. Il s'ensuit pour le Flysch crétacé supérieur *s. l.* de l'autochtone danubien, un âge gault-cénomanien, allant peut-être même jusqu'au Turonien.

Dans une communication antérieure (21), nous avons affirmé que les mouvement orogéniques de la deuxième phase de plissement de la nappe gétique ont eu lieu pendant le Crétacé supérieur, se prolongeant dans le Paléogène, probablement même jusqu'à la fin de celui-ci. Nous ajoutions qu'il reste à préciser si nous n'avons pas affaire à une longue phase crétacée supérieure-paléogène dont les mouvements se sont fait sentir à plusieurs reprises ; donc un âge post-cénomanien anté-méditerranéen. Cela, du fait que, d'une part, le Vraconnien a été plissé dans la zone de Reșița [1]) en même temps que le Crétacé inférieur et que *Rosalina linnéi* D'ORB. est considérée comme ayant débuté au Vraconnien — et, d'autre part, que le Méditerranéen s'est déposé après démantèlement de l'édifice, à la fois sur la nappe et sur l'autochtone (Mehadia, Orșova).

Ces considérations restent encore aujourd'hui valables, à la seule correction que la transgression gault-cénomanienne a été suivie par un cycle orogénique comportant une phase orogénique principale (le deuxième paroxysme gétique) très probablement anté-campanien et quelques phases épirogéniques secondaires, qui se sont succédées jusqu'à la fin du Paléogène et qui correspondaient aux phases orogéniques des régions avoisinantes. Lors de ces derniers mouvements, certaines des lignes de dislocation des Carpates méridionales ont rejoué, à des moments quand en Serbie orientale les poussés ont

[1]) Voir la coupe de la région de Gozna établie par SCHRÉTER (117, p. 160).

Institutul Geologic al României

pû être exacerbées jusqu'à déterminer la formation des nappes supra-gétiques.

Il va de soi qu'avec les données incomplètes que nous avons actuellement il est encore malaisé de nous faire une idée du rôle précis de ces phases tectoniques dans notre région. De nouvelles données d'observation sont nécessaires pour éclairer dans le détail ce nouveau problème et pour dater autant que possible les étapes principales de la progression de cette grandiose nappe. Peur cella une étude approfondie du Flysch danubien est absolument nécessaire.

La nappe gétique ne saurait plus donc être considérée comme formée au cours d'une unique phase orogénique; elle appartient à la catégoire des nappes à deux paroxysmes d'ARGAND (1). Cette attribution est d'ailleurs bien motivée si l'on considère que le « promontoire bas-danubien » était continuellement exposé aux attaques des vagues orogéniques venant du Sud. Les figures par lesquelles ARGAND (1, fig. 1, 2) indique les progressions du front alpino-carpatique sont — à la seule correction de la position du front des nappes crétacées, dans la région bas-danubienne, qui devrait être, conformément aux nouvelles recherches, légèrement déplacé vers l'Ouest — très suggestives à cet égard. Le caractère de nos nappes, tel que nous les concevons, concorde parfaitement avec celui des nappes à deux paroxysmes, définies par ARGAND.

MOUVEMENTS RÉCENTS

Après l'extinction de la dernière phase orogénique qui a achevé la formation de la nappe gétique, des zones de surélévation et de larges zones synclinales se dessinent. Celles-ci ont donné naissance, dans la suite, à des dépressions que la mer miocène a envahies : la dépression de Baia de Aramă—Balta, qui communiquait probablement avec le bassin de Bahna et les dépressions de moindre importance de Dubova et de Milanovaț, la dépression extrêmement étroite de la Cerna, en liaison avec celle de Petroșeni ; enfin et en nous limitant à notre région, les dépressions de Mehadia, d'Almăj, de Sichevița et de Moldova.

Des mouvements pendant et après le Méditerranéen ont disloqué et morcelé l'édifice tectonique du Banat du Sud tel que nous venons de le définir, en y provoquant des affaissements, dans la dépression de l'Almăj, le long de la Cerna et du haut Jiu, de même qu'entre Baia de Aramă et Balta et à Bahna. A cette occasion, les lignes de dislocation plus anciennes ont rejoué, affectant aussi le Méditerranéen, souvent fortement tectonisé dans la vallée de la Cerna et à Balta, p. ex., fait qui a été noté déjà par SCHAFARZIK, MURGOCI et G. MACOVEI.

Institutul Geologic al României

DISCUSSION DES SYNTHÈSES TECTONIQUES MODERNES DES CARPATES MÉRIDIONALES

Nous avons esquissé dans les pages précédentes l'image que l'on peut se faire au sujet de l'évolution géologique et tectonique des Carpates Méridionales dans le Banat et la région de Mehedinți.

Nous verrons maintenant en quoi notre conception diffère de celle de nos prédécesseurs.

Le premier et incontestablement le plus grand tectonicien des Carpates Méridionales a été G. MURGOCI. Sa synthèse tectonique, fondée sur de longues investigations sur les lieux mêmes est la première en date qui ait été établie et aussi la plus proche de la vérité.

Suivant MURGOCI, le cristallin gétique aurait été charrié, au Crétacé moyen, sur un autochtone cristallin et la couverture mésozoïque de celui-ci, laquelle se termine par les Couches de Sinaia. MURGOCI avait aussi signalé des plissements plus récents qui, dans les Carpates Méridionales, ont provoqué la dislocation et le chevauchement des bassins miocènes internes.

En raison de l'absence de fossiles, il était malaisé, du temps de MURGOCI de déceler la présence du Flysch crétacé supérieur de la région de Mehedinți. MURGOCI (75, p. 32—34) a eu cependant à un moment donné, l'intuition que le Paléogène pourrait bien y exister, sans toutefois en être bien assuré. Il affirme, en effet, que les schistes gréseux noirs laminés, se trouvant sous les dépôts burdigaliens et qui reposent sur les calcaires autochtones, ressemblent au grès du Crétacé inférieur d'Arjana. Toutefois, il n'a jamais réussi à séparer ce grès par rapport aux Couches de Sinaia. Il faut reconnaître d'ailleurs que, précisément à Balta, il est parfois impossible de faire cette distinction.

Plus tard, à l'occasion d'une communication non publiée sur la tectonique des Carpates Méridionales, faite en colaboration avec NOPCSA (81), dont on peut voir le contenu dans les discussions de L. MRAZEC (67) et de I. P. VOITEȘTI (145), et dans une communication sur la région de Dâlbocița (82), MURGOCI n'en a pas moins entrevu que le surplissement de la nappe gétique s'est produit en profondeur sous l'enveloppe de Crétacé supérieur (conglomérats de Bucegi) et aussi que la mise en place s'est poursuivie dans certaines contrées jusqu'à la fin du Crétacé et peut-être même plus tard pendant le Nummulitique.

En ce qui concerne la tectonique de détail, nous signalerons comme particulièrement intéressantes les deux cartes manuscrites les plus récentes de MURGOCI : celle de « Dunărea albastră »[1]) et, d'autre part, la carte des

[1]) Dans la collection du Laboratoire de Minéralogie de l'Ecole Polytechnique de Bucarest ; voir aussi « Carte géologique du district de Mehedinți, portant le motto : Dunărea Albastră » dans la *Revue du Pétrole*, IV-e année, 1911, p. 146.

Institutul Geologic al României

Carpates Méridionales dressée à l'échelle de 1 : 500.000 [1]). L'auteur a dû observer plus tard qu'un plan important de charriage se trouvait à la base des Couches de Sinaia et des ophiolites puisqu'il déplaçait le plan de charriage que l'on admettait au-dessous du cristallin gétique, le transposant sous les Couches de Sinaia ; il laissait dans l'autochtone un Crétacé inférieur surmontant les calcaires du Jurassique supérieur et qui n'est autre que notre Flysch crétacé supérieur. D'autre part, il déplaçait aussi le plan de charriage, pour le transposer sous les roches effusives du mont Cozia de Cornereva, considérant certains calcaires, comme ceux du mont Cicelovete à droite de la Cerna et ceux de Cerna-Vârfu (les klippes de Coșuștea), comme le flanc inverse de la nappe.

De fait, ces deux cartes ne représentent pas un progrès par rapport à celle présentée au Congrès de Stockholm (76). Cette dernière rend en effet avec plus de suite le principe du charriage de la nappe gétique sur les Couches de Sinaia en une seule phase orogénique et comme nappe du second genre, ainsi que la question était interprétée à l'époque. Les dites cartes comprennent d'une part des nouvelles données, de l'autre, par l'introduction de la notion de flanc inverse, amènent de la confusion par la suppression de lignes importantes et le fait qu'elle embrouillent des lignes tectoniques d'importance différente. Elles correspondent à un stade de transformation et de perfectionnement des conceptions tectoniques de ce savant et représentent en une certaine mesure la transition à la carte actuelle de ces contrées.

MURGOCI voyait juste ; il était sur le bon chemin. Il faut reconnaître que s'il avait trouvé la preuve de l'existence dans la région d'un second paroxysme orogénique nous n'aurions pas beaucoup de faits nouveaux à ajouter à ses observations.

Après que MURGOCI eût signalé l'existence des phénomènes de charriage dans les Monts de l'Olténie, FR. SCHAFARZIK (110) l'infatigable chercheur des Monts du Banat, présenta à son tour un résumé de ses propres conceptions tectoniques, qui est la confirmation des vues de MURGOCI. Malheureusement, quelques graves confusions en ce qui concerne le Mésozoïque l'empêchent d'aboutir à des conclusions plus complètes. C'est ainsi qu'il attribue en partie, le Flysch des monts de la Cerna, au Lias. Quant à l'âge des plissements qui ont donné naissance à la nappe gétique, SCHAFARZIK le situe d'abord entre l'Hauterivien et le Barrémien (110, 112_4) pour l'attribuer plus tard (113, p. 216) au Crétacé supérieur (Cénomanien).

Parmi les synthèses plus récentes, nous relèverons d'une part celles de R. STAUB, L. KOBER et I. P. VOITEȘTI, de l'autre, celle de A. STRECKEISEN.

---

[1]) Dans la collection de l'Institut Géologique de Roumanie. Cette carte a été dessinée en 1915 d'après les données de MURGOCI.

Institutul Geologic al României

Les trois premiers auteurs ont voulu paralléliser les Carpates Méridionales avec les Alpes, en prenant comme point de départ les travaux de G. MURGOCI et leurs propres observations.

R. STAUB (119) croit que le Cristallin autochtone, avec ses phyllites noirs et ses ophiolites, représente l'équivalent des Pennides des Alpes et que la nappe gétique correspond aux nappes austro-alpines inférieures.

Après avoir visité le défilé du Danube, L. KOBER estime, dans son dernier ouvrage (48) que la région comprise entre Baziaș et Iuți appartient aux Centralides, c'est-à-dire aux unités austro-alpines ; que l'autochtone compris entre Iuți et Turnu-Severin doit être rapporté aux Métamorphides, c'est-à-dire aux Pennides et que Vârciorova et Gura Văii correspondent au front de deux nappes austro-alpines, inférieure et moyenne. L'interprétation de L. KOBER, bien que basée sur des analogies de faciès, n'en diffère pas moins grandement de nos propres conceptions, ce qui s'explique par le fait que l'auteur n'a pas disposé du temps nécessaire pour connaître les détails de la géologie de ces régions. Cela ne veut cependant pas dire que sa théorie orogénique n'est pas susceptible d'être appliquée dans la coupe du Danube. Nous expliquerons tantôt comment cette coupe pourrait être interprétée suivant la théorie de KOBER.

En s'occupant de la synthèse tectonique des Carpates roumaines, I. P. VOITEȘTI (147, 148) établit une série de nappes de charriage qu'il essaie de comparer, une à une, aux nappes des Alpes.

En ce qui concerne notre région, I. P. VOITEȘTI, distingue de l'Ouest à l'Est, les nappes suivantes, dont nous donnons la correspondence avec les zones cristallines et sédimentaires telles que nous les avons présentées plus haut :

La nappe bucovinienne[1]), correspondant au cristallin de Locva, lequel chevauche le Mésozoïque de la zone de Reșița.

La nappe gétique, entre Moldova Nouă et Liubcova, qui comprend les zones cristallines du Lotru et du Miniș et la zone sédimentaire de Reșița et qui correspond à la zone de racine de cette nappe, selon la conception de MURGOCI.

La nappe Rătezat—Băile Herculane, entre Liubcova et Cazane, comprend l'autochtone danubien jusqu'à la ligne de Cerna.

La nappe Cazane—Parângu = nappe de Șușița—Parângu très étendue en Olténie, — où elle est constituée par le II-e groupe cristallin (MRAZEC) et son sédimentaire mésozoïque —, serait très réduite dans le Banat, de sorte que, entre Orșova et Cazane, « elle n'est plus représentée que par la charnière synclinale de racine de son flanc direct » (147, p. 32). Cette nappe comprendrait donc dans le Banat, les granites, les schistes cristallins et les dépôts mésozoïques de la vallée de la Cerna, des Monts de Cerna et des Cazane.

[1]) « bucovinique » dans le texte.

Institutul Geologic al României

La nappe des Portes de Fer, comprend le Plateau de Mehedinți, avec les deux lambeaux gétiques et le Mésozoïque formé de Couches de Sinaia. Suivant VOITEȘTI, cette nappe représenterait un pli anticlinal renversé du soubassement de Cristallin, pli enveloppé dans le Mésozoïque du faciès extérieur à Couches de Sinaia, chevauchant vers l'extérieur le Mésozoïque (Tithonique — Couches de Sinaia) et le Cristallin autochtone du soubassement général des Carpates gétiques (148, p. 48), pli qui serait, à son tour, chevauché par la nappe Cazane—Parângu.

A Gura Văii, la nappe des Portes de Fer serait surmontée par une énorme brèche tectonique, dans laquelle on observait des éléments phylliteux provenant du rabotage de la nappe Cazane—Parângu par la nappe gétique glissant par-dessus tout (IV, *c*, dans la planche II *b* (147); les blocs de calcaire de Gura Văii, ainsi qu'une partie de la brèche cristalline, appartiendraient à la région frontale de la nappe gétique (III, *c*, dans la pl. II *b* (147).

Cette théorie tectonique de I. P. VOITEȘTI, parue pour la première fois en 1929 (147), a été publiée de nouveau en 1936 sans changement notable (148). Elle est présentée d'une manière très suggestive dans une coupe synthétique reproduisant la succession et la disposition des nappes carpatiques.

Comparant ces nappes à celles des Alpes, VOITEȘTI aboutit, en ce qui concerne la région dont il est question ici, à la conclusion que notre cristallin de Locva appartiendrait aux nappes austro-alpines inférieures et que tout le reste de la coupe du Danube, de Moldova Nouă à Turnu-Severin, correspondrait aux diverses nappes penniques.

Les conceptions tectoniques de VOITEȘTI diffèrent considérablement de celles de MURGOCI [1]). Elles diffèrent évidemment sur beaucoup de points aussi des conceptions que nous avons pu nous former après de longues investigations sur le terrain et dont nous avons rendu compte ici.

Pour ce qui est du Banat, nous ferons remarquer qu'en établissant les nappes, VOITEȘTI accorde une importance trop grande aux dislocations longitudinales qui séparent les divers compartiments récemment individualisés du domaine gétique et de l'autochtone danubien. Comme nous l'avons déjà indiqué, quelques-unes de ces dislocations, œuvre de mouvements plus récents, ont joué le rôle de simples lignes d'affaissement ou de chevauchement, plus ou moins prononcées, lignes de second ordre greffées sur un style tectonique en nappes de charriage plus anciennement établi. Dans l'éventualité d'un effort orogénique plus puissant, ces lignes de dislocation conduiraient à un style analogue à celui préconisé par VOITEȘTI, comme c'est du reste très probablement le cas pour la Serbie Orientale, où les nappes Rtanj-Kučaj, Tupižnica et Poreč de V. PETKOVIČ (88) constituent sans doute des replis de la nappe gétique, exagérés jusqu'à devenir des nappes de charriage sous l'action de pressions orogéniques plus fortes.

[1]) Voir aussi STRECKEISEN (123).

Institutul Geologic al României

En ce qui nous touche, c'est tout au plus si nous pouvons considérer la nappe Rătezat—Băile Herculane, comme un pli de fond de l'autochtone danubien, poussé lors des mouvements post-miocènes par-dessus l'unité que VOITEȘTI appelle la nappe Cazane—Parângu. Dans mon idée cette dernière n'est autre chose qu'un compartiment plus externe de l'autochtone danubien jouant le rôle d'un grand dôme granitique au Mésozoïque, et qui est par conséquent un second pli de fond surélevé.

La nappe des Portes de Fer est en réalité constituée par les deux lambeaux de couverture de la nappe gétique du Plateau de Mehedinți, lesquels n'affleurent pas sous l'unité Cazane—Parângu, ainsi que l'auteur l'affirme, mais flottent sur elle, plus particulièrement sur les Couches de Sinaia, qui forment à notre avis la nappe de Severin. Quant à la région de Gura Văii, elle constitue la couverture normale de la nappe gétique avec son Mésozoïque probablement décollé. La nappe des Portes de Fer, telle que VOITEȘTI l'a définie, ne peut donc subsister.

La synthèse de A. STRECKEISEN (123) confirme entièrement la théorie de MURGOCI. L'auteur y introduit seulement quelques inovations lorsqu'il parle, par exemple, des unités « supra-gétiques ». Il distingue, en outre, dans l'autochtone deux rangées de massifs comparables aux massifs du Saint Gothard et de l'Aar, dans les Alpes. Relativement aux phases orogéniques, STRECKEISEN distingue une phase principale, entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, lorsque la nappe gétique s'est formée, et une phase secondaire post-cénomanienne et probablement anté-sénonienne, déduite du plissement ensemble de l'Urgo-Aptien et du Gault-Cénomanien au Banat, époque où les unités tectoniques ne subissaient qu'un faible plissement [1]).

---

[1]) Dans son étude sur les Monts Godeanu et Țarcu, N. GHERASI (36, p. 60, 72—75) admettait une importance plus marquée pour cette deuxième phase, pendant laquelle un nouvel avancement de la nappe aurait eu lieu, la nappe chevauchant les dépôts crétacés synorogéniques de la zone de Soarbele. L'auteur ajoute que selon nous la nappe aurait avancé une dernière fois après le Sénonien.

Pour éviter toutes confiusons possibles nous croyons devoir ajouter que dans la note citée par N. GHERASI, nous n'étions pas encore arrivés à préciser l'âge du deuxième paroxysme orogénique, à cause de manque de données précises (21).

En discutant le mécanisme du déplacement de la nappe, N. GHERASI accepte l'idée que le bord E du lambeau de Godeanu serait une région frontale, non pas d'un vaste pli couché mais d'une digitation inférieure de la nappe gétique. La nappe gétique elle-même aurait passé par-dessus le massif Vulcan-Cerna, s'enfonçant finalement dans la dépression de l'Olténie. Cependant entre le lambeau de Godeanu et le lambeau de Bahna, le long du « Graben » de la Cerna, s'échelonne toute une série de minces lambeaux de cristallin gétique liant entre eux les deux grands lambeaux de la nappe ; ce fait est directement observable à Bobot et à Bratina (voir p. 11), de sorte qu'on ne saurait plus soutenir l'existence d'une digitation gétique de Godeanu. L'apparence de « région frontale » du bord E du lambeau de Godeanu est due à un pli synclinal de la nappe et au Graben voisin de la Cerna.

Institutul Geologic al României

Outre que, selon nous, STRECKEISEN accorde beaucoup trop d'importance aux unités supra-gétiques, notre propre conception diffère de la sienne aussi sur le point suivant. Partant des résultats de nouvelles observations faites entre temps, nous admettons pour notre compte l'intervention, dans la formation des nappes du Banat et de Mehedinți, de deux paroxysme orogéniques importants, qui ont donné naissance à une structure en nappes plus compliquées que celle établie par MURGOCI et adoptée par STRECKEISEN. Nous ferons remarquer du reste que tous les auteurs qui ont étudié jusqu'à présent la tectonique des Carpates Méridionales ont admis un seul paroxysme orogénique anté-cénomanien.

Quant aux unités supra-gétiques de STRECKEISEN, elles constituent en réalité des compartiments plus internes du domaine gétique, chevauchant légèrement les compartiments extérieurs le long des limites qui séparent des zones à résistance différente du fait de la différence du matériel constituant. Ces limites jouent le rôle des lignes de faible résistance qui ont cédé aux efforts orogéniques plus récents. C'est seulement au Sud du Danube, dans la Serbie orientale, que les unités supra-gétiques sont plus marquées et revêtent le caractère de nappes.

En discutant les comparaisons qu'on a voulu établir entre les Alpes et les Carpates, STRECKEISEN, estime, tout comme P. TERMIER (127) qu'on ne saurait comparer la structure des Alpes à celle des Carpates Méridionales, et que par conséquent tout essai dans cette direction est dépourvu d'utilité. Au point de vue pétrographique on pourrait cependant, selon STRECKEISEN, établir les analogies suivantes : les roches du cristallin gétique ressemblent aux roches des nappes penniques inférieures et moyennes, mais encore plus aux nappes de Silvretta, c'est-à-dire aux nappes austro-alpines supérieures ; la Formation de Schela ressemblerait aux schistes lustrés des Alpes, dans l'espèce à la série des schistes noirs formant la couverture des massifs centraux (Saint-Gothard) ; tandis que les roches du cristallin autochtone ressembleraient aussi bien aux roches des massifs centraux qu'aux roches des nappes penniques supérieures qu'à celles des nappes austro-alpines inférieures.

Il est évidemment fort difficile de faire des comparaisons à de si grandes distances. L'idée de vouloir comparer les Carpates aux Alpes restera cependant toujours une idée séduisante, ce qui fait que s'il nous arrivait de nous livrer à une comparaison de ce genre, ce serait à un point de vue tout à fait général, au point de vue du rôle que jouent les grandes unités dans l'orogenèse alpine, dans le sens de la théorie formulée par L. KOBER.

Réduisant la structure de l'« orogène » alpin à son expression la plus schématique, L. KOBER considère les quatre grandes unités suivantes :

Les Externides : l'autochtone et les avant-pays avec leur Mésozoïque helvétique, non métamorphisé et recouvert par un Flysch d'âge crétacé supérieur. C'est ici qu'on pourrait ranger notre autochtone danubien.

Institutul Geologic al României

Les Métamorphides : le géosynclinal pennique des Alpes dans lequel ont pris naissance les nappes penniques à schistes cristallins d'âge mésozoïque et à ophiolites.

Notre nappe de Severin à ophiolites, les Couches d'Azuga, les Couches de Sinaia etc., correspondraient en quelque sorte à ces formations ; mais cette comparaison n'est possible qu'en ce qui concerne l'emplacement occupé par lesdites formations entre la nappe gétique et l'autochtone danubien et en ce qui touche aussi la présence des ophiolites, car les produits de la fosse de Severin, bien que parfois phyllitisés et satinés (Couches d'Azuga), sont malgré tout par trop insignifiants et loin d'offrir la masse imposante des schistes cristallins penniques des Alpes. De la sorte se confirmerait l'hypothèse émise par R. RABOWSKI (89) suivant laquelle le géosynclinal pennique se rétrécirait et s'exonderait dans les Carpates, perdant ainsi son importance, ou bien occuperait dans les Carpates une zone plus réduite, probablement enfouie en profondeur et recouverte par des nappes supérieures.

Les Centralides : les grandes nappes austro-alpines, caractérisées par la grande transgression du Gosau. Ici nous pourrions ranger la nappe gétique.

Les Internides : des unités plus internes, analogues aux Centralides, et dont nous devons chercher l'équivalent dans les Monts Apuseni.

Puisque, même à un point de vue tout à fait général, il est difficile de comparer les Alpes aux Carpates Méridionales on doit, à plus forte raison, éviter de se livrer à des comparaisons de détail.

Comme il a été question plus haut de schistes cristallins d'âge mésozoïque (Mésozoïque métamorphisé), qui affleurent dans certaines régions aussi dans les Carpates Méridionales, nous estimons nécessaire d'établir une distinction précise entre le Mésozoïque légèrement métamorphisé, qui accompagne les ophiolites et qui provient, comme il a été déjà spécifié, du géosynclinal de Severin [1]), et d'autres schistes métamorphiques compris dans ce qui a été appelé la « Formation de Schela », considérée aussi comme mésozoïque (60) et qui est intimement liée à l'autochtone danubien.

* * *

Tels seraient, dans leurs grandes lignes, les résultats de nos recherches géologiques pendant ces dernières années.

Parti de l'étude du profil des Portes de Fer, nous avons fini par intégrer les résultats de nos investigations dans une conception tectonique d'ensemble. Notre étude, qui suit la voie magistralement tracée par MURGOCI, amplifie et complète la théorie de ce précurseur, auquel nous sommes redevables de

[1]) Il s'agit des Couches d'Azuga, qui sont légèrement phyllitisées et qui parfois peuvent affecter l'aspect de schistes métamorphiques. Il y a longtemps que G. MURGEANU nous a fait remarquer l'aspect satiné des Couches d'Azuga de la vallée de la Prahova qui semblent avoir subi un léger métamorphisme.

Institutul Geologic al României

la première conception moderne sur la tectonique des Carpates Méridionales. Les recherches qui ne manqueront pas d'être poursuivies à l'avenir dans cette direction finiront certainement par éclairer entièrement les problèmes à la solution desquels nous nous sommes attaché.

Reçu en juillet 1936 et complété pendant l'impression en 1938.

Note ajoutée pendant l'impression. C'est seulement pendant l'impression de ce travail que j'ai pris connaissance du rapport pour l'année 1917 de FR. SCHAFARZIK relatif à la région de Mehadia-Cerna, rapport publié à peine en 1934.

Dans le Lias de Mehadia-Cornereva (zone de Presacina), l'auteur cite plusieurs gisements fossilifères dans les schistes argileux noires:

A Mehadia, derrière le restaurant « Calul Alb »,

Cardinia gigantea QUENST.,
Pecten hinterhuberi TIETZE,
Pleuromya cf. *Trajani* TIETZE;

Dans les ravins de Bănoţ (faubourg de Mehadia),

Belemnites paxillosus SCHLOTH.;

Dans la berge gauche de Bela Reka, au sud du pont de la chaussée vers Iablaniţa (voir aussi KOCH, 43 a),

Gryphaea cymbium GOLDF.,
Spiriferina haueri SUESS;

en plus quelques autres disseminés dans les territoires des communes Bogâltin et Cornereva.

D'après ces fossiles, les schistes noires de Mehadia seraient attribuables à des niveaux du Lias inférieur et du Lias moyen.

En ce qui concerne la tectonique de la vallée de la Cerna, l'auteur publie une série de coupes par laquelle il interprète la structure de l'autochtone dans cette région, comme caractérisée par une suite de plis couchés s'empilant en sens contraire vers un anticlinal granitique médian, celui de la Cerna.

La masse de calcaires tithoniques à gauche de la Cerna serait constituée par une série de synclinaux et d'écailles empilés vers l'Est. Dans les anticlinaux dessinés par l'auteur, viennent au jour des schistes argilo-gréseux considérés par SCHAFARZIK, sans preuves paléontologiques et uniquement d'après de vagues analogies de facies, comme du Lias-Dogger. En réalité il s'agit du Flysch crétacé supérieur, surmontant les calcaires massifs du Tithonique formant les parois abruptes de la vallée de Cerna, et supportant à leur tour les calcaires de la nappe de Cerna (voir la planche de coupes du présent ouvrage).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ARGAND ÉMILE, Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. *Actes de la Société helvétique des Sciences Naturelles réunie à Neuchâtel*, 101-e Session, 1920. II-e Partie, p. 13—39, Aarau, 1921.
2. ATANASIU I. S., Curs de geologie. Stratigrafia. Universitatea din Iaşi, 1933—1934.
3. BÖCKH JOHANN, Aufnahmsarbeiten im Comitate Szörény (Bosovics, Bania und das süd-südöstlich gelegene Waldgebirge). In : Mittheilungen der Geologen der k. k. ungarischen geologischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten im Jahre 1877. *Verh. d. k. k. geol. R. A., 1878*, p. 21—27, Wien, 1878.
4. — Auf den südlichen Theil des Comitates Szörény bezügliche geologische Notizen. *Földt. Közl.*, IX, 1879, p. 65—98, Budapest. (Regiunea dintre Sirinia şi Almăj).
5. — Umgebungen von Dalbosecz, Neu-Schoppot und Ravenska. In : Die Arbeiten der k. ungarischen geologischen Anstalt von Max. v. Hantken (1880). *Verh. d. k. k. geol. R. A., 1881*, p. 17—19, Wien, 1881.
6. — Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1881 im Komitate Krassó-Szörény. *Földt. Közl.*, XI, 1881, p. 303—316, Budapest, 1881. (Regiunea dintre Cărbunari şi Şopotul Nou).
7. — Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1882 im Komitate Krassó-Szörény. *Földt. Közl.*, XIII, 1883, p. 234—252, Budapest, 1883. (Intre bazinul Almăjului şi zona calcarelor dela Vest).
8. — Daten zur Kenntnis des nord-westlich von Bozovics sich erhebenden Gebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1886*, p. 135—168, Budapest, 1888.
9. — Das Auftreten von Trias-Albagerungen bei Szászkabánya. *Földt. Közl.*, XVIII, p. 280—294, Budapest, 1888.
10. — Einige neue und schon bekannte Molluskenarten aus den unterkretazischen Ablagerungen des Krassó-Szörényer Gebirges. *Földt. Közl.*, XL, 1910, p. 657—668. ROTH V. TELEGD L., Ergänzende Bemerkungen, *ibid.*, p. 668—669.
11. — ROTH V. TELEGD, HALAVÁTS GYULA, SCHRÉTER ZOLTÁN, Fehértemplom, Szászkabánya und Ômoldova, Z. 26, 27, col. XXV, 1 : 75.000, Budapest, 1912.
12. BONČEV EKIM, Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens. *Geologica balkanica*, II, 1, p. 5—8, Sofia, 1936.
13. — Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpathen und den Balkaniden. *Geologica balkanica*, II, 2, p. 69—83, Sofia, 1936.
14. BONČEV STEFAN, Erläuterungen über das Blatt « Caribrod » der geologischen Karte von Bulgarien 1 : 126.000. Universitetska Biblioteka, Nr. 100, Sofia, 1930.

14 a. CANTUNIARI ŞT., Etudes géotechniques sur le gneiss de Slătinicu (Dép. de Mehedinţi). *C. R. Inst. Géol. Roum. XXI* (1932—1933), p. 128—132, Bucarest, 1937.

Institutul Geologic al României

15. CODARCEA AL., Contribuţiuni la studiul petrografic al rocelor eruptive şi şisturilor cristaline dela Racovăţ (jud. Mehedinţi). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XI (1922—1923), p. 149—163, Bucureşti, 1923.

16. — Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer—Bocşa Montană (Banat, Roum.). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV (1930), Buc. 1931.

17. — et TH. KRÄUTNER, Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orşova. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX (1931—1932), p. 31—37, Bucarest, 1935.

18. — Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița (département de Severin). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933).

19 — Harta geologică a regiunei dintre Turnul-Severin şi Baziaş (1:260.000 cca), cinci vederi panoramice din defileul Dunării şi două profile. Reuniunea IV-a a Soc. Rom. de Geologie. Turnu-Severin, 6—9. X 1933.

20. — Quatrième réunion annuelle de la Société Roumaine de Géologie à Turnu-Severin, 1933. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, Bucureşti, 1937.

21. — Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vârciorova). *Extrait des C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, Séance du 25 Mai 1934, Bucarest, 1935.

22. — et G. MURGEANU, Sur la présence des Couches de Comarnic à Dâlbociţa (Mehedinţi). *C. R. Acad. Sciences de Roumanie*, 1936.

23. COLOM CASASNOVAS G., Las calizas con « Embriones de Lagena » del Cretácico inferior de Mallorca. *Bol. R. Soc. Espan. Hist. Nat.*, vol. XXVIII, p. 393—404, Madrid, 1928.

24. — Las Margas Rojas con Rosalinas del Senoniense de Vélez-Blanco (Prov. Almería). *Bull. Inst. Catal. Hist. Nat.*, vol. XXXI, Barcelona, 1931.

25. — Estudios litologicos sobre el Cretacico inferior de Mallorca. *Bol. Soc. Espan. Hist. Nat.*, p. 529—545, Madrid, 1931.

26. COTTA BERNHARD, Erzlagerstätten im Banat und Serbien, Wien, 1865.

27. DACQUÉ EDGAR, Wirbellose des Jura, II-ter Teil, *Leitfossilien*, VII Lief. Berlin, 1934.

28. DRĂGHICEANU MATHEI M., Harta geologică a jud. Mehedinţi (1 : 444.000), Wien, 1882.

29. — Avuţia minerală a judeţului Mehedinţi. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, Sem. I, 1883, p. 55.

30. — Mehedinţii. Studii geologice, technice şi agronomice, cu privire particulară asupra mineralelor utile. Cu hartă geologică, 202 p., 1885.

31. — Privire comparativă asupra mai multor profile ridicate în bazinul Bahnei. *Dări de seamă. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), p. 134—142, Bucureşti, 1917.

32. F. FOETTERLE, Die Gegend zwischen Tissovitza, Orsova, der Tilfa-Frasinului und Topletz in der Roman-Banater Militärgrenze. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 210—212.

33. — Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Topletz, Mehadia, Kornia und Petnik in der Roman-Banater Militärgrenze. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 265—267.

34. — Die Umgebung von Baziasch. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 209.

35. — Vorlage der geologischen Detailkarte der Gegend zwischen Weisskirchen, Baziasch und Moldowa im serbisch-banater Militärgrenz-Regimente. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1871, p. 118—119.

36. GHERASI N., Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII.

Institutul Geologic al României

37. GHIKA-BUDEȘTI ȘT., Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), București, 1934.
38. HALAVÁTS GYULA, Zur geologischen Kenntniss des Szörényer Comitates. *Földt. Közl.* X (1880), p. 158—165, Budapest, 1880.
39. — Die geolog. Verhältnisse des Lokvagebirges. *Földt. Közl.*, XI, 1881.
40. — Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893*, p. 111—125, Budapest, 1895.
41. — Die Umgebung von Dognácska und Gattaja. Blatt : Zone 24, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest, 1913.
42. — und SCHRÉTER ZOLTÁN, Die Umgebung von Fehértemplom, Szászkabánya und Ómoldova. Sektionsblatt Zone 26 u. 27, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest, 1916.
43. INKEY BÉLA V., Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Berichten aus Ungarn*, Bd. IX, p. 20—54, Berlin und Budapest, 1891.
44. JEKELIUS E., Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. II, Neokomfauna von Brassó. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. R. A.*, Bd. XXIII, Heft 2, Budapest, 1915.
45. — Géologie du Col de Bran. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, VIII (1919—1920), p. 186—207, Bucarest, 1929.
46. KILIAN W., Lethaea geognostica, 1907.
47. — Lethaea geognostica 1913, p. 308, note infrapaginale 1.
48. KOBER L., Das Alpine Europa, Berlin, 1931.
48a. KOCH A., A Herkulesfürdö és Mehádia környékének földtani viszonyai, în: MUNK MANO, A Herkulesfürdö és környéke. Pest 1872.
49. KOCH FERDINAND, Bericht über meine paläontologischen Aufsammlungen und stratigraphischen Beobachtungen während des Sommers 1909 in der Umgebung von Szvinica im Komitat Krassószörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. R.A.f. 1909*, p. 123—126, Budapest, 1912.
50. KRÄUTNER T., Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV (1929), București, 1930 (auch deutsch).
51. KUDERNATSCH J., Die Ammoniten von Swinitza. *Abhand. der k. k. geol. R. A.*, Bd. I, Wien, 1852.
52. LACOSTE JEAN, Études géologiques dans le Rif méridional. Rabat, 1934.
53. LAPPARENT J. DE, Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. carte géol. détaillé de la France*, 1918.
54. — Les calcaires à Globigérines du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène dans les Pyrénées occidentales. *B.S.G.F.*, s. 4, t. XXIV, 1924.
55. — A propos du genre de Forminifères Globotruncana créé par M. J. A. Cushman. *C. R. somm. S.G.F.*, No. 7, p. 64—65, 1930.
56. MACOVEI G., Basenul terțiar dela Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.*, III (1909), p. 57—159, București, 1909 (avec résumé français).
57. — Observațiuni în legătură cu comunicarea d-lui G. Murgoci : Asupra geologiei Porților de Fier. *Dări de Seamă Inst. Geol. Rom.*, X (1921—1922), București, 1927.

Institutul Geologic al României

58. MACOVEI G. et I. ATANASIU, L'Évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), Bucureşti, 1933.

59. MANOLESCU G., Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII.

60. — Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, p. 169—174, Bucureşti, 1932.

61. MARTONNE EMM. DE, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpathes méridionales). Paris, 1907.

62. — Le massif banatique. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj, en 1921. *Travaux de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj (Roumanie)*. Vol. I, 1922, p. 117—164, Cluj şi Bucureşti, 1924 şi rom. p. 255—274.

63. MRAZEC L., Contribuţiuni la studiul petrografic al rocelor din zona Centrală a Carpaţilor de Sud şi anume în judeţele Mehedinţi, Gorj şi Muscel. *Anuar. mus. geol. pal. pe anul 1894*, I, p. 36—87, Bucureşti, 1895.

64. — Feuille Vârciorova—T. Severin. *Bul. Soc. Sc. Phys. (Bul. Soc. Ştiinţe)* Bucarest, 1895, Nr. 11—12 (3 p.), Bucureşti, 1895.

65. — Note sur la géologie de la partie Sud du haut plateau de Mehedinţi. *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti*, An. V, 1896, p. 283—285, Bucarest, 1896. *Arch. Sc. phys. nat. Génève*, 1897, (5 p.).

66. — Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C. R., IX, Congrès géol. internat. Vienne*, 1903, p. 631—648, Vienne, 1904.

67. — Discuţiune asupra comunicării d-lor Murgoci şi Nopcsa relativă la tectonica Carpaţilor Banatului. *Dări de Seamă Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915), p. 203—207, Bucureşti, 1923.

68. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. *Zvlaštni otisk ze sborniku státního geologického ústavu Československé republiky*. Svazek X, Ročnik 1931—1932, v Praze, 1931—1932.

69. — MACOVEI G. et VOITEŞTI I. P., Asupra vârstei Straturilor de Comarnic. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, III (1911—1912), p. 79 — 82, Bucarest, 1912 (dans l'édition française, p. 95—98, Bucarest, 1915).

70. MURGEANU G., Ridicări geologice între Valea Ialomiţei şi Valea Bărbuleţului la Nord de Pucioasa-Pietrari (jud. Dâmboviţa). *Dări de Seamă Inst. Geol. Rom.*, XV (1926—1927), p. 79—92, Bucureşti, 1930.

71. — La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1931), p. 281—326, Bucureşti, 1934.

71 a. — Sur l'importance des marnes à Rosalines dans la zone de recouvrements à Comarnic. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX (1930—1931), p. 82—87, Bucarest, 1933.

72. MURGOCI G. M., Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 3, VII, 1905.

73. — Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 31, VII, 1905.

74. — Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 4, IX, 1905.

75. — Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, fasc. I, p. 1-128, Buc 1907.

76. — The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI, Congrès Géol. Internat. Stockholm*, 1910, p. 871—880.

77. — Sinteza geologică a Carpaţilor de Sud. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, I (1910), Bucureşti, 1923.

Institutul Geologic al României

78. MURGOCI M. G. Contribution à la tectonique des Balcans occidentaux. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, II, p. 52, Bucarest, 1911.

79. — Observations géologiques sur la région des environs de Herculesbad. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, II, 1910—1911, p. 94—96, Bucarest, 1911.

80. — Excursiune geologică la Porțile de Fier și Băile Herculane. (Descriere întocmită după lucrările d-lor Fr. Schafarzik (Budapesta), G. Murgoci (București) ș. a. *Revue du Pétrole*, IV-e année, Nr. 12, p. 182—188, 1911.

81. — și FR. V. NOPCSA, Date noui asupra tectonicei Carpaților Banatului. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915), p. 203, București, 1923.

82. — Cretacicul dela Dâlbocița. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), p. 146—154.

83. NEUMAYR M., Jurastudien, 3. Phylloceraten des Dogger und Malm. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, 1871, p. 297—378.

84. NOPCSA FR., Geologische Beobachtungen bei Herkulesfürdö. *Földt. Közl.*, XL, 1910, p. 671—674.

85. PETRULIAN N., Étude chalcographique des chromites du Banat. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, II, p. 146—162, București, 1935.

86. PETKOVIĆ KOSTA, Stratigraphie et tectonique des montagnes de Belava et de Crni Vrh. *Editions spéciales de la Société de Géographie de Beograd.* Fascicule 9, Beograd, 1930.

87. — Note préliminaire sur une nouvelle unité tectonique dans la partie Nord-Est de la Serbie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933), p. 199—209, Bucarest, 1937.

88. PETKOVIĆ V. K., Esquisse de la structure de la Serbie orientale. *Extrait du Glas de l'Académie royale serbe*, Nr. CXL, Beograd, 1930.

89. RABOWSKI F., Les klippes et leur rôle dans la chaîne carpathique. *Bull. Serv. Géol. de Pologne*, III, 1—2, 1925, p. 303.

90. RENZ O., Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. *Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. 29, No. 1, juni, 1936, p. 1—149.

91. ROTH v. TELEGD L., Der Abschnitt des Krassó-Szörényer Gebirges längs der Donau in der Umgebung des Jeliseva- und Staristye-Thales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f., 1892*, p. 119—139, Budapest, 1894.

92. — Umgebung von Krassova und Teregova. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest, 1906.

93. — und JULIUS HALAVÁTS, Umgebung von Temeskutas und Oravicabánya. Blatt : Zone 25, Kol. XXV (1 : 75.000). *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone.* Budapest, 1911.

93a. ROZLOZSNIK P., Beiträge zur Kenntniss der Oberkarbonmulde von Ujbánya (Baia Nouă) bei der Kasanenge. *Földt. Közl.* LXIV, pg. 26—31. Budapest 1934.

94. SCHAFARZIK FR., Das Gebirge zwischen Mehadia und Herculesbad im Comitate Krassó-Szörény. *Földt. Közl.*, Bd. XV, 1885, p. 512—524.

95. — Die geologischen Verhältnisse des Sverdiner Baches westlich und des Bergrückens Poiana Casapului-Frasen südlich von Mehadia. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1885*, p. 174—180, Budapest, 1887.

96. — Über die geologischen Verhältnisse des Iardastitza- und Sekastitza-Gebietes, NW-lich und W-lich von Topletz im Krassó-Szörényer Comitate. *Jahresber d. k. ung. geol. A. f. 1887*, p. 162—175, Budapest, 1889.

Institutul Geologic al României

97. SCHAFARZIK FR. Geologische Notizen aus dem Mehádiaer Zuge des Krassó-Szörényer Gebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1888*, p. 122—132, Budapest, 1890.

98. — Daten zur Geologie des Cserna-Thales. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1889*, p. 142—155, Budapest, 1891.

99. — Über die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Orsova, Jesselnitza und Ogradina. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1890*, p. 141—158, Budapest, 1892.

100. — Über die geologischen Verhältnisse der Kasan-Enge an der unteren Donau. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1891, p. 112—123, Budapest, 1893.

101. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal, Ujbánya, Tiszovicza und Svinyicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1892*, p. 140—159, Budapest, 1894.

102. — Über die geologischen Verhältnisse von Bogoltin, sowie des oberen, rechten Cserna Ufers. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893*, p. 126—134, Budapest, 1895.

103. — ROTH V. TELEGD L. und BÖCKH JOH. V., Vorschlag betreffend die Benennung und Eintheilung der südlicheren Theile der Gebirge des Comitates Krassó-Szörény. *Földt. Közl.*, XXIII, Bd. 1893, p. 292—293 şi 396, Budapest.

104. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Korniareva. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1894*, p. 94—104, Budapest, 1897.

105. — Die geologischen Verhältnisse der nördlichen und östlichen Umgebung von Teregova. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1895*, p. 77—84, Budapest, 1898.

106. — Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Klopotiva und Malomviz. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1898*, p. 124—155 Budapest, 1901.

107. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Herculesbad. Budapest, 1901.

108. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Herkulesfürdö. *Földt. Közl.*, XXXIII, 1903, p. 435—444, Budapest, 1903.

109. — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau. *Földt. Közl.*, XXXIII, H. 7—9, p. 402—435, Budapest, 1903.

110. — Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassó-Szörényer Mittelgebirge im Jahre 1909. 3. Die kristallinischen Schiefer und die Frage der Überschiebung in den südlichen Karpathen, p. 73—85. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1909*, p. 69—85, Budapest, 1912.

111. — Geologische Reambulation der Umgebung von Berszászka. 1. Das Karbon der Gegend von Berszászka, p. 128. 2. Tektonische Beobachtungen in Bezug auf den mittleren Krassószörényer Sedimentzug, p. 131. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1910*, p. 125—133, Budapest, 1912.

112. — Über die Reambulation in der Umgebung von Berszászka und im Almásbecken im Sommer 1911 : 1. Das Karbon von Ujbánya. 2. Die Karbonschichten im Szirinya-Tale SW-lich von Bigér. 3. Weitere wichtigere Beobachtungen im Szirinya-Graben, sowie im mesozoischen Zuge von Kozla-Kamenica. 4. Zur Frage der Überschiebung der Glimmerschiefergruppe der kristallinischen Schiefer. 5. Beobachtungen über den Ursprung der Amphibolite in der phyllitischen kristallinischen Schiefergruppe. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1911*, p. 150—157, Budapest, 1913.

Institutul Geologic al României

113. SCHAFARZIK FR. Revision der kristallinischen Schiefer des Krassószörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung. 5. Die kristallinischen Schiefer des Lokvagebirges, p. 210—212. 6. Über das Verhältnis der W-Krassószörényer kristallinischen Schiefer zu einander, sowie gegenüber den Sedimenten, p. 212—216. 7. Kristallinische Schiefer im O-lichen Krassószörény, in der Nähe von Csernahéviz (Toplec), p. 216 — 220. Résumé, p. 220—221. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1913*, p. 195—221, Budapest, 1914.

113a. — Beiträge zur Geologie des Cserna-Tales und der Gegend von Mehádia. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt f. 1917 — 1924*, p. 183—200, Budapest, 1934.

114. SCHLOENBACH U., Die Umgebungen von Pettnik, Mehadika, Pattasch und Prigor im Roman-Banater Grenzregiment. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 212.

115. — Die krystallinischen und die älteren sedimentären Bildungen im NW der Almasch (Romanbanater Militärgrenze). *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 267—269.

116. — Über Spaltenbildungen in den Kalken am Rande der Predetter Hochebene nördlich von Steyerdorf im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 269-272.

117. SCHRÉTER ZOLTÁN, Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassószörényer Kalkgebirges. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f., 1910*, p. 134—173, Budapest, 1912.

118. — Tektonische Studien im Krassószörényer Gebirge. I. Der nördliche Teil des paläozoischen und mesozoischen Zuges im W-lichen Krassószörény, p. 159. II. Die Umgebung von Kozla, p. 169. III. Das Kreidegebiet von Almásróna. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f., 1911*, p. 158—173, Budapest, 1913.

119. STAUB RUDOLF, Der Bewegungsmechanismus der Erde dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme, Berlin, 1928 (Karpathen, p. 42—45).

120. ȘTEFĂNESCU GRIGORE, Note sur le bassin tertiaire de Bahna (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Sér. 3, T. V, 1877, p. 387—393, Paris.

121. ȘTEFĂNESCU SABBA, Memoriu relativ la geologia județului Mehedinți. *Anuar. Biur. Geol.*, Vol. I, anul 1882—1883, Nr. 3, p. 150—315, București, 1888.

122. STRECKEISEN A., Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1929—1930), p. 103—116, București, 1931.

123. — Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI.

124. STUR D., Die Umgebungen von Cornia, Corniareva, Teregova und Slatina. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, p. 272—273.

125. — Beiträge zur Kenntniss der Dyas- und Steinkohlenformation im Banate. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, XX, 1870, p. 185—200.

126. SZTÁNCSEK Z., Kornia-revai diabások petrographiai vizsgálata. *Orv. Term. Tud. Ertesitö*, XVIII, 2, 1896, p. 81—122. Petrographische Studien über die Diabase von Kornia Réva. *Revue über den Inhalt des Értesitö*, Bd. XVIII, H. 2, 1896, p. 25—29.

127. TERMIER PIERRE, Quelques résultats du Congrès de l'Association Carpathique tenu à Bucarest en Septembre 1927 : I. Zone néogène ; zone du Flysch. II. Zone cristallino-mésozoïque ; aperçu provisoire sur l'ensemble de la structure des Carpathes. *C. R. Acad. Paris*, séances des 7 et 14 novembre 1927, p. 910 et 980.

Institutul Geologic al României

128. THALMANN H. E., Die regional stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana Cushman, 1927. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 27, Nr. 2, Dec. 1934, p. 413.

129. TIETZE EMIL, Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 576.

130. — Die Juraformation bei Berszaszka im Banat. *Verh. d. k. k.geol. R. A.*, 1870, p. 254—260.

131. — Liasische Porphyre im südlichen Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 275—277.

132. — Das krystallinische Grundgebirge bei Berszaszka im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 280.

133. — Die quaternären Bildungen im südlichen Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 280—281.

134. — Auffindung von Orbitulitengestein bei Berszaszka im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1870, p. 338.

135. — Über ein Vorkommen von Aptienmergel bei Swinitza im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1871, p. 78.

136. — Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrbuch. d. k. k. geol. R. A.*, Wien, XXII, 1872, p. 35—142.

137. — Über die fragliche Stellung der Liasschiefer bei Mehadia im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, Wien, 1872, p. 183—184.

138. — Ergänzende Bemerkungen über die Liasfauna von Berszaszka. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, Wien, 1873, p. 105—106.

139. — Zur Frage über das Alter der Liaskohlen von Berszaszka. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1878, p. 69.

140. TOMPA M., Petrographische Studien in Orsovaer Gebirge. *Földt. Közl.*, LVII, 1927, p. 229.

141. UHLIG V., Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. *Denkschr. d. k. k. Akademie d. Wissensch.*, Bd. XLVI, Wien, 1883.

142. — Zur Kenntniss der Malm- und Tithonstufe in der Umgebung von Steierdorf im Banat. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, Wien, 1881, p. 51—52.

142 a. — Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903.

143. VOITEŞTI I. P., Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii Muscelelor dintre râurile Dâmboviţa şi Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, II (1908), p. 208—267, Bucureşti, 1909 (avec résumé français).

144. — Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1914), p. 1—55, Bucureşti, 1918 (aussi en français, p. 57—116).

145. — Discuţiune asupra comunicării d-lor Murgoci şi Nopcsa relativă la tectonica Carpaţilor Banatului. *Dări de Seamă, Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915), p. 207—214, Bucureşti, 1923.

146. — Étude géologique sur les sources minérales des Bains d'Hercule. *Analele Minelor din România*, IV, 1921, Nr. 3—4.

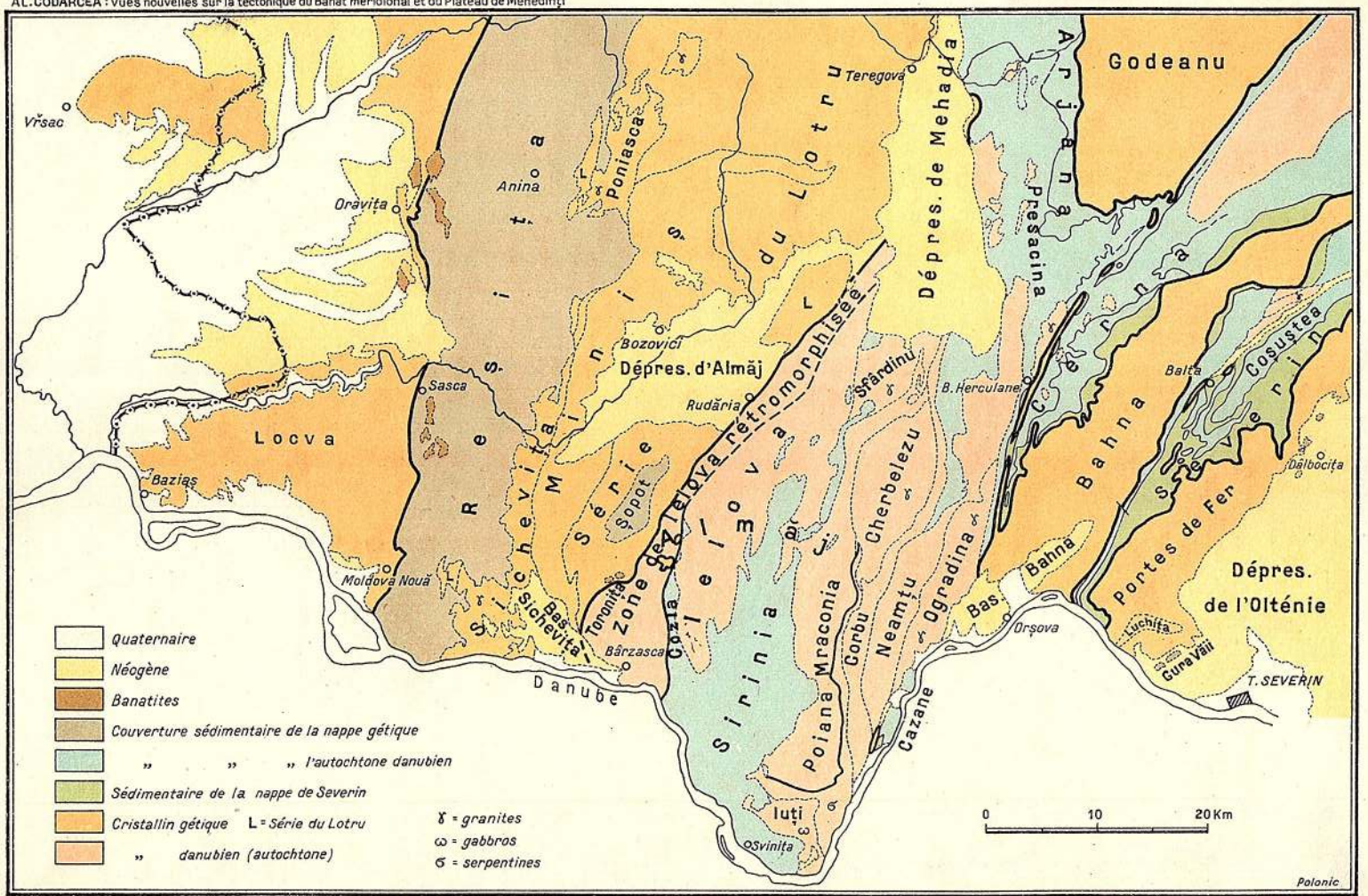
147. — Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. din Cluj*, III, Nr. 1, 1929, Cluj, 1929.

148. — Evoluţia geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Mineral. al Univ. din Cluj*, V, Nr. 2, 1935, Cluj, 1936.

Institutul Geologic al României

ESQUISSE DES ZONES CRISTALLINES ET SÉDIMENTAIRES DU BANAT MÉRIDIONAL

AL. CODARCEA : Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți

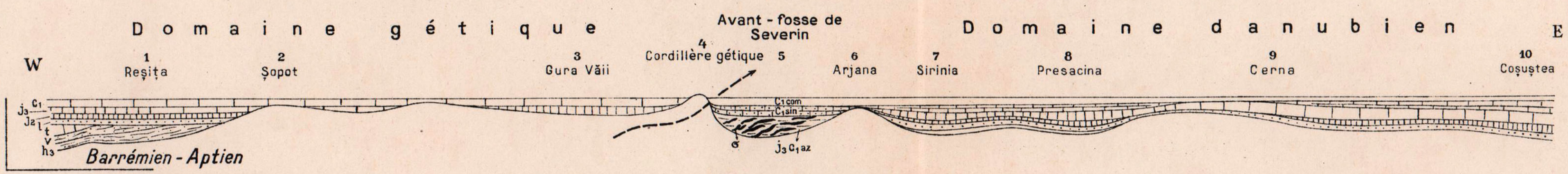


ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. VOL. XX.

Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

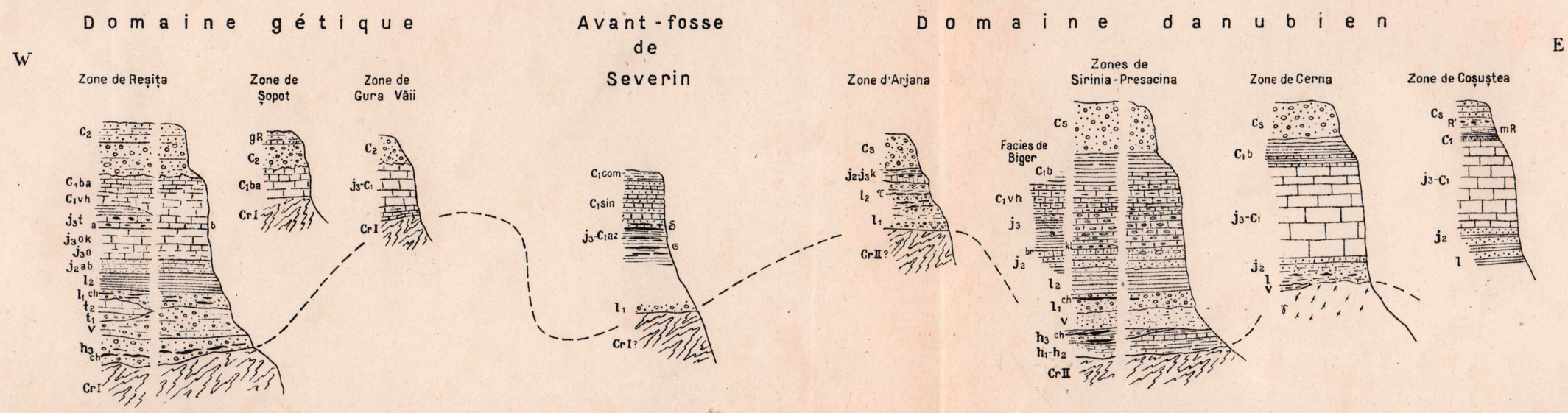
ÉVOLUTION TECTONIQUE DES CARPATES MÉRIDIONALES (BANAT - PLATEAU DE MEHEDINȚI)



C_s = *Flysch crétacé supérieur non horizonté*
C_2 = *Gault-Cénomanien*
gR = *Grès à Rosalines*
mR = *Marnes à Rosalines*
R' = *Idem, blocs roulés dans le Flysch*
C_1 = *Crétacé inférieur*
C_1ba = *Barrémien - Aptien*
C_1b = *Barrémien*
C_1vh = *Valanginien - Hauterivien*
C_1com = *Couches de Comarnic (Barrémien - Aptien)*
C_1sin = *Couches de Sinaia (Valanginien - Hauterivien)*
j_3-C_1az = *Couches d'Azuga (Jurassique supér. - base du Crétacé infér.)*
δ = *Diabases*
σ = *Serpentines*
j_3-C_1 = *Jurassique supérieur - Crétacé inférieur*
j_3 = *Jurassique supérieur*
j_3t = *Tithonique (a. faciès à Céphalopodes, b. faciès récifal)*
j_3ok = *Oxfordien - Kimmeridgien*
j_3c = *Callovien (et Bathonien ?)*
j_2-j_3k = *Klippes calcaires du Jurassique moyen et supérieur*
j_2kl = *Couches de Klaus de Svinița (Bathonien - Callovien inférieur)*
j_2br = *Calcaires à brachiopodes du Bajocien*
j_2ab = *Aalénian (et Bajocien ?)*
j_2 = *Jurassique moyen*
τ = *Roches effusives basiques et leurs tufs*
l_2 = *Lias moyen et supérieur*
l_1 = *Lias inférieur*
l = *Lias*
t_2 = *Trias, dolomies et calcaires (Anisien - Ladinien ?)*
t_1 = *Trias, conglomérats et grès quartzeux (Werfenien ?)*
v = *Permien inférieur*
h_3 = *Carbonifère supérieur (Stéphanien)*
h_2-h_1 = *Carbonifère moyen et inférieur*
ch = *Couches de charbon*
Cr.I = *Schistes cristallins du gr. I (Gétique)*
Cr.II = *Schistes cristallins du gr. II (Danubien)*
γ = *Granites*

Méditerranéen
Nappe gétique
Nappe de Severin
Crétacé supérieur
Carbonifère - Aptien a Zones 6,7,8; b Zones 9,10.
Autochtone

COUPES SCHÉMATIQUES DES ZONES SÉDIMENTAIRES DES CARPATES MÉRIDIONALES (BANAT - PLATEAU DE MEHEDINȚI)



Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

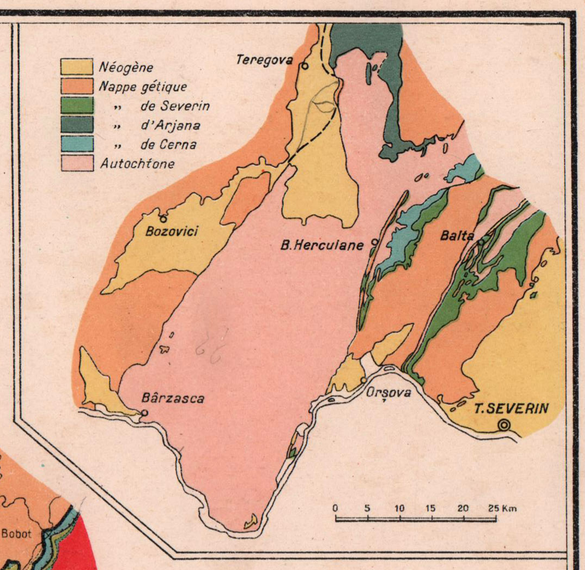
Institutul Geologic al României

AL. CODARCEA

CARTE TECTONIQUE DU BANAT DU SE ET DU PLATEAU DE MEHEDINȚI

1934 - 1936

ÉCHELLE 1:200.000



Des. Polonic

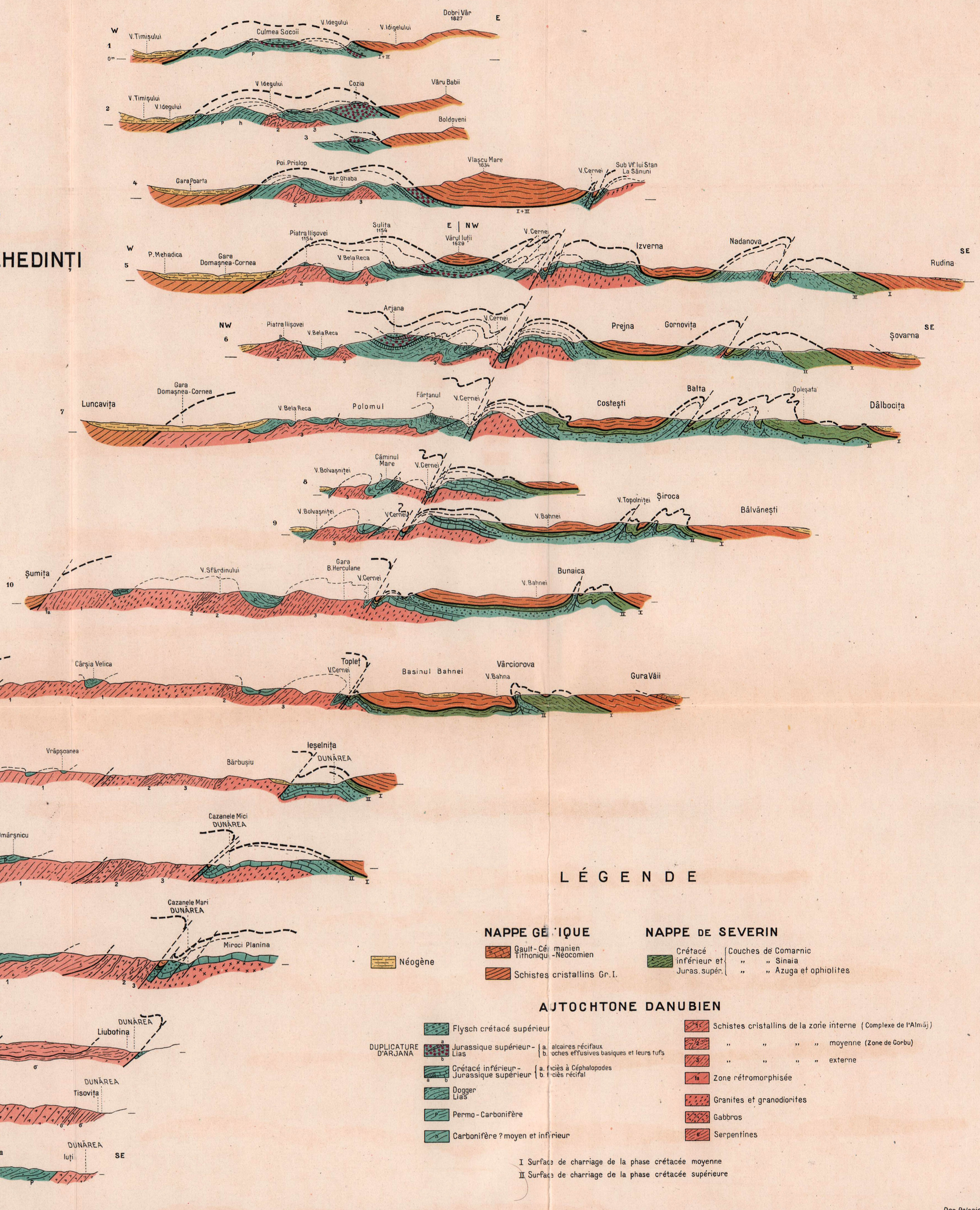
IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

AL. CODARCEA

COUPES TRANSVERSALES DES CARPATES MÉRIDIONALES DANS LE BANAT DU SE ET LE PLATEAU DE MEHEDINȚI

ÉCHELLE 1:200.000



LÉGENDE

NAPPE GÉTIQUE

- Gault-Cénomanien Tithonique-Néocomien
- Schistes cristallins Gr. I.

NAPPE DE SEVERIN

- Crétacé inférieur et Juras. supér. { Couches de Comarnic / „ „ Sinaia / „ „ Azuga et ophiolites

- Néogène

AUTOCHTONE DANUBIEN

DUPLICATURE D'ARJANA
- Flysch crétacé supérieur
- Jurassique supérieur - Lias { a. alcaires récifaux / b. roches effusives basiques et leurs tufs
- Crétacé inférieur - Jurassique supérieur { a. faciès à Céphalopodes / b. faciès récifal
- Dogger Lias
- Permo-Carbonifère
- Carbonifère ? moyen et inférieur

- Schistes cristallins de la zone interne (Complexe de l'Almăj)
- „ „ „ „ moyenne (Zone de Corbu)
- „ „ „ „ externe
- Zone métromorphisée
- Granites et granodiorites
- Gabbros
- Serpentines

I Surface de charriage de la phase crétacée moyenne
II Surface de charriage de la phase crétacée supérieure

Des. Polonic

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION AURIFÈRE DE ZLATNA (ROUMANIE)

PAR

MIRCEA D. ILIE

SOMMAIRE

	Page
Morphologie et historique de la région	76
Jurassique supérieur	81
Tithonique	81
Néocomien	85
Valanginien-Hauterivien	86
Aptien	89
Crétacé moyen	93
Cénomanien	93
Miocène	97
Aquitanien	97
Tortonien	104
Roches éruptives	112
Ophiolites	112
Autres roches éruptives mésozoïques	115
Roches effusives	115
Tectonique	123
Nappe mésocrétacée des Monts Métallifères	123
Autochtone	130
Tectonique des bassins miocènes	134
Tectonique des roches effusives	138
Conclusions	143
Bibliographie	144

Carte géologique au 1: 50.000; esquisse tectonique au 1:75.000.

Institutul Geologic al României

MORPHOLOGIE ET HISTORIQUE DE LA RÉGION

Morphologie. Au confluent de la Valea Vultorilor et de la Valea Ampoiului, les conditions géographiques ont favorisé le développement, dès la plus haute antiquité, de la ville de Zlatna. C'est ici que fut le centre des exploitations minières, connu, du temps des Romains, sous le nom d'Alburnum Major.

Si l'on suit le cours de la Valea Ampoiului en allant d'Alba Iulia vers Zlatna, on observe que cette vallée se rétrécit de plus en plus jusqu'aux approches du village de Presaca. A partir d'ici, l'horizon s'ouvre à nouveau en entrant dans le bassin de Zlatna.

La région de Zlatna se caractérise par la présence d'un relief montagneux, dans lequel sont encastrés des bassins miocènes.

La partie montagneuse, au N de Zlatna, este formée par une série de crêtes secondaires, orientées du NE au SW, qui se détachent de la crête principale, dite Dealul Mare—Vulcoi, située au N de la région explorée. La crête Dealul Mare—Vulcoi se raccorde, par la crête Muntișorul—Dealul Mlaca, à la crête Necrilești—Râmeți—Bedeleu. C'est ainsi que s'établit la liaison entre les Monts Métallifères et les Monts du Trăscău. Cette chaîne continue se dresse comme un rempart en face du massif central des Monts Apuseni. L'altitude des crêtes des Monts de Zlatna et des Monts de Feneș varie aux alentours de 1200 m. Aux approches de Valea Ampoiului, on observe une brusque diminution du relief.

Outre ce système de crêtes, la région de Zlatna présente aussi un relief calcaire, qui domine toute la région. Dû à des calcaires tithoniques, ce relief représente les restes d'une ancienne plate-forme d'érosion attribuée par EMM. DE MARTONNE à l'Eocène.

Au S de l'Ampoiu, la région montagneuse comprend deux crêtes: la première, dite Trimpoele—Stănija, est formée de roches volcaniques tertiaires; la deuxième, appelée Jiva—Măgura—Breaza, qui sépare deux bassins miocènes, est constituée par des dépôts crétacés et par les mêmes roches volcaniques tertiaires. Les deux crêtes sont orientées à peu près de la même manière, à savoir du NW au SE.

La partie méridionale de notre région est encadrée par la crête calcaire, Pleașa Mare—Pleașa Ardeului, qui peut être considérée comme un reste de la même plate-forme éocène (EMM. DE MARTONNE). Cette crête, traversée par les vallées, Almașului, Glodului et Cibu'ui, se raccorde à l'E à la colline dite Dealul Bulbucului; celle-ci affecte la forme d'un demi-cercle et constitue la ligne de séparation entre la Valea Ampoiului au N et les affluents du Mureș au S.

Bassins miocènes. Les deux bassins de la région, formés de dépôts miocènes, se trouvent à 500 ou 600 m d'altitude en moyenne et sont parallèles et orientés du NW au SE. Nous les avons dénommés « Bassin

Institutul Geologic al României

de Zlatna » et « Bassin de Glod », d'après les noms des localités Zlatna et Glod, situées dans ces bassins.

Le bassin de Zlatna est traversé, dans la majeure partie de sa longueur, par le cours de la Valea Ampoiului. A gauche de celle-ci, le bassin miocène confine à Măgura Ungurească, Măgura Dudașului, Vârful Roșu et Dealul Bulbuci. Sur deux km et demie de largeur, le relief compris entre la bordure N du bassin de Zlatna et Pleașa se présente comme une terrasse, qui forme la transition vers le relief montagneux du Dâmbău. A droite de la Valea Ampoiului, on observe une série de croupes qui descendent uniformément de la crête Măgura—Jiva jusqu'au thalweg. Cette régularité du relief s'explique par l'action d'une érosion normale exercée sur un substratum constitué par des couches inclinées dans le sens de l'écoulement des eaux.

La région d'Almașul Mare—Fața Băii présente un relief confus, dû à la présence de roches effusives. Les cheminées volcaniques, isolées ou alignées dans des directions déterminées, se dressent brusquement au milieu des dépôts tertiaires et atteignent des altitudes au delà de 1000 m.

Réseau hydrographique. La partie NW de la région de Zlatna est occupée par le bassin de réception de la Valea Ampoiului, qui recueille les eaux provenant des pentes méridionales du Dealul Mare. Le réseau hydrographique affecte une forme arborescente, qui caractérise les grands bassins de réception. La Valea Ampoiului suit, au début, la direction NW-SE, mais à partir de Zlatna elle s'oriente de l'W à l'E.

La Valea Almașului présente un trajet sinueux, dû aussi bien à la structure variée du sol, qu'à l'entassement des alluvions. La Valea Glodului et la Valea Cibului s'étendent parallèlement et forment des défilés traversant le massif calcaire de Pleașa Ardeului. Les trois vallées ci-dessus se réunissent au S pour former un cours unique, appelé Valea Geoagiului. Enfin, le coin SE de la région considérée est occupée par le bassin de réception de la Valea Bulbucului, un des affluents du Mureș.

Les vallées des contrées montagneuses sont généralement des vallées jeunes, dépourvues de terrasses. Les grandes vallées présentent des cônes de déjection anciens, qui ont constitué des lieux propices à l'établissement des hommes. La Valea Ampoiului ne possède pas de terrasses supérieures; les alluvions modernes sont mieux développés entre Zlatna et Priseaca. Les vallées du coin SW de la région ont des alluvions importants, favorables à l'agriculture et abritant des agglomérations humaines.

Conclusions. Le relief actuel de Zlatna, formé de contrées montagneuses et de bassins tertiaires, accuse des différences d'altitude considérables. Ce sont les influences tectoniques et les diverses manières dont les roches mésozoïques d'une part, les roches tertiaires de l'autre, réagissent à l'égard de l'érosion, les causes de ces différences considérables d'altitude.

Institutul Geologic al României

Dans la région comprise entre Almaşul Mare et Faţa Băii, le relief se complique du fait de la présence des cheminées volcaniques.

La région montagneuse est constituée par une crête principale, qui relie les Monts Métallifères aux Monts du Trăscău, et par une série de crêtes secondaires, orientées de l'W à l'E et séparées par des vallées intermédiaires. Au S de la Valea Ampoiului, la morphologie du terrain se complique du fait de la présence des bassins miocènes et surtout des roches volcaniques. Les eaux de la région sont recueillies en majeure partie par la Valea Ampoiului.

Historique. Nous possédons une bibliographie abondante, aussi bien sur la région de Zlatna, que sur les autres régions aurifères. Parmi ces études, d'ordre pétrographique, géologique et minier, ce sont ces dernières qui comportent les ouvrages les plus anciens, puisque l'un d'eux remonte à 1717 (KÖLESERI, Auraria Romano-Dacia; 50).

L'importance de la région de Zlatna au point de vue minier a également été relevée dans les travaux de FICHTEL (15), les notes de voyage de PARTSCH (67) et de GRIMM (21). Les gisements aurifères de Zlatna ont fait l'objet de recherches et de descriptions de la part de FRENDL (17) et de MOHR (55). La région de Faţa Băii attirait d'abord l'attention de MÜLLER (57) et de RUPRECHT (79), qui l'étudièrent la même année (1783), chacun pour son compte. Plus tard, cette même région éveillait l'intérêt de FICHTEL (13) et de GRIMM (22).

Les études pétrographiques se rapportant à la région de Zlatna comprennent les recherches effectuées par F. S. BEUDANT (4), RICHTHOFEN (74) et par HAUER et STACHE (26).

BEUDANT distingue les régions suivantes à roches éruptives: Schemnitz-Königsberg, Visegrad, Matra, Tokay, Eperie — Tokay et Vihorlat — Gutin. L'auteur rappelle en passant les masses trachytiques situées à la frontière entre la Moldavie et la Transylvanie (Hărghita—Călimani), sans toutefois les attribuer à un groupe distinct. Quant aux Monts Apuseni, BEUDANT dit ceci: « Il paraît que le même terrain existe aussi à l'ouest de la principauté, dans les montagnes de Nagy-Ag, de Zalatna etc., mais tous ces renseignements le présentent comme extrêmement morcelé ».

Reprenant l'étude des roches effusives, RICHTHOFEN apporte pour sa part les contributions suivantes. Il commence par attribuer une importance tout à fait particulière aux roches effusives de Transylvanie, que BEUDANT n'avait mentionnées qu'en passant. RICHTHOFEN ajoute à la classification de ce dernier, deux nouvelles régions, celle de Hărghita— Călimani et celle des Monts Métallifères de Transylvanie. Il adopte aussi quelques modifications concernant la classification des roches éruptives. Dans cet ordre d'idées il ajoute, au groupe des trachytes, aussi le « Grünstein porphyritique », de BEUDANT. Influencé par les travaux d'ABICH, PAUL et SCROPE, il adopte un nouveau

Institutul Geologic al României

groupe de roches, celui des rhyolites, dans lequel il englobe les roches dénommées par BEUDANT « porphyre molaire, Pechstein ».

La classification de RICHTHOFEN comprend donc trois groupes de roches à savoir, le groupe des rhyolites, le groupe des trachytes et le groupe des basaltes. Il mentionne aussi les rhyolites de Zlatna, mais seulement au chapitre consacré à l'étude des filons, car il ne s'est pas occupé de la région de Zlatna elle-même.

L'étude de HAUER et STACHE sur la géologie de la Transylvanie contient, outre des détails de nature pétrographique, aussi de précieuses données géologiques. Ils attribuent les éruptions tertiaires des Monts Métallifères à la zone de l'ouest, laquelle se subdivise à son tour en 11 régions; mais trois seulement de celles-ci se rapportent aux Monts Métallifères; la région de l'Arieș (Baia de Arieș, Roșia et Zlatna), la région du Criș (Săcărâmb) et la région du Mureș (Deva). Les auteurs répartissent les roches éruptives, par ordre d'ancienneté, dans les groupes suivants: le groupe des basaltes, le plus récent; le groupe des trachytes quartzifères nouveaux (rhyolites); le groupe des trachytes verts (andésites, trachytes proprement dits); le groupe des trachytes quartzifères anciens (dacites) et le groupe du « Grünsteintrachyt ». La région de Zlatna est décrite d'une façon détaillée, dans le chapitre traitant des Monts Métallifères, notamment dans les paragraphes relatifs à Zlatna, Dumbrava et Fața Băii.

Nous voyons, donc que les auteurs cités ont surtout étudié les roches éruptives et les gisements de minerais liés génétiquement à ces roches. BEUDANT et RICHTHOFEN se sont plus particulièrement occupés de la Slovaquie et n'ont fait qu'effleurer la région de Zlatna. HAUER et STACHE, qui s'étaient spécialisés dans l'étude des manifestations volcaniques de Transylvanie, nous fournissent des données importantes sur les Monts Métallifères et apportent en même temps les premières contributions géologiques sérieuses. Bien que leurs études pétrographiques ne concernent pas directement la région de Zlatna, elles n'en constituent pas moins un apport précieux aux recherches plus récentes effectuées dans cette région.

Dans la classification des roches éruptives, HAUER et STACHE ont employé les termes de « rhyolite » et « andésite ». On peut ranger leur « Geologie Siebenbürgens », tout aussi bien dans la catégorie des travaux géologiques, puisqu'ils s'y sont livrés aux premières déterminations d'âge des dépôts situés dans la région de Zlatna, en décrivant en même temps les profils les plus importants.

La série des études géologiques commencerait donc par la « Geologie Siebenbürgens », de HAUER et STACHE. Nous citerons à cette occasion aussi divers autres travaux traitant des problèmes sur le Mésozoïque, le Néogène et les roches éruptives. Dans cet ordre d'idées, POŠEPNY, K. MÜCKE, M. PÁLFY, L. R. TELEGD, K. PAPP, E. VADÁSZ et ST. FERENCZI ont apporté

Institutul Geologic al României

des contributions importantes à la solution des problèmes géologiques de la région de Zlatna.

Pošepny (70) groupe les roches éruptives des Monts Métallifères, selon les localités, de la manière suivante: Baia de Arieș; Roșia, Jidovul—Stănija; Cetraș—Ruda. De même, il classifie les régions aurifères suivant les roches qui comportent des minéralisations. Il est le premier à adopter le terme de « Lokalsediment » pour désigner les roches sédimentaires, d'âge incertain, des régions aurifères. Il mentionne aussi les calcaires jurassiques, de Glod, Dâmbău, Vulcan et Strâmba, ainsi que le grès carpatique d'Almaș et de Zlatna.

A. Koch (47) distingue 7 groupes de roches effusives, parmi lesquels aussi le groupe de Zlatna—Stănija. A Grohășel, il cite les andésites à amphiboles et à Jidovul (Jiva), les andésites à pyroxène.

Dans son ouvrage sur les régions aurifères des Monts Apuseni, M. Pálfy (64) s'occupe de la stratigraphie, de l'analyse et la classification des roches éruptives et de la tectonique des Monts Métallifères. L'esquisse géologique annexée à son étude, indique quatre zones caractérisées par la nature pétrographique des roches éruptives tertiaires. La région de Zlatna est rattachée à la deuxième zone, caractérisée par la présence des andésites à pyroxène. L'auteur insiste sur les transitions des andésites à amphiboles, aux andésites à quartz, de Breaza et d'Almașul Mare. La description de la deuxième zone nous fournit des données touchant la géologie et les minéralisations de la région d'Almașul Mare—Fața Băii. Le même ouvrage contient aussi les premières esquisses détaillées de cette dernière région, ainsi que divers profils géologiques qui s'y rapportent.

Quant aux travaux des autres auteurs cités, nous reviendrons à leur sujet plus loin dans les chapitres qui s'y réfèrent spécialement.

Cartes et profils géologiques. C'est à F. S. Beudant que nous sommes redevables de la première carte géologique comprenant les Monts Métallifères. L'auteur a bien tracé la limite séparant les dépôts crétacés, des dépôts néogènes de la Valea Ampoiului; mais depuis cette limite, jusqu'à Zlatna, il a laissé un espace blanc sur sa carte, et c'est seulement à Dealul Mare que les dépôts crétacés commencent de nouveau à être figurés. Le groupe des roches effusives de Roșia et de Bucium est représenté par un contour circulaire. Les andésites de cette région sont déplacées vers l'ouest, où elles occupent la surface triangulaire comprise entre la Valea Abrudului, Roșia et Vulcoiu. Outre les cartes à grande échelle, il existe aussi les anciennes cartes de P. Partsch (1827) et W. Haidinger (1845). Les cartes locales commencent à paraître après 1900, les plus importantes étant celles de K. Mücke, St. Ferenczi et M. Pálfy. La carte de St. Ferenczi présente une importance particulière; aussi c'est elle qui a servi de base à nos levers. Elle contient les

Institutul Geologic al României

limites des bassins miocènes, les horizons du Méditerranéen et les roches effusives. Les coupes géologiques, peu nombreuses, appartiennent à M. PÁLFY et ST. FERENCZI.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR

TITHONIQUE

Le Jurassique supérieur, représenté par les masses de recouvrement, est formé le plus souvent par des calcaires tithoniques, constituant l'ossature des Monts du Trăscău. Le massif calcaire de l'axe de ces montagnes s'arrête à Ciumerna. Dans la région de Zlatna, les calcaires offrent des aspects ruiniformes, remarquables dans la Valea Feneşului et à Cheia. Les étendues de calcaires d'une certaine importance se présentent sous la forme de plateaux, qui sont les vestiges d'une ancienne plateforme d'érosion.

Les calcaires gris clair ou blancs fournissent de nombreuses coupes de Polypiers, Echinides, *Nerinea*, *Itieria*, *Diceras*, etc. A en juger d'après la présence des restes de Polypiers et la richesse en débris fossiles, les calcaires tithoniques peuvent être qualifiés de calcaires zoogènes. La texture et la structure de ces calcaires indiquent une origine zoogène et récifale.

Les calcaires oolithiques à Foraminifères (Miliolidés) se rencontrent fréquemment.

Les calcaires largement cristallins, à grandes plages de calcite et de teinte blanche, rose ou noire, se trouvent surtout dans la région de Feneş. Nous pouvons attribuer cette cristallinité aux intenses phénomènes mécaniques qui se sont produits.

Les calcaires de type vaseux, à *Calpionella alpina* LORENZ, font défaut; les blocs calcaires de la brèche éruptive de Măgura—Jiva fournissent cependant certaines indications relatives à l'existence du genre *Calpionella*.

La description micrographique de ces calcaires a été présentée dans une étude antérieure (43). Nous devons cependant revenir sur la différence megascopique entre les calcaires tithoniques et les calcaires crétacés.

Une des difficultés qui s'oppose au lever est due au fait qu'on rencontre dans la région, des calcaires d'âge différent, dont l'aspect est, à première vue, identique. Ainsi, les calcaires tithoniques blancs sont très semblables aux calcaires néocomiens (Valanginien-Hauterivien). Mais, tandis que les calcaires tithoniques blancs, gris, zoogènes, occupent de vastes surfaces et sont entourés par des schistes aptiens, les calcaires néocomiens, souvent d'un gris noirâtre et fortement diaclasés, se présentent sous forme de bancs, de quelques dm d'épaisseur, intercalés parmi les marnes néocomiennes.

En second lieu, les calcaires tithoniques peuvent être confondus avec les calcaires aptiens. Nous pouvons toutefois observer dans ce cas, que les

Institutul Geologic al României

calcaires tithoniques sont homogènes, tandis que les calcaires aptiens, gris-noirâtres ou rouges, présentent de nombreux éléments conglomératiques, pouvant même passer à de vrais conglomérats. La manière de se présenter de ces derniers sous forme d'intercalations dans le complexe schisteux de l'Aptien les fait distinguer nettement aussi bien des calcaires tithoniques que des calcaires néocomiens.

Mais la question se complique, les calcaires aptiens pouvant eux aussi se présenter comme des dépôts homogènes. Dans ce cas, on les confond facilement avec les calcaires tithoniques. C'est ce qui se passe dans la région de Bucium. Ici, à cause des similitudes pétrographiques, la difficulté de séparer les deux catégories est manifeste. En effet, en examinant la carte géologique de la région, établie par K. PAPP (67), nous pouvons nous rendre compte de suite que les bancs de calcaires situés dans la région de Bucium—Izbita sont attribués en partie au Tithonique et en partie au Crétacé inférieur. Les rapports entre ces deux types de calcaires, tels qu'ils se présentent sur la carte dressée par PAPP, ne peuvent être admis si l'on tient compte du style tectonique de la région.

Il n'y a, dans ce cas, que les restes de fossiles et les rapports stratigraphiques qui puissent servir de guide. Ainsi, les calcaires tithoniques, dont la distribution est conditionnée par la tectonique régionale, sont riches en *Diceras*, *Itieria* et *Polypiers*. A leur tour, les calcaires aptiens contiennent de nombreux *Orbitolina lenticularis* BLUMB. Dans la région de Bucium, les calcaires à Orbitolines se montrent fréquemment stratifiés par bancs, sur des centaines de mètres de distance. L'affleurement de ces calcaires, en alignements orientés à peu près de l'E à l'W, d'après la direction locale des plis crétacés, nous incite à les considérer comme appartenant au complexe crétacé inférieur, alors même que les organismes font défaut.

Caractères paléontologiques. L'âge des calcaires dans les Monts Métallifères a été estimé par les premiers chercheurs (HAUER, STACHE, POŠEPNY), comme jurassique. HERBICH (28), dans son étude sur les Mollusques récoltés dans les calcaires blancs de Cetea, émet des arguments paléontologiques en faveur de l'âge tithonique de ces calcaires. L. R. TELEGD et E. VADÁSZ fournissent de nouvelles preuves en faveur de l'âge jurassique de ces calcaires blancs, massifs.

K. PAPP a déterminé dans la faune de Pleașa (Răcova), les Polypiers suivants:

Cryptocoenia limbata GOLD.
Astrocoenia cf. *bernensis* K.
Stylosmilia corallina KOBY.
Thecosmilia cf. *costata* FROMENTEL.
Cladophyllia cf. *picteti* ETALLON.

Institutul Geologic al României

Ce même auteur, dans des notes récemment publiées, cite dans la région de Vulcan (Hunedoara) les Polypiers suivants: *Stromatopora*, *Ellipsactinia* et *Cladophyllia*.

Nous avons eu l'occasion de déterminer la faune suivante de Polypiers récoltée dans les Monts du Trăscău (43):

Aulastraea Schäferi OGILVIE.
Amphiastraea gracilis KOBY.
Stylosmilia rugosa BECKE.
Montlivaultia sp.
Stylina sp.

Enfin, des auteurs tels que, DOELTER, A. KOCH, PÁLFY, ST. FERENCZI, ont confirmé l'âge tithonique, surtout pour les calcaires de la région de Zlatna.

Aucun géologue n'a encore signalé la présence de dépôts antérieurs au Tithonique, bien que certains calcaires noirs, en plaques, d'un certain degré de cristallinité, présentent des analogies avec les calcaires triasiques. Mais jusqu'ici, aucun argument paléontologique n'a été produit pour déterminer d'une manière précise l'âge de ces dépôts.

K. PAPP a signalé, dans les calcaires tithoniques, en dehors des Polypiers, une riche faune de Brachiopodes:

Terebratula moravica GLOCKER
Terebratula cf. *insignis* SCHÜHLER
Zeilleria delmontana OPPEL
Zeilleria pseudolagenalis MÖSCH.
Waldheimia danubiensis SCHLOS.
Rhynchonella lacunosa QUENSTEDT
Rhynchonella astieriana D'ORB.

Si nous nous rapportons uniquement aux calcaires tithoniques qui reposent sur un substratum plus ancien, en faisant abstraction des calcaires qui ont des relations tectoniques avec le Crétacé inférieur, nous sommes amenés à supposer qu'une importante transgression s'est produite pendant le Tithonique.

Les calcaires récifaux accompagnés du cortège ordinaire de calcaires zoogènes, caractérisent le faciès général des calcaires blancs, tithoniques. Les conditions essentielles pour la vie des Polypiers constructeurs nous autorisent à admettre l'existence d'une mer peu profonde.

La transgression tithonique se manifeste d'une façon très nette dans la région du massif cristallin des Monts Apuseni; ceux-ci correspondent à une zone moins profonde, située à la limite de régions, qui formaient des profondeurs pendant l'époque triasique, et d'où, plus tard, la mer s'est retirée progressivement. Dans le bassin supérieur de la Valea Arieșului, la transgression de la mer tithonique sur les dépôts triasiques est incontestable. Dans

Institutul Geologic al României

la zone du Flysch des Monts Métallifères, les calcaires tithoniques reposent directement sur le Flysch. Cet affleurement du Tithonique sur le Crétacé inférieur a été interprété de différentes manières. Dans la partie tectonique nous donnerons l'importance qu'il convient à ce phénomène. Pour l'instant il suffit de dire que la présence du Tithonique sur le Flysch n'est que l'effet d'un charriage mécanique.

La sédimentation du Tithonique a été suivie d'une nouvelle exondation, mise en évidence par une lacune stratigraphique entre le Tithonique et le Néocomien. Dans la Valea Hesdatelor, apparaît une discordance entre le Tithonique et le Néocomien. Ici, les dépôts du Crétacé reposent en discor-

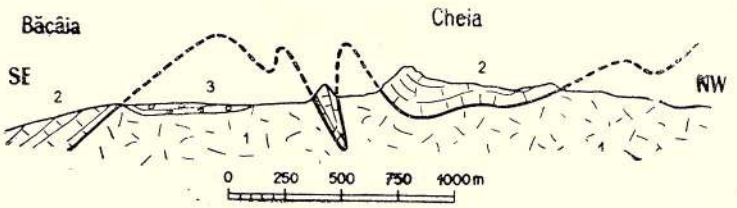


Fig. 1. — Coupe à travers la région de Băcâia—Cheia.
1, ophiolites; 2, Tithonique; 3, Cénomanien.

dance sur les calcaires tithoniques; ils débutent par des grès et des conglomérats, ce qui indique une transgression. Dans des conditions normales, les dépôts jurassiques recouvrent des formations plus anciennes.

Répartition géographique. Afin de faciliter les descriptions, nous suivrons d'abord les calcaires situés au N de l'Ampoiul. Au N de Zlatna, on rencontre les masses calcaires de Dâmbău et de Corabia. Ces calcaires ruiniformes, impriment à la région un aspect des plus pittoresques. À Piatra Caprei, dans la Valea Feneșului un bloc de calcaire ayant la forme d'une tour, est un point d'attraction pour les touristes.

Cette masse calcaire, longue de 5 km, atteint une épaisseur de 800 m. Dans la Valea Feneșului, l'épaisseur en est réduite à 300 m. La surface de ces masses calcaires représente le reste d'une ancienne pénépleine; elle comprend les côtes les plus élevées de la région (1326, 1370, 1330, 1319, 1292 et 1315). Outre la masse importante des calcaires de Dâmbău—Corabia, le Tithonique se présente sous forme de lames et de blocs jusque dans la Valea Ampoiului. Les plus fréquents affleurements de calcaires se montrent sous forme de bancs, parmi les ophiolites, ou sous forme de blocs répandus sur le Flysch. Les calcaires qui se montrent en relation avec les roches éruptives, se trouvent dans la Valea Feneșului, à la partie supérieure du village portant le même nom. Les calcaires tithoniques apparaissent à Bulbuci, de même que

Institutul Geologic al României

sur les collines de Ţigmanul, Vultori et Măgura, sous forme de blocs supportés par les dépôts du Flysch. Immédiatement au S de la Valea Ampoiului on voit apparaître les blocs de calcaire de la région de Galaţi. Ces calcaires se montrent sur des surfaces réduites et sont entourés par les dépôts du Crétacé. A Valea Mică, les calcaires tithoniques se montrent également en relation avec le Crétacé et sous forme de tours, comme à Bulbuci. Outre ces affleurements, on rencontre des calcaires tithoniques en relation avec le massif ophiolitique. A leur partie inférieure, on observe des dépôts conglomératiques, fait qui a déterminé ST. FERENCZI de les considérer comme se trouvant « in situ ». Entre Valea Mică et Petricelele, affleurent également des blocs calcaires reposant sur un soubassement de roches éruptives.

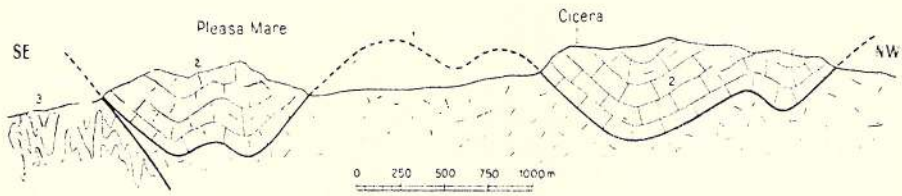


Fig. 2. — Coupe à travers la région de Pleaşa Mare—Cicera.
1, ophiolites; 2, Tithonique; 3, Néocomien.

En dehors des larges zones de calcaires tithoniques qui se développent dans le Nord de la région (Dâmbău—Corabia), il y a une autre zone de calcaires tithoniques (Pleaşa—Pleaşa Ardeului—Cheia) dans le Sud de celle-ci. Cette dernière s'étend sur une longueur de 9 km. Elle augmente en largeur de l'W à l'E, atteignant le maximum (1.750 km) à Vârtoapele. Dans la partie orientale, la zone se montre fragmentée par l'érosion en une série de lambeaux. Au S de cette importante zone de calcaires tithoniques, on rencontre les calcaires de Pleaşa Mică—Pleaşa Mare et les calcaires de Băcâia (fig. 1).

Tous ces affleurements reposent sur le même soubassement de roches éruptives. En général, les calcaires tithoniques situés dans le N de la Valea Ampoiului, accusent des relations tectoniques avec les dépôts du Flysch, tandis que les calcaires tithoniques situés dans le S de cette même vallée reposent sur le massif ophiolitique de l'Almaş (fig. 2).

NÉOCOMIEN

Le Néocomien constitue le premier terme de la série crétacée des Monts Métallifères. Il y est représenté par trois étages: le Valanginien, l'Hauterivien et l'Aptien. Nous décrirons les deux prémiers ensemble, puisque leur séparation est impossible.

Institutul Geologic al României

VALANGINIEN - HAUTERIVIEN

Ce complexe a été déterminé dans les Monts du Trăscău, sur des bases paléontologiques. Nous avons réuni sous la dénomination de « Couches à Aptychus » le Valanginien-Hauterivien appartenant à la même unité géographique, mais nous y avons décelé la présence de formes barrémiennes, telles que: *Phylloceras infundibulum* D'ORB. et *Hamulina subcylindrica* D'ORB. La faune qui caractérise les Couches à Aptychus dans les Monts du Trăscău (42), est la suivante:

Holcostephanus (Astieria) astierianus D'ORB.
H. jeannotti D'ORB.
Hamites (Ptychoceros) sp. aff. *puzosianus* D'ORB.
Hoplites sp.
Lissoceras grassianum D'ORB.
Phylloceras infundibulum D'ORB.
Phylloceras sp.
Silesites sp.
Lamellaptychus seranonis D'ORB.
Lamellaptychus angulicostatus PICT. LOR.
Lamellaptychus mortilleti PICT. LOR.
Belemnites (Hibolites) jaculum PHILL. (=*pistilliformis* BLAINV.).
Belemnites sp.
Belemnites dilatatus D'ORB.

Les dépôts marins néocomiens forment, dans les Monts du Trăscău, une zone de plissements intenses. Ces dépôts consistent pour la plupart en marnes calcaires à intercalations gréseuses. Les rapports entre le Néocomien et le substratum des Monts du Trăscău sont anormaux; c'est pourquoi nous ne pouvons distinguer la base de ce complexe. Ces dépôts marins constituent une zone continue sur le flanc de la chaîne montagneuse. A l'W de cette zone, le Néocomien ne se montre plus; la présence d'un obstacle dans la région en a empêché la sédimentation.

Le Néocomien se montre sous le même faciès dans la région de Turda (A. KOCH, I. P. VOITEŞTI). Ici, à l'encontre des Monts du Trăscău, les dépôts reposent directement sur le Jurassique supérieur. La base du complexe, constitué par des conglomérats et des grès, passe, vers la partie supérieure, à des marnes calcaires caractéristiques pour le faciès des Couches à Aptychus.

Dans la région de Zlatna, nous avons pu distinguer des dépôts analogues à ceux des Couches à Aptychus reconnus dans les Monts du Trăscău. Dans le voisinage de Zlatna, nous avons déterminé le Néocomien dans la région de Nădăjdia — Valea Mică — Cib, aussi bien que dans la région de Pătrânjeni. A Pătrânjeni, le Néocomien inférieur apparaît à l'E de Jiva, entre les côtes 703 et 662 (fig 4). Sur le chemin qui descend de Jiva vers Pătrânjeni,

Institutul Geologic al României

on observe un petit horst d'ophiolites, séparé de la masse principale. Le Néocomien constitue tout autour la limite de cet affleurement. Les dépôts néocomiens consistent en marnes calcaires de nuance gris vert et rouge violacé, en grès gris verdâtre et des calcaires noirs-gris, compacts. Tout ce complexe, fortement plissé, présente de nombreux diaclases remplis de calcite. Les calcaires néocomiens peuvent être confondus avec les calcaires jurassiques. Ils se trouvent intercalés parmi les marnes et jalonnent la bordure des ophiolites, lorsque les marnes sont laminées.

En coupe mince, la marne calcaire montre, sous le microscope, une masse constituée par des carbonates, traversée par de nombreuses diaclases fines, contenant en fait d'éléments détritiques, le quartz et la séricite. Les débris organiques sont nombreux, représentés par des Radiolaires à contour sphérique, parmi lesquels nous mentionnons le genre *Coenosphera*. Leur diamètre varie de 0,05 à 0,1 mm. Les épines et le réseau du squelette n'ont pas été conservés. A cause du phénomène de calcification, les Radiolaires disparaissent entre nicols croisés.

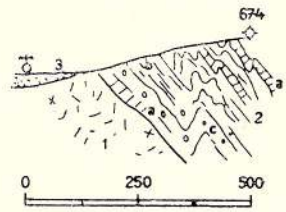


Fig. 3. — Coupe du Néocomien de Nădăjdia.

1, ophiolites; 2, Néocomien (a, calcaires; b, marnocalcaires; c, conglomérats); 3, alluvions.

Les marnes calcaires présentent les mêmes caractères microscopiques et mégascopiques que les marnes calcaires déterminées dans les Couches à Aptychus, décrites dans les Monts du Trăscău. Basé sur les similitudes pétrographiques, aussi bien que sur les caractères micrographiques, je suis d'avis que les dépôts de la région de Zlatna peuvent être considérés comme appartenant au Valanginien-Hauterivien.

La deuxième région où j'ai rencontré des sédiments néocomiens inférieurs, se trouve entre les villages Nădăjdia et Cib. Ici, les dépôts marins se poursuivent le long de la bordure Nord et Est du massif ophiolitique de l'Almaș. C'est là le caractère commun des affleurements de Pătrânjeni. Dans les deux cas, le Néocomien est supporté par les roches éruptives mésozoïques. Cette dernière zone, faiblement interrompue, s'étend sur une distance de 7 km, depuis le N du village de Nădăjdia jusque vers la Valea Mică, suivant une direction SW-NE. A la côte 541 près de Valea Mică, elle change brusquement de direction, s'étendant vers le SE, jusque dans la Valea Muncelului, au N de la côte 557. La meilleure coupe est celle qui s'observe le long du chemin passant au N de l'église de Nădăjdia (fig. 3). Ici, les roches éruptives supportent directement des grès gris, sur lesquels se disposent les marnes calcaires grises et violacées des Couches à Aptychus.

Ici, le Néocomien surmonte en transgression discordante le massif ophiolitique. Il comporte, à la base, des grès siliceux grossiers, auxquels succèdent des marnes calcaires schisteuses, d'un gris verdâtre ou rouges. Le complexe

Institutul Geologic al României

marneux renferme des intercalations calcaires, allant de 4 ou 6 cm jusqu'à 50 cm d'épaisseur. Outre ces roches rencontrées à Pătrânjeni, on observe encore des calcaires blancs à bandes noires de silex, ou à lentilles de silex rouge. On rencontre des roches siliceuses et des blocs calcaires de grande dimension, à Ciupercariu. Ces sédiments sont surmontés par des grès et des argiles schisteuses, dont le faciès fait songer à une transition vers l'Aptien. Le reste de la région est généralement constitué par des calcaires marneux typiques.

Il ressort de ce qui précède, le fait digne de retenir l'attention, que le Néocomien repose directement sur le massif ophiolitique; le Jurassique supérieur y fait défaut. C'est ce qui laisse supposer l'existence d'une phase d'exondation après la sédimentation du Tithonique. On observe, sur toute la longueur des zones occupées par le Néocomien, une lacune de sédimentation qui a duré depuis la fin du Jurassique supérieur jusque vers la partie supérieure du Valanginien.

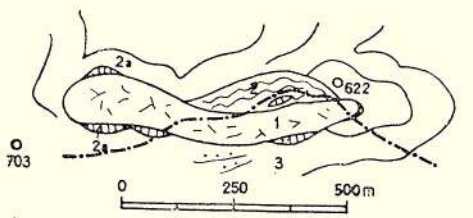


Fig. 4. — Esquisse géologique de la région S Pătrânjeni.

1, ophiolites; 2, Néocomien (marnocalcaires); 2a, Néocomien (calcaires); 3, Aptien.

C'est encore dans la partie centrale des Monts Métallifères et à proximité de la région de Zlatna qu'ont été identifiés les dépôts néocomiens de la région de Valea Iapa—Curechi, décrits par PÁLFY (64) sous la dénomination de « Couches de Curechi ». Ici, les sédiments accusent un caractère néritique prononcé, à l'encontre de ce qui a été montré ci-dessus. Le Néocomien de la Valea Iapa est situé sur le flanc septentrional du massif ophiolitique. Il débute par un calcaire conglomératique gris noirâtre, à intercalations de conglomérats et de silex rouges et verdâtres. Les roches sont puissamment plissées et renferment des intercalations de calcaires conglomératiques et gréseux, épais de 6—8 cm jusqu'à 0,5 m.

Basé sur l'analogie avec des roches similaires des Monts du Trăscău, de même que sur leur position stratigraphique, j'ai considéré ces couches comme le premier terme de la série crétacée. Les dépôts néocomiens de la région de Zlatna reposent directement sur un soubassement ophiolitique et sont recouverts par l'Aptien.

En tenant compte de la position géographique du Néocomien de Zlatna et de la Valea Iapa, nous observons qu'il est situé dans la partie méridionale du géosynclinal et qu'il est constitué par des dépôts marins accusant une certaine profondeur. Le Néocomien de la Valea Iapa, se trouvant à la limite septentrionale du massif ophiolitique, présente un caractère néritique accentué.

Le géanticlinal du Trăscău formait, pendant le Néocomien, un obstacle qui empêchait la sédimentation vers l'W. Dans la région de Zlatna, la

Institutul Geologic al României

prolongation de ce géanticlinal correspondrait au massif ophiolitique. Mais ici, le Néocomien a dépassé le géanticlinal, qui était moins élevé que dans la région des Monts du Trăscău. L'invasion marine qui s'est produite pendant le Néocomien semble avoir subi un arrêt pendant le Barrémien.

APTIEN

Dans la région de Zlatna, les dépôts aptiens présentent une ample extension géographique. Sur le territoire exploré, les dépôts sont essentiellement représentés par un complexe schisteux, consistant en argiles et en grès. Les schistes argileux, gris-verdâtres ou noirâtres, présentent un aspect phylliteux dû aux phénomènes mécaniques. K. PAPP a beaucoup insisté sur ce caractère propre aux schistes argileux. Cet auteur a distingué parmi les dépôts crétacés (Unterkretazischer Karpathensandstein), des schistes argileux d'aspect phylliteux, dans lesquels apparaît de la séricite et aussi de la muscovite. PAPP considère la phyllitisation du complexe schisteux comme le résultat d'un dynamométamorphisme. Le complexe schisteux crétacé semble avoir servi de lubréfiant aux masses de recouvrement. Les schistes argileux à l'aspect phylliteux ont été observés par K. PAPP (66) à Mărișcuța (N. de Zlatna). En effet, ils présentent, ici, un ample développement (Chicera). Nous les avons identifiés dans les régions de Dosul Blidarului et de Corabia. Les conclusions de K. PAPP à propos de ces schistes, présentent une importance toute particulière; se basant uniquement sur des considérations d'ordre pétrographique, l'auteur soupçonne l'existence d'un charriage.

Outre les schistes argileux mentionnés, l'Aptien est constitué par des schistes argileux rouges-violacés, des schistes gréseux micacés, gris-verts ou noirs, des intercalations de conglomérats à petits éléments, des grès calcaires avec passages aux calcaires et des calcaires gris, rouges ou verdâtres à éléments conglomératiques.

Au N de Zlatna, se développe une brèche constituée par des ophiolites, calcaires jurassiques et schistes crétacés. Cette roche se trouve dans la région du Dealul Țigmanului—Pleașa—Valea Feneș—Valea Albinii. K. PAPP a été le premier à rappeler l'existence de ces brèches dans la région de Zlatna. L. LÓCZY en a décrit une dans la vallée du Crișul Alb, à proximité du village de Tătărăști. Plus tard, ce même auteur a décrit une brèche semblable sous le nom de « Couches de Prihodești » (« Schiefer von Prihogyest »). ST. FERENCZI a également noté ces brèches, leur attribuant une origine sédimentaire et un âge crétacé-inférieur.

Nous avons déduit de ces observations, que nous avons affaire à deux catégories de brèches: une brèche sédimentaire et une brèche tectonique. Il ne peut être question d'une brèche volcanique, vu que nous ne nous

Institutul Geologic al României

trouvons pas dans la région des roches effusives. Nous situons dans la catégorie de brèches sédimentaires, les brèches de la Valea Crișului Alb (Lóczy) et celles de la Valea Mureșului (K. Papp). De semblables brèches sédimentaires se trouvent à la base du Crétacé inférieur, uniquement dans les endroits où les eaux marines atteignent les massifs éruptifs mésozoïques. Nous rencontrons, en effet, des brèches semblables et des conglomérats sédimentaires dans la région de Poiana (Valea Rachișului et Valea Inzelului), où le Crétacé inférieur repose en discordance sur le massif éruptif de Turda—Trăscău.

K. Mücke (67) compare les calcaires jurassiques avec les calcaires crétacés et déduit que le grès carpatique pourrait englober les horizons inférieurs du Crétacé, jusqu'au Tithonique supérieur.

En ce qui concerne l'âge du complexe argilo-schisteux, nous pouvons affirmer avec certitude qu'il est compris entre le Néocomien inférieur (Valanginien-Hauterivien) et le Crétacé moyen (Cénomanien). A défaut de faunes, nous ne pouvons être plus précis. La présence des Orbitolines, constatée dans ces sédiments, ne peut contribuer à fixer l'âge de ce complexe.

En ce qui concerne l'âge des dépôts dans les Monts Métallifères, K. Papp rappelle la présence de l'espèce *Orbitolina lenticularis* Blumenbach, en notant que, cette forme étant connue dans l'Urgo-Aptien du S de la France, elle peut constituer une preuve de l'existence du Crétacé inférieur dans les Monts Métallifères de Transylvanie.

Au cours d'une discussion sur l'âge des couches attribuées au Crétacé inférieur, E. Vadász (95) distingue les couches à Ammonites et les dépôts supérieurs à Orbitolines. Il rappelle les bancs à *Orbitolina bulgarica* Desh. de la région de Ţelna.

Un autre problème important pour la stratigraphie de la région vient se poser: l'Albien marque-t-il la fin de la sédimentation subsidente du Crétacé inférieur, ou bien pourrait-il représenter le brusque début de la transgression du Crétacé moyen?

Du fait de l'importante extension géographique des dépôts aptiens, tous les chercheurs ont essayé d'en fixer d'abord l'âge, et puis de classer séparément les autres sédiments. Ainsi, selon Hauer et Stache, ils appartiennent à l'Eocène. C'est de cette manière que fut interprété le «grès carpatique» des Carpates Orientales. Sur la base des faunes récoltées, Herbich a attribué tout le complexe de sédiments, au Néocomien. Plus tard, M. Pálfy a trouvé bon de séparer le Crétacé inférieur du Crétacé supérieur. K. Papp a poursuivi la séparation du Crétacé supérieur, qu'il a déterminé comme Cénomanien, du Crétacé inférieur à Orbitolines. St. Ferenczi (10) a affirmé qu'il existe dans la région de Zlatna, des dépôts représentant les deux étages.

La bibliographie sur le Crétacé, suffisamment riche, a permis une séparation de ces étages; mais lorsqu'il a fallu procédér à une séparation sur le terrain, d'énormes difficultés s'y opposèrent.

Institutul Geologic al României

L'esquisse géologique dressée par K. Mücke montre le Crétacé inférieur réduit à quelques affleurements, dans les vallées principales; on les remarque surtout dans la vallée du Bucium et ses affluents. Cet auteur attribue une extension exagérée au Crétacé supérieur. Dans le bassin de la Valea Ampoiului seuls les dépôts aptiens se trouvent au confluent du Părâul Ciutii avec la Valea Ampoiului. Il n'y a que le Crétacé inférieur qui figure sur la carte de St. Ferenczi, mais, sur la surface levée, on remarque aussi le Crétacé supérieur. A cause des difficultés qui s'opposent à la séparation, le Crétacé inférieur seul figure sur les cartes géologiques à grande échelle.

Une séparation précise de ces deux étages a été faite par K. Papp sur la carte géologique de la région de Bucium—Vulcoi. Le même auteur a tracé avec une précision remarquable la limite des conglomérats cénomaniens dans la région de Dâmbău—Părăginosul.

L'Aptien occupe, au N de la Valea Ampoiului, presque tout le relief montagneux, la Valea Ampoiului et ses affluents; le thalweg en est creusé dans ces dépôts. Le Cénomanien occupe les crêtes Dâmbău — Părăginosul, Fața Tișerii et le Vârful Ulmului. Son développement commence approximativement au niveau de la courbe de 900 m. Au S de la Valea Ampoiului, l'Aptien se présente en discontinuité. Entre Presaca et la Valea Mare, il occupe une zone relativement étroite, limitée au S par le massif ophiolitique et au N par les sédiments miocènes. Dans la région de Trimpoele, les dépôts aptiens présentent les mêmes caractères dominants que les dépôts situés au N de la Valea Ampoiului, avec laquelle cette région forme une seule zone. Le Crétacé moyen empiète sur les sédiments aptiens, sur le Dealul Crișanului et sur le Dealul Bretanului—Dealul Dobrului.

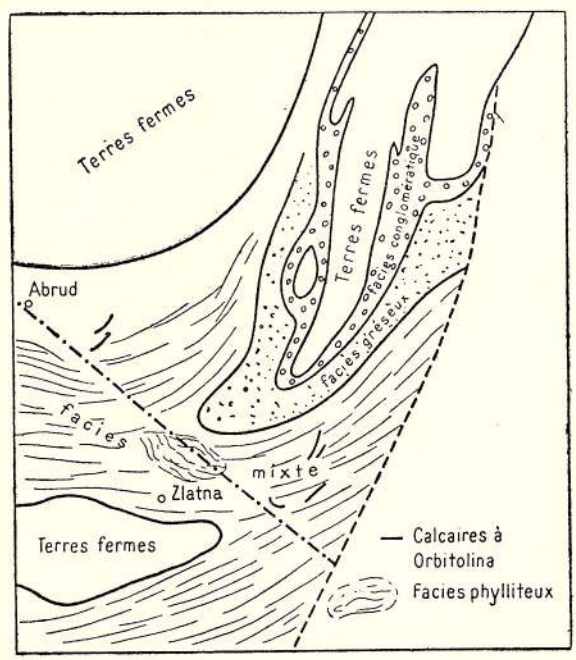


Fig. 5. — Esquisse paléogéographique des Monts Métallifères à l'Aptien.

Les conditions de sédimentation pendant l'Aptien. L'invasion marine qui s'est produite pendant le Néocomien, semble avoir subi un bref arrêt pendant

Institutul Geologic al României

le Barrémien. Elle devient tout à fait franche pendant l'Aptien. Les sédiments aptiens, constitués surtout par des schistes argileux et gréseux micacés, manifestent un caractère nettement néritique. Pendant l'Aptien, la sédimentation marque dans la région de Zlatna, une immersion continue. Cette immersion a probablement continué pendant l'Albien.

A cause du mouvement positif des eaux marines, commencé pendant l'Aptien, les dépôts de cet étage se sont répandus sur ceux de toutes les époques précédentes. Comme résultat de la transgression aptienne, les sédiments ont recouvert des terrains divers. Dans certains régions l'Aptien repose directement sur le massif ophiolitique, ou même sur les schistes cristallins. La mer aptienne a fortement dépassé le géanticlinal du Trăscău. Dans la région de Câmpeni, les sédiments de cet étage semblent absents: le Crétacé supérieur repose directement sur les schistes cristallins.

Relativement à la distribution des faciès, j'ai déjà eu l'occasion de montrer l'existence d'une grande variation de faciès dans la partie septentrionale des Monts Métallifères (Monts du Trăscău). Ici, les grandes lignes de distribution des faciès se trouvent le long de la chaîne montagneuse. J'ai attribué cette distribution variée des faciès à l'existence d'un géanticlinal (le géanticlinal du Trăscău). C'est à ce cintrage des Monts Métallifères qu'est due la symétrie du géosynclinal remarqué par Lóczy. Dans la région de Zlatna, le géosynclinal présente son maximum d'affaissement, qui correspond à un maximum de sédimentation. Le faciès de l'Aptien est ici un faciès plus profond; le complexe schisteux y prédomine. Au N des Monts Métallifères, en même temps que se produisait l'émersion du géanticlinal, le faciès gréseux se séparait du faciès conglomératique. On ne distingue pas sur l'emplacement de la région de Zlatna les traces d'un axe d'émersion pendant l'Aptien (fig. 5).

Dans la partie occidentale des Monts Métallifères, le massif ophiolitique a joué le rôle d'une région d'émersion dès le début du Néocomien. On rencontre le faciès conglomératique dans le voisinage de ce massif, dans le cas où il n'y a pas eu ultérieurement intervention de phénomènes tectoniques.

En résumé, l'Aptien consiste en une succession de dépôts argilo-gréseux, d'un caractère schisteux monotone, avec peu de niveaux conglomératiques et des intercalations calcaires. Dans les Monts Métallifères la sédimentation a duré plus longtemps que dans les régions hercyniennes des Monts Apuseni. Les sédiments aptiens, dont l'épaisseur est considérable, présentent un caractère néritique de géosynclinal. Le géosynclinal des Monts Métallifères, symétriquement séparé par le géanticlinal du Trăscău, offre une disposition longitudinale du faciès dans la partie septentrionale. Le faciès mixte de l'Aptien dans la région de Zlatna prouve l'absence d'un axe d'émersion et l'existence du maximum de sédimentation.

Institutul Geologic al României

Dans la partie occidentale des Monts Métallifères, le massif ophiolitique joue le rôle du géanticlinal du Trăscău, avec lequel il se trouve en relation de continuité.

Un plissement antécénomanien, qui a pour résultat la formation d'une nappe mésocrétacée dans les Monts Métallifères, succède à la sédimentation du géosynclinal néocomien.

CRÉTACÉ MOYEN

CÉNOMANIEN

Caractères lithologiques et paléontologiques. La séparation du Cénomanien par rapport à l'Aptien est un des problèmes les plus difficiles de la stratigraphie de notre région; difficulté due au fait que les deux étages présentent une grande similitude de faciès. Les fréquentes confusions qui en ont résultées, bien qu'excusables, ont donné lieu à bien des interprétations erronnées.

L. Roth Telegd a attribué au Crétacé supérieur, la zone des conglomérats faiblement plissés. La même séparation selon le degré de plissement des sédiments a été également le point de vue de Lóczy. Cette séparation, juste du point de vue théorique, est d'autant plus défectueuse en réalité. En effet, la ressemblance des faciès, aussi bien que l'impossibilité d'observer partout la surface de contact discordante entre les deux étages, rendent leur classement difficile. K. Papp (66) a poursuivi et a décrit le Cénomanien au N de la ville de Zlatna, en négligeant cependant consigner ses observations sur la carte. Sans s'occuper de la séparation des horizons crétacés, St. Ferenczi (10) parle, dans le texte de ses travaux, de l'existence du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur.

Le Cénomanien de la région de Zlatna aussi bien que celui des régions environnantes, est constitué par des conglomérats, grès et argiles. Les conglomérats en constituent la plus grande partie; ils sont constitués par des éléments de quartzites blancs ou noirs, fortement roulés. On y rencontre encore des schistes cristallins, des calcaires blancs tithoniques, ainsi que des grès et des argiles du Crétacé inférieur. Les conglomérats quartzitiques se développent aussi bien au N qu'au S de Zlatna. Ils constituent une zone importante, qui s'étend entre la Valea Mureșului, la Valea Ampoiului et Dealul Bulbucului. Dans le Dealul Bulbucului, le Cénomanien est représenté par toute la série de roches énoncée. J'ai découvert ici, les argiles rouges à *Rosalina linnéi* d'Orb. Les conglomérats quartzitiques typiques se retrouvent au N de Zlatna. A Dâmbău, ces conglomérats sont faits essentiellement de calcaires, ce qui est dû à la présence des affleurements de calcaires jurassiques.

Des grès micacés gris verdâtre, se présentent sous forme de fortes intercalations dans la masse des conglomérats (Dealul Muncelului). Ils

Institutul Geologic al României

présentent un plongement uniforme et de légères ondulations. Du point de vue pétrographique, ils offrent une grande ressemblance avec les grès aptiens. Il importe cependant de remarquer, que les grès cénomaniens sont faiblement plissés et ne présentent pas l'aspect phylliteux des grès aptiens.

Affirmons dès le début, que le Cénomanien est très pauvre en fossiles. HAUER et STACHE ont établi l'âge cénomanien des dépôts de Valea Mureşului, en se basant sur la présence de *Ostrea columba*, *Vola quinquecostata*, *Trigonia scabra*, *Trochactaeon*, *Turritella*, *Turrilites costatus*. Dans la région de Zlatna, K. PAPP a déterminé, dans les grès calcaires de Vârful Podiele, *Exogyra columba* DESH.

Comme nous l'avons déjà mentionné, nous avons pour notre part trouvé *Rosalina linnéi*, dans les argiles rouges du Dealul Bulbucului. Selon les études de J. DE LAPPARENT (51), ce foraminifère caractérise des dépôts compris entre le Cénomanien et le Maëstrichtien. Les Rosalines ne se montrent pas dans le Danien, ni dans le Crétacé inférieur.

Faciès. Les dépôts cénomaniens ont généralement un caractère nettement néritique. Les Rosalines caractérisent en effet le faciès néritique. Les conglomérats à *Ostrea* indiquent de même un faciès néritique de moindre profondeur. Le Cénomanien à faciès néritique s'étend depuis la Valea Mureşului jusque dans le massif central de Muntele Mare, englobant toute la région de Zlatna. Le faciès conglomératique n'est pas uniforme; la nature des conglomérats varie d'après la nature du soubassement; comme on l'a déjà vû en effet, les conglomérats quartzeux qui reposent sur le Crétacé inférieur, prennent une nature calcaire dès que l'on passe dans la masse des calcaires jurassiques; les conglomérats quartzeux de Părăginosul passent vers le S, au voisinage des masses calcaires de Dâmbău, à des conglomérats calcaires.

A l'E de Zlatna, le Cénomanien présente un caractère néritique relativement profond. Ici, son caractère monotone disparaît. Les dépôts y sont représentés par un complexe de marnes-argileuses, grès et conglomérats. La variété des sédiments, aussi bien que la présence des Rosalines, plaident en faveur d'un faciès néritique plus profond.

Extension des sédiments. Le Cénomanien affleure sur de vastes étendues, dans la région de Zlatna. Si nous tenons compte des dépôts enlevés par l'érosion, les surfaces occupées en sont encore plus vastes. Par rapport au Cénomanien situé à l'W de la Valea Mureşului, la zone cénomanienne de la région de Zlatna se montre isolée.

Le Cénomanien de la Valea Mureşului s'étend au N de cette vallée, jusque dans le Dealul Bulbucului. A l'E, cet étage occupe les crêtes allignées sur la rive droite de la Valea Ampoiului, depuis Tăuţ jusqu'à Presaca. Les crêtes

Institutul Geologic al României

les plus élevées (Cetatea Tăuțului, Vrf. Ciocanului) sont constituées par des conglomérats. Dans le Dealul Bulbucului, le Cénomanien repose sur le massif ophiolitique, de même que les dépôts de Valea Mică—Ardeu. La limite du Cénomanien peut être aisément tracée lorsque celui-ci repose sur les ophiolites; mais lorsqu'il repose sur le Crétacé inférieur, cette limite ne peut être marquée que dans le cas d'une discordance visible.

Le Cénomanien occupe de très vastes surfaces au N de Zlatna. La série détritique grossière constitue les sommets situés d'un côté et d'autre de la Valea Ampoiului. Les affluents supérieurs de cette vallée ont fait disparaître ces sédiments et partagé la zone cénomanienne, primitivement continue, en une série de lambeaux isolés.

Transgression cénomanienne. La grande transgression cénomanienne s'est fortement manifestée dans la région de Zlatna, avançant par le secteur médian des Monts Métallifères vers le versant méridional du massif cristallin de Muntele Mare. Le Crétacé moyen forme ici une zone recouvrant en partie le Crétacé inférieur, qui est plus puissamment plissé que cette couverture discordante. Le Cénomanien de la région de Zlatna, aux faciès peu variés, repose en effet discordant et transgressif sur toutes les formations antérieures.

Si nous essayons d'esquisser les conditions géographiques qui ont déterminé la sédimentation des divers étages du Crétacé, nous observons que dès le début du Crétacé, la zone située au N des Monts du Trăscău était envahie par une mer profonde, limitée à l'W par un soulèvement du sol (géanticlinal du Trăscău), correspondant à l'actuel axe de ces montagnes.

Il semble que pendant le Néocomien inférieur, ce soulèvement n'a pas été dépassé par les eaux marines. Dans les Monts Métallifères, le Néocomien a passé dès le début, au delà de l'axe, il est vrai moins prononcé dans la partie médiane et occidentale du massif montagneux. Pendant l'Aptien, la mer a dépassé cet axe de soulèvement, qui a joué un rôle considérable dans toute l'histoire des terrains crétacés.

Après la première phase de plissement des Monts Métallifères, qui a suivi la sédimentation subsidente de l'Aptien, la mer crétacée a été repoussée vers une avant-fosse sous-transylvaine. A cause de l'affaissement du Bassin Transylvain, nous n'avons que de vagues indications sur cette avant-fosse, située au S et à l'E des Monts Métallifères. Nous la considérons comme constituée au début du Cénomanien, et comme étant située en dehors de la zone néocomienne. La transgression cénomanienne en partant de cette avant-fosse s'est avancée vers les Monts Métallifères, en détruisant sur son chemin la chaîne soulevée pendant l'orogenèse antécénomanienne. La série détritique, grossière, témoigne de la destruction d'un relief. La mer cénomanienne du Bassin Transylvain s'est frayé à nouveau un pasage vers les zones hercyniennes, à travers la région de Zlatna. Il a été établi avec précision que toute la région

Institutul Geologic al României

de Zlatna a été envahie par les eaux de la mer cénomanienne. Cette mer a traversé la partie centrale des Monts Métallifères, réussissant ainsi à pénétrer jusque dans la région d'Abrud. Après la retraite de la mer aptienne, d'importantes modifications géographiques intervenant, ont facilité l'avancement des eaux; en effet, la période néocomienne marque le début de l'affaissement progressif de la région de Zlatna—Abrud, qui est dévenue une zone de subsidence.

Pendant le Cénomanien, deux phénomènes se sont manifestés simultanément. Le premier, un phénomène d'exondation, constaté aux extrémités du géosynclinal. Le deuxième, un phénomène d'affaissement, qui en affecte la partie centrale. La submersion par la transgression générale du Cénomanien, s'est manifestée le long de la Valea Ampoiului. On constate d'ailleurs que le maximum de sédimentation a eu lieu dans la région pendant l'Aptien, et que le Crétacé supérieur s'est déposé dans la même grande dépression, sur l'emplacement de laquelle a eu lieu ultérieurement la formation des bassins d'affaissement miocènes.

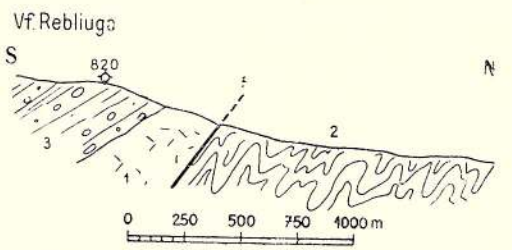


Fig. 6. — Coupe de la région de Gălați.

1, ophiolites; 2, Néocomien; 3, Cénomanien.

La transgression cénomanienne sur la distance Zlatna—Abrud a dérangé donc la disposition symétrique des dépôts crétacés par rapport à l'axe constitué par les roches éruptives, et par les dépôts sédimentaires plus anciens. Les dépôts cénomaniens viennent se déposer en diagonale sur les formations plus anciennes du géosynclinal.

La transgression reprend au Turonien, qui prend contact avec le cristallin du Gilău et du Bihor. La couverture crétacée repose directement sur les schistes cristallins et en parfaite discordance. Le Turonien commence par les calcaires à Hippurites, fixés sur le soubassement cristallin.

La géographie de l'époque turonienne semble différer de celle de l'époque cénomanienne. La limite septentrionale du Turonien dépasse de beaucoup la limite du Cénomanien; elle correspond à la bordure actuelle du massif cristallin. D'après le faciès littoral de plus en plus prononcé des dépôts, cette bordure devait vraisemblablement correspondre à la limite septentrionale de l'invasion marine.

La mer sénonienne a envahi des régions que les autres mers crétacées n'ont pas atteintes. Le faciès à Rosalines, Inocérames et Ammonites du Sénonien s'est assurément déposé dans des eaux plus profondes.

Vers la fin du Crétacé, une période continentale, qui a duré jusqu'au début du Miocène, s'est instaurée dans les Monts Métallifères.

Institutul Geologic al României

MIOCÈNE

AQUITANIEN

A partir de l'Aquitanien, les Monts Métallifères sont envahis par des dépôts d'eau douce, reposant en discordance sur les couches crétacées. On les rencontre le long de la Valea Ampoiului, entre les villages de Galați et de Cheneș, occupant les deux versants en allant de l'W du village de Feneș jusqu'à l'W de Zlatna. Partant du NW, du confluent de la Valea Ampoiului avec la Valea Mare, et jusqu'à Trimpoele, les dépôts aquitaniens se développent uniquement sur la rive droite de l'Ampoiul. L'Aquitanien s'étend aussi à l'W, sur la Valea Mare, se raccordant aux dépôts de la région d'Almașul Mare. Les dépôts miocènes de la Valea Ampoiului affectent la forme d'un bassin, dont le soubassement est fait par les dépôts du Crétacé inférieur. C'est uniquement sur des surfaces réduites que ces dépôts recouvrent le massif éruptif ancien.

Dans la région septentrionale, le contact du complexe miocène avec le Crétacé ne peut se distinguer, à cause de la présence de roches effusives de Trimpoele—Stănija.

Dans la région de Glod, l'Aquitanien ne se montre plus. Les sédiments de Fața Băii représentent la limite septentrionale d'extension de l'Aquitanien. La superficie actuellement occupée par les sédiments de l'Aquitanien s'encadre dans les limites du bassin miocène. On n'observe, en dehors de celui-ci, que de petits lambeaux isolés.

Discussion sur l'âge des couches. Les dépôts miocènes de la région de Zlatna ont attiré dès le début l'attention des chercheurs. Il est aisé de les séparer des dépôts crétacés, grâce à leur couleur rouge, et à leurs roches faiblement cimentées.

L'âge de ces dépôts, dans la région de Zlatna, a été amené pour la première fois en discussion par HAUER et STACHE (26). Ces auteurs ont décrit des bancs de conglomérats plongeant de 25° vers le SSE, et des grès rouges à intercalations d'argiles. Ils ont mentionné de même les conglomérats de Zlatna et de Jidovul. Ces dépôts ont déjà été décrits par FRENDL (17) mais leur âge n'a pas été précisé. HAUER et STACHE les attribuent au Miocène. FRENDL, dans ses descriptions, nous fournit des indications précises sur l'extension de l'Aquitanien. Ainsi, il a décrit les grès fins et grossiers de la Valea Mare, à l'W de Zlatna; les argiles plastiques rouges et blanches de la Valea Groșilor et de la région de Pătrânjeni, ainsi que le kaolin affleurant sous le Mont de Breaza. Les kaolins de FRENDL représentent probablement des intercalations de tufs rhyolitiques kaolinisés.

Institutul Geologic al României

Il ressort des observations faites par ces géologues, que l'existence du complexe sédimentaire de Zlatna a été mentionnée dès le début, et que son âge aussi bien que son étendue ont été précisés depuis lors.

En poursuivant les minéralisations dans les Monts Métallifères, POŠEPNY (70) a décrit sous la dénomination de « Lokalsediment » les roches sédimentaires qui se trouvent en relation avec les minéralisations et les éruptions tertiaires. L'auteur a démontré l'âge tertiaire de ces couches, mais sans faire de distinction entre les conglomérats de Zlatna et les grès de Roșia. Ce même auteur a inscrit les régions aurifères des Monts Métallifères dans un triangle (Gold-Dreieck) en y distiguant les bassins miocènes suivants: le bassin de Roșia—Corna, le bassin de Zlatna—Techereu et le bassin compris entre le Mureș et le Criș. A défaut de faunes, ces dépôts (Lokalsediment) ont été attribués à l'Oligocène, par analogie avec les couches du bassin du Jiu (Petroșeni).

Dans son travail sur la géologie des régions aurifères des Monts Métallifères, M. PÁLFY (64) a considéré les argiles et les grès rouges de Zlatna comme représentant l'horizon inférieur du Méditerranéen (Méditerranéen I empiétant sur l'Oligocène). C'est encore cet auteur qui a eu le mérite d'effectuer une séparation entre le Miocène et le Crétacé, en tenant compte des éruptions volcaniques. PÁLFY a indiqué de plus les relations qui existent entre les mouvements tectoniques et les roches effusives, qui marquent un moment si important dans le développement géologique des Monts Métallifères.

ST. FERENCZI (10) a déterminé, dans le Miocène de la région de Zlatna, trois horizons parmi lesquels l'inférieur est celui dont nous nous occupons dans le présent chapitre. Il contient des grès et des conglomérats rouges à intercalations de tufs rhyolitiques. Selon l'auteur, l'âge de cet horizon peut être compris entre l'Oligocène supérieur et le I-er Méditerranéen. Cette précision de l'âge se base sur la succession stratigraphique.

Outre le classement des trois horizons miocènes, ST. FERENCZI a encore le mérite d'avoir délimité les dépôts crétacés par rapport à cette couverture méditerranéenne. La confusion entre ces dépôts d'âge divers a embarrassé aussi PÁLFY. POŠEPNY a englobé dans ledit « Lokalsediment », des dépôts appartenant au I-er et II-e Méditerranéen. Dans son esquisse sur la région de Zlatna, FERENCZI indique les limites de l'Aquitanien et les intercalations de tufs rhyolitiques.

K. PAPP s'est occupé entre autres, de l'historique du Méditerranéen dans la région de Zlatna, en se basant sur des données comparatives fournies par d'autres régions. A cette occasion, il a décrit en détail, les dépôts aquitaniens de la région de Zlatna, sous la dénomination de « Das untere Glied des tauben Sedimente bei Zalathna ».

La majorité des géologues sont arrivés à la conclusion que les dépôts de Zlatna appartiennent à l'Oligocène-Miocène. FR. NOPCSA (60), se basant sur une faune de Vertébrés récoltée dans le bassin de Hațeg, y introduit une

Institutul Geologic al României

note discordante, attribuant les dépôts rouges au Danien. SZÁDECZKY a été le premier à adopter l'idée de la présence du Danien en Transylvanie, lui attribuant les éruptions rhyolitiques, PÁLFY, St. FERENCZI et K. PAPP maintiennent leur point de vue exprimé, attribuant ces éruptions à l'Oligocène-Miocène.

On a rencontré des dépôts similaires à ceux de la région de Zlatna, dans le bassin de Brad—Săcărâmb et au contact avec la Cuvette Transylvaine. L'Aquitanien atteint son maximum de développement entre les vallées du Someș et du Lăpuș, où l'on observe des variations de faciès et d'où provien-

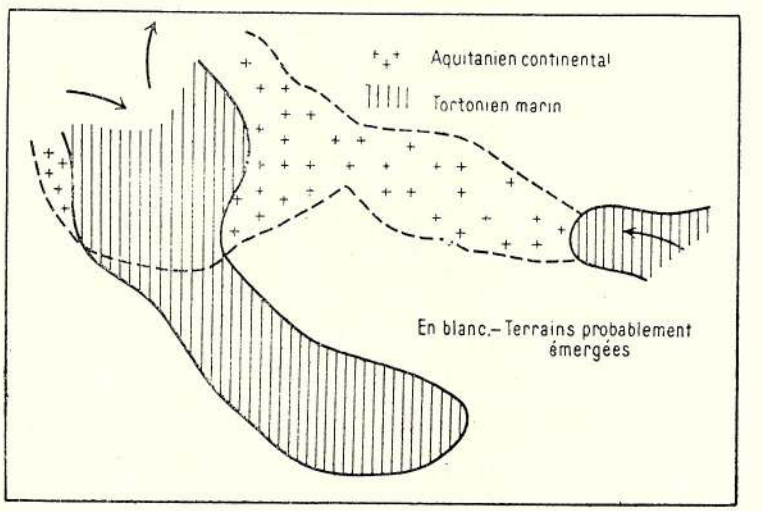


Fig. 7. — Esquisse de la répartition des sédiments miocènes dans la région de Zlatna.

nent les faunes les plus importantes. Sur la bordure orientale des Monts Métallifères, on rencontre l'Aquitanien, à Cetea, Șard et Boi. HERBICH a récolté, à Cetea, une faune qui provient, selon l'avis de HEREPEY, de la Valea Lupului.

Selon A. KOCH (47), la faune de Cetea est analogue à la faune oligocène-miocène récoltée dans le bassin de Vienne. Les argiles rouges à intercalations de grès et de conglomérats de Șard rappellent les sédiments de Zlatna. Parmi les sediments diluviaux de l'endroit on a récolté l'*Ostrea aginensis* TOURN. et, parmi les argiles rouges, KOCH a déterminé un fragment d'os d'*Acera-therium*. Les dépôts aquitaniens qui recouvrent presque toute la bordure méridionale des Monts Métallifères, ont été identifiés au S de la Valea Mureșului, dans les bassins de Hațeg et de Petroșeni.

L'absence des fossiles dans les dépôts miocènes de Zlatna, due aux conditions de sédimentation, empêche de préciser l'âge sur des bases

Institutul Geologic al României

paléontologiques. La seule forme connue est un *Helix* sp., cité par FICHTEL. La présence de cet Helix plaiderait en faveur d'un âge plus récent, par exemple pliocène. En comparant les graviers du Pliocène avec les dépôts de Zlatna, nous constatons une différence en ce qui concerne la nature du ciment et des éléments. Mais le fait que les conglomérats de Zlatna sont couverts par des calcaires de Leitha exclut toute idée concernant un âge pliocène.

A défaut de données paléontologiques, nous essayerons d'établir l'âge de ces sédiments, en nous basant sur des rapports stratigraphiques et sur des données comparatives. Les dépôts de la région de Zlatna recouvrent en discordance angulaire les dépôts crétacés. Ils sont orientés du NW au SE, et montrent un plongement compris entre 20° et 40°. Le soubassement crétacé est constitué par des couches intensement plissées, orientées de l'ENE à l'WSW, avec des inclinaisons très variées.

Etant donné que ces dépôts sont situés en discordance sur le Crétacé inférieur et que le Paléogène y fait défaut, ces sédiments peuvent être attribués au Miocène et peut-être aussi à une formation plus récente. En tenant compte du fait qu'ils sont couverts transgressivement par le Tortonien, nous pouvons affirmer qu'ils y ont été déposés durant le I-er Méditerranéen. Mais une question se pose: quel est celui des sous-étages du I-er Méditerranéen auquel peuvent être attribués les dépôts de Zlatna?

En examinant le profil schématique donné par KOCH (47), nous observons l'Aquitanien reposant en discordance sur l'Oligocène, et recouvert à son tour, en transgression, par le Tortonien. En comparant les sédiments de la région de Zlatna avec les dépôts aquitaniens de la Cuvette Transylvaine, on arrive à conclure à leur identité. Basé sur ces relations stratigraphiques de même que sur des données comparatives, je considère les dépôts du bassin de Zlatna comme appartenant à l'Aquitanien (fig. 7).

Le problème de l'existence du Burdigalien et de l'Helvétien. En relation avec l'âge aquitanien des dépôts de Zlatna, nous pouvons poser le problème de l'existence du Burdigalien et de l'Helvétien.

Il ressort des données actuelles, que ces deux étages ont été bien déterminés dans la Cuvette Transylvaine, où la sédimentation se montre en continuité. Des variations du niveau marin dans cette région n'ont été enregistrées que dans la zone littorale. Aucun de ces étages n'a été signalé dans le bassin de Petroşeni.

Il n'existe aucune preuve concernant l'existence du Burdigalien dans le bassin de Zlatna. Dans le cas d'une discordance angulaire dans la masse des conglomérats de Zlatna, il se pourrait cependant qu'une partie de ces dépôts appartienne au Burdigalien.

Certains auteurs ont attribué à l'Helvétien, les dépôts à intercalations de gypses, rencontrés à Glod; cette manière de voir est due au fait que cet

Institutul Geologic al României

étage est représenté dans la Cuvette Transylvaine sous un faciès lagunaire. Nous croyons cependant que la seule présence des gypses ne saurait constituer un argument décisif témoignant de l'existence de l'Helvétien, car la présence des gypses a été signalée aussi dans le Tortonien (Ampoița).

Sédimentation. Les dépôts d'eau douce de l'Aquitanien dans les Monts Métallifères sont tout à fait discordants sur les dépôts antérieurs et aussi sur les dislocations qui se sont produites à la bordure des fosses dans lesquelles ils se sont constitués (fig. 8). Dans la région de Zlatna, les dépôts continentaux sont situés sur un substratum crétacé. Leur rapport avec le Paléogène n'a pû être précisé à cause de l'absence de ce dernier terme à l'intérieur des Monts Métallifères.

Les blocs gigantesques, qui prédominent dans les sédiments aquitaniens, sont bien roulés et disposés d'après leurs dimensions, les plus grands à l'ex-

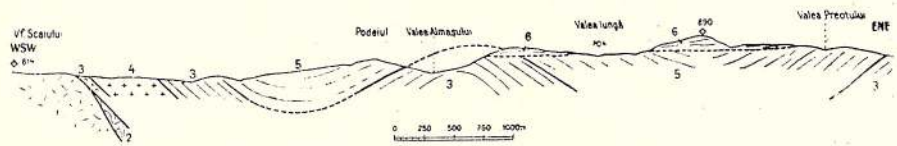


Fig. 8. — Coupe de la région d'Almaşul Mare—Faţa Băii.

1, ophiolites: 2, Néocomien; 3, Aquitanien; 4, laves rhyolitiques; 5, Tortonien; 6, laves andésitiques.

trémité septentrionale du bassin. Vers l'intérieur, le volume des éléments diminue progressivement. Le volume et le poids exagérés des blocs conglomératiques plaident en faveur d'un régime torrentiel pendant l'Aquitanien. En tenant compte de la différence d'altitude entre la chaîne montagneuse du Flysch, exondée pendant le Paléogène, et le fond du bassin miocène, nous pouvons nous rendre compte de la force d'entraînement des torrents à cette époque.

La structure entrecroisée et l'absence d'un ciment solide entre les éléments des conglomérats sont autant d'arguments qui plaident en faveur d'un régime torrentiel pendant l'Aquitanien. Nous supposons donc que les conglomérats aquitaniens ne sont que le résultat de la destruction du relief montagneux des Monts Métallifères, qui se trouvaient à cette époque en cours de soulèvement.

Outre leur caractère torrentiel, les dépôts de Zlatna se caractérisent par l'absence totale de faunes et par leur couleur rouge. L'absence de faunes peut être attribuée au régime torrentiel, qui ne permettait pas le développement des organismes. La teinte rouge de ces sédiments qui, du fait du contraste avec la couleur cendré des dépôts crétacés au contact, a attiré l'attention des premiers chercheurs, est assurément due à l'entraînement des sols latéri-

Institutul Geologic al României

tiques qui couvraient les surfaces continentales avoisinantes. Dans la période continentale antémiocène, les conditions climatiques ont favorisé la formation des sols latéritiques. La terra rossa, constituée aux dépens des calcaires jurassiques, a également contribué à la coloration de ces sédiments.

Le problème de l'existence de certains dépôts d'origine marine est en relation avec la sédimentation. Ces dépôts pourraient exister, soit en alternance dans le complexe sédimentaire, soit sous forme de transition à la partie supérieure. Là-dessus nous ne pouvons nous fixer, faute de formes marines. Afin de simplifier ce problème, nous considérerons, pour l'instant, tout le complexe de Zlatna comme représentant des dépôts d'eau douce aquitaniens.

I. P. Voiteşti (98) a démontré, que dans le bassin aquitanien de Petroşeni, le régime de sédimentation a été modifié à plusieurs reprises, vu l'alternance constatée de dépôts continentaux et marins.

Plusieurs hypothèses ont été envisagées en ce qui concerne l'origine des dépôts de Zlatna. D'abord, que les dépôts de l'Aquitanien sont probablement nés sur la bordure de la mer aquitanienne. Mais les dépôts marins aquitaniens situés dans le NW de la Transylvanie se trouvent à de grandes distances, sans aucun indice de continuité avec les dépôts continentaux de Zlatna.

Une autre hypothèse concernant l'origine de ces dépôts se réfère à l'existence probable de certains sédiments de delta. L'accumulation considérable de ces sédiments ne peut cependant pas être mise sur le compte d'un seul delta; mais même en admettant que plusieurs séries de fleuves aient contribué à la formation de ce delta gigantesque, il n'est pas possible d'admettre cette hypothèse, puisque la région ne se présente pas comme une zone d'écoulement vers un bassin marin.

Les dépôts aquitaniens de Zlatna pourraient représenter des graviers de rivières déposés dans la mer. La forme aplatie des éléments, semblables aux galets des rivières, plaiderait en faveur de cette hypothèse et les vastes aires continentales voisines justifieraient l'existence d'importants cours d'eau. Mais cette hypothèse ne saurait être admise que pour les sédiments déposés à la bordure des Monts Apuseni. Dans la région de Zlatna, les dépôts ne reposent pas sur une bordure montagneuse; ils sont encadrés dans un bassin d'affaissement. Ils n'appartiennent pas à un système hydrographique, puisque nous avons affaire à des accumulations s'étalant sur de vastes surfaces.

Selon nous, l'Aquitanien de la région de Zlatna témoigne pour un régime lacustre. Le bassin de Zlatna étant un bassin d'affaissement, les eaux continentales s'y sont agglomérées donnant naissance à un lac. Et c'est du remplissage de ce lac qu'a résulté le bassin en question.

Distribution des faciès. L'Aquitanien de la région explorée est constitué par des dépôts subcontinentaux, très pauvres en fossiles. La seule forme

Institutul Geologic al României

rencontrée est un mollusque du genre *Helix*. Le faciès continental à Hélicidés de Zlatna présente un caractère lenticulaire. Les conglomérats prédominent à la base du complexe; vers la partie supérieure, ils sont remplacés par des grès et des argiles. Un examen microscopique des grès indique leur origine fluviatile.

Le faciès marin ne semble pas représenté dans la région de Zlatna. L'analyse microscopique des roches n'indique pas la présence des Lépidocyclines ou d'autres Foraminifères, qui constitueraient l'indice certain de leur présence.

L'absence de ce faciès trouverait son explication dans les conditions géographiques du temps de l'Aquitanien. Par le soulèvement en bloc des Monts Apuseni, les eaux marines ont été refoulées vers la Cuvette Transyl-

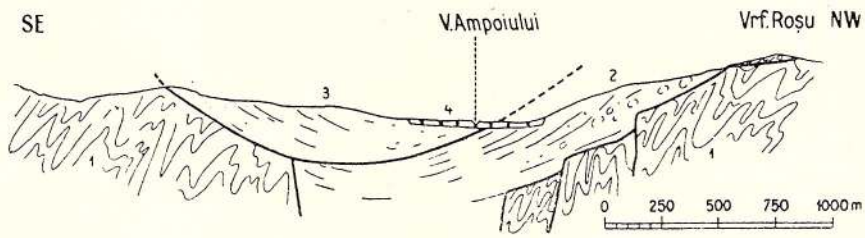


Fig. 9. — Coupe du bassin de Zlatna.
1, Néocomien; 2, Aquitanien; 3, Tortonien; 4, alluvions.

vaine. Les bassins internes des montagnes, séparés de la mer aquitanienne, se sont transformés en lacs alimentés par le réseau hydrographique des régions émergées environnantes.

Dans la Cuvette Transylvaine les eaux marines ont persisté pendant l'Aquitanien. HOFFMANN (29) a distingué, dans les dépôts marins de l'Aquitanien du NW de la Transylvanie, les faciès suivants: le faciès argileux de grande profondeur; le faciès de transition (mixte) à la jonction des deux faciès et le faciès gréseux, de moindre profondeur.

En tenant compte de la distribution géographique des faciès, on observe que le faciès continental se trouve dans les bassins internes des montagnes et probablement en bordure des Monts Apuseni. Le faciès marin est localisé dans la partie NW du bassin transylvain. Ici, les eaux ont persisté pendant toute la durée du Miocène, fait qui a déterminé une continuité de sédimentation de longue durée. Les modifications de niveau n'ont été enregistrées que dans le voisinage du littoral.

La présence d'une sédimentation continue dans le NW de la Transylvanie, entre l'Oligocène et l'Aquitanien, a déterminé A. KOCH de considérer l'Aquitanien comme faisant partie de l'Oligocène.

Pour la région de Zlatna, les dépôts aquitaniens marquent le début d'un nouveau cycle de sédimentation, après une interruption pendant le Paléogène.

Institutul Geologic al României

Ce cycle de sédimentation peut être considéré comme remontant au début du Miocène.

Comparaison avec le bassin de Petroşeni. Dans le bassin de Zlatna, comme dans le bassin de Petroşeni, l'Aquitanien repose en discordance sur un ancien soubassement. Dans le premier cas, le soubassement est constitué par le Crétacé; dans le second, par des schistes cristallins. Les deux bassins sont d'origine tectonique; ils se sont formés presqu'en même temps. Ces bassins accusent une tendance continuelle à l'affaissement pendant la sédimentation. Ils sont remplis de dépôts continentaux présentant des caractères pétrographiques analogues. Dans le bassin de Petroşeni affleurent de nombreux niveaux de sédiments marins fossilifères à Lamellibranches et Gasteropodes. Les importants dépôts lignitifères de Petroşani se réduisent, dans les bassins de Zlatna, à quelques affleurements extrêmement faibles.

Conclusions. Le bassin de Zlatna est constitué par des dépôts aquitaniens d'eau douce, qui marquent le début du cycle de sédimentation néogène. A l'encontre de ce qui a été admis pour les Carpates Orientales, l'Aquitanien n'y présente pas le faciès lagunaire qui achève le cycle de sédimentation paléogène. L'épaisseur des dépôts miocènes ne peut s'expliquer que par un affaissement continu du soubassement du bassin.

TORTONIEN

Si l'Aquitanien occupe tout le bassin de Zlatna, le Tortonien occupe tout le bassin de Glod. Dans le bassin de Zlatna, nous avons découvert les dépôts tortoniens dans la région de Galaţi, à son extrêmité méridionale (fig. 9). Le Tortonien occupe toute la superficie du bassin de Glod. Dans la région septentrionale, au point où fusionnent les deux bassins, le Tortonien est tout aussi développé que l'Aquitanien.

Les sédiments tortoniens ont d'abord été englobés sous la dénomination de « Lokalsediment », introduite par Pošepny. Hauer et Stache ont observé dans la région de Zlatna, deux séries de couches: une série inférieure (grès carpatique éocène) et une série supérieure, fossilifère, d'âge néogène. Ces auteurs ont constaté une similitude parfaite entre les grès de Faţa Băii et les grès de Roşia Montană. M. Pálfy a pour sa part distingué un horizon supérieur, constitué par des grès et des conglomérats qu'il a attribués au Méditerranéen supérieur. L'auteur a déterminé cet âge, basé sur une faune récoltée à Ţereţel (Hunedoara). St. Ferenczi, dans une étude sur la région de Zlatna, a séparé un horizon supérieur, qu'il a considéré sur la base d'une faune recueillie à Almaşul Mare, comme appartenant au II-e Méditerranéen.

Institutul Geologic al României

K. PAPP (65) a remarqué une ressemblance entre les dépôts de Zlatna et ceux de Brad.

A défaut d'une faune importante, l'âge de ces dépôts n'a pu être précisé. GRIMM, ST. GĂAL et FERENCZI ont apporté des contributions paléontologiques importantes, sur la base desquelles on est arrivé à les attribuer au Méditerranéen supérieur. Les points fossilifères méditerranéens dans les Monts Métallifères sont très rares. Ainsi, G. PRIMICS cite les calcaires de Leitha, à Mada—Luncoiul de Jos. BELA INKEY a déterminé quelques Lamellibranches et quelques calcaires à Lithothamnium à Vărmaga (Săcărâmb). PÁLFY a signalé la présence d'une faune méditerranéenne supérieure à Țerețel. E. VADÁSZ a déterminé des Polypiers méditerranéens à Ribița.

Caractères paléontologiques. Les gîtes fossilifères les plus importants de la région de Zlatna se trouvent, à Almașul Mare (Dealul Fideculuí) et à Galați. A Almașul Mare, ST. FERENCZI (10) a déterminé les Lamellibranches suivants:

Pycnodonta cochlear POLI,
Pecten cfr. *malvinae* DUB.

Sur la base de ces formes et par comparaison avec les couches de Țerețel, cet auteur a admis l'existence à Almașul Mare du Méditerranéen supérieur.

C'est au même point (Dealul Fideculuí) que nous avons déterminé les formes suivantes: *Ostrea* sp., *Pecten malvinae.*

Dans le même Dealul Fideculuí, nous avons découvert aussi des calcaires à *Lithothamnium.* On rencontre ces roches, d'un blanc jaunâtre, à patine grise, sous forme de bancs puissants, à la surface desquels affleurent en relief des concrétions d'algues. Les formes concrétionnaires ont des dimensions comprises entre 3 et 5 mm. Elles sont emprisonnées dans un ciment calcaire; on ne les rencontre pas libres dans les argiles. Examinées à la loupe, on y distingue en cassure les zones caractéristiques constituées par des cellules et des organes de reproduction.

En coupe mince, le calcaire phytogène se présente comme il suit: dans la masse de la roche constituée par des carbonates de chaux recristallisés par endroits affleurent, en fait d'éléments détritiques, le quartz roulant à contour détritique dont le diamètre est compris entre 0,05 et 0,1 mm, ainsi que la séricite sous forme de lamelles (de 0,5 à 0,01 mm).

La plus grande partie de la coupe est occupée par des algues, représentées par le genre *Lithothamnium.* La détermination spécifique indique la présence de *Lithothamnium ramosissimum* REUSS.

En coupe mince, on décèle de nombreux réseaux cellulaires de couleur grise, formés par des cellules rectangulaires. Les coupes longitudinales et transversales faites dans le thalle de cette algue, se présentent de manière différente.

Institutul Geologic al României

En sections longitudinales, qui sont les plus fréquentes, on distingue un hypothalle formé par des cellules rectangulaires, d'aspect rétiforme et un périthalle constitué par une série de cellules disposées en évantail.

Les dimensions cellulaires de cette espèce sont, selon REUSS, 20 μ en longueur et 14—16 μ en largeur. La majorité des auteurs ont admis ces dimensions: ROTHPLETZ ayant procédé à de nouveaux mesurages, a trouvé une variation dans la longueur des cellules, comprise entre 18 μ et 24 μ, de même qu'une largeur cellulaire comprise entre 12 μ et 20 μ.

Notre exemplaire représente une longueur cellulaire de 0,020 mm et une largeur de 0,015 mm. Sous «l'objectif 7», les limites de variation des dimensions cellulaires correspondent aux données obtenues par ROTHPLETZ (77). Les sections longitudinales de Lithothamnium montrent de nombreuses lignes concentriques, qui délimitent les zones de croissance de l'algue. Le cystocarpe de cette algue a été observé dans une seule section et montrait un contour oval.

ST. GÁAL a décrit la microfaune comprise dans les argiles tortoniennes; il y a déterminé les Foraminifères suivants: *Orbitulina* (sic), *Truncatulina*, *Bolivina*, *Textularia*, *Globigerina bulloides* D'ORB.

Les vestiges de plantes se trouvent conservés dans les tufs dacitiques. TULOGDI a déterminé, dans le matériel récolté par FERENCZI (10), les formes suivantes: *Cinnamomum* cfr. *scheuchzeri* HEER, *Laurus primigenia* UNG., *Alnus* sp.

Un deuxième point fossilifère que nous avons découvert, se trouve à Galați. J'ai pu récolter ici, dans les bancs calcaires intercalés parmi les sables tortoniens, de nombreaux restes, tels que: *Ostrea*, *Pecten*, *Pinna*, *Bryozoaires* et *Polypiers*.

Les Coraux sont connus dans le Méditerranéen supérieur aussi dans les Monts Métallifères. E. VADÁSZ a déterminé les espèces suivantes dans la faune de Ribița:

Iris melitensis GOLDF.
Stylophora subreticulata REUSS
Heliastraea defrancei M. EDW.
Schyzygophyllia cfr. *brevis* REUSS
Porites incrustans DES. sp.

Les calcaires organogènes d'Almașul Mare et les dépôts trouvés à Galați peuvent être considérés, selon les formes qu'ils contiennent, comme du Méditerranéen supérieur.

Du fait de la pauvreté en fossiles des conglomérats et des grès siliceux de Fața Băii, nous devons insister tout particulièrement sur les quelques fossiles récoltés par les auteurs. GRIMM (22) cite les premiers vestiges de Cardiacés dans la galerie « Sigismund » (Fața Băii). FICHTEL a désigné ces

Institutul Geologic al României

restes sous le nom de « Gartenschnecke ». ST. GÁAL (20) a déterminé, dans la région de Cheneș une nouvelle espèce: *Lima grandis* GÁAL. Ce Lamellibranche a été découvert à Fața Băii (cote 832), dans les mêmes grès siliceux. Cette espèce présente 134×84 mm de dimension. GÁAL rappelle que le genre *Lima* est connu dans le Crétacé supérieur du Midi de la France. En comparant l'espèce qu'il a déterminée, avec les espèces signalées dans les couches de Budauloker (Oligocène), cet auteur arrive à la conclusion que l'extension de ce Lamellibranche est comprise entre le Cénomanien et le Méditerranéen moyen. Revenant cependant sur sa première détermination, ST. GÁAL décrivait ce fossile, comme *Myridioptera grandis* GÁAL. P. ROZLOZSNIK (77) a insisté sur la présence de cette forme dans une note publiée en 1919.

ST. FERENCZI a cité, dans ce même grès de Fața Băii, l'espèce *Ostrea (Pycnodonta) cochlear* POLI. Si la forme décrite par GÁAL ne suffit pas à préciser l'âge géologique du grès de Fața Băii, ce dernier confirme notre conviction que nous nous trouvons en présence des sédiments miocènes supérieurs.

Sédimentation tortonienne. Le Tortonien est constitué par des dépôts fort variés. Dans le N, se développent des grès quartzeux, dans le Dealul Fidecului, des calcaires organogènes et dans le bassin de Glod, des argiles et de marnes à Foraminifères. A l'exception des calcaires, ces sédiments sont généralement pauvres en fossiles.

Les faciès très variés du Tortonien nous indiquent une sédimentation de faible profondeur; les grès, les conglomérats menus, les marnes sableuses, les sables, les fragments de lignite, les graviers, en sont autant de preuves. Les fragments de Pecten, d'Echinides et de Coraux indiquent de même la présence d'une mer peu profonde. Les dépôts de grande profondeur font défaut; par exemple, on n'y rencontre pas des marnes à Pleurotomes. Cette série de roches forme un cycle unique de sédimentation; on n'y constate pas de discontinuité.

Le Tortonien y est représenté par les faciès suivants: le faciès littoral, le faciès récifal, le faciès néritique de faible profondeur et le faciès lagunaire (fig. 10).

Le faciès littoral détritique est représenté par des graviers. Ceux-ci se montrent à la bordure du bassin de Glod au contact des calcaires tithoniques ou des ophiolites.

Ces graviers se distinguent de ceux de l'Aquitanien, par l'absence absolue du ciment. Une partie peut résulter du remaniement de l'Aquitanien.

Lorsque les graviers situés à la base du Tortonien viennent en contact avec les conglomérats de l'Aquitanien, il est malaisé de faire une séparation.

Le faciès récifal littoral est constitué par des calcaires phytogènes à Lithothamnium et par des calcaires organogènes. Ce faciès calcaire s'est développé à proximité du rivage, sur des promontoires; c'est le

Institutul Geologic al României

plus riche en organismes. Les bancs à Lithothamnium présentent l'aspect d'un véritable « trottoir d'algues », dégagé par les eaux de précipitation.

Le faciès néritique de faible profondeur, constitué par des argiles et par des marnes à niveaux peu importants de grès et de conglomérats, occupe tout le bassin de Glod. Dans la partie N, ce faciès devient très gréseux; c'est là que se trouve le grès de Fața Băii.

Le grès de Fața Băii, connu sous le nom de « pierre de Zlatna », est utilisé comme pierre de taille, de même qu'à la construction des monuments. Ce grès siliceux provient de la cimentation d'un sable blanc à intercalations de graviers. Les éléments conglomératiques sont constitués par des quartzites. Les schistes cristallins et les calcaires y font défaut. Les quartzites, parfaitement roulés, se présentent sous forme de menus blocs de dimensions variant entre 2 et 4 cm. Le grès de Fața Băii ne contient pas des faunes importantes; on n'y voit que des fossiles sporadiques. Il présente les même caractères à

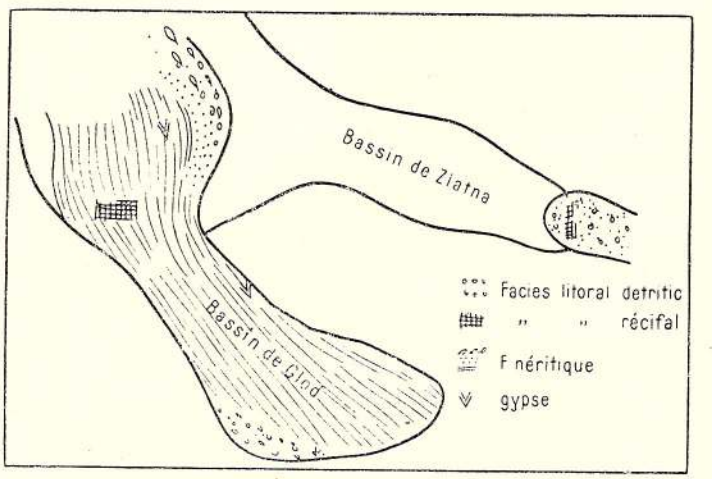


Fig. 10. — Esquisse des faciès tortoniens dans la région de Zlatna.

Roșia Montană, où il est connu sous le nom de « grès d'Orlea ». On rencontre cette même roche dans le Bassin de Brad.

Nous croyons que le matériel qui a donné naissance aux grès siliceux provient des masses rhyolitiques qui ont fait éruption avant le Tortonien. L'aspect tufacé et la présence exclusive des éléments de quartz à la base de ce complexe sédimentaire justifie cette affirmation.

A Roșia Montană, les mêmes grès reposent directement sur les massifs rhyolitiques. Mais à l'encontre de la région de Zlatna, ici les rhyolites affleurent. Il est probable que dans notre région, les édifices volcaniques ont été complètement détruits par l'érosion et recouverts par des sédiments tortoniens. D'ailleurs, il importe d'observer que les grès siliceux sont

Institutul Geologic al României

localisés dans le N de la région (Fața Băii—Hanăș), c'est-à-dire à l'endroit même où eurent lieu les manifestations volcaniques les plus importantes. Dans la région de Glod, où les effusions tertiaires ne se sont pas manifestées, le faciès gréseux tufacé fait défaut.

Les marnes de Glod font également partie du faciès néritique de faible profondeur. Il y eut, on peut le croire, une époque de sédimentations synchrones sous une mince couche d'eau, celle des marnes de Glod, et celle des grès à Fața Băii. Dans le Dealul Roatei, on observe une jonction de faciès, entre les grès de Fața Băii et les marnes de Glod. Ces dernières sont analogues aux marnes crétacées supérieures, mais ce fait ne constitue pas une difficulté de classification, puisqu'elles ne viennent jamais en contact.

Le faciès lagunaire est très faiblement représenté par quelques affleurements de gypses (à Dealul Porcului et entre les villages de Nădăjdia, de Glod et de Cib). ST. FERENCZI englobe ces affleurements de gypses dans un horizon à part, qu'il désigne sous le nom de « Gyps-Horizont ». Cet horizon distingué par FERENCZI, occupe une position intermédiaire entre l'Aquitanien et le Tortonien. D'après la légende jointe à la carte géologique de la région, cet horizon de gypses appartiendrait à l'Oligocène-Miocène.

La création de cet horizon à la base du Tortonien est uniquement justifiée par le fait que les gypses situés entre Nădăjdia et Glod occupent une position inférieure aux marnes tortoniennes. Mais dans le Dealul Porcului, les gypses se montrent intercalés dans la masse même des argiles tortoniennes.

A notre avis, les gypses ne constituent pas un horizon à part; ils représentent un faciès lagunaire du Tortonien. La profondeur moindre de la mer permettait par endroit des concentrations lagunaires.

La présence du gypse dans les dépôts tortoniens ne constitue pas pour nous, un fait nouveau, vu que nous avons rencontré des gypses semblables dans la région d'Ampoița ; elle témoigne que les conditions lagunaires ont existé pendant le Tortonien.

Enfin, le Tortonien que nous avons découvert à Galați, se présente sous un faciès sableux, à rares bancs calcaires fossilifères. Ce faciès littoral diffère totalement des faciès décrits dans le bassin de Glod et dans la région de Fața Băii. Nous considérons que le faciès de Galați est dû à un chenal de prolongation, allant d'Ampoița à Galați.

Avec le début du Sarmatien, nous assistons à une émersion générale dans les Monts Apuseni. Le Sarmatien n'a pas été déposé dans la région de Zlatna; même à la bordure orientale et méridionale des Monts Métallifères, le Sarmatien commence seulement à quelque distance.

Relations entre les faciès du Tortonien. Le Tortonien de la région de Zlatna montre des faciès marins normaux. On n'y connaît point de dépôts d'eau

Institutul Geologic al României

douce ou saumâtre. Le Tortonien se présente de la même manière dans la Cuvette Transylvaine.

Le faciès littoral détritique s'y trouve faiblement développé; il se réduit aux lambeaux qui recouvrent les calcaires tithoniques de Pleașa—Cheia. Les graviers tortoniens plus ou moins cimentés, se montrent à la base du Tortonien, en bordure des Monts Métallifères.

Le faciès calcaire récifal ne se rencontre que dans le Dealul Fideculuí. Les calcaires à Lithothamnium marquent ordinairement le Tortonien situé à la périphérie des Monts Apuseni. Dans les bassins internes des montagnes de Zlatna, les calcaires phytogènes ne se montrent que sur une surface réduite, de la forme d'une île.

En bordure du bassin de Glod, ou dans la région d'Almașul Mare et Fața Băii, les calcaires à Lithothamnium font défaut. Ce fait indique une forte érosion pendant la sédimentation. Les actuelles bordures du bassin ne correspondent pas aux limites des bassins de sédimentation du Miocène.

Les calcaires à Lithothamnium d'Almașul Mare semblent être situés sur un promontoire qui a favorisé le développement de ces calcaires. Ils entrent directement en contact avec l'Aquitanien. Pour FERENCZI nous avons affaire à un horizon à part, c'est-à-dire à l'horizon supérieur du Méditerranéen. Nous ne croyons cependant pas nous trouver en présence d'un horizon dans le sens géologique du mot, mais d'une simple variation locale de faciès. En effet, les calcaires de Dealul Fideculuí se montrent sous la forme d'un coin entouré par les marnes de Glod.

Le faciès lagunaire est très peu développé. Le faciès néritique peu profond, présente en revanche une importance considérable. A Fața Băii et à Almașul Mare, on peut suivre le développement des grès et des conglomérats quartzeux. Dans le Dealul Roatei et dans le Dealul Porcului, à la partie supérieure de cette série, on constate une transition vers le faciès marneux. Cette transition se fait par de nombreuses intercalations d'argiles et de tufs, qui deviennent de plus en plus fréquentes, de l'E vers l'W. Dans le bassin de Glod, les marnes à Foraminifères sont prédominantes. Le faciès sableux de Galați ne se développe qu'à l'extrémité SE du bassin de Zlatna.

Faciès du Tortonien dans la Cuvette Transylvaine. Les dépôts tortoniens de la Cuvette Transylvaine appartiennent, selon les études faites par A. KOCH (47), à deux faciès: le faciès marin de profondeur et le faciès littoral.

Le faciès de profondeur est représenté par les Couches de Mezöség, constituées par des marnes à Globigérines et des tufs dacitiques. Il sied de faire remarquer dans ces couches, la présence des Ostracodes et d'un faible cortège de Mollusques.

Le faciès littoral est constitué par des sables, des argiles, des calcaires et des calcaires conglomératiques. Ces dépôts sont très fossilifères; il suff

Institutul Geologic al României

de citer les localités indiquées dans les traités classiques: Lăpujul et Buituri.

Quant à la répartition de ces faciès, nous avons observé, que le faciès littoral se trouve à la bordure des Monts Apuseni et dans les bassins miocènes. Le faciès marneux de grande profondeur occupe la portion située au NW de la Cuvette Transylvaine. Cette région se caractérise par une continuité de sédimentation paléogène-miocène et par l'existence de faciès marins de profondeur.

Transgression tortonienne. Dans les Monts Métallifères, la transgression la plus accentuée s'est produite à l'époque tertiaire. Cette invasion marine à recouvert la partie occidentale et centrale des Monts Métallifères, se dé-

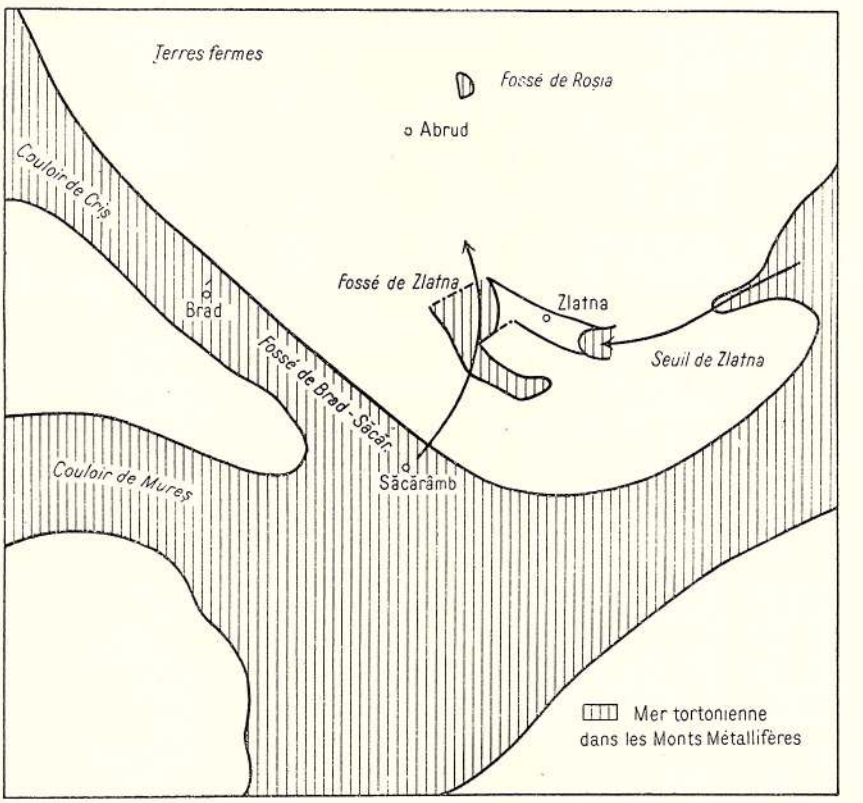


Fig. 11. — Esquisse paléogéographique des Monts Métallifères au Tortonien.

versant jusqu'à proximité du massif cristallin central des Monts Apuseni.

L'affaissement accentué, observé pendant les périodes crétacées, a joué un rôle précurseur dans la formation des bassins d'affaissement depuis le début

Institutul Geologic al României

du Miocène. Ce phénomène a permis à la mer tortonienne de pénétrer jusque près de la limite du cristallin des Monts du Gilău.

Les eaux marines venant du Bassin Pannonien, ont pénétré, en partie par le couloir du Mureș, en partie par le couloir du Criș, envahissant la région de Zlatna et s'étendant au delà vers le N, jusqu'à Roșia Montană (fig. 11).

Les eaux marines de la Cuvette Transylvaine ont pénétré sous forme de baies dans les Monts Métallifères. C'est le cas d'Ampoița, où nous avons constaté une pénétration sur une distance d'environ 3 km loin de la limite de la cuvette. La baie d'Ampoița nous fait songer à une prolongation jusque dans la région de Galați. La baie tortonienne d'Ampoița—Galați a été séparée par un seuil de la grande zone d'invasion du Tortonien du N. Les variations de faciès nous font conclure à l'existence de ce seuil. En effet, dans la région de Galați nous avons affaire à un faciès sableux, tandis que dans la région d'Almaș, le faciès est gréseux-marneux.

ROCHES ÉRUPTIVES

OPHIOLITES

Dans l'étude des roches éruptives mésozoïques des Monts Métallifères on a essayé de préciser l'âge des éruptions et, du même coup, déterminer les types de roches existantes.

Herbich, A. Koch, Inkey, Primics, Pošepny, K. Papp et E. Vadász, qui ont discuté l'âge de ces roches, sont d'accord à admettre qu'elles sont antérieures aux calcaires jurassiques. Comparées aux roches analogues rencontrées dans d'autres régions, elles semblent cependant appartenir au groupe triasique. Szentpétery a donné, sur les roches éruptives anciennes, les plus complètes descriptions, en déterminant les principaux types. Dans son étude sur les roches éruptives des Monts du Trăscău, cet auteur remarque une parenté génétique entre certaines roches.

Sous l'influence de quelques travaux récents, nous avons eu l'occasion de démontrer que le terme d'ophiolites est applicable dans les Monts Métallifères à toute une série de roches représentées par des gabbros, gabbros-diabases, diabases spilitiques et diabases porphyritiques.

Nous avons également observé que les ophiolites constituent des masses intrusives, dont le gisement a subi des modifications plus ou moins importantes, sous une influence tectonique (40).

Vadász (95) a essayé de démontrer que les roches, dans les Monts Métallifères, sont d'origine volcanique. Il y a été poussé par la présence dans ces roches de tufs et de brèches volcaniques. Steinmann (87) a cependant reconnu que les tufs étaient également présents dans la masse des ophiolites, sans toutefois pouvoir attribuer à ces dernières une origine effusive.

Institutul Geologic al României

L'existence de ces tufs a causé des difficultés en ce qui concerne la précision sur les conditions de gisement des ophiolites. STEINMANN a exprimé son doute, mettant mieux en lumière le problème des éruptions mésozoïques. Au cours d'études entreprises en Italie sur les ophiolites, l'auteur a tiré les conclusions générales suivantes: les serpentines, les gabbros et les diabases spilitiques marquent une parenté génétique, vu que toutes ces roches sont le résultat d'une différenciation magmatique, dans laquelle le premier produit de séparation a été la serpentine. S. SZENTPÉTERY (93) aboutit à la même conclusion. Dans un travail plus récent, cet auteur observe une transition en profondeur, des diabases aux diabases-gabbros et aux gabbros. Selon ce même auteur, les minéralisations cuprifères de Pietroasa sont dues aux diabases. C'est là d'ailleurs une constatation déjà faite par STEINMANN pour les minéralisations des ophiolites de les régions méditerranéennes.

La description pétrographique des ophiolites dans un sens qui peut être appliqué à une partie des roches éruptives des Monts Métallifères, a déjà été présentée dans une étude antérieure (43), de sorte qu'une nouvelle description n'est plus nécessaire. Cependant, le problème des brèches ophiolitiques exige une attention toute particulière. Dans une zone déterminée, située au N de Zlatna, on rencontre une brèche ophiolitique constituée par des calcaires jurassiques et par des schistes aptiens enclavés dans une masse d'ophiolites. ST. FERENCZI a considéré cette roche comme une brèche polygène. La brèche sédimentaire, déterminée comme telle par ST. FERENCZI, ne réunit pas les conditions mentionnées par VIENNOT (96), dans son travail sur les Pyrénées. A notre avis, ces brèches, renfermant des éléments provenant à la fois de la nappe et de l'autochtone, sont de vraies mylonites. Ces brèches ne sont que le résultat d'une friction de ces roches pendant le charriage. On ne les rencontre d'ailleurs que dans les zones de décollage. Si, selon l'impression de VADÁSZ, nous avions affaire à des interstratifications, il faudrait que les brèches apparaissent dans toute la masse du Flysch. Or, il a été constaté que les brèches mylonitiques ne forment qu'une zone unique, large à peine de quelques centaines de mètres, ce qui ne compte guère si nous pensons aux surfaces immenses occupées par les dépôts du Flysch. Dans le cas où il s'agirait d'interstratifications, ces zones devraient se répéter sur toute la surface occupée par le Crétacé en y marquant l'axe des plis.

VADÁSZ constate une identité entre les divers types de roches rencontrés dans la masse du Flysch crétacé et ceux rencontrés dans le massif axial des Monts du Trăscău. Cette identité a permis à l'auteur d'affirmer que nous avons affaire à une série d'éruptions d'un même type, mais qui se sont manifestées à des époques différentes. K. PAPP a observé que les tufs mélaphyriques sont plissés ensemble avec le Crétacé et que les « klippes » de mélaphyres ne sont que des blocs arrachés.

Institutul Geologic al României

Jusqu'à présent nous avons pu voir que les ophiolites ou leurs brèches ont été considérées comme des interstratifications dans le Crétacé (VADÁSZ), ou comme des « klippes ». Il serait cependant possible, que ces ophiolites — à apparence de filons ou de filons couches — aient été injectées pendant l'orogenèse. Dans ce cas, une question se pose: quelle est la ligne ou la zone qui ait joué ce rôle si important à l'époque des plissements? Pour l'instant, tout argument sérieux en faveur de cette hypothèse fait défaut. On rencontre des affleurements ophiolitiques le long des plis étroitement groupés du Crétacé inférieur. Mais peut-on s'imaginer une bande large d'environ 2 km réunissant 20 à 30 lignes parallèles d'une importante dislocation, sur la surface desquelles les ophiolites aient pu affleurer pendant l'orogenèse? Nous ne pouvons admettre une interstratification des ophiolites, et nous rejetons toute idée d'une injection syntectonique.

A notre avis, les ophiolites, sous forme de filons et de filons-couches, intercalés dans le Crétacé inférieur, ne sont que des « klippes », qui s'y sont introduites pendant les mouvements tectoniques.

En suivant toute la zone des ophiolites, au milieu des sédiments crétacés, nous avons observé l'existence d'une zone de rabotage. Les motifs qui nous font songer à l'existence d'une telle zone sont les suivants: la fréquence des affleurements sur les crêtes; leur relation avec les masses de calcaires jurassiques; leur intercalation dans les masses de recouvrement; la présence de brèches à caractères de mylonite, et l'individualité tectonique de cette zone.

En observant les extrémités de la zone de rabotage des ophiolites, on constate qu'elles s'étirent progressivement. Quelques intercalations affectent une forme amygdaloïde; elles finissent « en biseau » au milieu des sédiments. Leur disparition est surtout fréquente sur les hautes crêtes; seules les lames profondément enclavées dans le soubassement affleurent dans les vallées profondes. L'étroite relation qui existe entre les masses de calcaires jurassiques et les ophiolites est visible dès le premier regard jeté sur la carte. On ne rencontre pas de semblables zones de rabotage dans les régions où les masses de recouvrement font défaut. La zone de rabotage des ophiolites qui s'étalent depuis Ighiu jusque dans la région de Zlatna est assez particulière. Nous avons décrit cette zone comme représentant des lames détachées du massif ophiolitique de l'axe des Monts du Trăscău, et entrainées dans les zones de décollage. C'est pour cette raison qu'on les rencontre fréquemment à la base des calcaires jurassiques.

Passons à l'analyse des conditions géologiques que présente le massif ophiolitique principal de l'Almaș. Ce massif situé dans la partie sud de la région explorée, est entouré, au N, par les dépôts du Néocomien. Au S, il est recouvert en transgression par le Crétacé moyen. Il supporte les masses de calcaires tithoniques de Cheia, Ardeu et Băcâia. Enfin, c'est dans ce massif que se trouve encastré le bassin miocène de Glod.

Institutul Geologic al României

Les rapports du massif ophiolitique de l'Almaș avec les dépôts crétacés, se presentent de diverses manières. Ainsi, dans la partie septentrionale, le Néocomien est normalement supporté (Valea Iapa—Nădăjdia), tandis que sur le flanc méridional, les ophiolites chevauchent le Crétacé inférieur. Ce charriage d'importance secondaire, ne peut être observé qu'entre la Valea Mică—Galați et Ardeu. Le Crétacé moyen recouvre en discordance l'extrémité orientale du massif ophiolitique.

En conclusion, les ophiolites de la région de Zlatna forment, dans la partie septentrionale, une zone de rabotage due au décollage des calcaires jurassiques, qui ont arraché les ophiolites des Monts du Trăscău, les entrainant et les dispersant jusque sur le dos du Flysch. La formation de la brèche ophiolitique n'est qu'un résultat de ces phénomènes mécaniques. Au S de la région, les ophiolites se développent sous la forme d'un vaste massif qui a conservé plus ou moins sa forme primordiale de gisement.

AUTRES ROCHES ÉRUPTIVES MÉSOZOÏQUES

En dehors des roches ophiolitiques, on rencontre dans la région de Zlatna, comme en d'autres régions des Monts Métallifères, une série de porphyres et de porphyrites. Il est assez difficile de déterminer leur âge dans chaque cas séparément. Ces roches porphyriques traversent les massifs ophiolitiques ou les roches sédimentaires. Nous considérons l'âge des porphyres et des porphyrites se rattachant aux massifs ophiolitiques, comme ultérieur à la mise en place de ces massifs. Les porphyres et les porphyrites se présentent en filons qui traversent les roches ophiolitiques triasiques.

Les roches porphyriques qui traversent les dépôts mésozoïques, peuvent appartenir au Crétacé ou à un âge plus récent. Parmi les roches filoniennes qui affleurent au milieu des sédiments crétacés, nous avons déjà décrit les roches lamprophyriques et la diorite porphyrique.

Les roches effusives tertiaires se distinguent aisément des ophiolites, aussi bien que des roches porphyriques anciennes; ceci, autant par leur nature pétrographique que par leur mode de gisement.

ROCHES EFFUSIVES

Les minéralisations dans les Monts Métallifères, se rattachant aux éruptions tertiaires, il est tout naturel que nous nous attendions à une riche bibliographie sur les roches effusives. En effet, les tout premiers travaux géologiques contiennent des données relatives à la région de Zlatna. Dans la partie historique, nous avons déjà parlé de la classifications de ces roches, dues à des géologues, comme F. S. Beudant, Richthofen, Hauer et Stache.

Institutul Geologic al României

Dans ce chapitre, nous nous bornerons aux descriptions qui intéressent directement notre région.

HAUER et STACHE (26) y ont décrit sous le nom de « Trachyt », les tufs rhyolitiques de Pătrânjeni et sous le nom de « Grünsteinporphyr » les andésites de Breaza. DOELTER (6) a décrit comme « Quarzandesitbänke », les tufs rhyolitiques de Pătrânjeni et comme « Hornblendeandesit », les andésites de Măgura Lupului. SZABÓ (91) a signalé, sous le nom de « Quarzrhyolith », les tufs rhyolitiques de Pătrânjeni. PÁLFY (64) a pris les mêmes roches à Almaşul Mare, Zlatna et Pătrânjeni, pour des coulées de lave; ce même auteur a classé les andésites de Breaza parmi les dacites à transition vers les andésites à pyroxène. Toujours PÁLFY a déterminé l'andésite de Jiva sous le nom de « Grünsteinigen Pyroxenandesiten », et signalé dans le voisinage de Zlatna la présence des andésites à pyroxène. De son côté, POŠEPNY (70) a décrit l'andésite de Breaza sous le nom de « quarzleerer Andesit »; plus tard ST. FERENCZI en a fait la même classification. A. KOCH (47) a cité l'andésite de Jiva comme andésite à pyroxène. Enfin, ST. FERENCZI a le mérite d'avoir réalisé une classification de toutes les roches effusives de la région de Zlatna, en faisant en même temps leur analyse pétrographique. Ce même auteur a classé aussi les affleurements de ces roches. Selon ST. FERENCZI, les affleurements de Pătrânjeni sont des tufs rhyolitiques ; il répartit d'autre part les andésites, en andésite à quartz et andésites typiques sans quartz. Cette dernière catégorie comprendrait, les andésites à amphibole, les andésites à biotite et les andésites à pyroxène. Ce travail constitue un précieux apport à la méthode de travail géologique, puisque l'auteur s'en est servi à l'établissement de levers géologiques détaillés dans la région de Zlatna.

Extension des roches effusives. Pendant le Miocène, les éruptions volcaniques se sont manifestées par de nombreux volcans, de proportions diverses qui se trouvaient disséminés ou réunis en zones continues. Les roches effusives occupent une surface triangulaire située dans la partie centrale des Monts Métallifères. Cette surface, dont la base arrive jusqu'au S des villes de Brad et de Săcărâmb, touche, par le sommet, Baia de Arieş. Elle est orientée du NE au SW et coupe en diagonale la chaîne montagneuse. Les roches effusives sont accumulées dans les régions de Brad—Săcărâmb, Zlatna et Bucium. Au N de Zlatna, la surface couverte par des roches éruptives se montre en discontinuité absolue. Les affleurements d'andésites sont généralement isolés et localisés le long d'allignements déterminés. Dans la région de Brad—Săcărâmb et de Zlatna, les roches effusives affleurent au milieu des dépôts méditerranéens. La région de Bucium—Vulcoi, qui occupe une position géographique intermédiaire par rapport aux régions de Zlatna et de Roşia, comprend des roches effusives affleurant au milieu des dépôts crétacés. Dans la région de Baia de Arieş, les roches effusives traversent les schistes cristallins des

Institutul Geologic al României

Monts de Gilău. Dans la partie septentrionale des Monts Métallifères (Monts du Trăscău), on n'observe que des manifestations de moindre importance (Jidovina, Vidolm, Izvoarele) (43), tandis qu'au SE de cette chaîne les affleurements de roches effusives sont importants, bien que discontinus.

La région occupée par les roches effusives n'a pas une position parallèle à l'axe des Monts Métallifères; elle s'étend en diagonale par rapport à cet axe. Les roches effusives occupent ordinairement les positions les plus élevées du relief (Poienița, Geamăna, Vulcoi—Corabia) et, dans ce cas, elles sont en relation avec des dépôts crétacés. Mais ces roches peuvent également apparaître au milieu du relief effacé des bassins miocènes.

Classification des roches effusives. Les roches effusives des Monts Métallifères appartiennent aux types principaux suivants: rhyolite, dacite, andésite et basalte.

Les rhyolites. Ces roches ne sont représentées à Zlatna que par des laves et des tufs rhyolitiques blancs-roses ou verdâtres, qui se montrent sous la forme de bancs, épais de quelques mètres, intercalés dans les dépôts aquitaniens. A cause de leur désagrégation en prismes rectangulaires, les rhyolites sont très recherchées comme matériel de construction. On rencontre ces roches, aussi bien à la base de l'Aquitanien que vers sa partie supérieure. Il ressort de cette distribution que nous avons affaire à des éruptions rhyolitiques répétées pendant toute la durée de l'Aquitanien. Les affleurements les plus importants se trouvent dans la Valea Chenești, la Valea Mare et à Pătrânjeni.

L'édifice volcanique qui a émis les tufs rhyolitiques doit se trouver quelque part dans le voisinage, car nous ne pouvons admettre que ces tufs proviennent de Roșia Montană. L'emplacement de ce volcan rhyolitique n'est pas toutefois connu. Il se trouve probablement sous les dépôts du Méditerranéen supérieur.

Les rhyolites sont bien développées à Roșia Montană (Cârnic, Cetate, Frasin); dans la région de Brad, on les rencontre à Cireșata.

Les dacites typiques sont inconnues dans la région de Zlatna. Sous cette dénominatiom, divers auteurs ont cité les andésites quartzifères.

Les andésites sont représentées dans toutes les zones éruptives, et abondent dans la région de Zlatna. On rencontre des andésites quartzifères à Breaza, Măgura et Baba. Les andésites de Breaza sont entourées par des dépôts méditerranéens et les autres, par des dépôts crétacés. Les andésites amphiboliques affleurent sous forme de masses importantes (fig. 12).

Les andésites à pyroxène sont fréquentes dans le voisinage de Zlatna. Dans la classification de PÁLFY, la région de Zlatna est englobée dans sa II-e zone, constituée par des andésites à pyroxène.

Institutul Geologic al României

Les basaltes. On rencontre ces roches dans la région de Bucium (à Detunatele); elles y occupent des surfaces peu vastes, isolées au milieu des dépôts crétacés.

Âge des éruptions. Dans les Monts Métallifères, les éruptions volcaniques ont commencé dès le début du Miocène et ont très probablement duré jusqu'à la fin du Pliocène. PÁLFY, SZÁDECZKI, FERENCZI et STANCIU, ont essayé de déterminer l'âge géologique des éruptions tertiaires. Nous essayerons de discuter l'âge de ces éruptions pour chaque roche en particulier, en tenant compte en premier lieu des données géologiques.

Les rhyolites, dont les tufs forment plusieurs niveaux à la partie inférieure, comme à la partie supérieure de l'Aquitanien, ont un âge bien dé-

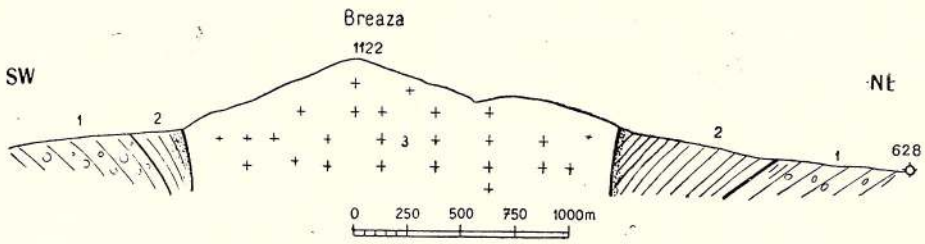


Fig. 12. — Coupe dans la région de Breaza.
1, Aquitanien; 2, Tortonien; 3, andésites.

terminé. Les rhyolites de Roșia Montană se présentent comme synchroniques des tufs de Zlatna. A Roșia Montană on s'aperçoit qu'un espace de temps bien déterminé a séparé les rhyolites des andésites. En effet, le massif de Roșia Montană se cache sous la masse des sédiments tortoniens, tandis que les andésites ont coulé sur ces sédiments marins pendant une époque post-tortonienne. Ces constatations permettent d'affirmer que les rhyolites sont antérieures aux andésites; l'éruption a eu donc lieu pendant l'Aquitanien.

Les coulées d'andésites des Monts Métallifères recouvrent de très vastes superficies. Les éruptions andésitiques ont tout particulièrement eu lieu sur l'emplacement des dépressions tertiaires. Elles sont généralement situées sur les lignes de fracture formées à la fin de l'Oligocène. Ces fractures ont grandement facilité les infiltrations des laves qui ont donné naissance aux andésites à pyroxène. En effet, ces dernières affleurent sur des lignes tectoniques, sous forme de « culots », entourés par des sédiments méditerranéens. On rencontre surtout dans la région de Valea Mare—Zlatna, ces roches que nous considérons comme les types d'andésites les plus anciens. Grâce à la fluidité des laves, les andésites à pyroxène ont pénétré dans les dépôts aquitaniens, en

Institutul Geologic al României

suivant des lignes de dislocation bien déterminées. On ne rencontre pas ces roches dans le Tortonien. L'âge des andésites à pyroxène est donc compris entre le I-er et le II-e étage méditerranéen.

Quant aux autres andésites dont il est difficile, du fait des transitions, de déterminer les principaux types, nous les considérons comme des manifestations de volcans post-tortoniens. Cette affirmation se base sur les rapports qui existent entre les produits volcaniques et les sédiments environnants. On observe, en premier lieu, que les cheminées des volcans traversent les dépôts tortoniens et, au contact avec les roches éruptives, les sédiments marins sont altérés (fig. 12). En second lieu, les laves et les tufs volcaniques recouvrent les sédiments tortoniens. A défaut de dépôts postérieurs au Tortonien, tout ce que nous pouvons préciser c'est que les manifestations andésitiques ont eu lieu dans une phase post-tortonienne.

Certains investigateurs pourraient être tentés de croire, que nous nous trouverions en présence de volcans sous-marins, qui ont fait éruption à diverses reprises et à de brefs intervalles, pendant le Tortonien. La présence des dépôts tortoniens dans les laves des volcans devrait servir d'indice à l'appui de cette hypothèse. En effet, dans le cas d'un emplacement méditerranéen, les laves andésitiques contiennent dans leur masse, des lames de schistes argileux, conglomérats et de tufs méditerranéens, tandis que s'il s'agit d'un emplacement mésozoïque, elles renferment des schistes argileux et des grès crétacés, ainsi que des calcaires jurassiques. Les laves à dépôts méditerranéens visiblement intercalées, se trouvent dans la région Breaza—Almașul Mare. Les laves en relation avec le Mésozoïque se montrent à Măgura—Jiva. Ces affleurements ont été pris pour des alternances, ce qui a déterminé certains auteurs, dans le cas des dépôts méditerranéens, de considérer ces éruptions comme synchroniques de ce Méditerranéen. Mais alors on pourrait soutenir, s'il y a des éléments crétacés et jurassiques, que les éruptions sont crétacées aussi bien que jurassiques, ce qui serait absurde (fig. 13 et 14).

A notre avis, les éléments sédimentaires inclus dans les laves et les brèches n'ont rien de commun avec l'âge des éruptions; ce sont des roches du soubassement. Par l'effet d'une désagrégation du substratum pendant la montée des laves à la surface du sol, ces lames de roches sédimentaires ont été séparées de la masse et refoulés vers la partie frontale de ces laves, ou bien se sont arretées au voisinage des aspérités du sol rencontrées par les laves.

Les fréquentes éruptions d'andésites acides indiquent qu'elles ont été plus violentes que les éruptions des andésites à pyroxène. Elles se sont manifestées avec des répétitions jusqu'à la fin du Pliocène. Il est à remarquer que ces manifestations deviennent avec les temps plus acides, en passant à des dacites et à des rhyolites nouvelles. La présence du quartz dans les andésites de Baba et de Breaza plaide en faveur de cette hypothèse.

Institutul Geologic al României

Les éruptions andésitiques connaissent deux phases principales: la première est comprise entre le I-er et le II-e Méditerranéen; elle correspond aux éruptions d'andésites à pyroxène. A cause de leur nature basique, ces roches se sont facilement infiltrées le long des dislocations qui accompagnent les bassins miocènes. Au cours de la deuxième phase principale, ont eu lieu les éruptions violentes des autres types d'andésites. Les dacites et les rhyolites nouvelles ont fait éruption pendant cette deuxième phase post-tortonienne.

Enfin, en ce qui concerne l'âge des basaltes, on peut affirmer qu'ils correspondent aux dernières manifestations volcaniques. D'après les constatations faites dans d'autres régions, les géologues sont en majorité d'accord pour les attribuer au Pliocène.

Basé sur une série de travaux antérieurs, autant que sur ses propres observations, S. ATHANASIU (2) croit que, dans les Monts de Călimani-Hărghita, le début des éruptions andésitiques remonte au II-e Méditerranéen et qu'elles ont probablement continué jusque dans le Pliocène. Il ressort des recherches récemment entreprises par O. NICHITA (61), que l'âge des éruptions est difficile à préciser. En comparant les éruptions des Monts Métallifères à celles des Monts de Hărghita — Călimani, nous constatons que nous ne pouvons en tirer des conclusions précises, vu que cette région ne montre pas tous les types de roches. L'âge des roches est plus facile à déterminer dans les Monts Métallifères, grâce à la présence des sédiments miocènes. Ce que nous pouvons dire, c'est que les andésites des Monts Călimani, de même qu'une partie des andésites des Monts Métallifères, ont débuté dans une époque post-tortonienne et ont très probablement duré jusqu'à la fin du Néogène.

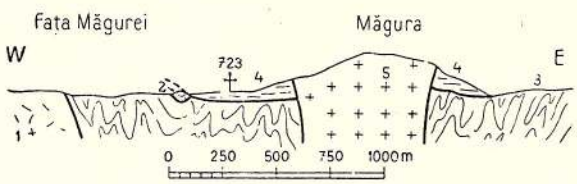


Fig. 13. — Coupe de la région de Măgura.

1, ophiolites; 2, Tithonique; 3, Néocomien; 4, laves andésitiques; 5, andésites.

Aux fins d'une documentation plus complète sur l'âge des éruptions néogènes, je me servirai des données fournies par une étude sur les roches effusives de Slovaquie, dû à FR. FIALA (11). Dans les Monts de Kremnica et de Štiavnica, on a pu déterminer quelques phases d'éruptions distinctes. Ainsi, dans le I-er Méditerranéen, ont fait éruption les rhyolites les plus anciennes, qui ont laissé sur le terrain les tufs de Žihlava. Les rhyolites de Roșia Montană, de même que les tufs rhyolitiques de la région de Zlatna correspondraient à ces éruptions, au sujet desquelles nous avons indiqué un âge aquitanien.

Institutul Geologic al României

La deuxième effusion a eu lieu entre le premier et le deuxième Méditerranéen. Cette phase d'éruptions correspondrait aux andésites à pyroxène qui affleurent dans le voisinage de Zlatna (Valea Mare—Nădăjdia).

La troisième poussée éruptive s'est manifestée à la fin du II-e Méditerranéen (les andésites de Ipola). Cette phase comprendrait la majorité des effusions de la région de Zlatna, que nous avons considérées comme post-tortoniennes.

Il ressort des observations faites par Fr. Fiala que, dans la région de Kremnica—Bartosova—Lehotka, les andésites à amphibole et les andésites à biotite et amphibole sont plus récentes que les andésites à pyroxène. Nous avons fait la même constatation dans les Monts Métallifères. Mais ce qui plaide le plus en faveur de ces hypothèses, c'est l'existence de nouvelles rhyolites. En opposition avec les rhyolites plus anciennes, les nouvelles rhyolites, sarmatiennes, affleurent effectivement dans les Monts de Kremnica.

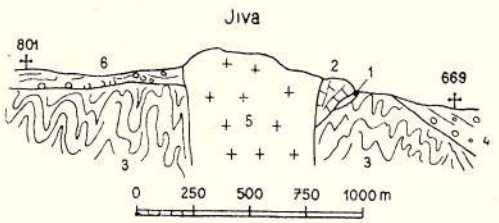


Fig. 14. — Coupe de la région de Jiva.

1, ophiolites; 2, Tithonique; 3, Néocomien; 4, Aquitanien; 5, andésites; 6, laves andésitiques.

Dans les Monts Métallifères, nous avons supposé l'existence des dacites et des rhyolites qui achèveraient, selon nous, le deuxième cycle d'effusions. On rencontre ces types de roches dans la région de Brad, où les effusions andésitiques deviennent amphiboliques, en opposition de celles de Zlatna qui sont plus basiques.

Enfin, pour montrer combien l'analogie est parfaite, je dois ajouter que Fr. Fiala parle des roches basaltiques, qui signifient la dernière phase de l'activité volcanique. Cet auteur admet un âge pliocène pour les basaltes de Kremnica et de Stiavnica, basé uniquement sur l'analogie avec les autres gisements carpatiques.

Etant donné ce qui précède, nous pouvons considérer ce parallélisme des roches effusives des Monts Métallifères avec les roches effusives de Slovaquie, comme un argument decisif en faveur des constatations faites relativement à l'âge des principaux types de roches effusives néogènes que nous avons établi dans la région de Zlatna.

Caractères volcanologiques. Pendant le Miocène, les éruptions ont débuté par de nombreux volcans de proportions variées, disséminés ou sous forme de zones continues. Le maximum d'activité a eu lieu après les II-e Méditerranéen. Le relief des régions volcaniques de Zlatna est constitué par une série de formes topographiques côniques, à altitudes dominantes, qui représentent — grâce au jeu de l'érosion — les cheminées volcaniques

Institutul Geologic al României

formant saillie. La faible résistance à l'érosion des sédiments environnants a facilité cette mise a nû des cheminées. A l'encontre des suppositions faites par les géographes au sujet des volcans les plus récents de Hărghita, les volcans tertiaires n'ont pas conservé leurs cratères. Tout ce qui reste des anciens volcans, ce sont les cheminées volcaniques et leurs produits.

Les volcans des Monts Métallifères appartiennent en majeure partie au type des stratovolcans qui, par des éruptions violentes, ont produit des masses considérables de tufs, de brèches, de laves et de cendres. Les coulées de lave plus fluide ont suivi les pentes peu accentuées du relief. En analysant la région d'Almaşul Mare—Faţa Băii, on observe les irrégularités du relief sur lequel ces coulées se sont déversées. La supposition que ces laves sont interstratifiées dans le Méditerranéen, au sens qu'elles appartiennent à des volcans sous-marins, ne saurait être appliquée dans le cas de la région de Zlatna.

Outre les stratovolcans, le « culot » représente un autre type d'éruption. On constate dans ce cas une activité plus lente, due à des laves basiques, qui ont pénétré facilement sur les lignes de fracture, grâce à leur fluidité.

Extension géographique des volcans. En tenant compte de la répartition des coulées de lave et des cheminées volcaniques, on peut observer une concentration des volcans dans la région de Brad—Săcărâmb. Le maximum d'activité a eu lieu à une époque post-tortonienne. Pendant ce temps, les laves les plus acides sont sorties des cratères des volcans disséminés ou sous forme de traînées. Par rapport aux laves basiques les laves acides se sont étalées sur de très vastes surfaces.

On distingue, dans la région de Zlatna, des cheminées volcaniques encadrées par des laves et des brèches (Breaza—Jiva), des cheminées volcaniques disposées en zones continues (Trimpoele—Stănija); aussi des « culots », orientés du NW au SE dans le bassin de l'Ampoiul et ENE — WSW dans la Valea Mare. Au NE de la région de Zlatna, succède une zone dépourvue de roches effusives. Les cheminées volcaniques ne réapparaissent qu'à Vulcoi—Corabia. Dans la région de Bucium et de Roşia Montană, on rencontre deux groupes de volcans, marquant une ligne dirigée approximativement du NW au SE.

Dans les régions de Brad—Săcărâmb, Zlatna, Bucium, Roşia et Baia d'Arieş, les édifices volcaniques sont concentrés. Le nombre des volcans décroît du SW au NE. Ils s'allignent suivant une direction NW-SE pour chaque région séparément.

Dans la région de Zlatna, la zone éruptive est représentée par: le groupe des volcans disséminés de Breaza à Jiva, le groupe compact des volcans de Trimpoele—Stănija et d'infimes affleurements d'andesites isolés, mais localisés sur des allignements déterminés (Valea Ampoiului, Valea Mare).

Institutul Geologic al României

Le maximum de développement des volcans correspond, du point de vue géographique, à la partie médiane des Monts Métallifères. Il est intéressant de remarquer que les manifestations volcaniques se sont produites à l'intérieur de la chaîne montagneuse et non pas à la limite avec la Cuvette Transylvaine, comme dans le cas des volcans de Hărghita—Călimani. Les volcans des Monts Métallifères sont concentrés dans les bassins miocènes compris dans ces montagnes. Ils apparaissent également isolés dans les régions de haute altitude du Mésozoïque.

TECTONIQUE

L'aspect structural de la région de Zlatna est dû au paroxysme orogénique alpin, qui a eu pour effet la formation de la nappe mésocrétacée des Monts Métallifères; en deuxième lieu, à la formation des bassins miocènes, aux éruptions néogènes et, enfin, aux oscillations récentes.

Du point de vue géographique, la nappe mésocrétacée est située au N de la Valea Ampoiului tandis que les bassins miocènes et les manifestations effusives se trouvent au S de cette vallée.

Nous nous occuperons en premier lieu des phénomènes tectoniques qui ont affecté le Mésozoïque, vu la grande extension des dépôts secondaires et qu'ils ont subi des modifications mécaniques importantes. Au N de Zlatna se développe la nappe mésocrétacée, tandis qu'au S de Zlatna se trouve bien développée la série en place.

NAPPE MÉSOCRÉTACÉE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

Dans une étude antérieure, nous avons constaté l'existence d'une nappe de décollement, constituée en majeure partie par des calcaires jurassiques. Dans la partie nord, cette nappe repose sur le cristallin du Trăscău; au S, elle est supportée par le Crétacée inférieur. La tendance au flottement du massif de calcaires jurassiques sur les dépôts du Flysch constitue un argument qui plaide fortement en faveur de l'existence de cette unité tectonique supérieure. En suivant l'extension de la nappe vers l'E, nous avons pû séparer quelques zones de lambeaux de recouvrement, constitués le plus souvent par des calcaires jurassiques. J'ai attribué la formation de cette nappe au paroxysme des phénomènes orogéniques, ayant eu lieu dans le laps de temps compris entre la sédimentation subsidente de l'Aptien et le début du Cénomanien.

Dans la région de Zlatna, nous distinguons, en fait d'éléments constitutifs de la nappe, les suivants: le lambeau de recouvrement de Corabia—Dâmbău, la zone de rabotage des ophiolites de Feneș—Vultori—Valea Dosului et les lambeaux de recouvrement de Galați.

Institutul Geologic al României

Lambeau de recouvrement de Corabia—Dâmbău. Les massifs imposants de calcaires tithoniques de Corabia—Dâmbău constituent l'élément le plus important de la nappe mésocrétacée dans la région de Zlatna. Ces calcaires couvrent une région d'altitude qui affecte l'allure d'une masse tabulaire. Dans la Valea Feneşului, la zone des calcaires présente un rétrécissement accentué, de même qu'un pendage vers le sud. K. PAPP, partant du fait que ces calcaires forment les hautes altitudes et qu'ils sont entourés par des dépôts crétacés, a conclu à l'existence des klippes déracinées. Mécontent de cette solution, il a continué de considérer ce problème comme irrésolu, faute d'avoir pu préciser s'il s'agit d'une klippe déracinée ou d'un lambeau de recouvrement. Ce même problème s'est de nouveau posé au cours des recherches géologiques entreprises par le même auteur, dans la région de Vulcan et de Brădişor. Selon PAPP, les calcaires de Vulcan affectent la forme d'un synclinal. Bien que la tendance au flottement des calcaires sur les sédiments crétacés était évidente, l'absence d'arguments plus manifestes qui puissent justifier la présence d'une nappe a déterminé l'auteur de s'arrêter à l'idée que les masses de calcaires ont traversé le Crétacé inférieur.

A cause des replissements, les masses des lambeaux de recouvrement ont été profondément pincées dans l'autochtone. Du fait de ce phénomène de pincement qui donne l'impression d'une intrusion des calcaires, plusieurs géologues ont cru avoir affaire à des « klippes » déracinées. Cette hypothèse a été acceptée par la majorité des chercheurs, vu que le problème d'une nappe de charriage n'avait pas encore été amené en discussion.

Si nous nous en tenions à l'hypothèse que les calcaires jurassiques sont enracinés, plusieurs accidents tectoniques dans la région ne trouveraient que difficilement une explication. Ainsi, en consultant la bibliographie concernant la géologie de notre région, nous arriverons à nous rendre compte d'une série de difficultés en relation avec la solution des problèmes tectoniques. Mais, aujourd'hui que nous avons pu déterminer dans les Monts Métallifères une structure en nappe, en indiquant tous les éléments qui rentrent dans la constitution de cette nappe, de même que son extension géographique, l'hypothèse des klippes déracinées tombe de soi-même. Dans la région de Zlatna, les calcaires de Dâmbău—Corabia représentent un lambeau de recouvrement de la nappe mésocrétacée de Monts Métallifères. En dehors de ces masses jurassiques de recouvrement, la région de Zlatna renferme une série de lames de calcaires visiblement interstratifiées dans le complexe crétacé. En effet, une zone située entre les masses des calcaires jurassiques et la Valea Ampoiului, contient de nombreuses lames plus ou moins développées, affectant une discontinuité. Ces lames de calcaires tithoniques se montrent en apparence interstratifiées dans les sédiments crétacés. Elles font défaut dans les autres dépôts crétacés, qui servent en partie d'autochtone à la nappe. Ces apparentes interstratifications, disposées plus ou moins

Institutul Geologic al României

régulièrement, représentent, selon nous, des lames entraînées et refoulées sur une zone déterminée, pendant le charriage. Leur position quasi stratigraphique est due aux plissements intenses subis par cette zone. Nous sommes arrivés à cette conclusion en tenant compte des arguments multiples qui plaident en faveur d'un déplacement tangentiel des calcaires jurassiques.

Le lambeau de recouvrement principal Dâmbău—Corabia est limité par des lames d'ophiolites. Par étirement, les ophiolites situées à la base des calcaires s'effilent ou disparaissent (fig. 15 et 16).

Outre le pincement profond des calcaires, il sied de signaler un autre accident important: c'est le renversement des plis vers le N. Les calcaires

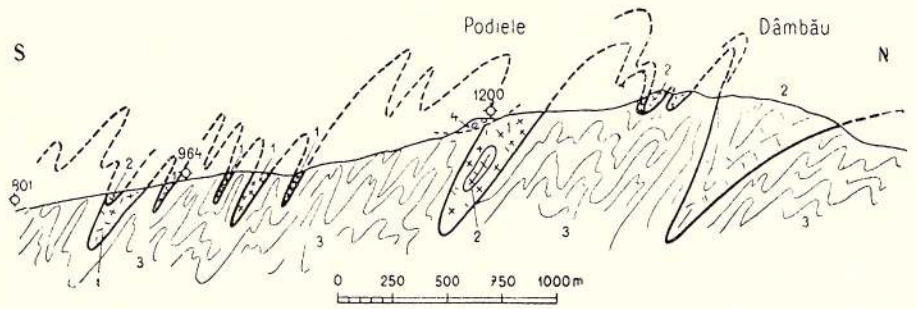


Fig. 15. — Coupe à travers la région de Dâmbău-Podiele.
1, roches ophiolitiques; 2, Tithonique; 3, Néocomien. 4, Cénomanien.

jurassiques, aussi bien que les plis crétacés, sont renversés vers le N. Ce fait est dû aux phénomènes tectoniques secondaires. Le plongement vers le N des plis devient sensible dans la région d'Ampoița, où les plis mésozoïques changent en même temps de direction, atteignant le maximum de courbure. En effet, dans les Monts du Trăscău, les plis sont dirigés du NE au SW. Dans les Monts Métallifères, en partant d'Ampoița, les plis tendent à changer de direction, s'orientant de l'E à l'W. Dans la région de Zlatna, les plis maintiennent leur direction de l'E à l'W. Ici, ils ne plongent pas vers la Cuvette Transylvaine, comme dans la partie marginale de la chaîne montagneuse, mais vers l'intérieur de cette chaîne.

De quelle manière peut-on expliquer le plongement des plis mésozoïques de la région de Zlatna? On observe ici une tendance à l'affaissement axial de toutes les formations, ce qui a eu pour résultat la formation d'une aire d'affaissement; celle-ci s'est maintenue pendant toute la durée du Crétacé. Les répercussions tectoniques de cette aire d'affaissement ont été des plus importantes; elles se sont manifestées à des époques plus récentes. Cette dépression formée derrière la chaîne montagneuse, a provoqué un appel des plis mésozoïques, synchronique ou postérieur au charriage. L'axe de cette

Institutul Geologic al României

grande dépression passe approximativement par les villes d'Abrud et de Zlatna. Le renversement vers le N des calcaires jurassiques se montre plus accentué pour les lambeaux de Zlatna, à cause du voisinage de cette dépression. Cet accident tectonique a influencé dans la même mesure le lambeau de Brădișor qui, à cause de sa position géographique, peut être considéré comme le symétrique du lambeau de Dâmbău. Plus les lambeaux sont éloignés de l'axe de dépression, plus ils échappent à l'influence de l'appel. C'est ce qui explique la position de synclinal flottant des lambeaux de Dosul Blidarului, Vulcan, Strâmba et Plotonul.

Le sens du plongement des plis vers le N, a été interprété par certains auteurs comme représentant le sens général de plongement des plis, ce qui a donné lieu à une série de confusions. Selon nous, ce phénomène tectonique est d'ordre secondaire, dû à une grande dépression intérieure qui a eu des répercussions aussi bien sur la nappe que sur l'autochtone. Les dépôts mésozoïques n'ont joué qu'un rôle passif.

Les restes de la nappe mésocrétacée dans la région de Zlatna et à l'W de Zlatna ne sont représentés que par des lambeaux de recouvrement. Ces lambeaux affectent des formes allongées ou circulaires; ils reposent sur des dépôts crétacés et, sauf ceux de Zlatna, ils n'ont pas des lames d'ophiolites à la base. Leur discontinuité est une caractéristique digne d'être signalée. Ils sont situés sur de hautes crêtes et en succession sur une distance de quelques km. Malgré les distances exagérées entre ces lambeaux, on observe qu'ils représentent les restes d'une même unité tectonique. Nous attribuons cette discontinuité à l'effet d'une érosion, qui a fait disparaître la majeure partie de la nappe. Ce ne sont que les portions les plus profondément pincées dans la masse de l'autochtone qui ont pu être ainsi conservées.

La nappe présente toute une série de soulèvements et d'affaissements axiaux. Ce sont les ondulations transversales des plis qui les ont provoqués. En suivant les zones de lambeaux de la nappe dans le sens longitudinal, nous pouvons nous rendre compte des régions qui atteignent le maximum d'affaissement. L'érosion agissant sur les masses de recouvrement, a détruit les parties surélevées. De cette manière, seules les parties affaissées de la nappe, situées sous le niveau d'érosion actuel, ont été conservées. Les ondulations transversales de la nappe peuvent être facilement poursuivies à l'W de Zlatna (les calcaires tithoniques de Brădișor, Vulcan, Strâmba et Plotonul).

Zone de rabotage des ophiolites de Feneș—Vultori—Valea Dosului. Sur la distance comprise entre le lambeau principal de Dâmbău— Corabia et la Valea Ampoiului, toute la région se caractérise par de fréquents affleurements d'ophiolites, de brèches ophiolitiques et de tufs. Cette zone présente la même largeur jusqu'au niveau de l'extrémité occidentale des calcaires de Dâmbău. De là vers l'W, la zone se rétrécit sensiblement, tendant à disparaître.

Institutul Geologic al României

L'épaisseur des affleurements d'ophiolites et de brèches varie de quelques décimètres jusqu'à quelques centaines de mètres. Ils se montrent tantôt sous forme de bandes plus larges (Podiele, Pleaşa), tantôt sous forme de lames étroites. Ces affleurements varient aussi en longueur. Ils peuvent être suivis sur une distance de quelques centaines de mètres, ou bien ils disparaissent de suite, comme il arrive assez souvent sur les hautes crêtes situées au N du village de Feneş.

Les brèches ophiolitiques ont aussi une disposition linéaire; mais elles sont parfois refoulées sur des superficies plus vastes (Valea lui Lal). Nous les considérons comme des brèches de rabotage constituées par des éléments provenant de la nappe et de l'autochtone. Leur interstratification dans le Flysch n'est qu'apparente. Le rôle tectonique de ces brèches, que la plupart des géologues considèrent comme étant d'origine sédimentaire, a été relevé par K. PAPP; cet auteur a eu l'impression que les « tufs mélaphyriques » sont plissés ensemble avec le Crétacé et que les mélaphyres eux-mêmes ne sont que des klippes fortement plissées.

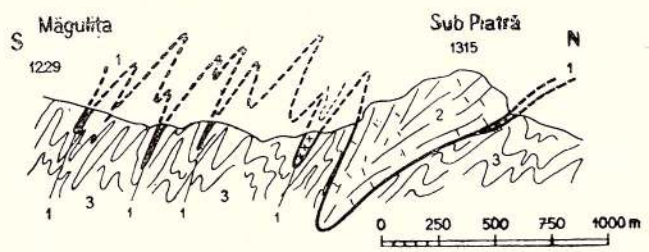


Fig. 16. — Coupe dans la région de Sub Piatră-Măguliţa.
1, roches ophiolitiques; 2, Tithonique; 3, Néocomien.

Les ophiolites de la zone de rabotage affectent la forme de filons-couches, intercalés dans le Crétacé ou le Jurassique. Ce ne sont pas des injections datant de l'orogenèse; ce sont plutôt des « klippes », représentant des intercalations tectoniques. C'est ainsi que s'explique la présence des lames de brèches et des blocs de calcaires jurassiques dans la zone des ophiolites. On rencontre les ophiolites dans la zone de rabotage et à la base des lambeaux de recouvrement, sous forme de lames étirées. Leur aspect tectonique est dû au décollement de la couverture jurassique. D'énormes lambeaux en marche ont arraché les ophiolites de la zone axiale des Monts Métallifères, les ont entraînées jusqu'à leurs pieds, pour les refouler ensuite dans une zone de rabotage. Ces bandes de lames d'ophiolites entraînées par la masse décollée, se trouvent fréquemment refoulées dans les plis du Crétacé. Nous croyons que les ophiolites de la zone de rabotage ont été déracinées du massif ophiolitique axial, vu que l'étendue géographique de la zone se rattache à l'extension du gisement principal des ophiolites. En effet, la zone de rabotage n'accompagne pas les lambeaux occidentaux (Brădişor, Vulcan, Strâmba). Ici, les masses décollées n'ont plus trouvé des lames ophiolitiques à entraîner. La zone de rabotage se développe à l'extérieur de la nappe, dans la partie

Institutul Geologic al României

orientale des Monts Métallifères. Là, elle accompagne sur une distance d'environ 10 km, le massif ophiolitique qui repose sur l'axe de la chaîne montagneuse.

Zone des lambeaux isolés de Galați. D'un côté et de l'autre de la Valea Ampoiului, dans le voisinage des villages de Galați—Valea Mică et Feneș, on rencontre des blocs gigantesques de calcaires jurassiques, disséminés à la surface des masses du Flysch crétacé. C'est le cas des calcaires de Piatra Bradului, Piatra Benghii, Valea Rupturile, Vârful Purcăreți, Valea Mică et Bulbuci. Dans ces deux dernières localités les calcaires tithoniques affectent des formes curieuses de tours, appréciées par les touristes pour leur aspect pittoresque. Aucune conclusion à tirer du point de vue géologique, les observations faites étant trop restreintes. Les blocs calcaires de Valea Dosului se trouvent dans la même situation. Ces blocs répandus à la surface du Flysch, représentent très probablement les lambeaux les plus avancés de la nappe.

Nous avons déjà démontré que les nombreux blocs de calcaires tithoniques de la région de Meteș marquent les lambeaux avant-garde de la nappe. Ils disparaissent sous la masse des conglomérats cénomaniens. Les lambeaux de Galați forment la continuation des lambeaux de Meteș. Basés sur cette continuité géographique, nous sommes disposés de considérer les blocs tithoniques de Galați, comme des lambeaux avant-garde de la nappe.

La nappe mésocrétacée des Monts Métallifères présente une disposition plongeante vers le SE. Cette disposition ressort de la tendance au plongement des lambeaux vers le bassin de l'Ampoiu. A cause du plongement, dans sa partie SE, la nappe disparaît sous le toit transgressif de Cénomanien. Dans la partie méridionale, la terminaison de la nappe est due à l'érosion; sa disposition plongeante est due à la surélévation de la zone axiale des Monts Métallifères, qui a eu lieu en même temps ou peu après la formation de la nappe. A cause du soulèvement de la zone axiale de la chaîne montagneuse, les parties périphériques avaient tendance à disparaître sous le niveau normal de la nappe.

C'est encore à cause de cette surélévation, que nous avons obtenu une limite méridionale d'érosion de la nappe, de même qu'une réduction des zones de lambeaux dans la partie médiane des Monts Métallifères. Ici, les lambeaux de recouvrement n'ont été conservés que grâce aux ondulations transversales.

La nappe mésocrétacée, dont les restes ont été bien conservés dans les Monts Métallifères, une fois parvenue dans la région de Zlatna, se réduit aux éléments suivants: les lambeaux de Dâmbău, la zone de rabotage des ophiolites et les lambeaux de Galați.

Le lambeau de Dâmbău se rattache à l'E aux lambeaux de Dosul Blidarului et à l'W aux lambeaux occidentaux de la nappe (Brădișor, Vulcan,

Institutul Geologic al României

Strâmba). Tous ces lambeaux de recouvrement constituent à Zlatna une zone unique, la zone Fabian—Strâmba, qui se continuent plus loin vers l'W.

La zone de rabotage des ophiolites, fortement développée dans la région de Feneș, disparaît dans la partie occidentale. Cette disparition est due en partie à la couverture transgressive de Cénomanien (Pleașa—Mărișcuța). La zone constituée par environ 30 affleurements répétés, se réduit, à l'W de la Valea Vultorilor, à 5 affleurements à peine.

Les lambeaux de Galați représentent, ainsi que nous l'avons déjà dit, la continuation des lambeaux satellites de Meteș. Ils se trouvent groupés dans la région de Galați.

En ce qui concerne l'existence d'une région de racine de la nappe, le Professeur I. P. VOITEȘTI (97) et L. KOBER (46) ont indiqué la partie axiale des Monts du Trăscău. Nous avons démontré que cette région n'appartient pas exclusivement à une zone de racine. D'ailleurs, l'existence d'une zone plus interne ayant cette valeur n'est pas exclue (VOITEȘTI).

La formation de la nappe est le résultat d'une action importante de déplacements tangentiels: des calcaires jurassiques se sont détachés de la masse cristalline des Monts Apuseni et ont été entraînés à des distances de plusieurs dizaines de km jusqu'au bord de la Cuvette Transylvaine. Nous croyons que la zone de décollage se trouvait sur le noyau cristallin des Monts Apuseni; notre supposition se base sur la présence des calcaires tithoniques en ce point. La nappe se développe à l'extérieur du massif cristallin.

Caractères généraux de la nappe. L'individualité tectonique de la région septentrionale de Zlatna est due à la nappe mésocrétacée. C'est à cette unité supérieure qu'appartiennent les restes suivants, échappés à l'érosion:

La zone principale de Bedeleu — Necrilești,
La zone de Fabian — Vârful Stânei,
La zone de Piatra Craivii—Dosul Blidarului,
La zone de rabotage et des ophiolites, et
La zone des lambeaux satellites de Meteș.

De ces zones, seules les trois dernières ont été conservées dans la région de Zlatna. On peut y observer la disparition de la zone de rabotage au confluent de cette zone avec la Valea Ampoiului; tandis que dans le voisinage de Galați, se produit la disparition de la zone des lambeaux de Meteș.

La caractéristique de la nappe est donnée par les calcaires tithoniques arrachés au massif central des Monts Apuseni, de même que par les ophiolites entraînées de leur gisement initial grâce à leur adhérence aux calcaires, et refoulées dans la zone de rabotage.

Les terminaisons de la nappe ont été provoquées surtout par l'érosion; ce n'est que dans le bassin inférieur de l'Ampoiu que cette unité tectonique a été couverte par le Cénomanien.

Institutul Geologic al României

L'âge de la nappe est compris entre la sédimentation subsidente de l'Aptien qui supporte le charriage et le Cénomanien qui repose en transgression tant sur l'unité inférieure, l'autochtone, que sur l'unité supérieure, c'est-à-dire la nappe.

Outre ces importants phénomènes tectoniques, la région située au N de Zlatna a subi l'influence d'autres accidents tectoniques, d'ordre secondaire. Le renversement des plis au N a été causé par la zone d'affaissement de la région d'Abrud—Zlatna. Le plongement se rattache aux soulèvements axiaux.

AUTOCHTONE

Flysch crétacé inférieur. Les dépôts du Flysch constituent un complexe schisteux, qui supporte la nappe mésocrétacée. La série crétacée inférieure est en majeure partie formée par des schistes argileux et gréseux. Mais sous l'effet des forces mécaniques qui ont influencé cette série pendant le charriage, le complexe de roches a pris un aspect phylliteux. K. Papp a souligné le caractère phylliteux des roches de la région de Zlatna. En présence des difficultés d'interprétation que présente cette région assez compliquée, ce géologue a le premier soulevé un problème tectonique important. Il a reconnu l'existence d'un autochtone, mais il n'a pu déterminer d'une manière précise quelle est l'unité qu'il supporte.

Le Crétacé inférieur a joué le rôle d'autochtone; il a supporté les éléments de la nappe décrite ci-dessus. Dans la partie orientale, les plis sont approximativement orientés de l'E à l'W. Dans la partie septentrionale, ils subissent une courbure vers le NW, suivie par le cours de la Valea Ampoiului. De cette manière, dans la région de Zlatna se produit un raccordement des plis de la partie septentrionale des Monts Métallifères, orientés du NE au SW, avec les plis de la région de Brădișor — Vulcan, orientés du SE au NW. De même que dans l'unité supérieure, tout le paquet des couches crétacées est profondément plissé et renversé vers le N. Toutes ces déformations se sont produites pendant le charriage ou au cours d'une période postérieure. A une époque plus récente, l'autochtone a supporté la trangression cénomanienne de même que les sédiments remontant au début du Miocène.

Le Crétacé de l'autochtone est représenté par des dépôts crétacés inférieurs et des dépôts crétacés moyens. Le Valanginien-Hauterivien se trouve uniquement en relation avec la bordure septentrionale des ophiolites, où généralement un contact normal se trouve conservé. La couverture aptienne au S de Zlatna se trouve très réduite par rapport à la région septentrionale de Zlatna. Elle constitue une zone étroite comprise entre Galați et Valea Mare. Au N de Trimpoele, l'Aptien se développe amplement, constituant une zone unique avec l'Aptien situé sur la rive gauche de la Valea Ampoiului.

Institutul Geologic al României

La région septentrionale de Zlatna se caractérise donc par la prédominance du Flysch crétacé qui a joué, du point de vue tectonique, le rôle d'autochtone pour la nappe mésocrétacée. La zone des imposants lambeaux de calcaires tithoniques de Dâmbău et de Corabia se prolonge au delà de la région de Zlatna et aussi vers l'W où elle est représentée par les lambeaux de Brădișor, Vulcan et Strâmba. La zone de rabotage des ophiolites et les lambeaux satellites présentent un ample développement dans notre région, mais ne dépassent pas le cadre de la région explorée.

Région méridionale de Zlatna. Nous avons vu qu'au N de Zlatna, plus précisément au N de la Valea Ampoiului, le style tectonique est dû à la nappe mésocrétacée. Dans la région méridionale de Zlatna — c'est-à-dire au S de la Valea Ampoiului — le caractère tectonique apparaît tout à fait modifié. Nous distinguons en ce point le massif ophiolitique de l'Almaș, les masses jurassiques, les dépôts crétacés, les bassins miocènes et les effusions tertiaires.

Massif ophiolitique de l'Almaș. Il s'agit de l'extrémité orientale du massif si développé dans la partie méridionale des Monts Métallifères. Comme les autres, il est circonscrit par des dépôts crétacés. Au N, le massif ophiolitique supporte une zone très étroite de dépôts néocomiens reposant normalement sur ce massif. On observe ces rapports normaux dans la Valea Techereului et jusque dans la Valea Mare. Le massif atteint son maximum d'épaisseur dans la partie occidentale; cette épaisseur va en décroissant vers l'E, de sorte que le massif finit par disparaître dans le voisinage du village de Galați. A Pietricelele, le Pléistocène recouvre sur une distance appréciable le contact septentrional du massif ophiolitique avec le Crétacé inférieur.

Au S des villages de Valea Mică et de Galați, le même contact se fait d'après un plan de charriage plongeant vers le N. Le massif s'étire progressivement et finit par disparaître dans le voisinage de la Valea Ampoiului. Sur le flanc méridional, le massif ophiolitique supporte le Cénomanien. Cette discordance se maintient sur toute la bordure méridionale du massif, jusque dans la région d'Ardeu. Le Cénomanien se retire ici d'un mouvement rapide vers le SW, couvrant la partie orientale des calcaires de Cheia et parvenant jusque tout près du village de Băcâia, à la limite méridionale de la région explorée. Dans la Valea Ardeului, l'érosion faisant disparaître le paquet de couches cénomaniennes, met pour la première fois en lumière le contact méridional du massif éruptif avec le Crétacé inférieur. Dans cette vallée, le profil montre l'existence d'un contact anormal: le Crétacé inférieur est pincé sous la bordure méridionale des ophiolites; donc, le charriage s'effectue celle fois-ci vers le S. Ce changement de direction du charriage, qui permettrait d'envisager l'hypothèse d'une nappe d'ophiolites supportée par

Institutul Geologic al României

le Crétacé inférieur, n'est en réalité qu'un accident tectonique d'ordre secondaire. Le charriage vers le N, observé dans la région de la Valea Mică—Galați, a lieu sous l'influence du déversement vers le N des plis partant de l'W de la Valea Ampoiului. Dans la région de Nădăjdia, Almaș, Valea Iapa, le Crétacé inférieur présente un contact normal avec les ophiolites. En considérant les rapports qui existent entre le massif ophiolitique et le Crétacé inférieur, nous pouvons faire une observation d'ordre général; ce massif supporte normalement — sur la bordure septentrionale — le Crétacé, qu'il chevauche sur le flanc méridional. Ce chevauchement apparaît nettement dans la région d'Ardeu. Dans la région de Zam—Godinești, cet accident se montre intensifié par l'affleurement d'une série d'écailles constituées par le Crétacé inférieur et le Tithonique.

Masses de calcaires tithoniques de Balșa–Cheia. De même que ceux de Dâmbău au N, ces calcaires constituent un cadre naturel au S de la région. Les calcaires tithoniques de Pleașa—Pleașa Ardeului forment deux synclinaux supportés par des ophiolites. Ces synclinaux apparaissent nettement à Cheia, où les calcaires se développent sous forme de zones étroites, supportées par le même soubassement éruptif.

Au S des calcaires de Pleașa et de Pleașa Ardeului, affleure un nouveau synclinal de calcaires tithoniques (Pleașa Mică—Pleașa Mare). Ces calcaires semblent avoir subi un décollement par rapport au massif ophiolitique, étant donné qu'au S ils prennent contact avec le Crétacé inférieur. Ce contact — comme d'ailleurs il était à prévoir — présente le caractère anormal déjà signalé à Valea Ardeului. Nous pouvons considérer les calcaires de Băcâia comme une continuation vers l'E des calcaires d'Ardeu. Le Cénomanien les recouvre sur le flanc méridional. On rencontre le Jurassique supérieur, en dehors des masses importantes signalées, aussi dans la région de Valea Mică et de Pietricelele. Ces affleurements sont situés entre les calcaires se trouvant au N de Zlatna et les calcaires tithoniques qui s'étalent sur le principal massif éruptif.

Les calcaires de Valea Mică se présentent en lames pincées dans le massif éruptif. Nous ne pouvons nous rendre compte, par les rapports observés, si ces affleurements calcaires font partie de la nappe mésocrétacée. C'est d'ailleurs le cas des calcaires de Pietricelele, à la base desquels nous avons trouvé des dépôts crétacés qui ne figuraient pas sur la carte dressée par ST. FERENCZI. Les détails du raccordement des calcaires jurassiques de la nappe avec les calcaires du massif ophiolitique nous échappent pour le moment.

Tel étant l'état des connaissances, nous ne pouvons pas considérer actuellement les calcaires du massif ophiolitique comme des masses décolées et entraînées sur des distances de dizaines de kilomètres pendant le paroxysme orogénique, bien que cette possibilité ne soit pas absolument exclue.

Institutul Geologic al României

Formations post-tectoniques. Depuis les temps que s'échafaudait la tectonique mésocrétacée, dont l'effet essentiel a été le décollement et le transport sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres des calcaires tithoniques, la région septentrionale de Zlatna n'a pas cessé de subir des déformations tectoniques. Ainsi, à l'intérieur des Monts Métallifères, l'aire d'affaissement a continué son mouvement différenciel. L'invasion de la mer cénomanienne a été une première conséquence de ce phénomène.

L'actuelle distribution des sédiments indique de quelle manière la mer cénomanienne s'est avancée, s'engageant dans le canal correspondant à l'axe de la dépression. Le Cénomanien s'étale trangressivement sur les parties frontales de la nappe, dans la région de Meteș. Le Cénomanien de Podiele, qui repose diagonalement sur la zone de rabotage des ophiolites et sur le lambeau de recouvrement de Dâmbău, présente le même caractère transgressif. Les conglomérats de Dealul Muncelului ne couvrent que des dépôts aptiens.

Le Cénomanien recouvre le massif ophiolitique et les calcaires tithoniques de la Valea Mică. Au N de Trimpoele, il recouvre l'Aptien se développant dans le Dealul Crișanului et dans le Dealul Breteanului. Partant du Dealul Bulbucului jusqu'à Băcâia, le Cénomanien repose en discordance sur la bordure méridionale des ophiolites, qu'il recouvre presqu'entièrement dans le Dealul Bulbucului.

Les bassins miocènes impriment à la région méridionale de Zlatna un caractère des plus importants. Ils ont la même origine tectonique, mais l'évolution géologique en est différente. Nous exposerons dans le chapitre suivant les détails concernant la formation et le rôle géologique de ces bassins.

Effusions néogènes. On trouve des effusions seulement au S de la Valea Ampoiului. Elles impriment à la région d'Almaș, Jiva et Trimpoele, un caractère particulier.

Résumé. Dès la première analyse de la carte géologique, on peut observer une différence de style tectonique entre la région septentrionale et la région méridionale de Zlatna. En effet, la première région se distingue par la prédominance de la nappe de décollage mésocrétacée.

Dans la région de Zlatna, les restes de cette nappe épargnés par l'érosion sont représentés par, les lambeaux de recouvrement de Dâmbău—Corabia, la zone de rabotage des ophiolites et les lambeaux de recouvrement de Galați.

La couverture aptienne, qui a joué le rôle d'autochtone, a acquis un développement considérable. Ici, les lignes tectoniques se recourbent, en affectant une direction SE-NW. Elles sont conformes, en lignes générales à la bordure du noyau cristallin des Monts Apuseni et au massif ophiolitique dont elles essayent de se rapprocher. C'est toujours dans la région

Institutul Geologic al României

septentrionale de Zlatna que l'on constate le déversement vers le N des plis du soubassement et des éléments de la nappe.

Au S de Zlatna, se trouve le massif ophiolitique « en place ». Les calcaires tithoniques sont plissés ensemble avec les ophiolites. Le Crétacé inférieur circonscrit le massif éruptif; il est normalement supporté par le flanc septentrional des ophiolites, tandis que vers le S il est chevauché par ces ophiolites.

Le Cénomanien recouvre transgressivement les deux régions. Les bassins miocènes et les effusions tertiaires constituent la caractéristique de la région centrale de la Zlatna.

TECTONIQUE DES BASSINS MIOCÈNES

L'encadrement des bassins. Deux bassins miocènes sont connus dans la région de Zlatna: le bassin de Zlatna et le bassin de Glod.

Le bassin de Zlatna se développe approximativement le long de la Valea Ampoiului et il s'étale surtout sur le versant droit. Toute l'extrémité septentrionale du bassin se développe au S de la Valea Ampoiului. Les deux flancs du bassin de Zlatna sont constitués par des sédiments aptiens. Dans sa partie NW, ce bassin se confond avec le bassin de Glod, formant la région de Fața Băii—Almașul Mare. L'extrémité de ces deux bassins ne se montre pas, au N, aussi simple qu'au S. Ces deux bassins, nettement distincts au S, s'unissent vers le N grâce à l'interruption de la zone mésozoïque de Jiva—Măgura, au niveau de la Valea Mare.

Le bassin de Glod se trouve situé au S du bassin de Zlatna. Il est encastré sur toute sa longueur dans le massif ophiolitique. Il prend naissance au niveau du village de Nădăjdia, occupant le Dealul Bălaciului à l'W et étant limité à l'W par la Valea Ampoiului. Au niveau du village de Glod — situé au centre du bassin du même nom — celui-ci dessine une légère courbe vers l'E.Ce bassin est traversé, sur une distance de 700 m, par la Valea Cibului. Son extrémité méridionale repose sur les ophiolites de D. Vințului. A cet endroit, le bassin est plus étroit et atteint son maximum de largeur (3 km), au S du village de Nădăjdia.

Les dépôts miocènes sont bien encadrés dans les limites des bassins. Au S de Glod, ils dépassent la limite ordinaire et recouvrent sous forme de lambeaux les calcaires jurassiques, à Dumbrăvița et au N de Pleașa Ardeului.

Nous ne pouvons nous attendre dans ces bassins miocènes à une sédimentation aussi complète que dans la Cuvette Transylvaine. La discordance accentuée de l'Aptien indique un exhaussement dans la masse de la chaîne, de même qu'une forte érosion. Cette observation n'est pas uniquement valable pour la région centrale des Monts Métallifères; elle est également admissible pour la bordure de la chaîne montagneuse (Șard—Micești).

Institutul Geologic al României

Les bassins de la région de Zlatna ont été intéressés par deux cycles de sédimentation différents. Pendant l'Aquitanien, une molasse d'eau douce s'y est déposée. C'est par l'Aquitanien d'eau douce à Helix que débute le cycle de sédimentation néogène. Les sédiments présentent une constitution uniforme, sans variations de faciès. L'étude des éléments laisse présumer une forte érosion; ceci résulte aussi bien de la variété du matériel que du volume gigantesque des blocs. L'épaisseur des dépôts s'explique par un affaissement continu du soubassement du bassin.

Le deuxième cycle de sédimentation, caractérisé par des dépôts marins, débute avec le Tortonien. Celui-ci présente d'importantes variations de faciès. Jusqu'ici nous n'avons aucun indice de l'existence des sédiments sarmatiens ou pliocènes.

Accidents tectoniques. Les couches miocènes du bassin de Zlatna se montrent considérablement dénivelées par rapport aux dépôts crétacés de bordure. Le dénivellement actuel des dépôts aquitaniens indique à quel point les compartiments résultant des fractures, considérées comme anté-aquitaniennes, ont subi l'effet de ces accidents.

Le Mésozoïque lui-même montre une disposition successive en gradins. Cette division en compartiments ressort aussi de l'aspect du relief. Le Mésozoïque de la région de Feneș atteint 1300 m, tandis que le relief dans le proche voisinage de Zlatna ne dépasse pas les 700 m. Dans la région méridionale, le Méditerranéen parvient à couvrir les calcaires jurassiques (Cheia). Ces observations nous autorisent à croire que la partie centrale des Monts Métallifères a subi un affaissement important.

La division en compartiments s'est produite sur des lignes de failles, orientées du NW au SE. Leur direction n'est pas parallèle aux plis alpins crétacés et le mouvement en est indépendant.

Les failles antérieures à l'Aquitanien ont résulté du décrochement brusque des plis alpins. La formation des bassins miocènes, au milieu des sédiments crétacés, est contemporaine de l'affaissement du Bassin transylvain.

En dehors de l'effondrement des parties intérieures de la chaîne montagneuse mésozoïque des Monts Apuseni, contemporain de l'affaissement du bassin transylvain, la formation des bassins miocènes a été préparée par la grande dépression qui s'est produite dans la partie centrale des Monts Métallifères, pendant le Crétacé. Nous ne pouvons nier le rôle precurseur de cette dépression qui a atteint son maximum d'affaissement dans la région d'Abrud—Zlatna. Cette zone de faible résistance a cédé et a joué à nouveau lors de l'affaissement du bassin de Transylvanie, donnant ainsi naissance aux bassins miocènes de Zlatna et Roșia. C'est ainsi que nous nous expliquons la formation de ce bassin d'une importance remarquable qui s'étend entre Brad et Săcărâmb. Le phénomène d'affaissement s'est

Institutul Geologic al României

répété pendant la sédimentation miocène; le fait est prouvé par l'épaisseur des dépôts.

La région de Zlatna est par conséquent un vaste territoire affaissé, dont l'architecture est due aux affaissements tertiaires qui ont fragmenté le soubassement, le divisant en compartiments plus ou moins dénivelés, et dont les limites sont indiquées par des failles. L'ensemble des failles qui ont fragmenté la région de Zlatna peut être schématiquement divisé en deux systèmes principaux (fig. 17).

Le premier système, constitué par de grandes failles grossièrement orientées du NW au SE, forme la limite des bassins. Ces failles ne sont pas

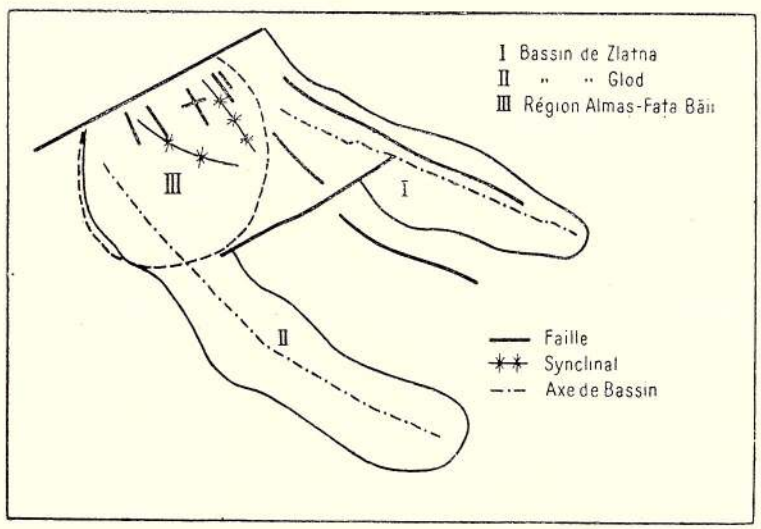


Fig. 17. — Esquisse tectonique des bassins miocènes de la région de Zlatna.

directement observables, à cause du remplissage par les sédiments. Elles sont plus ou moins parallèles entre elles, mais ne presentent pas des rapports de parallélisme avec les plis crétacés, ou les éléments de la nappe mésocrétacée. Ce système de failles a une origine profonde et correspond aux plans généraux de l'affaissement de ces bassins.

Dans le bassin de Zlatna, les failles intéressent les dépôts crétacés et, dans le bassin de Glod, le massif ophiolitique. Les dépôts aquitaniens de Zlatna s'étalent entre deux failles principales, à parcours rectiligne et presque parallèle. Les dépôts miocènes ne sont nulle part chevauchés le long de ces accidents tectoniques, ce qui prouve l'absence des phénomènes tectoniques importants après le remplissage. Le bassin de Glod se présente dans les mêmes conditions tectoniques que la bassin de Zlatna.

Institutul Geologic al României

Le deuxième système de failles, dont fait partie celle de Valea Mare—Nădăjdia et celle de Trimpoele—Neagra, est orienté du NE au SW.

L'accident tectonique le plus apparent qui ressort de l'analyse de la carte géologique est représenté par la faille de Valea Mare—Nădăjdia. Grâce à elle, la zone de Crétacé inférieur de Jiva—Măgura, ainsi que le massif ophiolitique, s'interrompent brusquement, approximativement dans le talweg de la Valea Mare. Les deux bassins miocènes s'unissent au N de cette vallée, grâce encore à cette dislocation, qui a tranché l'extrémité septentrionale de la zone mésozoïque de Jiva—Măgura. Les bassins ne finissent pas, à leur partie septentrionale, aussi simplement qu'au Sud. Par l'intervention de la faille de Valea Mare—Nădăjdia, qui par endroits est sensiblement normale aux failles du premier système, un seul bassin prend naissance dans la région de Fața Băii—Almașul Mare.

Un accident tectonique non moins important, est représenté par la faille de Trimpoele—Neagra, presque parallèle à la faille de Valea Mare, qui s'interrompt brusquement à l'extrémité septentrionale des bassins miocènes.

Dans la région de Fața Băii—Almașul Mare, ce n'est plus de simples failles à allure plus ou moins régulière qui apparaissent: c'est un faisceau de failles à disposition orthogonale. Ce faisceau a pris naissance sous l'influence de deux grands systèmes de dislocations. Tous les accidents tectoniques mentionnés jouent un rôle important; mais il est malaisé de les suivre à cause de la couverture sédimentaire miocène, qui atteint en ce point sont maximum de développement.

Les bassins miocènes de Zlatna sont séparés l'un de l'autre par un gradin plus élevé, constitué par des dépôts crétacés, jurassiques et par des roches éruptives. Ce seuil montre un dénivellement rapide, qui n'est que l'effet des failles mentionnées. L'extrémité septentrionale de ce seuil est également limité par une faille: la faille de Valea Mare.

La crête de Măgura—Jiva, qui constitue le seuil entre les deux bassins miocènes, n'est pas dû à un cintrage post-tortonien; il présente le caractère d'un petit horst. Une partie de la zone du Flysch comprise entre les bassins de Zlatna et de Glod est limitée par des failles.

Une seule zone de sédimentation a existé dans la région de Zlatna, qui a été ultérieurement divisée en deux par un exhaussement post-tortonien de la bande de terrain de Măgura—Jiva. Dès le début du Miocène, la région de Zlatna a été séparée en deux bassins distincts, résultant de l'affaissement du soubassement. La crête de Măgura—Jiva a donc joué un rôle de massif surélevé.

Le petit horst de Pătrânjeni s'interprète de la même manière. Ici, les ophiolites entourées par le Néocomien, ont traversé l'Aptien verticalement. Cette manière de se montrer, en quelque sorte singulière, s'explique par un exhaussement du soubassement — relativement rapproché de la surface — par les manifestations effusives tertiaires.

Institutul Geologic al României

Considérations régionales. La formation des bassins miocènes de Zlatna est une conséquence des phénomènes tectoniques de la fin de l'Oligocène, qui ont eu comme résultat final la formation de la Cuvette Transylvaine.

La discordance oligocène-miocène indique ce moment tectonique. Dans les Monts Métallifères, les régions de résistance minimum se sont adaptées au nouvel équilibre tectonique.

Dans la région de Zlatna, on observe une influence ancienne; c'est la tendance continue à l'affaissement de la région d'Abrud—Zlatna.

Les dépôts miocènes n'ont pas subi de mouvements importants; les pressions latérales n'ont pas donné naissance à des chevauchements ou à des plissements; elles ont seulement provoqué un plongement des couches, de 20° à 40°, vers l'intérieur du bassin.

Nous ne pouvons synchroniser les phénomènes tectoniques qui ont intéressé les dépôts miocènes dans les Carpates Orientales, avec ceux des bassins miocènes. Ainsi par exemple, dans les Monts Apuseni, les mouvements valachiques (STILLE) sont inconnus.

TECTONIQUE DES ROCHES EFFUSIVES

La région de Zlatna est une des plus favorables à la recherche des relations entre les manifestations volcaniques et les lignes structurales. Des auteurs comme, POŠEPNY, M. PÁLFY, ST. FERENCZI, M. DRĂGHICEANU, V. STANCIU se sont exprimés dans le même sens.

Il ressort de nos observations, que les manifestations volcaniques se sont produites dans les régions à failles de tassement. C'est le cas de la région de Zlatna, de Brad—Săcărâmb et de Roșia. Ces failles sont le résultat de l'affaissement des bassins miocènes. Les failles principales sont orientées du NW au SE, parallèlement aux limites du bassin (les failles de l'Ampoiul), et sont masquées par des dépôts néogènes. Outre ces lignes structurales, on rencontre une série de failles présentant la même orientation, soit dans les sédiments crétacés (Jiva—Măgura, Vulcoi—Bucium, Geamăna), soit dans l'éperon de schistes cristallins de Baia de Arieș et qui se rattachent à ces mêmes affaissements tertiaires.

Une autre catégorie de lignes structurales, à disposition orthogonale par rapport aux lignes mentionnées, est constituée par les failles de Valea Mare—Nădăjdia et de Trimpoele—Stănija. Ce système d'accidents a déterminé dans le substratum de la région une structure spéciale, des plus propice aux manifestations volcaniques.

Les effusions néogènes dans les Monts Métallifères ont succédé à la phase d'affaissement et de division en compartiments manifestée à la fin du Paléogène. La formation de la Cuvette Transylvaine, de même que celle des fosses

Institutul Geologic al României

internes, est due à la décompression qui a succédé aux phases de plissement alpin. Lorsque les forces tangentielles eurent cessé leur action, l'écorce est entrée dans une nouvelle phase d'équilibre, à laquelle elle est parvenue grâce à la formation de dépressions.

Les produits volcaniques ont utilisé les crevasses rencontrées dans les zones de résistance minimum; celles ci se sont élargies dans la période de décompression. Ces crevasses se sont montrées de plus en plus accentuées et en même temps plus compliquées. Comme conséquence, les manifestations volcaniques devenaient de plus en plus importantes.

Cette explication a été donnée par F. BERTRAND (3) pour les effusions tertiaires du Massif Central français et elle peut également s'appliquer aux manifestations volcaniques qui eurent lieu dans les Monts Hărghita—Călimani. Dans cette région, les bords de la crevasse ont été fortement écartés par le déplacement des dépôts du Flysch vers l'Avant-pays. La compression pendant la période de plissement des Carpates Orientales ayant été très forte, la décompression a été exagérée. C'est ce qui explique les violentes manifestations volcaniques qui s'y produisirent. Dans les Monts Métallifères, l'importance des fissures a été moindre, vu qu'elles n'ont été que l'écho des plissements alpins plus récents et plus faibles.

Dans la majorité des cas, les coulées volcaniques se sont localisées dans les bassins d'affaissement occupés par les sédiments miocènes. On ne rencontre, sur les failles de bordure, que les culots d'andésites à pyroxène de la Valea Ampoiului. Entre Zlatna et Roșia Montană, les éruptions ont eu lieu sur le voussoir mésozoïque relativement rigide. Le petit massif surélevé de Jiva—Măgura a été, lui aussi, fragmenté par les failles. La faille principale de Jiva—Măgura, orientée du NW au SE, se continue très probablement vers Breaza, par dessous les dépôts miocènes qui masquent la structure du substratum de ces bassins.

Il ressort de ce que nous venons de dire, que les éruptions ont utilisé les régions à structure faillée. Une preuve à l'appui, est avant tout la coïncidence entre les affleurements de roches effusives et ces régions faillées.

Les accidents tectoniques sont plus anciens que les éruptions. En effet, les lignes structurales ont pris naissance pendant que se formaient les bassins miocènes, c'est-à-dire à la fin de l'Oligocène, tandis que les manifestations volcaniques ont duré depuis le début du Miocène jusqu'à la fin du Pliocène.

Dans le cadre de ce qui vient d'être dit, nous nous demandons pourquoi les éruptions n'ont-elles pas eu lieu aussi en d'autres régions où la structure faillée existait déjà. Nous répondrons à cette question en montrant que dans ces régions faillées, les conditions tectoniques n'ont pas été complètement satisfaites. A ce sujet, on peut croire que ces régions ont été intéressées par des failles superficielles. L'activité des volcans a eu lieu dans des régions faillées, plus ou moins compliquées, leurs venues ayant assurément une

Institutul Geologic al României

origine profonde et demandant des fractures en conséquence. Cette condition semble avoir été réalisée dans les régions à roches effusives des Monts Métallifères. Si en effet nous ne tenons compte que du niveau affaissé des dépôts méditerranéens par rapport au soubassement mésozoïque exhaussé dans le voisinage, nous pouvons déduire que les lignes structurales sont profondes. Il en résulte, que les effusions ont eu lieu dans des régions profondément faillées. Sur les lignes simples, seules les laves basiques sont parvenues en surface (Valea Ampoiului) (fig. 18). Les grands édifices volcaniques semblent conditionnés par l'intersection de deux ou plusieurs failles.

En analysant les rapports entre les plis du Mésozoïque et les affleurements de roches effusives, nous constatons l'absence de tout parallélisme. Les dislocations tertiaires sont indépendantes des plissements crétacés.

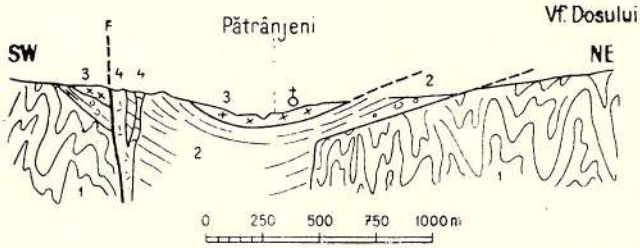


Fig. 18. — Coupe du bassin de Zlatna.

1 Néocomien; 2, Aquitanien; 3, laves et tuffs rhyolitiques; 4, andésites.

Les failles principales, orientées du NW vers le SE recoupent en diagonale les plis mésozoïques. Les plis du soubassement des bassins n'ont pas joué de rôle visible dans la formation des lignes structurales tertiaires. Le système de failles orthogonales, analysé dans la région de Zlatna, se prolonge dans le soubassement des bassins; ces failles sont conformes à leur allongement.

Dans les Monts du Trăscău, à l'encontre des Monts Métallifères, les roches effusives affleurent en relation avec les lignes structurales mésozoïques. Cependant leur surface d'extension est relativement réduite (Izvoarele, Colțești).

Dans les Monts Métallifères, on constate généralement que les roches effusives suivent en quelque sorte la direction des plis mésozoïques. Dans la région de Băița—Săcărâmb, ces roches traversent le massif ophiolitique. Dans la région de Zlatna les roches effusives suivent les lignes limites du bassin et traversent les plis mésozoïques.

Ici, les roches effusives affleurent sur la ligne de Jiva—Măgura—Breaza, orientée du NW au SE et sur la ligne de Trimpoele—Neagra, dirigée de l'WNW vers l'ESE. Dans la Valea Ampoiului, des andésites à pyroxène jalonnent la bordure du bassin. Dans la région de la Fața Băii, les roches effusives sont sporadiques; on les rencontre à l'intersection des failles principales, recouvertes par une couche de sédiments méditerranéens. Dans la région de Vulcoi—Bucium, les roches volcaniques traversent les dépôts crétacés et se

Institutul Geologic al României

rangent sur des lignes non parallèles aux plis mésozoïques. Enfin, à Baia de Arieș, les effusions se montrent sur des lignes perpendiculaires par rapport à la direction des plis.

CONCLUSIONS

Les Monts Métallifères sont constitués en majeure partie par des dépôts crétacés inférieurs. Pendant le Mésocrétacé, les mouvements orogéniques ont donné naissance à une série de plis qui moulent le noyau cristallin central des Monts Apuseni. A partir du Cénomanien, une nouvelle transgression venant de l'extérieur de la zone crétacée du Flysch, affronte le noyau cristallin du Gilău. Les dépôts cénomaniens s'installent dans le centre des Monts Métallifères, en envahissant la zone d'affaissement Abrud—Zlatna. Les pressions tangentielles post-sénoniennes ont légèrement plissé le Crétacé moyen et supérieur.

Vers la fin de l'Oligocène, après une nouvelle compression, des crevasses considérables se sont produites dans les Monts Métallifères. Ces crevasses présentent une importance de plus en plus grande à mesure qu'on se déplace vers le NE.

Après que les pousées latérales eurent cessé, la région se subdivisait en blocs allongés dans le sens transversal par rapport aux anciens plis, qui s'affaissaient localement en donnant naissance aux bassins miocènes. Sur les lignes de faible résistance et dans les mêmes conditions, se produisirent les éruptions de laves qui s'y manifestèrent dès le début du Miocène.

Reçu: Décembre 1935.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ANGUILERA, J. G. Les volcans du Mexique dans leurs relations avec le relief et la tectonique générale du pays. *Compte rendu de la X-ème session du Congrès géologique international, Mexico 1906.* Mexico 1907.
2. ATHANASIU, S. Studii geologice în districtul Suceava. *Bul. Soc. de Ştiinţe Buc.* 3, 4, 1897.
3. BERTRAND, F. Les grandes régions géologiques du sol français. Paris 1935.
4. BEUDANT, F. S. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822.
5. BRANCA, W. Vulkane und Spalten. *Compte rendu de la X-ème session du Congrès géologique international, Mexico 1906.* Mexico 1907.
6. DOELTER, C. Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIV.*
7. — Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. *Tschermak's. M. P. M.* 1874.
8. — Die jüngeren Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Neues Jahrb. f. Min.* 1873.
9. DRĂGHICEANU, M. L'Eur-Asie. Bucureşti 1937.
10. FERENCZI, ST. Das Tertiärbecken von Zalatna-Nagyalmás. *Földt. Közl.* Band XLV. Budapesta 1915.
11. FIALA, FR. Les montagnes de Kremnica et Štiavnica. *Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales.* Praha 1931.
12. FICHTEL, J. Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen. Wien, 1780.
13. FICHTEL, J. E. Tabellarische Übersicht des siebenbürgischen gediegenen Goldes und Gold-Erze. 1794.
14. — Feingehalt des verschiedentlichen siebenbürgischen Goldes. 1794.
15. — Golderze und Gebirgsverhältnisse von Facebay. *Mineralog. Aufsätze.* 1794.
16. FILTSCH, E. Reise in das siebenbürgische Erzgebirge. *Hermannstadt. Verh.* 1857.
17. FRENDL. Description des mines de Zalathna. Journal de Géologie publ. par A. Boué. 1831.
18. GESELL, A. Die montangeologischen Verhältnisse von Zalatna und Umgebung. *Jahresb. d. k. ung. Anst. f. 1894.*
19. — Geologische Verhältnisse der vom Zalatna—Preszakaer Abschnitte des Ompolytales nördlich gelegenen Gebietes. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1896.*
20. GÁAL, ST. Eine neue Limaart aus dem Localsediment in der Umgebung von Zalatna. *Földt. Közl.* XLIV, 1914.
21. G., (GRIMM). Ein Beitrag zur Kenntnis der Minerallagerstätten Siebenbürgens. *Hingenau, Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen* IV. 1856.
22. GRIMM, J. Über die Erzniederlage und der Bergbau von Faczebay. *Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb.* VI. 1857.
23. GÜMBEL, W. C. Die sogenannten Nulliporen und ihre Betheiligung an der Zussamensetzung der Kalkgesteine. München 1871.
24. HAAGER. Über das Vorkommen des Goldes in Siebenbürgen. Leipzig 1797.
25. HAUER, FR. Geologische Aufnahmen der Umgebungen von Zalatna-Toroczko. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XI. Wien 1861.
26. — u. STACHE, G. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.

Institutul Geologic al României

27. HERBICH, FR. Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens. Klausenburg 1873.
28. — Palaeontologische Studien über die Kalkklippen des siebenb. Gebirges. *Földt. Közl.* XVIII.
29. HOFFMANN, K. Bericht über die im nordwest. siebenb. Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geol. Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.* XI, 1881.
30. ILIE MIRCEA, D. Rôle tectonique des « Klippes » dans des Monts Métallifères de Roumanie. *C. R. des séances de l'Académie des Sciences de Roumanie*, Tom. I. Bucureşti 1937.
31. — The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumania. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, 1937.
32. — Geological structure of the Vulcan and Brădişor region. *Ibidem*, Vol. III.
33. — Les nouvelles hypothèses relatives à la tectonique des Monts Métallifères de Roumanie. *Ibidem*, Vol. III.
34. — Le Mésozoïque du bassin supérieur de la Valea Ampoiului. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie*, Tome XXIII. Bucureşti 1938.
35. — Les bassins miocènes de Zlatna. *Ibidem*, Tome XXIII.
36. — Les éruptions volcaniques néogènes de la region de Zlatna. *Ibidem*. Tome XXIII.
37. — Excursiuni geologice în Munţii Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. din România* Nr. 11, Bucureşti 1937.
38. — Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *C. R. des Séances de l'Académie des Sciences de Roumanie*. Tome II, Bucureşti 1938.
39. — L'âge des roches effusives dans les régions aurifères des Monts Apuseni. *Ibidem*, Tome II.
40. — Sur les roches ophiolitiques des Monts Apuseni. *Ibidem*, Tome II.
41. — Les brèches à éléments éruptifs dans les Monts Métallifères. *Ibidem*, Tome II.
42. — Les calcaires phytogènes dans le bassin méditeranéen de Glod. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie*, Tome XXIII. Bucureşti 1938.
43. — Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et le bassin de l'Arieş. *An. Inst. Geol. Rom.*, Tome XVII. Bucureşti 1936.
44. INKEY, B. Über eine auffallende Bergform in der Umgebung von Nagyág (Săcărâmb). *Földt. Közl.* X, 1880.
45. JANOSCHEK, R. Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). *Mitt. d. geol. Gesellschaft.* Band XXIV, Wien. 1931.
46. KOBER, L. Das alpine Europa. Berlin 1931.
47. KOCH, A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. I. Palaeogen 1894, II. Neogen, Budapest 1900.
48. — Mineral petrographische Notizen aus Siebenbürgen. *Tschermack's. M. P. M.* 1877, H. IV.
49. — Bericht über die im Sommer 1887 durchgeführten Untersuchungen von Torda gelegenen Gebiete im Torda Aranyoser Comitate. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1887*. Budapest 1889.
50. KÖLESERI. Auraria Romano-Dacia. Cibinii 1717.
51. LACOSTE, J. Études géologiques dans la région rifaine méridionale (Maroc). Tome. I, II. *Notes et mémoires Maroc.* Rabat 1934.
52. LAPPARENT, J. DE. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. de la carte géol. de France.* Paris 1918.
53. LEMOINE, P. M. Géologie du Bassin de Paris. Paris 1911.
54. LÓCZY, JUN. Beiträge zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* 1916.

Institutul Geologic al României

55. MARTONNE, EM. de. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de Cluj en 1921. *Lucrările Inst. de Geografie al Univ. Cluj.* Vol. I. Bucureşti 1924.

56. MOHR, C. F. Aus dem Zalathnaer, Bergreviere in Siebenbürgen. *Hingenau. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen* IV. 1856.

57. MÜCKE, K. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteines im siebenbürgischen Erzgebirge. *Verhandl. d. k. k. R.-A. für 1915.*

58. MÜLLER. Über der vermeintlichen natürlichen Spiessglanzkönig (von Faczebany). *Physik. Arb. der einträchtigen Freunde* I. 1783.

59. NEMES, D. F. Paläontologische Studien aus dem Tertiär Siebenbürgens. I. Die paläontologischen Verhältnisse des Schliers von Cerecel. *Orv. Term. Tud. Értesitö.* Bd. X.

60. NOPCSA, FR. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvar, Déva, Ruszkabanya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIV.

61. NICHITA, O. Studiul petrografic şi chimic al regiunei Văilor Neagra şi Haita din Masivul munţilor Călimani. Jud. Câmpulung. Iaşi 1934.

62. PÁLFY, M. Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis d. Andesite im siebenbürgischen Erzgebirge. *Földt. Közl.* Bd. XXXIII.

63. — Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Ibidem,* Bd. XXXIII.

64. — Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Bergbaues des siebenbürgischen Erzgebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. R.-A.* Bd. XVIII.

65. PAPP, K. Das taube Sedimente von Zalatna. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1914.*

66. — Die Umgebungen des Dimbu Berges bei Zalatna im Komitat Alsofehér (Alba). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* 1900.

67. — Die Umgebung von Bucsony (Bucium) im komitat Alsofehér (Alba). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913.

68. PARTSCH, P. Tagebuch seiner Reisen nach Siebenbürgen (1826—1827.) (Manuscrit).

69. PETERS, K. Geologische und mineralogische Studien aus dem südöstlichen Ungarn. *Sitzungsber. d. k. Akad. der Wissensch.* Bd. 43.

70. POŠEPNY, F. Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XVIII. Wien 1868.

71. — Allgemeines Bild der Erzführung im siebenbürgischen Bergbau-Districte. *Ibidem,* XVIII.

72. PROTESCU, O. Zăcămintele de bauxit din regiunea Sohodol (jud. Alba) şi Vidra (Jud. Turda). *Inst. Geol. Rom. Studii tehnice si economice* Seria A, Nr. 1. Bucureşti 1938.

73. PRIMICS, G. Beiträge zur Kenntnis der Massengesteine d. siebenbürg. Erzgebirges und des Bihargebirges. *Orv. Term. Tud. Értesitö* I. 1879.

74. RICHTHOFEN, FR. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirge. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XI, 1860.

75. — Vorlage der geologischen Karte von Ost-Siebenbürgen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* X. 1859.

76. ROTH, TELEGD L. Der Ostrand des siebenbürg. Erzebirges in der Umgebung von Şard, Meteş, Presaca, Răcătău, und Alba Iulia. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1904,* Budapest 1906.

77. ROTHPLETZ. Fossile Kalkalgen aus den Familien der Cadiaceen und der Corallinacen. *Zeitschrift d. deutschen geol. Gesell.* Heft 2, 1891.

78. ROZLOZSNIK, P. Bemerkungen über den neuen Fundort von Myridioptera grandis Gáal in der Gegend von Felsökenesd. *Föld. Közl.* XLIX.

79. RUPRECHT. Untersuchung des natürlichen Spiessglanzkönigs von Faczebay. *Physik. Arb. d. einträcht. Freunde.* 1783.

Institutul Geologic al României

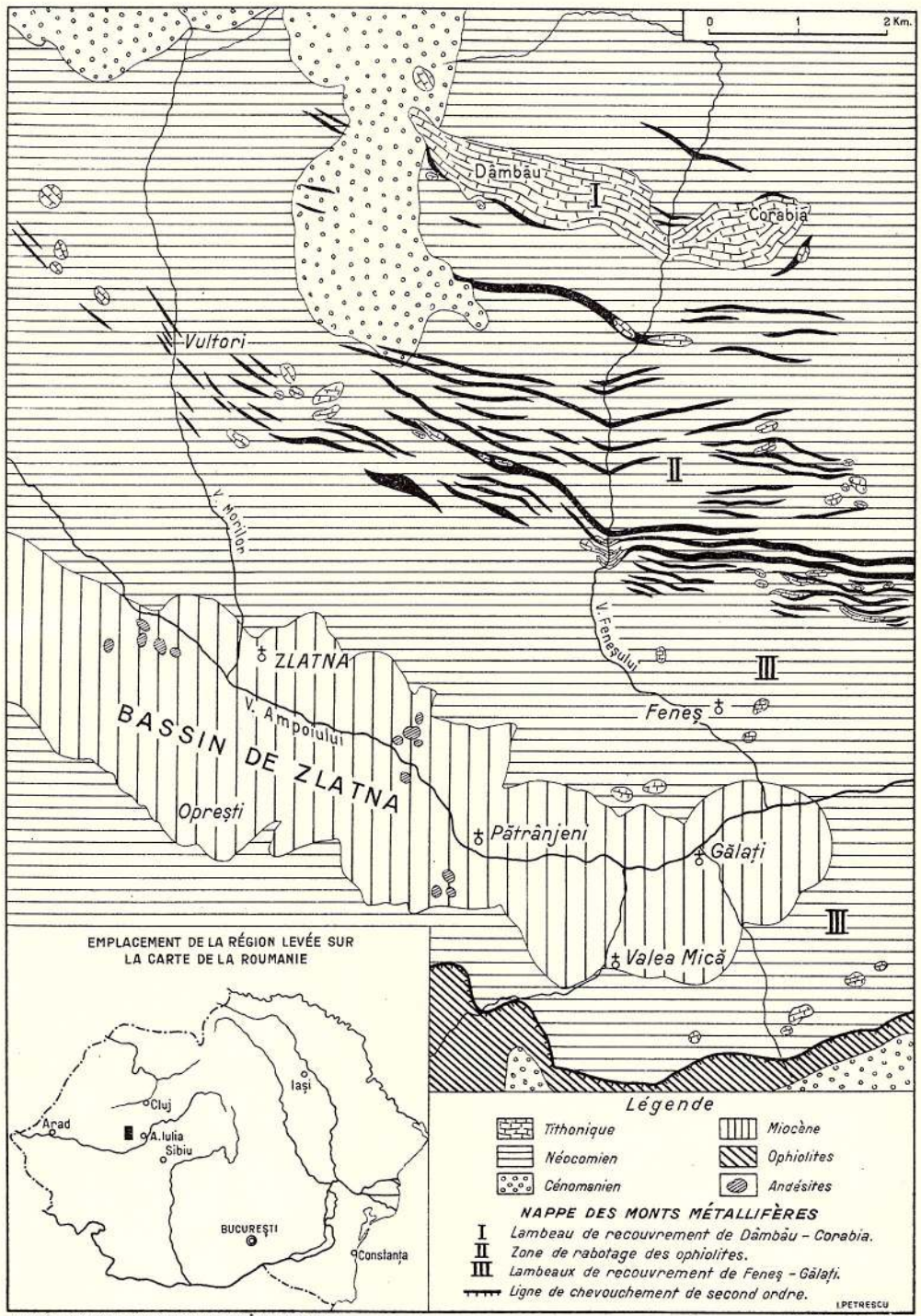
80. SAVORNIN, J. Note préliminaire sur les Lithothamnium des terrains tertiaires d'Algerie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* Tome II, 1902.
81. SAWICKI, L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Ac. Sc. Cracovie* 1912.
82. SOMMARUGA, E. Über die Zusammensetzung der Dazite. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* XVI.
83. STACHE, FR. RITT. Die Edelmetallbergbaue Facebaja und Allerheiligen in der Umgebung von Zalatna. Wien, 1885.
84. — Sammlung von Karten der Bergwerke von Facebánya und Mindszent. 1885.
85. — Die Edelerzbergwerke der Umgebung von Zalatna. *Ungar. Bány. és Koh. Lapok.* Bd. XIX.
86. STANCIU, V. Provinciile minerale ale României. *Rev. Muz. Geol.-Min. Cluj.* Vol. III, No. 2, Cluj 1930.
87. STEINMANN, Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Congrès Géol. Internat. XIV.* Madrid 1927.
88. STILLE, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
89. STRAUSZ, L. Das mediterran des Mecsekgebirges in Süd-ungarn. *Geologische und Paläontologische Abhandlungen.* Band 15. Heft 5. Jena 1928.
90. SZÁDECZKY, J. Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* Bd. XXII.
91. SZABÓ, I. Beiträge zur Kenntnis der Trachytbildungen des ung.-siebenb. Grenzgebirges. *Földt. Közl.* IV, 1874.
92. SZENTPÉTERY, S. Der Melaphyr und seine Rolle im siebenbürgischen Erzgebirge. *Földt. Közl.* XLVI, 1916.
93. — The copper ores and diabases of Transylvania. *Econ. Geol.* XXIX.
94. TSCHERMAK, G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren, geologischen Epoche. Wien 1864.
95. VADÁSZ, E. Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda-Ompolytal. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1914.*
96. VIENNOT, P. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. des serv. de la Carte géol. de la France.* Paris 1927.
97. VOITEȘTI, I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol.-Min. Cluj.* Vol. III, Nr. 1, 1929.
98. — Le bassin de Petroșeni dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București 1932.
99. — Evoluția geologică-paleontologică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol.-Min. Cluj.* Vol. V/2, Cluj 1936.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MIRCEA D. ILIE

ESQUISSE TECTONIQUE DE LA RÉGION DE ZLATNA (ROUMANIE)



ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI VOL. XX.

Imprim. Atel. Inst. Geol. al Rom.

Institutul Geologic al României

MIRCEA D. ILIE

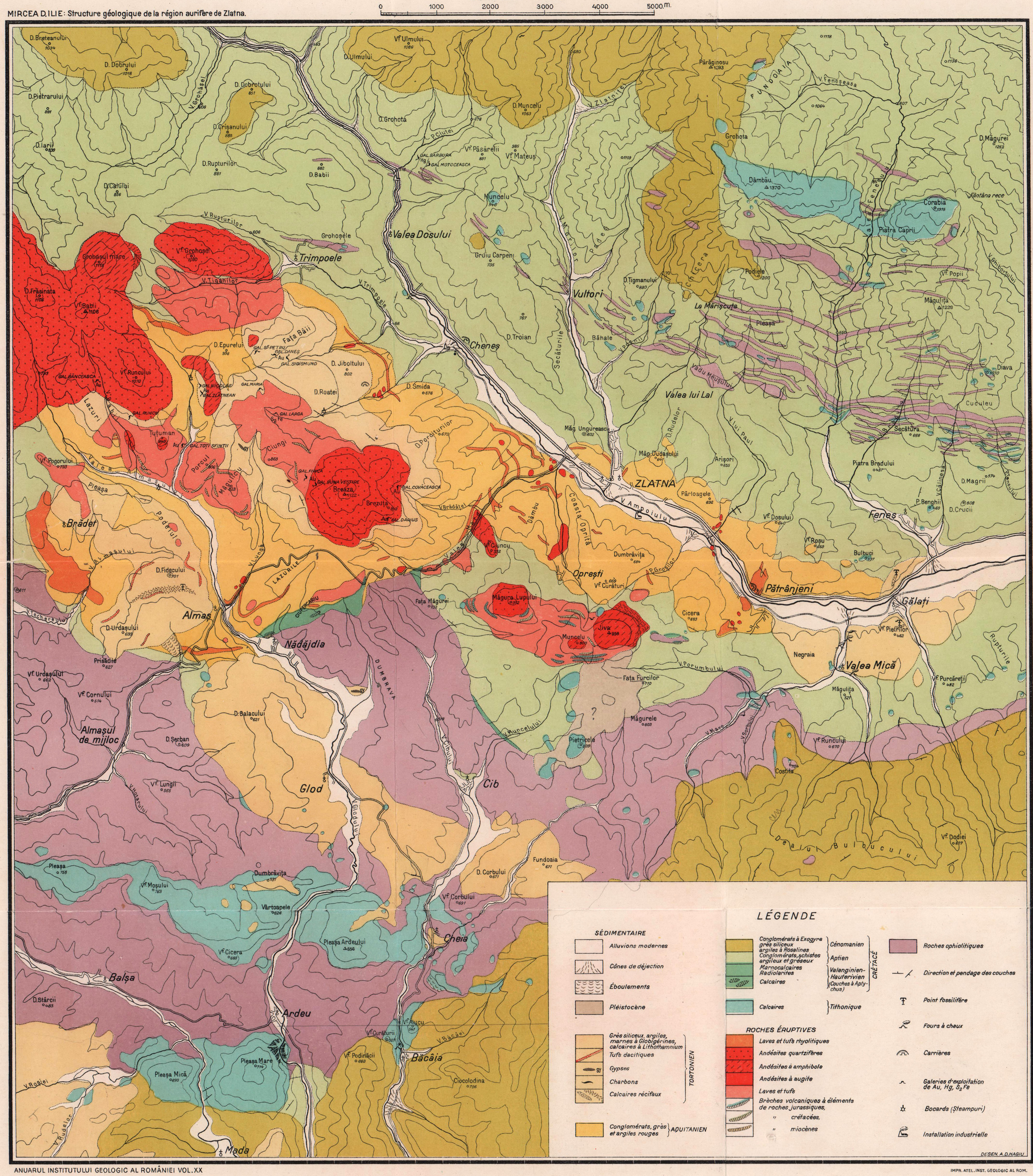
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE ZLATNA (ROUMANIE)

1934

ÉCHELLE 1:50.000

0 1000 2000 3000 4000 5000 m.

MIRCEA D. ILIE: Structure géologique de la région aurifère de Zlatna.


D. Breteanului
D. Dobrului
D. Pietrarului
D. Iarii
D. Crișanului
D. Dobrotului
D. Ulmului
Vf Ulmului
D. Grohota
D. Muncelu
D. Rupturilor
D. Babii
D. Catului
V. Grohașel
V. Rupturilor
V. Ciutei
Vf Păsărelii
Vf Mateuș
Muncelu
Valea Dosului
Grohoșele
Trimpoele
Grohașul mare
Vf Grohașel
V. Tiganilor
D. Frăsinata
Vf Babii
D. Epurelui
Fața Băii
D. Jiboltului
D. Roatei
D. Șmida
Chenes
D. Troian
Vultori
D. Tigmanului
Părăginosu
Grohota
Dâmbău
Muncelu
Gruiu Carpeni
Vf Runcului
Vf Tuțuman
Vf Pogorului
Porcul
Măgurelu
Ciungi
Breaza
Brezuța
Pleașa
Brădet
Valea Almașului
Almaș
D. Fideșului
D. Urdașului
Prisăcile
Vf Urdașului
Vf Cornului
Almașul de mijloc
D. Balaculuî
D. Șerban
Nădăjdia
Vf Lungii
Glod
Fața Măgurei
Măgura Lupului
Jiva
Muncelu
Cicera
Oprești
Vf Curături
Dumbrăvița
Coasta Oprită
Dâmbu
Vf Ciuncu
Vârtoapele
Vf Cicera
Pleașa Ardeului
Cheia
Balșa
D. Stârcii
Ardeu
Vf Aiucu
Vf Curăturii
Vf Podinăcii
Băcâia
Pleașa Mare
Pleașa Mică
Ciocolodina
Mada
Cib
D. Corbului
Vf Corbului
Fundoaia
Zlatna
Pârloagele
Arișori
Mag. Dudașului
Mag. Ungurească
Vf. Dosului
Vf. Roșu
Dumbrăvița
Bulbuci
Pătrânjeni
Fenes
P. Benghii
D. Crucii
D. Măgurei
Corabia
Fântâna rece
Piatra Caprii
Podiele
Gălați
Vf. Pietrilor
Negraia
Valea Mică
Vf. Purcăretii
Măgulița
Costita
Vf. Dodiei
Piatra Bradului
D. Măgrii
Cuculeu
Diava
Secătura
Pleașa
La Mărișcuta
Băhale
Valea lui Lal
Vadu Meușului
Vf. Popii
Vf. Runcului
Măgurele
Pietricele
Fața Furcilor
Vf. Porumbului
Vf. Mușchiului
Vf. Mușchiului
Vf. Mușchi

CONTRIBUTIONS À LA GÉOLOGIE DES PAYS MOLDAVES

PAR

I. ATANASIU

SOMMAIRE

Page

Introduction 147
Le Sarmatien 148
Le Méotien 151
La faune de Taraclia 156
Le Dacien 158
Les « couches à Congéries » 160
Le Levantin 162
Les faunes du Pliocène moldave 165
Le Quaternaire 166
L'évolution du delta 170
Le Quaternaire des environs de Iași 172

INTRODUCTION

A l'invitation de M. G. Macovei, Directeur de l'Institut géologique de Roumanie, j'ai accepté de mettre au point la succession des terrains et les contours de la carte géologique au 1 : 500.000-e, concernant la partie centrale des pays moldaves (Moldavie et Bessarabie). Le présent travail peut donc être considéré à un certain point de vue comme la notice explicative de cette carte.

Les matériaux assez abondants, rassemblés surtout par MM. Simionescu, David et Macarovici, au Laboratoire de géologie de l'Université de Iași, ainsi que plusieurs excursions que nous avons faites, M. Macovei et moi, en Bessarabie, me facilitent de beaucoup cette tache.

Je dois avouer cependant que, pour des territoires assez vastes, je n'ai pas eu à ma disposition des renseignements suffisants. Dans ces circonstances, j'ai été obligé d'extrapoler assez largement, plus qu'il est permis même dans

Institutul Geologic al României

un pays presque tabulaire comme celui-ci. Il est donc très probable que par endroits cette carte soit en défaut par rapport à la réalité. Toutefois, même avec ces lacunes, elle sera certainement de quelque utilité. Tout d'abord elle offre une image aussi exacte que possible de l'état de nos connaissances sur la région. Elle montre ensuite l'extension très approchée des différents étages du Néogène et du Quaternaire — de sorte que, pour les recherches plus aprofondies, on aura désormais au moins l'orientation générale nécessaire.

Tels qu'ils ont été séparés sur la carte, ces différents étages ne correspondent pas toujours à ceux qui sont généralement admis dans la bibliographie géologique courante. Je trouve donc nécessaire de préciser le contenu de ces subdivisions et de donner les raisons qui m'ont déterminé d'abandonner parfois les coupures devenues, pour ainsi dire, classiques en Roumanie.

LE SARMATIEN

Depuis les études de COBÂLCESCU [1]) les environs de Iași étaient considérés comme la région classique pour l'étude du Sarmatien.

Dans les départements de Iași et de Vaslui, la partie inférieure du Néogène est constituée surtout par des argiles (« argiles basales »), dont l'épaisseur visible est d'environ 300 m.

Suivent des argiles sableuses et des sables fins (20 m d'épaisseur) que l'on attribuait au Buglovien [2]).

Ces argiles supportent à leur tour, de 40 à 60 m de sables et de grès dans lesquels s'intercalent, à la partie supérieure, des calcaires oolithiques, variant comme importance de 1 à 4 m. C'est l'horizon arénacé du Sarmatien, l'horizon des « Calcaires de Repedea ». Les déterminations paléontologiques de M. SIMIONESCU [3]) et les levers minutieux de SEVASTOS [4]) et de M. DAVID [5]), s'accordaient pour classer le calcaire de Repedea dans le Sarmatien inférieur (Volhinien).

Une couche assez mince (4—5 m) d'argile « supraoolithique », recouvre cet horizon et marque la base de l'horizon suivant, constitué par des marnes

---

[1]) GR. COBÂLCESCU. Studii geologice şi paleontologice asupra unor terenuri terţiaire din unele părţi ale României. *Mem. Şcoalei Militare*, Iaşi 1883.

[2]) M. DAVID. Recherches géologiques dans le Plateau moldave. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, pag. 209, Bucureşti 1922.

[3]) I. SIMIONESCU. La faune sarmatique et tortonienne de la Moldavie. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. II, pag. 7, 1903.

— Contributions à la géologie de la Moldavie. *Ann. Sc. Univ. Iassy*. T. II, pag. 234, 1903.

[4]) R. SEVASTOS. Description géologique des environs de la ville de Iassy. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, Bucureşti 1914.

[5]) M. DAVID, *l. c.*, pag. 101.

Institutul Geologic al României

et des argiles dont l'importance ne paraît pas dépasser 30 m. La faune, assez riche et très bien conservée, trouvée dans cet horizon à Cetățuia-Dobrovăț [1]), le range dans le Sarmatien moyen (Bessarabien).

Enfin, l'horizon supérieur, discordant sur les précédents [2]), est constitué surtout par des sables à stratification torrentielle, présentant des intercalations subordonnées d'argiles. Ce « complexus supérieur », dont l'épaisseur peut monter à 200 m, représenterait le Méotien; il peut être divisé, d'après M. DAVID [3]), en une partie inférieure à faune saumâtre (Aktschagylien) et une partie supérieure, fluvio-lacustre (Moldavien).

Dès 1929, TH. VĂSCĂUȚANU [4]) mettait en doute cette classification du Néogène des environs de Iași, en montrant que les « argiles basales » contenaient, à Ungheni, une faune bessarabienne. Le point fossilifère se trouvant presque au niveau du Prut (environ 40 m d'altitude absolue) il résulte qu'au moins la partie visible des argiles basales appartient au même étage; mais alors, d'autant plus reviendront-ils au Bessarabien les Calcaires de Repedea ainsi que les marnes à intercalations sableuses de Cetățuia-Dobrovăț. Ces dernières d'ailleurs avaient été très judicieusement attribuées et depuis longtemps, par les auteurs, à cette subdivision.

M. MACOVEI et moi, nous sommes arrivés aux mêmes conclusions, en étudiant les dépôts sarmatiens de la Bessarabie.

Dans les environs de Chișinău, le facies récifal du Bessarabien (récifs à Nubecularia) [5]) passe latéralement à des calcaires oolithiques à grandes Mactra (*Mactra fabreana* D'ORB). Ces calcaires sont très bien développés surtout vers l'E, dans une zone large de 20 Km environ, parallèle au récifs; plus loin, un facies marno-sableux remplace partiellement les oolithes. Ce passage latéral, des récifs aux oolithes et des oolithes au facies marno-sableux, est trés clairement visible dans la vallée du Răut, en aval d'Orhei.

Vers le SW, on retrouve les mêmes calcaires oolithiques à *Mactra fabreana* D'ORB., il est vrai moins développés, mais quand-même assez bien

---

[1]) R. SEVASTOS. Description géologique de la région Codăești et Răducăneni. *An. Inst. Géol. Rom.*, Vol. II, pag. 189, București 1908.

M. DAVID, *l. c.*, pag. 211.

[2]) Id., *l. c.*, pag. 211.

[3]) Id., *l. c.*, pag. 213.

[4]) TH. VĂSCĂUȚANU. Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII, București 1929.

[5]) S. GILLET et H. DERVILLE. Nouveau gisement d'un récif à Nubecularia à Cricov, près de Chișinău (Bessarabie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5-e Série, T. I, Paris 1931.

Les récifs sont associés à une faune très riche étudiée en partie dernièrement par:

L. DAVIDASCHVILI. Fossils of the Sarmatian Beds. *Transactions of the State Petroleum Research Institute*, Moscow 1932.

V. P. KOLESNIKOV. Sarmatische Mollusken. *Akademie des Wissenschaften der U. R. S. S. Paläozoologisches Institut*, Leningrad 1935.

Institutul Geologic al României

caractérisés, dans les vallées du Cogâlnic, de la Lăpușna et du Prut. Au-delà du Prut, en Moldavie, des affleurements presque ininterrompus conduisent à l'horizon des calcaires de Repedea. De ce fait, nous avons conclu que ces derniers correspondent comme âge aux calcaires oolithiques des environs de Chișinău et doivent être également rangés dans le Sarmatien moyen (Bessarabien).

Au NW de Chișinău, à Ghidighici, le calcaire récifal supporte des argiles et des grès qui, sur une épaisseur d'environ 60 m, contiennent encore *Mactra fabreana* D'ORB. Ces dépôts reviennent donc eux aussi au Bessarabien.

Des sédiments appartenant au Sarmatien inférieur n'apparaissent que beaucoup plus au N, au delà de la limite de notre carte.

Tighina marque le point le plus méridional où les calcaires oolithiques du Sarmatien moyen affleurent. Plus au S, dans la vallée de la Botna, on rencontre surtout des sables à faibles intercalations argileuses, que SINZOW [1]) classait dans le Sarmatien supérieur (Kersonien). Les recherches plus récentes de N. MACAROVICI [2]) confirment ce point de vue, car les mactres qu'il y a déterminées sont caractéristiques pour cet horizon (*Mactra sinzowi* A. P. PAVLOV, *M. bulgarica* TOULA, *M. bulgarica*, var. *crassicolis* SINZOW).

Le toit de ce complexe sableux est constitué par des argiles sableuses verdâtres, dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 m. C'est le niveau dans lequel on a récolté une assez riche faune de Mammifères fossiles d'âge méotien. Cette couche est recouverte directement par le Dacien.

On peut donc affirmer que l'horizon des sables qui succèdent au Bessarabien revient, au moins en partie, au Sarmatien supérieur, ainsi que le prouve la présence des mactres. Mais, comme la sédimentation ne paraît pas avoir été interrompue jusqu'au niveau à Mammifères, on peut présumer que la partie supérieure des sables est d'âge méotien.

Ces sables forment pourtant un paquet si homogène, que les géologues n'ont jamais essayé de les subdiviser. Dans ces circonstances, on ne peut pour le moment tenter de tracer sur la carte une limite entre le Sarmatien supérieur et le Méotien.

Vers l'W, cet horizon de sables, appelés en Bessarabie « sables de Lăpușna » [3]) gagne en épaisseur et en même temps la structure torrentielle devient toujours plus fréquente [4]). Il s'agit sans doute d'un facies fluvio-lacustre qui

---

[1]) I. SINZOW. Geologische Untersuchung Bessarabiens und des angrenzenden Teils des Chersonschen Gouvernements. *Mat. zur Geologie Russlands. Herrausgeben von d. K. Mineralog. Gesellsch. zu. St. Petersburg*, Bd. XI, 1883.

[2]) N. MACAROVICI. Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. XXI, pag. 506—511, Iași 1935.

[3]) SINZOV, *l.* c.

[4]) M. DAVID. Regiunea Codrilor Bâcului. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, Vol. XLI, București 1923.

Institutul Geologic al României

envahit l'horizon. M. MACAROVICI a trouvé les mactres caractéristiques pour le Sarmatien supérieur jusque dans la vallée de la Lăpușna (à Mingir, près du Prut). Au delà de cette rivière les mêmes sables, très bien visibles à Bunești et Hârșova, sont toujours représentés au-dessus du Sarmatien moyen; c'est le « complexus supérieur » de M. DAVID.

Comme restes fossiles, en dehors des mactres, ce complexe renferme des plantes [1]), associées à des *Unio, Planorbis, Helix*, etc. Les débris de bois silicifiés y abondent parfois (Bunești, Solești, etc.).

Les argiles sableuses verdâtres, à faune méotienne, sont connues aussi en Moldavie, en quelques endroits.

LE MÉOTIEN

En Mounténie le Méotien, lorsqu'il est complet, peut être subdivisé en deux horizons:

L'horizon supérieur, couronné par une lumachelle d'environ 1 m d'épaisseur constituée presque uniquement par des coquilles de *Congeria novorossica* SINZ. [2]) est formé surtout par des marnes sableuses et des sables. Son importance est d'environ 150 m. Il a été partout reconnu dans la zone des exploitations pétrolifères; c'est la partie du Méotien qui contient les couches productives I—III.

Il est intéressant de mentionner la présence, dans cet horizon, de cinérites andésitiques [3]).

L'horizon inférieur, caractérisé par *Dosinia exoleta* LIN. et *Cerithium istritzense* TEISS., est constitué par des sables, des grès oolithiques et des marnes; son épaisseur est de l'ordre de 300 m, et augmente encore lorsqu'on approche la Moldavie.

Un facies lacustre à *Unio* (*Unio subatavus* TEISS., *Unio subrecurvus* TEISS.), *Anodonta* et *Planorbis* s'installe par endroits dans les deux horizons [4]).

---

[1]) M. DAVID. Note sur les plantes fossiles... *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. X, Iași 1916.

I. Z. BARBU. Contribuțiuni la cunoașterea florei fosile din Podișul Moldovei și Basarabiei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.*, Ser. III, T. X, București 1934.

[2]) L'espèce *Congeria novorossica* a été créée par SINZOW pour des formes provenant des sables daciens de la Bessarabie méridionale et il me semble que, jusqu'à présent, on n'a pas suffisamment prouvé son identité avec l'espèce méotienne de la Mounténie.

[3]) M. FILIPESCU (dans sa, « Notă asupra unui tuf vulcanic asemănător tufului dacitic în stratele meoțiene de la Vâlcănești », *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, pag. 41, București 1930), considère ces cinérites comme dacitiques. Cependant la basicité des feldspaths (andésine-labrador) et la proportion de SiO_2 (53,28%) les rangent plutôt parmi les cinérites andésitiques.

[4]) W. TEISSEYRE. Über die mäotische, pontische und dacische Stufe... *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, pag. 290, București 1908.

K. KREJCI. Jungtertiäre Landschneken aus Südrumänien, *N. J. f. Mineralogie*, Beilageb. LV, Abt. B, pag. 53, 1926.

Institutul Geologic al României

Ces deux niveau du Méotien présentent aussi une certaine indépendence stratigraphique. Ainsi, à l'W de Filipești, là où le Sarmatien manque (Moreni, Ochiuri, Bucșani, etc.), le Méotien inférieur à *Dosinia* est aussi absent et le Méotien supérieur (Couches productives I—III) recouvre directement le « Salifère ». Encore plus à l'W, en Olténie [1]), lorsque le Sarmatien réapparaît, on retrouve aussi le Méotien inférieur.

Ce Méotien, que l'on pourrait désigner comme méridional, se retrouve en Moldavie seulement dans la région subcarpatique du département de Putna. Dans cette région, M. S. ATHANASIU [2]) constate d'abord une continuité de sédimentation entre le Sarmatien et le Méotien, fait confirmé aussi par BOTEZ [3]); il y signale ensuite de puissantes couches de cinérites andésitiques, intercalées dans la partie supérieure du Méotien, au-dessus des couches à *Dosinia exoleta* LIN.

Plus au N, dans le départ. de Bacău [4]), le Méotien est constitué par des sables, parfois à structure torrentielle, des marnes et des argiles, qui sont en majeure partie des dépôts d'eau douce à *Unio*, *Congeria*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Melanopsis*, *Neritina*, *Planorbis*, *Limnaea*. Dans certains niveaux, des Mactres indéterminables spécifiquement constituent de véritables lumachelles. Les Dosinia manquent; mais les cinérites andésitiques sont toujours présentes et forment des couches dont l'épaisseur peut atteindre 50 m.

On retrouve les cinérites encore plus à l'E, au delà du Siret, jusque sur le territoire compris sur la carte qui nous préoccupe ici [5]). A Plopana, SEVASTOS constate la superposition de ces cinérites à des grès tendres à *Limnium moldavicum* SABBA, *Hipparion gracile* KAUP, *Aceratherium incisivum* KAUP, etc. [6]). C'est sans doute le niveau des argiles sableuses vertes qui contiennent la faune méotique de Taraclia. Il résulte de ce fait la constatation très intéressante que ce niveau, constant aussi bien en Bessarabie qu'en

---

[1]) I. IONESCU-ARGETOAIA. L'étage méotien en général et en particulier en Olténie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. V (1913—1914), pag. 128, București 1923.

[2]) S. ATHANASIU. Raport asupra activității pe 1908—1909. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, pag. XXXIX, București 1913.

[3]) G. BOTEZ. Communication préliminaire des études géologiques faites dans le district de Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. IV (1912—1913) p. 42, Bucarest 1916.

Voir aussi:

ST. MATEESCU. Structura geologică a culmei Răchitașul. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, pag. 116, București 1930.

[4]) D. M. PREDA. Géologie de la région subcarpatique..., *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 614, București 1917.

[5]) P. ENCULESCU. Note préliminaire sur une cendre volcanique trouvée sur la rive gauche du Sireth dans le dép. de Bacău. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. II, pag. 127, Bucarest 1911.

[6]) R. SEVASTOS. Limita Sarmaticului, Meoțianului și Ponțianului... *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, pag. 384, București 1922. (*Aceratherium incisivum* est déterminé comme *Rhinoceros schleiermacheri* et *Rh. pachignatus* — voir planche VI).

Institutul Geologic al României

Moldavie, se range à la base de l'horizon à cinérites et qu'il est, par conséquent, très probablement supérieur aux couches à Dosinia.

On peut donc présumer qu'en Moldavie, entre le Siret et le Prut, le Méotien ne soit pas représenté seulement par les argiles à ossements, mais aussi par certaines couches supérieures à ces argiles (des couches correspondant à l'horizon à cinérites), ainsi que par une partie des couches sousjacentes, probablement équivalentes comme âge aux couches à Dosinia, qui par différence, se trouvent ici sous un facies fluvio-lacustre.

Plus à l'E, c'est-à-dire dans la partie centrale de la Moldavie, M. DAVID sépare dans le « complexus supérieur » les deux horizons que nous avons déjà mentionné: l'Aktschaghylien et le Moldavien.

Le Moldavien est défini par M. DAVID [1]) comme l'horizon supérieur, fluvio-lacustre, du Méotien, définition qui s'accorde parfaitement avec les faits connus en Bessarabie et dans la partie centrale de la Moldavie. Mais en Mounténie et en Olténie le faciès fluvio-lacustre typique paraît être plutôt rare, le Méotien supérieur étant dans son ensemble une formation déposée dans une eau légèrement saumâtre (*Congeria*, *Hydrobia*, *Neritina*) et, par endroits, même complètement adoucie (*Unio*, *Vivipara*, *Planorbis*, *Lymnaea*). Il est probable que le faciès d'eau douce, qui d'ailleurs n'a pas une extension régionale, soit en une certaine dépendance des bordures du lac, où les rivières tributaires pouvaient déterminer la dessalure des eaux.

Il est encore possible qu'à certains moments le faciès d'eau douce ait eu une extension assez grande pour prédominer, sur de grandes étendues, sur le facies saumâtre. Tel paraît être le cas en Mounténie, à la base du Moldavien [2]).

Donc, si l'on voulait conserver le terme de Moldavien comme dénomination pour la partie supérieure du Méotien, il faudrait en modifier la définition initiale donnée par M. DAVID.

Le Moldavien peut être compris comme l'horizon supérieur du Méotien, à faciès légèrement saumâtre, lacustre ou fluvio-lacustre, transgressif (au moins en Mounténie) par rapport à la partie inférieure de l'étage.

« L'Aktschaghylien » a été défini par M. DAVID [3]) comme l'horizon inférieur, saumâtre du Méotien. Cette définition concorde assez bien avec ce qu'on connaît en Mounténie et en Olténie relativement aux couches à Dosinia, à l'exception près que cet horizon contient parfois des intercalations assez importantes de dépôts d'eau douce.

[1]) *L. c.*, pag. 213.

[2]) K. KREJCI. Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien. *N. J. für Mineralogie*, Beilageb. LV, Abt. B, pag. 54, 1926.

[3]) *L. c.*, pag. 213.

Institutul Geologic al României

En Moldavie, je dois l'avouer, l'existence du Méotien inférieur à facies saumâtre ne me paraît pas suffisamment prouvée. En examinant la liste des formes que M. DAVID donne pour l'« Aktschaghylien », on constate d'abord qu'elle contient quelques formes qui ne dépassent pas ordinairement la limite supérieure du Sarmatien moyen (*Mactra variabilis* SINZ. var. *fabreana* D'ORB. = *M. vitaliana* D'ORB., *Modiola navicula* DUB., *Trochus*, etc.). Ensuite on est frappé de voir sur les profils les couches à faune considérée comme « aktschaghylienne », se trouvant presque régulièrement à quelques mètres seulement au-dessus des calcaires oolithiques. Parfois elles en sont séparées par une couche de dépôts d'eau douce à *Planorbis* et *Lymnaea* [1]). Tenant compte du fait qu'en Bessarabie on trouve des Mactres caractéristiques pour le Sarmatien moyen jusqu'à 60 m au-dessus des calcaires oolithiques, nous sommes enclins d'attribuer au même sous-étage les couches immédiatement supérieures à ces calcaires, c'est-à-dire les couches à faune considérée comme « aktschaghylienne ». Nous admettons ainsi que dans le Bessarabien il y a, par endroits, tout comme dans le Méotien, des intercalations de dépôts d'eau douce ou du moins peu sallée.

M. DAVID, en considérant le Méotien comme étage transgressif sur un relief qui avait subi une érosion, explique assez logiquement la superposition directe de l'« Aktschaghylien » au Sarmatien moyen. Ce qui nous fait pourtant pencher vers l'interprétation donnée plus haut, c'est surtout la présence des formes bessarabiennes dans les couches attribuées au Méotien inférieur. Et comme ces couches contiennent toutes les formes indiquant un faciès saumâtre (*Mactra*, *Modiola*, *Solen*, *Cardium*, *Tapes*, *Donax*, *Trochus*, *Cerithium*, *Bulla*, *Hydrobia*, *Neritina*), il nous paraît naturel de mettre en doute l'existence du Méotien inférieur, à facies saumâtre, dans la partie centrale de la Moldavie. D'ailleurs, *Dosinia exoleta* LIN., forme caractéristique pour cet horizon saumâtre en Mounténie et en Russie méridionale, n'est pas connue ni dans la Moldavie centrale ni en Bessarabie.

Si l'on détache donc du « complexus supérieur » cette partie inférieure à faune saumâtre, qui revient probablement au Bessarabien, ce complexus reste constitué par des dépôts plutôt sableux, à structure torrentielle assez fréquente, d'origine fluvio-lacustre. Sa partie inférieure peut être d'âge kersonien, tandis que la partie supérieure appartient sans doute au Méotien.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut pas songer à séparer ici le Sarmatien supérieur du Méotien et, d'autant moins, de distinguer les deux horizons de ce dernier étage.

J'observe en outre que le terme d'« Aktschaghylien » est impropre pour désigner un horizon du Méotien. En effet en Russie, les couches d'Aktschaghyl

[1]) *L. c.*, pag. 130.

Institutul Geologic al României

CORRESPONDANCE PROBABLE ENTRE LES DÉPÔTS ATTRIBUÉS AU MÉOTIEN, EN MOUNTÉNIE, MOLDAVIE ET BESSARABIE

Olténie, Mounténie et dép. de Putna (Méotien méridional)			Moldavie centrale et Bessarabie (Méotien moldave)		
Krejci [1]		Pontien		Dacien transgressif	
Mold. supér.		Couches à *Cong. novorossica* SINZ. Couches productives I, II et III — Cinérite andésitique Parfois discordant sur le « Salifère »	Moldavien	Faune de Taraclia	
Mold. infér.	Parfois absents		Olténien	Dépôts fluvio-lacustres	Complexus supérieur de M. David
Couches à Dosinia		Souvent dép. d'eau douce Couches à *Dosinia* Souvent dép. d'eau douce			
		Kersonien à *Mactra caspia* EICHW.	Sarm. sup.	Grès à *Mactra bulgarica* TOULA et *Mactra caspia* EICHW.	
		Oolithes à *Mactra fabreana* D'ORB.	Sarmatien moyen	*Mactra fabreana* D'ORB. Parfois dépôts d'eau douce. Calc. oolithiques à *Mactra fabreana* D'ORB. ? Parfois dépôts d'eau douce.	

[1]) KARL KREJCI-GRAF. Grundfragen der Ölgeologie. Brennstof-geologie, pag. 140, Stuttgart 1930; Stratigr. der Obermiocäns u. Pliocäns der Muntenia. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft*, T. LXXXIII, 1931.

S. ATHANASIU. Clasificarea terenurilor neogene... Iaşi 1906.

S. GILLET. Essai de syncrhonisme du Miocène supérieur et du Pliocène... *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5-e série, T. III, page 330, Paris 1933.

E. JEKELIUS. Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, Bucureşti, 1935.

N. ANRUSSOV. Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. *Mém. Soc. des Sc. de Bohême à Prague*, 1927.

Institutul Geologic al României

paraissent être beaucoup plus récentes [1]). Si l'on veut avoir pour désigner le Méotien inférieur une dénomination provenant de Roumanie, on pourrait employer le terme « Olténien », car en Olténie le Méotien est généralement complet. En Mounténie cet étage est mieux connu; cependant justement dans la partie centrale du pays il y manque l'horizon inférieur, qu'autrement on serait tenté de le désigner sous le nom de « Mounténien ».

Le tableau ci-joint (p. 155), montre la correspondance probable entre les dépôts attribués au Méotien, en Mounténie, Moldavie et Bessarabie.

LA FAUNE DE TARACLIA

L'argile sableuse gris verdâtre qui forme le toit du Méotien en Bessarabie et qu'on retrouve aussi en Moldavie, jusqu'au Siret, contient une des plus riches faunes de Mammifères fossiles de l'Europe. Rien que de Taraclia on connaît jusqu'à présent environ 50 espèces et variétés [2]). En voici les plus intéressantes:

Ictitherium robustum NORD.
» *hiparionum* GAUD.
Lycyaena choeretes HENS.
Machairodus schlosseri WEIT.
Hyaena eximina ROTH et WAG.
Felis attica ROTH et WAG.
Simocyon primigenius WAG.
Hipparion gracile KAUP
Aceratherium incisivum KAUP
Rhinoceros schleiermacheri KAUP
» *pachygnatus* WAGN.
Mastodon longirostris KAUP
» *pentelici* GAUD et LART.
» *turicensis* SCHIRY.

[1]) L. DAVIDASCHVILI. Über die Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozens. *Informats. sbornik Neftianago-geolo-Razved Inst.*, 1933.

— Fossils of the Aktschaghylian Beds. *Trans. of the State Petroleum Research Institute*, Moscowa 1932.

[2]) I. HOMENCO. Notiz über Knochenführende Ablagerungen des Dorfes Taraklia im Benderschen Kreise. *Trav. de la Soc. des Nat. et des Amat. des Sc. nat. de Bessarabie*, T. IV, Chişinău 1913.

— La faune méotique du village Taraklia du district de Bendery. *Trav. de la Soc. des Nat. et des Amat. des Sc. nat. de Bessarabie*, T. V., Chişinău 1914.

A. RIABININ. Faune des Mammifères de Taraklia. I Carnivora vera, Rodentia, Subungulata. *Trav. du Mus. géol. Ac. Sc. U. R. S. S.*, T. V, Leningrad 1929.

I. SIMIONESCU. Les mammifères pliocènes de Cimişlia. I. Carnivores. *Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, T. IX, No. L, Bucureşti 1938.

Institutul Geologic al României

Dinotherium giganteum KAUP
Sus major GERV.
Procervus variabilis ALEX.
Palaeotragus rouenii GAUD.
Samotherium boissieri MAJ.
Helladotherium duvernoyi GAUD.
Gazella deperdita GAUD.
Tragocerus amaltheus GAUD.
» *oryxoides* SCHL.
Criotherium argaloides MAJ.
Palaeoryx majori SCHL.
» *stützeli* SCHL.
Protragelaphus skonzesi WEITH.
Castor fiber L.
Hystrix bessarabica RIAB.
Lepus laskarevi CHOM.

C'est sans doute une faune comparable à celles de Samos, Pikermi, Eppelsheim, Cucuron (surtout l'horizon supérieur) et Aurillac, c'est-à-dire à la faune pontienne dans le sens large, qu'on a donné à cet étage dans l'Europe centrale et occidentale.

Dans le Pliocène à facies saumâtre de Roumanie, les dépôts d'argiles sableuses qui contiennent cette faune peuvent être rangés, si l'on se laisse guider par les cinérites andésitiques, parmi les couches comprises entre le niveau à *Congeria novorossica* SINZ., marquant la limite supérieure du Méotien et les couches à *Dosinia exoleta* LIN., c'est-à-dire dans le Méotien supérieur (Moldavien). Ainsi, au moins la partie supérieure des dépôts que nous classons dans le Méotien, rentre dans le « Pontien » occidental.

Les Mammifères fossiles les plus communes dans le Méotien moldave sont: *Hipparion gracile* KAUP, *Aceratherium incisivum* KAUP, *Dinotherium giganteum* KAUP et *Gazella deperdita* GAUD.

Hipparion gracile bien que très fréquent, ne peut pas servir de fossile caractéristique, car on le retrouve aussi beaucoup plus haut, dans la faune de Măluşteni de la fin du Tertiaire.

Dinotherium giganteum KAUP est mentionné, en dehors des gisements classiques (Taraclia, Cioburciu), encore dans quelques autres points [1]), mais toujours dans des dépôts d'âge méotien. Dans les couches plus récentes, il

[1]) N. MACAROVICI. Restes de mammifères fossiles de la Bessarabie Méridionale, *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. XXII, pag. 358, Iaşi 1936.
N. MOROŞAN. Dinothérides de Bessarabie, *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. XXII, pag. 256, Iaşi 1936.

Institutul Geologic al României

est remplacé par une mutation géante. C'est le *Dinotherium gigantissimum* de GR. ŞTEFĂNESCU. M. SAVA ATHANASIU considère pourtant cette forme plutôt comme une variété *(Dinotherium giganteum* KAUP, var. *gigantissimum* STEF. [1]). *D. gigantissimum* est connu, en Mounténie, dans des dépôts daciens et il est très probable que c'est dans le même étage que se rangent aussi les couches à *gigantissimum* de Moldavie (Mânzaţi) et peut être aussi de Bessarabie (Volcineţ).

Aceratherium incisivum KAUP et *Gazella deperdita* GAUD. sont connus, jusqu'à présent en Moldavie et en Bessarabie, seulement dans l'horizon fossilifère du Méotien supérieur.

LE DACIEN

Dans la partie orientale de la Bessarabie, le long du Dniester (Nistru), de Cetatea Albă jusqu'au confluent de la Botna, le Méotien supporte des dépôts que M. MACAROVICI [2]) considère comme daciens. Ce sont surtout des sables parfois très fossilifères; les Cardiacées y forment des couches assez épaisses de lumachelles qui, par diagenèse, passent à des calcaires (Calcaires d'Odessa des savants russes). D'après les recherches de M. MACAROVICI, la discordance entre ces dépôts et le Méotien est très nette. La lacune stratigraphique qui sépare les deux étages correspond au moins au Pontien *s. str.*, si ce n'est à une certaine partie du Méotien aussi. L'épaisseur des dépôts daciens est ici d'enivron 100 m.

Vers l'W la cimentation est rare et le Dacien devient plus épais et plus argileux. En approchant du Prut, apparaissent des intercalations sapropéliques et même des lignites, comme p. ex. à Andruşa.

Les éléments les plus intéressants de la faune du Dacien de la Bessarabie sont: *Prosodacna rumana* FONT., *Prosodacna stenopleura* SABBA, *Cardium simplex* FUCHS. Parfois certaines couches sont riches en Unio: *U. wetzleri* DUNK., *U. maximus* FUCHS, etc.

De Cahul, on connaît une molaire de *Mastodon borsoni* HAYS [3]), qui pourrait bien provenir des dépôts daciens. J'observe pourtant que *M. borsoni* existe aussi dans la faune de Măluşteni (fin du Tertiaire); comme à Cahul

---

[1]) S. ATHANASIU Beiträge zur Kenntnis der tertiären Säugetierfauna Rumäniens. *An. Inst. Géol. Rom.*, Vol. I pg., 198, Bucureşti 1908.

[2]) N. G. MACAROVICI. Asupra geologiei sudului Basarabiei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, pag. 225, Bucureşti 1931. On y trouve aussi des informations sur les travaux des géologues russes concernant la Bessarabie.

[3]) I. SIMIONESCU. Les vertébrés pliocènes de Măluşteni. *Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, T. IX, pag. 143, Bucureşti 1930.

Institutul Geologic al României

M. MACAROVICI indique aussi des dépôts «levantins» et que la couche qui a fourni la molaire mentionnée n'est pas exactement connue, la présence du *M. borsoni* dans le Dacien de Cahul est seulement probable et non certaine. Du même étage provient probablement le *Mastodon borsoni* HAYS., de Farladani (Dép. de Tighina [1]).

Plus précise est l'indication donnée par SINZOV [2]) concernant un *Mastodon borsoni* HAYS., trouvé à Culm (Dép. de Cetatea Albă): les restes fossiles proviennent d'une couche intercalée entre des dépôts à *Unio maximus* et *Cardium litorale*; ce sont des dépôts daciens.

Enfin, nous rappelons aussi les quelques restes de « *Dinotherium gigantissimum* » mentionnés par M. N. MOROŞAN à Volcineț [3]), qui pourraient bien provenir du Dacien.

Le long du Prut, en aval du confluent du Tigheci, le Dacien est représenté par des argiles sableuses à efflorescences salines et à intercalations de sables. Ces couches, dont la puissance atteint plusieurs dizaines de mètres, supportent l'horizon sapropélique à lignites, qui ne dépasse par 10 m et que couvrent plus de 50 m de sables à structure torentielle.

En Moldavie [4]) on connaît en plusieurs endroits des sables et des argiles à *Prosodacna sturi* COB., *Prosodacna stenopleura* SABBA, *Pontalmira placida* SABBA, *Melanopsis decollata* STOL., *Hydrobia spicula* SABBA, dont l'âge dacien est certain. Tout comme en Bessarabie, le Dacien moldave contient des intercalations à faune d'eau douce: *Unio zelebori* HÖRN., *Unio wetzleri* DUNK., *Unio maximus* FUCHS, *Dreissensia rimestriensis* FONT., *Vivipara*, *Valvata*, *Limnaeus*. Le rapport de ces couches avec le Méotien sousjacent n'est pas précisé. Il est seulement probable que le Pontien *s. str.* manque.

Comme restes de mammifères, le Dacien a fourni en Moldavie *Dinotherium giganteum* KAUP, var. *gigantissimum* STEF., à Mânzați et à Găiceana. Le *Mastodon borsoni* HAYS, décrit par M. I. SIMIONESCU [5]) provient probablement des mêmes couches.

---

[1]) MARIE PAVLOV. Les Mastodons de la Russie. *Mém. Acad. Sc. St. Petersburg*, Vol. I, No. 3, pag. 40—41, Petersburg 1894.

[2]) I. SINZOV. Geologische und paläontologische Beobachtungen in Südrüssland...

[3]) *L. c.*, pag. 258.

[4]) I. SIMIONESCU et V. TEODORESCU. Note préliminaire sur une faune pontique de Moldavie. *Ann. Sc. Univ. Iassy*, T. VI, pag. 68, Iași 1909.

S. ATHANASIU. Resturile de mamifere cuaternare dela Măluşteni. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, pag. 408, Bucureşti 1915.

N. MACAROVICI. Note préliminaire sur les dépôts pliocènes du Sud de la Moldavie. *Acad. Rom. Mem. Secț. Șt.* Ser. III, T. VI, pag. 166, Bucureşti, 1929.

[5]) I. SIMIONESCU. Über einige tertiäre Säugetierreste aus der Moldau. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1904, pag. 72, Wien.

Institutul Geologic al României

LES « COUCHES À CONGÉRIES »

R. SEVASTOS [1]) et M. M. DAVID [2]) ont attribué au Dacien certaines couches à faune d'eau douce ou légèrement saumâtre, qui apparaissent dans la partie centrale de la Moldavie (Dép. de Iaşi, de Vaslui et de Fălciu). Les seules formes sur lesquelles les déterminations de ces savants s'accordent sont: *Congeria gnezdai* BRUSS., *Unio (Limnium) rumanum* TOURN. et *U. (Limnium) moldavicum* SABBA. M. DAVID mentionne encore 5 espèces de *Congeria*, 6 espèces d'*Anodonta*, 11 espèces de *Melanopsis*, 9 espèces de *Neritina*, *Staja*, *Zagrabica*, 5 espèces de *Limnaeus*, 6 espèces de *Planorbis* et 3 espèces de *Helix*. Dans cette faune, qui contient plus de 50 espèces, il n'y a que trois formes (*Limnium rumanum* TOURN., *Melanopsis decollata* BRUSS. et *Neritina semiplicata* NEUM.) qu'on retrouve dans le Dacien de la Moldavie méridionale, tandis que 7 espèces sont communes avec le « complexus supérieur » de M. DAVID: (*Anodonta unionides* SINZ., *Neritina puncto-lineata* SINZ., *Neritina milijkovici* BRUSS., *Neritina barakovici* BRUSS., *Neritina obtusangula* FUCHS, *Palnorbis manteli* DUNK., *Planorbis grandis* HALAV.). SEVASTOS signale aussi des petites cardiacées associés à cette faune, fait que les études plus récentes de M. DAVID ne confirment pas.

R. SEVASTOS s'appuyant sur la présence des cardiacées, de *Unio rumanus* TOURN. et de *Congeria gnezdai* BRUSS., range ces dépôts dans le Pontien (s. large). M. DAVID s'appuyant sur la présence de *Congeria subcarinata* var. *botenica* ANDR., *Cong. rodanica* ANDR., *Limnium rumanum* TOURN., *Limn. moldavicum* SABBA, *Melanopsis decollata* BRUSS., *Neritina militaris-decostata* BRUSS., et *Ner. semiplicata* NEUM., précise l'âge dacien.

Je me demande pourtant si cette détermination d'âge, fondée seulement sur des formes d'eau douce, peut être considérée comme certaine. Ce qui surprend surtout dans la faune « dacienne » de la Moldavie centrale c'est la pénurie des formes communes avec le Dacien de la partie méridionale du pays. Il y a en effet seulement 6% de semblables formes tandis que, avec le « complexus supérieur » (Sarmatien-Méotien) il y a 14% de formes communes.

L'absence des Cardiacées pourrait être à la rigueur expliquée en admettant, comme le propose M. DAVID, que les couches à Congéries se sont

---

[1]) R. SEVASTOS. Les couches à Dreissensia du district de Vaslui. *Ann. Sc. Univ. Iassy* T. II, pag. 295, Iaşi, 1903.

— Description géolog. de la région Codăeşti—Răducăneni. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, pag. 192, Bucureşti 1908.

— Description géologique de la région Mogoşeşti (résumé). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, f. I, 1910, pag. 101, Bucureşti 1911.

— Limita Sarmatianului, Meoţianului şi Ponţianului între Siret şi Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, pag. 388, Bucureşti 1922.

[2]) *L. c.*, pag. 214.

Institutul Geologic al României

déposées dans de vrais «limans» à eau presque complètement douce. Mais, dans cette occurrence, on ne comprend pas pourquoi les formes d'eau douce, surtout les formes spécifiques (*Unio wetzleri* DUNK, et *Dreissensia rimestriensis* FONT.) n'ont pas pénétré dans ces limans. Et on ne comprend pas non plus pourquoi les Congeries, les Melanopsis, les Néritines et les Hydrobies n'ont jamais quité les limans pour pénétrer dans le bassin dacien, au moins dans les endroits — et les moments — où les eaux étaient douces ou presqu douces.

A part ces anomalies concernant la faune du «Dacien» de la Moldavie centrale, il faut relever aussi une anomalie de position: les couches à Congéries ne se trouvent pas superposées aux dépôts plus anciens, mais suspendues à flanc de côteau, dans les vallées. Sur ce mode de gisement R. SEVASTOS et M. DAVID sont d'accord. Pour illustrer ce point de vue, nous donnons la coupe levée par M. DAVID, à Bohotin (fig. 1). Il est d'avis, nous l'avons déjà dit, que les couches à Congéries se sont déposées dans des limans semblables aux limans actuels de la Bessarabie méridionale, le long de la côte de la Mer Noire. Le relief dans lequel les limans daciens étaient creusés, était constitué par des sédiments sarmatiens et méotiens, entamés par l'érosion du rant le Pontien *s. str.*

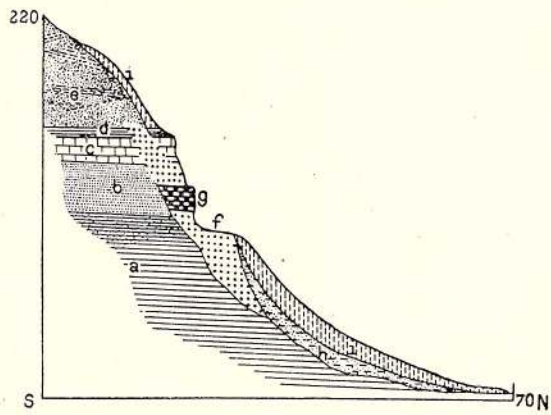


Fig. 1. — Coupe géologique près de Bohotin, dép. de Fălciu. D'après M. David.

a-e, Sarmatien; f et g, Dacien; h et i, Quaternaire.

M. MACOVEI et moi, nous avons étudié aussi le profil de Bohotin et nous avouons que ces rapports stratigraphiques ne nous ont pas paru parfaitement clairs. Nous nous sommes même demandés si les couches à congéries ne forment-elles pas une intercalation de dépôts d'eau adoucie à la base des calcaires oolithiques. Pareilles intercalations sont connues en Russie méridionale et nous avons déjà supçonné l'existence d'une intercalation lacustre ayant cette situation en discutant l'«Aktschaghylien» de M. DAVID.

A ce doute, s'ajoute encore le fait que, dans le département de Vaslui, où les calcaires oolithiques plongent légèrement vers le S, les couches à Congéries, elles aussi apparaissent sur les versants des vallées à des niveaux de plus en plus bas, sans dépasser jamais, au moins d'après ce qu'on connaît jusqu'à présent, le niveau des calcaires oolithiques. C'est une dépendance suspecte pour une formation considérée comme nettement transgressive.

Institutul Geologic al României

Pour toutes ces raissons et malgré l'argumentation assez serrée de M. DAVID, je ne puis considérer comme définitivement établi l'âge dacien des couches à Congéries. Je crois qu'il est encore permis de se demander si ces couches ne correspondent-elles pas comme niveaux à cette intercalation lacustre ou légèrement saumâtre dont j'ai déjà mentionné la présence au-dessous des calcaires oolithiques.

Toutefois, étant donné que jusqu'à présent aucun de ces points de vue n'est pas suffisamment précisé, j'ai jugé utile d'indiquer sur la carte les affleurements des couches à Congéries.

LE LEVANTIN

Le Levantin affleure sur de grandes étendues dans la partie méridionale de la Moldavie et dans le SE de la Bessarabie; mais la majeure partie de ces dépôts se trouve en dehors des limites du territoire figuré sur la carte. Sur cette carte ils ne recouvrent que des surfaces restreintes.

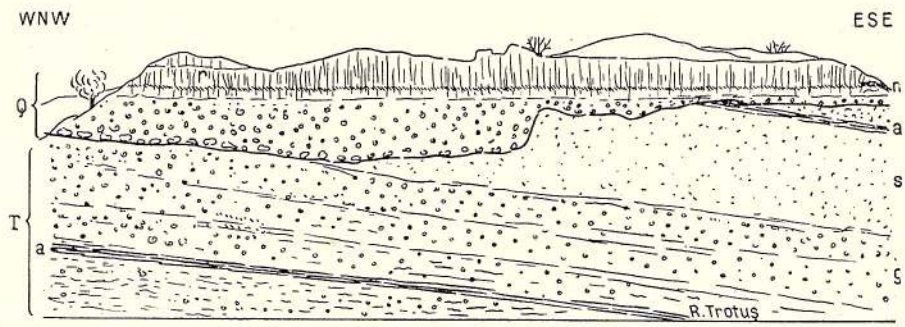


Fig. 2. — Versant droit de la vallée du Trotuş, en face d'Adjud.

Q, Quaternaire avec graviers à la base et lehm à la partie supérieure; n, bande noire; r, partie légèrement rougeâtre; T, Tertiaire; a, argiles à Helix; s, sables à *Unio;* g, graviers à *Mastodon arvernensis.*

Je commencerai par la description des affleurements des environs d'Adjud (partie SW de la carte) où l'étage est le mieux développé.

Le versant méridional de la vallée du Trotuş, en face d'Adjud, est constitué par des graviers et des sables à faibles intercalations d'argiles de couleur verdâtre (fig. 2). Dans les argiles, les *Helix* sont assez fréquents; dans les sables on trouve très rarement des *Unio*; les graviers ont fourni quelques restes de *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB [1]). L'épaisseur

[1]) S. ATHANASIU. Beiträge zur Kenntnis der tertiären Säugetierfauna Rumäniens. II. Mastodon arvernensis. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, pag. 424, Bucureşti, 1908. Id. Asupra prezenţei lui M. arvernensis în petrişurile terasei superioare a Trotuşului la Copăceşti (Putna). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, pag. 270, Bucureşti 1917. (Les restes de *M. arvernensis* ne proviennent pas d'une terrasse, mais des graviers levantins).

Institutul Geologic al României

visible des dépôts dépasse 50 m. Plus à l'W, au delà des limites de la carte, à Pralea, ils dépassent 200 m et contiennent des intercalations sapropéliques, parfois très bitumineuses et des lignites dans lesquels on a trouvé [1]) *Elephas méridionalis* NISTI.

Une discordance très nette sépare les graviers levantins des dépôts quaternaires des terrasses (voir fig. 2). A Copăcești, la terrasse la plus haute est à environ 100 m au-dessus du niveau actuel du Trotuș, tandis qu'à Poiana, la surface de la terrasse qui recoupe les graviers levantins se trouve à plus de 200 m au-dessus des eaux du Siret. Ces faits montrent que, dans la partie méridionale de la Moldavie, même les terrasses les plus hautes (+200 m) sont plus récentes que la faune à *Mastodon arvernensis* et *Elephas meridionalis*.

Dans la vallée du Siret, à Poiana, les dépôts levantins, visibles sur plus de 100 m de hauteur, sont recouverts par de très puissants sédiments quaternaires. Environ 12 km plus au N apparaissent, à la base des graviers, les sables à intercalations d'argiles dans lesquelles M. MACAROVICI a déterminé des fossiles daciens *(Prosodacna stenopleura* etc.) [2]).

Vers l'E, l'épaisseur des dépôts levantins se réduit continuellement; dans la partie septentrionale du département de Covurlui, à Berești et Măluștеni, ces dépôts ne dépassent plus 60 m d'épaisseur [3]). Ils ont fourni, à Măluștеni, une très riche faune de vertébrés fossiles, étudiée par M. SIMIONESCU [4]). Je donne ici la liste des formes les plus intéressantes parmi les 50 espèces décrites:

Macacus florentinus COCCHI
Dolichopithecus ruscinensis DÉP.
Vulpes donnezani DÉP.
Lutra rumana SIM.
Lynx issiodorensis CROIZ. et JUB.
Castor fiber L.
Mus donnezani DÉP.
Arvicola pliocaenica MAJOR
Prospalax rumanus SIM.
Lepus valdarnensis WEITH.
Tapirus arvernensis DEV. et BOUILL.

---

[1]) S. ATHANASIU et D. PREDA. Sur la présence d'Elephas méridionalis... *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIII, pag. 65, București 1929.

[2]) N. MACAROVICI. Note préliminaire sur les dépôts pliocènes... *Acad. Rom., Mem. Secț. Șt.*, Ser. III, T. IV, pag. 166. București 1929.

[3]) S. ATHANASIU. Resturile de mamifere quaternare de la Măluștеni. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, pag. 397, București 1915.

[4]) I. SIMIONESCU. Les vertébrés pliocènes de Măluștеni. *Acad. Rom., Publ. Fond. V. Adamachi*, T. IX, No. XLIX. București 1930.

Institutul Geologic al României

Rhinoceros sp.
Hipparion gracile KAUP.
Equus cf. *robustus* P.
Sus provincialis GERV.
Camelus bessarabiensis HOM.
Capreolus australis DE SERRES
Cervus cusanus CROIZ.
» *buladensis* DÉP.
Paleoryx athanasiui SIM.
Mastodon arvernensis CROIZ et JOB.
» *borsoni* HAYS

A cette liste, on peut ajouter encore les formes provenant de Tulucești [1]): *Cervus (Elaphus) issiodorensis* CROIZ. et *Elephas planifrons* FALC., auxquelles s'associent ici aussi *Mastodon borsoni* et *M. arvernensis*. C'est une faune en tous points semblable à celle de Val d'Arno, rangée dans le Villafranchien.

Les mêmes graviers se retrouvent aussi en Bessarabie jusque dans la vallée du Ialpug. Ils ont ici moins de 100 m d'épaisseur et contiennent assez souvent des restes de Vertébrés fossiles. Pourtant, les endroits fossilifères les plus connus (Gavanoasa, Tartaul, etc. Dép. de Cahul) étudiés par HOMENKO [2]) se trouvent plus au S, au delà de la limite de notre carte.

Les graviers levantins, qui contiennent la faune de Măluşteni, correspondent fort probablement à la partie supérieure du « Levantin » de la Mounténie et de l'Olténie, constituée, elle aussi par des graviers (Graviers de Cândești). Il y a certainement, en Moldavie, parmi les sables et les argiles qui supportent les graviers, ou dans la partie inférieure de ces graviers, un équivalent du Levantin inférieur de la Mounténie (Couches à Helix).

D'après la faune de Măluşteni, les graviers au moins, doivent être rangés dans le Villafranchien, ou Quaternaire inférieur de HAUG. Pourtant, surtout dans les derniers temps, beaucoup de géologues éminents n'acceptent pas la classification de HAUG et rangent le Villafranchien dans le Tertiaire. Cette dernière solution est plus conforme aux relations stratigraphiques constatés en Roumanie, où les graviers à faune de Măluşteni font suite, sans discordance, aux autres dépôts pliocènes. En effet, en Moldavie, au moins dans sa partie méridionale, les terrasses les plus hautes sont taillées dans les « Graviers de Cândești »; il y a eu donc une exondation. Au delà du Siret, vers

[1]) S. ATHANASIU. Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VI, pag. 408. București 1915.

— Elephas planifrons dans le Pliocène supérieur de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, pag. 188, București 1926.

[2]) I. HOMENKO. La découverte de la faune roussillonienne et autres résultats des observations géologiques opérées dans la Bessarabie méridionale *Trav. de la Soc. des Nat. et des Amat. des Sc. Nat. de Bessarabie*, T. VI, Chișinău 1917.

Institutul Geologic al României

les Carpates, il y a eu même de légers plissements post-villafranchiens. En Mounténie, les mouvements « walachiques » de STILLE sont également post-villafranchiens, car ils ont plissé aussi les « Graviers de Cândești ». Enfin, en Olténie, il paraît que les dépôts « levantins » contiennent déjà le genre *Elephas (Elephas planifrons* FALCON.) [1]), ce qui prouve que le Levantin de l'Olténie comprend aussi le Villafranchien; c'est justement l'étage pendant le dépôt duquel *Elephas*, *Equus* et *Bos* font leur apparition en Europe. Les dépôts des plateaux qui couvrent en discordance le Pliocène gétique, doivent être des dépôts quaternaires, postérieurs au Villafranchien, dans lesquels l'existence des éléphants anciens *(E. meridionalis*, *E. trogontherii*, *E. antiquus)* est possible. *Elephas primigenius* BLUM. existait encore au temps de la terrasse inférieure (+10 m) dans le bassin du Jiu, comme je l'ai constaté à Amărăști (35 Km au N de Craiova, dans la vallée de l'Amaradia).

Ainsi donc en Roumanie, du moins dans la Moldavie, la Mounténie et l'Olténie, il convient mieux de classer le Villafranchien dans le Tertiaire, que dans le Quaternaire.

LES FAUNES DU PLIOCÈNE MOLDAVE

Le tableau qui suit résume l'état de nos connaissances sur les faunes pliocènes de la Moldavie et de la Bessarabie.

Il faut remarquer la persistance de *Mastodon borsoni* dans la faune villafranchienne. La coexistence de ce mastodonte avec *Mastodon arvernensis* et *Elephas meridionalis* a été pourtant constatée avec certitude à Tulucești.

Les couches à lignite de Pralea, dans lesquelles *Elephas méridionalis* a été trouvé, supportent quelques centaines de mètres de graviers. Par cette position stratigraphique, elles sont comparables aux couches à Helix de la Mounténie ; mais, en admettant cette correspondance nous devons ranger les couches à Helix, et par cela tout le « Levantin » de la Mounténie, dans le Villafranchien, ce qui nous paraît, au moins pour le moment, discutable. Pour cette raison nous mettons un point d'interrogation sur le parallélisme des couches à lignite de Pralea, avec les couches à Helix de la Mounténie. Il est possible que ces dernières soient un peu plus anciennes.

Dinotherium gigantissimum et *giganteum* sont mentionnés ensemble à Găiceana, en Moldavie, et à Volcineț en Bessarabie. J'observe pourtant que dans les deux endroits le Dacien n'est pas le seul étage qui soit représenté. Ainsi, à Găiceana, le Méotien existe aussi, tandis qu'à Volcineț il y a du Sarmatien

[1]) S. ATHANASIU. Elephas planifrons dans les couches levantines d'Orodelu... *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, București 1926.

Institutul Geologic al României

		FAUNE DE MAMMIFÈRES	FAUNE DE MOLLUSQUES
Levantin	Graviers de Cândești (Villafranchien)	Faunes de Măluşteni et Tulucești à: *Mastodon borsoni, M. arvernensis, Elephas meridionalis, El. planifrons, Hipparion gracile, Equus* cf. *robustus, Camelus bessarabensis*, beaucoup d'*Herbivores* et de *Rongeurs.*	Depôts d'eau douce à: *Unio procumbens* » *davilai* » *porumbarui* *Scalenaria bielzi* *Vivipara bifarcinata* var. » *rudis* *Melanopsis rumana* » *narzolina* *Neritina quadrifarcinata* etc.
	Couches à Helix (? Villafranchien)	*Elephas meridionalis* de Pralea ?	
	Dacien	*Mastodon borsoni* *Dinotherium gigantissimum* (? *Dinotherium giganteum* ?)	Eau saumâtre: *Prosodacna stenopleura, P. sturi, Pontalmira placida, Melanopsis decollata, Hydrobia vitrella.* Eau douce: *Unio maximus, U. wetzleri, Dreissensia rimestriensis.*
	Pontien s. str.	Inconnue	Inconnue
Méotien	Moldavien (Sahélien inférieur, partie inférieure du Pontien occidental)	Faune de Taraclia, Cioburciu etc. à: *Mastodon longirostris, M. pentelici, M. turicensis, Dinotherium giganteum, Aceratherium incisivum, Rhinoceros schleiermacheri, Rh. pachygnatus, Hipparion gracile, Gazella deperdita.*	Dépôts fluvio-lacustres Peut-être aussi dépôts d'eau saumâtre Faune imparfaitement connue
	Olténien	Inconnue	Inconnue

moyen et aussi des sables qui pourraient représenter le Sarmatien supérieur, ou le Méotien. Comme les endroits de provenance des restes fossiles ne sont pas exactement connus, on ne peut pas considérer la coexistence des deux formes comme indiscutable.

LE QUATERNAIRE

En exceptant les dépôts « post-pliocènes » [1]) qui se trouvent sur les bords de quelques limans de la Bessarabie méridionale, donc en dehors du

[1]) N. MACAROVICI. Asupra geologiei Sudului Basarabiei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII (1929—1930), pag. 225, Bucureşti 1931.

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

territoire qui nous occupe, le Quaternaire moldave est représenté par: *a)* l'épais manteau de lehm loessoïde, qui recouvre les hauteurs dans la partie méridionale du pays; *b)* les dépôts des terrasses; *c)* les alluvions et les dunes.

a) Le versant oriental de la vallée du Siret, de Poiana à Cosmești, offre une coupe admirable dans le Quaternaire des plateaux. A Poiana, ces sédiments ont une épaisseur d'environ 60 m, et sont constitués surtout par un dépôt loessoïde considéré, je crois à tort, comme du vrai loess. La base de ce « loess » est formé par des sables qui passent graduellement au loess, en devenant de plus en plus fins. Dans le loess il y a plusieures bandes de couleur rouge, dont une, la plus importante, supporte encore des sables (fig. 3).

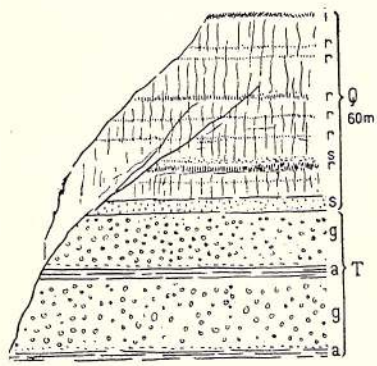


Fig 3. — Coupe à Poiana (dép. de Tecuci).

Q, Quaternaire (lehm loessoïde à bandes rouges, r); i, couche superficielle à antiquités romaines (Castre de Poiana); s, sable; T, Tertiaire (Villafranchien); graviers (g) à intercalations d'argiles à *Helix* (a).

Le Quaternaire recouvre ici les graviers villafranchiens. Des ôpts désemblables se retrouvent presque constamment sur les hauteurs. Vers le N, ils s'avancent jusqu'à la latitude de Bârlad, où leur base se trouve à environ 300 m d'altitude, de sorte que les collines couronnées par du « loess » peuvent atteindre une hauteur de 350 m. En Bessarabie, le Quaternaire, qui contient une très puissante intercalation d'argile rouge associée parfois à des sables et des graviers, se continue vers le N jusque dans le bassin de la Botna. Vers le S, aussi bien en Moldavie qu'en Bessarabie, le niveau des sédiments quaternaires des collines descend continuellement. Le fait est clairement visible le long du Siret, de Poiana à Cosmești (fig. 4). Le profil morphologique entre ces deux points montre au moins deux ruptures de pente, l'une à Ionășești, l'autre à environ 5 km plus au N. Celle de Ionășești, représente très probablement la limite (le talus) d'une ancienne plaine alluvionnaire, se raccordant à la basse terrasse (+20 m), tandis que l'autre pourrait bien être en relation avec la haute terrasse (+ 80 m).

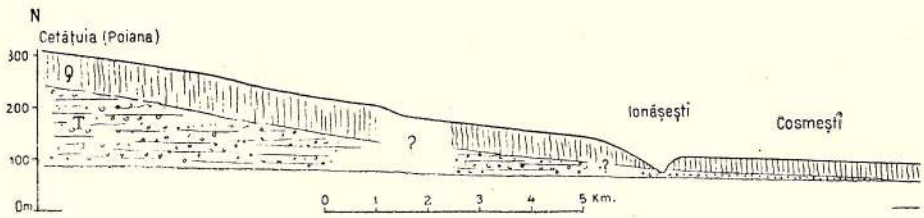
Les lambeaux de lehm loessoïde qui couronnent les collines sont probablement des restes épars d'une couverture, jadis continue. Les graviers de base, le passage graduel du sable au « loess », les intercalations (relativement rares d'ailleurs) de sables et même de graviers dans ce loess, enfin le fait qu'il repose sur une surface presque parfaitement plane, rendent peu probable une origine éolienne. Je crois qu'il faut considérer le « loess » des plateaux de la Moldavie et de la Bessarabie plutôt comme un dépôt accumulé

Institutul Geologic al României

dans un grand bassin de sédimentation, de très petite profondeur, ou occupé seulement temporairement par les eaux, telle, p. ex. l'actuelle région inondable du Danube, la « balta ».

b) Dans les principales vallées de la région il y a deux terrasses qui sont bien représentées:

La basse terrasse, située à environ 20 m au-dessus du niveau actuel des eaux, est constituée par des graviers et des sables qui supportent une couche de lehm de quelques mètres et qui ne présente pas des bandes de couleur



Fig, 4. — Coupe géologique le long du Siret, de Poiana à Cosmești.
Q, lehm quaternaire; T, graviers tertiaires (partiellement d'après R. Sevastos).

rouge. Dans les graviers, qui sont parfois exploités, on a trouvé, près Tecuci (à Rateș), une molaire de *Elephas primigenius* BLUM., qui se trouvait en 1928 dans la collection de M. DUMITRIU (à Tecuci). Plus au N et toujours dans la vallée du Bârlad, SEVASTOS [1]) a trouvé aussi un tibia d'*Elephas primigenius*. Enfin, à Vaslui et dans la même terrasse a été recolté un crâne de *Rhinoceros* très bien conservé; cette pièce n'a pas toutefois été encore déterminée, car le possesseur n'a pas obtenu jusqu'à présent la récompense qu'il juge convenable pour la céder.

Dans la vallée du Prut, la basse terrasse est bien développée à Fălciu, à Gura Sărății et à Rășești.

En plusieurs endroits cette terrasse inférieure supporte des dunes.

La haute terrasse est très bien représentée dans la vallée du Bârlad, où elle commence quelques km en amont de Ghidigeni; elle paraît être taillée dans un lehm plus ancien [2]). Plus au S, après le confluent du Bârlad avec le Siret, elle s'étend très large (plus de 10 Km) le long du Siret. A Pechea, cette terrasse devient un plateau qui dépasse le faîte des eaux et pénètre dans le bassin du Prut. C'est la haute terrasse du Prut constituée, à Galați, par un lehm loessoïde puissant (environ 40 m d'épaisseur), montrant deux bandes de couleur rouge, et qui passe vers la base à des sables et des graviers fins.

[1]) R. SEVASTOS. Les relations tectoniques de la Plaine roumaine avec la région des collines de la Moldavie. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, pag. 355, București 1908.

[2]) *L. c.*, fig. page 331.

Institutul Geologic al României

La haute terrasse du Bârlad est intéressante à bien des points de vue. En premier lieu, c'est un exemple très clair de raccord d'une terrasse avec une plaine alluviale plus large, qui dépasse le bassin d'une vallée. Dans sa partie septentrionale, là où elle se montre nettement taillée dans un relief préexistant, cette terrasse peut être très bien comparée à l'un des limans actuels qui débouchent dans la région inondable, la « balta » du Danube, tandis que la région où la terrasse devient une plateforme — laquelle dépasse les faîtes de partage des eaux actuelles — correspondrait à la région inondable elle-même. Cette comparaison me paraît d'autant plus justifiée, que la majeure partie des sédiments qui forment la terrasse sont des limons loessoïdes. En second lieu le plateau de la haute terrasse est un exemple de ce qui a pu être le plateau plus ancien, dont on trouve aujourd'hui les restes sous forme de lambeaux sur les sommets des collines.

c) Le Bârlad et le Prut ont des plaines alluviales larges: 1—4 km pour le Bârlad et 2—10 km pour le Prut. Les alluvions, assez épaisses, traversées par les sondages, à Iași, Vaslui et Tecuci et le cours méandriforme de ces rivières montrent qu'elles sont, au moins dans la partie méridionale de la Moldavie et de la Bessarabie, dans une phase de comblement des vallées.

L'histoire géologique de la partie méridionale des pays moldaves, durant le Quaternaire, pourrait donc être esquissée de la manière suivante:

Villafranchien: sédimentation de graviers; derniers dépôts concordants avec le Tertiaire.

+ Exondation; légers plissements dans la région du Siret; phase de creusement.

Quaternaire: — Alluvionnement; sédimentation du lehm loessoïde des hauteurs; climat parfois chaud avec formation de terra rossa.

+ Creusement; installation des principales artères du réseau hydrographique actuel.

— Alluvionnement: formation de limans; sédimentation des limons de la haute terrasse et du « plateau » de Galați; première delta du bras Kilia. Vers la fin, climat relativement chaud (bandes rouges dans la partie supérieure du limon).

+ Creusement: formation de la haute terrasse;

— Würmien: alluvionnement; sédimentation de la basse terrase à *Elephas primigenius* et *Rhinoceros* sp.; seconde delta du bras Kilia; « grind » de Letea.

+ Quaternaire supérieur: creusement; formation de la basse terrasse; formation de dunes.

— Alluvionnement actuel des vallées; delta de Vâlcov en formation; limans.

Il est pour le moment prématuré d'essayer de dater exactement les dépôts quaternaires de la Moldavie méridionale. Nous pouvons préciser seulement

Institutul Geologic al României

que la première phase d'alluvionnement est postérieure au Villafranchien, car les graviers de Cândești, dont l'âge villafranchien est prouvé par la faune de Măluşteni et de Tulucești, supportent en discordance le lehm loessoïde des hauteurs. L'on peut encore considérer comme probable l'âge würmien de la basse terrasse, à *Elephas primigenius* et *Rhinoceros* sp. Les autres deux phases de comblement, qui correspondent au dépôt du limon de la haute terrasse et du lehm loessoïde des hauteurs se sont déroulées entre le Villafranchien et le Würmien.

ÉVOLUTION DU DELTA DU DANUBE

Il me paraît intéressant de remarquer que le delta du Danube, au moins le long du bras de Chilia, montre lui aussi une alternance, trois fois répétée, de périodes d'alluvionnement et de creusement. En effet, dans la partie septentrionale de ce delta, le long du bras de Chilia, on peut distinguer trois ré-

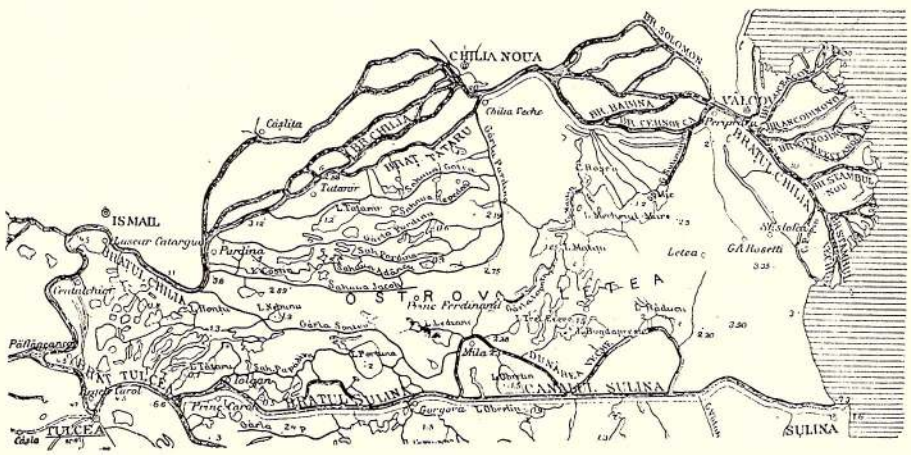


Fig. 5. — Delta du Danube; bras de Chilia et de Sulina.

gions, où le cours principal se divise en d'innombrables chenaux en faisceaux; ces faisceaux sont séparés par des portions où l'eau se rassemble dans un cours unique. Les faisceaux représentent vraisemblablement trois deltas successives (fig. 5).

Le dernier de ces deltas, est en cours de formation et progresse assez rapidement [1]). Il correspond à une phase de mouvement eustatique négatif,

[1]) Pour le delta du Danube voir:

G. ANTIPA. Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau. Bukarest 1912.

C. BRĂTESCU. Delta Dunării. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.* Vol. XLI, București 1923.

I. LEPŞI. Vârsta deltei Dunării. *An. Dobrogei*, An. IV, Constanța 1924.

GH. NASTASE. Gurile Dunării și Basarabia. Chișinău 1932.

Institutul Geologic al României

phase de pénétration des eaux du Danube et de la Mer Noire dans les vallées (formation de limans) et d'alluvionnement dans les vallées.

Suit après, en amont de Vâlcov, une portion où le bras de Chilia est représenté par un cours unique, sans ramifications. Cette portion correspond fort probablement à un moment quand il ne se formait pas de delta; c'est une phase de mouvement eustatique positif, une phase de creusement dans les dépôts d'un delta plus ancien et surtout dans son cordon littoral. Cette phase de creusement correspond probablement à la formation de la basse terrasse, c'est-à-dire au temps ou l'érosion a déterminé la naissance de cette terrasse en tant que forme morphologique.

Le deuxième faisceau représente une nouvelle phase de formation du delta et d'alluvionnement. Vers la fin de l'époque où ce delta s'est constitué, un puissant cordon littoral a pris également naissance; ce cordon est encore assez bien conservé et forme le « grind » de Letea. Il paraît logique de considérer cette seconde phase de comblement comme synchrone de la sédimentation de la basse terrasse. En effet, dans le canal de Sulina, au point où il traverse le « grind » de Ceamurlia (qui est le prolongement méridional du « grind » de Letea on a trouvé [1]) des restes fossiles d'*Elephas primigenius* BLUM. et *Rhinoceros tichorhinus* CUV. (= *Rh. antiquitatis* BLUM).

Une phase de creusement encore plus ancienne correspond au tronçon sans ramifications qui suit en amont, jusqu'à Chilia Nouă. C'est probablement la phase de formation de la haute terrasse.

Enfin, le delta le plus ancien et en même temps le plus grand s'étend en amont de Chilia, jusqu'à Pardina. Elle correspond vraisemblablement à la phase d'alluvionnement durant laquelle se sont constitués aussi les dépôts de la haute terrasse.

Nous sommes donc arrivés à attribuer au bras septentrional du delta du Danube (bras Chilia), un âge assez ancien. A l'exception de la portion comprise dans le delta du Vâlcov, dont la formation date des temps historiques, les autres parties sont d'âge pléistocène; le segment Chilia Veche-Periprava, qui contient le delta moyen est fort probablement d'âge würmien comme la basse-terrasse de la Moldavie méridionale (terrasse de +20 m), tandis que la formation du delta le plus ancien (Chilia-Pardina) remonte eu Pléistocène moyen, comme la haute terrasse (+ 80 m). Pour les temps antérieurs à cette haute terrasse, on ne connaît aucun indice concernant l'existence d'un delta du Danube. Il est même probable qu'au temps de la sédimentation des limons loessoïdes qui courronnent les collines, ce delta n'existait pas.

[1]) G. ANTIPA, *l. c.*

Institutul Geologic al României

LE QUATERNAIRE DES ENVIRONS DE IAŞI

C'est un fait dépuis longtemps observé que la vallée du Bahlui est une vallée assimétrique. Le versant méridional (droit), abrupt et dépourvu d'une couverture importante de dépôts alluvionnairs, s'élève jusqu'à 400 m d'altitude, tandis que le versant septentrional (gauche) dépasse à peine 200 m et forme un talus à pente douce couvert par un épais manteau de limons (fig. 6).

Dans les environs de Iaşi, ces limons ont une épaisseur d'environ 20 m et passent, à leur base, à des sables et des graviers exploités en plusieurs endroits par des puits et des galeries. Les graviers et les sables sont fossilifères; COBÂLCESCU déjà, avait déterminé dans le matériel provenant d'un de ces

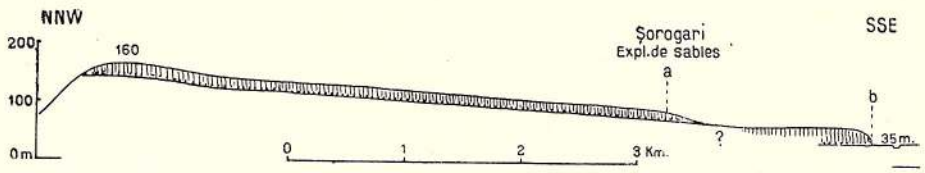


Fig. 6. — Coupe géologique dans les environs de Jassy.
a et b, carrières de sable.

puits, situé à environ 95 m d'altitude: *Vivipara romaloi* COB., *Vivipara mândrescui* COB., *Pissidium iassyensis* COB., *Cyclas subnobilis* COB., *Corbicula iassyensis* COB., (très proche de *C. fluminalis* MÜLLER) etc. Si l'on retranche la profondeur du puits, on trouve que l'altitude du dépôt fossilifère est d'environ 80 m, c'est-à-dire presque 40 m au-dessus de la plaine actuelle du Bahlui. A peu près à la même altitude se trouvent les exploitations de sable et de gravier de Ciric, où l'on connaît: *Elephas primigenius* BLUMB., *Rhinoceros* sp. *Cervus* sp. [1]), *Corbicula fluminalis* MÜLLER, *Melanopsis acicularis*, *Unio* sp., etc. D'après ces fossiles on peut présumer que, depuis le Würmien, le ruisseau de Bahlui a approfondi son lit d'environ 40 m et s'est déplacé vers le S de 2 Km approximativement. Mais les dépôts de limons, avec sables et graviers à la base, s'éloignent vers le N jusqu'à 8 Km du lit actuel, leur base arrivant jusqu'à 180 m d'altitude. Le creusement et le déplacement vers le S ont donc été dans l'ensemble de beaucoup plus importants; mais les indications concernant le temps que nécessita l'achèvement de ces phénomènes nous manquent presque complètement. On peut seulement présumer que les graviers et les limons sont d'autant plus anciens qu'ils sont situés à des altitudes plus grandes et qu'ils sont plus éloignés du cours actuel du Bahlui. Je dois aussi mentionner le fait que dans la collection du Musée

[1]) R. SEVASTOS. Descriptions géol. des environs de la ville de Iaşi. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. V, pag. 304, Bucureşti 1914.

Institutul Geologic al României

d'Histoire naturelle de Iași, existe une molaire bien conservée d'*Elephas antiquus* FALC. [1]), provenant « des environs de Iași ». Cette vague indication nous laisse supposer que ce sont toujours les graviers et les sables quaternaires qui ont fourni ce précieux reste fossile, mais à un niveau plus haut que celui de Șorogari, à *Elephas primigenius* et *Rhinoceros* sp. (probablement *tichorhinus*).

On peut donc considérer les sédiments quaternaires qui recouvrent le versant septentrional de la vallée du Bahlui comme des sédiments fluviatils, déposés par une rivière qui se déplaçait vers le S et qui en même temps approfondissait continuellement son lit. Le phénomène dura au moins depuis le temps de l'*Elephas antiquus* (Chélén), sinon du temps de la haute terrasse; il explique donc l'assymétrie de la vallée. Les mouvements eustatiques positifs sont marqués par quelques ruptures de pente, qui sont d'ailleurs partiellement éffacées par l'action des eaux de ruissellement.

Le déplacement vers le S accompagné de sédimentation importante sur le versant septentrional est commun, en Moldavie et en Bessarabie, aux rivières dirigées W-E (partie supérieure du Bârlad, Botna, etc.); bien de dépôts considérés comme du vrai loess ont cette origine.

Reçu: Mai 1938.

---

[1]) E. PATTE. Sur les Eléphants fossiles de Roumanie. *Acad. Rom. Mem. Sect. Șt.* Seria III, T. XI, București 1936.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOLOGIQUES ENTRE LE PARÂNG ET LE NEGOI

PAR

ȘT. GHIKA-BUDEȘTI

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Introduction	176
A) *Le groupe autochtone et ses zones de gneiss granitoïde*	178
1. Structure zonaire	178
2. Schistes cristallins, paragneiss granitoïdes et granites gneissoïdes	179
a) Schistes cristallins	179
b) Paragneiss granitoïdes	180
c) Gneiss granitoïdes	181
3. Genèse des granogneiss	182
4. Granites massifs	184
B) *Infragétique et charriage gétique*	184
a) Série sédimentaire autochtone du S	185
b) Couverture schisteuse autochtone	186
c) Série parautochtone	186
d) Le charriage gétique	187
e) Les ophiolites	188
f) La fenêtre de Valea lui Stan	188
C) *Le groupe gétique et ses zones de métamorphisme*	192
1. Succession des zones dans la Coupe Cozia—Avrig	192
a) Zone des gneiss œillés de Cozia	192
b) Zone des gneiss œillés de Cumpăna	193
c) Zone des micaschistes à grenat de Măgura Câinenilor	193
d) Zone des micaschistes de Vemeşoaia	194
e) Zone des calcaires cristallins et des paraamphibolites du Surul	194
f) Zone des paragneiss à grenat de Șerbota	195
g) Zone des micaschistes de Valea Satului Porcești	196
h) Zone des chloritoschistes de Poiana Neamțului	196
2. Succession des zones le long de la Vallée du Sebeș	198
a) Zone des paragneiss à sillimanite de Ștefanu—Sălanele	198
b) Zone des paragneiss à grenat de Negovan—Vârful lui Petru	198
c) Zone des micaschistes à biotite de Valea Bistra	199

Institutul Geologic al României

d) Zone des gneiss œillés de Şugag 199
e) Zone des calcaires cristallins et paraamphibolites de Cetăţuia Capâlnei . 199
f) Zone des gneiss œillés de Laz 200
3. Succession des zones dans les Monts du Cibin 200
4. Répartition des facies dans la Vallée de l'Olt 201
D) *Les facies d'épizone dans le groupe gétique* 201
1. Conditions géologiques d'affleurement 202
2. Description des facies pétrographiques 204
a) Paragneiss à biotite et chlorite 204
b) Paragneiss à albite 204
c) Schistes verts blastopélitiques 205
d) Zones écrasées 206
E) *Division et structure du Cristallin gétique* 206
1. Observations comparatives sur les pararoches 206
2. Observations comparatives sur les roches mixtes 208
3. Division du groupe gétique 209
4. Structure du groupe gétique 210
F) *La transgression posttectonique* 212
1. Surface morphologique de la transgression 212
2. La brèche de Brezoi 213
3. Les sédiments de la mer posttectonique 214
a) Sénonien 214
b) Eocène 216
c) Miocène 217
4. Le Détroit de la Loviştea 217
Bibliographie 219
Carte géologique au 1: 250.000-e, coupes géologiques.

INTRODUCTION

J'ai été chargé, en vue de la publication de la carte géologique de la Roumanie au 500.000-e de lever la carte des Carpates méridionales centrales, formées principalement de roches cristallines. J'ai poursuivi mes recherches sur cete surface fort étendue pendant les cinq dernières années. D'une part j'ai achevé les levers détaillés dans la région comprise entre le méridien du Topolog et celui qui passe par Brezoi; leur publication tardera encore un peu. D'autre part, j'ai poursuivi au S de la Latoriţa les levers effectués dans les Monts du Lotru et publiés en 1932 (4). Enfin, j'ai entrepris un grand nombre d'itinéraires dans les Monts du Sebeş, où je me suis servi de la carte publiée en 1932 par A. VENDL (34) et dans les Monts de la Bistriţa au S du Lotru. Quelques excursions m'ont permis de connaître le terrain qui a fait l'objet des études détaillées de G. PALIUC (23) dans le Massif du Parâng et de G. MANOLESCU (13) dans la Vallée du Jiu.

Au moment de préparer la minute manuscrite pour la carte au 500.000-e j'ai du coordonner tous ces travaux: il en est résulté la carte que cet article

Institutul Geologic al României

explique. Cette carte, que nous publions à l'échelle du 250.000-e, témoigne du progrès réalisé depuis la rédaction du premier projet de la carte au 500.000-e manuscrit qui a été présenté à Prague au dernier Congrès de l'Association pour l'Avancement de la Géologie des Carpates en 1931.

Nous avons rédigé cette carte en noir, en nous servant d'une gamme de hachures qui ont l'avantage, à notre avis, de représenter sans limites arbitraires les groupes unitaires, les séries pétrographiques où les transitions progressives et insensibles sont la règle. À cette échelle il ne s'agit pas d'ailleurs de donner un lever régulier mais de donner une image suggestive [1]).

Le texte que nous avons rédigé pour accompagner cette carte explique l'effort de coordination des observations personnelles et de celles qui sont consignées dans les importants ouvrages récents et aussi dans ceux qui sont plus anciens.

L'étude physiographique des roches du groupe gétique est très minutieuse pour la série du Lotru dans le mémoire de A. VENDL (34) et aussi dans la thèse de G. PALIUC (23) et dans la mienne (4). Les gneiss œillés de la série de Cumpăna ont été décrits avec beaucoup de détails par M. REINHARD (26, 27) et nous en avons étudié une belle collection au microscope. La série du Făgăraș était très mal connue: sur ce sujet nous préparons un travail descriptif.

Le groupe autochtone a été décrit dans les dernières années par G. MANOLESCU (13), G. PALIUC (23) et par nous (4); depuis nos observations ont été étendues et complétées.

On trouve dans cet article peu de descriptions microscopiques mais beaucoup de renvois aux travaux détaillés qui les contiennent. Nous avons choisi pour les exposer ici les données qui permettent une orientation générale; cet effort nous a été imposé par le programme de l'Institut Géologique, préoccupé par la publication de la carte au 500.000-e; ce travail était indispensable car l'étude d'une portion limitée de cristallin n'aurait pas permis de reconnaître les caractères différentiels des séries et des zones qui constituent le groupe gétique.

Nous avons consigné dans le texte aussi nos observations relatives aux séries sédimentaires. En ce qui concerne l'Infragétique nous avons pris le parti de ne pas représenter sur la carte, les séries d'un point de vue stratigraphique. Sur la carte au 500.000-e, force nous sera de séparer les étages; il importait d'indiquer à quel point ces séparations sont arbitraires et subjectives. En ce qui concerne le Tertiaire nous ne pouvions pas ignorer les dépôts du détroit de la Loviștea qui forment un bassin intracristallin. Les

[1]) Nous tenons à remercier M. P. POLONIC qui a dessiné cette carte avec beaucoup de compréhension.

Institutul Geologic al României

dépôts marginaux tant au N qu'au S n'ont pas fait, de notre part, l'objet de recherches personnelles.

Aussi bien est-ce dans le domaine de la pétrographie que notre intérêt s'est concentré. Jusqu'à présent c'est la question des rapports entre les deux groupes cristallins qui continuait à préoccuper les géologues des Carpates méridionales. Il importait de pénétrer plus intimement dans la structure du groupe gétique réputé monotonne: il commence à nous livrer ses secrets.

A) LE GROUPE AUTOCHTONE ET SES ZONES DE GNEISS GRANITOÏDES

1. STRUCTURE ZONAIRE

Le groupe autochtone est formé de roches cristallines anciennes contenant à côté des schistes cristallins chloriteux (II-e Groupe de MRAZEC (15), et des amphibolites, les batholites granitiques. Il serait essentiel d'y délimiter les corps granitiques: nous verrons que ce n'est pas chose aisée car on a remarqué depuis longtemps qu'il existe des variétés de granites à texture gneissique; s'il y a passage continu entre les noyaux de roches massives et les zones où sont développés des granites gneissoïdes, il y a aussi une transition vers les gneiss granitoïdes et vers les paragneiss granitoïdes qui sont généralement en contact avec les séries de paraschistes chloriteux plus ou moins gneissiques.

La carte nous montre une série de zones alternantes: les roches de profondeur, granitiques au sens large marquent les anticlinaux, car les schistes cristallins sont érodés au toit des batholites mais sont conservés dans les synclinaux, pincés entre les voûtes de roches grenues. On peut séparer du S au N les zones suivantes nommées par les points extrêmes de leur affleurement sur la carte. (Voir la carte et l'esquisse tectonique sur la planche des coupes).

Zone Nedeiu — Novaci. Elle est formée de roches granitiques à texture gneissique plus ou moins prononcée contenant quelques enclaves de roches sédimentaires cornifiées et des pointements de roches grenues phanéritiques, massives; celles-ci forment de petites boutonnières dans la partie NE mais apparaissent dans deux larges zones au SW sous forme de granite de Tismana en bordure de la dépression tertiaire et de granite de Susița à l'W du Gilort.

Zone Pârâul Draculuí — Cerbu — Drăgoești. Elle est formée de pararoches micacées d'un degré de cristallinité et de métamorphisme relativement élevé surtout à cause du développement de la biotite

Institutul Geologic al României

(accompagnée parfois de grenat et même de sillimanite) dans les cornéennes; celles-ci sont accompagnées de calcaire à diopside et de cornéennes à graphite.

Zone de Huluzu Mușetoiu Molidvișu. Elle est traversée par la vallée du Jiu dans la partie méridionale du défilé. Dans la partie orientale c'est l'aire la plus typique pour le développement des paragneiss granitoïdes et des granogneiss à texture parallèle très prononcée; dans sa partie SW c'est l'affleurement du Massif de Susița.

Zone de Târnovu, Curmătura Oltețului, Păpușa, Lainici, Păiuș. Elle est formée de schistes cristallins, parmi lesquels on distingue deux complexes: au S c'est la série des roches psammitiques et des schistes séricitochloriteux ayant subi un métamorphisme d'imprégnation au toit des roches granitiques de la zone précédente; nous la désignerons sous le nom de série Lainici-Păiuș (MANOLESCU, 13). Au N c'est l'unité des amphibolites, orthoroches dioritiques et gabbroïdes à pyroxénites et serpentines; elles étaient transformées en schistes cristallins avant la phase d'ascension des granites (4, 13, 23).

Zone du Parâng et de la Latorița que MURGOCI (22) nommait zone du granite central. Les amphibolites en constituent le toit; les roches granitiques ont une texture gneissique très prononcée mais la structure grenue est encore distincte (3, 23); les granodiorites massives apparaissent en épisodes lentiliformes (4).

La direction SW-NE de ces zones est bien marquée; elle se retrouve pour le groupe autochtone dans l'ensemble des Carpates méridionales. C'est celle que l'on observe à toutes les échelles: elle est suivie par l'inflexion transversale Petroșani Orșova (9) qui sépare l'unité externe du Parâng—Vulcan—Cerna de l'unité interne qui culmine au Retezat. La même direction d'allongement est conservée par les lambeaux du plateau de Mehedinți logés dans les plis de l'autochtone. À l'échelle de la pétrotectonique c'est la direction de schistosité non seulement des gneiss et des granogneiss mais aussi des schistes chloriteux.

Cette direction est celle de la portion occidentale de l'arc des Carpates méridionales; elle possède une signification hercynienne et un sens varisque. Elle détermine la virgation banatique car la rigidité de l'autochtone contraste avec le groupe gétique beaucoup plus plastique.

2. SCHISTES CRISTALLINS, PARAGNEISS GRANITOÏDES ET GRANITES GNEISSOÏDES

a) *Schistes cristallins.* Les schistes cristallins du II-e groupe de MRAZEC (17) ont été répartis par MANOLESCU (13) à deux séries: l'une nommée par lui série clastique, l'autre série Lainici Păiuș.

Institutul Geologic al României

La série clastique est formée de roches détritiques dont la teneur en quartz est élevée. Elle repose sur les amphibolites et par conséquent a été protégée du métamorphisme des batholites par cet écran. Bien développée à l'W du Jiu, elle perd de son importance vers l'E où on la sépare difficilement des amphibolites, à leur partie supérieure. Par endroits ces roches sont formées surtout d'épidote, de chlorite et d'albite; dans ce cas PALIUC (23) leur prête une origine tufogène.

La série Lainici Păiuș se distingue surtout par le fait qu'elle a été puissament influencée par les effets de l'activité magmatique des voussoirs granitiques dont elle forme le toit. Elle est composée d'un matériel fondamental de quartz, de séricite et de chlorite qui forment ensemble plus de 75% du tissu des roches. Pour séparer et classer les différentes variétés on considère le rapport quantitatif de la séricite, de la chlorite et aussi la proportion d'épidote et d'amphibole. Certaines intercalations sont de véritables gneiss psammitiques contenant plus de 20% de feldspath. Cette série comporte aussi des intercalations dans lesquels l'épidote, la trémolite et la hornblende actinolitique arrivent à prédominer.

Dans le synclinal de la zone Curmătura Olteţului, Păpuşa, Lainici, Păiuş, décrite à son extrémité W par MANOLESCU (13) et à l'W par moi-même (4), le caractère du complexe est assez constant et se manifeste surtout par les phénomènes de métamorphisme qu'il a subi en particulier à sa limite avec les roches des voussoirs batholitiques; nous les appelons des granogneiss et les paragneiss granitoïdes en font partie.

b) *Paragneiss granitoïdes.* Nous avons précédemment décrit (4) la «série de transition» et le gneiss de Curmătura Olteţului, de même que les paragranogneis (5). Ces roches apparaissent en bordure des schistes cristallins et sont liées avec eux par des transitions progressives et des alternances repétées que l'on retrouve parfois même à l'échelle du microscope. Dans une lame mince on peut trouver des interstratifications de phyllites sériciteuses dans un tissu de pavés de quartz, de plagioclase et de mica chloriteux. Sur le terrain on passe insensiblement des schistes verts aux gneiss; l'albite et aussi le feldspath potassique se développent en porphyroblastes tandis que le mica est souvent de la phengite, ou du moins une muscovite verdâtre et uniaxe. On peut suivre de proche en proche l'enrichissement en orthose; dans les termes les plus voisins des granogneiss les yeux de feldspath contiennent dans les cristaux automorphes de plagioclase, des microlites d'épidote et de muscovite. Parmi ces microlites qui peuvent être interprétés comme des inclusions dans les porphyroblastes de plagioclase en écumoire, on remarque non seulement la zoïsite et les épidotes mais aussi le grenat et parfois du graphite. Ceci nous a déjà incité à penser que certains types de granogneiss méritent le nom de paragranogneiss que nous avons forgé en 1934 (5). Il

Institutul Geologic al României

n'est pas très élégant et fait probablement double emploi avec le terme de paragneiss granitoïde usité par JOHANNSEN (35, vol. II, page 241). Ces roches sont particulièrement bien représentées sur les bords de la zone Huluzu Molidvișu dans laquelle la direction de schistosité est N 65 E, c'est-à-dire parallèle à l'allongement de la zone elle-même.

Ces roches ont une structure cristalloblastique évidente, ce qui montre qu'elles ont pris naissance par un processus de métamorphisme constructif et progressif ainsi que le prouvent aussi les relations avec les schistes quartzo-chloriteux. MANOLESCU (13) a décrit des phénomènes de feldspathisation de la série de Lainici Păiuș au contact du granite de Sușița; des cristaux de feldspaths frais apparaissent dans les schistes et déterminent des structures porphyroblastiques et des textures lenticulaires donnant des roches dont la composition minéralogique correspond à celle d'un granite acide. C'est à ce même phénomène que se rattache la substitution du plagioclase par le microcline décrite aussi par MANOLESCU (13) et l'invasion successive de l'albite puis de l'orthose signalée par nous à Nedeiu (4 et 5). Ces phénomènes ont donc été observés tout le long du contact de la zone des granogneiss de Huluzu Molidvișu avec la série de Lainici Păiuș et dans une situation géologique identique jusqu'à Curmătura Oltețului, Huluzu et Târnovu. G. PALIUC (23) aussi a décrit des «schistes gneissifiés», qui d'après la carte, se trouvent en bordure des zones de granite à texture gneissique. Le feldspath potassique y augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche du granite (dans la zone de Macaria); ces schistes rappellent (dans la zone de Slima) les granites les plus schisteux. Leur structure et leur texture les rapprochent des gneiss plagioclasiques épizonaux et leur ressemblance avec les roches granitiques incite PALIUC à les considérer comme des granites laminés. Tous les termes de transition entre granite et gneiss plagioclasiques existent; ils se sont formés par écrasement des granites. Remarquons cependant que toutes ces roches ont une structure cristalloblastique: « La roche n'est pas une mylonite, ou bien si elle l'a été, ce caractère a disparu par suite de la recristallisation des minéraux secondaires » (23, page 65). Les modifications subies sont en partie, dit encore PALIUC, constructives ainsi que le manifeste une structure porphyroblastique des roches riches en feldspath potassique.

c) *Gneiss granitoïdes*. MANOLESCU (12), analysant les roches qui se trouvent à l'extérieur du Massif de Sușița et en bordure de la série Lainici Păiuș, considère que ce sont des granites mylonitisés; ce terme paraît vraiment impropre car ce qu'il y a de plus évident dans ces roches c'est la structure cristalloblastique. On pourrait admettre que ces roches sont formées par un phénomène de recristallisation d'un granite précédemment cristallisé, mais une cataclase mylonitique présente des caractères différents et ne saurait embrasser des zones aussi larges: 2 km. dans la vallée du Jiu et 6 km. sur la

Institutul Geologic al României

route de Novaci à Rânca sous la Păpuşa. MANOLESCU (13, page 19) avoue lui-même que la roche qu'il suppose provenir du granite, a un aspect tellement modifié qu'elle pourrait être considérée comme un schiste cristallin à caractère épizonal. Cet auteur montre aussi que les « granites mylonitisés » contiennent un excès d'« *al* »; quand on avance vers le N, en s'éloignant du noyau granitique massif, le feldspath potassique diminue quantitativement jusqu'au point de disparaître complètement; en même temps à côté de la biotite apparaissent des minéraux qui seraient dûs à l'assimilation. De ceci il ressort, encore une fois, qu'il existe tous les passages entre les granites et les schistes cristallins; on trouve aussi des intercalations de gneiss granitoïdes dans les séries de schistes cristallins (13, page 32); il est plus facile, à notre avis de les interpréter comme des zones de granitisation que comme des apophyses de granite laminées.

IONESCU BUJOR (11, page 253) avait déjà remarqué que l'enveloppe gneissique est très hétérogène, formée de différents facies, allant du facies amphibolique au facies aplitique; parmi ceux-ci prédominent le type tonalitique avec un peu de feldspath potassique, bien développé au voisinage des schistes cristallins; le type pegmatique, riche en feldspath potassique, ne se trouve que dans une partie de l'enveloppe de gneiss.

3. GENÈSE DES GRANOGNEISS

De tout ceci on peut tirer la conclusion que les relations entre les schistes cristallins de la couverture schisteuse inférieure et les roches que nous avons appelées granogneiss sont identiques dans les régions où nous avons observé et décrit les phénomènes de granitisation et dans celles où MANOLESCU a décrit les granites mylonitisés et où PALIUC a décrit les schistes gneissifiés et le gneiss d'épizone.

Trois hypothèses peuvent essayer de rendre compte de cette solidarité géologique et de cette ressemblance pétrographique.

D'après un premier point de vue, les schistes cristallins se seraient formés par recristallisation d'un matériel détritique provenant de la roche éruptive sous-jacente par désagrégation in situ. Une phase de métamorphisme aurait suivi pour faire recristalliser les pararoches arkosiennes et aurait transformé les roches granitiques en roches cristalloblastiques. C'est un point de vue que nous avons adopté au moment où nous croyions, parce que les livres nous l'avaient enseigné, qu'il devait y avoir entre orthoroches et pararoches un hiatus infranchissable.

Selon une autre manière de voir ces schistes et ces granites gneissiques seraient des orthoroches dont la texture serait dûe aux effets des pressions orogéniques orientées. Celles-ci se seraient manifestées soit dans une phase récente soit au moment de la mise en place du magma. Dans le premier cas

Institutul Geologic al României

il s'agirait de la lamination du granite qui aurait subi auparavant une transformation autopneumatolytique donnant naissance aux épidotes, chlorites et séricites. Ces granogneiss, granitoschistes comme disait STRECKEISEN (30 a), seraient formés par un processus de dynamométamorphisme rétrograde, d'âge alpin ou plutôt d'âge hercynien (23).

L'effet des pressions sur un magma fluide aurait été de faire naître les conditions de piezocristallisation (4). C'est ainsi que l'anorthite qui aurait du cristalliser en mélange isomorphe avec l'albite dans les plagioclases, aurait précipité sous forme de zoïsite dans l'albite. En même temps, les cristaux hypidiomorphes s'alignent dans les textures parallèles.

Une autre manière de voir nous paraît mieux étayée par les faits d'observation. La schistosité serait un caractère primaire des granogneiss qui seraient des schistes cristallins feldspathisés; ils sont de plus en plus pauvres en alcali à mesure que l'on s'éloigne de l'axe des zones anticlinales. Ces phénomènes de cristallisation s'y sont produits à l'état solide comme le montre la structure qui est cristalloblastique. Les feldspaths se sont développés par blastèse dans la roche grâce à l'apport d'alcalis; l'épidote, la zoïsite et la séricite de même que le grenat et le graphite existaient dans la roche avant la granitisation et ils ont été englobés sous forme de microlites dans les cristalloblastes développés par albitisation. La structure en écumoire de certains phénocristaux de feldspath est encore visible par endroits. Le feldspath potassique est venu plus tard et a englobé plusieurs cristaux de plagioclase dans un porphyroblaste d'orthose. Les plagioclases farcis, « gefüllte Plagioklase » (CORNELIUS, 36), ne résulteraient pas de la séparation d'un mélange homogène; comment expliquer dans ce cas la présence parmi les cristallites inclus de minéraux tels que le grenat, le graphite, la sillimanite pour lesquels il faut admettre qu'ils représentent un paramatériel; ces microlites seraient des inclusions comparables à celles des porphyroblastes en écumoire. Nous ne voulons pas insister ici trop longuement sur ces questions qui ont été débattues depuis BECKE (37) et WEINSCHENK (38) pour les roches très semblables des Tauern. Dans les derniers temps les points de vue sont toujours divisés entre ceux qui comme CHRISTA (39) reprennent la piezocristallisation et vont jusqu'à admettre que ces granites ont fait intrusion pendant la phase alpine et ceux qui comme CORNELIUS (36) et PREY (40) défendent le point de vue de la transformation énorogène d'un massif granitique; il aurait subi une action autopneumatolytique qui explique la composition minéralogique et un phénomène dynamique qui rend compte de la texture.

SANDER (41) n'a pas continué ses travaux sur la « Tauernkristallisation » qui fait appel à la granitisation. Sa théorie nous semble la mieux placée pour expliquer la genèse de ces roches calcoalcalines dans une zone orogène, à partir du moment où l'on transige avec cette idée encore très fortement ancrée chez les géologues, que le granite est une roche magmatique provenant

Institutul Geologic al României

de la consolidation d'un magma fluide homogène. Nous n'avons pas à insister ici sur le progrès que font les idées sur l'anatexie mais nous remarquerons que pour notre région ce processus aurait donné une roche à caractères d'épizone.

4. GRANITES MASSIFS

Les roches éruptives franchement granitiques ne font pas défaut dans notre région comme nous l'avons l'avons déjá mentionné. Ils forment des corps assez largement découverts dans la partie méridionale et des pointements assez capricieusement répartis dans la zone centrale. Le granite tonalitique de Suşiţa (13) a déjà été décrit en particulier par MANOLESCU (13). Le granite porphyroïde de Tismana n'a pas encore fait l'objet d'une étude physiographique très poussée. Les lentilles de la région centrale sont assez variées comme composition; tandis que le granite de Reci décrit par PALIUC (23), est plutôt aplitique et leucocrate celui qui forme les pointements de la vallée de la Latoriţa (5) est plutôt granodioritique.

Le problème des deux générations de granite qui s'est posé bien souvent à propos des différences entre granogneiss et granites phanéritiques, se trouve résolu si on admet que ces derniers sont dûs à une granitisation plus avancée. Leur génèse n'est par conséquent pas différente; elle s'est accomplie à un stade plus profond.

B) INFRAGÉTIQUE ET CHARRIAGE GÉTIQUE

Nous conservons la notion d'infragétique pour désigner le complexe qui sépare les deux unités cristallines, les couches sédimentaires qui sont intercalées entre elles: nous indiquons ainsi que dans la région de terminaison orientale de la fenêtre du Parâng il n'y a pas lieu, pour le moment du moins, de considérer la question d'un point de vue de stratigraphe. Les fossiles manquent dans tout le complexe et si par comparaison avec les séries stratigraphiques mieux conservées, on peut arriver à prolonger l'image zonaire mise en évidence par les travaux entrepris plus à l'W, les séparations restent encore dans le domaine des hypothèses de travail.

Les complications qui apparaissent ici sont dûes aux effets tectoniques du charriage; le massif du Parâng étant l'endroit où la surrection axiale est maxima, c'est celui où l'effort développé par la nappe pour escalader cet obstacle a été le plus grand; les forces mises en jeu ont eu pour effet de laminer cet infragétique au maximum.

Vers l'E l'infragétique disparaît sous la nappe pour ne plus se montrer que dans la fenêtre tectonique de Valea lui Stan, tandis que vers l'W

Institutul Geologic al României

l'inflexion axiale lente réserve des dépressions longitudinales de l'autotochtone remplies par ces sédiments en synclinaux dans lesquels logent des lambeaux de la nappe. L'infragétique devient dans la partie occidentale de l'arc des Carpates méridionales une série stratigraphique fossilifère.

Les reconstitutions embyotectoniques, qui comme nous le prévoyions en 1932 (5), devaient permettre de mettre de l'ordre dans ces paquets de roches détritiques et calcaires ont pu être menées a bien dans la partie occidentale des Carpates méridionales par A. CODARCEA [1]) pour le Banat méridional en particulier; on peut essayer de prolonger son schéma zonaire vers l'W à travers le Godeanu et le Vulcan; toutefois arrivé dans le Parâng nous voyons qu'il ne reste que quelques lambeaux des unités occidentales et pour les séries locales on arrive difficilement à reconstituer leur succession primordiale.

Nous distinguons dans cette terminaison orientale de la semifenêtre du Parâng trois séries sédimentaires et le témoin d'une quatrième.

a) *Série sédimentaire autochtone du S.* Nous en parlerons tout d'abord car elle est relativement bien conservée pour cette raison qu'elle occupe à l'avant du massif une zone d'inflexion longitudinale dans laquelle elle n'a pas eu à souffrir des efforts tectoniques de la nappe qui ne l'atteint qu'en fin de course.

Elle est bien développée au N de Cernădia et, à Piatra Polovraci les calcaires forment des masses imposantes. On distingue:

α) En transgression sur le granite porphyroïde les granogneiss et les schistes cristallins, une série arkosienne plus ou moins grossière à interstratifications schisteuses peu importantes que l'on peut comparer au Lias.

β) Au-dessus suivent des calcaires massifs qui doivent représenter le Jurassique.

γ) A la partie supérieure ceux-ci deviennent marneux et grisâtres; ces bancs pourraient représenter le Néocomien.

δ) Ils sont recouverts en concordance (?) par des grès schisteux, des schistes quartzeux verdâtres et des argiles rougeâtres qui forment un flysch plus intensément plissé; c'est peut-être le Crétacé moyen ou même supérieur.

De même que pour la série méridionale des Monts Vulcan décrite par MANOLESCU (12), il faut remarquer que les effets de lamination sont ici pour ainsi dire nuls et que des arkoses au flysch il y a une continuité stratigraphique.

A Cernădia le cristallin du Lotru qui devrait suivre en recouvrement tectonique n'apparaît pas, mais à l'E de Polovraci se trouve le front de la nappe gétique avec son cristallin typique dans la Valea Luncavița. Dans la

[1]) Les idées de M. A. CODARCEA nous sont connues grâce à de nombreuses conversations mais le texte de son travail (2) est encore sous presse.

Institutul Geologic al României

Valea Verde entre ce cristallin et les calcaires de Polovraci on trouve un paquet appartenant à une autre série. Ce sont des schistes verts et calcaires mélangés avec quelques ophiolites que l'on peut comparer aux couches de Sinaia. C'est ce lambeau qui représenterait un témoin de la série du Severin.

b) *Couverture schisteuse autochtone.* Dans le N de la fenêtre on peut considérer dans un paquet unitaire les sédiments plus ou moins schisteux qui forment les synclinaux pincés, comme le paquet coincé dans le Peretele Repezilor, les bourrelets calcaires de la Valea Rudăreasa ainsi que les schistes verts de Urdele et Zănoaga Verde et ceux de la Valea Repede. C'est la série que nous avons décrite précédemment sous le nom de couverture schisteuse supérieure (4). Elle repose parfois sur les amphibolites et sans discordance apparente on passe des grès à des calcaires saccharoïdes ou à des cipolins. Dans la Valea Repede les calcaires sont grisâtres; ceux de Peretele Repezilor sont cristallins et gris. Les schistes verts qui suivent ont des grandes ressemblances avec les schistes de la série clastique que MANOLESCU (13) place dans le cristallin. PALIUC (23) leur prête un âge Triasique ce qui ne peut être contredit d'une manière formelle ni affirmé d'une manière péremptoire.

Le caractère essentiel de cette série est d'être pincée dans le cristallin et solidaire avec lui.

c) *Série parautochtone.* Nous avons considéré comme une série indépendante celle qui affleure en bordure de la nappe et qui comporte les schistes noirs graphiteux et les arkoses de la formation de Schela. Cette série repose aussi bien sur les granogneiss que sur l'un quelconque des termes de la série schisteuse si bien que la concordance apparente n'a pas de signification.

Les calcaires massifs (Tithoniques?) de Boarnăş Turcinu et ceux de Târnovu Mic et Târnovu Mare sout généralement à la base du parautochtone en contact avec la couverture schisteuse. Dans la Valea Măileasa (V. Manole) on observe une transition progressive entre les schistes graphiteux et les schistes verts détritiques (grauwackes (4) qui diffèrent des schistes verts de Urdele Muntinu par leur caractère arkosien. Si l'on admet que les schistes noirs appartiennent à la formation de Schela ou représentent son équivalent, un Lias à facies de Gresten on arrive à attribuer les schistes verts de la Măileasa que nous appelés grauwackes au Dogger (4); ils contiennent des gabbrodiorites et affleurent imédiatement sous la nappe.

Sur la carte géologique de la Roumanie au 1: 1.500.000-e (1936) le paquet de la Măileasa est marqué comme crétacé supérieur (d'après MURGOCI?) de même qu'une étroite bande en bordure de la nappe à Polovraci. Le caractère géognostique de ces roches est tel qu'on peut les comparer à n'importe quels schistes laminés; et ce n'est que dans un schéma préconçu qu'on peut leur attribuer une position stratigraphique.

Institutul Geologic al României

On a depuis longtemps comparé cette série des schistes verts avec la séries des schistes lustrés des Alpes pennines. Ce sont les dépôts de la profonde fosse bathyale qui s'installe au front du géanticlinal gétique. Cette fosse contient à la partie supérieure les calcschistes (couches de Sinaia) qui représentent le facies de comblement tandisque vers le bas se développe une série de schistes à épidote, de prasinites, de phyllades, à interstratification de matériel éruptif ophiolitique avec des schites rappelant des jaspes ou des radiolarites; c'est ce complexe que CODARCEA a baptisé couches de Azuga dans la série du Severin ou ses rapports à la base des couches de Sinaia sont bien visibles, beaucoup plus clairs, paraît-il, que dans la Vallée de la Prahova.

A la partie radicale de la nappe, les couches de Sinaia, plus jeunes, sont peu abondantes, tandisque au contraire elles sont largement développées au front du Gétique. En tous cas la structure de la partie radicale de la nappe est différente de celle de la région frontale qui seule comporte le complexe des couches crétacées supérieures détritiques sous la série parautochtone. Ce n'est qu'à Polovraci, comme à Vălari que l'on retrouve la même structure que dans le plateau de Mehedinți: lambeaux de cristallin gétique avec les couches de Sinaia et de Azuga dans la base, reposant sur le flysch concordant sur la série sédimentaire autochtone du S. C'est le schéma proposé par CODARCEA que l'on peut poursuivre au front de la nappe.

d) *Le charriage gétique*. Pour interpréter ces faits et pour expliquer l'absence du flysch crétacé supérieur et le fait que les couches de Sinaia n'apparaissent qu'en lambeaux isolés dans le N de la fenêtre du Parâng, et en général à la racine de la nappe, nous pouvons proposer l'image suivante qui modifie dans une certaine mesure, croyons-nous, le schéma de CODARCEA.

Le mouvement précurseur du paroxysme crétacé s'est manifesté par la surrection du géanticlinal cristallin; celui-ci avait à son front une fosse dans laquelle se serait déposée une série de schistes lustrés qui se termine par les couches de Sinaia (Valanginien). Au fur et à mesure de l'avancée du front géanticlinal, cette fosse est poussée vers l'avant; le cristallin déborde successivement sur les différents termes jusqu'à la fin du Crétacé inférieur et ce charriage est marqué par une première discordance. D'ores en avant la nappe entraîne les sédiments de cette fosse à son front; la série du Severin est solidaire avec la nappe et se localise devant elle sur une largeur qui correspond à celle de l'avant-fosse entièrement recouverte au Crétacé inférieur.

Au Crétacé moyen la fosse se trouvait déjà sur l'autochtone sur une zone relativement interne (zone de Soarbele Aptien? Cénomanien? GHERASI, 3) et y a été recouverte par le Cristallin.

Institutul Geologic al României

Ce n'est qu'au Crétacé supérieur que, précédant la nappe gétique, la fosse arrive à la région frontale, Mehedinţi, Vălari, Polovraci. Ceci nous expliquerait pourquoi le Crétacé supérieur sous forme de flysch n'apparaîtrait qu'à la bordure externe de la chaîne; il n'y a aucune solidarité stratigraphique entre le Crétacé inférieur et les séries autochtones puisqu'il se serait déposé sur un fond cristallin, ni avec les dépôts tardifs de la fosse puisqu'elle avait migré sur la zone externe des sédiments autochtones.

CODARCEA a bien marqué les deux discordances en découvrant la dernière, celle que l'on constate au toit du flysch et qui marque le recouvrement final. Ce que nous voudrions accentuer c'est la continuité du mouvement et surtout la localisation des sédiments orogéniques successifs sur le front de migration de l'avant fosse: entre le début du Crétacé inférieur et la fin du Crétacé supérieur elle avance de la région radicale à la région frontale.

e) *Les ophiolites.* Nous avons groupé sous ce nom toutes les apparitions de roches basiques et ultrabasiques qui affleurent en relation avec l'infragétique dans le paquet qui sépare l'autochtone du gétique. Nous mettons les conditions de leur mise en place en relation avec les mouvements orogéniques (4). Si on voulait les cantonner à un niveau stratigraphique, elles devrait pouvoir servir comme fil conducteur dans le déroulement et la reconstitution des séries stratigraphiques. Cela ne pourrait pas conduire à un schéma défendable.

f) *La fenêtre de Valea lui Stan.* Dans le fond de la Valea lui Stan, entre deux parois élevées de cristallin apparaît un chapelet de grandes klippes sédimentaires parmi lesquelles on distingue: des calcaires blancs et noirs, des schistes noirs graphiteux en petites lentilles, des schistes grésocalcaires à filonnets de calcite, des conglomérats rouges et enfin des schistes verts très peu caractéristiques (voir fig. 1).

Ces sédiments mésozoïques qui affleurent dans la zone cristalline peuvent être interprétés ou bien comme une fenêtre dans la nappe (MURGOCI, 21) ou bien comme un paquet de sédiments reposant sur la nappe mais coincé entre deux séries cristallines, celles des paragneiss du Lotru à l'W et celle des gneiss de Cozia à l'E (VOITEŞTI, 21; STRECKEISEN, 30).

En faveur de son idée, MURGOCI donne un argument d'ordre morphologique très puissant: tandis que les calcaires de Bistriţa—Vânturariţa, qui représentent les dépôts supragétiques, forment une crête qui domine toute la région, les klippes ne sont découvertes que sur le fond de la Valea lui Stan, profondément encaissée au niveau le plus bas du Bassin du Lotru [1]).

Au point de vue géognostique, il n'y a pas de ressemblances entre les sédiments qui apparaissent dans la Valea lui Stan et ceux de la Vânturariţa;

[1]) Nous avons cherché en vain la lentille de schistes graphiteux de la Valea Suhăroasă, mentionnée d'après PASCU par MURGOCI (21).

Institutul Geologic al României

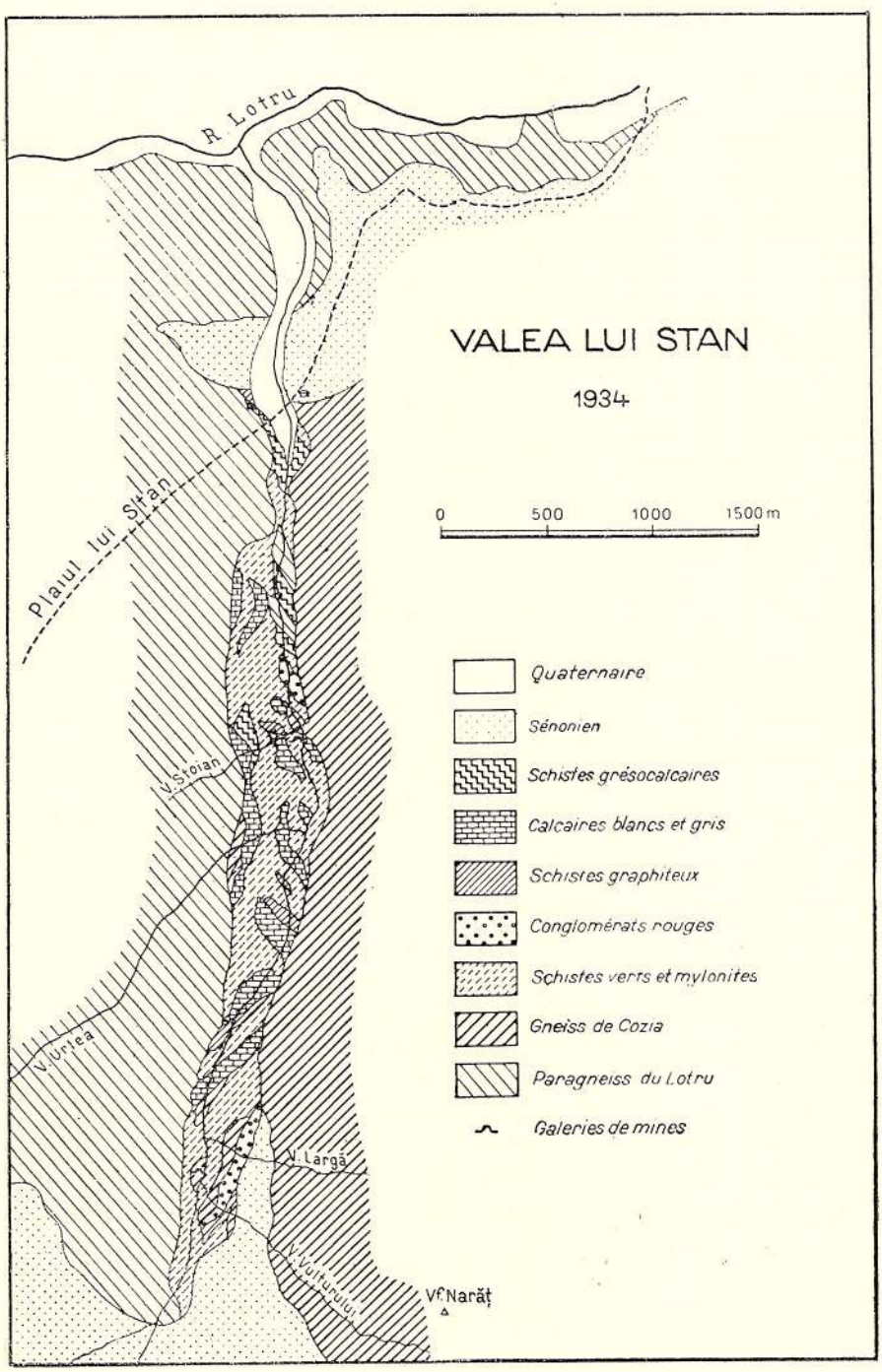


Fig. 1. — Esquisse géologique de la Valea lui Stan.

Institutul Geologic al României

il y a même une opposition de facies entre les calcaires blancs légèrement rougeâtres par endroits de la Vânturariţa et les calcaires gris noirs parfois stratifiés de la Valea lui Stan. CODARCEA et MANOLESCU, qui prétendent pouvoir reconnaître les caractères pétrographiques des facies infragétiques, ont été d'avis, lors d'une excursion en commun en 1935, que les calcaires de la Valea lui Stan sont semblables à ceux de la Valea Cernei, que les schistes argileux verts seraient du type des couches de Azuga (CODARCEA, 2); ils ont admis aussi que les schistes grésocalcaires à filonnets de calcite seraient des couches de Sinaia, comme le pensait déjà MURGOCI et VOITEŞTI (21). Nous enregistrons ce point de vue, sans pouvoir nous empêcher de rappeler que divers spécialistes, tout aussi qualifiés, ont balladé les calcaires noirs du Trias au Crétacé et les schistes grésocalcaires dans le Lias et le Crétacé supérieur; en ce qui concerne les schistes verts, c'est, croyons-nous, une purée mylonitique méconnaissable.

De toutes façons nous croyons que le caractère négatif de dissemblance avec les calcaires porcellaneux qui reposent sur la nappe, plutôt que les caractères positifs de ressemblance avec l'infragétique des zones internes, plaident pour l'hypothèse d'une fenêtre tectonique apparaissant à la faveur de la faille de Brezoi; celle-ci fait remonter le bloc de la Cozia d'environ 1000 m.

STRECKEISEN (30) avait cru trouver vers le N, la prolongation de cette ligne tectonique qui, selon lui, aurait séparé la nappe gétique du Cristallin du Lotru à l'W, des nappes supérieures du Cristallin de Cozia—Leaota et Făgăraş, à l'E.

Nos recherches minutieuses sur la rive droite de l'Olt, dans la région où passe la ligne tectonique dessinée par STRECKEISEN (30, carte), nous ont montré que cette ligne ne peut être suivie de proche en proche; les faits observés dans les diverses vallées affluentes de droite de l'Olt ne sont pas équivalents, ne peuvent pas être enchaînés sur la même ligne tectonique et n'ont pas l'importance de coupures de premier ordre.

En premier lieu parce que, sauf à Valea lui Stan, le sédimentaire ou tout mésozoïque fait défaut. Les calcaires de la Lotrioara ne sont pas mésozoïques mais cristallins: on les rencontre dans la série des schistes amphiboliques de la zone de Turnu-Roşu, de même que dans la zone de Suru, en lentilles plus ou moins importantes et plus ou moins bien recristallisées. Les lentilles calcaires intercalées peuvent être suivies depuis la Valea Varului (affluent du Sadu) et Valea Mogoşului (affluent de la Lotrioara), jusqu'à Gura Văii Cerbului et de là vers Pârâul lui Frate (dans la vallée de l'Olt) et Zănoaga Câinenilor; un autre chapelet de lentilles calcaires s'égrenne de la Valea Meghiş vers le Rindibou pour arriver à Chica Fedeleşului. De même les calcaires de Capâlna Cărpiniş, dans les monts de Sebeş, ne doivent pas être confondus avec des calcaires mésozoïques (30, page 44), vu qu'ils sont interstratifiés dans les schistes micacés, de même que ceux de Poplaca et Răşinari.

Institutul Geologic al României

De même les schistes chloriteux, les phyllites et les schistes amphiboliques que nous décrirons plus loin (page 27) et qui apparaissent dans la Valea Călineștilor et Sărăcineștilor, ne peuvent pas être comparés à certains facies de la série mésozoïque infragétique (phyllites de la formation de Schela; 30, page 43), mais bien plutôt aux facies d'épizone du groupe gétique, tels que ceux de la zone de Rășinari.

Localement la ligne dessinée par STRECKEISEN sur sa carte (30), correspond à la limite entre des paquets de cristallin différents: ainsi dans la Valea Călineștilor elle séparerait, dans la Valea Aninoasa, les schistes chloriteux des schistes biotitiques; dans la Valea Câinenilor elle passerait devant une enclave d'arkose cornifiée, à Murgașul, dans la Valea Lotrioara devant une lentille de calcaires cristallins.

Mais en beaucoup d'endroits cette ligne coupe arbitrairement une série parfaitement continue. Dans la Valea Râul Vadului la série des paragneiss est continue et comporte seulement quelques pointements de gneiss œillés. Dans la Valea Sadului, depuis Fundul Râului jusqu'à Valea Varului, la série est uniforme, constituée de paragneiss à biotite; dans le dernier kilomètre, avant d'entrer dans le tertiaire, la vallée du Sadu coule dans une série à gneiss œillés mais la limite ne peut pas être marquée comme une ligne tectonique. La zone des schistes chloriteux de Rășinari ne forme pas un paquet indépendant de la série des paragneiss à biotite du groupe gétique; il y a un passage progressif des facies à biotite vers les types de micaschistes d'épizone. La limite SW de la zone de Rășinari, telle que l'a tracée VENDL (34, carte fig. 70, page 295), est conventionnelle; nous avons déjà remarqué (6) que ce contour ne permettrait pas de construire géométriquement la coupe (34, fig. 15, page 38) où la limite est inclinée au NE, ce qui correspond à la réalité. La limite n'a par conséquent pas une signification tectonique puisqu'elle n'est pas franche; d'ailleurs on ne saurait prolonger cette ligne au delà de Fundul Târtavelor dans la Valea Sadului, vers Ciupari. Dans la Valea Râușorului (Silberbach), qui coule vers Cisnădioara, il y a un passage vers les paragneiss à biotite de Măgura Cisnădiei (Götzemberg).

Un des arguments qui permettait à STRECKEISEN de séparer le noyau cristallin de la nappe gétique et les noyaux des nappes supérieures, était la présence des gneiss œillés dans l'unité supérieure. Nous avons montré (9) qu'il fallait alligner sur la même arête directrice les massifs de Șugag, Gura Râului qui se prolongent vers l'E sur la traînée des gneiss de Cumpăna. Nous croyons également qu'il n'y a pas lieu de répartir les gneiss de Cozia et ceux de Cumpăna à deux unités tectoniques différentes. La nappe de la Leaota qui les sépare sur la carte de STRECKEISEN, qui est peu différente de la nappe du conglomérat de Bucegi de VOITEȘTI (32), n'existe pas puisque à sa place nous (10) avons trouvé une dépression remplie de conglomérats, contenant des blocs de cristallin qui proviennent de la crête du Făgăraș.

Institutul Geologic al României

C) LE GROUPE GÉTIQUE ET SES ZONES DE MÉTAMORPHISME

Dans une communication préliminaire (7), nous avons tenté de déchiffrer la pétrographie du groupe gétique dans la région à l'W de la vallée de l'Olt, en particulier dans la Monts du Cibin, qui continuent vers le N les Monts du Lotru, étudiés auparavant (4). Dès lors, nos recherches s'étaient orientées vers une étude des différentes facies métamorphiques et nous étions parvenus à distinguer une série de zones successives à minéraux typomorphes. Cette métode nous a permis d'analyser cette région constituée uniquement de schistes cristallins dont le caractère unitaire avait été reconnu depuis longtemps.

Nous avons étendu depuis 1934 cette analyse à un territoire plus vaste. En particulier dans les Monts du Făgăraş nous avons dressé la carte au 50.000-e de la région comprise entre le méridien du Topolog et celui de la Valea lui Stan de Brezoi. Nous avons connu de cette manière les schistes cristallins de la crête du Făgăraş et du versant N et nous avons pu examiner les problèmes qui se posaient à propos des relations entre le cristallin du Lotru et celui du Făgăraş.

Nous donnerons plus bas, d'abord la description d'une coupe transversale dans les Monts du Făgăraş suivant une ligne allant de Cozia au S, à Avrig au N.

1. SUCCESSION DES ZONES DANS LA COUPE COZIA — AVRIG.

a) *Zone des gneiss oeillés de Cozia.* Elle apparaît immédiatement sous les sédiments tertiaires transgressifs sur la bordure méridionale et marque une crête imposante qui atteint 1700 m. Nos levés montrent que les grès eocènes constituent toute la pente méridionale de cette crête; ils montent jusqu'au sommet de Stâna Mocirle et au Plaiul Muşeţel se relient avec le lambeau de Turnu. Dans la zone cristalline ont doit distinguer deux éléments pétrographiques différents: d'une part les gneiss feldspathiques, proprement dits gneiss de Cozia, à structure œillée et de l'autre les pararoches micacées parmi lesquelles en plus des micaschistes à biotite et muscovite, on note des amphibolites et des paragneiss à aspect et structure de cornéennes. Notre carte géologique au 50.000-e montre que ces pararoches forment des bandes d'orientation E-W, épargnées par les injections qui ont produit les gneiss feldspathiques. Ces derniers ont cependant dans l'ensemble de la zone une importance prédominante; le quartz et le mica qu'ils contiennent représentent le matériel de la pararoche dans laquelle l'élément feldspathique a été injecté; celui-ci forme des agrégats d'orthose, de plagioclase et de quartz dont la structure le plus souvent perthitique, granophyrique et myrmékitique

Institutul Geologic al României

est significative (HARKER, 42) et dont les dimensions varient de celle du poing à celle d'un pois.

La limite N de la zone des gneiss de Cozia est marquée dans l'orographie et au point de vue géologique par une faille qui amène, au pied de la falaise, les sédiments tertiaires du Bassin de Titești au contact des gneiss. Nous avons montré ailleurs (9 et 10), que cette faille se développait sur environ 80 km. de long et que le massif des gneiss de Cozia, si bien marqué dans l'orographie comme une bande E-W, était bordé de tous côtés par des sédiments jeunes.

b) *Zone des gneiss oeillés de Cumpăna.* Aussi bien dans la Vallée du Topolog que dans celle de l'Argeș, les gneiss feldspathiques réapparaissent immédiatement à la bordure N du détroit de la Loviștea (9, 10 et voir plus loin, page 217) qui nous cache la liaison des deux zones d'injection. Les gneiss ont parfois une structure massive, presque granitique comme à Cumpăna même et dans le N de la Valea Iedului du Topolog, mais le plus souvent ils sont formés par des yeux de feldspath dans une masse schisteuse de quartz et de mica.

Le caractère des injections ressort d'autant plus nettement que dans l'ensemble de la zone l'importance relative des lentilles et des masses alignées de gneiss est beaucoup plus petite que dans la zone de Cozia: tandis que dans la zone du S on pouvait considérer les bandes de pararoches comme des inclusions relictes dans les gneiss, dans la zone de Cumpăna ce sont les gneiss qui représentent des injections discontinues dans les pararoches. Le phénomène est le même, les roches sont les mêmes mais le caractère de chaque zone est un peu différent. La zone de Cumpăna est d'ailleurs plus large et on peut y différencier une partie axiale de 4—5 km de largeur au N du confluent du Topologel, dans laquelle la feldspathisation est plus avancée tandis que vers le N et vers le S les lentilles gneissiques sont plus isolées et moins largement développées.

Nous avons poursuivi le développement de cette zone à l'W du Topolog: nous avons trouvé un grand massif de gneiss œillés au confluent de la Boia-Mare et de la Boia-Mică et un chapelet de lentilles dans la crête de Zănoaga, puis sa continuation vers le NW dans la Vallée de l'Olt.

c) *Zone des micaschistes à grenat de Măgura Câinenilor.* Au N des gneiss de Cumpăna les micaschistes dans lesquels s'intercalent encore parfois des lentilles de gneiss ont un caractère plus nettement lépidoblastique. On les distingue surtout par leur contenu très important de grenat; ceux-ci sont des almandins et représentent environ 30% de la roche; à Măgura Câinenilor, pendant les orages les cailloutis qui dévalent les pentes, sont presqu'exclusivement constitués de boulettes rouges. En plus du grenat ces roches contiennent aussi par endroits de la staurotide et parfois du disthène; ils sont irrégulièrement disséminés et l'on ne saurait trouver ici une succession régulière dans

Institutul Geologic al României

leur apparition. Le minéral typomorphe de cette zone est l'almandin mais les intercalations de schistes sans grenat, d'amphibolites et de gneiss aplitiques ne font pas défaut. Le tout est peu différent du complexe des pararoches de la zone à grenat dans les Monts du Sebeș (voir plus bas page 198), puisqu'on trouve même des pegmatites en petites poches filoniennes.

La schistosité des paragneiss indique une direction à peu près E—W et un pendage uniforme vers le S. Ces roches à grenat s'étendent jusqu'à Fața Sf. Ilie. La limite est assez facile à tracer par suite de l'apparition d'une bande de schistes micacés très caractéristiques, à couleur verte, riche en chlorite et contenant des petits porphyroblastes de grenat dans un état assez avancé de chloritisation; la largeur de cette bande est variable mais sa grosseur assez faible. On la trouve à Olanu et au Plaiul Zănoaga Câinenilor. Elle est concordante avec la zone suivante.

d) *Zone des micaschistes de Vemeșoaia.* Sur la grande paroi qui constitue la rive gauche de la Boia-Mică en aval de Valea Surului on peut voir de tous les points culminants une série schisteuse concordante, à direction à peu près E-W et à pendage uniforme de 50—60° vers le S. En suivant la crête de Stâna Olanului par Vemeșoaia vers Vârful Ciortea, on constate qu'il s'agit d'une série de schistes micacés; elle contient une importante interstratification calcaire qui s'effile vers l'E mais se prolonge vers l'W, de Gura Sterminoasa à Stâna Coților, puis à Stâna din Zănoaga Câinenilor. Vers le N, elle comporte une alternance de roches à biotite et à muscovite, d'amphibolites et de roches quartzitiques. L'ensemble de cette série est cristallisé en petits grains et contraste de ce fait avec la série phanérocristalline des roches à grenat. Au fond de la Valea Boia et sur la crête de la Ciortea elle contient de véritabels quartzites micacées, dans la Vallée du Budislavu des roches chloriteuses et aussi des schistes amphibolitiques et des amphibolites en intercalations peu épaisses et peu nombreuses. Vers l'W elle conserve ces caractères, étant formée de pararoches à métamorphisme moins intense. Les calcaires de Zănoaga Câinenilor se prolongent jusqu'à Claia Bulzului dans une zone chloritoamphibolique qui arrive dans le défilé de l'Olt à l'embouchure de la Valea Rindiboilor. C'est dans ce complexe que nous avons rencontré à Chica Bilciului et au N de Stâna Olanului un filon stratiforme de porphyre quartzifère tout à fait identique à ceux qui apparaissent dans la zone de Capâlna dans la Vallée du Sebeș (voir plus loin, page 199).

e) *Zone des calcaires cristallins et des paraamphibolites du Surul.* De la série de Vemeșoaia, sur la crête de la Boia et plus à l'W, on passe insensiblement à une série de roches micacées du même type, qui contient des roches amphiboliques variées et des bancs calcaires cristallins. Cette association des cipolins et des amphibolites a déjà été remarquée par PRIMICS (24) (voir fig. 3).

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

Le caractère des paraschistes micacés dans la zone n'est pas identique de l'E à l'W; tandis qu'au Budislavu la biotite est associée à beaucoup de chlorite, dans la Valea Sterminoasa les grenats en porphyroblastes sont accompagnés de disthène et de staurotides parfois énormes. Dans le fond de la Valea Curpenului on retrouve les schistes à biotite et chlorite. Ce qui définit le caractère de la zone c'est moins la nature des micaschistes que l'importance des couches d'amphibolites et de calcaires cristallins interstratifiés. Ces derniers forment plusieurs bancs dont les affleurements ont des surfaces très variables, leur épaisseur atteignant au maximum 300 m dans la Culmea Fedeleșului tandis qu'ils sont souvent réduits à quelques centimètres. Ces calcaires constituent de véritables horizons, ils sont intimement liés aux amphibolites et contiennent fréquemment des cristaux de phlogopite ou de trémolite idiomorphe et en agrégats radiaires. La plupart de ces amphibolites sont pauvres en feldspath et ne montrent aucun relicte de structures éruptives. Elles représentent probablement des bancs de marne alternant avec les bancs calcaires cristallins et ceux d'argile qui ont donné les schistes micacés.

Sur le versant N de la crête les torrents abrupts mettent à vif des affleurements très frais du même complexe d'amphibolites rubannées, de calcaires cristallins et de micaschistes parfois grenatifères contenant même, comme au Vf. Tătarului, des cristaux de disthène qui atteignent dix centimètres. Sur la crête on peut compter (Valea lui Ionel) quatre bancs calcaires dont l'épaisseur varie de 15 à 3 m. Plus bas leur importance est réduite à quelques intercalations de quelques décimètres ou même centimètres dans les amphibolites rubannées; en même temps les schistes micacés retrouvent leur importance; ils sont largement nématoblastiques et contiennent en plus de la biotite tantôt des grenats, tantôt de la chlorite. Vers le bas on passe à un complexe où alternent ces paraschistes et les schistes amphiboliques.

Les plus hauts sommets de la crête occidentale du Făgăraș, depuis Claia Bulzului Strâmbanu jusqu'au Lac d'Avrig, en passant par le Suru et le Budislavu (voir fig. 2), sont donc découpés dans cette série où les calcaires et les amphibolites marquent une note distinctive par rapport aux séries de micaschistes si monotones dans l'ensemble du groupe gétique.

f) *Zones des paragneiss à grenat de Șerbota.* Au N de cette zone de la crête du Suru prédominent à nouveau les paragneiss caractérisés par l'abondance des minéraux alumineux de mésozone à grenat, staurotide et même disthène. Il n'y a pas de limites tranchées là non plus; nous avons vu d'ailleurs que dans la zone de crête les paragneiss de ce type ne manquent pas, qu'ils sont seulement réduits à des interstratifications dans la série des amphibolites et des calcaires. Sur la carte se dessine une zone étroite qui va de la confluence de la Valea lui Făt avec la Valea lui Ionel, vers la moyenne vallée du Râul

Institutul Geologic al României

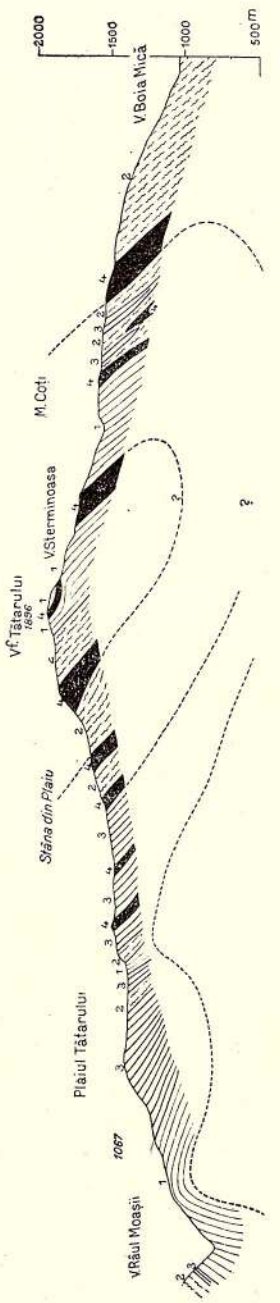


Fig. 2. — Coupe de la crête du Făgăraș entre le Plaiul Tătarului et la Boia Mică.
Echelle 1 : 50.000-e
Explication des hachures: 1, paragneiss à grenats; 2, paragneiss; 3, amphibolites; 4, calcaires cristallins.

Moașei et par Stâna din Piciorul Surului vers le Fundul Șerbotii où ces caractères sont largement visibles grâce aux beaux affleurements de paragneiss à phénoblastes de disthène, staurotide et grenat. Ici les paragneiss contiennent une proportion beaucoup plus grande de quartz que les paragneiss à grenat de la série de Câineni. Cette zone pourrait représenter un anticlinal, symétrique par rapport au synclinal de la crête, de l'anticlinal des paragneiss de Măgura Câinenilor.

g) *Zone des micaschistes de Valea Satului Porcești.* En descendant vers le N, vers la plaine, on passe par toutes les transitions à une série où les micaschistes sont largement cristallisés mais contiennent une forte proportion de chlorite sans que le nom de phyllite puisse leur être appliqué, car leur degré de cristallinité est plus élevé et ils contiennent souvent de l'albite. Les bancs de calcaires y sont minces et les interstratifications d'amphibolites fréquentes. Cette zone est comparable à la base de la série de Suru ou plutôt à la zone des micaschistes de Vemeșoaia. En tous cas un horizon supérieur par rapport à la zone de Șerbota.

h) *Zone des chloritoschistes de Poiana Neamțului.* Plus loin vers le N, en bordure de la plaine de l'Olt, la série perd tous les caractères de paragneiss pour passer à des schistes micacés à chlorite et séricite dans lesquels sont interstratifiés des bancs lentiliformes de calcaires faiblement métamorphiques. En particulier à Fața Varului, le banc calcaire est très épais. Il est intercalé dans une série comparable à celle des chloritoschistes de Rășinari.

Institutul Geologic al României

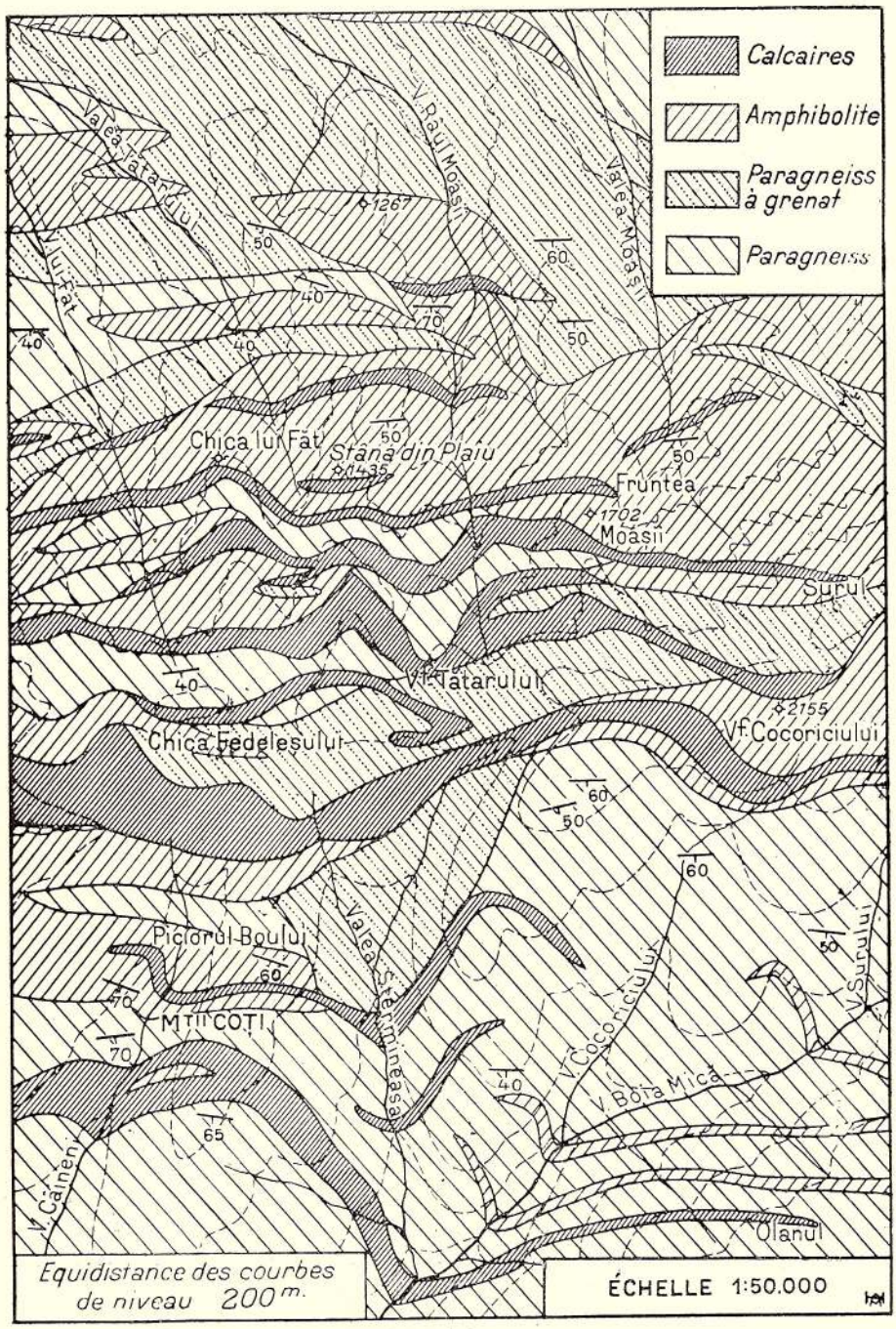


Fig. 3. — La crête du Făgăraș entre les Munții Coți et le Surul.

Institutul Geologic al României

2. SUCCESSION DES ZONES LE LONG DE LA VALLÉE DU SEBEŞ

La vallée du Sebeş offre une coupe presque rigoureusement NS, donc transversale, dans la partie la plus occidentale. On peut y suivre, sur une largeur de plus de 50 km, entre le bord de la nappe et le bassin transylvain, la succession des différentes zones qui se succèdent au N du cristallin du type Lotru, tel que nous l'avons (4) décrit dans la vallée du Lotru. C'est également cette région qui a été étudiée par A. VENDL (34). Ce que nous désirons maintenant c'est schématiser les résultats de ses descriptions pour les comparer aux nouvelles données acquises dans cette même région et dans les régions voisines.

a) *Zone des paragneiss à sillimanite de Ştefanu Sălanele.* Les paragneiss de cette zone sont phanérocristallins et à cause de leur contenu en mica, biotite et muscovite leur structure est lépidoblastique. En plus de l'oligoclase et du quartz on rencontre de la sillimanite qu'il faut considérer comme minéral typomorphe. Les pegmatites en filons stratiformes sont nombreuses; nous leur avons attribué une origine palingénétique (4). Les pointements et petits massifs de gneiss montrent des roches dans lesquelles le mélange de l'orthose et du plagioclase avec la biotite est homogène même à l'échelle du microscope; si bien que des gneiss comme ceux de Vidra et Frumoasa pourraient passer pour des orthoroches; en fait VENDL (34) considère ces derniers comme des gneiss granitiques. Nous sommes ici dans une zone de catamétamorphisme ainsi que le démontre la présence de la sillimanite (HARKER); l'abondance et les dimensions des filons de pegmatite indiquent également l'intensité des transformations produites.

b) *Zone des paragneiss à grenat de Negovan, Vârful lui Petru.* Au delà de Tătărău la série des paragneiss lépidoblastiques se poursuit; sous le microscope on n'aperçoit plus de sillimanite; les pegmatites conservent leur aspect et leur mode de gisement. Cependant, elles sont moins abondantes. VENDL (34, page 161) a déjà signalé que c'est vers le S que les pegmatites sont les plus abondantes et le plus largement développées. En même temps la composition minéralogique des paragneiss est changée par l'apparition des grenats qui prennent une part de plus en plus importante. Au Vf. lui Petru les grenats en porphyroblastes de 5 mm de diamètre et davantage forment 30% de la roche. VENDL mentionne (34, page 42) les localités où il a ramassé des paragneiss à grenat. Cette même zone se retrouve aussi plus à l'E: à Negovanu les porphyroblastes ont 5 cm de diamètre.

Dans la Vallée du Sebeş on ne rencontre pas les paragneisse à staurotide mais plus à l'E se dessine une sous-zone à staurotide de Cristeşti à Dobrun. Ce minéral typomorphe marque un échelon de métamorphisme intermédiaire

Institutul Geologic al României

entre la sillimanite et le grenat. Nous devons ici réunir dans une même zone les roches à grenat, staurotide et disthène.

c) *Zone des micaschistes à biotite de Valea Bistra.* Plus on s'éloigne de la crête dont les sommets sont découpés dans les plateformes de 1900 m plus les affleurements de grenat deviennent disséminés et on arrive à la zone à biotite. Les paragneiss sont moins phanérocristallins et on peut les étudier particulièrement dans la Vallée du Sebeș, entre Gura Prigoanei et Tău et en aval de Mijlocia dans la Valea Bistra. Les gneiss feldspatiques ont dans cette région une texture parallèle, une structure aplitique et contiennent beaucoup de biotite; leurs limites ne sont pas tranchées et ils semblent formés par des imprégnations aplitiques dans les pararoches. Tandis que le grenat n'a pas complètement disparu la chlorite commence à se montrer.

d) *Zone des gneiss oeillés de Șugag.* Aussitôt après le confluent de la Bistra et du Sebeș, le cours torrentueux du Sebeș s'encaisse dans un défilé profondément entaillé. La morphologie même nous montre qu'un changement est intervenu; en effet, sur une longueur de 8 km. la rivière traverse une importante zone de gneiss et les formes du relief et la végétation même rappelent à une moindre échelle le défilé de l'Olt ou celui du Topolog à travers les gneiss de Cozia. De véritables gneiss œillés apparaîssent par endroits avec de grands aggrégats lenticulaires de feldspaths. La texture œillée est largement développée et le phénomène d'injection du feldspath dans la stratification du schiste est évident. On rencontre aussi de nombreuses bandes épargnées par la feldspathisation dans lesquelles les paragneiss ont une structure plus fine et la biotite apparaît avec un aspect hornfelsique. Sur les sommets la plateforme de 1400 m. est à peu près horizontale et les affleurements sont rare. Ces même roches apparaissent plus à l'W dans la Valea Dobra et enfin dans la Valea Cibinului et dans la Valea Stesii.

Nous sommes ici en présence d'une zone anticlinale d'injection qui s'étend sur près de 50 km de long et son caractère est le même que celui de la zone de Cumpăna. Pétrographiquement, le complexe est le même et on peut relier ces deux zones qui ont la même position dans le groupe gétique.

Au N de Șugag suit une série de micaschistes dont aucun caractère particulier ne nous a retenu. La biotite et la muscovite s'associent parfois avec un peu de chlorite mais les roches ont les mêmes caractères de mésozone. En approchant de Capâlna la cristallinité diminue et le contenu en chlorite augmente.

e) *Zone des calcaires cristallins et paraamphibolites de Cetățuia Capâlnei.* On arrive à Cetățuia Capâlnei dans une série à caractères nettement distincts, marqués par l'affleurement d'un banc calcaire et d'un banç parallèle de

Institutul Geologic al României

porphyre quartzifères interstratifiés dans une série des roches phylliteuses à chlorite. Le complexe est synclinal et sa largeur est d'environ 2 km. Le caractère pétrographique est presque épizonal mais on y est arrivé progressivement.

On peut poursuivre cette couche de calcaires à l'E sur près de 20 km. et elle est accompagnée par les même micaschistes phylliteux. Nous sommes en présence d'une zone synclinale continue, parallèle à la zone des gneiss œillés, mais plus interne. Dans la Vallée du Sebeş sa largeur n'excède pas 2 km. car avant d'entrer dans le village de Capâlna on retrouve une série de roches à biotite contenant des roches feldspathiques à orthose.

f) *Zone des gneiss oeillés de Laz.* Tout de suite après le village de Capâlna, avant d'entrer dans le village de Laz, les micaschistes et les paragneiss biotitiques contiennent de nouveau des lentilles de gneiss œillés de tous points semblables à ceux de Şugag et du même type que ceux de Cozia. Les lentilles feldspathiques s'intercalant parallèlement dans la stratification de la roche. La proportion de feldspath est variable, la dimension des yeux peut atteindre celle du poing. Nous sommes de nouveau en présence d'une zone anticlinale d'orientation E-W. Ce complexe a une largeur de 3 km et c'est lui qui forme le soubassement de la transgression crétacée au N de Săsciori.

3. SUCCESSION DES ZONES DANS LES MONTS DU CIBIN

Nous avons montré (7) dans une coupe partant du Lotru dans la région de Balândru, où sont développés les paragneiss à sillimanite de la catazone, le passage aux micaschistes à grenat du Negovan à grands cristaux de staurotide et de disthène. Ensuite il y a une transition aux micaschistes de la valleé du Sadu où le minéral typomorphe est la biotite accompagnée par endroits de chlorite et d'épidote; cette zone correspond à un moindre degré de métamorphisme, mais probablement aussi à un changement de la composition chimique globale de la roche qui a recristallisé.

Enfin, on arrive à la série de Răşinari qui est nettement épizonale, constituée de schistes verts, de chloritoschistes avec des intercallations de schistes graphiteux et de calcaires cristallins. Elle comporte des roches à chlorite et épidote qui accentue le caractère particulier de la zone et sont probablement les produits de recristallisation de tufs.

C'est dans cette région que nous avons pu suivre pour la première fois en 1933 (7) la succession des zones avec leurs minéraux typomorphes, conformes aux descriptions de HARKER (42). C'est aussi alors que nous avons retrouvé les gneiss œillés de Orlat Valea Stesii, signalés par VENDL (34) et qui font partie d'un chapelet de lentilles qui réunissent les gneiss de Cumpăna et ceux de Şugag, marquant la grande arête directrice du groupe gétique.

Institutul Geologic al României

4. RÉPARTITION DES FACIES DANS LA VALLÉE DE L'OLT

En 1934 (7), nous avons dénommé provisoirement série de Turnu-Roșu un complexe formé d'une puissante série de micaschistes contenant des intercalations amphiboliques et des lentilles de calcaires cristallins. C'est, comme je le supposais dès lors et comme l'ont montré mes recherches ultérieures, la continuation du synclinal de la crête du Făgăraș, de la zone de Suru. Mais comme la Vallée de l'Olt entaille une encoche profonde, les couches de l'axe du synclinal ont été érodées et le niveau de la vallé traverse les termes inférieurs qui font passage vers une zone analogue à celle de Vemeșoaia.

Plus au S, après la lentille stratiforme de calcaires cristallins de Pârâul lui Frate, suivent les micaschistes de mésozone de la basse vallée du Curpen, qui prolongent la série de Măgura Câinenilor mais dans lesquels les grenats ne sont pas aussi abondants. De même le gneiss lenticulaire et œillé en petites lentilles à Pârâul Fetei, Râul Vadului et Valea Vladului marque la prolongation de la zone de Cumpăna.

Au S de Câineni se développe une série micacée dont les caractères marquent un degré moindre de métamorphisme et on ne tarde pas à arriver dans la région de Robești au complexe des pararoches épizonaires qui n'affleurent pas exactement dans la Vallée de l'Olt mais se présente comme une zone d'affleurements discontinus que nous allons décrire ci-dessous (page 202).

Plus loin au S apparaissent les gneiss d'injection de Cornet que nous considérons comme un pointement anticlinal à travers les micaschistes, disloqué par des mouvements récents qui le font chevaucher sur le bassin tertiaire. Le soubassement de ce bassin est tout proche de la surface dans le village de Călinești: il affleure dans le Pârâul Podișor, dans la Valea Șușula et Valea Bețelu sur quelques centaines de mètres. Ce sont des micaschistes à biotite, muscovite et chlorite, parfois avec de l'albite.

Après le Tunel d'Albioara les dépôts sédimentaires recouvrent tout jusqu'à la faille de Brezoiu qui fait surgir le massif de Cozia.

D) LES FACIES D'ÉPIZONE DANS LE GROUPE GÉTIQUE

Nous ne donnerons pas une nouvelle description de la série de Rășinari qui a été suffisamment caractérisée par VENDL (34) et dont nous avons mentionné les caractères (7). La série de Poiana Neamțului devra être analysée plus amplement en même temps que le reste des zones du Făgăraș. Nous

Institutul Geologic al României

nous occuperons ici surtout des phyllites[1]) et chloritoschistes qui affleurent à l'E de la Vallée de l'Olt.

En suivant la Vallée du Lotru en aval du confluent de la Latorița les facies catazonaux puis mésozonaux se poursuivent, comme dans le profil de la Vallée du Sadu, jusqu'à Gura Văii lui Stan, avec un pendage d'ensemble vers l'E qui atteint 70° aux abords du Bassin de Berzoi, dont les sédiments masquent la suite de la série. Si l'on poursuit cette succession plus au N, dans la Valea Priboiasa Păscoaia et jusque dans la Valea Vasilatu, ce sont toujours les mêmes facies; de même dans la partie supérieure de la Valea Câinenilor de Vâlcea jusqu'à la confluence du Murgașul. Cependant plus loin vers l'E sur la rive droite du Vasilat, dans la partie inférieure de la Valea Călinești, dans la Valea Sărăcinești, dans la Valea Robești et dans la Valea Câinenilor en aval de Murgașul, la monotonie des paragneiss biotitiques à intercalations de pegmatites et d'amphibolites est rompue par l'apparition de paragneiss à chlorite, muscovite et biotite, à porphyroblastes d'albite. Ils sont accompagnés de schistes verts à chlorite, épidote et un peu de hornblende et de phyllites chloriteuses, calcaires et graphiteuses, avec quelques lentilles de calcaire cristallin dans la Valea Prislopul Robeștilor et dans la Valea Boului.

1. CONDITIONS GÉOLOGIQUES D'AFFLEUREMENT

A l'E de la Valea Vasilatu, en particulier dans le Pârâul Boului qui descend de Poiana Sulița vers Vasilat, les paragneiss à biotite ont la même structure granoblastique que plus à l'W, mais les écailles de mica sont moins larges et en plus de la biotite apparaît la chlorite tandis que la muscovite prédomine; parmi les minéraux accidentels le grenat est largement visible à l'œil nu surtout dans la partie inférieure de la vallée; ce complexe contient des quartzites chloriteuses.

Au sommet de la Valea Boului la série est composée également de paragneiss dans lesquels cependant ces caractères s'accentuent. C'est la muscovite qui est le mica prédominant et dans quelques assises phylliteuses la chlorite ne fait point défaut, étant parfois seule, le plus souvent accompagnée de biotite et muscovite. Dans le tissu granoblastique de quartz et de plagioclase se développent de plus en plus des cristalloblastes arrondis d'albite qui

[1]) Nous ne croyons pas que le terme de phyllite soit très employé dans la nomenclature des schistes cristallins en France. Il ne saurait en aucun cas être traduit par phyllade. Nous nous permettons de franciser ce terme très usité dans la nomenclature anglaise et allemande pour les roches micacées sans biotite et principalement chloriteuses, réservant ainsi le terme de micaschiste pour les roches à biotite.

Institutul Geologic al României

peuvent atteindre la dimension de porphyroblastes largement pœciloblastiques. Le grenat ne fait pas défaut dans ce complexe qui occupe toute la plateforme de la Poiana Sulița.

Dans la Valea Călinești, venant de l'E on trouve les paragneiss à biotite du type le plus banal jusqu'au lieu dit « la Soci », à 9 km. en amont de l'embouchure. Là commencent à apparaître des roches qui bien qu'ayant la même structure, commencent à contenir de la chlorite en quantité variable. Jusqu'à la Valea Știubeilor où les sédiments transgressifs du Bassin les recouvrent, ces paragneiss varient progressivement et les facies à chlorite, muscovite et albite y forment plusieurs affleurements concordants. Ils sont particulièrement riches en mica, l'albite formant des porphyroblastes aplatis. Dans ce même complexe on remarque des intercalations à limites tranchantes d'amphibolites plagioclasiques, formées d'andésine en grains isométriques et de hornblende vert pâle; elles contiennent des traînées de lamelles de muscovites.

C'est dans ce même ensemble, en particulier dans le Pârâul Aninoasa, qu'affleurent les schistes cristallins verts parmi lesquels se trouvent toute une gamme de roches phylliteuses allant des schistes graphiteux jusqu'aux amphibolites. De semblables affleurements dont le caractère immédiat est la couleur verte et la structure compacte finement schisteuse, contrastent avec les roches granoblastiques à biotite reluisante, au milieu desquels ils apparaissent. On les retrouve dans la Valea Lotrișorul Călinești, Valea Sărăcinești et Valea Robești. Elles sont généralement engagées sous forme de paquets importants dans la série des paraschistes à albite qui constitue le massif du Picuiul et le Plaiul Priporu, ou bien entre celle-ci et la série des paragneiss à biotite.

Dans la partie supérieure de la Valea Câinenilor et dans son affluent la Valea Danului, de même qu'aux sources de la Valea Călinești, de la Valea Robeștilor et de la Valea Sărăcinești les paragneiss à biotite du type mésozonal sont largement développées et contiennent même des pegmatites, comme au Muntele Râgla par exemple. Les pendages inclinés à l'E montrent la succession des paquets superposés qui amènent d'une manière assez brusque les paquets de schistes verts au contact des paragneiss à porphyroblastes d'albite et des paragneiss à biotite et chlorite. Dans la Valea Câinenilor de Vâlcea, la zone de ces roches vertes n'a que deux kilomètres et demi en aval du confluent du torrent Murgașul ; elle est engagée dans la série des paragneiss à biotite.

Au N de la Valea Câinenilor, les mêmes facies ne se retrouvent pas. On peut suivre cependant depuis la Valea Tăieturii dans la Valea Vladului des roches chloriteuses à grenat et des schistes amphiboliques le long d'une zone continue qui se prolonge jusque dans le Plaiul Hânsei, au N de la Lotrioara inférieure.

Institutul Geologic al României

2. DESCRIPTION DES FACIES PÉTROGRAPHIQUES

Pour ordonner du point de vue pétrographique ces observations de terrain et les résultats de l'étude microscopique, on peut séparer à côté de la série des paragneiss de mésozone à biotite, les groupes suivants:

a) *Paragneiss à biotite et chlorite.* Nous rangeons ici tous les facies qui sont difficile à distinguer sur le terrain des paragneiss de mésozone dont ils ne diffèrent que peu; ils sont mis en évidence par la proximité des facies épizonaires. Leur texture largement cristalloblastique présente parfois un passage vers les types plus phylliteux et le plus souvent la biotite et le grenat sont partiellement remplacés par de la chlorite, tandis que la muscovite est plus ou moins abondante et que l'albite remplace par endroits l'oligoclase. Une pareille succession affleure largement dans la Valea Boului qui descend de Sulița vers la Valea Vasilat. Dans la partie inférieure on ne peut voir la limite avec les roches de la mésozone. Les grenats sont sporadiques mais parfois assez grands (1 cm). Le quartz en gros grains n'est pas cataclastique, mais les extinctions onduleuses du quartz sont de règle dans tout le groupe gétique. La muscovite est abondante. La biotite présente des variétés très nombreuses, mises en évidence par les différentes couleurs de pléochroïsme (*ng* = brun foncé à vert olive, *np* = souvent incolore). Ce qui est remarquable c'est l'opposition entre la couleur constante des biotites dans les pararoches de mésozone et la variation de leur couleur dans cette zone plus superficielle. Dans les zones supérieures la biotite est souvent accompagnée de chlorite; celle-ci est généralement incolore suivant *np* et vert pâle suivant *ng*; elle polarise dans les gris pâle sans couleurs anormales. L'oligoclase en cristaux xénomorphes, à contours anguleux fait place à l'albite en granoblastes arrondis souvent poecilitiques et aplatis.

b) *Paragneiss à albite.* C'est le complexe que l'on rencontre à Poiana Sulița, dans la Valea Călineștilor et au Muntele Picuiul Balota. Il est formé de roches micacées de couleurs dorée à reflets fauves, dus aux surfaces luisantes des écailles de muscovite et de biotite. Le grain de la roche est fin et sont aspect est celui d'un micaschiste phylliteux. Sous le microscope apparaît une schistosité linéaire due principalement à la disposition parallèle des bandes de quartz et de mica. Le quartz constitue environ 50% de la roche. La biotite en lépidoblastes assez épais est de différentes qualités, tantôt brune tantôt verdâtre, souvent absolument incolore suivant *np*. Elle est remplacée en tout ou en partie par de la chlorite fortement pléochroïque et presque isotrope. L'albite en granoblastes arrondis est souvent aplatie sur la schistosité, parfois isométrique; elle contient des microlites d'épidote fortement biréfringent ou de muscovite; elle représente souvent 25% de la roche, souvent d'avantage et

Institutul Geologic al României

au maximum 50%. Parmi les autres minéraux constitutifs, le grenat qui à l'oeil nu n'a pas la couleur de l'almandin, est accidentel et ne forme que des grains de dimensions mesquines ou des porphyroblastes poecilitiques très déchiquetés. L'épidote apparaît en grains de 0,1 mm en moyenne tandis que la zoïsite est rare.

Ce qui caractérise essentiellement cette série de roches c'est le contenu en albite qui donne une structure en petits grains arrondis. Ce minéral est tellement abondant que l'on pourrait se demander s'il n'y a pas eu imprégnation avec apport de soude. Mais aucun motif ne nous contraint à admettre cette hypothèse; l'apparition de semblables schistes à albite est bien connue à la base de l'épizone dans des séries métamorphiques analogues (HARKER 42, page 213). C'est une question non encore résolue que l'on trouve mentionnée dans divers auteurs et expliquée souvent par des raisonnements qui ne sont pas bien profond.

c) *Schistes verts blastopélitiques*. Ce sont ces paquets de roche de couleur vert foncée, sans mica qui contrastent fortement avec l'ensemble des schistes micacés, cristalloblastiques, du groupe. Elles sont réparties dans des paquets pincés le long de la vallée de l'Olt surtout visibles dans le Pârâul Aninoasa. Par une étude pétrographique ces roches peuvent être classées en plussieurs types entre lesquels il y a tous les termes de passage et qui sont intimement mélangés dans les affleurements.

Schistes verts à chlorite. Ici se groupent les termes qui contiennent un tissu fondamental de quartz et d'albite en grains fins, mais dans lesquels c'est la chlorite et la séricite qui forment la masse de la roche; il y a des échantillons dans lesquels cette dernière prédomine de beaucoup et en général c'est le feutrâge de fibres isotropes ou faiblement biréfringentes qui donne à la roche son feuilletage. En plus de la chlorite et de la séricite il y a probablement aussi d'autres variétés de micas en écailles très allongées. La calcite est parfois très abondante (35%). La présence de ce minéral en si grande quantité démontre la nature sédimentogène du matériel qui a recristallisé dans la zone des actions superficielles de métamorphisme.

Schistes verts à chlorite et épidote. Les épidotes sont généralement présents dans toutes ces roches mais ils arrivent parfois à représenter une part importante de leur tissu. C'est soit de la zoïsite en cristaux idiomorphes atteignant jusqu'à 3 mm soit de la pistacite en petits grains ou baguettes à clivage transversal. Ces minéraux peuvent arriver à représenter 30% de la roche.

Schistes verts amphiboliques. En plus de ces minéraux apparaît parfois la hornblende verte, assez pâle et à biréfringence moyenne. Elle se trouve soit en petite quantité dans les roches des types précédents, ou bien elle prédomine dans un petit nombre d'échantillons.

Institutul Geologic al României

d) *Roches écrasées*. Par endroits se trouvent des affleurements de roches indéfinissables macroscopiquement. Par exemple, sur le Plaiul Râgla vers 600 m. ou dans la Valea Glodului Vasilatu, sur le Plaiul Proenilor à la Stână. Sous le microscope ce sont des roches fortement cataclastiques. Des morceaux inhomogènes sont disposées en lentilles emballées dans un tissu à structure fibreuse, ondulée, formé de biotite, de séricite et de micas. La biotite a une couleur rouille. Parfois c'est la chlorite qui prédomine. Ces roches ont un développement local.

Au total nous retrouvons à l'E de la série mésozonale qui fait partie du I-er groupe des schistes cristallins, une série concordante dans laquelle l'effet des forces de recristallisation est moins avancé, une série épizonale; ses caractères pétrographiques peuvent être expliqués simplement par le fait qu'elle se trouve à la partie supérieure du groupe. Elle est conservée ici par suite de l'abaissement d'axe du groupe gétique, qui dans son ensemble plonge périclinalement autour de la culmination du noyau autochtone. C'est pour la même raison que les schistes sont plus plissés et plissotés, les forces tangentielles ayant eu plus d'effet à ce niveau qu'en profondeur où la pression lithostatique s'opposait aux plissements.

E) DIVISION ET STRUCTURE DU CRISTALLIN GÉTIQUE

1. OBSERVATIONS COMPARATIVES SUR LES PARAROCHES

Considérant les pararoches dans l'ensemble du groupe gétique aussi bien dans la Vallée du Sebeş que dans le Făgăraş nous sommes en présence d'une succession de schistes concordants, superposés et affectés de larges ondulations. Ils représentent les dépôts d'un large géosynclinal.

Les roches de la zone Ştefanu Sălanele, Vârful lui Petru, de la zone Măgura Câinenilor, de même que les pararoches incluses dans la zone de Şugag et de Cumpăna et Cozia, représentent le produit de recristallisation d'un complexe argileux. Il n'est pas nécessaire pour affirmer cela d'avoir recours à des analyses chimiques qui ne saurait répéter que des résultats bien connus (il existe d'ailleurs les analyses No. 1 et No. 2 de VENDL, 34, page 357) qui n'apportent aucune précision supplémentaire. Ce complexe contient de faibles intercalations gréseuses; les amphibolites peu importantes d'ailleurs, proviennent de la tranformation de marnes. L'épaisseur de cette série ne saurait être appréciée que très approximativement: elle dépasse certainement quelques milliers de mètres compte tenu des éxagérations auxquelles peuvent conduire les plissements locaux. Dans la basse Vallée du Lotru, entre

Institutul Geologic al României

Sălişte et Gura Văii lui Stan, le pendage d'au moins 45° est constant sur plus de 6 km; de même dans la Vallée du Sadu il y a une superposition continue de Ciupari jusqu'à Valea Varului; on peut évaluer à au moins 3000 m, l'épaisseur de ces paquets.

Dans la succession des dépôts superposés du S au N, on constate une variation dans la composition minéralogique due en partie à la variation du degré de métamorphisme et aussi en partie au changement de la composition chimique globale de la roche sédimentaire qui a été transformée. Nous avons distingué les zones successives par les minéraux typomorphes associés au mica. Ce dernier minéral est l'élément constitutif qui imprime au groupe tout entier son caractère unitaire. Mais nous devons insister ici sur le fait que les micas sont définis par leur forme cristallographique et leur édifice cristallin mais ils sont très variés dans leur composition chimique qui influence quelque peu sur certaines propriétés optiques en particulier le pléochroïsme et la biréfringence. Même dans le groupe de la biotite il y a un grand nombre de variétés qui ne peuvent être identifiées par leurs caractères optiques, de même que dans le groupe des chlorites les propriétés optiques ne suffisent pas à identifier les variétés chimiquement différentes. Par conséquent l'abondance des micas qui imprime le caractère unitaire du groupe gétique contient lui-même un facteur de variation progressive et continue.

Le caractère distinctif des zones et des séries sont donnés surtout par les minéraux typomorphes mais aussi par la qualité des variétés pétrographiques associées aux paragneiss, micaschistes et schistes micacés.

Dans la zone de Răşinari les facies quartzeux détritiques deviennent plus abondants; la composition des roches phylliteuses, souvent calcaires et la présence des bancs calcaires indique que les conditions de sédimentation ont changé par rapport à celles qui ont présidé au dépôt des séries sous-jacentes; la présence des schistes graphiteux sont l'indice d'un facies littoral.

De même dans la coupe du Sebeş le synclinal de Cetăţuia Capâlnei avec ses phyllites quartzeuses, ses amphibolites et ses calcaires indique un changement dans la nature des dépôts sédimentaires qui marque, de même que le degré de métamorphisme, une profondeur moindre.

Dans le Făgăraş le changement de constitution des dépôts est très net, à mesure que l'on s'élève dans la série stratigraphique marquée par la schistosité. Après avoir quitté la zone des schistes micacés d'origine certainement argileuse comme celle de Măgura Câinenilor, on passe dans la zone de Vemeşoaia à des types quartzeux plus détritiques. En même temps les interstratifications amphiboliques représentant des marnes se multiplient et apparaissent aussi d'importantes couches calcaires. Si ces dépôts sont encore bathyaux il y a néanmoins un nouveau régime de sédimentation qui s'installe.

Dans la zone du Suru, dans le synclinal qui couronne la crête du Făgăraş, les roches d'origine argileuse sont pour ainsi dire subordonnées aux para-

Institutul Geologic al României

amphibolites et aux calcaires cristallins. Ici le degré de cristallinité est encore avancé mesozonal pour le moins et si le caractère de la zone est si marqué c'est justement à cause du changement de composition chimique globale. Le régime de sédimentation qui s'était manifesté dans la zone de Vemeşoaia s'accentue. À la série monotone des argiles a succédé une sédimentation alternative d'argiles, de marnes, de calcaires représentant des étages différents.

Dans l'ensemble du groupe gétique par conséquent la série des dépôts géosynclinaux qui se sont métamorphisés, comprend à la base une succession uniforme d'argiles constituant un paquet de plusieurs milliers de mètres, tandis que vers le haut s'est déposé un complexe de roches d'un autre caractère, moins uniforme, contenant des calcaires, des marnes et des horizons détritiques, peut-être aussi des tufs éruptifs.

2. OBSERVATIONS COMPARATIVES SUR LES ROCHES MIXTES

Nous avons distingué les variétés suivantes de roches feldspathiques et en particulier de roches orthosiques: *a)* pegmatites en filons couches, *b)* gneiss granitiques en petits massifs et *c)* gneiss œillés en lentilles enchaînées le long de zones longitudinales.

En ce qui concerne les pegmatites, nous avons depuis longtemps (4) été d'avis qu'il ne fallait pas chercher à les mettre en relation avec de véritables phénomènes magmatiques mais qu'elles représentent un produit palingénétique formé par différenciation métamorphique. En ce qui concerne les gneiss en massifs, nous pouvons admettre que ce sont des roches mixtes provenant du mélange en proportions variées, qu'il est impossible de préciser, de deux matériaux, l'un sédimentogène l'autre de la même composition qu'un liquide magmatique leucocrate. Ce mélange est souvent inhomogène comme dans le cas des gneiss lit par lit et des vénites. GHERASI (3) a admis pour ces dernières que l'origine du matériel est la même que pour les pegmatites.

Pour ce qui est des gneiss œillés ils ont toujours été considérés comme des gneiss d'injection et nous avons insisté (7) sur le fait qu'ils représentent le produit de juxtaposition d'un paramatériel et d'un orthomatériel injecté sous forme d'une dissolution hydatopneumatogène. Une partie du matériel leucocrate se dépose dans les nodules oculaires tandis qu'une autre s'interstratifie dans les roches finement litées. L'origine première de ce matériel apporté n'est pas obligatoirement en rapport avec un magma en profondeur; il suffit, probablement, d'admettre qu'un liquide analogue à celui qui a cristallisé dans les zones de pressions statique sous forme de pegmatites a été évincé et a migré vers le haut pour se déposer dans les nodules oculaires ou dans les joints de stratification.

Institutul Geologic al României

Suivant les conditions qui règnent dans la zone où le fluide feldspathique est apporté, les roches qui en résultent ont des structures différentes. Un phénomène d'imbibition donne dans la zone des pressions statiques des pegmatites interstratifiées et des gneiss lit par lit tandis que dans la zone où en plus des pressions lithostatiques intervient le stress, la structure œillée apparaît puisque le mouvement et la circulation des fluides est favorisée. La structure et la dimension parfois considérable des yeux de feldspath est expliquée en même temps par la circulation des fluides; les solutions sursaturées ont déposé leur matériel autour des mêmes germes; de même que dans les pegmatites, les cristaux atteignent de grandes dimensions car ils sont continuellement alimentés. Nous avons constaté que l'apparition des gneiss œillés coïncide avec les anticlinaux et nous ne manquerons pas de rappeler à nouveau que MURGOCI (20) a déjà suggéré que « In the diapiric fold the injection of the magma was greatly favoured » (20, 1910).

Ces roches représentent les produits de transformation des sédiments dans des conditions d'ultramétamorphisme. La série est caractérisée par l'apparition progressive d'une succession de termes qui ne sont pas nettement délimités entre eux:

Pegmatites et aplites → Vénites et gneiss « lit-par-lit » → gneiss œillés → Migmatites.

Cette suite est due à la migration d'un apport de plus en plus abondant de fluide alcalin (Ichor granitique) mobile et représente les premieres étapes de la transformation.

Ce processus d'ultramétamorphisme est bien connu surtout dans les boucliers précambriens et dans les chaînes paléozoïques anciennes où il mène à la formation des migmatites et des diapirites, à un stade plus avancé (BACKLUND 43). Mais ces mêmes phénomènes apparaissent aussi dans les chaînes plus jeunes avec parfois la même intensité. Dans le groupe gétique il semble que le stade des migmatites n'aie jamais été atteint et que les conditions de stress aient influencé la texture qui n'est jamais isotrope, granitique.

Ces roches à feldspath potassique ne sont donc pas des orthoroches au point de vue génétique. Elles sont différemment réparties dans l'ensemble du groupe. Dans la zone synclinale de la bordure méridionale de la ligne de charriage, dans la série du Lotru ce sont les pegmatites qui apparaissent: les gneiss œillés occupent une zone beaucoup plus interne anticlinale dans la série de Cumpăna, où les pegmatites n'apparaissent pas. Dans la série la plus interne, dans le synclinal du Făgăraș, les roches potassiques font complètement défaut.

3. DIVISION DU GROUPE GÉTIQUE

Nous pouvons grouper la succession des zones observées dans le groupe gétique en trois séries chacune contenant un certain nombre de zones,

Institutul Geologic al României

déterminées par la présence d'un minéral typomorphe. Les séries sont différenciées par les roches associées aux paragneiss, à savoir les interstratifications sédimentogènes ou les impregnations des solutions pneumatolytiques.

La zone de Poiana Neamțului et son équivalent la zone de Rășinari représentent les termes supérieurs qui font partie d'une série comparable aux facies de la Série de Poiana Ruscă.

La Série du Făgăraș comprend la zone de Valea Satului Porcești, la zone de Serbota, la zone du Suru et de Vemeșoaia ainsi que leur équivalent la zone de Cetățuia Capâlnei et celle de Turnu-Roșu. Elle est caractérisée par les interstratifications de calcaires cristallins et de paraamphibolites. Elle ne comporte pas de roches d'origine pneumatolytique telles que gneiss à orthose ou pegmatites.

La Série de Cumpăna comporte la zone de Măgura Câinenilor, la zone de Cumpăna et la zone de Cozia ainsi que leurs équivalents la zone de Șugag et la zone de Bistra. Elle est caractérisée par la présence des gneiss œillés.

La Série du Lotru comprend la zone de Negovanu et celle de Ștefanu. Elle est marquée par l'abondance des pegmatites et des gneiss de la catégorie des vénites. (Voir l'esquisse tectonique sur la planche des coupes).

4. STRUCTURE DU GROUPE GÉTIQUE

Si nous considérons la distribution de ces différents complexes, nous voyons que la série des pararoches à interstratifications calcaro-amphiboliques, la Série du Făgăraș se trouve localisée dans un large synclinal en arrière du grand anticlinal des gneiss œillés.

L'allure de cette traînée de la Série de Cumpăna indique une incurvation dans la Vallée de l'Olt et l'axe du synclinal suit un mouvement à peu près parallèle, accidenté de quelques festons: on peut le reconstituer depuis le Suru jusqu'à Capâlna. En avant de la zone anticlinale des gneiss œillés, se trouve la série des paragneiss mésocatamétamorphiques, la Série du Lotru, formant une large bande plissée suivant une direction parallèle avec la ligne de charriage en arrière de laquelle elle constitue une large bordure au front de la nappe.

Dans les temps embryonnaires cette unité structurale devait se comporter comme une croûte très peu épaisse par rapport à son étendue; elle était affectée d'une ride géanticlinale séparant l'auge à dépôts argileux du sillon à marnocalcaires. Ce dernier s'individualise plus tardivement et se comble avec des dépôts détritiques tandis que la première auge était plus profonde, ce qui explique aussi l'intensité plus grande du métamorphisme à sa partie inférieure. Dans la zone anticlinale les pressions orientées se manifestent avec plus d'intensité ce qui favorise la formation de minéraux de stress d'une

Institutul Geologic al României

part ou de l'autre de la zone où les liquides palingénétiques s'ouvraient une voie à la faveur des pressions.

Dans la progression de la nappe la Série du Lotru formait l'avant-train que suivait l'anticlinal des gneiss de Cumpăna, entraînant le synclinal du Făgăraş. Dans la Vallée du Sebeş le tout est largement ondulé mais vers l'E la zone des gneiss s'avance plus loin vers le S en incurvant son axe et on retrouve l'anticlinal de Cumpăna à une latitude beaucoup plus méridionale que la zone de Şugag. Ce mouvement est subi par l'ensemble du groupe gétique et nous devons l'expliquer par la forme du soubassement sur lequel il progresse.

Nous avons déjà insisté sur le fait que l'autochtone présente une culmination axiale dans la région du Parâng et que vers l'E il subit une inflexion axiale qui a pour effet de le faire disparaître sous le manteau de la nappe à Ciunget. Cette inflexion axiale se continue sans aucun doute plus loin suivant l'axe de cette unité dont les plis sont orientés SW-NE. Si on prolonge par la pensée cette direction, on arrive dans la région de Râul Vadului où l'arc des gneiss a son point le plus rapproché de la fenêtre tectonique.

On peut admettre que tout se passe comme si le plis anticlinal des gneiss œillés considéré comme l'arête directrice du groupe gétique était arrêté dans sa progression par l'autochtone et le contournait par ses points les plus bas, pour remplir les parties les plus éloignées de sa culmination. Cette déficience du relief de l'autochtone explique l'avancée plus grande de la zone des gneiss œillés à l'E de l'Olt et cette hypothèse concorde aussi avec le fait que dans cette région se manifeste la subsidence grâce à laquelle progresse la transgression posttectonique qui a déposé les sédiments tertiaires de la Loviştea.

A l'E de l'Olt la série qui se trouve au S des gneiss œillés est peu développée et c'est au contraire le synclinal qui se trouve au N qui augmente d'importance. Cependant, en considérant la position des gneiss par rapport au bord de la nappe, ils sont toujours en arrière, ce qui nous incite à voir dans le mouvement une virgation plastique. C'est la disparition de l'obstacle qui favorise l'avancée. Cette virgation est donc libre à l'E, forcée à l'W. Ce mouvement libre permet au plissement de se propager avec plus de vigueur et l'avancée de l'anticlinal provoque des plissements tels que celui que nous révèle la zone anticlinale de Cozia, le pointement du massif de Cornet et le synclinal qui contient la série de Sărăcineşti et les schistes d'Aninoasa.

Tandis qu'à l'W de l'Olt la nappe affronte l'autochtone qu'elle recouvre comme une carapace rigide et tendue, à l'E elle est plissée pendant la progression plus libre. L'aire recouverte par l'affleurement du cristallin est d'ailleurs beaucoup moindre à l'E.

En conclusion, il faut dire que si un besoin d'analyse nous a incité à séparer toutes ces zones, les limites tracées ne sont qu'une nécessité graphique.

Institutul Geologic al României

La carte est dans ce sens plutôt une carte des zones de métamorphisme; nous avons distingué des complexes.

Nulle part il n'existe dans le groupe gétique de hiatus; tout au contraire la continuité est frappante; s'il y a quelques dislocations, à part la faille de Brezoi—Valea lui Stan, elles sont locales. Il faut conserver la notion proposée par MURGOCI et MRAZEC d'une nappe gétique unitaire, constituée par un cristallin de paragneiss micacés. Le Cristallin Gétique comprend tout le Premier Groupe de MRAZEC, mais aussi des termes supérieurs moins fortement cristallins, atteignant l'épizone.

Dans la région du défilé de l'Olt, l'agencement des différentes zones de paragneiss et la structure de la nappe est conditionnée par la morphologie du groupe autochtone qui a obligé la carapace de la nappe à se modeler d'après son relief. Un contraste radical de construction oppose l'autochtone et le gétique; le premier est profondément enraciné par ses batholites à tonnage croissant vers la profondeur, qui maintiennent les points culminants; le second est formé d'une carapace platte et relativement mince qui épouse les formes de son substratum, se loge dans ses dépressions et finit par le contournèr à son flanc E par un mouvement enveloppant.

F) LA TRANSGRESSION POSTTECTONIQUE

1. SURFACE MORPHOLOGIQUE DE LA TRANSGRESSION

Remarquons tout d'abord que la chaîne orographique se rétrécit beaucoup de l'W à l'E des Carpates méridionales centrales. Ce n'est pas par hasard que la chaîne a son maximum de largeur dans la région de culmination axiale du massif autochtone, sur le méridien du sommet du Parâng. La route nationale Sebeş—Novaci traverse le cristallin et passe à 2300 m à la Păpuşa. Le massif du Parâng est en même temps le centre d'où prennent leur source le Sebeş qui coule au N, le Jieţ et les autres ramifications du Jiu qui coulent à l'W, le Gilort qui coule au S et le Lotru qui coule à l'E, formant une vallée longitudinale, assez inhabituelle dans la morphologie des Carpates; elle coule suivant la ligne de plus grande pente de l'ancienne surface structurale et manifeste l'inflexion axiale du groupe autochtone. La nappe elle-même suit le mouvement: c'est ce qui fait apparaître à l'E de la Série du Lotru, la Série de Cumpăna. Ce n'est pas par hasard que la Vallée de l'Olt a percé la chaîne dans sa région de largeur minima, à la faveur de l'ondulation transversale de la nappe. Entre Cozia et Boiţa il n'y a que 50 km. et si nous mettons la limite des Subcarpates à Racoviţa et Găujani, la chaîne cristalline n'a plus guère que 25 km.

Institutul Geologic al României

La retombée pour ainsi dire périclinale du soubassement dans la région méridionale de cette portion centrale de la chaîne est mise en évidence aussi par l'avancée des dépôts tertiaires, que l'on peut expliquer par l'établissement d'une zone de subsidence (10) envahie par la mer, qui pénètre très avant dans la vallée de l'Olt. Cette invasion commence à l'E de la chaîne de la Bistrița—Vânturarița et avance le long d'une ligne qui prolonge à peu près la précédente au bord occidental du Bassin de Brezoi; le bord occidental du Bassin de Titești est encore dans le prolongement de cette ligne.

La transgression tertiaire est donc limitée à l'W par une ligne dont l'allure générale est grossièrement parallèle avec le bord de la nappe gétique entre Balota et Polovraci.

Sur le bord méridional des Carpates méridionales centrales la transgression post-tectonique a avancé sur une surface dont la forme bombée avec culmination au Parâng et retombée périclinale au SE peut être reconstituée grâce au contour de la nappe gétique, à la forme des limites entre les zones isométamorphiques et grâce à l'allure de la base de l'Éocène.

2. LA BRÈCHE DE BREZOI

Cette curieuse brèche est connue depuis MRAZEC et MURGOCI; elle a été étudiée ensuite par VOITEȘTI (33) et j'avouerai que depuis dix ans que je la connais j'ai fait appel à plusieurs interprétations pour m'expliquer sa formation, sans avoir encore une hypothèse pleinement satisfaisante. Cette brèche ne saurait être considérée comme une formation stratigraphique à la base de la transgression mais il faut lui attribuer aussi un autre rôle que celui de brèche de friction tectonique.

C'est le plus souvent une masse sans joints de stratification, dans laquelle des fragments anguleux de gneiss feldspathiques ou schisteux sont juxtaposés dans des positions discordantes, empâtés dans une masse de paragneiss schisteux. Souvent aussi les éléments de la brèche sont arrondis et il y a un passage que l'on observe surtout sur le flanc S du Narăț, aux sources de la Lotrișoara Cârligea, vers les conglomérats et les grès qui forment la base de la transgression éocène. Le limite de la Brèche de Brezoi est également très peu distincte aussi bien vers le bas, par rapport aux gneiss, que vers le haut par rapport à l'Éocène. Marquons cependant que le plus souvent la brèche apparaît en bordure du massif, vers les dépôts sédimentaires sans pourtant qu'il s'agisse d'une couronne régulière (33). On ne les trouve pas pincés dans le massif et même la bande qui affleure au Pârâul Puturoșița doit être mise en relation avec le bord de l'Éocène dans la cuvette de Turnu. Marquons aussi que cette brèche n'est pas à la base des gneiss mais à leur toit.

Il est vrai que la limite entre la Brèche de Brezoi et les conglomérats du Bassin de Brezoi (Danien d'après VOITEȘTI (33), Éocène sur notre carte) est

Institutul Geologic al României

le plus souvent arbitraire et de même celle qu'il faut tracer entre le cristallin de Cozia et la brèche.

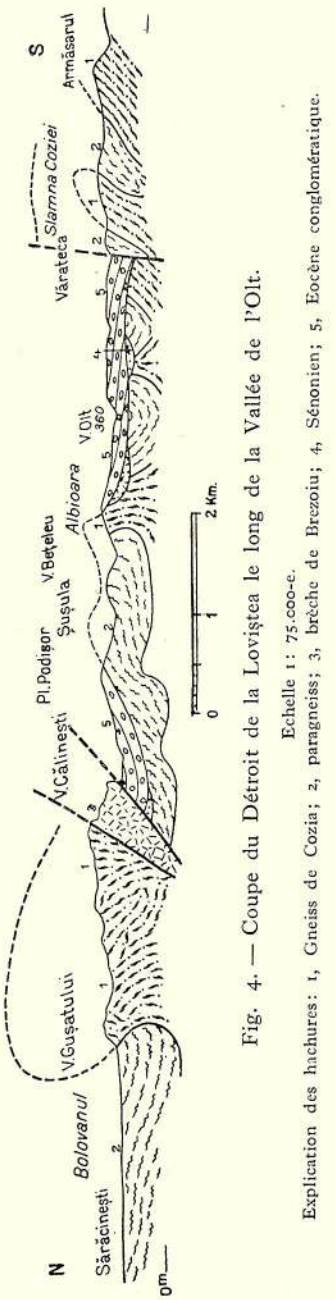


Fig. 4. — Coupe du Détroit de la Lovişte a le long de la Vallée de l'Olt.

Echelle 1 : 75.000.

Explication des hachures: 1, Gneiss de Cozia; 2, paragneiss; 3, brèche de Brezoiu; 4, Sénonien; 5, Eocène conglomératique.

Nous croyons qu'une partie au moins de la Brèche de Brezoi est un dépôt continental de climat aride, formée par accumulation de blocs qui n'ont pas été roulés mais se sont entassés irrégulièrement dans les anfractuosités du relief et ont été consolidés par un processus de diagénèse où le ciment fait défaut. Cette accumulation de débris serait antérieure à l'Éocène et nulle part on ne la trouve à la base du Sénonien grésomarneux (Maestrichtien). MRAZEC (16) a remarqué en 1904 les relations intimes de cette brèche avec les conglomérats éocènes (flysch de MRAZEC) et a considéré qu'il n'était pas impossible que cette brèche composée exclusivement des éléments de son mûr appartienne au Cénomannien. Nous sommes arrivés à cette conception d'une manière indépendante et avons été heureux de retrouver par hasard la note (16) en question. Nous croyons que la forme anguleuse des éléments indiquent une formation in situ dans un climat aride. La lacune de sédimentation du crétacé moyen sur la nappe gétique pourrait appuyer cette manière de voir. La Brèche de Brezoi pourrait être le correspondant continental du Conglomérat de Bucegi.

3. LES SÉDIMENTS DE LA MER POSTTECTONIQUE

a) *Sénonien.* Dans la Vallée de l'Olt la transgression marine débute par le Sénonien qui apparaît sous différents facies pétrographiques.

Sur le Plaiul Cândoaia affleurent des conglomérats à Inocérames.

À Gura Văii lui Stan, Gura Vasilatului et Pârâul Ştiubeiului apparaissent à la base du Bassin des grès et des argiles marneuses décrites par VOITEŞTI (33), qui a trouvé une faune que l'on peut considérer maestrichtienne.

Institutul Geologic al României

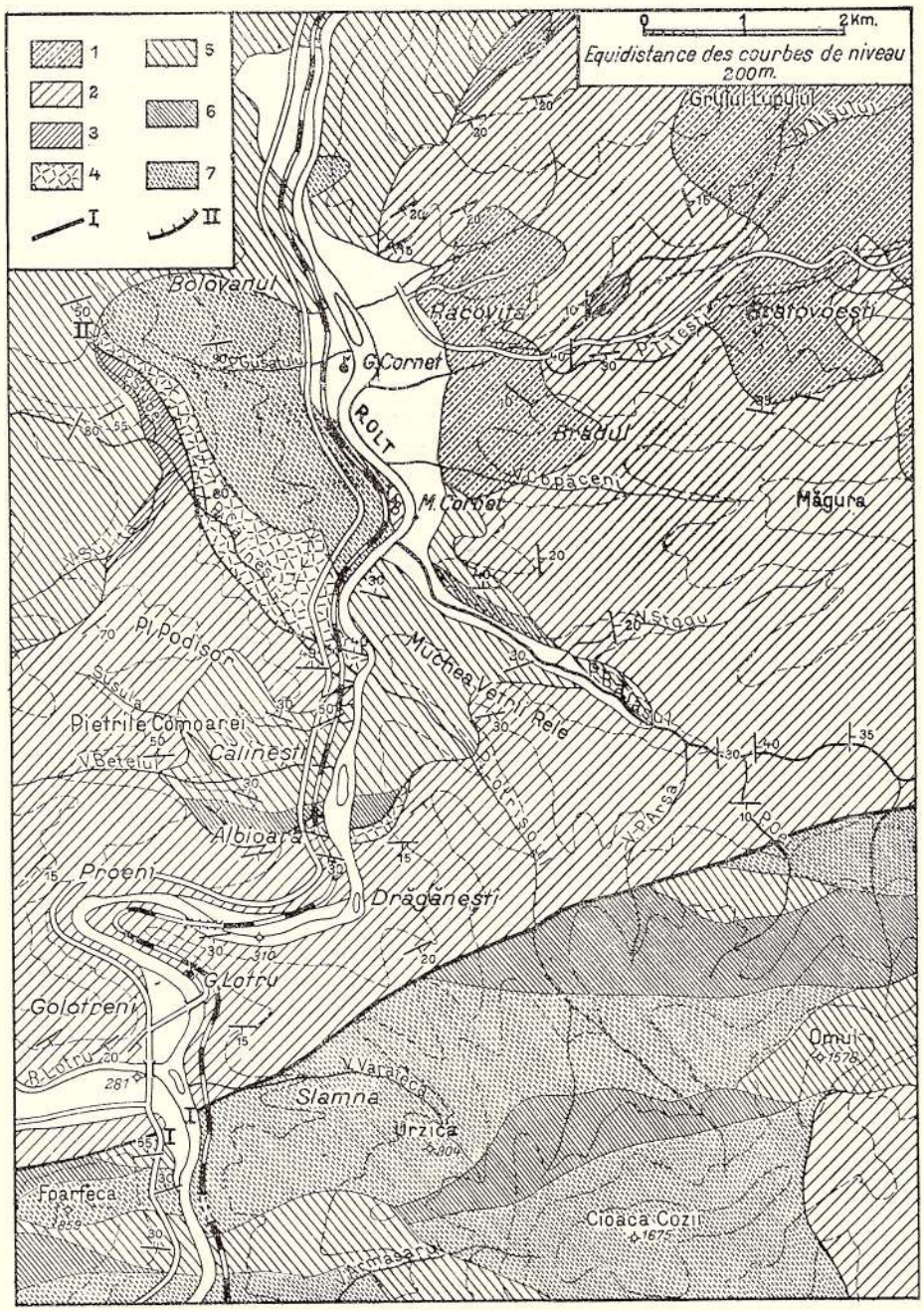


Fig. 5. — Le détroit de la Loviștea dans la Vallée de l'Olt.

Echelle 1 : 75.000-e.

Explication de la légende: 1, argiles éocènes; 2, conglomérats éocènes; 3, Sénonien argileux; 4, brèche de Brezoiu; 5, paragneiss et micaschistes; 6, Gneiss de Cozia lités; 7, Gneiss de Cozia oeillés; I, faille de Brezoiu; II, chevauchement de la Valea Călinești.

Institutul Geologic al României

Les calcaires récifaux à Hippurites, décrits par REDLICH (25), ne forment pas d'affleurements en place mais seulement des blocs parfois immenses dans les conglomérats du Bassin de Brezoi (Gura Lotrului) qui ne sont pas, à notre avis des récifs formés dans la mer où se déposaient les conglomérats. Malgré leurs dimensions énormes ils ont pu être transportés de même que les blocs non moins considérables de cristallin avec lesquels ils voisinent. Si l'âge de ces calcaires est coniacien nous avons un argument en plus pour considérer qu'ils sont remaniés puisque les conglomérats reposent sur le Maestrichtien fossilifère.

Il n'y a d'ailleurs aucune raison pour distinguer les conglomérats de Brezoi de ceux de Titeşti qui contiennent aussi de blocs de calcaires et que VOITEŞTI attribue aussi à l'Éocène (voir fig. 4 et 5).

b) *Eocène.* C'est l'âge que nous attribuons aussi bien aux conglomérats de Brezoi qu'à ceux de la base du Bassin de Titeşti. Ils sont d'ailleurs en parfaite continuité sur la carte. Entre Jghiabul Albioarei et Pârâul Băiaşului la limite de ces conglomérats avance sur les crêtes et reste en amont dans les vallées: c'est le contour d'un paquet subhorizontal déposé sur le cristallin. Dans la Vallée du Beţelu et de la Suşula, de même que dans la Valea Podişor, on constate la même disposition des schistes cristallins, dans le fond de la vallée, sur lesquels les conglomérats sont transgressifs.

Nous ne saurions en aucune manière nous associer à l'interprétation de VOITEŞTI (33) qui considère le Cristallin de Beţelu et Şuşula en lambeaux flottants sur les conglomérats. Les contours que l'on peut dessiner, sur une carte topographique très insuffisante il est vrai, les vues d'ensemble que l'on peut observer, montrent partout que le cristallin est dans le soubassement.

Par ailleurs les conglomérats sont directement transgressifs sur le cristallin au bord N du Bassin de Titeşti; là apparaissent quelques calcaires récifaux au contact du cristallin; ils contiennent une faune difficilement déterminable dans laquelle de rares exemplaires de *Rosalina Linnei* d'ORB indiquent un âge encore crétacé.

Nous attribuons à ces conglomérats, contemporains dans le Bassin de Brezoi et de Titeşti, un âge éocène. Ils se sont déposés en même temps que les grès du versant S de la Cozia et sont plus grossiers étant littoraux. Les marnes et les argiles reposent sur ces conglomérats dans le centre du Bassin de Titeşti. Elles contiennent la faune décrite par VOITEŞTI (32) et considérée lutètienne.

Nous ne chercherons pas à discuter ces questions du point de vue du paléontologiste stratigraphe. Mais nous croyons qu'il est utile de rappeler la succession et la superposition des séries pétrographiques.

Dans ce sens nous répéterons que le sénonien gréseux et argileux (Maestrichtien) est directement transgressif sur le cristallin; il n'affleure qu'en

Institutul Geologic al României

petits lambeaux car les conglomérats qui les recouvrent ont envahi de leur dépôts grossiers. Ceux-ci sont contemporains dans le Bassin de Brezoi et dans celui de Titești et en continuité sur la carte. Ceci a déjà été observé par SABBA ȘTEFANESCU (29, 30), puis en 1908 par VOITEȘTI (31), qui a donné alors les coupes telles que nous les retrouvons. Nous ne pouvons nous expliquer ce qui a provoqué le changement d'opinion de 1910 (32). Quant à l'interprétation tectonique de 1914 (33), nous ne pouvons pas la confirmer car les précisions cartographiques sur lesquelles elle repose, et qui sont figurées sur la carte, ne sauraient être tenues pour exactes ni dans la Valea Băiașului, Valea Oei, V. Lotrișorului ni dans la Valea Șușula et Bețelu.

Nous rappellerons aussi que les schistes dysodiles que nous (10) avons rencontrés dans la Valea Topologului, immédiatement au S du cristallin de la Valea Rudei (V. Ruzei) indiquent que le dépôt de la série éocène s'est poursuivie par l'horizon considéré comme oligocène, mais qui d'après les observations de MURGEANU (19) dans la Valea Doamnei, appartiendraient encore à l'Éocène.

c) *Miocène.* Vers l'E du Bassin de Titești la crête de séparation des affluents du Topolog et des affluents de l'Olt est occupée par des conglomérats ainsi que l'ont démontré aussi les fouilles effectués par la construction du funiculaire. Ceux-ci reposent sur les argiles et sont tout différents de ceux qui affleurent à l'W du Bassin. À côté d'une collection de blocs cristallins parmi lesquels on reconnaît les types provenant de la région de crête du Făgăraș, ils contiennent des cailloux de quartz; ils sont faiblement cimentés et englobés dans les sables. Cette série est subhorizontale et la base de la transgression suit un contour pour ainsi dire parallèle à la courbe de niveau. Nous supposons qu'il s'agit d'une série Miocène. Nous signalerons que M. POPESCU, instituteur à Boișoara, nous a remis un échantillon de grand *Pecten sp.* qui proviendrait de la V. Bârzava.

4. LE DÉTROIT DE LA LOVIȘTEA

En résumé, nous voyons que le Bassin de Brezoi—Titești fait partie d'une unité, la dépression de la Loviștea (10) qui se prolonge vers l'E jusqu'au Câmpiile Vâlsanului. Elle représente le bord de la transgression tertiaire et n'est séparée des dépôts du flanc S de la Cozia que par suite de la faille de Brezoi qui fait remonter le socle dans un horst rectiligne.

Sur le flanc S de la Cozia le plissement est pour ainsi dire inexistant, la série normale étant isoclinale vers le S; après l'Éocène grésoconglomératique suivent les marnes à partir de Căciulata.

Dans le détroit de la Loviștea les mouvements d'ondulation sont plus marqués; le fait dominant est tout de même l'enfoncement isoclinal au S.

Institutul Geologic al României

Les couches sont subverticales sur le bord N du Bassin de Brezoi mais sur le bord de la faille le pendage des conglomérats n'est plus que de 45 vers le S. Sur le bord N du Bassin de Titești les conglomérats de la base s'enfoncent sous les marnes et les argiles qui occupent le fond de la dépression morphologique. Dans la Vallée de l'Olt on discerne un anticlinal marqué par l'affleurement du cristallin de Bețelu (voir fig. 5); c'est le même plis qui amène les conglomérats à affleurer sur la Măgura Băiașului. Cette ondulation n'est pas symétrique et les sédiments forment un bourrelet qui déborde sur le cristallin.

Sur la rive gauche de la Valea Călinețtilor le gneiss œillé du pointement de Cornet avec un paquet de Brèche de Brezoi a son toit chevauché sur les conglomérats. Cette dislocation marque un déversement du soubassement. Ces mouvements sont certainement post-eocènes et probablement antemiocènes; ils ont une intensité réduite et une extension restreinte comme le démontre la tranquillité des dépôts du flanc S de la Cozia. Nous inclinons à croire que l'on doit interpréter les plissements et les ondulations dans l'intérieur de la Loviștea comme une conséquence du mouvement de bascule déterminé par l'enfondrement du Graben de Brezoi le long dela faille; il s'est produit un appel qui a fait glisser les couches tertiaires entraînant même le cristallin du soubassement qui se redresse presque à la verticale en bordure; là il y a parfois même un rebours avec chevauchement local.

Reçu: le 1-er avril 1939.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. CODARCEA, AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vârciorova). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. Bucarest, 1935.
2. — Vues nouvelles sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, 1939 (sous presse).
3. GHERASI, N. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII. Bucarest, 1937.
4. GHIKA-BUDEŞTI, ST. Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului. Carpates méridionales. Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. Buc. 1934.
5. — Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latoriţa et l'Olteţ (Carpates méridionales). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. Bucarest, 1937.
6. — Observations au sujet de « Das Kristallin des Sebescher und Zibingebirges » par A. Vendl. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI. Bucarest, 1937.
7. — Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt. Leur répartition et leur rapport. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII. Bucarest, 1938.
8. — Considérations géologiques et pétrographiques sur la Mine d'Or de Valea lui Stan. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII. Bucarest, 1938.
9. — Pétrographie et Tectonique des Carpates méridionales Roumaines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, XI, fasc. 2. Paris, 1938.
10. — La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII. Bucarest, 1939.
11. IONESCU-BUJOR, D. Granitul de Suşiţa. Contribuţiuni la studiul petrografic şi geologic al Carpaţilor meridionali. *Teză.* Bucarest, 1911.
12. MANOLESCU, G. Studiu geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului. *Ac. Roum., Mem. Sect. Sci.*, Série III, Tome XII, No. 6. Bucarest, 1937.
13. — Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII. Bucarest, 1937.
14. MARTONNE, E. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales). *Revue de Géographie*, Tome I. Paris, 1907.
15. MRAZEC, L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Ştiinţe*, An. V. Bucureşti, 1897.
16. — Asupra vârstei Breciei de Brezoi. *Bul. Soc. Ştiinţe*, An. XIII. Bucureşti, 1904.
17. — Sur les schistes cristallins des Carpates méridionales (versant roumain). *C. R. Congr. géol. Intern. de Vienne*, 1903. Wien, 1904.
18. — Observaţiuni la comunicarea d-lui O. Schmidt: Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaţilor meridionali. *Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. Rom.*, XVII. Buc. 1932.
19. MURGEANU, GH. Recherches géologiques dans la Valea Doamnei et Valea Vâlsanului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Tome XXVI (1937—1938).

Institutul Geologic al României

20. MURGOCI, G. M. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. Géol. Internat.*, 1910. Stockholm, 1912.
21. — şi POPESCU-VOITEŞTI, I. Discuţiune asupra tectonicei Văii lui Stan. *Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. Rom.*, II. Bucureşti, 1904.
22. — Grupul superior al Cristalinului în Masivul Parângului. *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.*, II, 1899.
23. PALIUC, G. Étude géologique et pétrographique du Massif du Parâng et des Munţii Cimpii (Carpates méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII. Bucarest, 1937.
24. PRIMICS, G. Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Bd. VI. Budapest, 1885.
25. REDLICH, K. Geologische Studien im Gebiete des Olt und Oltetzthales in Rumänien. *Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1899. 46. Bd. 1. Heft. Wien, 1900.
26. REINHARD, M. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinţe Buc.*, Anul XV. Bucureşti, 1906.
27. — Die kristallinen Schiefer des Făgărascher Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. Bucureşti, 1910.
28. ŞTEFĂNESCU, SABBA. Memoriu relativ la geologia judeţului Argeş. *Anuar. Biur. Geol.*, 1883—1884, Nr. 2. Bucureşti, 1884.
29. — Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. *Mem. Soc. Géol. France*, vol. VI, No. 15. Paris, 1896.
30. STRECKEISEN, A. Sur la tect. des Carpates mérid. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. Buc. 1934.
30 a — Observaţiuni geologice în Carpaţii meridionali între Valea Oltului şi Valea Jiului. *Dări de seamă ale Şed. Inst. Geol. Rom.*, XVII Buc. 1932.
31. VOITEŞTI, I. P. Contribuţiuni la studiul geologic paleontologic al regiunii Muscelelor dintre râurile Dâmboviţa şi Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, II. Bucureşti, 1909.
32. — Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la depression gétique. Roumanie occidentale. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. Bucureşti, 1910.
33. — La Nappe du Conglomérat de Bucegi dans la Vallée de l'Olt avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1914). Bucarest, 1919.
34. VENDL, A. Das Kristallin des Sebescher und Zibingebirges. *Geologica Hungarica*, IV. Budapest, 1932.
35. JOHANNSEN, A. A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Chicago.
36. CORNELIUS, H. P. Zur Deutung gefüllter Plagioklase. *Schweizerische Min. Petr. Mitt.* Bd. XV. Heft 1. Zürich, 1935.
37. BECKE, F. Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. *C. R. Congr. Géol. Internat. Mexico*, 1906.
38. WEINSCHENK, F. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Grossvenedigerstock. I. und II. *Abh. d. bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl.*, 1893. Abt. München, 1894.
39. CHRISTA, E. Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillerthaler Alpen. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, Bd. 81. Wien, 1931.
40. PREY, S. Die Metamorphose des Zentralgneisses der Hohen Tauern. *Mitteilungen d. Geol. Gesell. in Wien.* Bd. XXIX. 1937.
41. SANDER, B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, Bd. LXX. Wien, 1920.
42. HARKER, A. Metamorphism. London, 1932.
43. BACKLUND, H. Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, No. IX, 1936.

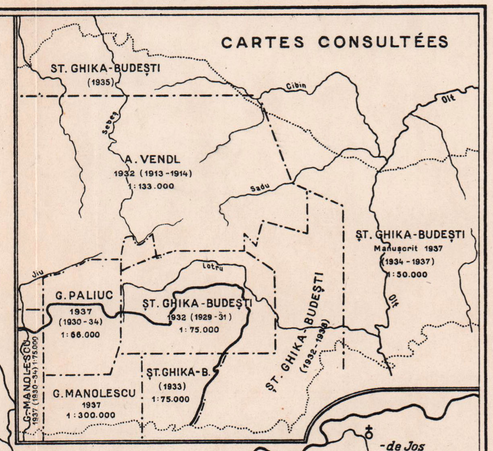
Institutul Geologic al României

CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

PAR

ST. GHIKA-BUDEŞTI

CARTES CONSULTÉES



LÉGENDE

SÉDIMENTS TRANSGRESSIFS

Néogène en général.

Eocène marnoargileux
a) Schistes dysodiles (Vallée du Topolog).

Eocène gréso-conglomératique
a) Récifs nummulitiques (Porcești).

Sénonien gréso-argileux.

Brèche de Brezoiu.

GROUPE GÉTIQUE

Calcaires jurassiques supragétiques.

Phyllites et schistes chloriteux, parfois graphiteux.

Calcaires cristallins en lentilles stratiformes, parfois à trémolite, phlogopite et micas.

Micaschistes quartzeux à biotite, staurotide, grenat et parfois disthène.

Paraamphibolites et schistes amphiboliques associés à des calcaires cristallins.

Complexe interstratifié de micaschistes et de schistes amphiboliques.

Micaschistes microblastiques à biotite, chlorite et séricite, à intercalations quartzitiques.

Schistes micacés phylliteux, à grenats chloritisés.

Schistes micacés à biotite, à structure lépidoblastique parfois à epidote.

Gneiss d'injection à structure oeillée
A) Gneiss glandulaires à nodules de feldspaths.
B) Gneiss lités et à structure cornée.
C) Gneiss à grands yeux quartzofeldspathiques (Type Cozia).

Roches ultrabasiques serpentinisées.

Paragneiss phanérocristallins à biotite, grenat almandin, staurotide et parfois disthène.

Gneiss mixtes et gneiss granitiques intércalés ou imprégnés.

Imprégnations interstratifiées de pegmatites, aplites, vénites, et gneiss lit-par-lit.

Catagneiss et paragneiss à biotite, souvent à sillimanite.

INFRAGÉTIQUE

Série parautochtone : Schistes graphiteux et arkosiens (F. de Schela. Lias?). Schistes verts et grauwackes (Dogger). Calcaires massifs (Tithonique). *a)* Lambeaux marnogréseux.

Ophiolites et roches ultrabasiques intercalées dans l'Infragétique.

Couverture schisteuse inférieure ; calcaires saccharoïdes schistes verts à épidote et intercalations de cipolins.

Série autochtone du S : Arkoses (Lias), Calcaires (Jurassique), Flysch détritique (Crétace supérieur?).

GROUPE AUTOCHTONE

Schistes sédimentogènes, détritiques et calcaires metamorphisés au contact, à diopside et graphite.

Schistes cristallins quartzeux chloriteux, feldspathisés et imprégnés d'aplites (Série de Lainici — Păiuș).

Complexe des amphibolites, épidiorites, épigabbros et des schistes amphiboliques.

Paragneiss granitoïdes et granogneiss.

Granogneiss et gneiss granitoïdes à orthose et plagioclases farcis.

Granite, granodiorites et tonalites à texture massive (Type Șușița).

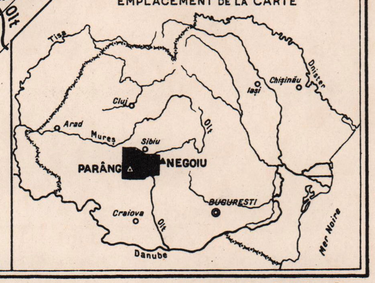
Granite porphyroïdes à phénocristaux d'orthose (Type Tismana).

Contact anormal du Groupe Gétique.

Faille de Brezoiu.

SÉRIE DU LOTRU — SÉRIE DE CUMPĂNA — SÉRIE DU FĂGĂRAȘ

EMPLACEMENT DE LA CARTE



B = Vf. Boului
F. = Vf. Fedeleșului

Echelle 1:250.000

0 2 4 6 8 10 Km.

Polonic

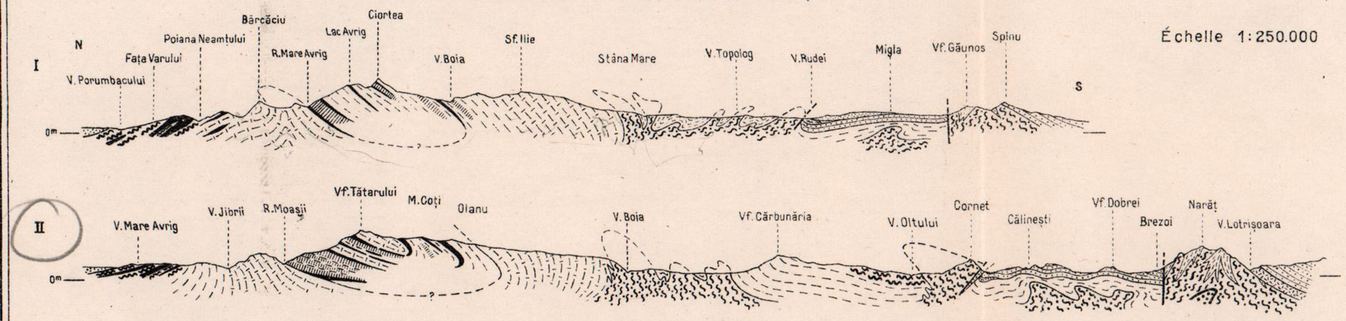
Imprim. Atel. Inst. Geologic al Rom.

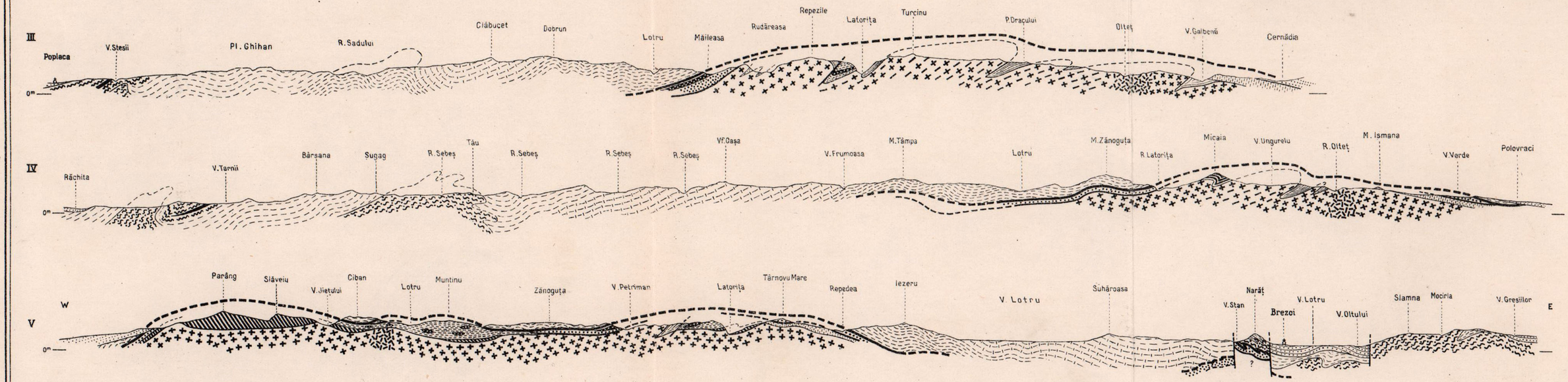
Institutul Geologic al României

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

PAR ST. GHIKA-BUDEŞTI

Échelle 1:250.000





LÉGENDE

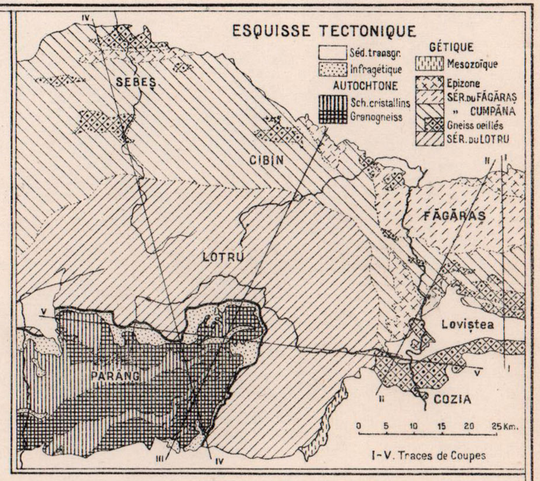
SÉDIMENTS TRANSGRESSIFS
- *Neogène*
- *Disodyles*
- *Eocène gréseux*
- *Sénonien*
- *Brèche de Brezoi*

INFRAGÉTIQUE
- *Parautochtone*
- *Ophiolites*
- *Couverture schisteuse*
- *Sédimentaire du S.*

GÉTIQUE
- *Schistes cloriteux*
- *Calcaires*
- *Amphibolites*
- *Micaschistes à biotite*
- *Gneiss lités*
- *Gneiss oeillés*
- *Micaschistes à grenat*
- *Paragneiss*

AUTOCHTONE
- *Schistes cristallins*
- *Amphibolites*
- *Gneiss granitoïdes*
- *Granogneiss*
- *Granites massifs*

Plan du charriage gétique
Limite du parautochtone



ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI VOLUMUL XX.

Imprim. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES HYDROCHIMIQUES DANS LA RÉGION NORD-EST DE LA PLAINE ROUMAINE

PAR

P. PETRESCU

SOMMAIRE

Page

I. Introduction 222
Géologie, tectonique, orographie et hydrographie du Bărăgan 223
Eaux phréatiques 232
Lacs du Bărăgan 234
Lacs situés le long de différents cours d'eau avec lesquels ils conservent des liaisons temporaires ou même permanentes 234
Lacs situés le long des cours d'eau avec lesquels ils ne gardent aucune communication 235
Lacs logés dans les dépressions et n'ayant aucun rapport avec les cours d'eau actuels 236
Climat du Bărăgan 240
II. Étude chimique des eaux des lacs et des eaux phréatiques 246
Lacs situés le long de la Ialomița 248
Lacs situés le long du Buzău 253
Composition chimique des eaux phréatiques de la région voisine de ces lacs . 261
Le lac Batogu de la « lunca » Călmățui 269
Composition chimiques des eaux phréatiques des environs du lac de Batogu . 271
Lacs et eaux phréatiques de la « lunca » du Siret 276
Lacs des dépressions sans aucune dépendance avec le cours du Bărăgan . . 280
Eaux phréatiques des environs des lacs Movila Miresii et Lutul Alb 293
Composition chimique de l'eau des rivières Buzău et Râmnicul-Sărat et des eaux phréatiques des régions, d'Ulmeni, Gârbovi—Cotul Cioarei et Niculești—Nănești 300
III. Résumé et conclusions 320
Le degré de salinité de l'eau des lacs et des eaux phréatiques 320
La nature chimique de la salinité de l'eau des lacs et des eaux phréatiques . . . 326
Index avec la situation des puits 336
Bibliographie 339
Carte de la région orientale de la Plaine Roumaine

Institutul Geologic al României

I. INTRODUCTION

La région étudiée, limitée au S par la Ialomița, à l'E par le Danube, au NE par la « lunca » [1]) du Siret, et à l'W et NW par les collinnes du Buzău et par le plateau de Râmnicul-Sărat, appartient à la partie orientale de la Plaine Roumaine.

La constitution géologique ainsi que les manifestations de la vie dans son étendue sont identiques à celles d'une autre plaine, située au S de la Ialomița, comprise entre cette rivière au N, la vallée de la Moștiștea à l'W et par le Danube au S et à l'E. De ce fait, ces deux plaines sont toujours considérées ensemble, comme une seule unité géographique appelée plaine du Bărăgan, ou tout simplement Bărăgan. Jadis, on désignait cependant, d'ordinaire, par Bărăgan, la plaine du S de la Ialomița.

Ces deux plaines se sont individualisées dans une région à régime hydrographique inégalement réparti et qui se déplaçait constamment. Par suite du fait que les phénomènes de dépôt, d'érosion et de déflation n'ont pu se produire avec la même intensité dans toute cette étendue, des différenciations se sont produites, intéressant autant son orographie que la structure des dépôts du sous-sol. De ce point de vue, on peut dire que la Ialomița sépare aujourd'hui deux plaines à caractères morphologiques particuliers.

La plaine au N de la Ialomița, traversée actuellement par différents cours d'eau comme le Călmățui et le Buzău, est fractionnée à son tour, en plaines plus petites, limitées respectivement au S par la Ialomița, le Călmățui et le Buzău. Son profil général présente des dénivellations qui se répètent d'une façon régulière dans chacune de ces fractions. Le relief de ces plaines secondaires, est toujours plus élevé vers la vallée qui les borde au N et plus abaissé vers celle du S, se confondant presque avec la lunca de la rivière. Ainsi donc, la disposition réciproque de ces portions de plaines rappelle celle des marches d'un escalier qui s'élèveraient du S vers le N.

La nature des dépôts du sous-sol de ces fractions est en général identique; en revanche leur ordre varie dans l'étendue d'une même fraction.

Le Bărăgan du S de la Ialomița, dépourvu de cours d'eau, a un relief plus uniforme. Cette plaine se présente en général comme une région plate, relevée vers ses bords et qui, à l'exception d'une seule vallée (Vallée Jigălia)

[1]) *Lunca* (prononcez: lounca, au pluriel: lunci) est une dépression morphologique en liaison avec les eaux courantes. Elle représente la région de divagation des rivières dans les limites de leurs terrasses continues; c'est, par conséquent, la région dans laquelle se produisent les alluvionnements actuels. Il en résulte que ces « lunci » comprennent autant la partie inondable de la rivière, que les dépôts récents d'alluvions, éventuellement aussi de petites terrasses qui ne sont plus inondables. L'humidité du terrain des « lunci » détermine le développement d'une végétation caractéristique, différente de celle des champs voisins.

Institutul Geologic al României

et des terrasses qui la bordent vers le Danube, ne présente aucune espèce d'ondulation. Il est possible que les dépôts de son sous-sol soient aussi plus uniformes.

Nous allons résumer les connaissances géologiques et tectoniques actuelles sur le Bărăgan, et pour atteindre plus facilement le but de notre étude nous parlerons aussi de l'orographie et de l'hydrographie de cette partie de la Plaine Roumaine.

GÉOLOGIE, TECTONIQUE, OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE DU BĂRĂGAN

La plaine du Bărăgan est recouverte par un sol consistant en différentes espèces de tchernoziom: châtain, brun ou chocolat. Le sous-sol, d'âge quaternaire, est formé par une enveloppe de loess qui, vers sa base, devient de plus en plus sablonneux. Le loess repose habituellement sur un sable fin, jaunâtre, probablement d'origine lacustre; quelquefois sur un sable à grains plus grossiers, micacé, rougeâtre, souvent mélangé de cailloutis à petits éléments et présentant la stratification entrecroisée.

Les dépôts quaternaires recouvrent des dépôts pliocènes qui, selon les données du sondage de Mărculești et de Bucarest-Filaret, appartiendraient seulement au Levantin, au Dacien et au Pontien. Le Méotien y serait absent.

Tous ces dépôts, ainsi que d'autres plus anciens, ont comme soubassement des formations d'âge crétacé (39) qui vers l'E (à Cerna Vodă) et au S (à Giurgiu) se trouvent sous les alluvions du Danube; de l'autre côté du fleuve, sur sa rive droite, ces dernières formations apparaissent même en surface. De ce côté-ci du Danube, le Crétacé plonge sous la Plaine Roumaine à de grandes profondeurs qui, dans les Subcarpates vont, d'après les nouvelles données géophysiques, jusqu'à plus de 3000 m. (24).

Cette dépression, apparue certainement antérieurement au Sarmatien, est limitée presque partout par des lignes tectoniques. Elle est séparée au S et à l'E de la plate-forme prébalcanique, par la ligne du Danube, qui, d'après quelques-uns (39) est une flexure, ou une faille d'après d'autres (16). Vers le NW se trouve la ligne de flexure ou de chevauchement, parallèle à la marge des collines, qui la sépare des Subcarpates, et enfin, la ligne tectonique Focșani—Galați, la sépare, au N, du plateau de Moldavie.

Il semble que les mouvements tectoniques ultérieurs à l'affaissement de cette région aient touché la dépression elle-même, en ceci que, fort probablement, elle a dû continuer son mouvement de descente. Pour le Quaternaire, quand la surface de la dépression se trouvait déjà exondée, cette dénivellation peut être prouvée plus facilement. Ainsi, certains graviers quaternaires, certains dépôts de loess ou même d'alluvions du lit actuel du Danube, se

Institutul Geologic al României

trouvent sous le niveau de la mer Noire. L'hypothèse de l'affaissement de cette dépression est confirmée aussi par la présence d'alluvions sur les terrasses inférieures du Danube.

Si nous considérons cependant l'hypothèse de N. SOKOLOFF (60) qui veut que le niveau des eaux de la mer Noire se soit élevé, les faits énumérés plus haut ne conduiraient plus à la même conclusion.

Par contre, les observations de N. ANDRUSOW (3) concernant l'effondrement des côtes orientales de la mer Noire, auquel ont été également soumises certaines régions environnantes, nous permettent d'admettre que, parallèlement aux mouvements positifs des eaux de la mer Noire, il y a eu aussi un mouvement d'affaissement de la surface de la plaine.

De plus, une autre série de faits locaux nous mène à la conclusion que, en dehors de l'affaissement, la Plaine Roumaine a subi aussi des gauchissements: une inclinaison de la plaine entière vers l'E, et une autre de la seule région orientale (région intéressant la présente étude) vers le NE.

Ces nouveaux mouvements paraissent avoir commencé vers la fin du Quaternaire, après la stabilisation du régime hydrographique actuel (39).

Ainsi, si nous rapportons les dépôts de graviers quaternaires du sous-sol de la Plaine Roumaine à la direction des vallées qui sillonnent les Carpates et Subcarpates, nous déduisons que, à l'époque quaternaire, les rivières descendaient vers le Danube suivant une direction NE, ou NW-SE; tandis que toutes les rivières qui parcourent maintenant la Plaine Roumaine changent cette direction non loin de leur sortie des collines: celles de la partie occidentale de la plaine se dirigeant vers l'E, celles de la partie orientale vers le NE.

Le changement de pente de la plaine, obligeant les rivières à changer de direction, a provoqué des perturbations dans leur activité d'érosion et de dépôt. En premier lieu, elles ont été obligés de quitter leur rive droite et d'attaquer plus activement celle de gauche. Par conséquent, elles ont creusé non seulement une « lunca » plus large, mais aussi, à cause du lent colmatage dans la rive droite, elles ont déplacé peu à peu leur lit vers l'E et le NE, tandis que des terrasses se formaient sur leur droite. À la suite de la continuelle inclinaison de la plaine, ces terrasses se sont développées en éventail.

En second lieu, des alluvionnements (cônes de déjections, etc.) se produisaient là où les cours se ralentissaient; ces alluvions, obstruant les rivières, déviaient celles-ci de leur direction initiale. D'après VÂLSAN (66), la zone actuelle de divagation des rivières à leur entrée dans la plaine, devrait toujours être considérée comme le résultat d'un mouvement de cette plaine.

Ainsi donc le régime hydrographique succedant au lac levantin, obligé par ces mouvements à changer de forme et de position, a été un important facteur dans la création de l'actuelle différence de configuration entre la plaine du N et celle du S de la Ialomița.

Institutul Geologic al României

D'autre part, la dépression de la Plaine Roumaine, dominée de toutes parts par les régions environnantes, et qui ne présente plus à présent qu'une seule ouverture vers le NE, vers le défilé du Danube, s'est remplie nécessairement de matériel alluvionnaire et éolien. Par suite du déplacement du réseau hydrographique et des changements intervenus dans sa forme, le matériel de remplissage, quelle que soit son origine, doit alterner, non seulement à des niveaux différents, mais aussi au même niveau. Comme ce phénomène s'est étendu à toute la région orientale de la Plaine Roumaine, et comme un grand nombre des constatations que nous relèverons plus tard ne sont que ses effets, nous le suivrons de plus près, en nous aidant des travaux de MURGOCI et de VÂLSAN.

Les cours d'eau ont pu gagner ou perdre de leur importance, suivant que, par leur dérivation, ils perdaient ou captaient des affluents.

À en juger selon le développement de la « lunca » des actuels cours d'eau sillonnant cette plaine, nous devons admettre que, du fait de ces déviations, certains cours d'eau plus importants ont quitté leur propre lit pour emprunter celui des cours moins importants; l'ancien lit, s'il ne disparaissait pas, continuait à loger des cours d'eau tout à fait insignifiants par rapport à la largeur de leur « lunca ».

Ainsi, si nous limitons nos observations à la région au N de la Ialomița, on constate que, aux environs d'Urziceni s'ouvre, vers cette rivière, une vallée dont les rives, de 10 m. de hauteur, sont distantes l'une de l'autre d'un km. Cette vallée constitue la « lunca » d'un tout petit ruisseau paresseux, dont l'eau légèrement salée lui a vallu le nom de Sărata ou Sărățuica. Il est bien évident que jamais ce faible ruisseau n'a pu creuser une vallée de pareille importance. Il est plus probable que la rivière de Cricov qui, actuellement coule plus à l'W, ou peut-être même le Buzău, rivière encore plus importante, s'écoulait autrefois dans la vallée de l'actuelle Sărata pour se déverser ensuite dans un cours d'eau qui venait du bassin de Ploești: la Prahova ou, peut-être, même la Ialomița d'aujourd'hui. Cette hypothèse est fondée sur le fait que les sources de la Sărata se trouvent aux environs d'un lac oblong qui occupe une excavation située dans une prolongation de la terrasse inférieure de l'actuel Buzău (66).

Même constatation pour le Călmățui, second cours d'eau qui, après la Ialomița, sillonne le Bărăgan pour se déverser dans le Danube. Celui-ci, qui par ailleurs est aussi un ruisseau dépourvu d'importance, à débit réduit comme la Sărata, pourrait fort bien disparaître bientôt, par suite d'infiltration ou d'évaporation, dès son entrée dans la plaine, s'il n'était alimenté par-ci par-là, par des eaux phréatiques. Malgré cela, le Călmățui a une « lunca » tout aussi large que la Ialomița. Il est bien certain que la vallée de cette petite rivière a dû être creusée par un cours d'eau plus grand, qui n'a pu être autre que le Buzău. Et de fait, le Călmățui a son origine dans une

Institutul Geologic al României

région marécageuse située au SW de la ville de Buzău. Cette région se présente comme une « lunca » marécageuse parcourue par les méandres asséchés des anciens cours du Buzău, dans lesquels celui-ci pénètre encore facilement à l'époque de ses crues, inondant ainsi une grande partie de la région. Il en résulte qu'à cet endroit on peut établir, encore aujourd'hui, une continuité entre le Buzău et le Călmățui.

La liaison entre le cours supérieur du Buzău d'aujourd'hui et son ancien cours inférieur — l'actuel Călmățui — se rétablit encore plus en aval. De semblables communications s'établissent près de Făurei, toujours par l'intermédiaire de vieux lits abandonnés, que les habitants de l'endroit appellent « Buzoele » (au singulier « Buzoel », diminutif du Buzău) On connaît là cinq « buzoele » de ce genre.

Le mécanisme du passage du Buzău, du lit du Călmățui à son lit actuel inférieur, est très difficile à préciser. La structure morphologique de la plaine entre ces deux rivières, exclut l'idée d'un glissement en éventail du Buzău. Selon une hypothèse plus soutenue, le Buzău — encore du temps où il coulait sur la terrasse inférieure des collines — devenant, par le captage de nouveaux affluents, une grande rivière, il s'est formé un cône de déjection qui se développait d'abord entre la Sărata et le Călmățui et ensuite plus loin et qui l'a obligé à changer son cours à son entrée dans la plaine.

D'après une autre hypothèse (39) le Călmățui ne serait que le restant d'un bras du Buzău, qui de ces temps-là, aurait encore eu deux autres bras: l'un correspondant à son actuel cours inférieur (qui serait à son tour un ancien lit du Râmnicul-Sărat), l'autre qui aurait passé par la vallée Bătrâna, le lac Jârlău et par les lacs actuels: Ianca, Plopul, Esna et Lutul-Alb (voir la planche à la fin du travail). Si l'on considère cependant la morphologie actuelle de ces présumés bras du Buzău, on arrive à la conclusion que ces prétendus bras n'ont jamais pu être contemporains (66).

L'hypothèse que les lacs Ianca, Plopul, Esna, Lutul Alb representaient les vestiges d'un ancien cours d'eau est d'ailleurs contredite par la position, par l'orientation et par la forme actuelle de chacun de ces lacs.

Dans le même ordre d'idées, il est évident que, de même que pour la Sărata et le Călmățui, ce n'est pas l'insignifiant petit filet d'eau existant aujourd'hui dans la vallée Bătrâna, qui a pu creuser une vallée aussi large que celle qui comprend actuellement un lac aussi grand que le lac Jârlău.

Au NE de la vallée Bătrâna, on trouve deux autres vallées de mêmes caractères morphologiques: la vallée Înfundu qui contient le lac Balta Amară, et la vallée Boldu avec le lac Balta Albă; les deux contiennent des cours d'eau si petits qu'ils disparaissent presque complètement pendant l'été. Ces trois vallées: Bătrâna, Înfundu et Boldu, se rapprochent vers leur origine, en convergeant vers un point situé au S de la ville de Râmnicul-Sărat, tandis que vers leur basse elles divergent dans la direction NE qui est la direction

Institutul Geologic al României

générale de déplacement des cours d'eau de cette région de la Plaine Roumaine. Toutes les trois débouchent dans la « lunca » du Buzău par de larges vallées obstruées à leur base. Les lacs sont situés dans la portion élargie de leur base. Leur surfaces sont relativement grandes: celle du lac Jârlău est de 1000 ha, celle de Balta Amară de 690 ha., et celle du lac Balta Albă de 1050 ha.

Les vallées Înfundu et Boldu et peut-être même la vallée Bătrâna avec le lac de Jârlău, paraissent être des restes des vieux cours de la rivière Râmnicul Sărat qui, au point indiqué, au S de la ville de Râmnicul-Sărat, aurait changé de direction, s'écoulant par chacune de ces trois vallées. D'ailleurs il arrive (pendant les crues) que les eaux du Râmnic pénètrent parfois dans la vallée Boldu. Le fait que cette rivière a un cours rapide et creuse encore aujourd'hui son lit dans la région de plaine, est une preuve de sa jeunesse qui peut être attribué précisément à un changement de direction récent dans son cours.

En ce qui concerne le Danube, différents aspects morphologiques du Bărăgan nous font supposer qu'autrefois son cours, ou sa « balta » [1]), était plus développée à gauche qu'il ne l'est actuellement. L'existence, au presque milieu du Bărăgan, de la large vallée asséchée de l'Encea paraît démontrer qu'à l'époque de sa terrasse supérieure, le Danube, un de ses bras, ou, si l'on considère le grand développement de la « terrasse de Suligatu », un grand affluent qui venait du N (le Siret?), auraient traversé cette portion de la Plaine Roumaine dans une direction N—S. Cette vallée de Encea, large de 2 km., avec une altitude, en certains endroits, d'à peine 7 m et avec une direction S—N, est dans le prolongement de la vallée Jigălia, laquelle correspond à la terrasse supérieure du Danube.

Le retrait du Danube vers l'E, vers sa position actuelle, a nécessairement entrainé la disparition par colmatage des lacs, « japşe » et « gârle » de l'ancienne zone de la « balta »; le phénomène se continue encore de nos jours dans la « balta » actuelle et dans le delta.

En dehors de la vallée Encea dans laquelle il semble que le Danube se soit attardé davantage, on peut encore suivre d'autres dépressions ayant la

[1]) Balta du Danube: le cours inférieur du Danube, en commençant à Călăraşi, et celui de certains de ses affluents importants comme le Siret et le Prut, de même que celui de certains fleuves de la Russie méridionale, sont compris dans une lunca renfermant d'innombrables surfaces d'eau, ayant parfois une grande superficie et qui occupent des lits abandonnés et autres dépressions le long du cours principal ou de ses bras. Quelques-unes de ces surfaces d'eau désignées sous le nom de lacs sont en liaison avec le cours d'eau au moyen des canaux appelés « gârle ». D'autres sont de simples marais isolés, dont quelques-uns à grande surface: ce sont les « japşe ». À l'époque des grandes crues, toutes ces immenses régions, à l'exception des parties les plus élevées nommées « grinduri » sont recouvertes par les eaux du Danube. À l'époque de sécheresse, il ne subsiste que les lacs; les marais et une grande partie des « japşe » disparaissent. Toute cette région s'appelle « Balta Dunării »; elle présente un grand intérêt économique grâce à ses richesses en faune de toutes sortes et en pâturages.

Institutul Geologic al României

même direction N—S et qui sont elles aussi les restes des anciens lits du Danube ou de ses bras, comme par exemple celles de Tichilești et de Gropeni (départ. de Brăila).

Dans le Bărăgan, on constate également les traces d'autres colmatages plus anciens manifestés par l'existence de certains vallées sans écoulement et à versants arrondis. Parmi celles-ci, certaines se perdent tout simplement dans la plaine, tandis que d'autres, bien qu'elles soient dirigées vers certains cours d'eau actuels, sont tout de même anastomosées, la plupart, bien avant de rejoindre ces cours d'eau. Ces vallées ne contiennent de l'eau qu'au printemps; plus tard, pendant les saisons sèches, elles logent un maigre filet d'eau et quelques lacs artificiels dont l'eau est retenue par des barrages. Ces lacs de forme allongée se trouvent dans des endroits où il y a des affleurements d'eaux phréathiques.

Ainsi, à gauche de la Ialomița et à l'E de la vallée citée déjà de la Sărata, s'échelonnent plusieurs vallées de cette espèce. L'une est la vallée Cotorca, longue de 12 km., à directions N, NE, S, SW et qui, pendant l'été, renferme une série de petits marécages. Vers l'E, se trouve une autre vallée longue de 20 km environ, ayant une allure générale N, NW, S, SE, dans le haut de laquelle nous trouvons deux lacs sans importance: Balta Reviga et le lac Crunți; tandis qu'à la base, il y a le lac plus important de Fundata, long de 7 km et d'une largeur maximum de 600 à 750 m. à sa base. Sa surface est de 350 ha. environ. À 3,5 km. vers l'E de Fundata, se trouve un autre lac dit Balta Schiauca, long de 2 km., avec une largeur à sa base de 200 m. Ce lac se trouve à l'extrémité d'une vallée longue de 5 km. environ. Enfin, plus à l'E encore, près de Țândărei, se trouve une vallée encore plus longue, d'environ 25 km. appelée Valea Sărata, Valea Lată et encore Valea Strachina, dont la direction est approximativement W—E. À sa base, dans une anse à parcours N, NW, S, puis SE, se trouve le lac Strachina, avec une superficie de 200 ha. environ. Dans cette vallée à 2 km. au delà du lac, débouche une autre qui vient du N, longue elle-même de 6 km. et appelée Valea Cioarei. Le grand développement de ces deux vallées rend plausible l'hypothèse qu'ici aurait pu être le confluent de deux importants cours d'eau, aujourd'hui disparus.

En nous limitant seulement à ces constatations, nous pouvons conclure que cette région de la Plaine Roumaine, parcourue, autant dans le passé qu'actuellement, par des cours d'eau à vitesses d'écoulement différentes, a été recouverte à de mêmes niveaux, et sur de très grandes étendues, avec d'alluvions constituées des matériaux très différents, depuis le sable le plus grossier jusqu'aux limons argileux.

La variation dans la nature des dépôts alluvionnaires fut encore accentuée par la circonstance que les directions d'écoulement des anciens cours d'eau croisent souvent les directions des cours d'eau actuels.

Institutul Geologic al României

Le remplissage de la dépression de la Plaine Roumaine s'est réalisé également par du matériel apporté par le vent qui, dans cette région, souffle plus fréquemment du N, NE, et de l'E. Si l'on considère les différents profils du Bărăgan, on déduit que le climat sec actuel de l'E de l'Europe, paraît s'être stabilisé, avec quelques alternances de climat humide, à partir de la fin de la période glaciaire.

Aujourd'hui, il est bien établi que le manteau de loess, épais en certains endroits de 40 à 45 m., et qui recouvre une grande partie de la Bessarabie, la plate-forme de Moldavie, la plaine de Bârlad, la Plaine Roumaine, la Dobrodja et quelques autres régions voisines, est d'origine éolienne.

Le dépôt de loess s'est effectué après que le Danube eût quitté sa dernière terrasse; MURGOCI a trouvé des dépôts de loess même dans la « lunca » de certaines rivières actuelles.

MRAZEC (35), PETERS et autres considèrent le loess comme du matériel pulvérulent, résultant de l'assèchement des boues glaciaires des régions de l'actuelle steppe russe, et qui, enlevé par les vents, fut déposé le long de leur direction.

D'après MURGOCI et ENCULESCU, le loess de la Plaine Roumaine est d'origine locale. Il ne serait qu'un dépôt d'origine éolienne provenant d'un remaniement du matériel alluvionnaire apporté des Carpates par les rivières du pays. Cette hypothèse est prouvée par ces auteurs par une série entière de faits, par ex.: *a)* la distribution du loess en Olténie, où on le retrouve toujours le long de la rive gauche des rivières, alors que les vents dominants viennent de l'W; *b)* les nombreux cas d'alternance de sable et de loess qui se rencontrent dans le Bărăgan; *c)* la grande ressemblance que l'on constate d'une part, entre la constitution du matériel alluvionnaire de la « lunca » de certaines rivières et la constitution du loess des régions voisines et d'autre part, entre la composition du matériel alluvionnaire et la nature des formations carpatiques érodées de ces rivières.

C'est un fait bien prouvé que le matériel alluvionnaire de la « lunca » est soulevé par les vents et déposé sur le loess existant avec lequel il se confonde parfois. L'intensité du processus de dépôt du matériel alluvionnaire remanié de la « lunca », paraît être indiqué par l'extension qu'ont atteint les dépôts de sables mouvants qui se trouvent aujourd'hui tout le long des rivières du Bărăgan.

Si nous considérons la question de ce point de vue, nous verrons que le phénomène doit être compris comme une manifestation locale, dont les effets se limiteraient à une zone plus ou moins large de la rive droite des rivières. Sur la rive droite du Râmnicul-Sărat, et surtout sur le rive droite du Buzău, du Călmățui et de la Ialomița, on trouve, au-dessus du loess fin, une couche de sable qui, plus épaisse aux environs de la rivière, s'amincit au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Souvent, ces sables sont mouvants,

Institutul Geologic al României

formant des dunes orientées vers le NNE et dont les plus nombreuses sont aujourd'hui consolidées. La constitution mécanique des sables varie avec la distance de la « lunca »: les sables sont d'autant plus grossiers qu'ils sont plus rapprochés, et d'autant plus fins, qu'ils sont plus éloignés de la « lunca » des rivières. À la distance de 4—15—20 km., le sable est si fin, que ses éléments se confondent avec ceux du loess.

On a montré que ce phénomène est général dans la Plaine Roumaine, parce qu'il est en liaison étroite avec le régime des vents de l'endroit, qui déterminent à la fois la direction des dépôts du matériel éolien et leur condition de dépôt.

Les dépôts éoliens sont intervenus, eux aussi, dans le processus de modification de la physiographie de la région; ils ont en effet contribué non seulement au nivellement du relief général de la plaine, mais à hâter l'alluvionnement dans son étendue. Par le fait que le matériel éolien s'ajoutait au matériel alluvionnaire, les cours d'eau plus lents et les pièces d'eau abandonnées à la suite du déplacement de certains cours d'eau se colmataient et séchaient plus rapidement. Les restes de faune lacustre cités comme existant dans le loess de certains points du Bărăgan ne peuvent s'expliquer que par l'extension par cette voie du loess.

Les pièces d'eau isolées à la suite de ce système complexe de colmatage et qui, grâce à certaines circonstances locales pouvaient se maintenir plus longtemps qu'il n'était nécessaire pour l'évaporation de leur propre volume d'eau, se transformaient petit à petit, avant de disparaître, en lacs salés.

Le phénomène se produit de nos jours dans la Plaine Roumaine, dans les basses plaines de la Tissa (Hongrie), ainsi que dans n'importe quelles autres régions sèches et arides de la surface du globe dépourvues de drainage, alimentées par des cours d'eau, par les eaux des crues ou par des eaux phréatiques. La Caspienne, le lac Aral, la mer Morte, le bassin du Tarim, les lacs salés d'Afrique (d'Algérie, de Tunisie, etc.), du Thibet, de Sibérie (Minusink), du Canada, des États-Unis (Utah, Nevada et Californie) de l'Amérique du Nord, de l'Australie, ainsi que les autres lacs d'ailleurs, qui ont des eaux parfois fortement salées. Leur salinité est dûe au fait qu'ils sont des réservoirs naturels de concentration pour les eaux plus ou moins douces qui s'écoulent vers eux (13, 25).

La structure actuelle inhomogène du sous-sol de cette région de la Plaine Roumaine, s'explique dans la plupart des cas par la nature et l'ordre dans lequel le matériel éolien s'est déposé dans la contrée.

Il est aussi nécessaire de rappeler ici l'existence dans la Plaine Roumaine de certaines dépressions, assez nombreuses, appelées « crovuri »[1]). Ces « crovuri », d'ordinaire très peu profonds par rapport à la plaine (2—3 m.),

[1]) Pluriel de crov.

Institutul Geologic al României

sont de forme généralement oblongue et leur allongement est dirigé du N—S au NE—SW, précisément dans la direction des vents dominants. La surface de ces « crovuri » est très variable; parfois, le diamètre des parties allongées dépasse 3 km.

L'origine éolienne en est indiquée par leur forme même. D'après ENCULESCU, ces « crovuri » sont les formes initiales du relief résultant de la dispersion même du matériel éolien ou de la sculpture de ce matériel par les vents. Le fait se serait donc produit avant la solification du loess. D'après VÂLSAN, ces « crovuri » seraient le résultat de l'activité de déflation des vents sur le loess, aux endroits ou celui-ci n'était pas recouvert par le sol, ou lorsque le loess se trouvait, pour une cause ou une autre, privé de cette enveloppe protectrice.

Quelques-uns de ces « crovuri » ayant été assez profondement sculptés dans l'épaisseur du loess, leur fond s'est trouvé, après la stabilisation de la nappe d'eau phréatique, bien au-dessous du niveau général de celle-ci. Par la pénétration de l'eau phréatique des lacs ont pu prendre naissance dans le creux des « crovuri » les plus profonds. Cependant aussi les « crovuri » moins profonds peuvent souvent recéler certaines pièces d'eau, mais pas pour une longue durée. L'eau de cettes dernières provient de la fonte de neiges et des eaux de ruissellement.

Ainsi, sur la carte de l'État-Major (1 : 50.000) levée en 1897, on trouve indiqués certains lacs, comme Colțea et Esna, du département de Brăila, qui ont disparu aujourd'hui. Il est probable qu'à cette époque ces lacs n'étaient en réalité que des accumulations accidentelles d'eau dans des « crovuri » moins profonds. Ces « crovuri » ont été suffisamment nivellés ultérieurement par les vents et les cultures agricoles pour qu'ils ne puissent plus retenir assez d'eau qui puisse persister jusqu'aux saisons sèches. De même, les dépressions désignées sou les noms de Lunca Marian et Saman, situées, la première à 10 km. vers l'WSW, la seconde à 4 km. vers le SW, du dit lac Colțea, ne sont que des anciens fonds desséchés de lac logés dans ces « crovuri ». Le même sort est réservé, dans un très proche avenir, au petit lac Chichinețul, abrité lui-même dans un « crov », à 8 km. environ de la dépression de Colțea.

* * *

De ce qui précède, il résulte que l'ampleur du réseau hydrographique local ainsi que ses différents déplacements ont été déterminants également pour le phénomène de dépôt éolien dans la Plaine Roumaine, et que le matériel éolien provient des matériaux alluvionnaires. La structure morphologique présentée par cette plaine nous révèle d'ailleurs le fait que son dépôt s'est effectué surtout après la stabilisation de l'actuel réseau hydrographique.

Institutul Geologic al României

On a déjà montré que les perturbations les plus importantes du relief du Bărăgan se constatent précisément le long des différents cours d'eau qui le parcourent: leur rive droite est régulièrement plus élevée que la gauche, qui le plus souvent se confond avec la plaine. Par ce fait, on distingue dans la plaine du Bărăgan plusieurs unités comprises entre ces cours d'eau, unités qui, à leur tour, constituent des plaines étendues à caractères morphologiques propres. Elles ont été dénommées suivant le cours d'eau qui les limitent. La plaine entre la Ialomița et le Călmățui c'est la Plaine de la Ialomița; celle entre le Călmățui et le Buzău, limitée au NE par la terrasse de Brăila, porte le nom de Plaine du Călmățui. La rase-campagne entre Buzău, la terrasse de Brăila, les collines de Buzău et la haute plaine de Râmnicul-Sărat, s'appelle la Plaine de Buzău. Certains auteurs comprennent cependant ces trois dernières plaines dans une seule désignation, de Plaine de Buzău. Au N de Buzău se trouve la haute plaine de Râmnicul-Sărat, qui constitue presque un plateau: c'est la plate-forme de Râmnicul-Sărat de quelques auteurs; d'autre part, à l'ENE de la plaine du Buzău, se trouve la large terrasse de Brăila qui comprend la plaine de ce nom.

On sait que chacune de ces plaines se présente comme une rase-campagne un peu inclinée vers la rivière qui la limite au S et plus relevée vers celle qui la limite au N. Le long des rivières qui séparent ces plaines, la dénivellation peut atteindre de 20 à 30 m.

EAUX PHRÉATIQUES

Étant donné, autant la diversité des matériaux de remplissage de la Plaine Roumaine, que la diversité dans leur ordre de dépôt, il est naturel qu'il existe aussi de grandes variations en ce qui concerne la disposition et le nombre des nappes d'eaux phréatiques du sous-sol du Bărăgan.

De ce fait, la profondeur à laquelle se trouvent ainsi que leur nombre sont extrêment variables. Dans la basse « lunca » du Călmățui, l'eau affleure dans des trous de 1 à 3 m., tandis que sur la rive droite de la Ialomița, dans la plateforme des Hagieni, qui a une altitude de 80 m., ainsi que dans les régions voisines, d'une altitude variant de 40 à 80 m., l'eau phréatique se trouve à une profondeur atteignant parfois 60 m. En ce qui concerne la première nappe, sa profondeur suit, d'une manière générale, la topographie de chacune des plaines constituant le Bărăgan. Elle se trouve à une profondeur plus grande — au delà de 10 m. — dans les parties les plus relevées, donc vers le N, et à des profondeurs plus faibles — au-dessous de 10 m. — dans les parties plus basses, vers le S.

Murgoci, basé sur les données de Russescu, Enculescu, Pache Protopopescu, et sur celles de l'État-Major, concernant les nappes aquifères exploitées

Institutul Geologic al României

par les puits creusés en différents endroits du Bărăgan, a émis l'hypothèse que, dans chacun de ces champs, se trouverait une nappe continue d'eau phréatique qui, d'une part, suivrait l'inclinaison générale de la plaine — vers le Danube — et, d'autre part, se recourberait vers les rivières qui limitent ces plaines. Dans certaines régions, la nappe d'eau présenterait des discontinuités tandis que, dans d'autres, il admettait l'existence d'une nappe ou deux au-dessus de la première. Le fait qu'en de nombreux endroits du Bărăgan — par ex. à Cotul Cioarei, à Năneşti, etc. (voir les analyses respectives, pages 310—311 et 315—317), l'eau d'une même nappe aquifère présente, en des points très rapprochés, une composition chimique absolument différente, nous oblige à envisager encore des discontinuités d'un autre genre. Par exemple, l'existence dans la nappe de certaines portions plus ou moins isolées les unes des autres, qui seraient dues à une discontinuité produite par l'inhomogénéité du matériel même de la couche perméable ou par certaines irrégularités de la couche imperméable.

Généralement, l'eau de ces nappes, quand celles-ci sont plus superficielles, est plus riche en sels, et d'autant plus riche que la nappe se trouve à une plus faible profondeur. Dans presque toute l'étendue du Bărăgan, l'eau de la première nappe, là où on la trouve à une profondeur de 3—4 m., est tellement saline que, parfois, à cause de son goût séléniteux, salé ou amer, on ne peut en faire aucun usage.

Quand il y a plusieurs nappes d'eaux dans une région, l'eau de la première est toujours la plus saline: celle des nappes inférieures l'est, par contre, beaucoup moins. C'est par exception que, dans une sonde forée par le Ministère des Domaines, à Slobozia, on a rencontré à une profondeur de 209 m. (commencement du Dacien) une eau d'une salinité élevée (25,0 gr. de sels par lt.). Mais, la nature de cette salinité la désigne comme une eau fossile d'origine marine et non d'origine météorique.

D'ordinaire, les nappes profondes contiennent des eaux d'une salinité plus élevée lorsque, par l'érosion des couches supérieures, elles parviennent à former elles-mêmes la première nappe d'eau, ainsi qu'il arrive dans les parties basses de la «lunca» du Călmăţui, à Batogu et à Cireşu.

Dans les cas les plus fréquents, les nappes aquifères contenant de l'eau d'une salinité rapprochée de celle des eaux douces (c'est-à-dire de l'ordre de 0,5 gr. de résidu au lt.), ne se rencontrent qu'à des profondeurs dépassant 20 m., sauf toutefois les points où la première nappe se trouverait elle-même à cette profondeur. C'est pourquoi dans le Bărăgan, certaines administrations d'État, ainsi que certains particuliers, exploitent toujours les nappes aquifères profondes, même lorsque les nappes supérieures peuvent débiter une quantité suffisante d'eau.

Pourtant on rencontre parfois, dans les endroits mieux drainés du Bărăgan, des petites nappes aquifères supérieures d'eau douce. Ainsi, à Movila Miresii,

Institutul Geologic al României

localité située à une distance d'un km. seulement du lac très salé du même nom (voir page 287) et, dans une région où l'eau de presque tous les puits a une salinité comprise entre 1,8 et 3,9 gr. par lt., on trouve cependant dans la partie SW, la plus élevée de la localité, une première nappe aquifère dont l'eau a un résidu de 0,54 gr. par lt.

Les nappes d'eaux phréatiques supérieures riches en eau, donnent naissance à des sources, là où les dépressions atteignent ces nappes. Le débit de ces sources est plus élevé au printemps. Sous les berges des lacs Strachina, Jârlău, Balta Albă, Movila Miresii, Lutul Alb ainsi que dans toutes les dépressions ou les vallées qui ne se dessèchent pas pendant l'été, on constate l'existence d'affleurements d'eau provenant des nappes aquifères des environs.

LACS DU BĂRĂGAN

Dans la région du Bărăgan à laquelle se réfère la présente étude, on trouve de nombreux lacs qui, d'après leur position et d'après leur structure, peuvent être groupés en trois catégories:

Lacs situés le long de différents cours d'eau avec lesquels ils conservent des liaisons temporaires ou même permanentes. Les lacs de cette catégorie se trouvent dans le voisinage immédiat de différents cours d'eau qui les alimentent au temps des crues. Leur eau est toujours douce. La faune et la flore qu'ils contiennent sont identiques à celles des eaux douces.

Certains d'entre eux sont situés le long de la « lunca » des cours d'eau, occupant les dépressions arrondies d'anciens tournants ou de boucles recoupées des rivières. La forme en est tantôt ronde, tantôt allongée et recourbée en fer à cheval; de là le nom de « belciug » (anneau) sous lequel d'ailleurs ils sont connus dans certains endroits. Parfois, à cause de leur facile envahissement par les cours d'eau, ils portent aussi le nom de « ruptură » (déchirure).

Certains autres lacs se trouvent à la base de petites vallées, là où celles-ci rejoignent les cours d'eau qui sillonnent le Bărăgan. Ceux-ci ont toujours une forme allongée.

Comme lacs de cette catégorie, et en tant que lacs de vallée, se trouvant le long de la Ialomița, il faut citer: Ezerul et Stăncuța, situés à la base des vallées du même nom. Les lacs Bentu, Popina et d'autres de moindre importance sont des lacs de « lunca », occupant des dépressions arrondies dans la « lunca » de la même rivière.

Le long du Buzău, il y a seulement des lacs de vallées: Balta Costeiul et le lac Ciulnița qui, par leur extrémité nord, sont en liaison avec les vallées du même nom et, par la base, avec la « lunca » du Buzău qui en cette région est toujours inondée au temps des grandes crues.

Institutul Geologic al României

Dans la « lunca » du Siret, qui limite le Bărăgan au N, on trouve seulement des lacs de « lunca » (ronds, boucles recoupées). Au printemps, pendant les débordements du Siret, ceux-ci font leur plein d'eau en complétant ou en renouvelant même leurs eaux. Nous citons comme plus importants: Balta Hilișteava, Balta lui Cană, Păpurișteа, Balta Măxineni, Ruptura Turcului, Ruptura Bulhac et, enfin, le Ezerul Rățoaiele.

Lacs situés le long des cours d'eau avec lesquels ils ne gardent aucune communication. Dans cette catégorie, nous distinguerons également deux groupes de lacs:

a) l'un, formé par des lacs situés dans la « lunca » des rivières lesquels, tout comme ceux du groupe correspondant de la catégorie précédente, occupent des dépressions arrondies ou en fer à cheval (c'est-à-dire des anciennes boucles recoupées de la rivière);

b) le deuxième, comprenant des lacs situés en dehors de la « lunca », à la base de certaines vallées aujourd'hui anastomosées, mais qui, autrefois, affluaient dans les cours d'eau vers lesquels elles sont aujourd'hui dirigées.

Les lacs de « lunca » ont une salinité variée: salinité plus élevée quand ils sont mieux isolés, salinité plus réduite quand ils le sont moins et qu'ils sont mieux alimentés d'eaux météoriques ou de grandes crues.

Comme lacs de « lunca » de cette catégorie, mentionnons:

1. Le long du Călmățui se trouvent les suivants: l'un, sur la rive gauche, occupant une ancienne boucle de la rivière: le lac Batogu à l'eau assez salinisée; d'autres, des lacs arrondis, sont logés sur la rive droite, comme: Bentu, Bătrâna et Fleașca, tous contenant des eaux à minéralisation réduite.

2. Le long de la Ialomița existe le lac salé, Amara, qui est situé en dehors de sa « lunca » actuelle, et à environ 6 km. au N de cette rivière. La structure morphologique du lac nous montre qu'il occupe une portion d'un vieux lit de la Ialomița (une boucle).

3. Enfin, bien que la partie de la « lunca » située à gauche du Siret soit au-delà de la limite nord du Bărăgan, nous nous occuperons cependant des lacs Negru et Viișoara, se trouvant ici; ceci, du fait qu'appartenant au groupe et à la catégorie en discussion, ils ont été étudiés aussi pour démontrer la généralité des phénomènes qui déterminent l'origine et la variation de la salinité des lacs du Bărăgan.

Plus importants par leur surface, sont les lacs situés à la base de certaines vallées colmatées à leurs embouchure. Par ces vallées, certaines mêmes assez importantes et desquelles on a parlé plus haut, sont draînées les eaux des sources et les eaux météoriques provenant de la fonte des neiges, ou des précipitations du printemps.

Dans ce second groupe, mentionnons:

Institutul Geologic al României

1. Le long de la vallée de Ialomița: les lacs Sărățuica, Fundata, Schiauca et Strachina. Les eaux du lac Fundata sont plus salines à sa base et moins salines aux environs du point de sa liaison avec la vallée Reviga. À cause de cela, la faune ichtyologique qu'il renferme est massée dans sa région nord. Il est à remarquer qu'autrefois, du temps où il existait des barrages le long de la vallée de Reviga (avant 1870), l'eau de ce lac était tellement saline que des sels se déposaient. Plus tard, par la suppression des barrages, les eaux de la partie supérieure de la vallée, pouvant pénétrer normalement dans le lac, les eaux de celui-ci se sont adoucies dans sa région nord, actuellement poissonneuse. Dans le lac Schiauca dont les eaux sont cependant moins salines (9,689 gr. de sels par lt.), il se développe — et encore assez difficilement — une seule espèce de cyprins. Le lac Strachina à l'eau plus salinisée que celle de Schiauca, a cessé d'être poissonneux depuis 1916—1918.

Généralement les lacs situés le long de la Ialomița occupent des dépressions peu profondes, dont les berges sont arrondies et descendent en pente douce vers le lac.

2. Le long du Buzău se trouvent les lacs de Jârlău, Câineni, Balta-Amară, Balta Albă et Ciulnița. Le lac de Jârlău et surtout le Ciulnița, pouvant communiquer facilement par leur base avec le Buzău, se classent aussi bien ici que dans le groupe correspondant de la catégorie précédente.

Tous ces lacs occupent des dépressions profondes par rapport au reste de la plaine et ont des rives le plus souvent abruptes. Prenant en considération cette particularité morphologique, nous en déduisons que ces lacs sont plus jeunes que ceux du groupe précédent.

L'eau du lac Balta Albă, et spécialement celle de Câineni a une salinité assez importante (page 257), tandis que celle du Jîrlău et surtout celle du lac Ciulnița a une eau presque douce, d'une salinité plus réduite par rapport à celles des eaux phréatiques des environs. Il est possible que l'eau du lac Balta Albă ait été, vers 1847—1848, beaucoup plus saline qu'aujourd'hui (1). L'abaissement de son degré de salinité serait dû à un puissant débordement du Râmnicul-Sărat dont les eaux ont pénétré dans le lac par la vallée Boldu, à une époque ultérieure. Depuis ce temps-là les eaux météoriques s'écoulent directement dans le lac sans être retenues dens le lac artificiel Boldu établi plus au N dans la vallée Boldu à l'aide des barrages.

Le long du Călmățui, on ne trouve pas ce genre de lacs.

Lacs logés dans les dépressions et n'ayant aucun rapport avec les cours d'eau actuels. Les lacs de cette catégorie n'ont aucune liaison ni avec les cours d'eau ni avec les vallées sans écoulement qui se rencontrent parfois dans le Bărăgan. Suivant leur position géographique, ils peuvent être rangés en trois groupes:

a) un premier groupe, avec les lacs: Ianca, Plopul, Movila Miresei et Lutul Alb, situés entre le bassin moyen du Buzău et celui de Călmățui;

Institutul Geologic al României

b) un deuxième groupe, comprenant les lacs: Chichineţul, Plaşcu et Tătaru, situés entre le Călmăţui et la Ialomiţa.

c) le dernier, formé par un seul: le Lacul Sărat Brăila, situé sur la terrasse de Brăila, au SW de la ville.

Certaines caractéristiques morphologiques prêteraient aux lacs de cette catégorie un âge plus ancien que celui de tous les lacs des catégories précédentes. Ils occupent, en général, des dépressions rondes dont l'étendue dépasse fortement celle des lacs. Leurs rives se réduisent, dans la majorité des cas, à un plan incliné qui descend doucement vers le lac qui est peu profond par rapport à la plaine environnante. Il est probable que la plupart des dépressions occupées par ces lacs soient des «crovuri» plus ou moins profonds.

Certains de ces lacs sont suffisamment alimentés par les eaux phréatiques, d'autres moins, d'autres encore ne subsistent que grâce aux précipitations.

Nous venons de dire qu'une partie seulement de ces lacs est alimentée par les eaux phréatiques; ce fait est dû aux circonstances dans lesquelles se développent les processus de nivellement et de soulèvement de la rase-campagne du Bărăgan.

Le matériel sablonneux-argileux apporté par les vents, qui sont très fréquents et parfois violents dans cette région, se déposant dans les dépressions occupés par ces lacs, relèvera leur fond et, avec le temps, s'opposera à la pénétration des eaux phréatiques jusqu'à leur complète interception.

Quelques lacs de cette catégorie comme: Lacul Sărat et Movila Miresii étant les moins colmatés, sont les mieux alimentés par les eaux phréatiques. Ces deux lacs sont permanents; ils conservent toujours de l'eau, même pendant les années exceptionnellement sèches, quand le débit des eaux phréatiques est très réduit.

Les lacs Ianca et Lutul Alb qui sont colmatés davantage et par ce fait moins alimentés par les eaux phréatiques, ne se maintiennent dans les époques avancées de l'année qu'autour de certains points où l'eau sourd. Le reste du lac, même ses parties centrales est en grande partie à sec.

Les autres lacs, comme Tătaru, Plopul, Chichineţul et Plaşcu ne s'alimentent que par des précipitations. À cause de ce fait, ils ne subsistent d'une année à l'autre, malgré les grandes surfaces qu'ils drainent, que dans les années riches en précipitations. De tous les lacs de cette catégorie, ces derniers sont destinés à disparaître les premiers.

Le fait que les actuelles dépressions recouvertes de terres salés, de Esna et Colţea, du département de Brăila, sont indiquées sur la carte levée par l'État-Major en 1897, comme de véritables lacs, pourrait fort bien être expliqué par les considérations ci-dessus. Il est très possible que ces deux dépressions, qui sont également soit des anciens lacs colmatés, soit des «crovs» moins profonds, étaient à cette époque de simples accumulations d'eaux météoriques

Institutul Geologic al României

comme cela se passe encore même à présent au cours des années riches en précipitations.

Un facteur déterminant de ce processus varié d'assèchement estival des lacs, est la forme de leurs fonds. Bien que cette caractéristique morphologique soit déterminée elle-même par l'état de colmatage des lacs, nous attirons l'attention sur elle parce que, à son tour, elle intervient dans le processus d'assèchement, en le hâtant.

Le fond des lacs les moins colmatés, quelle qu'en soit la forme, se présente comme une seule dépression concave dans toute l'étendue du lac. Par ce fait, l'eau de ces lacs se retire pendant les saisons sèches vers les régions les plus profondes, sans laisser de flaques sur les fonds découverts. Il est évident qu'au fur et à mesure que l'évaporation sera plus forte, les sels se concentreront dans des volumes d'eau de plus en plus réduits. Les eaux de ces lacs auront par suite, aux époques du plus grand retrait, non seulement la salinité la plus élevée, mais elles conserveront — autant que le permettent les lois de la solubilité — la teneur en sels du volume du printemps. Ce fait explique autant la permanence de ces lacs, que la salinité plus élevée de leurs eaux par rapport à n'importe quels autres lacs du Bărăgan.

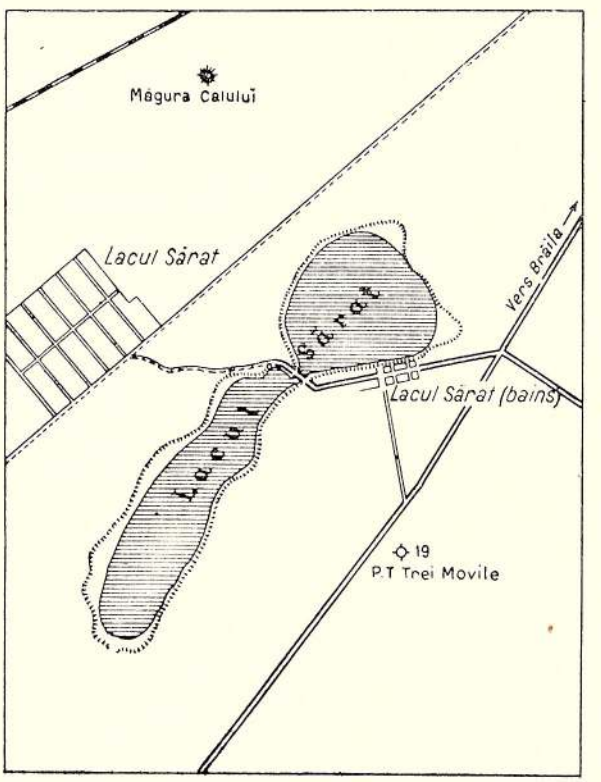


Fig. 1. — Lacul Sărat.

Sous ce rapport, le Lacul Sărat (Brăila) est très intéressant: il est formé de deux secteurs orientés du SW au NE et sépares par un étranglement par-dessus lequel passe le pont et la route qui relient la station balnéaire au village de Lacul-Sărat (fig. 1). Au temps des grandes évaporations, le secteur SW du lac, étant plus élevé, se dessèche plus vite; l'eau du lac entier se retire dans le secteur N qui, étant plus profond, peut se maintenir même pendant les années de grande sècheresse. L'eau du lac, quand elle est retirée dans ce

Institutul Geologic al României

secteur se salinise si fortement que sur le fond des importants dépôts permanents de mirabilite se sont formés.

Des petits dépôts de mirabilite se rencontrent également dans le lac Movila Miresii.

Ces deux lacs (Lacul Sărat et Movila Miresii) entretiennent une faune et une flore riches, grâce auxquelles leurs fond est recouvert d'une couche épaisse de limon noir.

D'autres lacs de cette catégorie, tels que Ianca et Lutul Alb, qui se trouvent dans une phase de colmatage plus avancée que ceux-ci, ont le fond accidenté; il est formé de plusieurs concavités très peu profondes, séparées par de petits monticules ou même par des surfaces planes élevées. L'irrégularité de la surface des fonds est un effet du colmatage plus avancé de ces lacs; dans ce cas, l'épaisseur des dépôts éoliens entassés dans les parties mieux protégées des vents, rendant difficile la pénétration des eaux phréatiques dans ces dépressions, celles-ci ne peuvent pas accumuler des quantités plus importantes d'eau même pendant les saisons pluvieuses. Aux époques de forte évaporation, ces lacs s'assèchent plus facilement et à cause de cela le matériel éolien frais peut être charrié sur les fonds découverts et entassé autour de la végétation ou sur les portions encore humides du fond, en dépôts plus ou moins en saillie. Le volume d'eau de ces lacs, même aux époques de leur plus grande extension, n'est pas suffisant pour que les mouvements de l'eau puissent éparpiller et aplatir ces dépôts; ceux-ci persisteront donc. Dans les creux ainsi engendrés, des fractions d'eau resteront emprisonnées pendant les saisons sèches de l'année suivante. Bien entendu, dans chacune de ces fractions, ne se trouvent que de petits volumes d'eau qui s'évaporeront plus rapidement. À cause des irrégularités du fond l'assèchement de ces lacs peut commencer même à partir du centre.

À la suite de l'assèchement de chaque fraction, il résulte des dépôts disséminés de sels qui seront, en majeure partie, enlevés par les vents. De ce fait, l'eau de ces lacs est en général moins saline; ces lacs présentent aussi la particularité de pouvoir contenir à la fois de l'eau relativement peu saline et des eaux concentrés ou même saturées de sels, suivant qu'il s'agit de l'eau se trouvant dans les régions alimentées par les eaux phréatiques, ou de l'eau des flaques isolées.

Ces phénomènes expliquent pourquoi les lacs Ianca, et Lutul Alb, qui occupent des dépressions de beaucoup plus étendues et plus profondes que celles des lacs Movila Miresei et Lacul Sărat, ont, par rapport à ces derniers, un volume beaucoup plus petit et une eau moins saline, et pourquoi ils se dessèchent presque complètement pendant l'été. Le matériel de leur fond est en grande partie sablonneux; le limon noir, en petite quantité et très sablonneux, ne se trouve que dans les régions du fond qui conservent une humidité permanente.

Institutul Geologic al României

À cause de la faible salinité de son eau, le lac Lutul Alb est envahi de végétation lacustre: *Scirpus*, *Carex* et même *Phragmites* qui ne se développent pas toutefois dans des conditions normales.

En ce qui concerne les lacs Tătaru, Plopul Chichinețul et Plașcu, qui peuvent être considérés comme des accumulations d'eau météorique dans des « crovs », leur fond diffère par l'aspect. Le fond du lac Chichinețul, étant dépourvu de végétation, a une forme plus régulière, tandis que les lacs Tătaru, Plopul et Plașcu, qui en sont envahis, présentent un fond irrégulier. L'eau de ces lacs est peu saline, même en été [1]).

En dehors des lacs cités dans la classification précédente, on en trouve encore d'autres dans le Bărăgan, de moindre importance et qui sont plus particulièrement disséminés dans le NW et le NNW. Tels sont les lacs Amara et Stâlpu, du département de Buzău, Amara et d'autres plus petits du département de Râmnicul-Sărat. Nous ne nous occuperons point de ces derniers ainsi que des autres cités dans la classification ci-dessus. Nous allons étudier seulement ceux ayant une eau plus saline.

CLIMAT DU BĂRĂGAN

En Bărăgan ou à sa périphérie, les stations météorologiques sont peu nombreuses. Toutes sont de second ordre; parmi celles-ci, il y en a qui sont récentes et d'autres qui, bien que plus anciennes, ont fonctionné irrégulièrement et d'une façon incomplète. C'est pourquoi les données météorologiques de certaines stations, pour certaines années et périodes d'années nous manquent. Cependant celles que nous possédons sont suffisantes pour caractériser le climat du Bărăgan.

Pour atteindre l'objectif de cette étude, nous nous contenterons de données relatives aux précipitations annuelles, à la temperature des époques les plus chaudes de l'année et à la force des vents dominants à cette époque. Ces éléments météorologiques sont suffisants pour juger de l'intensite de l'évaporation dans cette région vu que, jusqu'à présent, les données sur l'évaporation elle-même font défaut. En ce qui concerne les possibilités de détermination par calculs des effets de l'évaporation, ainsi qu'il le fut proposé par SZYMKIEVICZ, elles sont, pour les motifs montrés plus haut, fort réduites.

Les données météorologiques que nous présentons ci-dessous ont été puisées, en partie aux bulletins de l'Institut Météorologique de Roumanie, en partie, celles inédites et qui ont trait à la force des vents, directement de

[1]) Au cours d'une visite de la région de ces lacs, faite pendant que le travail se trouvait sous l'impression, nous avons constaté que les lacs Tătaru et Plopu étaient pratiquement disparus.

Institutul Geologic al României

l'archive de cet Institut grâce à l'amabilité de M. OTETELEȘANU et de ses collaborateurs.

Dans le tableau I, sont consignées les quantités annuelles de précipitations enregistrées par les diverses stations météorologiques du Bărăgan; pour certaines d'entre elles, la moyenne pour un intervalle de 25 ans (1891—1915).

D'après ces données, on constate que la moyenne des précipitations anuelles dans le Bărăgan varie entre 400 et 500 mm. D'ordinaire, le minimum de précipitations se constate en décembre et janvier. Elles augmentent progressivement jusqu'en juin, quand elles commencent à diminuer. Dans la seconde moitié de mai jusqu'à la première moitié du juin ont lieu les grandes crues pour les rivières qui sillonnent le Bărăgan. Dans les années sèches, il arrive que le quantum de précipitations dans le courant de l'été, soit du même ordre et peut-être même plus réduit que celui de l'hiver.

En ce qui concerne les températures des saisons chaudes, les observations des derniers 15 ans enregistrent, dès le mois d'avril, des jours à température $\geqslant$ à 20°. Pour mai, le nombre de jours qui atteignent cette température représente en moyenne 50 à 60% des jours du mois; pour juin de 60 à 90%; quant à juillet et août, pour bien des années, la moyenne est de 100% et pour d'autres de 80% à 90%. Pour septembre, ce pourcentage varie, le plus souvent de 30 à 50%, plus rarement de 50 à 90%.

Les jours tropicaux, c'est-à-dire à une température $\geqslant$ à 30°, sont fréquents, spécialement en juillet et août. En ces 15 dernières années, le pourcentage pour ces deux mois en jours tropicaux (dont la majorité, si non pas la totalité, ont une température $\geqslant$ à 20°) est, pour le plus grand nombre d'années, compris entre 30 et 50%, tandis que pour le reste, il est de 50 à 90%.

De même, il y a beaucoup d'années de cette période pendant lesquelles les jours à climat tropical dépassent 30% pour les mois de juin et septembre. Des jours tropicaux ont été enregistrés également dans de nombreux cas, en mai et en octobre, exceptionnellement en avril.

Dans le tableau II on présente pour des périodes de 10 ans la force des vents (suivant l'échelle de BEAUFORT) qui soufflent dans le secteur NE pendant les mois les plus chauds de l'année, c'est-à-dire de mai à octobre.

On sait que les observations de ce genre se font trois fois par jour: à 8 h, à 14 h. et à 20 h. Pour simplifier, nous avons réuni en un seul tous les enregistrements concernant les vents de même force, indifféremment de l'heure de l'enregistrement. Le nombre d'observations correspondant à un seul mois et pour la période entière de 10 ans, est de 900 ou de 930, suivant que le mois est de 30 ou 31 jours et le total général des observations pour l'ensemble des mois d'une période entière sera de 5490.

Dans ce tableau, on donne également les calmes enregistrés: pour chaque mois et pour une période de 10 ans ainsi que le total de calmes pour les mois

Institutul Geologic al României

TAB

Quantité annuelle des précipitations

Stations météorologiques	Moyenne 1891-1915	1921	1922	1923	1924	1925	1926
Armășești	490,4	308,5	449,0	445,0	430,5	492,8	302,3
Urziceni	512,9	311,2	310,9	437,7	426,3	501,2	422,6
Slobozia	483,8	—	—	—	416,6	—	—
Perieți Misleanu	—	—	—	384,4	618,1	613,4	283,4
Mărculești (Seceleanu)	—	—	—	—	—	—	368,7
Ruşeţu	456,9	—	—	359,7	506,8	394,6	423,4
Surdila Găiseanca	501,6	—	—	301,2	386,6	376,4	434,2
Filiu	491,4	265,1	405,8	371,4	251,0	354,9	373,0
Grindu	456,0	333,6	669,3	438,3	495,6	494,8	330,5
Iazu	692,1	332,6	626,3	361,3	474,4	451,2	458,2
Glodeanu-Siliște	—	—	—	—	—	—	—
Ciochina	501,2	354,3	493,4	423,0	448,2	534,2	291,9
Griviţa	—	—	—	—	—	—	508,7
Lupşanul	—	—	—	—	—	—	338,5
Cioara-Doicești	589,6	442,5	724,3	622,6	639,4	696,0	364,6
Traian	—	—	—	—	—	—	480,4

considérés dans cette même période de temps. La différence entre la somme: calmes mensuels + fréquence mensuelle des vents du secteur NE jusqu'à 900 (930), ou celle entre le total général des calmes + le total des fréquences des vents du même secteur jusqu'à 5490, représentera le total des fréquences des vents qui soufflent des autres directions que celles du secteur NE, soit pour un certain mois et pour une période de 10 ans, soit pour tous les six mois de la même période d'années.

Même si nous renoncions à un examen approfondi des données de ce tableau et nous tenions compte seulement du total général des fréquences des vents du secteur NE et du total général des calmes, on reconnaîtrait immédiatement que le Bărăgan est une région battue par les vents pendant les saisons chaudes de l'année, et que ce sont les vents du NE qui y prédominent.

Si nous prenons en considération la force des vents de ce secteur, nous constaterons encore que, dans tous les points considérés, soufflent spécialement des vents moyens et des vents forts. Sans présenter d'autres preuves, nous mentionnons cependant que la situation est presque la même pour les vents qui soufflent des directions SE, S, SW, W et NW.

On a montré que le mois de juin est le mois le plus riche en précipitations. Pendant ce mois, et encore davantage dans d'autres, la puissante insolation

Institutul Geologic al României

LEAU I

en quelques points du Bărăgan

1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937
288,6	386,4	406,5	393,2	481,2	360,5	541,7	423,7	522,4	391,4	586,2
517,6	450,2	390,9	429,8	625,7	347,3	676,7	482,9	663,7	343,5	—
—	—	450,0	372,3	548,8	460,7	1018,0	343,0	501,4	309,3	—
415,6	371,9	679,6	505,2	449,7	532,8	842,8	366,7	550,9	341,8	—
386,9	478,0	409,6	363,5	499,9	527,2	629,8	317,6	490,6	393,8	437,7
363,5	461,3	584,1	385,3	712,8	552,3	912,8	406,5	493,2	349,3	—
256,9	379,2	564,6	423,4	485,0	611,4	493,6	404,5	419,9	—	—
218,6	341,6	352,8	375,0	—	—	—	—	—	—	—
386,8	416,7	491,8	374,0	617,4	463,4	705,7	419,2	637,5	439,0	—
376,1	477,7	489,7	—	—	382,0	—	303,5	571,5	406,5	—
—	—	—	—	386,3	313,7	838,8	470,2	607,5	419,4	301,9
438,7	396,3	493,0	434,9	437,7	353,8	605,6	304,8	489,3	422,6	—
358,0	474,7	581,8	469,3	421,4	588,2	917,4	310,6	567,5	—	591,4
446,3	421,3	437,2	402,0	503,1	365,0	602,6	396,3	691,3	316,7	476,3
280,3	321,7	429,9	284,9	301,5	538,1	—	204,5	446,8	350,0	—
401,5	484,7	—	400,7	486,0	417,5	601,8	119,6	385,1	312,0	—

et les continuels renouvellements de l'air de la plaine par les vents, vont provoquer une évaporation intense, qui sèchera les petits cours d'eau, certains lacs du Bărăgan et diminueront la puissance des eaux phréatiques.

Le climat du Bărăgan est un climat continental de steppe. OTETELEȘANU (44), ensuite CERNESCU, dans son étude sur les rapports entre le sol et le climat (12), ont établi que la formule climatique qui lui correspond, suivant les notations de W. KÖPPEN, est la suivante: BSax, dans laquelle le climat de steppe présente les caractères spécifiques suivants: *a*, le mois le plus caud avec une température supérieure à 22°, et *x*, le maximum de précipitations au début de l'été.

Institutul Geologic al României

TAB

Observations mensuelles des postes météorologiques de Brăila, Buzău,

Force	Mai			Juin			Juillet		
	N	NE	E	N	NE	E	N	NE	E
									a) *Brăila.* Période
1.	19	12	45	48	20	52	37	27	26
2.	29	19	31	33	19	35	32	26	24
3.	18	13	26	26	11	23	41	20	12
4.	13	13	20	19	10	13	23	13	12
5.	13	14	8	15	4	10	10	3	2
6.	15	9	4	8	3	7	12	1	1
7.	4	2	0	6	2	1	5	1	0
8.	4	1	0	4	0	0	0	0	0
9.	1	1	0	0	0	0	0	0	0
10, 11 et 12.	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calmes		*48*			*87*			*124*	
									b) *Buzău.* Période
1.	17	37	0	10	35	0	11	25	0
2.	24	38	0	13	33	0	21	23	4
3.	38	33	3	25	24	1	30	17	1
4.	14	24	2	23	14	1	14	7	1
5.	2	12	0	7	7	0	3	2	0
6.	4	7	0	0	2	0	0	2	0
7.	2	1	0	0	1	0	0	0	0
8.	0	1	0	0	0	0	0	0	0
9.	0	1	0	0	0	0	0	1	0
10, 11 et 12.	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calmes		*523*			*584*			*586*	
									c) *Armăşeşti.* Période
1.	2	11	16	6	7	12	5	8	13
2.	13	37	67	11	38	42	19	45	40
3.	12	23	15	12	16	17	13	16	14
4.	9	13	13	6	16	9	4	6	8
5.	2	7	4	6	15	9	7	4	1
6.	2	7	2	4	2	3	3	2	2
7.	1	4	2	0	1	11	0	0	0
8.	1	1	0	1	1	0	1	0	1
9.	0	1	0	0	0	0	0	0	0
10, 11 et 12.	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calmes		*362*			*409*			*503*	
									d) *Perieţi-Misleanu.* Période
1.	3	110	9	2	91	11	4	82	7
2.	2	72	11	3	89	8	3	75	4
3.	1	64	7	4	68	5	2	61	0
4.	1	34	2	1	39	6	1	40	3
5.	0	21	2	1	16	3	3	20	1
6.	0	24	1	0	9	1	0	6	0
7.	0	7	1	0	9	0	0	2	0
8.	0	7	0	0	1	2	0	1	0
9.	0	3	0	1	1	0	0	0	0
10.	0	1	0	1	1	0	0	1	0
Calmes		*214*			*279*			*355*	

Institutul Geologic al României

LEAU II

Armășești et Perieți-Misleanu sur la force des vents et sur les calmes.

Août			Septembre			Octobre			Total	
N	NE	E	N	NE	E	NN	NE	E		Calmes
1906—1915										
29	27	46	25	25	55	21	12	49	585	
36	26	25	23	18	28	35	21	52	502	
35	26	28	29	16	15	29	21	33	422	
23	16	9	14	8	16	26	13	28	283	
17	6	4	24	11	9	7	4	15	171	
10	2	2	17	7	0	12	9	8	127	
3	0	0	8	1	0	3	5	7	48	
0	0	2	3	0	1	3	0	0	15	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	94			*109*			*99*		2155	*560*
1906—1915										
20	27	5	14	30	3	21	26	0	251	
23	23	5	26	24	8	30	37	7	330	
33	23	1	27	19	5	25	27	2	336	
8	10	2	4	9	2	7	14	7	156	
1	3	2	3	7	3	3	11	6	63	
0	0	0	1	4	2	3	16	0	40	
0	2	0	0	1	0	1	7	0	17	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	
0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	606			*561*			*585*		1198	*3445*
1923—1932										
4	10	15	1	3	26	2	7	12	160	
22	50	34	7	26	6	19	33	32	561	
10	19	11	10	23	10	6	25	20	263	
8	17	8	5	14	11	7	16	10	180	
1	7	2	3	6	5	2	7	1	89	
5	2	0	1	8	6	3	6	4	62	
1	2	0	3	5	0	0	7	1	28	
0	0	0	0	0	1	0	3	2	12	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	509			*499*			*500*		1376	*2842*
1906—1915										
5	87	10	3	84	6	2	77	1	589	
4	76	4	4	70	6	4	68	4	507	
3	57	8	3	82	6	1	66	5	445	
6	41	0	0	55	2	1	58	1	291	
0	17	0	0	34	0	0	32	1	171	
0	11	0	0	17	2	0	17	2	90	
1	12	0	0	14	4	0	10	0	60	
1	6	2	0	5	0	1	10	0	39	
0	2	1	0	2	0	0	3	0	13	
0	0	0	0	0	1	0	2	0	7	
	337			*292*			*380*		2217	*1857*

Institutul Geologic al României

II. ÉTUDE CHIMIQUE DES EAUX DES LACS ET DES EAUX PHRÉATIQUES

Le Bărăgan étant une région de steppe, traversée autrefois par peu de voies de communication, n'a pu être mieux connu, et moins encore les lacs qui s'y trouvent. De ce fait, nous ne possédons des renseignements sur ses lacs salés, qu'à partir du siècle dernier.

Toutefois, par l'emplacement actuel des localités du Bărăgan, on constate que les lacs d'eau douce ont attiré dans leurs environs de nombreuses agglomérations humaines. Cependant, il est certain que l'eau et le limon des lacs salés ont été connus aussi, et peut-être même utilisés, dès les temps anciens. Ceci résulte de la toponymie locale. La simple dénomination de lac « sărat » (salé) ou « amar » (amer) de plusieurs lacs de cette région, démontre que la salinité spécifique et plus forte de leurs eaux devait être connue depuis longtemps. Il est évident que la dénomination de Balta Albă (étang blanc) n'est que la conséquence du fait, aujourd'hui bien connu, qu'autrefois ses eaux étant plus riches en sels, ceux-ci blanchissaient les fonds découverts pendant les périodes d'évaporation intense de l'été.

Dans la première moitié du siècle passé, la réputation des lacs Balta Albă, Balta Amară et Lacul Sărat (Brăila) était si bien établie, que les stations balnéaires, cependant assez primitives, qui se trouvaient sur leurs bords, étaient fréquentées même par la haute société (1). Les premières publications avec description ou études balnéologiques concernant l'eau ou les limons de certains de ces lacs, apparaissent seulement vers 1847.

Nous allons mentionner, d'après Şaabner-Tuduri (62), les ouvrages parus, dans leur ordre chronologique.

Tels sont les travaux du Dr. C. C. Epitis (21), du Dr. Widman (70), des pharmaciens Franck et Plusque, parus en 1847 et celui du Dr. Văleanu en 1873, tous se rapportant à la composition chimique et aux indications thérapeutiques de l'eau et du limon du lac Balta Albă. Ensuite, nous avons les recherches sommaires et les analyses chimiques de Bernard Landway (1876—1874—1889) sur les eaux des lacs Balta Albă, Balta Amară, Lacul Sărat (Brăila) et Movila Miresii (9); les analyses de P. Poni en 1887 sur les eaux des lacs Fundata et Amara (49), ainsi que celle de A. O. Saligny et celles de Carnot (Paris), les deux dernières sur le Lacul Sărat (Brăila).

Institutul Geologic al României

GRECESCU et MARCEL BRÂNDZĂ se sont occupés de la flore de certains de ces lacs et de leurs environs; de même PAUL BUJOR (11) a fait une étude assez approfondie sur la faune du Lacul Sărat (Brăila).

En ce qui concerne les études géologiques sur ces lacs et leur origine, on connaît seulement les travaux de GR. ȘTEFĂNESCU (64—65), L. MRAZEC (36) et G. M. MURGOCI (39). Mentionnons ensuite le travail de O. MAIOR (31) qui a cherché à établir la relation entre ces lacs et les terres salés des leur environs.

Dans le présent travail, nous présentons de nouvelles données chimiques pour les lacs les plus importants du Bărăgan, situés au N de la Ialomița, ainsi que des données concernant la composition chimique des eaux phréatiques des régions plus ou moins voisines de ces lacs.

Le but de cette étude est, d'une part, d'avoir une vue d'ensemble sur la nature chimique des eaux des lacs et des eaux phréatiques du Bărăgan, d'autre part, de pouvoir nous éclairer sur les rapports existants entre ces deux catégories d'eau ainsi que sur l'origine de leur salinité.

La récolte des échantillons d'eau s'est faite au cours de l'année 1932, 1933 et 1934, à des époques correspondantes, à savoir dans la seconde moitié du mois d'août. Les échantillons d'eau des lacs ont été pris dans des points qui n'étaient pas sous l'influence des eaux phréatiques, et les échantillons d'eau phréatiques ont été puisés dans des puits creusés, soit dans des localités, soit dans des régions inhabitées. Dans tous les cas, on a déterminé seulement les constituants chimiques dosables par les méthodes habituelles d'analyse (macroanalyse) et on a renoncé au dosage de ceux qui, se trouvant en quantités minimales reclamaient pour leur dosage une grande quantité d'eau ou l'utilisation des méthodes de microanalyse; ceci, parce que, vu le grand nombre d'analyses, il eut été possible que l'utilité de la connaissance de leur teneur, n'eut pas compensé la perte de temps employé à leur dosage. Pour certains cas, on indique cependant la teneur en fer et en acide phosphorique, tous deux dosés par M. E. CASIMIR et de M-elle V. PAȘCA, par des méthodes de microanalyse.

Quant à la substance organique, il faut observer qu'on la peut trouver en quantités parfois si grandes, que le résidu de certains lacs (par ex.: Lutul Alb, Tătaru et Lacul Sărat) noircit fortement à la calcination, en produisant un résidu charbonneux qui brûle difficilement. Comme la substance organique provient autant de l'activité biotique que de la décomposition des organismes eux-mêmes, elle s'y trouvera dans toutes les phases de dispersion: solution proprement dite, dispersion colloïdale ou simple suspension.

En conséquence, la nature chimique des substances organiques de ces eaux sera, à son tour, extrêmement complexe. Ainsi, Bernard Landway a reconnu dans les eaux de Lacul Sărat (Brăila), la présence de formiates et de malates. De même, nous avons reconnu, dans les produits distillés des eaux du lac Lutul Alb, la présence de l'acide acétique.

Institutul Geologic al României

Étant donné la complexité des substances très hétérogènes qui composent ce qu'on appelle la substance organique de eaux des ces lacs, leur détermination analytique est extrêmement difficile. D'autre part, la donnée analitique conventionnelle désignée par oxydabilité des eaux, c'est-à-dire leur capacité de réduire une solution à un certain titre de MnO_4K — généralement utilisée dans les cas d'eau potable — n'est pas concluante, dans le cas présent. D'abord, parce que l'activité vitale ne se manifeste pas dans toutes les parties du lac avec la même intensité, et surtout du fait que, ainsi qu'on l'a vu, les substances organiques se trouvent en partie sous forme de composés oxygénés. En raison du fait que cette donnée analytique n'est pas en rapports bien définis avec la teneur réelle de l'eau en substance organique, nous avons renoncé à déterminer la capacité de réduction des eaux de ces lacs. La même chose pour les eaux de puits, parce que, dans le présent travail, nous ne nous sommes point occupés des questions concernant leur utilité comme eau potable.

Pour les lacs Amara, Strachina et Plaşcu, la capacité de réduction de leurs eaux est respectivement de 107, de 59 et de 31 mgr. de MnO_4K par lt. Dans ce travail nous avons gardé la même façon de présenter les données analytiques qu'ailleurs (46). Les tableaux d'analyse comprennent d'abord les données qui se rapportent à la composition chimique globale des eaux, c'est-à-dire la teneur (en poids formulaires ou en équivalents) en divers constituants (concentration absolue des eaux dans ces constituants). En second lieu, on présente, au bas de ces tableaux, une autre série de données, déduites des premières par différents pourcentages. Les données des première et troisième colonnes ont une signification spéciale. Celles de la première expriment précisément la composition chimique globale de la salinité elle-même de l'eau; celles de la troisième, avec la participation en pourcents des équivalents de chaque constituant de l'équilibre chimique salin, expriment la nature chimique réelle de la salinité d'une eau quelconque.

Quant aux données des 2-e et 4-e colonne, elles proviennent du pourcentage de divers constituants chimiques par rapport à 100 parties de chlore, autant en poids formulaires qu'en équivalents. Celles-ci permettent de nous rendre compte, en cas d'analyse incomplète, de la nature chimique de la salinité des eaux.

L'ordre que nous allons suivre dans l'étude chimique des eaux des lacs, ainsi que de celle des puits de leurs environs, correspond à celui qui a servi à présenter les différentes catégories de lacs.

LACS SITUÉS LE LONG DE LA IALOMIŢA

Comme on l'a montré plus haut, on trouve le long de cette rivière plusieurs lacs, dans sa « lunca » ou dans les vallées affluentes. Nous nous occuperons seulement des lacs: Fundata, Amara et Strachina. Dans les tableaux d'analyse III, IV et V on présente la composition chimique de leurs eaux. Les données

Institutul Geologic al României

TABLEAU III

Analyse (No. 1) de l'eau du lac Fundata

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	4,0073	113,018
	Brome . . . . . Br'	0,0088	0,110
	Iode . . . . . I'	0,0002	0,016
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	6,5801	137,003
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,7560	12,391
Cations	Sodium . . . . . Na'	4,5871	199,452
	Potassium . . . . . K'	0,0743	1,905
	Amonium . . . . . NH'_4	0,0002	0,011
	Calcium . . . . . Ca''	0,0240	1,197
	Magnésium . . . . . Mg''	0,7292	59,969
	Fer . . . . . Fe''	0,0001	0,004
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0084	—
	Total . . .	16,7757	525,076

Relations de pourcentages.

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	23,887	100,000	21,524	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,052	0,210	0,023	0,097
	Iode . . . . . I'	0,001	0,005	0,001	0,014
	Sulfurique . . . . . SO''_4	39,224	160,074	26,092	121,222
	Carbonique . . . . . CO'_3	4,570	23,750	2,360	10,964
Cations	Sodium . . . . . Na'	27,344	114,461	37,988	176,479
	Potassium . . . . . K'	0,443	1,854	0,362	1,681
	Ammonium . . . . . NH'_4	0,001	0,002	0,002	0.009
	Calcium . . . . . Ca''	6.143	0,599	0,228	2,061
	Magnésium . . . . . Mg''	4,347	18,195	11,422	53,060
	Fer . . . . . Fe''	0,001	0,002	—	—
	Acid métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,050	0,210	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU IV

Analyse (No. 2) de l'eau du lac Amara

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	7.3715	207,904
	Brome . . . . . Br'	0,00374	0,047
	Iode . . . . . I'	0,00078	0,006
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	11.5854	241,183
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,00048	0,015
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,7487	12,272
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0573	1,465
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	6,8017	295,724
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,1368	6,828
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,9141	157,410
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0122	—
	Total . . .	28.60270	922,854

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équivalents de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	25,745	100,000	22,534	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,013	0,051	0,005	0,023
	Iode . . . . . I'	0,003	0,011	—	0,002
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	40,462	157,163	26,135	116.008
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,002	0,006	0,002	0,007
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	2,614	10,153	1,329	5,901
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,200	0,777	0,158	0,705
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	23,755	92,270	32,045	142,233
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,478	1,855	0,740	3,283
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	6,685	25,966	17,057	75,713
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,043	0,165	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU V

Analyse (Nr. 3) de l'eau du lac Strachina

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	3,3072	93,292
	Brome . . . . . Br'	0,0084	0,105
	Iode . . . . . I'	0,0022	0,017
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	3,9155	81,514
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,2083	3,414
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0950	2,429
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	2,5846	112,373
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,0011	0,064
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,2568	12,818
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,6160	50,658
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0190	—
	Total . . .	11,0148	356,684

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	30,031	100,000	26,199	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,076	0,253	0,029	0,112
	Iode . . . . . I'	0,020	0,007	0,005	0,118
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	35,548	118,370	22,854	87,384
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	1,891	6,297	0,957	3,659
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,862	2,872	0,681	2,603
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	23,465	78,026	31,505	120,450
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,010	0,035	0,018	0,068
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,331	7,763	3,594	13,739
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	5,593	18,597	14,202	54,300
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—		—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,172	0,455	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

analytiques concernant le lac Fundata, nous ont été fournies par M. V. Crasu.

Quant à l'eau du petit lac Schiauca, nous nous contenterons de montrer que, d'après le Laboratoire Hydro-Biologique de l'Administration des Pêcheries d'État, son résidu à 120° est de 9,689 gr. sels par lt.

D'après les données de ces tableaux on voit que l'eau du lac Amara est la plus saline; elle contient 28,6027 gr. de sel au kg. Comme il a été montré ailleurs, ce lac est en liaison avec de courtes vallées sans importance, tandis que les lacs Fundata, Schiauca et Strachina se prolongeant par des vallées parfois très longues, ils peuvent donc en recevoir de l'eau douce en quantités assez considérables.

La salinité plus réduite de ces derniers lacs n'est qu'une conséquence de ce fait. Dans leurs cas, l'eau ne présente pas le même degré de salinité sur toute leur étendue: elle est toujours moins saline dans les régions d'alimentation que dans le reste du lac.

Ainsi la salinité de Fundata, déterminée par M. V. Crasu en de nombreux points situés le long de la rive E du lac, en commençant par la vallée Reviga jusqu'à l'extrémité S, est comprise entre 3,300, 7,990, 16,100, 16,860 et 17,981 gr. de sels par lt.

Cette variation dans le degré de salinité est redevable à un complexe de circonstances: 1) la faible alimentation en eau douce; 2) le climat local, et 3) la structure physique du lac dont la forme allongée empêche l'uniformisation des eaux. À cause de cela, le peu de faune ichtyologique qu'il renferme se trouve entassé dans la partie N du lac. Autrefois, quand les communications entre le lac et la vallée de Reviga étaient interrompues, son étendue était beaucoup plus réduite et l'eau était tellement saline qu'elle déposait du sel pendant l'été. Ce n'est qu'après la suppression des barrages de la vallée de Reviga (1888), que les eaux des étangs de cette vallée, ainsi que le filet d'eau qui résulte de ses différentes sources, pouvant pénétrer facilement dans le lac, l'ont adouci au point qu'il a pu se peupler de poissons.

La salinité de Schiauca et de Strachina est encore plus réduite: dans l'eau du premier se trouvent: 9,6890 gr. de sels (résidu à 120°) et dans l'autre, 11,0048 gr. de sels par lt.

Si nous considérons la nature de la salinité des eaux de ces lacs, nous constatatons qu'à l'établissement de leur équilibre chimique salin prédominent, comme constituants acides, les ions de chlore et les ions sulfuriques et, comme constituants basiques, les ions de sodium et de magnésium. Les autres ions, comme les ions bicarboniques, les ions de calcium et ceux de potassium ont un rôle très réduit. De tous les constituants, les ions de sodium sont ceux qui ont la plus grande participation; non seulement par rapport aux constituants basiques, mais aussi par rapport à ceux acides.

Institutul Geologic al României

On peut facilement se faire une idée de cela en considérant les pourcentages avec lesquels chaque constituant entre dans la formation de l'équilibre chimique salin de chacun de ces trois lacs.

Si l'on examine les valeurs qui expriment les participations des constituants acides dans la formation de l'équilibre chimique, on observe que, dans l'eau du lac Strachina, les ions de chlore prédominent sur les ions sulfuriques, tandis que c'est le contraire pour les eaux de Fundata et Amara. Ces deux constatations, complétées par nos connaissances sur la nature des sels qui s'y déposent dans certaines circonstances, nous amènent à la conclusion que, la salinité de ces eaux est formée en majeure partie de chlorure de sodium, puis de sulfate de sodium et de magnésium. En dehors de ces sels, ces eaux contiennent encore du bicarbonate de magnésium, du chlorure de potassium, de la silice, etc., mais presque dans les mêmes proportions réduites que dans les eaux superficielles.

Pour nous rendre compte de l'importance qu'un sel ou un autre présente dans la formation de la salinité de l'eau de chacun de ces trois lacs, il faut suivre les données consignées dans la 3-e colonne, à la partie inférieure des tableaux d'analyse. En comparant les valeurs correspondant aux ions de chlore à celles des ions de sodium, nous verrons que dans la salinité de l'eau de Strachina, il y a plus de ClNa que dans celle de l'eau de Amara ou de Fundata. De la comparaison des valeurs des ions: SO''_4, $Na^{\cdot}$ et $Mg^{\cdot\cdot}$, il résulte encore que dans les eaux de Strachina et de Amara, le sulfate de magnésium prédomine sur celui de sodium, tandis que dans l'eau de Fundata le sulfate de sodium prédomine sur celui de magnésium.

La présence de l'ammonium dans l'eau de Fundata (0.0002 gr.) et de Strachina (0,0011 gr.) prouve que ces eaux, tout au moins dans la région où l'on a récolté l'échantillon, sont le centre d'une importante activité biotique.

La nappe phréatique de la région des lacs en discussion, à en juger d'après les qualités organoleptiques de l'eau des puits des localités immédiatement voisines des lacs, contient une eau séléniteuse, donc d'une salinité relativement élevée. L'eau de ces puits n'a pas été analysée.

LACS SITUÉS LE LONG DU BUZĂU

Nous savons que le long du Buzău se trouvent également de nombreux lacs, mais nous nous occuperons seulement de Jârlău, Câineni, Balta-Amară et Balta-Albă. Le lac Câineni est un petit lac occupant le lit d'une ancienne valée, les autres, qui sont des lacs relativement grands, occupent des dépressions situées au confluent de certaines vallées obstruées. Dans les tableaux VI, VII, VIII, et IX, on a consigné leur composition chimique.

En ce qui concerne le Jârlău, nous voyons qu'au point ou l'on a recolté l'échantillon à analysér (environ 2 km du confluent de la Valea Bătrâna)

Institutul Geologic al României

TABLEAU VI

Analyse (No. 4) de l'eau du lac Jârlău

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,6130	17,287
	Brome . . . . . Br'	0,00136	0,017
	Iode . . . . . I'	0,000048	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0019	0,030
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,5080	10,574
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,9778	16,027
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	} 0,7795	33,891
	Sodium . . . . . $Na\cdot$		
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,0008	0,044
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0229	1,143
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1077	8,858
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,0004	—
	Acide métasilicique . . . . SiO_3H_2	0,0098	—
	Total . . .	3.023208	87,872

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de Cl.	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	20,275	100,000	19,673	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,045	0,222	0,019	0,098
	Iode . . . . . I'	0,002	0,008	—	0,002
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,063	0,302	0,034	0,174
	Sulfurique . . . . . SO''_4	16,803	82,780	12,035	6,176
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	32,344	159,352	18,240	92,743
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	} 25,784	127,200	38,568	196,109
	Sodium . . . . . $Na\cdot$				
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,026	0,164	0,050	0,254
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,757	3,736	1,301	6,612
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,563	17,571	10,080	51,421
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,013	0,065	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,324	1,597	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	

Institutul Geologic al României

TABLEAU VII

Analyse (No. 5) de l'eau du lac Câineni

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	13,0318	367,537
	Brome . . . . . Br'	0,0025	0,032
	Iode . . . . . I'	0,00078	0,006
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0008	0,013
	Sulfurique . . . . . SO''_4	10,6955	222,658
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,3992	6,543
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0576	1,473
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	9,3996	408,670
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,00074	0,041
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,5069	25,301
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,9614	161,304
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,00075	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0135	—
	Total . . .	36,07107	1193,578

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	36,128	100,000	30,793	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,007	0,019	0,003	0,009
	Iode . . . . . I'	0,002	0,006	0,001	0,002
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,002	0,006	0,001	0,003
	Sulfurique . . . . . SO''_4	29,652	82,072	18,655	60,587
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	1,107	3,063	0,548	1,780
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,159	0,442	0,123	0,401
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	26,058	72,112	34,240	111,192
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,002	0,006	0,003	0,011
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	1,406	3,889	2,120	6,884
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	5,430	15,044	13,514	43,887
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,002	0,006	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,036	0,104	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU VIII

Analyse (No. 6) de l'eau du lac Balta Amară

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Miliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	3,9095	110,250
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0008	0,013
	Sulfurique . . . . . SO''_4	2,5093	52,240
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,6056	9,926
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0401	1,048
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	3,3464	145,498
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0773	3,858
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,2708	22,025
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0116	—
	Total . . .	10,7726	344,858

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équivalents de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	36,292	100,000	31,920	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,008	0,021	0,004	0,012
	Sulfurique . . . . . SO''_4	23,293	64,183	15,149	47,381
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	5,622	15,490	2,878	9,003
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0.381	1,050	0,304	0,950
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	31,065	85,596	42,191	131,967
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,715	1,970	1,119	3,499
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	2,514	6,927	6,385	19,968
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,110	0,296	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU IX

Analyse (No. 7) de l'eau du lac Balta Albă

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	6,2816	77,146
	Brome . . . . . Br'	traces	—
	Iode . . . . . I'	traces	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	1.3812	28,754
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,9324	15,283
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0324	0,828
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	4,7032	204,486
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,0001	0,005
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0178	0,888
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1821	14,976
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0218	—
	Total . . .	13,5532	442,366

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	46,349	100,000	40,045	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	10,191	21,988	6,500	16,232
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	6,880	14,843	3,455	8,627
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,239	0,516	0,188	0,467
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	34,696	74,872	46,224	115,432
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,001	0,002	0,001	0,002
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,132	0,282	0,201	0,501
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,345	2,899	3,385	8,454
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,161	0,347	—	—
	Total . . .	100,000		100,000	

Institutul Geologic al României

on eau est faiblement saline, avec une teneur en sels de 3,0232 gr. par lt. seulement. Elle est moins saline même par rapport à l'eau phréatique qui alimente les puits des localités immédiatement voisines, comme Jârlău, Andreești-Hoinari, Drogu et Vișani, dont l'eau a un degré de salinité compris entre 4,4 et 9 gr. sels par lt. (voir tableau No. XII). Donc, par rapport au degré de salinité de l'eau, ce lac ne peut pas être considéré comme lac salé.

Avant de discuter la nature chimique de l'eau du lac, il faudra faire certaines réserves quant à sa teneur élevé en ions bicarboniques (HCO'_3), réserves qui dans une certaine mesure sont valables également pour d'autres cas. On a montré que les eaux de ces lacs contiennent des quantités plus ou moins importantes de sels de différents acides organiques, lesquels, étant faiblement électrolytes, influenceront la détermination de l'alcalinité totale, en majorant sa valeur. Comme la valeur correspondante à la teneur d'une eau en ions bicarboniques est précisément l'équivalent de l'alcalinité totale, il est évident que parfois les données des certaines analyses se rapportant à la teneur en ions bicarboniques, devront être considérées comme étant en réalité moindres que celles qui y sont consignées.

Tenant compte de cette réserve, et aussi du fait que dans nos analyses la teneur en sodium (et quelquefois de potassium, là où ces deux constituants chimiques sont donnés ensemble) est calculée par différence, nous concluerons que nous ne pouvons pas savoir la teneur réelle en bicarbonate de sodium de Jârlău, en nous basant sur les données analytiques respectives.

Cependant, l'eau de ce lac, bien qu'elle soit faiblement saline, ne peut pas être rangée parmi les eaux douces habituelles, parce que ses caractéristiques chimiques sont différentes de celles de ces dernières. Ainsi la valeur de 29,651, du rapport entre les équivalents de sodium (les ions de potassium inclus) et ceux de calcium $\left(\frac{Na\cdot}{Ca\cdot\cdot}\right)$ ainsi que la valeur de 9,252 du rapport entre les équivalents des ions sulfuriques et des ions de calcium $\left(\frac{SO''_4}{Ca\cdot\cdot}\right)$ étant pour ce lac beaucoup plus grand que l'unité, il résulte que l'on ne pourra jamais considérer cette eau comme une eau douce, ni comme une douce plus ou moins concentrée. On arrive à la même conclusion, si l'on considère les valeurs 0,510 et 1,653, des rapports $\frac{Cl'}{Na\cdot}$ (dans ce cas $\frac{Cl'}{Na\cdot+K\cdot}$) et $\frac{Cl'}{SO''_4}$. Dans ces rapports on a toujours englobé les équivalents du brome et de l'iode dans ceux du chlore. Nous avons montré ailleurs que pour les eaux douces courantes ces rapports ont en moyenne les valeurs suivantes:

Institutul Geologic al României

TABLEAU X

Rapport	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$
Valeur moyenne pour les eaux douces	0,043	0,199	0,171	0,703

La salinité si réduite de ce lac, est due au fait qu'il reçoit de la vallée de Bătrâna et ses affluents, d'importantes quantités d'eaux météoriques, et si celles-ci se salinisent légèrement avant de pénétrer dans le lac, la salinité acquise est d'une autre nature que celle habituelle aux eaux douces.

Les eaux des autres lacs de ce groupe sont plus salines: Balta Amară a 10,77, Balta Albă 13,55 et Câineni 30,07 gr. de sels par kg. Entre tous, seul Câineni peut être considéré comme un lac salé; mieux isolé que les autres, ses eaux ont pu se saliniser plus fortement.

Si nous passons à l'examen de la nature de la salinité, nous constatons que, dans l'équilibre chimique des eaux des lacs de ce groupe — à l'exception de Jârlău, sur les données analytiques duquel ont été faites les réserves ci-dessus — le chlore prédomine dans une mesure plus grande que dans l'équilibre salin des lacs de la Ialomița. Même constatation pour le sodium: ce constituant a d'ailleurs un rôle encore plus important que le chlore pour les lacs de ce groupe, sauf Balta Albă.

La valeur des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ (déduite toujours des équivalents; voir tableau XI) étant plus grande pour les lacs situés le long du Buzău que pour ceux longeant la Ialomița, nous amène à la conclusion que, dans Jârlău, Câineni, Balta Albă et Balta Amară, on trouve, proportionnellement à leur degré de salinité, plus de chlorure de sodium que dans les eaux de Fundata, Amara et Strachina. En échange, il est évident que les sulfates s'y trouveront en quantités plus réduites que dans ces derniers.

TABLEAU XI

Les valeurs des rapports existants entre certains constituants chimiques des eaux des lacs situés le long du Buzău et de la Ialomița

	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Na^{\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$
Lac Jârlău	3,826	29,651	9,252	0,312	1,166	1,535	0,510
» Câineni . . .	2,534	16,152	8,800	0,544	1,381	1,651	0,899
» Balta Amară .	6,609	37,713	13,540	0,359	2,373	2,111	0,758
» Balta Albă . .	16,655	230,177	32,381	0,140	1,920	6,162	0,866
» Fundata . . .	3,357	168,202	114,500	0,680	2,283	0,826	0,562
» Amara . . .	1,879	43,311	35,323	0,816	1,522	0,862	0,703
» Strachina . .	2,218	8,767	6,360	0,725	1,609	1,172	0,776

Institutul Geologic al României

D'autre part, du fait que le rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ a pour l'eau de Câineni une valeur moindre (1,651) que pour Balta Amară (2,111) ou pour Balta Albă (6,162), on peut déduire que, dans la salinité de l'eau de Câineni, les sulfates se trouvent dans une mesure plus élevée que dans celle des autres lacs.

La considération des valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Na\cdot}$, $\frac{Na\cdot}{Mg\cdot\cdot}$ et $\frac{SO''_4}{Mg\cdot\cdot}$ nous fournit des conclusions utiles autant sur la nature des sulfates que sur les variations de la teneur des différents sulfates. La valeur 0,544 du rapport $\frac{SO''_4}{Na\cdot}$ pour Câineni, 0,359 pour Balta Amară, 0,312 pour Jârlău et 0,140 pour Balta-Albă, nous montre que le constant excès d'ions de sodium sur les ions sulfuriques, qui existe toujours dans l'eau de ces quatre lacs, est cependant plus petit pour Câineni, et plus grand pour Jârlău, Balta Amară et Balta-Albă, surtout pour ce dernier. Le rapport $\frac{Mg\cdot\cdot}{Na\cdot}$ a, par contre, une valeur plus faible (2,566) pour Câineni, et plus grande pour les autres: 3,826 pour Jârlău, 6,609 pour Balta Amară et 16,655 pour Balta Albă. Ce fait démontre que l'excès d'ions de sodium sur ceux de magnésium est également plus fort pour Balta Albă et moins fort précisément pour Câineni.

Si nous suivons aussi les valeurs des rapports qui existent entre les équivalents des ions sulfuriques et ceux des ions de magnésium, nous constatons que: *a)* les ions sulfuriques sont constamment en excès sur ceux de magnésium, ce qui signifierait que les eaux de ces lacs doivent contenir d'autres sulfates que ceux de magnésium, et *b)* que, cette fois, l'excès est moins prononcé pour Balta Albă que pour Balta Amară; encore moins pour Câineni.

D'ailleurs les proportions dans lesquelles les ions de $Mg\cdot\cdot$, $Na\cdot$ et SO''_4 participent á la salinité des eaux de ces lacs montrent que, aussi bien ici que n'importe quel autre lac de steppe, on trouvera du sulfate de sodium à côté du sulfate de magnésium. Dans les eaux de Câineni, il est probable que le sulfate de calcium se trouve en proportion beaucoup plus grande que dans les eaux douces.

Maintenant, si nous confrontons la signification que présente, pour ces trois lacs, la valeur des rapports $\frac{SO''_4}{Na\cdot}$, $\frac{Na\cdot}{Mg\cdot\cdot}$ et $\frac{SO''_4}{Mg\cdot\cdot}$, avec celle du rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$, nous concluerons que, indépendamment du degré de salinité, on doit trouver encore dans ces eaux:

a) Dans Balta Amară et surtout dans Balta Albă, plus de chlorure de sodium que dans Câineni, dans lequel il y a, en revanche davantage de sulfates.

Institutul Geologic al României

b) dans Balta Albă et surtout Balta Amară, il y a plus de sulfate de sodium que de magnésium, tandis que dans Câineni, il y a moins de sulfate de sodium que de magnésium.

La présence de petites quantités de nitrates, dans l'eau du Jârlău et de la Balta Amară, est certainement redevable à la pénétration dans ce lac des eaux phréatiques de la région environnante dans laquelle se trouvent plusieurs localités.

COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX PHRÉATIQUES DE LA RÉGION VOISINE DE CES LACS

Afin de voir s'il existe ou non des rapports de dépendance entre la composition chimique des eaux des lacs de Jârlău, Câineni, Balta Amară ou Balta Albă, et la composition de l'eau phréatique de leurs voisinages, on a analysé l'eau d'une série de puits alimentés par ces nappes.

Dans la région, et spécialement autour de Jârlău, il y a de nombreuses localités: les communes de Jârlău, Slobozia-Galbenu, Andreești-Hoinari, Drogu et Vișani; autour de Balta Amară, les communes de Plăsoiu, Stăvărești et Amara; autour de Balta Albă, Balta Albă-village et Balta Albă-bains. À l'exception de Slobozia-Galbenu et de Balta-Albă (village), on a pris des échantillons d'eau de puits dans toutes les autres localité. On a analysé également l'eau d'un puits à Câinenii Vechi, localité située entre le lac Câineni et la rive du Buzău.

En même temps, on a mesuré la profondeur totale des puits, ainsi que la profondeur du niveau de l'eau.

On sait qu'une nappe d'eau est déterminée par son niveau de drainage et par son niveau piézométrique. La plupart des puits étant creusés d'une façon primitive, leurs fonds sont souvent recouverts par les éboulis des parois. Par ce fait, leur fond se trouvera au-dessus du fond primitif et donc la profondeur totale du puits ne correspond presque jamais au niveau de drainage de la nappe exploitée. La profondeur du niveau de l'eau, mesurée après quelque temps de repos du puits, est assez proche du niveau piézométrique réel de la nappe aquifère.

Les données des analyses 8—17 (tableaux XII et XIII) représentent leur composition chimique. La localité Jârlău, d'où l'on a commencé la prise d'échantillons, est située sur la rive S du lac du même nom, et, à son extrémité W. Son altitude est d'environ 56 m.: légèrement relevée vers l'W et plus basse vers l'E. Le niveau de l'eau de Jârlău se trouve à la côte de 44 m. On a récolté l'eau des trois puits que nous numérotons 1, 2 et 3[1]). Les numéros 1

[1]) Pour une exacte identification sur le terrain de tous ces puits, voir aussi l'index de la fin.

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	8		9	
	No. du puits	1		2	
	Localité	Jârlău		Jârlău	
	Profondeur totale	10,80 m.		11,20 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau .	9,80 »		9,80 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Clore . . . . . Cl′	1.0761	30,347	0,6714	18,934
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,6745	10,877	1,3475	11,731
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,9486	19,748	0,7517	15,649
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	0,4496	7,369	0,8267	13,552
Cations	Sodium+Potassium . $Na·+K·$	0,6204	26,937	0,3508	15,251
	Ammonium . . . . . $NH·_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . Ca··	0,3509	17,514	0,2544	12,699
	Magnésium . . . . . Mg··	0,2905	23,890	0,5097	41,916
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	4,4405	136,682	4,7122	139,732

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.
Anions	Chlore . . . . . Cl′	24,234	22,203	14,248	13,550
	Nitrique . . . . . NO'_3	15,189	7,959	28,596	15,552
	Sulfurique . . . . . SO''_4	21,363	14,448	15,952	11,199
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	10,125	5,391	17,546	9,698
Cations	Sodium+Potassium . $Na·+K·$	13,972	19,708	7,444	10,914
	Ammonium . . . . . $NH·_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	7,902	12,814	5,398	9,088
	Magnésium . . . . . Mg··	6,542	17,478	10,816	29,998
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . SiO_3H_2	0,673	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XII

10		11		12	
3		4		5	
Jârlău		Andreești-Hoinari		Drogu	
9,95 m. 7,50 »		4,00 m. 0,80 »		7,00 m. 6,60 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
0,1665	4,695	0,7135	20,121	0,8515	24,013
0,1580	2,548	0,5650	9,007	2,4729	39,879
0,4279	8,908	0,9656	20,102	2,7743	57,755
0,6854	11,234	0,9326	15,286	0,4753	7,791
0,3706	16,113	0,8860	38,521	0,9553	41,532
absent	—	absent	—	absent	—
0,0647	3,229	0,1379	6,883	0,7629	38,078
0,0978	8,043	0,2324	19,112	0,6059	49,828
—	—	—	—	—	—
0,0091	—	0,0194	—	0,0156	—
1,9800	54,770	4,4524	129,032	8,9137	258,876

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
8,409	8,573	16,025	15,594	9,553	9,276
7,980	4,652	12,689	6,980	27,746	15,404
21,611	16,264	21,687	15,579	31,124	22,310
34,616	20,511	20,946	11,847	5,332	3,010
18,717	29,420	19,900	29,854	10,717	16,044
—	—	—	—	—	—
3,268	5,895	3,097	5,334	8,558	14,708
4,939	14,685	5,220	14,812	6,797	19,247
—	—	—	—	—	—
0,460	—	0,436	—	0,176	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	13		14	
	No. du puits	6		7	
	Localité	Vişani		Câinenii Vechi	
	Profondeur totale	5,00 m.		10,50 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau .	2,00 »		8,60 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	1,5966	45,119	1,4606	41,179
	Nitrique . . . . . NO'_3	1,9960	33,706	2,1205	34,196
	Sulfurique . . . . . SO''_2	0,7747	16,128	1,6128	33,576
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	0,7682	12,591	0,6246	10,233
Cations	Sodium+Potassium. . $Na\cdot+K\cdot$	1,1050	48,404	0,9081	39,487
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,5074	25,325	0,7390	36,885
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,4112	33,815	0,5206	42,812
	Fer . . . . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	7,1591	215,088	7,9862	238,368

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	22,302	20,976	18,289	17,275
	Nitrique . . . . . NO'_3	27,880	15,672	26,552	14,346
	Sulfurique . . . . . SO''_4	10,821	7,498	20,195	14,086
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	10,730	5,854	7,821	4,293
Cations	Sodium+Potassium . . $Na\cdot+K\cdot$	15,436	22,504	11,371	16,565
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	7,087	11,774	9,253	15,474
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	5,794	15,722	6,518	17,960
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XIII

15		16		17	
8		9		10	
Plăsoiu		Balta Albă (bains)		Balta Albă (bains)	
11,45 m. 10,30 »		17,30 m. 16,25 »		11,90 m. 9,80 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
0,1445	4,075	0,0247	0,696	1,2857	36,256
0,0547	0,882	—	—	0,0060	0,097
0,1489	3,101	0,1831	3,812	1,5878	33,056
0,6755	11,072	0,5833	9,561	0,4702	7,707
0,2148	9,349	0,1575	6,849	0,9298	40,425
absent	—	0,0040	0,222	absent	—
0,0950	4,742	0,0575	2,870	0,3362	16,781
0,0614	5,049	0,0502	4,128	0,2366	19,910
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,3948	38,260	1,0630	28,138	4,8523	154,232

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.
10,360	10,651	23,305	2,473	26,495	23,508
3,922	2,305	—	—	0,123	21,421
10,675	8,105	17,268	13,547	32,724	0,063
48,430	28,939	55,012	33,980	9,690	4,997
15,400	24,410	14,854	24,341	19,161	26,211
—	—	0,377	0,789	—	—
6,810	12,394	5,432	10,199	6,929	10,880
4,402	13,199	4,735	14,671	4,876	12,909
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

et 2 se trouvent vers le centre de la localité (No. 2, près du lac) et No. 3 vers la sortie W. Le niveau piézométrique de l'eau des No. 1 et 2, est approximativement le même: 46,20 m.; celui de l'eau du No. 3 est d'au moins 48,50 m. Il est évident que les puits No. 1 et 2 puisent leurs eaux à la même nappe dont le niveau de drainage est, probablement, au niveau du lac, en tous cas, très voisin à celui-ci. Le puits No. 3 exploite très probablement une nappe aquifère supérieure.

La salinité de leurs eaux est différente; elle varie suivant la nappe aquifère puisée. Le degré de salinité des puits No. 1 et 2 est, respectivement, de 4,373 et de 3,983 gr. sels par lt., tandis que celle du puits No. 3 est de 1,681 gr. D'ailleurs, il est bien connu dans cette localité que seuls les puits situés à l'W, ont une eau agréable (celle du No. 3 est la meilleure !); les eaux des puits du centre, de l'E et du S, sont mauvaises. Remarquons encore, d'après les dires des habitants, qu'à 3 km. au S de la localité, on trouve des puits dont l'eau est plus mauvaise encore, si mauvaise que les animaux eux-mêmes refusent de la boire.

Dans la localité Andreești-Hoinari, qui se trouve sur la rive N du lac, vis-à-vis de la commune de Jârlău, à la côte de 45—50 m., on a récolté de l'eau dans un puits situé au SE et à 150 m. environ du lac. La profondeur totale de ce puits est de 4 m. (probablement inférieure au niveau du lac) et la profondeur du niveau de l'eau est de 0,80 m. sulement. Le degré de salinité de cette eau est de 4,4524 gr. de sels par lt.

Dans la localité Drogu, située toujours sur la rive N du lac Jârlău, à la côte de 50 m., on a récolté l'eau dans un puits situé sur la route qui traverse le villages de l'W à l'E. Sa profondeur totale est de 7 m., celle du niveau de l'eau à 6,60 m. Sa salinité est encore plus élevée que celle des puits précédents; elles est de 8,9737 gr. sels par lt.

La localité Vișani est située à environ 400 m. de l'extrémité E du lac et très proche de la rivière Buzău, qui lors des grandes crues arrive jusqu'au village. Son altitude est inférieure à 50 m. La profondeur totale du puits d'où provient l'échantillon est de 5 m., celle du niveau de l'eau de 2 m. Le niveau de l'eau du lac se trouvant à la côte de 44 m., il résulte que le fond du puits se trouve à une côte très proche de celle-là. La salinité de son eau est de 7,1591 gr. de sels par lt.

On voit donc que le degré de salinité des eaux de ces puits varie de l'un à l'autre et que, à l'exception du No. 3, les eaux de tous les autres ont un degré de salinité plus fort que celui de l'eau du lac Jârlău.

La composition chimique de l'eau diffère également d'un puits à l'autre; c'est le cas même pour les No. 1 et 2, qui puisent à la même nappe aquifère.

Une caractéristique chimique intéressante des eaux de ces puits est leur teneur élevée en nitrates. Le rôle des ions nitriques dans la formation de l'équilibre chimique salin de ces eaux est si grand que, pour les puits No. 1

Institutul Geologic al României

et 4, il dépasse même celui du chlore. Nous insisterons plus tard sur l'importance et sur les conséquences de ce fait, qui paraît général pour toute la région plus habitée de la Plaine Roumaine. Pour le moment, dans les discussions sur les différences existant entre la composition chimique des eaux des lacs et celle des eaux phréatiques, nous ferons abstraction de l'ion nitrique; car il est fort probable que son intrusion dans l'équilibre chimique salin des eaux de puits, n'a eu de repercussions que sur la valeur des pourcents avec lesquels certains ions acides, tels que: le Cl′ et le SO''_4, prennent part à la formation de cet équilibre, et non pas sur le rapport préexistant entre ces ions.

Pour nous rendre mieux compte de la composition chimique de ces eaux, il faut suivre dans le tableau XIV la valeur des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{Cl'}{Na\cdot}$, déduits des équivalents, autant pour le lac de Jârlău que pour les eaux des puits étudiés.

Les données respectives nous montrent que la valeur du rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ pour l'eau phréatique locale, est absolument différente de celle de l'eau des lacs; dans certains cas, elle est plus forte, dans d'autres elle est plus réduite. Si, dans le cas du puits No. 3, le rapport a une valeur (1,536) assez rapprochée de celle du lac de Jârlău (1,653), ce n'est qu'une simple coincidence, car le niveau de la nappe qui alimente ce puits est plus élevé que celui du lac.

La valeur du rapport $\frac{Cl'}{Na\cdot}$ diffère encore davantage. Pour le Jârlău, ainsi que pour les puits 2, 3, 4, 5 et 6, la valeur du rapport est inférieure à l'unité. Cela signifie que dans cette eau, le sodium dépassant le chlore, il doit engendrer, en dehors du chlorure de sodium, un autre sel de sodium; le sulfate sans doute. Dans l'eau des puits No. 1 et 2, ce rapport ayant une valeur supérieure à l'unité, il s'ensuit que dans l'eau de ces deux puits, la teneur en chlore dépassant celle en sodium, le chlore devra former d'autres sels de sodium que le ClNa: certainement du Cl_2Mg et du Cl_2Ca.

La salinité des eaux de ces puits — et nous allons voir qu'il en est de même pour la plupart des puits du Bărăgan — ne correspond donc pas à celle des eaux douces; cela, autant par le degré de salinité que par la nature chimique de la salinité. Les valeurs des rapports $\frac{Na\cdot}{Ca\cdot\cdot}$, $\frac{SO_4''}{Ca\cdot\cdot}$ et $\frac{Cl'}{Na\cdot}$ lesquelles, pour ces puits, sont si différentes de celles correspondantes aux eaux douces (voir tableau XIV), confirment ce fait.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XIV

Tableau comparatif des valeurs des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$, $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$, $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ *et* $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ *dans les eaux douces, le lac de Jârlău et les puits de son alentour*

	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$
Eau douce	0,171	0,703	0,199	—	0,043
Lac Jârlău	1,635	0,510	9,252	3,826	25,651
Puits No. 1 . . .	1,536	1,127	2,255	1,129	1,540
» » 2 . . .	1,210	1,241	1,255	0,364	1,201
» » 3 . . .	0,527	0,291	5,517	1,997	4,974
» » 7 . . .	1,001	0,522	2,920	2,016	5,596
» » 5 . . .	0,416	0,578	1,517	0,815	1,091
» » 6 . . .	2,792	0,932	0,637	1,431	1,911

Tout cela montre bien que, malgré la forte évaporation locale, la salinité de l'eau du lac de Jârlău est plus réduite que celle de l'eau phréatique des alentours, et que la nature de la salinité de ces deux catégories d'eaux est différente. Tenant compte que le lac reçoit d'importantes quantités d'eaux météoriques, il résulte également que la faible salinité du lac de Jârlău subit davantage l'influence des salinités étrangères à celles de l'eau phréatique.

Il est suffisant d'examiner les valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ pour nous convaincre que le lac de Jârlău s'alimente en ions de sodium et en ions sulfuriques par d'autres voies que les nappes phréatiques.

Si nous considérons aussi les données analytiques de l'eau des puits des localités Câineni, Plăsoiu et de Balta Albă (bains), nous arrivons à des constatations semblables:

1. Les eaux des puits diffèrent entre elles par le degré et par la nature de la salinité. Rappelons que les données analytiques des analyses 16 et 17 (tableau XIII) se réfèrent à deux puits de Balta Albă (bains) qui puisent leurs eaux à des nappes différentes: le premier (puits No. 9) à une nappe à un niveau piézométrique d'environ 24 m., le second (puits No. 10, creusé sur une pente et plus près du lac) puise son eau à une nappe à un niveau piézométrique de 31 m. L'eau du premier a seulement 1,06, le second 4,85 gr. sels au lt. d'eau.

2. Même dans leurs cas, on ne constate aucune continuité de composition chimique entre les eaux des nappes phréatiques et celle des lacs.

Institutul Geologic al României

LE LAC BATOGU DE LA LUNCA DU CĂLMĂȚUI

On a montré ailleurs que tout le long du bassin moyen de cette petite rivière, on trouve une série de lacs d'une superficie habituellement réduite et contenant des eaux légèrement salines. Seul le lac Batogu a une surface plus grande (environ 80 ha.) et une eau plus saline. On sait que ce lac occupe une ancienne boucle abandonnée du Călmățui. On a seulement analysé l'eau de ce lac (tableau XVI).

La salinité en est assez élevée: 31,27 gr. sels par lt. La nature chimique de la salinité diffère de celle de tous les lacs étudiés jusqu'à présent. En effet, la participation du sodium, du calcium et du magnésium dans la formation de l'équilibre chimique salin en est bien différente, à savoir: moins importante pour le sodium (29,036%) et beaucoup plus importante pour le calcium et le magnésium que pour tout autre lac. La participation du chlore (40,50) est beaucoup plus grande que celle du sodium. Nous devons en déduire que, indifféremment des possibilités de compensation des ions SO''_4 et HCO'_3 avec les ions alcalino-terreux ou avec les autres ions basiques, l'eau de ce lac doit contenir indubitablement du chlorure de magnésium et, fort probablement, du chlorure de calcium.

Le rapport $\frac{Cl'}{Na\cdot}$ a pour ce lac une valeur plus grande que l'unité (1,367) et pour les lacs étudiés jusqu'à présent une valeur une valeur moindre; en même temps, le rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ a, au contraire, une valeur plus petite que l'unité (0,608) pour le Batogu et supérieure à l'unité pour les autres lacs. On vérifié ainsi une fois de plus la constatation ci-dessus, c'est-à-dire que dans les eaux de Batogu se trouve du Cl_2Mg.

La valeur 2,146 — plus grande que l'unité — du rapport $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ pour l'eau de ce lac, malgré sa teneur élevée de calcium, nous montre que dans ce lac de Batogu on trouve aussi d'autres sulfates que le sulfate de calcium.

De même, du fait que les rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{Na\cdot}{Mg^{\cdot\cdot}}$ ont pour ce lac le premier la valeur la plus élevée, et le second une valeur moindre que pour n'importe quel autre lac étudié jusquà présent, nous déduisons que les eaux de ce lac doivent contenir, à côté du chlorure de magnésium, aussi du sulfate de magnésium.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XV

Analyse (No. 18) de l'eau du lac Batogu

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl′	15,4903	436,878
	Brome . . . . . Br′	0,0161	0,201
	Iode . . . . . I′	0,00017	0,001
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	5,1135	106,463
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,1302	2,134
Cations	Potassium . . . . . K·	0,0434	1,110
	Sodium . . . . . Na·	7,3563	319,838
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	0,9937	49,600
	Magnésium . . . . . Mg··	2,1295	175,129
	Fer . . . . . Fe··	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0068	—
	Total . . .	31,27997	1091,354

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl′	49,521	100,000	40,032	100,000
	Brome . . . . . Br′	0,051	0,104	0,018	0,046
	Iode . . . . . I′	0,001	0,001	—	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	16,347	32,993	9,754	24,367
	Carbonique . . . . . HCO'_3	0,416	0,840	0,196	0,489
Cations	Potassium . . . . . K·	0,139	0,280	0,102	0,254
	Sodium . . . . . Na·	23,518	47,463	29,306	73,210
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	3,178	6,411	4,545	11,353
	Magnésium . . . . . Mg··	6,800	13,740	16,047	40,086
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,021	0,044	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX PHRÉATIQUES DES ENVIRONS DU LAC DE BATOGU

La région voisine du lac est recouverte en grande partie de terres salées. On a analysé seulement les eaux de quelques puits situés au S du lac: de 5 puits de la commune de Batogu (à 400—500 m. ESE du lac) et de 3 puits de la commune Cireșu (située à 7 km. au S du lac). La composition chimique de ces eaux est donnée dans les tableaux XVI, XVII et XVIII).

Les données consignées dans ces tableaux montrent que le degré de salinité de ces eaux est assez rapproché pour les puits de Cireșu, et fort varié pour ceux de Batogu. Dans les puits de la première localité, la teneur en sels varie entre 3,5 et 3,7 gr., tandis que dans ceux de la seconde, elle varie entre 1,78 et 6,52 gr. L'eau la moins saline provient d'un puits creusé à l'entrée S de la localité, dans un « buzoel » (vieux cours du Călmățui). D'ailleurs, il est bien connu dans la région, que les puits creusés le long et à l'intérieur de ces vieux lits ont presque toujours une eau meilleure que celle des puits du dehors ou de ceux situés entre leurs circonvolutions. Le puits à l'eau la plus saline (celle ayant 6,528 gr. par lt.) se trouve dans l'E de la localité, à la lisière des terres salées.

En examinant la nature chimique de la salinité de l'eau de ces puits, comparativement à celle de l'eau du lac de Batogu, nous constaterons de nouveau que, la composition chimique des eaux de puits est tout à fait différente, non seulement par rapport au lac, mais également par rapport à chacun de ces puits.

Pour cela, il est suffisant de suivre les valeurs de certains rapports étudiés jusqu'à présent, aussi bien pour le lac de Batogu, que pour les puits en question (voir tableau IX).

Ainsi, les valeurs du rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$, toujours supérieures à l'unité, démontrent que, dans l'eau phréatique, autant que dans l'eau du lac, les chlorures se trouvent en proportions plus importantes que les sulfates, surtout dans cette dernière.

Les eaux de ces puits, à l'exception du No. 11 (celui creusé dans l'ancien lit de Călmățui) et du No. 16 (commune Cireșu), présentent des caractéristiques chimiques plus ou moins communes, qui sont différentes de celles des eaux du lac de Batogu; ceci parce que pour tous la teneur en ions de sodium dépasse celle des ions de chlore et de magnésium. Dans les eaux des No. 11 et 16, on constate, par contre, une certaine similitude avec les eaux du lac, à savoir: la teneur en ions de sodium est dépassée par celle de ions de chlore et, en ce qui concerne l'excès des ions de sodium par rapport aux ions de magnésium, celui-ci est beaucoup plus petit pour les deux puits que pour le lac. Il est donc évident que dans l'eau des puits No. 11 et No.

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	19		20	
	No. du puits et localité	11, de Batogu		12, de Batogu	
	Profondeur totale	4,90 m.		5,75 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau .	3,00 »		4,40 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,3073	8,667	1,1666	32,953
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,2961	4,775	0,1748	2,815
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,1851	3,854	0,8969	18,500
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	0,5092	8,346	0,4155	6,810
Cations	Sodium+Potassium . $Na\cdot+K\cdot$	0,1625	7,064	0,7906	34,374
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,2562	12,788	0,3244	16,194
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0704	5,790	0,1278	10,510
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	traces	—	—	—
	Total . . .	1,7868	51,284	3,8966	122,156

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	17,198	16,899	29,940	26,976
	Nitrique . . . . . NO'_3	16,572	9,371	4,486	2,306
	Sulfurique . . . . . SO''_4	10,359	7,514	23,017	15,143
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	28,499	16,275	10,663	5,575
Cations	Sodium+Potassium . $Na\cdot+K\cdot$	9,094	13,766	20,289	28,140
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	14,338	24,935	8,325	13,257
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,940	11,290	3,280	8,603
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XVI

21		22		23	
13, de Batogu		14, de Batogu		15, de Batogu	
2,35 m. à la surface du terrain		4,75 m. 4,40 »		5,40 m. 4,00 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
0,8475	23,800	0,8743	24,656	2,4729	69,735
0,0191	0,308	0,3224	5,199	0,3224	5,199
0,5036	10,483	0,8763	18,243	0,9483	19,742
0,5193	8,512	0,5970	9,785	0,5970	9,785
0,6012	26,138	0,8413	36,580	1,6762	78,875
absent	—	absent	—	absent	—
0,1951	9,738	0,1894	9,453	0,3244	16,191
0,0891	7,327	0,1441	11,850	0,1872	13,395
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
traces	—	—	—	—	—
—	—	3,8448	115,766	6,5284	208,922

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
30,541	27,660	22,740	21,298	37,878	33,379
0,688	0,356	8,386	4,492	4,938	2,489
18,148	12,133	22,792	15,758	14,526	9,449
18,715	9,851	15,527	8,452	9,145	4,683
21,666	30,250	21,881	31,598	25,674	34,881
—	—	—	—	—	—
7,031	11,270	4,926	8,166	4,969	7,760
3,211	8,480	3,748	10,236	2,867	7,369
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TABLEAU XVII

		No. de l'analyse	24		25	
		No. du puits et localité	16, de Cireşu		17, de Cireşu	
		Profondeur totale	5,35 m.		4,50 m.	
		Profondeur du niveau de l'eau	4,40 »		2,60 »	
			Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions		Chlore Cl'	1,0500	29,610	0,6897	19,450
		Nitrique NO'_3	0,5750	9,273	0,1948	3,141
		Sulfurique SO''_4	0,5250	10,930	0,3871	8,059
		Bicarbonique HCO'_3	0,3522	5,773	1,2597	20,647
Cations		Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	0,5896	26,634	0,7803	33,924
		Ammonium $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
		Calcium $Ca\cdot\cdot$	0,2301	11,485	0,1329	6,633
		Magnésium $Mg\cdot\cdot$	0,2124	17,467	0,1306	10,740
		Fer $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
		Acide métasilicique SiO_3H_2	—	—	0,0265	—
		Amidogène NH_2	—	—	—	—
		Total	3,5343	111,172	3,5816	—

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.
Anions		Chlore Cl'	29,516	26,635	19,257	18,958
		Nitrique NO'_3	16,163	8,341	5,439	3,062
		Sulfurique SO''_4	14,754	9,832	10,808	7,855
		Bicarbonique HCO'_3	9,901	5,192	35,171	20,125
Cations		Sodium + Potassium $Na\cdot+K\cdot$	17,226	23,956	1,785	33,067
		Ammonium $NH\cdot_4$	—	—	—	—
		Calcium $Ca\cdot\cdot$	6,468	10,331	23,711	6,465
		Magnésium $Mg\cdot\cdot$	5,270	15,713	3,646	10,468
		Fer $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
		Acide métasilicique SiO_3H_2	—	—	0,182	—
		Amidogène NH_2	—	—	—	—
		Total	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TABLEAU XVIII

Analyse (No. 26) de l'eau du puits No. 18

Commune Cireşu. Profondeur totale 3,85 m ; profondeur du niveau de l'eau 2,45 m.

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,7946	22,408
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,2048	3,303
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,3448	7,178
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	1,2358	20,256
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot + K\cdot$	1,0799	46,961
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0364	1,817
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0531	4,367
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,00015	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—
	Total . . .	3,74955	106,290

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	21,192	100,000	21,083	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	5,462	26,374	3,107	14,740
	Sulfurique . . . . . SO''_4	9,196	43,393	6,753	32,029
	Carbonique . . . . . CO'_3	39,959	155,529	19,057	90,384
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot + K\cdot$	28,800	136,059	44,182	209,550
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,971	4,581	1,709	8,107
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,416	6,683	4,109	19,486
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,004	0,020	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

16, on trouvera, de même que dans celle du lac, certaines quantités de Cl_2Mg.

Les autres rapports ont des valeurs qui varient trop fortement d'un cas à l'autre pour pouvoir en tirer des conclusions, soit que l'on considère les valeurs correspondantes à l'eau des puits, soit que l'on compare celles-ci à celles correspondantes à l'eau du lac.

TABLEAU IX

La valeur des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{SO''_4}{Ca'}$, $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ et $\frac{Na.}{Mg^{\cdot\cdot}}$ *pour le lac de Batogu et quelques puits de ses environs*

	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$
Lac Batogu . . .	6,448	2,146	4,106	1,367	1,927
Puits No. 11 . .	0,540	0,308	2,249	1,227	1,220
» » 12 . . .	2,123	1,142	1,781	0,959	3,271
» » 13 . . .	2,747	1,072	2,278	0,914	3,486
» » 15 . . .	3,869	1,929	1,349	0,674	3,087
» » 15 . . .	4,501	1,219	3,352	0,957	4,734
» » 16 . . .	2,319	0,952	2,709	1,112	1,525
» » 17 . . .	5,115	1,215	2,413	0,573	3,151
» » 18 . . .	25,836	3,950	3,122	0,477	10,754

Il résulte donc que, dans ce cas également, il n'est pas possible d'établir de relation précise entre la composition chimique des eaux du lac et celle des eaux phréatiques de ses environs.

La nappe qui alimente ces puits se trouve certainement sous les alluvions de Călmățui; au-dessus d'elle, il y en a d'autres, beaucoup plus salines et de ce fait, inutilisables. Ces dernières sont en liaison directe avec les terres salées du voisinage.

LACS ET EAUX PHRÉATIQUES DE LA LUNCA DU SIRET

Bien que le Siret limite le Bărăgan au NE seulement, et que les lacs étudiés par nous, Negru et Viișoara, se trouvent à la gauche du Siret, donc en dehors du Bărăgan, nous nous en occuperons cependant parce que la salinité plus ou moins élevée de leurs eaux démontre la continuité du phénomène de salinisation des lacs. De même, on a analysé l'eau de deux puits de la région voisine.

Le lac Negru est situé dans une partie plus élevée de la « lunca » du Siret, à une altitude moindre de 20 m. Il occupe une dépression presque plate et

Institutul Geologic al României

peu profonde, qui collecte les eaux de ruissellement des surfaces environnantes, plus élevées. Sa profondeur maximum pendant la période de la récolte des échantillons a été approximativement de 0,25 m., et sa surface d'environ 15 ha. Tout le long de ses rives se développe une abondante végétation halophile, spécialement de *Salicornia*. À l'intérieur du lac, se développent aussi différentes espèces de *Scirpus* et de *Carex*.

Le tableau No. XX comprend les données analytiques concernant la composition chimique de l'eau de ce lac. Il en résulte que son eau est assez saline (17,60 gr. par lt.). Quant à sa composition chimique, il est à remarquer que cette eau renferme beaucoup de substances organiques. L'azote se trouve ici sous trois de ses combinaisons les plus simples: amidogénique, amoniacale et nitrique. Ce fait denote que l'eau est le siège d'une intense activité biotique. D'ailleurs, le lac était peuplé par de très nombreux individus de *Vanellus Vanellus L.* Il est certain que la substance organique, dont la teneur est importante, a du influencer, par ses composants à l'état d'oxydation maximum, le dosage de l'alcalinité totale, c'est à-dire la donnée de la teneur en ions bicarboniques. Par suite la teneur en $Na^{\cdot} + K^{\cdot}$ est également douteuse, car ces deux composants chimiques sont, dans cette analyse, déduits par différence. En conséquence, si nous faisons abstraction, pour le motif indiqué ci-dessus, de la teneur élevée en bicarbonate de sodium, nous constatons que la salinité de cette eau est formée presqu'exclusivement de chlorure de sodium, les sulfates s'y trouvent en quantité réduite. La valeur des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ qui est moindre que l'unité pour les eaux douces, est respectivement de 22,464 et 278,822 pour ce lac.

Le lac de Viișoara est situé à environ 1,5 ou 2 km. à l'E du lac Negru, dans une partie plus base de la lunca du Siret. Il a une surface de 30 ha. Ses eaux poissonneuses, proviennent des crues du printemps du Siret, qui renouvellent complètement l'eau du lac.

Dans le tableau No. XXI on trouve les données analytiques respectives. Nous pouvons en déduire que l'eau moins saline du Siret, qui reste dans le lac après les crues, subit à la fois une concentration et une transformation chimique.

Le degré de salinité de son eau est de 2,3266 gr., donc au moins de 2 à 3 fois plus concentrée que l'eau du Siret. D'autre part, bien que nous ne connaissons pas la composition moyenne des eaux du Siret, nous pouvons affirmer que le rôle réduit joué par les ions sulfuriques et ceux de calcium dans la formation de l'équilibre chimique salin de l'eau du lac, ainsi que celui plus élevé de ceux de chlore et de sodium, n'est qu'une conséquence d'une transformation chimique paraissant due plutôt à une activité biotique, qu'à la pénétration de certains sels de l'extérieur. Cette conclusion se trouve averée par suite de l'examen des valeurs des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ qui sont les plus

Institutul Geologic al României

TABLEAU XX

Analyse (No. 27) de l'eau du lac Negru

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	6,2146	175,256
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0061	0,098
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,3746	7,768
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	5,0264	82,388
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	5,7559	250,251
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,0006	0,013
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0180	0,898
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1746	14,359
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique. . . . . SiO_3H_2	0,0284	—
	Total . . .	17,6018	531,082

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	35,307	100,000	33,000	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,035	0,981	0,018	0,056
	Sulfurique . . . . . SO''_4	2,128	6,028	1,469	4,450
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	28,556	80,882	15,513	47,010
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	32,700	96,620	47,121	142,793
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,003	0,009	0,006	0,019
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,102	0,289	0,169	0,512
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,992	2,683	2,704	8,193
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,161	0,468	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXI

Analyse (No. 28) de l'eau du lac Viişoara

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	1,1419	32,203
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,1209	2,517
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,2806	4,599
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	0,7416	32,242
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,0054	0,299
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0689	3,439
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0406	3,3x9
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0234	—
	Total . . .	2,3267	78,638

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équival. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	47,106	100,000	40,952	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	4,987	10,587	3,200	7,816
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	11,575	24,572	5,848	14,281
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	30,591	64,943	41,002	100,123
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,223	0,473	0,380	0,928
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,842	6,034	4,372	0,679
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,675	3,555	4,246	10,368
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,965	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

susceptibles d'être modifiées par les transformations provoquées par l'activité biotique. Dans le tableau XXII se trouve la valeur de ces rapports pour le lac Viișoara et (les moyennes) pour les cours importants d'Europe.

TABLEAU XXII

	Rap. $\frac{Cl'}{SO''_4}$	Rap. $\frac{SO''_4}{HCO'_3}$	Rap. $\frac{Cl'}{Na\cdot}$
Lac Viișoara	12,707	1,827	0,999
Valeur moyenne pour les eaux courantes	0,987	4,315	0,667

Sur la rive NW du lac Negru, il y a un puits dont la profondeur totale est de 3,90 m.; le niveau de son eau est à une profondeur de 1,95 m. Ce niveau est donc inférieur à celui du lac.

Le tableau No. XXIII montre la composition chimique de ce puits. En examinant ces données analytiques, nous remarquons qu'il n'existe aucune dépendance entre le degré de salinité, ou la composition chimique de l'eau phréatique qui alimente ce puits et le degré et la composition chimique de l'eau du lac Negru. Tout au plus si, par suite de la faible teneur de celle-ci en ions nitriques, l'on y peut admettre une influence du sol. La valeur du rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ est pour cette eau de 4,452, et celle du rapport $\frac{Cl'}{Na\cdot}$ de 1,396.

Dans le tableau No. XXIII se trouvent aussi les données analytiques se rapportant à la composition chimique de l'eau d'un puits (puits No. 20) de la localité Hanul Conachi, située à 2,5 km. au NE des lacs Negru et de Viișoara, et qui avait été creusé seulement un mois avant notre passage. La localité se trouve dans une région sablonneuse et peu peuplée; elle est plus haute que la « lunca » du Siret, à une altitude de 35 m. environ. Les données analytiques correspondent à celles des eaux phréatiques habituelles. Remarquons l'absence de nitrates.

LACS DES DÉPRESSIONS SANS AUCUNE DÉPENDANCE AVEC LES COURS DU BĂRĂGAN

Nous rappelons que, d'après leur situation géographique, les lacs de cette catégorie sont répartis en trois groupes bien distincts: l'un, comprenant les lacs Chichinețul, Plașcu, Tătaru, situés dans la plaine comprise entre la Ialomița et le Călmățui; l'autre, avec les lacs Ianca, Plopul, Movila Miresei et Lutul Alb, situés dans la plaine de Buzău et le troisième comprenant seulement le Lacul Sărat, situé sur une terrasse du Danube, la terrasse de Brăila.

La composition chimique de ces lacs est donnée dans les tableaux XXIV, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX et XXXI.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXIII

	No. de l'analyse	39		30	
	No. du puits et localité	19, bord W du lac Negru		20, de Hanul Conachi	
	Profondeur totale	3,90 m.			
	Profondeur du niveau de l'eau .	1,95 »			
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Mlliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl′	0,2063	5,818	0,1504	4,241
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0031	0,050	absent	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,0627	1,306	0,0697	1,451
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	0,5004	8,202	1,2202	20,800
Cations	Sodium + Potassium . $Na·+K·$	0,1605	6,976	0,1285	5,588
	Ammonium . . . . . $NH·_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . Ca··	0,1001	4,996	0,0235	1,173
	Magnésium . . . . . Mg··	0,0414	3,404	0,2302	18,932
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . . .	1,0745	30,752	1,8225	51,384

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.
Anions	Chlore . . . . . Cl′	19,200	18,919	8,252	8,253
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,288	1,469	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	5,835	4,248	3,824	2,824
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	46,571	26,671	66,951	38,923
Cations	Sodium + Potassium . $Na·+K·$	14,937	22,685	7,051	10,875
	Ammonium . . . . . $NH·_4$	—	—	—	—
	Calciu . . . . . Ca··	9,316	16,246	1,290	2,283
	Magnésium . . . . . Mg··	3,852	11,079	12,631	36,875
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXIV

Analise (No. 31) de l'eau du lac Chichineţul

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl′	1,6743	47,217
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	3,9477	82,184
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,4546	7,451
Cations	Potassium . . . . . K·	0,0704	1,801
	Sodium . . . . . Na·	2,5599	111,297
	Ammonium . . . . . NH'_4	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	0,0935	4,667
	Magnésium . . . . . Mg··	0,2321	19,087
	Fer . . . . . Fe··	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0083	—
	Total . . .	9,0408	273,704

Relation de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl′	18,519	100,000	17,251	100,00
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	43,667	236,053	30,027	174,056
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	5,028	27,151	2,722	15,780
Cations	Potassium . . . . . K·	0,779	4,205	0,658	3,814
	Sodium . . . . . Na·	28,315	152,890	40,664	235,717
	Ammonium . . . . . NH'_4	—	—	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	1,034	5,584	1,705	9,884
	Magnésium . . . . . Mg··	2,567	11,011	6,973	40,425
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,091	0,496	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXV

Analyse (No 32) de l'eau du lac Plaşcu

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	2.2986	64,823
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	3,2621	67,911
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,0008	0,025
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,2229	3,654
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0601	1,537
	Sodium. . . . . $Na\cdot$	2,1302	92,618
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,2189	10,926
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,3810	31,332
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0060	—
	Total . . .	8,5800	272,826

Relations de pourcentage

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 équivalents de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	26,788	100,000	23,760	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	38,016	141,739	24,892	104,739
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,009	0,035	0,009	0,038
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	2,598	9,698	1,339	5,637
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,700	2,615	0,563	2,371
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	24,827	92,672	33,948	142,877
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,551	9,523	4,005	16,854
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	4,440	16,575	11,484	48,335
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,071	0,304	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXVI

Analyse (No. 33) de l'eau du lac Tătaru

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	2,7475	77,489
	Brome . . . . . Br'	0,00058	0,007
	Iode . . . . . I'	0,00032	0.002
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	4,8637	101,251
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,0015	0,005
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,8470	13,883
Cations	Potassium . . . . . $Ka\cdot$	0,1016	2,598
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	3,3022	143,577
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,1578	7,876
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,4692	38,586
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0056	—
	Total . . .	12,49700	385,274

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	21,985	100,000	20,113	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,004	0,022	0,002	0,009
	Iode . . . . . I'	0,003	0,012	—	0,003
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	38,920	177,020	26,280	130,665
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,012	0,053	0,001	0,005
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	6,778	30,828	3,604	17,917
Cations	Potassium . . . . . $Ka\cdot$	0,813	3,698	0,674	3,353
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	26,425	120,192	37,267	185,283
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	1,263	5,743	2,044	10,584
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,755	17,077	10,015	49,795
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,044	0,203	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXVII

Analyse (No. 34) de l'eau du lac Ianca

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	16,4711	464,532
	Brome . . . . . Br'	0,00097	0,012
	Iode . . . . . I'	traces	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	5,8607	122,008
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,1254	2,202
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0247	0,632
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	9,5119	413,598
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	0,00014	0,008
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,8765	43,748
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,5907	130,838
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,00034	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—
	Total . . .	34,46245	1177,508

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	47,796	100,000	39,450	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,003	0,002	0,001	0,003
	Iode . . . . . I'	—	—	—	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	17,007	35,582	10,362	26,265
	Carbonique . . . . . HCO'_3	0,364	0,761	0,187	0,474
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,072	0,149	0,054	0,136
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	27,602	57,747	35,120	89,024
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	.....	0,001	0,001	0,002
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,543	5,321	3,715	9,417
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	4,611	9,659	11,110	28,161
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	0,001	0,002	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXVIII

Analyse (No. 35) de l'eau du lac Plopul

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	9,4470	266,412
	Brome . . . . . Br'	traces	—
	Iode . . . . . I'	traces	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	2,2362	46,553
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,1680	2,754
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,2001	5,118
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	6,4767	282,240
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0108	0,539
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,3383	27,822
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0138	—
	Total . . .	18,8909	631,438

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	50,008	100,000	42,191	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	11,837	23,671	7,373	17,475
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,889	1,778	0,436	0,667
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	1,060	2,118	0,811	1,921
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	34,285	68,558	44,698	105,944
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,057	0,114	0,085	0,202
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	1,791	3,581	4,406	10,444
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,073	0,147	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXIX

Analyse (No. 36) de l'eau du lac Movila Miresii

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	57,7713	1629,365
	Brome . . . . . Br'	0,1766	2,210
	Iode . . . . . I'	traces	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	27,3627	569,637
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,0142	0,449
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	1,6170	26,504
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,2023	5,173
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	50,3650	2190,122
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	traces	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0435	2,171
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,3733	30,699
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0466	—
	Total . . .	137,9719	4456,330

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	41,872	100,000	36,562	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,128	0,306	0,050	0,136
	Iode . . . . . I'	—	—	—	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	19,832	42,364	12,779	34,899
	Phosphorique . . . . . PO'''_4	0,010	0,025	0,010	0,027
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	1,172	2,793	0,595	1,624
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,147	0,350	0,116	0,317
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	36,504	87,260	49,146	134,415
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,032	0,075	0,049	0,133
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,270	0,645	0,689	1,881
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,033	0,079	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXX

Analyse (No. 37) de l'eau du lac Lutul Alb

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	7,7546	218,685
	Brome . . . . . Br'	traces	—
	Iode . . . . . I'	traces	—
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	3,4163	71,121
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	2,7597	45,233
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0774	1,979
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	7,4397	323,452
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0083	0,414
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1118	9,194
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0109	—
	Total . . .	21,5787	670,078

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	35,937	100,000	32,636	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	15,832	44,056	10,614	32,522
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	12,790	35,588	6,750	20,684
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,358	0,998	0,295	0,905
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	34,476	101,233	48,271	147,907
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,038	0,108	0,062	0,189
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,518	1,441	1,372	4,204
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,051	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXXI

Analyse (No. 38) de l'eau du Lacul Sărat

		1 kg. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	15,0931	425,684
	Brome . . . . . Br'	0,00156	0,019
	Iode . . . . . I'	0,0019	0,015
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	29,5830	615,857
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,3002	4,920
	Sulhidrique . . . . . SH'	0,0067	0,205
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,0680	1,739
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	19,6345	853,670
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,4545	22,645
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	2,0507	168,646
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0054	—
	Total . . .	67,19956	2093,400

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	22,461	100,000	20,334	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,003	—	0,001	0,004
	Iode . . . . . I'	0,002	—	0,001	0,003
	Nitrique . . . . . NO'_3	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	44,022	196,009	29,420	144,676
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,447	1,989	0,235	1,156
	Sulfhidrique . . . . . SH'	0,010	0,045	0,009	0,048
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,101	0,450	0,083	0,408
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	29,218	130,086	40,779	200,545
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,676	3,009	1,083	5,329
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,052	13,587	8,055	39,619
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,008	0,036	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

Selon les données consignées dans ces tableaux on voit que les eaux de ces lacs ont des degrés de salinité très variés. Les lacs du premier groupe sont les moins salins: l'eau de Chichineţul contient 9,04 gr. de sels au kg., celle de Plaşcu 8,58 gr. et celle de Tătaru 12,43 gr. L'eau des autres deux groupes des lacs est plus saline: Ianca a 34,5 gr., Plopu 18,3 gr., Movila Miresei 137 gr., Lutul Alb 21,6 gr.; enfin, le Lacul Sărat avec 67,20 gr. de sels par kg.

Les salinités si différentes de ces lacs, même pour ceux d'un même groupe, nous amènent à la conclusion que l'on ne peut pas établir aucune relation entre la situation géographique d'un lac donné ou de son groupe et le degré de salinité respectif.

Si l'on examine maintenant les compositions chimiques et spécialement les valeurs de participation en équivalents des ions Cl', SO''_4, $Na\cdot$ et $Mg\cdot\cdot$ à l'équilibre chimique salin, ainsi que les rapports entre ces équivalents, on remarque des différences qui sont moins sensibles d'un lac à l'autre qu'entre les groupes de lacs. Nous présentons dans le tableau No. XXXII les données respectives par groupes de lacs dans un ordre tel qu'on puisse remarquer plus facilement ces différences.

TABLEAU XXXII

La participation en équivalents de certains constituants à l'équilibre chimique des eaux des lacs sans liaison avec les rivières du Bărăgan et les rapports entre ces participations.

Lacs	Participation correspondante aux				Valeurs correspondantes des rapports:				
	Cl'	SO''_4	$Na\cdot$	$Mg\cdot\cdot$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na\cdot}$	$\frac{Na\cdot}{Mg\cdot\cdot}$	$\frac{SO''_4}{Ca\cdot\cdot}$	$\frac{SO''_4}{Mg\cdot\cdot}$
Chichineţul . .	17,25	30,03	40,66	6,97	0,574	0,424	5,831	17,610	4,305
Plaşcu	23,76	24,89	33,95	11,48	0,954	0,700	2,956	6,216	2,167
Tătaru	20,12	26,28	37,27	10,01	0,765	0,540	3,721	12,855	2,624
Lacul Sărat . .	20 14	29,42	40,78	8,06	0,691	0,499	5,062	27,148	3,652
Ianca	39,45	10,36	35,12	11,10	3,807	1,123	3,161	2,920	0,933
Plopul	42,19	7,37	44,70	4,41	5,722	0,944	10,623	86,370	1,673
Movila Miresei	36,62	12,78	49,15	0,69	2,865	0,745	71,361	262.423	18,555
Lutul Alb . . .	32,64	10,61	48,27	1,37	3,074	0,676	35,190	27,148	7,735

De la considération de ces données analytiques, il résulte:

a) En ce qui concerne les constituants acides, que dans la composition chimique des eaux de Chichineţul, Plaşcu, Tătaru et de Lacul Sărat, les ions sulfuriques se trouvent en excès par raport à ceux de chlore, tandis que dans le groupe Ianca, Plopul, Movila Miresii et Lutul Alb, ce sont les ions de chlore

Institutul Geologic al României

qui prédominent. Les valeurs du rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$, pour tous ces groupes de lacs, qui indiquent les proportions de ces deux excès, nous montrent que l'excès des ions de chlore sur ceux sulfuriques existant dans les eaux du dernier groupe, est de beaucoup plus important que l'excès des ions sulfuriques sur ceux de chlore existant dans les eaux des deux premiers groupes.

b) En ce qui concerne les constituants basiques, à remarquer en premier lieu que dans les eaux de cette catégorie de lacs, et spécialement dans les eaux du groupe Ianca, Plopul, Movila Miresii et Lutul Alb, ce sont toujours les ions de sodium qui ont le rôle le plus important dans la formation de l'équilibre chimique salin. La valeur respective de 49,15 pour l'eau de Movila-Miresii démontre que la salinité de ce lac est formée presqu'exclusivement de sels de sodium.

En second lieu, observer que le magnésium se trouve dans les eaux des lacs de cette catégorie (sauf pour le Ianca) en proportions relativement réduites et cependant sa participation à la formation de l'équilibre chimique est approximativement de même ordre de grandeur que celle correspondant aux lacs des catégories précédentes (cpr. les analyses). Cela s'explique simplement, par le fait que cette donnée analytique ne dépend pas seulement de la teneur en magnésium des eaux, mais aussi du degré de salinité de celles-ci. Si pour Movila Miresii et Lutul Alb la participation du magnésium à la formation de l'équilibre chimique salin est très réduite (respectivement de 0,68% et de 1,37%) c'est parce que les eaux de ceux-ci ont une salinité élevée.

Si nous considérons maintenant la participation du chlore et du sodium nous constatons qu'à l'exception de Ianca, les ions de sodium sont toujours en excès par rapport à ceux de chlore. Ainsi — après le Batogu — le lac Ianca est le deuxième lac du Bărăgan dans la salinité duquel les ions du chlore se trouvent en excès par rapport à ceux du sodium.

Nous avons montré plus haut (*a*) que, dans les eaux des deux premiers groupes de lacs les sulfates prédominent sur les chlorures, tandis que dans les derniers groupes ce sont les chlorures qui prédominent.

Pour nous rendre compte de la nature des sulfates et de leurs proportions, il faudra considérer également les valeurs de quelques-uns des rapports consignés dans le tableau XXXII.

Les valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$, toujours supérieurs à l'unité, nous montrent que dans les eaux de tous ces lacs les ions de sodium, autant que ceux sulfuriques, prédominent sur ceux de magnésium. Les ions de sodium étant — sauf pour le Ianca — toujours en excès par rapport à ceux de chlore également, il résulte que les eaux de tous ces lacs doivent contenir, à côté du sulfate de magnésium, aussi le sulfate de sodium.

Institutul Geologic al României

D'autre part, les rapports $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ ayant des valeurs plus élevées pour Chichinețul que pour Plașcu et Tătaru, tandis que, par contre, le rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ a une valeur plus réduite pour Chichinețul que pour les deux autres, il s'ensuit que, dans l'eau de ce lac se trouve, proportionnellement à son degré de salinité, plus du sulfate de sodium que dans l'eau de Tătaru ou de Plașcu, dans la salinité duquel le pourcentage en sulfate de sodium est le plus réduit.

De l'examen de ces mêmes rapports, on constate de plus que, bien que dans le Lacul Sărat se produisent pendant l'hiver d'importants dépôts de mirabilite, le sulfate de sodium a cependant une moindre importance dans la salinité de ce lac, que dans celle de l'eau de Chichinețul. Les dépôts de mirabilite de Lacul Sărat sont certainement dus à la salinité plus élevée des eaux de ce lac.

Les rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ ont les deux des valeurs très élevées pour Movila-Miresii; cela démontre que dans la forte salinité de l'eau de ce lac se trouve d'importantes quantités de sulfate de sodium. Nous avons montré déjà, que l'on rencontre souvent des dépôts de mirabilite sur le fond de ce lac également.

La valeur 0,499 du rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ pour Lacul Sărat, démontre que la participation du sodium à la formation de l'équilibre chimique salin est exactement deux fois plus grande que celle du chlore. Comme le second sel de sodium qui entre dans la formation de la salinité des eaux de lacs du Bărăgan est le sulfate de sodium, il résulte que le chlorure de sodium et le sulfate de sodium ont une participation égale à la formation de l'équilibre chimique de l'eau du Lacul Sărat.

Un autre fait, qui ne constitue certes pas une caractéristique de cette catégorie de lacs ou de l'un de ses groupes, est la teneur réduite ou élevée en calcium des eaux de quelques lacs. Ainsi, pour Plopul, Movila Miresii et Lutul-Alb, la teneur en calcium est très réduite, respectivement: 0,0108, 0,0043 et 0,0089 gr. par kg. d'eau; au contraire, pour Ianca et Lacul Sărat on constate une importante accumulation de calcium, respectivement: 0,8765 et 0,4545 gr. par kg. d'eau.

En ce qui concerne le lac de Ianca, la valeur 1,123 du rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ et celle de 0,933 du rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ démontrent qu'ici, à côté de l'excès d'ions de chlore sur ceux de sodium, il y en a aussi un excès d'ions de magnésium par rapport aux ions sulfuriques. Cela nous amène à la conclusion que dans sa salinité se trouve du chlorure de magnésium. D'autre part, la valeur 1,123, correspondant à l'excès d'ions de chlore sur ceux de sodium, étant un peu

Institutul Geologic al României

plus forte que 1,072 (qui est l'inverse de 0,933, c'est-à-dire la valeur du rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{..}}$, il résulte qu'il existe un surplus d'ions de chlore même par port à l'excès de magnésium. Vraisemblablement, ce surplus d'ions de chlore s'unit au calcium pour former le chlorure de calcium. L'hygroscopicité prononcée du résidu de l'eau de ce lac confirme cette constatation.

Quant à Lacul Sărat, si nous tenons compte des possibilité de compensation entre les constituants basiques et acides, nous arrivons à la conclusion que, dans la salinité de son eau, le sulfate de calcium s'y trouve dans une assez grande proportion.

Ce dernier lac est le centre d'une activité biotique importante, animale et végétale. P. Bujor (11) a bien décrit la flore et la faune de ce lac. Il est évident que, si une bonne partie des constituants chimiques qui prennent part au métabolisme de base des différents macro-et microorganismes, est rétrocédée, une autre partie se transforme ou se dépose. La présence d'hydrosulfures dans les eaux et le limon du lac n'en sont qu'une conséquence.

Le fond de ce lac est d'ailleurs tapissé en certains endroits d'une fine couche calcaire zoogène, dont nous nous occupons à un autre endroit (47).

Dans le travail (26) d'un groupe de personnalités étrangères auxquelles a fait appel la Commission Européenne du Danube, travail en liaison avec l'aménagement du cours du Danube, nous trouvons les données suivantes relatives à la composition chimique des eaux de Lacul Sărat:

Résidu d'évaporation à 110°	89,145	gr.	par.	Lt.
Résidu par calcination	76,665	»	»	»
CaO	0,096	»	»	»
Al_2O_3	5,266	»	»	»
NaCl	14,640	»	»	»
H_2SO_4	3,220	»	»	»
CO_2	0,246	»	»	»

Ces données n'auraient jamais vu le jour si l'auteur avait eu connaissance de celles de P. Poni, parues longtemps avant dans différentes publications internationales (13 et 49).

EAUX PHRÉATIQUES DES ENVIRONS DES LACS DE MOVILA MIRESII ET LUTUL ALB

De la région voisine des lacs de la catégorie étudiée plus haut, on n'a analisé que les eaux de quelques puits de la localité de Movila Miresii, située à la limite ouest du lac de ce nom (puits, 21, 22, 23, 24 et 25); l'eau de deux puits creusés dans la rive nord de Lutul Alb (puits 26 et 27) et l'eau d'un puits de Comăneasca, localité située à environ 3 km. vers l'E du lac Movila Miresii (puits 28). La composition chimique de leurs eaux est donnée dans les tableaux XXXIII, XXXIV et XXXV.

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	39		40	
	No. du puits et localité	21, près du lac Movila Miresii		22, de Movila Miresii	
	Profondeur totale	2,00 m.		5,20 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau . .	L'eau déborde du puits		4,70 «	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,6897	19,450	0,8233	23,271
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0114	0,184	0,8880	14,320
	Sulfurique . . . . SO''_4	0,1201	2,500	0,3917	8,153
	Bicarbonique . . . NCO'_3	0,6222	10,198	0,9824	25,404
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	0,4733	20,579	1,0512	45,706
	Ammonium . . . $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,1118	5,580	0,1550	7,736
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0717	5,897	0,2153	17,706
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	0,0077	0,276	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . . .	2,1079	64,664	4,5069	142,296

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	32,720	30,079	18,267	16,354
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,541	0,284	19,703	10,064
	Sulfurique . . . . SO''_4	5,697	3,866	8,691	5,729
	Bicarbonique . . . HCO'_3	29,538	15,771	21,799	17,853
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	22,454	31,825	23,324	32,120
	Ammonium . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	5,304	8,629	3,439	5,436
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,401	9,119	4,777	12,443
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	0,365	0,427	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XXXIII

41		42		43	
23, de Movila Miresii		24, de Movila Miresii		25, de Movila Miresii	
6,10 m. 5,20 »		6,30 m. 5,15 »		8,30 m. 7,20 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
0,6566	18,517	0,0529	1,492	0,0233	0,629
—	—	0,0520	0,838	0,0194	0,313
0,3374	7,024	0,0453	0,943	0,0255	0,531
1,1363	18,624	0,5432	8,903	0,5273	8,643
—	—	0,1460	6,350	0,1290	5,610
—	—	absent	—	absent	—
0,1043	5,206	0,0861	4,297	0,0514	2,566
0,2531	20,814	0,0186	1,529	0,0236	1,940
—	—	—	—	—	—
0,0201	—	0,0130	—	0,0240	—
—	—	absent	—	absent	—
Résidu à 180° 3,0560	—	0,9571	—	0,8225	20,232

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
—	—	5,527	6,127	2,712	3,109
—	—	5,527	3,441	2,356	1,547
—	—	4,733	3,872	3,100	2,624
—	—	56,753	36,560	64,109	42,719
—	—	15,254	26,076	15,684	27,728
—	—	—	—	—	—
—	—	8,995	17,645	6,249	12,683
—	—	1,943	6,279	2,869	9,589
—	—	—	—	—	—
—	—	1,358	—	2,918	—
—	—	—	—	—	—
—	—	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXXIV

	No. de l'analyse	44		45	
	No. du puits et localité	26, bord N du lac Lutul Alb		27, l'eau d'une excavation, berge NW du lac Lutul Alb	
	Profndur totale	4,55 m.			
	Profondeur du niveau de l'eau .	3,50 »			
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,4750	13,396	0,6154	17,354
	Nitrique. . . . . NO'_3	0,0243	0,392	traces	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,3176	6,612	1,6100	12,699
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	1,1242	18,418	0,2241	20,065
Cations	Sodium + Potassium . $Na\cdot+K\cdot$	0,5441	23,655	0,5300	23,044
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0736	3,674	0,0171	0,854
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1397	11,489	0,3188	26,220
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	0,0156	—	0,0110	—
	Amidogène . . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . . .	2,7141	77,636	3,3264	100,236
	Relations de pourcentages				
		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	17,501	17,255	18,501	17,313
	Nitrique . . . . . NO'_3	1,895	0,505	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	11,702	8,517	18,338	12,669
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	41,420	23,723	36,800	20,018
Cations	Sodium + Potassium . $Na\cdot+K\cdot$	20,047	30,469	15,933	22,990
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,712	4,732	0,514	0,851
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	5,147	14,799	9,583	26,158
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . SiO_3H_2	0,577	—	0,331	—
	Amidogène . . . . . NH_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

Le puits 21, dont il est question dans le tableau XXXIII, est creusé à l'extrémité sud-ouest du lac de Movila Miresii, son eau déborde et s'écoule dans le lac. Le niveau de l'eau se trouve à une côte légèrement inférieure à 10 m., mais supérieure au niveau du lac. La profondeur totale du puits est de 2 m. La nappe aquifère qui l'alimente, alimente aussi une source qui se trouve au bord du lac, à environ 150 m. à l'E du puits. Le puits No. 24 est foncé dans la partie nord-est de la localité, à la côte de 18 m. Sa profondeur totale étant de 6,30 m. et celle de son niveau d'eau de 5,15 m., il s'ensuit que le niveau piézométriques de la nappe aquifère est de 12,85 m. Les puits No. 22 et 23 sont creusés au centre de la localité [1]). La nappe aquifère qui les alimente a un niveau piézométrique de 13,20 m. pour le premier et de 12,88 m. pour le second. Le puits No. 25 se trouve à l'extrémité sud-ouest du village, à une côte de 22 m.; le niveau piézométrique de la nappe aquifère touchée par ce puits est le plus élevé, soit 14,80 m.

De même que dans les cas précédents, les eaux de tous ces puits se différencient, soit par leur degré de salinité, soit par leur nature chimique; elles sont très différentes aussi par rapport à l'eau du lac voisin, le Movila Miresii. Pour cela, il est suffisant de comparer leur teneur en sels (degré de salinité) et la valeur des rapports entre les équivalents de quelques constituants, qui nous ont intéressés jusqu'à présent.

On remarque, fait rare pour la région du Bărăgan, qu'une nappe aquifère à une profondeur de 8,30 m. seulement — comme celle du puits 25 — donne une bonne eau potable.

Son résidu fixe à 180° est de 0,540 gr. par lt. La nature chimique de l'eau de ces puits, y compris le No. 25, est, de même que pour tous les puits étudiés jusqu'à présent, absolument différente de celle des eaux douces habituelles.

Si nous confrontons les données relatives au degré de salinité et la nature chimique des eaux de puits avec les niveaux piézométriques respectifs, nous devons admettre que ces puits puisent leurs eaux de nappes différentes. Il semble cependant que le No. 25, celui dont l'eau est la meilleure, s'alimente dans une nappe aquifère supérieure, celle dont le niveau piézométrique est le plus élevé: 14,80 m. Les autres puits de la localité s'alimentent à une nappe inférieure dont le niveau piézométrique est de 13 m. environ. Cependant, si nous tenons compte du détail que l'eau du No. 24 a un degré de salinité et une composition chimique fort différente de celles de puits No. 22 et 23, nous devons admettre que la nappe n'est pas continue, bien que le niveau piézométrique de ces trois puits nous montre qu'il s'agisse d'une même

---

[1]) Rappelons que dans l'index de la fin du travail on trouve les renseignements nécessaires pour mieux identifier ces puits sur le terrain.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XXXV

Analyse (No. 46) de l'eau du puits Nr. 28

Commune Comăneasca. Profondeur totale 6,95 m; profondeur du niveau de l'eau 0.95 m.

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,5336	15,044
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,1441	2,324
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,3312	6,895
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,9793	16,051
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	0,6014	26,146
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0817	4,078
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1227	10,090
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	traces	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,0110	—
	Total . . .	2,8050	80,628

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Rar rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	19,023	100,000	18,659	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	5,137	27,005	2,882	15,448
	Sulfurique . . . . . SO''_4	11,808	62,059	8,552	45,832
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	34,913	183,261	19,907	106,693
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	21,440	—	32,428	173,797
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,912	15,311	5,058	27,107
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	4,374	22,994	12,514	67,070
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	0,392	2,061	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

nappe. Il semble que chaque puits s'alimente à des lambeaux plus ou moins isolés dans l'étendue de la nappe.

Le puits No. 21, celui du bord du lac, bien que son niveau d'eau soit inférieur à 10 m., s'alimente certainement aussi à la nappe du niveau de 13 m. Ce puits touche la nappe à un endroit plus bas de son infléchissement; cette nappe suit les irrégularités du terrain qui descend de la côte de 19 m., vers le lac, lequel se trouve à une côte inférieure à 10 m.

TABLEAU XXXVI

Tableau comparatif des valeurs de certains constituants des eaux des lacs Movila Miresei et Lutul Alb et de quelques puits de leur voisinage

Puits	Degré de salinité	Rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$	Rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	Rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$
Puits No. 21	2,1079	7,780	0,945	3,490
» » 22	4,5069	1,430	0,502	2,581
» » 23	3,0560	3,254	0,810	1,098
» » 24	0,9571	1,582	0,235	4,153
» » 25	0,8225	1,184	0,028	2,892
Lac Movila Miresei . . .	137,9248	2,865	0,745	71,361
Puits No. 26	2,7141	2,026	0,829	1,771
» » 27	3,3264	1,366	0,753	1,758
Lac Lutul Alb	21,5787	3,074	0,676	35,361
Puits No. 28	2,8050	2,182	0,575	2,591

Le puits No. 26 est creusé juste à la limite nord de la dépression du lac Lutul Alb et à une cote de 10 m. Le niveau piézométrique de l'eau est de 6,50 m., donc inférieur au niveau de la dépression.

Dans le tableau XXXIV (analyse No. 44) on présente les données analytiques. de cette eau. Ces données diffèrent complètement de celles du lac Lutul Alb.

Dans l'angle W de la même dépression, vers le sommet de sa berge, il y avait un creux plein d'eau dans lequel évoluaient des nombreuses larves de moustiques et l'*Artemia salina*. Son niveau, son degré de salinité et sa composition chimique (voir puits 27, tableau XXXIV) qui sont différents de ceux du puits précédent, nous font conclure que l'eau de ce creux doit provenir d'une nappe aquifère supérieure à celle qui alimente le puits.

Le puits No. 28 de Comăneasca (tableau XXXV) est creusé à la côte de 12,50 m. environ, dans une pente douce qui descend vers la vallée d'Encea. Le niveau piézométrique de son eau est de 6,50 m. environ. La profondeur du niveau d'eau (6 m. environ) est la même que celle de deux autres puits

Institutul Geologic al României

creusés, l'un à 5 km., l'autre à 4 km. à l'E de la localité de Movila Miresei, sur la route qui conduit à Comăneasca. Ces deux puits se trouvent à une côte de 16 m. Considérant, suivant les données de l'État-Major, qu'un autre puits creusé le long de cette même route, 2 km. à l'E de Movila Miresii, puise l'eau d'une nappe à niveau piézométrique de 18 m., il faut admettre qu'il y a également dans la région S et E du lac Movila Miresei, deux nappes aquifères: l'une, supérieure, à niveau piézométrique variant de 12 à 18 m., et l'autre, inférieure, à niveau piézométrique de 10 m. et moins de 10 m.

LA COMPOSITION CHIMIQUE DE L'EAU DES RIVIÈRES BUZĂU RÂMNICUL-SĂRAT ET DES EAUX PHRÉATIQUES DES RÉGIONS SUD-EST ULMENI, GÂRBOVI — COTUL CIOAREI ET NICULEȘTI — NĂNEȘTI

Nos recherches sur la salinité des eaux phréatiques du Bărăgan se sont étendues également à d'autres régions que celles immédiatement voisines des lacs salés. Ainsi, nous avons analysé:

a) Les eaux de certains puits situés dans la région des terres salées du SE d'Ulmeni et de quelques localités des environs comme: Ulmeni, Costești, Cioranca, Movila Banului et Amarul (puits No. 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38 et 39; voir tableaux: XXXVII, XXXVIII et XXXIX.

b) Les eaux de certains puits d'une région plus centrale du Bărăgan, dans les localités Gârbovi, Sălișstea-Cotorca et Cotul Cioarei (puits No.: 40, 41, 42, 43, 44, 45 et 46; tableaux: XXXIX et XL.

c) Les eaux de certains puits creusés dans des localités au N du Bărăgan, à droite et à gauche du Râmnicul-Sărat, à partir de Niculești, où l'on a récolté un échantillon d'eau de cette rivière (puits No.: 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52 et 53; tableaux XL et XLI. L'analyse No. 66 donne la composition chimique de l'eau du Buzău à la hauteur de Dedulești.

Les terres salées du S et du SE d'Ulmeni, d'une surface approximative de 2000 ha., se trouvent près de la ligne de contact du Bărăgan avec les collines de Buzău, dans une région qui descend en pente à peine sensible, de la côte 105—100 m. jusqu'à 80 m. À partir de cette côte, à cause d'une dénivellation plus prononcée, les terres salées disparaissent, sauf au S, le long de la vallée Sărata, vers le Movila Banului. La région des terres salées est parcourue vers le couchant par la rivière Sărata, et à son centre par des rigoles, sèches la plus grande partie de l'année, dont l'une, plus profonde et plus développée, appelée Lioteasca, et, probablement, le reste d'un ancien cours d'eau. Plusieurs de ces rigoles présentent des ramifications de formes presque géométriques. Le sol, très compact et très dur (au moment de notre passage en août 1935) est recouvert d'une végétation vigoureuse de *Salicornia.*

Institutul Geologic al României

L'analyse No. 47 du tableau XXXVII se réfère à l'eau d'un puits d'Ulmeni, village situé sur la rive gauche de la Sărata, à l'endroit où celle-ci fait un angle presque droit, d'un km. vers l'W. L'altitude à ce point étant de 120 m. et la profondeur du niveau de l'eau de 11,30 m., il résulte que le niveau piézométrique de la nappe aquifère est de 108,70 m. Son degré de salinité est assez élevé: 4,9 gr. environ par lt. Le puits, étant creusé dans la partie S de la localité, vieille agglomération humaine fondée sur les alluvions de pente amenées par la Sărata, il est possible qu'autant la salinité de l'eau de la nappe que la présence d'ions nitriques soient dues à des infiltrations plus lointaines. D'ailleurs, la toponymie locale: colline de Sărata, ruisseau Sărata (dont l'eau est salée) ainsi que le nom rappelant toujours le sel de certains de ses affluents comme: Sărățelul, Fundul Sărății, Gura Sărății, expliquent suffisamment la salinité élevée de l'eau du puits.

La nature chimique de la salinité de cette eau diffère complètement de celle des eaux douces. La valeur du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ est très éloignée de celle correspondante des eaux douces; de même, le rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ supérieur à l'unité (voir tableau XLII), nous montre que, dans la salinité de cette eau se trouvent encore d'autres chlorures que le chlorure de sodium.

Les puits 30, 31, 32 et 34 sont fonçés à l'intérieur de la région des terres salées; les Nos. 33, 35, 36 et 37 au delà et en leur voisinage, à leur NE, E et SE, dans les localités Costești, Cioranca et Movila Banului. La salinité de tous ces puits est fort différente, même pour ceux de l'intérieur des terres salées. Le degré de salinité de l'eau de puits 30, 31 et 32, du nord et du centre de ces terres salées, est presque de même ordre de grandeur que celui du puits No. 29, de l'Ulmeni (voir analyses 48, 49 et 50, tableau XXXVII). L'eau du puits No. 34, creusé dans la partie NE de ces terres salées, est moins saline. Sa salinité est moindre que celle de l'eau du puits No. 33 creusé à Costești, donc à l'extérieur de ces terres salées (comparer les analyses respectives dans les tableaux XXXVII et XXXVIII).

Si nous considérons les valeurs des divers rapports entre les constituants chimiques consignées dans le tableau XLIV, nous verrons que les eaux de ces puits diffèrent aussi par leur nature chimique. Ainsi, si nous nous contentons de la variation présentée par les rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}, \frac{Na^{\cdot\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ nous allons constater que: 1) dans la salinité de l'eau des puits 30, 31 et 32 les sels de sodium se trouvent par rapport au sels de calcium et de magnésium en un excès plus fort que dans celle de l'eau du puits No. 29, d'Ulmeni; 2) dans la salinité de l'eau de puits 30, 32 et 34 doit se trouver encore un sel que le chlorure de sodium, le sulfate de sodium.

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	47		48	
	No. du puits	29		30	
	Localité	Ulmeni		Région des	
	Profondeur totale	12,58 m.		3,62 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau . .	11,28 »		1,67 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl′	2,4906	70,237	2,1394	60,332
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0300	0,484	0,0041	0,066
	Sulfurique . . . . SO''_4	0,1527	3,179	0,1011	2,105
	Bicarbonique . . . HCO'_3	0,4211	6,902	0,6961	11,410
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	1,4150	61,522	1,4175	61,632
	Ammonium . . . $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium . . . . . Ca··	0,1866	14,305	0,1007	5,026
	Magnésium . . . . Ma··	0,0605	4,975	0,0882	7,225
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acid métasilicique . . SiO_3H_2	?	—	?	—
	Amidogène . . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . .	4,8565	161,604	4,5471	147,825

Relations de

		Par rap. à 100 parteis de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl′	51,283	43,462	47,050	40,813
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,618	0,300	0,090	0,044
	Sulfurique . . . . SO''_4	3,145	1,967	2,223	1,424
	Bicarbonique . . . HCO'_3	8,671	4,271	15,309	7,719
Cations	Sodium+Potasium . $Na\cdot+K\cdot$	29,136	38,069	31,174	41,692
	Ammonium . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . Ca··	5,901	8,852	2,215	3,400
	Magnésium . . . . Mg··	1,246	3,079	1,930	4,908
	Fer . . . . . Fe··	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2 .	—	—	—	—
	Total . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XXXVII

49		50		51	
31		32		33	
sols salés du SSE de Ulmeni				Costești	
4,65 m.		1,65 m.		9,10 m.	
1,20 »		1,15 »		8,10 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
2,9271	82,545	1,1139	31,413	0,4052	11,426
0,0021	0,033	0,0227	0,366	0,5129	8,271
0,1214	2,527	0,1074	2,236	0,1415	1,477
0,7510	12,310	0,6384	10,464	0,8149	—
1,8014	78,319	0,7600	33,042	0,0481	2,091
absent	—	traces	—	absent	—
0,1951	9,738	0,0629	3,139	0,1901	9,488
0,1138	9,358	0,1009	8,298	0,2791	22,952
—	—	—	—	—	—
?	—	?	—	?	—
absent	—	absent	—	absent	—
5,9119	194,830	2,8057	88,958	2,3918	69,062

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
49,512	42,370	39,595	35,614	16,942	16,545
0,035	0,016	0,809	0,411	21,445	11,977
2,054	1,297	3,827	2,513	5,918	2,138
12,703	6,317	22,750	11,762	34,071	19,340
30,471	40,200	27,082	37,143	2,007	3,027
—	—	—	—	—	—
3,300	4,998	2,241	3,529	7,948	13,739
1,925	4,803	3,596	9,328	11,669	33,235
—	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	52		53	
	No. du puits	34		35	
	Localité	La dépression au N de Cioranca		Cioranca	
	Profondeur totale	2,42 m.		La nappe aquifère se trouvant à la profondeur de 2,50 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau . .	1,02 »			
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,5263	15,124	0,9905	27,932
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0051	0,104	0,6672	10,759
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,0819	1,705	0,9372	19,510
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	0,6240	9,900	0,7520	12,326
Cations	Sodium+Potassium . $Na\cdot+K\cdot$	0,4325	18,807	0,6404	27,844
	Ammonium. . . . . $NH\cdot_4$	traces	—	0,0005	0,028
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0893	4,457	0,4152	20,723
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0434	3,569	0,2667	21,932
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. . SiO_3H_2	?	—	?	—
	Amidogène . . . . . NH_2	—	—	0,0006	—
	Total	1.7925	53.666	4.6703	141.054

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	29,920	28,128	21,208	19,802
	Nitrique . . . . . NO_3'	0,284	0,194	14,286	7,628
	Sulfurique . . . . . SO''_4	4.560	3,177	20,067	13,832
	Bicarbonique . . . . HCO'_3	33,696	18,447	16,102	8,738
Cations	Sodium+Potasium . $Na\cdot+K\cdot$	24,128	35,045	13,712	19,739
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	0,011	0,020
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	4,982	8,305	8,891	14,692
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	2,421	6,650	5,710	15,549
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Amidogène . . . . . NH^2	—	—	0,013	—
	Total	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XXXVIII

54		55		56	
36; Movila Banului		37; Movila Banului		38; Movila Banului (L'entrée du S)	
2,50 Le niveau de l'eau à la surface du sol		3,10 2,30		3,97 3,04	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
2,1730	61,280	2,4560	69,262	0,0168	0,474
0,4508	7,255	0,0848	1,367	0,0298	0,480
0,4032	8,394	0,0948	1,974	0,0076	0,199
0,9467	15,518	0,4151	6,803	0,6763	11,080
1,4692	63,877	1,1269	48,994	0,0888	3,861
—	—	—	—	—	—
0,2119	10,576	0,3159	15,774	0,0300	1,497
0,2188	17,994	0,1780	14,630	0,0836	7,875
—	—	—	—	—	—
?	—	?	—	?	—
0,0001	—	absent	—	absent	—
5,8737	184,894	4,6715	158,812	0,9329	24,466

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
36,995	33,143	52,474	43,613	1,801	1,937
7,675	3,924	1,819	0,860	3,192	1,963
6,864	4,450	2,033	1,243	0,815	0,813
16,817	8,393	8,905	4,284	72,497	45,287
25,013	39,547	24,175	30,852	9,519	15,781
—	—	—	—	—	—
3,608	5,720	6,777	9,929	3,215	6,118
3,726	9,732	3,818	9,218	6,875	28,101
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
0,002	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,00	100,000

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	57		58	
	No. du puits	39		40	
	Localité	3 km. au S de Movila Banului		Amaru	
	Profondeur totale	7,00 m.		6,25 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau	5,80 »		3,70 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,1633	4,605	1,0260	28,934
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,1344	2,168	0,6411	10,339
	Sulfurique . . . . SO''_4	0,0389	0,810	0,4271	8,891
	Bicarbonique . . . HCO'_3	0,9064	14,857	0,7575	12,416
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	0,4062	17,652	0,3762	16,359
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	absent	—	0,0014	0,077
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0322	1,607	0,2244	11,200
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0386	3,174	0,4006	32,944
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	?	—	?	—
	Amidogène . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . . .	1,7206	44,880	3,8548	121,160

Relations de

		Par. rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	9,491	10,261	26,616	23,871
	Nitrique . . . . . NO'_3	7,811	4,831	16,632	8,533
	Sulfurique . . . . SO''_4	2,261	1,805	11,080	7,388
	Bicarbonique . . . HCO'_3	52,679	33,103	19,651	10,248
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	23,608	39,347	9,759	13,502
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	—	—	0,036	0,064
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	1,871	3,581	5,821	9,244
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	2,244	7,072	10,392	27,190
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XXXIX

59		60		61	
41		42		43	
Gârbovi		4,5 km. W de Gârbovi		Săliștea—Cotorca	
7,00 m.		5,90 m.		8,55 m.	
5,20 »		4,50 »		7,65 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
0,39318	11,106	0,0183	0,516	0,1964	5,539
0,6369	10,271	0,0049	0,079	0,8344	13,456
0,2592	5,396	0,0598	1,245	0,1164	2,423
0,7630	12,506	0,4920	8,065	0,7691	12,606
0,4492	19,529	0,0895	3,893	0,1666	7,242
0,0006	0,033	absent	—	absent	—
0,1497	7,472	0,0786	3,923	0,0858	4,282
0,1489	12,245	0,0254	2,089	0,2736	22,500
—	—	—	—	—	—
?	—	?	—	?	—
absent	—	absent	—	absent	—
2,8021	78,558	0,7685	19,810	2,4423	68,048

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rapp. à un contenu de 100 équivalents
14,054	14,137	2,381	2,605	8,042	8,140
2,730	13,074	0,637	0,398	34,162	19,774
9,250	6,869	7,781	6,285	4,767	3,561
27,230	15,920	64,021	40,712	31,491	18,525
16,031	24,859	11,651	19,652	6,822	10,642
0,021	0,042	—	—	—	—
5,343	9,512	10,226	19,803	3,513	6,292
5,314	15,587	3,304	10,545	11,203	33,066
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

Si nous tenons compte des données piézométriques respectives nous montrant que tous ces puits No. 30, 31, 32 et 34 puisent leur eau de la même nappe aquifère où le puits No. 29 d'Ulmeni prend aussi son eau, nous arrivons à la conclusion que cette nappe doit être discontinue; de plus, que sous l'influence de certains facteurs la salinité en subit en divers endroits des modifications. Il est certain qu'à l'E et au NE de ces endroits, ces modifications sont produites par des infiltrations d'eaux moins salines.

L'analyse No. 51 (tabl. XXXVII) se réfère à l'eau d'un puits assez profond de Costești, situé près des terres salées dans leur partie nord-est. Bien que le puits se trouve au centre d'un carrefour, l'eau en a cependant une teneur très élevé en nitrates. Leur présence est donc redevable à des inf ltrations plus lointaines. Vu qu'à Cioranca, localité située à 7,5 km. au S de Costești (altitude 82 m., moindre à celle de Costești), il y a trois nappes aquifères sur une profondeur de 6 m., il devient probable que l'eau du puits provienne aussi d'une nappe inférieure.

L'analyse No. 34 se rapporte à l'eau d'un puits de Cioranca que l'on fonçait au moment de notre passage et qui a mis en évidence trois nappes d'eau sur une profondeur de 6 m.: l'une à 2,50 m., la seconde à 4 m., la 3-e à 6 m. Le puits devait être approfondi jusqu'à 12 m. dans une couche de gravier où l'on croyait trouver une eau de meilleure qualité.

L'eau analysée provient de la nappe d'eau supérieure qui a un débit assez abondant. L'eau a un degré élevé de salinité et une forte teneur en nitrates qui, du fait que le puits était en travail, provenait certainement des infiltrations dans la nappe et non dans le puits.

Les analyses 54, 55 et 56 (tableau XXXVIII) se rapportent à l'eau de trois puits de Movila Banului, localité située à 2,5 km. à ESE de Cioranca et très près des terres salées déjà mentionnées. Les puits No. 35 et 36 se trouvent au NE de la localité, en dehors du village et à la lisière des terres salées; leurs eaux sont chargées de sels: entre 4,7 et 5,9 au lt. Le puits No. 37 est situé au S de la localité à 1,5 km. environ des premiers. Son eau est potable, n'ayant que 0,9 gr. de sels au lt. Le niveau piézométrique de l'eau de ces trois puits étant la même (environ 77 m.), la variation si manifeste du degré de salinité nous fait supposer que nous nous trouvons de nouveau devant une discontinuité de la nappe aquifère.

L'analyse No. 57 se rapporte à un puits situé à 3 km. au SE de Movila Banului, dans une région inhabitée, sur le versant est de la colline délimitée par la côte de 80 m. et qui sépare la vallée Sărata de celle dans laquelle se trouve Movila Banului. L'eau de ce puits a une salinité plus grande que celle du puits précédent et, bien qu'il soit creusé en plein champ, elle contient une importante quantité de nitrates.

Institutul Geologic al României

L'analyse No. 58 (tab. XXXIX) concerne l'eau d'un puits creusé à Amarul, à 11 km. au SW des terres salées et à 5 km. à l'W de la vallée Sărata. Son degré de salinité ainsi que sa teneur en nitrates est à peu près du même ordre que celui de l'eau des puits de la région des terres salées.

Les valeurs: 1,766 du rap. $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ et 0,496 du rap. $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ (voir tab. XLIV) montrent que les ions de sodium sont en minorité par rapport aux ions de chlore et surtout par rapport à ceux de magnésium. Par conséquant l'eau de ce puits contient, à côté du chlorure de sodium, du chlorure de magnésium et probablement du chlorure de calcium. D'après la valeur 0,496 du rap. $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ il résulte que la teneur de cette eau en sels de magnésium est le double de celle en sels de sodium, ce qui explique son goût amer.

D'ailleurs l'eau de tous les puits de la localité ont un goût séléniteux-amer. C'est cette caractéristique des eaux des puits et de celles d'un petit lac voisin, appelé lui-même Amarul, qui a surtout influencé la toponymie locale.

Les analyses 59, 60, 61 et 62 (tabl. XXXIX et XL) se réfèrent à l'eau récoltée dans des puits d'une région centrale du Bărăgan, où les terres salées manquent. Le puits No. 40 se trouve à Gârbovi; les 43 et 44 à Săliştea-Cotorca et le 42 au milieu de la plaine qui sépare ces deux localités, distantes de 8 km. Ces puits sont assez profonds; la profondeur du niveau d'eau du puits No. 43, de Săliştea-Cotorca, dépasse 8 m. Le puits No. 42, situé dans la plaine, est le moins profond, son niveau d'eau se trouvant à 4,50 m. seulement.

L'eau de ce dernier, bien que puisée d'une nappe plus superficielle, est cependant la moins saline; elle contient 0,7685 gr. de sels au lt., c'est-à-dire la teneur habituelle en sels de la majorité des eaux douces. La nature chimique de sa salinité se rapproche également de celle des eaux douces.

Le degré de salinité des eaux des autres trois puits est beaucoup plus élevé; il est compris entre 2,1 et 2,8 gr. de sels par lt. La nature chimique de leur salinité est semblable à celle de l'eau de la majorité des puits étudiés jusqu'à présent. Comme dans les cas de ceux-ci, la teneur en chlore dépasse toujours celle en sulfate. De même dans les eaux de ces puits et spécialement dans celles des puits de la plaine entre Săliştea-Cotorca et Gârbovi, on trouve également d'autres sels de sodium que le chlorure. À observer qu'à l'intérieur de la localité, l'eau du puits No. 42 (creusé dans sa partie nord) a une teneur d'ions de sodium 3 fois plus petite que celle en ions de magnésium, tandis que dans le puits 43 (de la partie sud) la teneur en ions de sodium est 8 fois plus grande que celle en ions de magnésium (voir tableau XLIV les valeurs du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$).

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	62		63	
	No. du puits	44		45	
	Localité	Săliştea-Cotorca		Cotul Cioarei	
	Profondeur totale	9,50 m.		4,50 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau . .	8,15 »		1,80 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	0,6309	17,792	3,1249	88,126
	Nitrique. . . . . NO'_3	0,0606	0,977	0,2508	4,044
	Sulfurique . . . . SO''_4	0,0428	0,891	1,6173	33,670
	Bicarbonique . . . HCO'_3	0,7447	12,206	0,6956	11,402
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	0,5494	23,885	2,3617	102,680
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	0,0009	0,050	traces	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,0607	3,030	0,2916	14,521
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,0596	4,901	0,2432	20,041
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	?	—	0,0162	—
	Amidogène . . . . NH_2	—	—	—	—
	Total . . .	2,1514	63,732	8,6013	274,484

Relations de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	29,326	27,917	36,331	32,107
	Nitrique . . . . . NO'_3	2,817	1,533	2,916	1,472
	Sulfurique . . . . SO''_4	1,989	1,398	18,803	12,267
	Bicarbonique . . . HCO'_3	34,615	19,152	8,087	4,154
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	25,535	37,478	27,457	37,410
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	0,042	0,078	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	2,821	4,754	3,390	5,302
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	2,771	7,690	2,828	7,288
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	—	—	0,188	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XL

64		65		66	
46					
Cotul Cioarei		Rivière Buzău à Deduleşti		Rivière Râmnicul-Sărat	
4,40 m.				16,52 m.	
3,60 »				13,52 »	
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
1,6466	46,434	0,4332[1])	12,283	1,4200[1])	40,045
1,5131	24,301	absent	—	0,0023	0,036
1,1669	24,291	0,2152	4,480	0,3475	7,234
0,7491	12,278	0,1594	2,613	0,2193	3,602
0,9035	39,283	0,2969	12,911	0,9517	41,378
traces	—	absent	—	—	—
0,6082	30,355	0,0979	4,885	0,1440	7,187
0,4641	38,166	0,0185	1,520	0,0286	2,352
—	—	—	—	—	—
0,0135	—	?	—	?	—
—	—	—	—	—	—
7,0650	215,608	1,2211	38,632	3,1134	101,834

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
23,306	21,538	35,622	31,694	45,609	39,325
21,417	11,502	—	—	0,074	0,035
16,517	11,546	17,638	11,596	11,161	7,104
10,603	5,694	13,065	6,764	7,044	3,536
12,788	18,220	24,334	33,421	30,568	40,633
—	—	—	—	—	—
8,609	14,079	8,024	12,645	4,626	7,058
6,569	17,700	1,516	3,934	0,918	2,309
—	—	—	—	—	—
0,191	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

[1]) On a reconnu également la présence de très faibles quantités de brome.

Institutul Geologic al României

TAB

	No. de l'analyse	67		68	
	No. du puits	47		48	
	Localité	Niculeşti		Codreşti	
	Profondeur totale	16,52 m.		9,50 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau . .	13,52 »		7,10 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore . . . . . Cl'	1,9088	53,830	0,2835	7,995
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,0037	0,060	0,0393	0,634
	Sulfurique . . . . SO''_4	0,2314	4,817	0,1724	3,589
	Bicarbonique . . . HCO'_3	0,6286	10,303	0,6164	10,103
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	0,9016	39,200	0,1744	7,583
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,3569	17,814	0,0707	3,529
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,1459	11,996	0,1363	11,209
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	?	—	?	—
	Amidogène . . . . NH_2	absent	—	absent	—
	Total . . .	4,176	138,020	1,4930	44,642

Relation de

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	45,700	39,002	19,065	17,909
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,086	0,043	2,643	1,420
	Sulfurique . . . . SO''_4	5,540	3,490	11,594	8,039
	Bicarbonique . . . HCO'_3	15,050	7,465	41,454	22,632
Cations	Sodium+Potassium $Na\cdot+K\cdot$	21,583	28,402	11,322	16,982
	Ammonium. . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	8,545	12,906	4,755	7,905
	Magnésium . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,494	8,692	9,166	25,113
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique. SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

LEAU XLI

69		70		71	
49		50		51	
Ciorăşti		Tătaru (Măicăneşti)		Le point Huroaia	
7,60 m.		2,60 m.		L'eau d'un trou creusé dans les sables	
7,00 »		1,75 »			
Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
1,4477	40,826	2,2987	64,284	1,0222	28,827
0,4838	7,802	0,7419	11,965	—	—
1,3059	27,186	1,6342	34,022	0,2238	4,659
1,0009	16,406	0,6308	10,350	0,8819	14,455
0,8557	37,205	1,2631	54,917	0,6125	26,631
—	—	—	—	—	—
0,4910	24,507	0,8311	41,482	0,2215	11,055
0,3710	30,508	0,3011	24,762	0,1247	10,255
—	—	—	—	—	—
?	—	?	—	?	—
absent	—	absent	—	absent	—
5,9560	184,440	7,7009	242,322	3,0866	95,882

pourcentages

Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équivalents
24,307	22,135	29,850	26,752	33,117	30,064
8,123	4,230	9,634	4,937	—	—
21,925	14,740	21,221	14,040	7,251	4,859
16,805	8,895	8,191	4,271	28,572	15,076
14,367	20,172	16,402	26,663	19,844	27,776
—	—	—	—	—	—
8,244	13,288	10,792	17,119	7,176	11,530
6,229	16,540	3,910	10,218	4,040	10,694
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

L'analyse No. 65 (tabl. XL) regarde l'eau du Buzău (à Dedulești). Sa salinité est moins forte que la salinité de l'eau de la majorité de puits de Bărăgan; c'est pour ce motif qu'elle est toujours préférée par les habitants de toutes les localités situées au long de son parcours. Cependant ses caractéristiques chimiques sont semblables à celle des eaux phréatiques de la région: les chlorures prédominent sur les sulfates et dans sa salinité se trouve de sulfate de sodium (voir tabl. XLIV).

Les analyses 63 et 64 (tabl. XL) se réfèrent à deux puits d'une localité centrale du Bărăgan, celle de Cotul Cioarei, localité située à 3,5 km. environ au S du Buzău, sur les alluvions de cette rivière et entre des « buzoele », c'est-à-dire entre des anciens lits du Buzău. L'eau de ces puits provient d'une première nappe; elle est de mauvaise qualité et très différente d'un puits à l'autre: à l'E du village, les eaux ont un goût salé; au centre, un goût séléniteux et à l'W un goût amer. Les données de l'analyse No. 63 regardent l'eau du puits No. 45 (E du village) et celles de l'analyse No. 64 regardent le puits 46 creusé à l'W de la localité. Leurs profondeurs totales sont à peu près les mêmes: 4,45 m.; celle du niveau d'eau sont par contre différentes: 1,80 m. seulement pour le premier, et 3,60 m. pour le second.

Le degré de salinité est pour tous les deux assez élevé et voisin de l'autre respectivement de 8,6 et 7 gr. sels au lt. C'est surtout par la nature chimique, que les eaux de ces deux puits diffèrent. Les valeurs présentés par les rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$, $\frac{Na\cdot}{Mg\cdot\cdot}$ et $\frac{Na\cdot}{Ca\cdot\cdot}$ (voir tableau XLIV) identifient les différences chimiques. De leur considération on déduit que:

a) Les chlorures et les sels de sodium se trouvent en plus fortes quantités dans l'eau du premier puits. L'eau du second puits a une teneur en sels de magnésium presque égale à celle en sels de sodium.

b) La valeur 1,182 du rapport $\frac{Cl'}{Na\cdot}$, pour le deuxième puits, nous montre que l'eau de celui-ci doit contenir du Cl_2Mg (ou du Cl_2Ca) également. Il est évident que le goût amer de cette dernière eau est dû autant à sa teneur moindre en sels de sodium, qu'à sa teneur plus importante en sels de magnésium et de calcium.

Les variations aussi manifestes dans la salinité des eaux de Cotul Cioarei ne peuvent s'expliquer autrement que par les discontinuités dans la nappe aquifère, discontinuités provoquées par les différences dans la nature du matériel des alluvions locales. Le phénomène se limite à la nappe superficielle seulement car, à 200 m. de l'angle SE de cette localité, il se trouve un puits (le puits dit de G. Pitrop) qui, s'alimentant à une nappe inférieure (niveau d'eau à 8 m.), a une eau excellente.

Les analyses No. 66 jusqu'à 74 (tableaux XL, XLI et XLII) se rapportent à une série d'eaux récoltées au NE du Bărăgan, dans la rivière de Râmnicul

Institutul Geologic al României

TABLEAU XLII

	No. de l'analyse	72		73	
	No. du puits	52		53	
	Localité	Năneşti		Năneşti	
	Profondeur totale	4,81 m.		4,80 m.	
	Profondeur du niveau de l'eau	2,75 »		2,90 »	
		Grammes	Milliéquiv.	Grammes	Milliéquiv.
Anions	Chlore Cl'	1,9276	54,360	0,3176	8,956
	Nitrique NO'_3	0,0310	0,513	0,0041	0,065
	Sulfurique SO''_4	0,0667	1,388	0,1685	3,508
	Bicarbonique HCO'_3	0,9351	15,327	0,6928	11,356
Cations	Sodium + Potassium $Na\cdot+K\cdot$	1,3409	58,299	0,3016	13,106
	Ammonium $NH\cdot_4$	absent	—	absent	—
	Calcium $Ca\cdot\cdot$	0,1536	7,667	0,0993	4,957
	Magnésium $Mg\cdot\cdot$	0,0688	5,622	0,0708	5,819
	Fer $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique SiO_3H_2	?	—	?	—
	Amidogène NH_2	absent	—	absent	—
	Total	4,5225	143,176	1,6547	47,770

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à un contenu de 100 équiv.
Anions	Chlore Cl'	42,623	37,967	19,195	18,748
	Nitrique NO'_3	0,703	0,358	0,248	0,136
	Sulfurique SO''_4	1,475	0,973	10,184	7,344
	Bicarbonique HCO'_3	20,677	10,705	41,872	23,772
Cations	Sodium + Potassium $Na\cdot+K\cdot$	29,649	40,718	18,222	27,442
	Ammonium $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium $Ca\cdot\cdot$	3,396	3,927	6,001	10,376
	Magnésium $Mg\cdot\cdot$	1,477	5,355	4,277	12,182
	Fer $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total	100,000	100,000	100,000	100,000

Institutul Geologic al României

Sărat et dans des puits des localités suivantes: Niculești (ou on a récolté l'échantillon d'eau du Râmnicul-Sărat), Codrești, Ciorăști, Tătaru-Măicănești, au point Huroaia et de Nănești. Cette dernière localité est située à gauche du Râmnicul-Sărat, à environ 2 km. au NW du confluent de cette rivière avec le Siret.

Les données analytiques de l'eau du Râmnicul-Sărat (analyse 66) ne correspondent pas à celles des eaux douces; cela autant en ce qui regarde son degré de salinité (3,1 gr. de sels) qu'en ce qui concerne sa nature chimique. Dans sa salinité prédomine en grande partie le ClNa dont la présence doit être attribuée aux formations géologiques traversées par la rivière et ses affluents; d'autre part, la présence de petites quantités de nitrates démontre qu'elle se salinise également par les sels des eaux phréatiques des environs; celles-ci, à leur tour, de salinité élevée, subissent l'influence des agglomérations humaines, assez fréquentes dans ce parages.

L'eau de cette rivière se concentre encore davantage en aval. Près de son embouchure, à droite et à gauche de son lit fortement élargi, les sables sont recouverts, pendant l'été, par une croûte de sel.

La valeur du rapport $\frac{Cl'}{Na'}$ (0,990) un peu moindre que l'unité, nous montre que, dans l'eau de cette rivière, il se trouve également de très petites quantités d'autres sels de sodium, certainement le sulfate de sodium. La présence du sulfate ne peut être décelée si facilement que dans un puits de Nănești, dont la salinité est faible (1,65 gr.), mais dans la formation de laquelle le sulfate de sodium entre pour une grande part. Dans la salinité des eaux de tous les autres puits (tabl. XLIV), le rapport $\frac{Cl'}{Na'}$ ayant une valeur plus grande que l'unité, il résulte que celles-ci contiendront aussi du Cl_2Ca ou du Cl_2Mg et auront un goût plus ou moins amer suivant leur teneur en ces deux sels.

Le degré de salinité de l'eau phréatique pour toutes les localités mentionnées, généralement est assez élevé, atteignant même 7,7 gr. de sels au lt., comme c'est le cas pour le puits No. 49 de Tătaru-Măicănești. Leur composition chimique varie de l'un à l'autre. L'eau phréatique est logée dans des alluvions: celles-ci sont assez récentes vers le N, du côté du Siret, plus anciennes et recouvertes par le loess vers le S. De là dérive très probablement le fait que l'on constate de nouveau de grandes diversités dans la nature des eaux des puits de la commune de Nănești, fait constaté tant de fois précédemment et sur lequel nous avons insisté lors des discussions sur les eaux des puits de Movila-Miresii et Cotul-Cioarei.

L'analye No. 71 est celle de l'eau d'un trou peu profond creusé dans des sables alluvionnaires au point dit Huroaia, situé près du confluent du Râmnicul-Sărat et du Siret. La salinité de cette eau est entièrement empruntée

Institutul Geologic al României

TABLEAU XLIII

Analyse (No. 74) de l'eau du puits No. 54

Commune Năneşti. Profondeur totale 4,10 m; profondeur du niveau de l'eau 2,90 m.

		1 lt. d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	1,9434	54,806
	Nitrique . . . . . NO'_3	0,2481	4,001
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,5682	11,829
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,8973	14,708
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	0,8858	38,514
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	absent	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,5774	28,820
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,2190	18,010
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—
	Amidogène . . . . . NH_2	absent	—
	Total . . .	5,3392	170,688

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à un contenu de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	19,195	100,000	36,399	100,000
	Nitrique . . . . . NO'_3	4,647	12,766	2,343	7,300
	Sulfurique . . . . . SO''_4	10,642	29,237	6,930	21,583
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	16,806	46,171	8,619	26,836
Cations	Sodium + Potassium . . . . $Na\cdot+K\cdot$	16,590	45,580	22,654	70,273
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	10,814	29,711	16,885	52,585
	Magnèsium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	4,102	11,268	10,551	32,861
	Fer . . . . . $Fe\cdot\cdot$	—	—	—	—
	Acide métasilicique . . . . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XLIV

Tableau comparatif entre les valeurs des rapports des divers constituants de l'eau phréatique de la région des sols salés du S et SE d'Ulmeni, de la région Gârbovi — Cotul Cioarei, de la region N du Bărăgan et de l'eau des rivières Buzău et Râmnicul-Sărat.

Localité	No. du puits	Le degré de salinité	Le rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$	Profondeur en m. Totale	Du miroir de l'eau
Ulmeni	29	4,8565	4,301	0,222	22,094	1,147	1,237	12,58	11,28
La région des sols salés du SSE: de Ulmeni	30	4,5471	12,262	0,419	2,842	0,979	8,496	3,62	1,67
	31	5,9119	8,043	0,259	32,664	1,068	8,369	4,65	1,20
	32	2,8057	10,525	0,712	14,049	0,951	3,982	1,65	1,15
Costeşti	33	2,3918	0,220	0,156	7,737	5,465	0,091	9,10	8,10
Dépression au N de Cioranca	34	1,7925	4,220	0,382	8,669	0,804	5,269	2,42	1,02
Cioranca	35	4,6703	1,343	0,942	1,432	1,003	1,269	2,50	—
Movila Banului	36	5,8737	6,039	0,792	7,300	0,959	3,550	3,35	2,20
» »	37	4,6715	4,549	0,111	3,509	1,414	3,347	3,10	2,30
» »	38	0,9329	2,579	0,133	2,382	0,123	0,562	3,97	3,04
3 km. au S de Movila Banului	39	1,7206	10,989	0,504	5,721	0,249	5,564	7,00	5,80
Amarul	40	3,8548	1,464	0,794	3,254	1,766	0,496	6,25	3,70
Gârbovi	41	2,8021	2,613	0,722	2,058	0,569	1,595	7,00	5,20
4,5 km. à l'Ouest de Gârbovi	42	0,7685	0,992	0,317	0,414	0,132	1,863	5,90	4,50
Săliştea Cotorca	43	2,4423	1,690	0,566	2,286	0,765	0,322	8,55	7,65
» »	44	2,1514	12,494	0,294	1,997	0,745	7,724	9,50	8,15
Cotul Cioarei	45	8,6013	7,055	2,313	2,617	0,858	5,133	4,50	1,80
» »	46	7,0650	1,267	0,800	1,912	1,182	1,031	4,40	3,60
La rivière Buzău à Deduleşti	—	1,2915	2,849	1,133	2,379	0,946	7,059	—	—
La rivière Râmnicul-Sărat à Nicoleşti	—	3,1134	5,757	1,006	5,535	0,990	18,002	—	—
Nicoleşti	47	4,1769	2,200	0,271	11,175	1,373	3,267	16,52	13,52
Codreşti	48	1,4930	2,149	1,017	2,228	1,054	0,674	9,50	7,10
Ciorăşti	49	5,9560	1,518	1,110	1,502	1,097	1,220	7,60	7,00
Tătaru	50	7,7009	1,324	0,820	1,906	1,180	2,218	2,60	1,75
Huroaia	51	3,0866	2,409	0,421	6,187	1,082	2,587	—	0,00
Năneşti	52	4,5225	7,604	0,181	39,165	0,939	10,370	4,10	2,75
»	53	1,6547	2,645	0,705	2,553	0,683	2,200	4,80	2,92
»	54	5,3392	1,336	0,410	4,634	1,423	2,138	4,12	2,90

Institutul Geologic al României

aux sels contenus dans les sables. D'ailleurs ses caractéristiques chimiques sont les mêmes que celles des eaux phréatiques du Bărăgan.

La localité de Năneşti, située à 1 km. environ au SW du Siret, est établie sur les alluvions de cette rivière. D'ailleurs elle est limitée à l'WSW par une série de lacs allongés et très recourbés; ils représentent les boucles recoupées d'un ancien cours d'eau qui se déversait autrefois dans le Siret et en jugeant d'après certaines formes du terrain se manifestant plus au S, peut-être le Siret lui-même.

À Năneşti, on a pris des échantillons de trois puits, ceux désignés dans le tableau sous les Nos. 52, 53 (le dernier dans la cour de l'école primaire de la localité) et 54. Ces trois puits jalonnent sensiblement une même ligne orientée du S au N; le deuxième à une distance de 100 m. et le troisième à 400 m. du premier.

Le puits 53 a l'eau la meilleure, raison pour laquelle il est le plus utilisé par les habitants. Sa salinité est relativement faible (seulement 1,65 gr. sels au lt.) et avec une teneur également réduite en nitrates (0,0041 gr. NO'_3). Le puits 52, achevé un mois seulement avant notre passage, a une eau beaucoup plus saline (4,5 gr. sels) et le puits 54 encore plus: 5,3 gr. sels a lt d'eau. La teneur en ions nitriques de la dernière est assez importante: 0,2481 gr. NO'_3 (tableaux XLII et XLIII).

Du fait que le niveau d'eau de ces puits est sensiblement le même: 2,75—2,90 m., il résulte non seulement que tous ces puits s'alimentent à une nappe aquifère d'un même niveau piézométrique mais aussi, que la diversité de leur composition chimique serait due à une discontinuité de la nappe aquifère produite par la nature variée des alluvions et peut-être par ce taines irrégularités du lit imperméable.

Institutul Geologic al României

III. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les discussions sur la composition chimique de l'eau des lacs salés et des eaux phréatiques du Bărăgan, nous ont révélé deux faits indiscutables: 1) d'abord la différence radicale qui existe entre leurs compositions chimiques bien que, très souvent la salinité des eaux des lacs est due pour la plupart aux eaux phréatiques; 2) ensuite l'impossibilité d'établir des rélations précises de composition chimique entre ces deux espèces d'eau.

Pour expliquer ces dissemblances, il est nécessaire de confronter les constatations résultant des relatives au degré et à la nature chimique des salinités de ces deux sortes d'eau, avec les données d'ordre géographique, physique, climatique ou génétique concernant le Bărăgan, les lacs ou les eaux phréatiques.

Attendu que les conclusions se rapportant au degré de salinité ne concordent pas avec celles se rapportant à la nature de la salinité, la discussion portera désormais séparément sur ces deux points de vue.

LE DEGRÉ DE SALINITÉ DE L'EAU DES LACS ET DES EAUX PHRÉATIQUES

Nous savons que le degré de salinité des eaux des lacs du Bărăgan est très varié. Le tableau XLV donne leur teneur en sels pour le mois d'août, mois de sécheresse. L'ordre suivi pour la présentation des données est celui correspondant aux catégories et aux groupes dont les lacs font partie.

Si nous nous référons aussi aux lacs Negru et Viișoara, situés tous les deux dans la « lunca » du Siret et à la gauche de cette rivière, donc en dehors du Bărăgan, nous verrons que le degré de salinité de leurs eaux est fort varié: de 2,327 gr. de sels pour Viișoara, à 137,971 gr. pour Movila Miresii.

De la lecture des données de ce tableau, il se dégage un fait important, à savoir: qu'il n'y a aucun rapport entre la salinité de l'eau d'un lac et la catégorie à laquelle il appartient. On n'en trouve ni même pour la catégorie de Plașcu, Chichinețul, Tătaru etc., lacs dépourvus de toute liaison avec des cours d'eau ou avec des vallées obstruées et qui, soustraits par ce fait à toute

Institutul Geologic al României

TABLEAU XLV

La teneur en sels des eaux des divers lacs du Bărăgan et de la « lunca » du Siret

Lacs situés le long des rivières				Lacs sans liaison avec des rivières ou des vallées	
Dans la « lunca »		Dans les vallées adjacentes, obstruées			
Amara	28,603	Fundata	16,7757	Plaşcu	8,580
Batogu	31,272	Schiauca	9,989	Chichineţul	9,041
Câineni	36,071	Strachina	11,015	Tătaru	12,497
Negru	17,620	Jârlău	3,023	Ianca	34,462
Viişoara	2,327	Balta Amara	10,773	Plopul	18,891
		Balta Albă	13,553	Movila Miresii	137,971
				Lutul Alb	21,579
				Sărat Brăila	67,199

influence venant de cette direction, devraient avoir un degré de salinité plus ou moins rapproché et, en tous cas, plus élevé que celui des lacs appartenant à d'autres catégories. Or, c'est surtout pour les lacs de cette catégorie que, le degré de salinité varie très fortement. Si, pour certains lacs, tels, par exemple Movila Miresii et Lacul Sărat, il est supérieur à celui de n'importe quel autre lac du Bărăgan; pour d'autres, comme Chichineţul, Plaşcu et même Plopul, il est très réduit, même par rapport à certains lacs situés le long des rivières: Amara, Batogu et Câineni dont les eaux ont une salinité élevée.

Ce fait est très important car il nous conduit à la conclusion que le degré de salinité des lacs en discussion n'est pas déterminé seulement par les facteurs: climat et catégorie dont ils font partie. Car le climat activant d'une façon à peu près identique, il s'ensuivrait qu'il devrait exister, tout au moins pour les lacs d'une même catégorie, un rapprochement plus grand entre les valeurs du degré de salinité, ce qui justement n'est pas le cas.

Il est évident que le degré de salinité des eaux de tous les lacs de la région, suivra les fluctuations saisonnières de volume des lacs: plus réduit au printemps, lors de la plus grande extension des lacs, plus élevé quand ceux-ci sont plus resserrés, en automne généralement. Par suite, aucune comparaison ne pourra être faite si on ne se rapporte pas aux données se référant strictement à l'état des lacs à une certaine époque de l'année. Comme les échantillons d'eau nécessaires à cette étude ont été récoltés toujours au mois d'août, les données présentes se réfèreront toutes à l'état des lacs à cette époque de l'année.

Pour expliquer les variations du degré de salinité des eaux des lacs du Bărăgan, appartenant à la même catégorie, ou à des catégories différentes, il faudra considérer encore certains faits connus qui contribuent à clarifier la question.

Institutul Geologic al României

1. La salinité relativement réduite et plus rapprochée, variant entre 9 et 17 gr. de sels par lt., des eaux de tous les lacs situés à la base des vallées obstruées. Parmi ceux-ci le lac de Jârlău communiquant, pendant les crues, avec le Buzău, a une salinité encore plus réduite: 3,022 gr. sels par lt.

On a montré que les lacs de ce groupe: Fundata, Schiauca, Jârlău, Balta-Amară et Balta Albă sont en liaison avec des vallées (certaines assez importantes), qui leur apportent au printemps une grande quantité d'eau météorique provenant de la fonte des neiges ou des précipitations. Il est suffisant de rappeler que, dans le cas du Jârlău, la quantité d'eau météorique est si importante, par rapport à celle de l'eau phréatique, qu'en dépit de sa grande surface d'évaporation, l'eau en est moins saline que les eaux phréatiques des alentours, dont la teneur en sels est de 4 à 6 gr. au lt.

Nous savons d'ailleurs, que pendant tout le reste de l'année, certains de ces lacs reçoivent l'eau de quelques sources qui apparaissent ça et là, aux endroits où les dites vallées recoupent la nappe d'eau phréatique. Ces circonstances, jointes à l'origine récente de ces lacs, expliquent toujours la salinité réduite de leurs eaux.

Il en ressort de tout cela que la salinité réduite des eaux des lacs situés à la base de vallées obstruées est une conséquence du fait que ces lacs sont en cours de salinisation.

Nous avons déjà signalé que le Strachina n'est devenu impropre au développement d'une faune ichtyologique que depuis 1916 et que le Schiauca n'entretient plus à présent qu'une seule espèce de cyprins. Cela prouve, une fois de plus, que la salinisation de ces lacs n'est qu'au début.

Plus encore, à cause de la structure morphologique de ces lacs, les eaux n'en ont pas la même salinité dans toute leur étendue. On connaît aussi, dans le cas de Fundata, la variation, en des points différents du lac, du degré de salinité.

2. Le fait que le lac Viișoara, de la « lunca » du Siret, ainsi que d'autres lacs de la Plaine Roumaine, que nous envisagerons ici pour la première fois, ont une salinité beaucoup plus réduite que n'importe quels autres du Bărăgan parce qu'ils renouvellent continuellement leurs eaux. Ainsi, Viișoara a seulement 2 gr. de sels par lt. parce que le printemps, au moment du débordement du Siret, ses eaux sont presqu'entièrement renouvellées. De même, le long de certaines vallées de la Plaine Roumaine suivies par de petits cours d'eau permanents, on rencontre aussi des lacs à eau presque douce. Quelques-uns sont des limans fluviatils provenant du colmatage des vallées; d'autres, sont artificiels résultés d'endiguements. Citons parmi les lacs appartennant à ces deux genres: Snagov, dans la vallée de Snagovul, Căldărușani de la vallée de Cociovalișstea, Buftea, Herăstrău, Florească, Tei, Fundeni et Cernica de la vallée de Colentina, le lac Moștiștea et autres de la vallée Moștiștea. Toutes

Institutul Geologic al României

ces vallées s'ouvrant dans des cours plus grands: la Ialomița, Dâmbovița ou le Danube, les eaux des lacs en question sont sans cesse renouvellées par les petits cours d'eau mentionnés.

Ce renouvellement de leurs eaux explique pourquoi ces lacs ne sont pas encore transformés en lacs salés[1]).

3. Le fait que la plus grande variation du degré de salinité est présentée par les lacs totalement dépourvus de liaison avec les cours d'eau. Actuellement, ces lacs ne s'alimentent que par les eaux phréatiques (alimentation qui est d'autant plus importante que les lacs sont moins colmatés) et par les eaux météoriques provenant des surfaces environnantes. Nous nous souvenons que la pluspart de ces lacs sont logés dans des « crovuri ».

Si nous rapportons l'intensité de salinisation de ces lacs à leur état de colmatage, nous constatons des rapports indiscutables de cause à effet.

Ceux qui se trouvent dans un état plus avancé de colmatage, s'alimentant donc moins — ou même pas du tout — en eaux phréatiques, ont une eau généralement moins saline.

Par contre, les lacs moins colmatés, dont les possibilités d'alimentation en eaux phréatiques sont plus considérables, ont une eau toujours plus saline

Sous ces rapports, Plașcu (ou Chichinețul) et Movila Miresii se trouvent dans des situations extrêmes.

Nous avons vu que Movila Miresii, et Lacul Sărat sont des lacs permanents parce que leur fond présente une forme regulière qui se trouve au même niveau ou sous le niveau des eaux phréatiques. Les eaux phréatiques pénètrent continuellement dans les dépressions occupées par ces lacs, rendant ainsi possible leur conservation pendant toute l'année.

Attendu que les eaux phréatiques ont elles-mêmes une salinité plus élevée, il est évident que par leur intermédiaire de notables quantités de sels seront introduites dans ces lacs. Ces quantités sont en rapport direct avec la salinité de ces eaux et avec la puissance de la nappe.

Les sels qui pénètrent dans les lacs permanents s'y accumulent et y restent, car pendant l'évaporation active de l'été le volume d'eau diminué se localise en un seul endroit du lac. Il y a toutefois, une certaine perte de substances, car lors du retrait des eaux, une quantité de sels reste toujours dans le limon à découvert; par l'exudation, ces sels formeront des efflorescences que les vents emporteront en partie, avant la saison des pluies, quand le lac réoccupe ses limites.

C'est ainsi qu'en dehors des accumulations, il se produit aussi des pertes de sels dans l'économie saline du lac. Cependant ces pertes sont en partie

[1]) A la suite de travaux d'assainissement, les eaux des lacs de la vallée Colentina, Herăstrău, Floreasca, Tei etc., sont désormais soustraites à toute possibilité de salinisation.

Institutul Geologic al României

compensées par l'agent même qui les provoque; par le vent, qui dépose dans les dépressions des sels enlevés ailleurs.

C'est donc un fait bien établi que les lacs de cette catégorie moins colmatés, comme Movila Miresii, Lacul Sărat et plus ou moins le lac de Ianca, ont un degré plus élevé de salinité, dû à une abondante alimentation en eaux phréatiques.

Les lacs Plașcu et Chichinețul qui sont d'anciennes dépressions partiellement comblées, ne s'alimentent que des eaux provenant de la fonte des neiges ou des eaux de précipitation des saisons pluvieuses. Nous savons que ces lacs ne se maintiennent d'une année à l'autre que pendant les années riches en précipitations, et qu'ils sèchent les premiers.

La salinité de ces deux lacs ainsi que celle de Tătaru et Plopu ne peut être que faible, vu que:

a) ils ne s'alimentent plus que des sels apportés par les vents et par les eaux de ruisselements;

b) séchant plus vite et leurs fonds découverts étant balayés plus longtemps par les vents, les pertes en sels seront par conséquant plus sensibles.

Grâce à ces circonstances, la salinité de ces lacs est de nature plutôt sporadique que remanente.

L'eau du lac Lutul Alb, a un degré de salinité intermédiaire, entre celui des deux groupes précédents. Ce lac se trouve dans un état de colmatage plus avancé par rapport à celui de Ianca et surtout par rapport à Movila Miresii ou Lacul Sărat. Les dépôts argilo-sableux de son fond s'opposant à la pénétration des eaux phréatiques, rend difficile son alimentation en sels par cette voie. De plus, il a un fond irrégulier (voir la description morphologique). Dans les creux des irrégularités et à l'époque des assèchements, il y reste des flaques d'eau, qui, en séchant plus rapidement, laissent des dépôts des sels et des efflorescences. Celles-ci seront en grande partie enlevés par les vents et soustraits ainsi à l'économie saline du lac. Ce dernier sera donc affecté par de continuelles pertes de sels, et d'autant plus fortes que le lac sera plus colmaté.

Il résulte donc que le degré réduit de salinité de l'eau du lac Lutul Alb est dû au fait que, dans ce lac, les phénomènes de désalinisation l'emportent sur ceux de salinisation.

Malgré son état actuel de désalinisation, l'eau de ce lac possède tout de même un degré de salinité plus élevé que celui de Plașcu et de Chichinețul.

L'ensemble des faits énumérés plus haut, qui rend compte des rapports existants entre le degré de salinité des eaux des lacs de Bărăgan et leur état physique, explique les fortes variations du degré de salinité. Les mêmes faits nous amènent à conclure, que le degré de salinité est déter-

Institutul Geologic al României

CARTE DE LA RÉGION ORIENTALE DE LA PLAINE ROUMAINE

P. PETRESCU: Recherches hydrochimiques dans la région Nord-Est de la plaine Roumaine


RÂMNICU SĂRAT
BUZĂU
URLAȚI
MIZIL
URZICENI
SLOBOZIA
CĂLĂRAȘI
BUCUREȘTI
OLTENIȚA
TURTUCAIA
SILISTRA
CERNAVODĂ
HÂRȘOVA
BRĂILA
GALAȚI
Nehoiașu
Beciu
Chiojdu-mic
Șar Chiojdu
Șoimari
Apostolache
Podenii noi
Gura Sărăței
Monteoru
Varlam
Stâlnicu
Stâlpu
Ulmeni
Cioranca
Movila Banului
Amaru
L. Amaru
Glodeanu Sărat
Silistea Cotorca
Armășești
Gârbovi
B. Snagov
L. Căldărușani
Ialomița
Mostiștea
B. Moștiștea
Arges
DUNĂREA
B. Greaca
Ciulnița
Perieți
Mărculești
Hagieni
Cegani
Stelnica
Tăndărei
Murgeanca
L. Strachina
Amara
L. Fundata
L. Popina
L. Schiauca
L. Ezeru
L. Stăncuța
L. Boian
E. Călărași
Colțea
L. Plașcu
Marian
Dep. Colțea
L. Chichinețu
L. Tătaru
Viziru
Ciresu
Batogu
L. Batogu
Fleasca
Dudescu
L. Traian
Călmățuiu
Rusețu
Gropeni
Tichilești
Latinu
Siret
Ez. Rățoaele
Desirați
Domnița
Movila-Miresei
Lutu-Alb
L. Sărat
L. Sărat Brăila
Esna
L. Plopu
L. Ianca
Ianca
Dedulești
Făurei
C. Cioarei
Jirlău
B. Jirlău
L. Caineni
Căineni
Drogu
Andreești
Plăsoiu
Stăvărești
Balta Albă
Boldu
Ciulnița
Băile B. Albă
B. Amara
Șuțești
L. Seaca
V. Encei
Niculești
Puești
Codrești
Ciorăști
Gulianca
B. Păpurișteа
B. lui Cană
B. Măxineni
R. Turcului
Măicănești
Tătaru
Nănești
B. Cârpănoaia
L. Negru
Vișoara
Namoloasa
B. Hlișteava
Hanu Conache
R. Ramnicu Sara
R. Buzău
R. Dâmbovița
V. Bătrâna
V. Cotorca
V. Sărățel
Sărățelu Berceș
V. Colentina
V. Ciorăști
V. Latâ
V. Ialomița
R. Argeș
Marița
Buzoel
B. Costeiul
Ciorăști
Gura Sărăței
Sărățelu
Buzău
Ulmeni
Stâlpu
Cioranca
Movila Banului
Amaru
Glodeanu Sărat
Silistea Cotorca
Armășești
Gârbovi
Colțea
Ciresu
Rusețu
Batogu
Viziru
Murgeanca
Tăndărei
Hagieni
Cegani
Stelnica
Ciulnița
Perieți
Mărculești
Amara
Slobozia
Călărași
Oltenița
Turtucaia
Silistra
Cernavodă
Brăila
Galați
Buzău
Ramnicu Sărat
Urziceni
Mizil
Urlați
Târgoviște
București
Ploiești
Giurgiu
Alexandria
Slobozia
Călărași
Oltenița
Turtucaia
Silistra
Cernavodă
Brăila
Galați
Hârșova
Medgidia
Constanța
Tulcea
Babadag
Isaccea
Măcin
Ismail
Reni
Cahul
Vulcănești
Leova
Cimișlia
Basarabeasca
Bolgrad
Arcis
Ialomița
Prahova
Dâmbovița
Argeș
Teleorman
Olt
Vlașca
Ilfov
Buzău
Brăila
Ialomița
Călărași
Constanța
Tulcea
Galați
Vaslui
Bârlad
Fălciu
Tecuci
Focșani
Râmnicu Sărat
Buzău

miné par le climat local et par l'état de colmatage des lacs. Par le jeu de ces deux facteurs, certains lacs se salinisent, d'autres se déssalinisent.

La variation en directions si opposées de la salinisation est déterminée uniquement par l'état de colmatage. L'accroissement de la salinité d'une pièce d'eau quelconque commence dès son colmatage, c'est-à-dire à partir du moment où elle s'isole du réseau hydrographique. La salinisation des pièces d'eau isolées se poursuit aussi longtemps que, suffisamment alimentées par des petits cours d'eau ou par les eaux phréatiques, elles conservent un caractère de permanence. Lorsque le colmatage progresse et, que par suite les difficultés d'alimentation en eaux phréatiques augmentent au point que ces surfaces d'eau peuvent s'assécher, elles commencent à se dessaliniser, les conditions de climat restant les mêmes.

Il est évident que ces lacs disparaîtront avec le temps, et que des terres salées leur succèderont.

La suite entière de ces phénomènes se rencontre également au Thibet, en Tunisie, dans les Steppes Kirghizes; c'en est le cas aussi de la Caspienne, du lac d'Aral, des lacs du bassin supérieur de l'Ienissei (Sibérie), lacs de Californie, de l'État d'Utah, du Canada (Saskatschewan), puis en Australie, etc.

Nous avons vu qu'au Bărăgan, l'eau de la première nappe aquifère, et parfois de la seconde ou même de la troisième, lorsque l'une ou l'autre de ces dernières forment la première nappe, ont toujours une salinité plus forte que celle de l'eau potable. La salinité de l'eau phréatique de toutes les régions du Bărăgan étudiées par nous ne s'approche que très rarement de celle des eaux potables; c'est le cas, par exemple, d'un puits de Movila Miresii, d'un puits de la plaine entre Sălișstea-Cotorca et Gârbovi, et d'un autre de Movila Banului. Dans tout le reste du Bărăgan, les eaux des puits ont habituellement un degré de salinité qui varie entre 1,6 et 8,6 gr. de sels au lt.

En général, la salinité des eaux phréatiques est d'autant plus élevée que la nappe est plus superficielle et qu'elle se trouve dans des régions à drainage malaisé ou nul.

La salinité élevée des nappes aquifères supérieures est due, entre autres, à l'évaporation déterminée par le climat local, elle-même favorisée par la structure poreuse du loess. Ainsi s'explique pourquoi, en de nombreux cas, l'eau de la première nappe est très chargée de sels quand l'épaisseur de la couche perméable au dessus du niveau de l'eau est faible. Il est évident que le degré de salinité de l'eau de la première nappe aura des fluctuations aussi suivant la saison.

Institutul Geologic al României

LA NATURE CHIMIQUE DE LA SALINITÉ DE L'EAU DES LACS ET DES EAUX PHRÉATIQUES

Nous avons vu que la composition chimique des eaux des lacs salés du Bărăgan varie beaucoup et que, ni de ce point de vue, il n'existe pas de rapport entre la composition chimique d'un lac quelconque et le groupe ou la catégorie à laquelle il appartient. Des différences radicales ont été constatées également entre la composition chimique des lacs et celle de eaux phréatiques des alentours. Ces différences ne peuvent s'expliquer par les actions modificatrices dues à l'activité biotique ou aux migrations des sels par capillarité, et encore moins par la concentration due à l'évaporation. On a déjà montré qu'on ne peut trouver, ni établir, des relations de continuité entre la nature chimique de la salinité de ces deux séries d'eau.

Pour mieux envisager la situation, nous allons reprendre toutes les constatations résultant de la considération des participations en pourcentage des constituants chimiques ayant un rôle plus actif dans la formation de l'équilibre chimique salin.

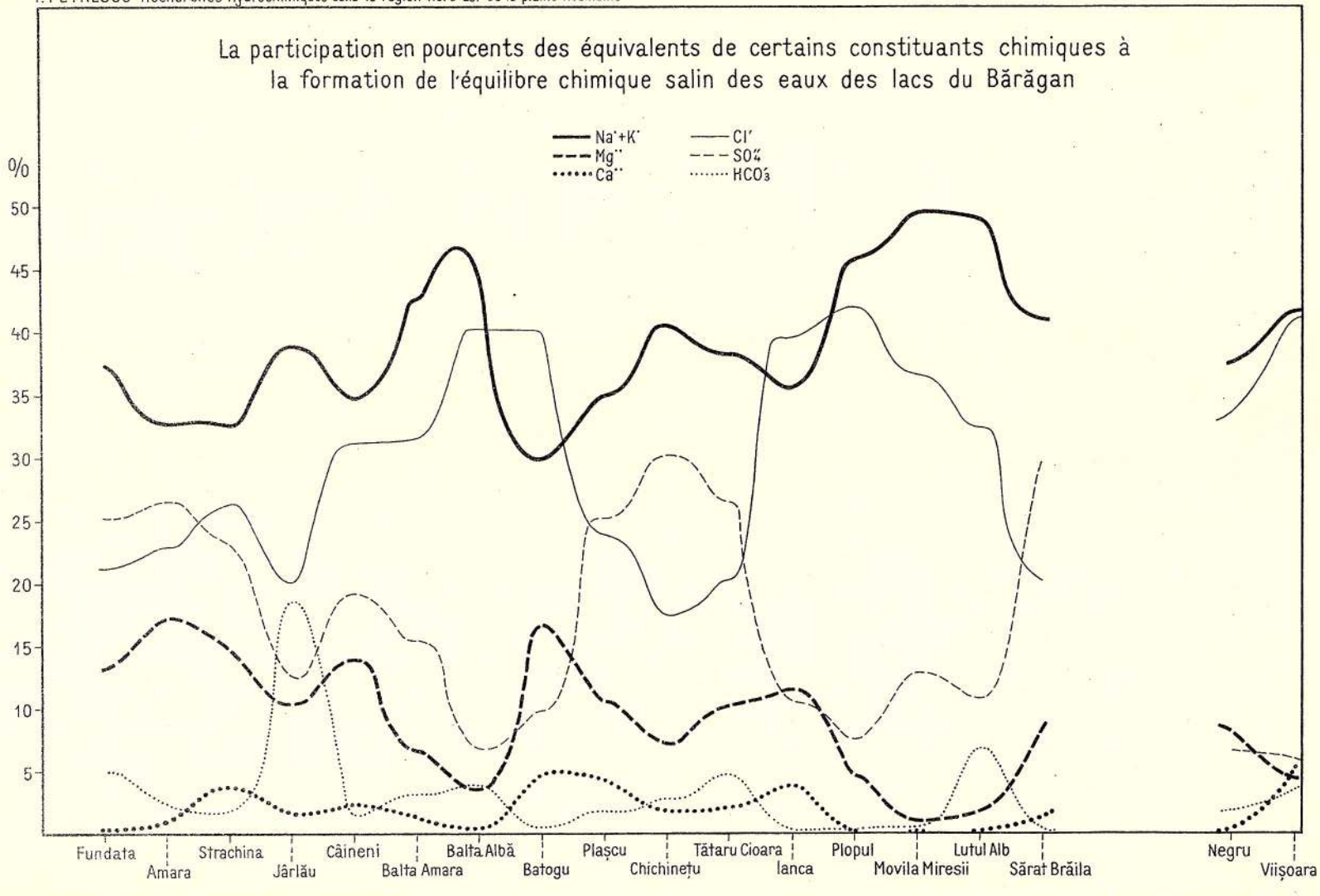
De tous les constituants basiques et pour tous les lacs, indifféremment de leur catégorie, celui qui participe le plus à l'équilibre chimique salin est le sodium, même pour le lac Batogu où sa participation y est relativement réduite (29%).

Le graphique No. 1 représente la participation en pourcentages des équivalents de certains constituants à la formation de l'équilibre chimique salin des eaux des lacs en discussion. En examinant ce graphique, on constate qu'il n'y a aucun rapport entre la participation du sodium et la catégorie ou le groupe auquel appartient le lac. Cette participation présente des variations de même ordre aussi bien pour les lacs d'une même catégorie que pour ceux de catégorie différentes.

Ainsi, tandis que la participation de sodium à l'équilibre chimique salin des eaux du Lutul Alb et de Movila Miresii, appartenant à la catégorie des lacs sans liaison avec des vallées, ou avec des cours d'eau est presque exclusive — respectivement 48,27% et 49,15% —, la même paricipation pour le reste des lacs de cette catégorie, Plașcu, Tătaru et Ianca est beaucoup plus réduite: 33,95%, 37,27% et 35,12%; elle est donc presque de même ordre que pour le Câineni, le Jârlău, l'Amara ou la Strachina, appartenant à la catégorie des lacs situés le long des cours d'eau. Par contre, la participation du sodium pour certains lacs appartenant à la dernière catégorie, tels que Balta Albă et Balta Amară est respectivement de 42,5% et 46,41%, donc assez rapprochée de celle des lacs Lutul Alb et Movila Miresii.

Le magnésium est le second cation important qui, après le sodium, se trouve dans la salinité de ces eaux. Sa participation plus ou moins grande à la formation de l'équilibre chimique salin, est en rapport inverse à celle

Institutul Geologic al României



Imprim. Atel. Inst. Geol. al Rom.

Institutul Geologic al României

du sodium. Il est évident que, pour le lac Batogu, où la déficience de sodium est la plus prononcée, la participation du magnésium sera plus importante: 16,05%. Pour Lutul Alb et Movila Miresii, la situation étant inverse, la participation du magnésium sera minime: respectivement de 0,6 et 1,4%.

Quant au calcium, sa participation à l'équilibre chimique salin est très réduite, bien que sa teneur globale pour les lacs en discussion — à l'exception de Plopul, Movila Miresii et Lutul Alb — soit supérieure à celle des eaux habituellement dénommées eaux douces, et parfois même à celle des eaux phréatiques de la région. Ce n'est qu'une conséquence du fait que la teneur en sodium et en magnésium est toujours très forte par rapport à celle en calcium; ceci est vrai même pour le Câineni, le Batogu et le Ianca dont les eaux ont une teneur importante en calcium (voir les tableaux d'analyses respectives).

Parmi les constituants acides, les ions de chlore et les ions sulfuriques sont ceux qui ont le rôle principal dans la formation de l'équilibre chimique salin des eaux des lacs du Bărăgan. Les ions bicarboniques y ont, en général, une participation plus réduite. Nous savons que, pour le lac de Jârlău, dont l'eau est la moins saline, les ions bicarboniques ont une participation plus importante; nous avons toutefois fait des réserves sur ce fait, parce que la teneur élevée en ions bicarboniques paraît être virtuellement un effet de la teneur importante en substances organiques. Dans la discussion qui suit, nous en ferons abstraction, pour ne considérer que les ions de chlore et les ions sulfuriques.

La forme sinueuse des courbes respectives (voir graphique 1) nous montre que, la participation de l'un ou de l'autre de ces deux constituants à la formation des différents équilibres chimiques salins est très différente; généralement, la participation de l'un est en rapport inverse de la participation de l'autre, indifféremment de la catégorie à laquelle appartient le lac considéré.

Pour certains lacs, tels que Strachina et Plaşcu par exemple, ces deux participations sont à peu près égales.

Il est intéressant de remarquer encore ceci: on ne constate pas de participation exclusive de l'un ou de l'autre de ces deux ions: chlore ou sulfurique, comme on l'a parfois constaté pour la participation des ions de sodium. De ce fait, le rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ a toujours une valeur plus faible que le rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$. En même temps, la valeur de ces deux rapports, indiquant que l'excès des ions de sodium sur ceux de magnésium est toujours plus fort que celui des ions de chlore sur ceux sulfuriques, nous démontre que dans l'eau de tous les lacs du Bărăgan doit se trouver du sulfate de sodium.

La salinité des eaux de ces lacs étant formée en majeure partie par des chlorures et des sulfates de sodium et de magnésium, il en résulte que sa nature

Institutul Geologic al României

sera déterminée par les proportions dans lesquelles ces quatre sels s'y trouvent.

Dans le tableau No. XLVI, sont consignés les pourcentages de ces sels, ainsi que la somme des pourcents de sels de même nature, par rapport à un des acides ou à une des bases de ces sels. Comme il est question ici de sels solubles, dont les constituants ont des poids atomiques différents, il est évident que les pourcents des différents sels d'une certaine salinité, exprimés en poids effectifs, représenteront des teneurs globales et non l'importance

TABLEAU

Le degré de salinité des eaux des lacs salés du Bărăgan et les pour

	L E					
	Fundata	Amara	Stracnina	Jârlău	Câineni	Balta-Amară
La teneur en sels par kg. d'eau, en grammes	17,7757	28,6327	11,0148	3,0232	36,0711	10,7726
	Le pourcent en équivalents des sels					
ClNa	42,096	45,068	52,398	39,384	61,592	62,940
Cl_2Mg	—	—	—	—	—	—
SO_4Na_2	33,604	19,338	11,974	24,070	7,134	21,030
SO_4Mg	18,580	32,932	33,734	?	30,116	9,248
$ClNa+Cl_2Mg$	42,096	45,068	52,398	39,384	61,592	62,940
$SO_4Na_2+SO_4Mg$	52,184	52,270	45,708	24,070	37,250	30,298
$ClNa+SO_4Na_2$	75,700	64,406	64,372	63,454	68,726	83,990
Cl_2Mg+SO_4Mg	18,580	32,932	33,734	?	30,116	9,248

réelle de ces sels dans la formation de l'équilibre chimique. C'est pour ce motif que les données de ce tableau sont toujours déduites des équivalents; bien qu'elles représentent des poids relatifs, elles sont cependant assez rapprochées de celles qui expriment le pourcentage en poids des sels proprement-dits entrant des la formation des salinités.

Pour éviter toute confusion, on a de même consigné dans le tableau la teneur globale en sels (le degré de salinité) des eaux de ces lacs.

La proportion des sels a été calculée par le procédé connu. Il en ressort que, parfois, certains sels peuvent manquer, bien que la salinité de tous les lacs en discussion soit toujours formée des mêmes constituants chimiques. Ainsi le chlorure de magnésium n'est indiqué que pour le Ianca et le Batogu. Cela résulte autant du calcul, que pratiquement, parce que, seul le résidu

Institutul Geologic al României

de l'eau de ces deux lacs est déliquescent. Dans d'autres cas, on ne mentionne pas la présence du sulfate de magnésium (lacs de Jârlău et Lutul Alb, ou du sulfate de sodium (pour le Batogu et le Ianca). Il est probable que ces deux sels ne manquent pas complètement dans ces lacs, mais leur détermination par calcul est tout aussi aléatoire que leur identification par cristallisation, ou par d'autres voies.

Tenant compte de la similitude des propriétés chimiques de certains constituants, ainsi que de la similitude des propriétés conférées par les sels

XLVI

cents des sels de sodium et de magnésium calculés en équivalents

L A C									
Balta Albă	Batogu	Plașcu	Chichi-neţu	Tătaru	Ianca	Plopu	Măvila Miresii	Lutul Alb	Lacul Sărat
13,5532	31,2799	8,5800	9,0408	12,4970	34,4624	18,8909	137,9719	21,5787	67,1996
de sodium et de magnésium									
80,090	58,816	47,520	34,502	40,230	70,348	84,382	73,232	65,272	40,672
—	21,488	—	—	—	8,552	—	—	—	—
12,734	?	21,502	48,142	35,652	?	6,636	25,060	21,228	41,052
0,266	19,508	28,282	11,912	16,908	20,724	8,130	0,498	?	17,788
80,090	80,304	47,520	34,502	40,230	78,900	84,382	73,232	65,272	40,672
13,000	19,508	49,784	60,054	52,560	20,724	14,766	25,558	21,228	58,840
92,824	58,816	69,022	82,644	75,882	70,348	91,018	98,292	86,500	81,724
0,266	40,996	28,282	11,912	16,908	29,276	8,130	0,498	?	17,788

de ceux-ci à l'eau, nous avons englobé les données correspondant au brome et de l'iode à celles du chlore, celles du calcium à celles du magnésium, et celles du potassium à celles du sodium. Ainsi, nous n'indiquons dans le tableau que ces quatre sels, à savoir: ClNa, SO_4Na_2, Cl_2Mg et SO_4Mg.

Suivant la valeur de la participation en pourcents de ces sels à la formation de l'équilibre chimique salin, et suivant les propriétés générales des eaux des lacs du Bărăgan, ceux-ci peuvent être classifiés en trois catégories:

1. La première, formée par les lacs Balta Albă, Plopul, Movila Miresii, pour lesquels le pourcentage en sels de sodium dépasse 90% — celui de magnésium s'élevant seulement à 8%. Le chlorure de sodium prédominant fortement sur le sulfate de sodium et le sulfate de magnésium, leurs eaux

Institutul Geologic al României

seront chlorosodiques, faiblement sulfatées ou magnésiennes. Ces lacs peuvent être considérés comme des lacs salés.

2. Une seconde catégorie est formée par Fundata, Balta Amară, Chichineţul, Tătaru, Ianca, Lutul Alb et Lacul Sărat. Le pourcentage en sels de sodium varie pour ces lacs entre 70% et 90%, celui des sels de magnésium entre 9 et 29%. Dans ce cas, le pourcentage en sulfate de sodium est plus élevé que pour les lacs précédents, surtout pour Lacul Sărat, où il est égal à celui du chlorure de sodium; dans les autres, ce pourcentage, bien que plus réduit, n'est pas très différent cependant de celui du chlorure de sodium. Les eaux de ces lacs sont des eaux chloro-sulfato-sodiques et magnésiennes. Les lacs doivent être considérés comme des lacs salés et amers.

3. Une troisième catégorie est formée par les lacs: Amara, Strachina, Câineni, Plaşcu et Batogu, pour lesquels le pourcentage de sels de sodium est compris entre 60 et 70% (pour Batogu, encore plus faible, 58%) par contre, celui de magnésium varie entre 30 et 41%. Pour ces lacs, le pourcentage de sels de magnésium est toujours plus élevé que celui du sulfate de sodium. Leurs eaux appartiennent donc à a catégorie des eaux chloro-sulfato-magnésiennes-sodiques; ces lacs sont amers.

Le causes de la forte variation de la salinité de ces lacs, ainsi que son origine, seront envisagées plus loin lorsque nous discuterons l'origine de la salinité des eaux phréatiques

En ce qui concerne la nature chimique de la salinité des eaux phréatiques, nous avons établi ces deux points essentiels:

a) d'abord qu'elle est — même alors que ces eaux sont par hasard peu salinisées — très différente de celle des eaux douces, c'est-à-dire des eaux provenant des régions à drainage prononcé;

b) ensuite, qu'elle varie fortement, et non seulement d'une nappe à l'autre, mais aussi pour une même nappe, parfois en des points très rapprochés (voir l'analyse des puits au SE d'Ulmeni, Movila Miresii, Cotul Cioarei et Năneşti).

Ces eaux sont caractérisées par une teneur élevée en chlorures et en sulfates de sodium, nitrates de calcium (peut-être même nitrates de sodium), sulfates et chlorures de magnésium. En dehors de ces sels, elles contiennent encore SO_4Ca, $(CO_3H)_2Ca$ et $(CO_3H)_2Mg$ mais, très souvent, dans les mêmes proportions que dans les eaux douces. Suivant leur teneur plus ou moins grande en sels énumérés ci-dessus, leur goût sera variable: séléniteux, salé, salé-amer, ou franchement amer.

On sait que, seule la première nappe aquifère du Bărăgan, rarement, et seulement dans les conditions déjà spécifées, la 2-e ou la 3-e a une eau plus saline. Les eaux des nappes plus profondes le sont toujours moins.

Ainsi, le phénomène local de salinisation sous-terraine intensive est limité seulement aux eaux phréatiques se trouvant à la base du loess, ou

Institutul Geologic al României

intercalées dans celui-ci et aussi à celles se trouvant sous les alluvions récentes.

En considérant d'une part l'intrusion massive de nitrate de calcium et de sulfate de sodium dans la composition chimique de ces eaux, de l'autre part le climat local et la structure poreuse du loess, nous devons admettre qu'il existe un rapport étroit entre l'origine et la nature des dépôts qui logent les eaux phréatiques et les grandes variations dans la salinité de celles-ci.

On a déjà montré que les dépôts éoliens qui constituent le loess du Bărăgan (il ne peut donc plus être question des alluvions de la lunca du Călmățui, ou celles de la région du Siret comprenant Nănești, Măicănești-Tătaru) proviennent presqu'exclusivement du matériel alluvionnaire remanié des « lunca » des rivières de l'endroit.

Or, toutes les rivières qui sillonnent le Bărăgan: Ialomița, Buzău et le Râmnicul-Sărat prennent leurs sources dans les hautes montagnes constituées par des schistes cristallins ou par des dépôts d'âge crétacé et paléogène, ensuite, avant de déboucher dans la plaine, ils traversent de larges zones constituées par des formations plus récentes: miocènes et pliocènes. Le long de ce trajet, de la source jusqu'à leur entrée dans la plaine, ces rivières, ainsi que leurs nombreux affluents, drainent des formations géologiques dans lesquelles les manifestations salines, sources salées ou efflorescences, sont très fréquentes. On sait que dans les formations d'origine marine ou saumâtre, celles-ci peuvent provenir des sels primaires — connate-salts — tandis que, pour les dépôts du Pliocène supérieur, elles proviennent pour la plupart des sels remaniés par infiltration.

La salinité des eaux des sources salées est constituée en majeure partie par le chlorure de sodium, après lequel suivent, par ordre d'importance, soit le sulfate de calcium, suivi du chlorure de magnésium, soit le chlorure de calcium et de magnésium suivis à leur tour par le sulfate de calcium, selon qu'il s'agit des eaux percolant le manteau du sel (ou circulant autour du massif de sel), ou des eaux fossiles, inclues comme on le sait dans toutes les formations à commencer par le Paléogène. Les eaux fossiles se caractérisent aussi par une teneur élevée en iode, brome et souvent en ammonium.

Pratiquement, les sulfates de sodium et de magnésium font défaut dans ces deux catégories d'eaux salées, et l'on sait que ce genre de manifestations salines est assez fréquent et parfois tellement riche que, dans de nombreux cas, la toponymie locale en est influencée.

Les efflorescences sont à leur tour très répandues, mais le plus souvent peu développées. Considérées jadis comme des manifestations simplement salées, les efflorescences sont constituées en realité presqu'exclusivement par des sulfates: soit par du sulfate de sodium et de magnésium soit du sulfate de magnésium et de calcium. Lorsque les efflorescences contiennent aussi du chlorure de sodium, leur teneur en ce sel est réduite.

Institutul Geologic al României

Ce fait a été constaté par nous depuis longtemps, pour les efflorescences formées sur le grès oligocène des bords du ruisseau Olănești (départ. Vâlcea), puis pour les efflorescences récoltées par I. ATANASIU à Uzdi-Sf. George (Transylvanie) et qui sont constituées par 98,90% d'epsomyte et par 1,91% du gypse. G. MURGEANU (38) cite aussi certaines efflorescences sur les marnes crétacées de Moroeni, sur la Ialomița (départ. de Dâmbovița); elles sont constituées exclusivement de sulfate de magnésium. M. D. ȘTEFĂNESCU, dans une communication encore inédite, nous a fait connaître qu'à Beciu (depart. de Buzău), les marnes pliocènes sont recouvertes parfois de sulfates de magnésium. Le fait paraît donc être général. Nous l'avons d'ailleurs vérifié nous-mêmes dans des cas différents au point de vue géologique, dans les efflorescences à faible teneur en ClNa apparaissant sur les marnes valanginiennes de Valea Cernica, et sur les marnes senoniennes du Gura Beliei, points situés sur les rives de la rivière Prahova, au N et au S de Comarnic (départ. de Prahova), de même que pour les cas d'efflorescences de Fisici (départ. de Buzău, voir la carte) qui sont constituées en majeure partie de sulfates de sodium et de très peu de sulfate de magnésium (48).

Or, tous les sels des sources salées ainsi que ceux des efflorescences pénètrent (les dernières par l'intermédiaire des eaux de ruissellement) d'abord dans les eaux des affluents et ensuite dans les cours qui traversent le Bărăgan.

L'intrusion des sels des efflorescences dans les eaux des rivières crée des situations en apparence assez curieuses et qui sont faciles à observer dans le cas du Buzău. L'eau de cette rivière étant moins saline que celles des puits de la région, est toujours préférée par les habitants des localités situées le long de son cours, et cela sauf pendant les quelques jours qui suivent aux crues de la rivière. Nous nous souvenons que la salinité de l'eau du Buzău, à Dedulești — point situé à environ 100 km. de l'entrée de la rivière dans la plaine — est de 1,22 gr. sels au lt., tandis que celle du Râmnicul-Sărat à Niculești — à environ 25 km. après l'entrée dans la plaine — est de 3 gr. de sels. Dans les deux cas, la présence du sulfate de sodium a été facilement décellée.

D'autre part, la « lunca » du cours inférieur des rivières traversant ou limitant le Bărăgan est, à la suite de nombreux détours, très développée. Pour en avoir une idée, il est suffisant de montrer que la longueur du Buzău, à partir de son entrée dans la plaine jusqu'à son embouchure, est le double des 92 km., la distance à vol d'oiseau entre ces deux points. De ce fait, ces rivières ayant aussi des lits très larges dans cette partie de leur cours, il est évident que d'importantes quantités des sels resteront dans l'eau qui remplit, après les crues, les creux ou les tournants abandonnés, comme dans l'eau qui imbibe les alluvions des lits. Plus encore, à cause de la forte évaporation locale, l'eau des rivières pénètre continuellement par capillarité dans les sables, et ses sels s'y concentrent et se déposent suivant leur solubilité.

Institutul Geologic al României

Le phénomène s'observe le long du Buzău et du Râmnicul-Sărat où, à 2,5 km. en aval de Măicănești et jusque près du confluent avec le Siret, les alluvions, à droite et à gauche de la rivière semblent, pendant l'été, couvertes de neige. Quand les sables asséchés sont balayés par les vents, les sels qu'ils contiennent sont nécessairement éparpillés eux aussi.

Ce transport de sels par les vent, s'observe fort bien dans le Bărăgan, surtout dans les dépresions des lacs en voie de désalinisation. À l'époque des vents forts, on voit alors de vrais nuages de poudre blanchâtre qui se déplacent à l'intérieur des dépressions et même en dehors d'elles.

La formation des dépôts de sels en croûte, ou à l'intérieur des sables, est un phénomène très complexe et très difficile à suivre. La propagation par osmose et par capillarité est différente pour les divers sels se trouvant en solution concentrée dans les sables; delà provient une séparation par groupes de sels. Dans de points plus ou moins éloignés de la rivière le rapport entre les sels constitutifs de la solution imbibant les sables varie.

Un aspect de ce phénomène, intéressant par ses conséquences, a été observé par nous à propos des efflorescences qui commençaient à se former sur les sables du lit du Buzău, à la hauteur de Deșirați et de Latinu, neuf jours après une crue de la rivière (août 1938). Dans ces efflorescences, contrairement à l'eau du Buzău, les sulfates — surtout le sulfate de sodium — dépassent de beaucoup les chlorures. On sait que, pour l'eau du Buzău, le rapport (des équivalents) $\frac{Cl'}{SO''_4}$ a une valeur moyenne de 3,526 tandis que pour les sels des sables de la même rivière, et dans les points mentionnés, ce rapport a les valeurs 0,303 et 0,318 (48).

Ainsi donc les sels qui accompagnent la poussière enlevée par les vents, au passé et à présent, des lits des rivières ne sont pas toujours les mêmes et, vu les nombreux facteurs qui participent à leur dépôt, on ne pourra jamais établir une règle. En revanche, leur dépôt se produit dans les mêmes conditions que pour tout autre matériel éolien, à savoir dans les dépressions, soit dans les champs.

Dans le premier cas, les sels sont fixés directemment par l'eau des lacs; dans le second, ces sels arrivent dans la nappe phréatique par l'intermédiaire des eaux d'infiltration.

Il s'ensuit que la salinité des eaux phréatiques du Bărăgan n'est dans sa totalité rémanente, c'est-à-dire entièrement redevable aux sels inclus primordialement dans le loess; cela, parce qu'elle est en partie actuelle, en tant qu'elle résulte de l'infiltration de sels déposés continuellement par les vents.

De ce qui précéde il résulte que certains sels constitutifs de la salinité des eaux des lacs et des eaux phréatiques tels le ClNa, SO_4Na_2, SO_4Mg, Cl_2Ca, les iodures et les bromures — et ces deux sels doivent se trouver en quantités minimes également dans les eaux phréatiques — devront être

Institutul Geologic al României

considerés comme des sels primaires, tandisque les nitrates et une partie des bicarbonates comme des sels secondaires, c'est-à-dire comme des métasels.

Nous avons vu qu'en certains points du Bărăgan, comme le Jârlău, le Drogu, Vișani, Câineni, etc., la teneur de l'eau phréatique en ions nitriques est assez élevée et que souvent elle dépasse de beaucoup celle de n'importe quel autre ion acide. De ce point de vue, ces eaux sont vraiment des eaux nitratiques. Pour mieux nous représenter l'importance qu'ont parfois les nitrates, il est suffisant de montrer que, dans l'eau du puits No. 5, de la commune de Drogu, dont la teneur totale en sels au lt. est de 8,9137 gr. de sels, la teneur en nitrates de calcium est de 2,873 gr.

Il est évident que les nitrates représentent le produit final de l'activité vitale des bactéries fixatrices d'azote (différentes espèces d'*Azotobacter* avec le *Clostridium Pasteurianum*) pour lesquels la substance minérale du sol, les déchets organiques et l'humus du sol ont servi d'aliments énergétiques.

Tenant compte des nombreuses données présentées par nous dans la deuxième partie de cette étude, sur la teneur des eaux phréatiques en nitrates, que de l'emplacement des divers puits où l'on a récolté les échantillons d'eau, il résulte d'une part que les nitrates sont plus abondants dans les régions habitées (au Hanul Conachi, région moins habitée et recouverte récemment par la végétation, ils manquent absolument); d'autre part, que leur présence est due à un phénomène général se manifestant partout et non à des causes accidentelles, restreintes aux alentours de l'ouverture des puits.

Nous pouvons donc conclure que la forte salinisation des eaux phréatiques du Bărăgan est un phénomène qui est étroitement lié à celui du dépôt du loess lequel se poursuit encore de nos jours. L'eau des nappes inférieures soustraite à ce genre d'influences a une salinité toujours moindre.

Quant aux différences si variées présentées par la composition chimique de l'eau phréatique, elles peuvent provenir de plusieurs causes:

1. D'abord du fait que les sels enlevés avec les alluvions ne sont pas toujours les mêmes, et que leur éparpillement n'a pas lieu seulement dans la direction des vents dominants (N, NE, E) mais aussi, en d'autres directions.

2. Suivant qu'il y a ou qu'il n'y a pas de précipitations et suivant l'étendue de celles-ci, les sels enlevés par les vents peuvent être fixés dans un point donné, tandis qu'ils ne le sont pas dans un autre, tout proche.

3. De la porosité plus ou moins uniforme de la couche perméable dans laquelle est logée la nappe phréatique.

4. À cause de l'irrégularité même du relief de la couche imperméable. Lorsque, par érosion, ce relief présente des creux, des volumes d'eau, plus ou moins importants, plus ou moins isolès, y peuvent être retenus.

5. Il y a à considérer encorer l'échange de bases entre les solutions salines, descendantes ou ascendantes, et l'argile du loess. Le phénomène se

Institutul Geologic al României

produisant dans des conditions tellement variables, concure lui aussi à créer des différences dans la composition chimique de l'eau phréatique.

On a montré ailleurs que le matériel récent remplissant la dépression du Bărăgan (loess et alluvions), bien différent comme finesse, s'est déposé d'une façon arbitraire. De là des discontinuités plus ou moins prononcées dans la couche perméable qui loge l'eau phréatique. Il s'ensuit que la circulation générale à l'intérieur de la couche perméable est presque nulle ou, tout au moins, très réduite.

En considérant le mouvement malaisé et restreint de l'eau phréatique et, par conséquent, les possibilités réduites de son uniformisation, de même que la façon dont elle s'alimente en sels, on comprendra les différenciations si fortes des eaux phréatiques du Bărăgan, autant du point de vue de leur degré de salinité, que de leur nature chimique.

La différenciation de même ordre des eaux des lacs est dûe à la diversité des eaux phréatiques d'une part, et aux phénomènes de transport des sels par les vents de l'autre.

La conclusion générale qui s'impose sur la question de la salinité élevée des eaux phréatiques et des lacs du Bărăgan, c'est qu'elle dérive du processus même de remplissage de la dépression dans laquelle est comprise la Plaine Roumaine.

La salinisation de ces eaux a commencé après la stabilisation du Danube dans sa position actuelle et après la transformation de certaines parties de la Plaine Roumaine en régions dépourvues de drainage, à la suite des changements topographiques provoquées par les dépôts éoliens.

Quant aux vastes surfaces de terres salées, très fréquentes dans les parties plus basses de la région et surtout là où l'eau phréatique se trouve à petite profondeur, leur existence marque un autre aspect du phénomène. Le problème de leur amélioration ne pourra être résolu que par la régularisation des rivières du Bărăgan et par le drainage des eaux phréatiques trop chargées en sels là où les différences de niveau permettent un tel travail.

Institutul Geologic al României

INDEX

SITUATION DES PUITS DONT L'EAU A ÉTÉ ANALYSÉE DANS CE TRAVAIL

No. 1, commune Jârlău, sur la voie vicinale à l'endroit de la propriété de l'habitant G. Șoarece (page 262).

No. 2, commune Jârlău, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Oprea G. Puică (page 262).

No. 3, à la sortie W de la commune Jârlău, près du moulin (page 263).

No. 4, commune Andreești-Hoinari, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Petrache Matei (page. 263).

No. 5, commune Drogu, sur la voie vicinale et au centre de la localité (page 263).

No. 6, commune Vișani, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant R. Caraman (page 265).

No. 7, commune Câinenii Vechi, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Tudor Bratu (page 265).

No. 8, commune Plăsoiu; ce puits fait partie d'un groupe de puits foncés à l'entrée SW de la localité (page 266).

No. 9, commune Balta Albă (bains), dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Stan Aloman (page 266).

No. 10, commune Balta Albă (bains), dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Iordache Bărăgan (page 266).

No. 11, commune Batogu; puits foncé à l'entrée S de la localité dans un « buzoel » (page 272).

No. 12, commune Batogu, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Răducan Pricop (page 272).

No. 13, commune Batogu; puits abandonné situé à 200 m. de la mairie sur le chemin qui conduit au lac (page 273).

No. 14, commune Batogu, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Zainea Buzea (page 273).

No. 15, commune Batogu, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant G. Micu (page 273).

No. 16, commune Cireșu, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Dumitru Balaban (page 274).

No. 17, commune Cireșu, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Zaharia Hornea (page 274).

No. 18, commune Cireșu, sur la route et à l'endroit de la propriété de l'habitant Mihalcea Becheanu (page 275).

Institutul Geologic al României

No. 19, puits foncé sur le bord W du lac Negru (page 281).

No. 20, commune Hanul Conachi; puits foncé sur le chemin à 200 m. E de la gare (page 281).

No. 21, puits foncé sur le bord du lac Movila Miresii, le coin W (page 294).

No. 22, commune Movila Miresii, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Al. Vrânceanu (page 294).

No. 23, puits foncé au bord du 3-e chemin W—E, commune Movila Miresii (page 295).

No. 24, commune Movila Miresii, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Petre Sotir (page 295).

No. 25, commune Movila Miresii, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Anton Ştefan (page 295).

No. 26, puits foncé sur le bord N du lac Lutul Alb (page 296).

No. 27, une excavation foncée sur la berge NW du lac Lutul Alb (page 296).

No. 28, puits foncé au bord du chemin perpendiculaire sur la route de Brăila, au S de celle-ci, devant la propriété de Şerban Bălan (page 298).

No. 29, puits foncé à Ulmeni, le long de la route de Buzău, près de la mairie (page 302).

No. 30, puits foncé au N de la région de sols salés se trouvant au SSE d'Ulmeni (page 302).

No. 31, puits foncé 3,5 km. au S du puits précédent (page 303).

No. 32, puits foncé dans la partie NW de ces sols salés (page 303).

No. 33, puits foncé dans la partie NE de ces sols salés (page 303).

No. 34, puits foncé dans un grand carrefour de la commune Costeşti (page 304).

No. 35, commune Cioranca, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant N. Constantinescu (page 304).

No. 36, commune Movila Banului; puits foncé dans la partie SE de la région de sols salés du SSE d'Ulmeni (page 305).

No. 37, commune Movila Banului, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Vasile Mincă (page 305).

No. 38, commune Movila Banului; puits foncé sur la voie vicinale près de l'entrée S (page 305).

No. 39, puits foncé 3 km. au S de Movila Banului, vers Amaru (page 306).

No. 40, commune Amaru, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Costache Cană (page 306).

No. 41, commune Gârbovi, dans l'enceinte de la propriété de l'habitant G. Căminaru (page 307).

No. 42, puits foncé dans une plaine sur la voie vicinale Gârbovi-Săliştea-Cotorca et à 4,5 km. de Gârbovi (page 307).

No. 43, puits foncé à l'entrée N de la commune Săliştea-Cotorca (page 307).

No. 44, puits foncé à l'entrée S de la commune Săliştea-Cotorca (page 310).

No. 45, commune Cotul Cioărei, situé dans l'enceinte de la propriété de Bița R. Drogeanu (page 310).

No. 46, commune Cotul Cioarei, situé dans l'enceinte de la propriété de G. Lupaşcu (page 311).

No. 47, puits foncé sur la rive et à 150 m. de la rivière Râmnicul-Sărat, à l'entrée de la commune Niculeşti (page 312).

No. 48, puits foncé sur la voie vicinale, dans la commune Codreşti (page 312).

No. 49, commune Ciorăşti se trouve dans l'enceinte de la propriété de l'habitant Toader Lizea (page 313).

Institutul Geologic al României

No. 50, commune Măicănești (bourgade Tătaru), dans l'enceinte de la propriété de l'habitant D. Cotolan (page 313).

No. 51, une excavation foncé dans les alluvions, au point Huroaia près du pont dressé sur le Râmnicul-Sărat (page 313).

No. 52, commune Năneşti dans l'enceinte de la propriété du prêtre Dumitru Codiță (page 315).

No. 53, commune Năneşti, foncé sur le terrain de l'école primaire (page 315).

No. 54, commune Năneşti, puits foncé dans l'enceinte de la propriété de l'habitant I. Rață (page 317).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ALECSANDRI V., Balta Albă. (Opere complecte). Bucureşti, 1876.
2. ALIMĂNIŞTEANU C., Sondajul din Bărăgan. *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr.* 1896.
3. ANDRUSSOW N., Bosphorus und Dardanellen. *Ann. géol. et minér. de la Russie*, XII. Nr. 7—8.
4. APOSTOLEANU I. G., Băile dela Lacul Sărat. Bucureşti, 1884.
5. — Descrierea staţiunii balneare dela Lacul Sărat. Brăila, 1889.
6. AUERBACH Dr., Despre apele minerale dela Balta Albă. *Monitorul Medical*, 1862, Nr. 30—31.
7. BAAS-BECKING and MASSING A., On the changes in the composition of natural waters. *Recueil des Travaux Chimiques des Pays-Bas*, Vol. 53, IV-e série, T. 15, 1934.
8. BASTAKI TH., Raport privitor la Staţiunea balneară Lacul Sărat pe anul 1895. Idem pe anul 1896. *Bul. Minist. Dom.*, An. VIII, Bucureşti, 1896.
9. BERNARD L. A., Analiza apelor Lacului-Sărat. *Bul. Minist. Dom.*, An. I, 1885.
10. BROWN I. S., The Salton Sea region, California. A geogr. geol. and hydrol. reconnaissance with a guide to desert watering places. U. S. Geol. Survey. *Water-Suply Paper* 497, p. 292, 1923.
11. BUJOR P., Contribution à l'étude de la faune des lacs salés de Roumanie. *Ann. Scient. de l'Univ. Iassy*, T. I, 1901.
12. CERNESCU N., Facteurs de climats et zones de sols en Roumanie. Inst. Geol. Rom. *Studii technice şi economice*, Seria C. 1934.
13. CLARKE F. W., The data of Geochemistry.
14. DAVILA CAROL. Descrierea proprietăţilor chimice şi terapeutice a apei dela Balta-Albă. Bucureşti, 1873.
15. DRĂGHICEANU M. M., Studii asupra hidrologiei subterane în România. Bucureşti, 1895.
16. — Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Bucureşti, 1906.
17. DUMITRIU V., Analiza apei Lacului Sărat-Brăila. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. I, 1907, p. 387. *Idem*, Vol. III, f. 2, 1910, p. 558.
18. — Analiza apei lacului Balta-Albă. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1908, p.. 473.
19. DVALI M. F., Results of hydrological explorations in the western part of the Apsheron Peninsula. *Trans. Geol. Service U. S. S. R.*, 265, Leningrad, 1932. Ref. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Petr.*, II, erstes Heft, 1934.
20. ENCULESCU P., PROTOPOPESCU-PACHE EM., MURGOCI G. şi SAIDEL T., Harta solurilor României 111.500.000. Atlas geologic, Foaia 2. Inst. Geol. Rom. Bucureşti, 1927.
21. EPITIS C. C., Apa sărată dela Balta-Albă. Brăila, 1847.
22. FĂTU ANASTASIE., Descrierea şi întrebuinţarea apei comune şi a apeloru minerali din România. Jassy, 1874.
23. FILIPESCU M. G., Études géologiques dans la région comprise entre la valée du Teleajen et les valées du Slănic et de Bâsca mică. *Bul. Lab. de Min. Generală Univ. Bucureşti*, Vol. II, 1937.

Institutul Geologic al României

24. GAVĂT I., Sur les anomalies du gradient horizontal de « G » aux confins de Subcarpathes et de la Plaine Roumaine au point de vue de la prospection du pétrole. *Travaux du 2-e Congrès Mondial du Pétrole.* Paris, 1937. *Monit. du Pétrole Roum.*, 1938, No. 1.

25. GRABAU A. W., Geology of non metallic mineral deposits other than silicates. London, 1920.

26. LACROIX HANS, Chemische und bakteriologische Untersuchung eines Wassers aus dem Donau Delta. In « Wissenschaftliche Forschungsergebnisse aus dem Gebiete der unteren Donau und des Schwarzen Meeres ». *Archiv f. Hydrobiologie*, Bd. 16, 1926, Stuttgart.

27. LEE W. T., Geography, geology and physiography of the Great Salt Lake basin. *U. S. Geol. Survey Bull.* 752, 1924.

28. LIPMAN C. B. and BURGESS P. S., Studies on nitrogen fixation and Azotobacter form in soils of foreign countries. *Cbl. Bakt.* II, 44, 415, 1915.

29. MAC COY E. W. M. HIGBY and E. B. FRED, The assimilation of nitrogen by pure cultures of Clostridium Pasteurianum and related organismus. *Cbl. Bakt.* II, 76, 314 (1928).

30. MAC DOUGAL D. T., The Salton Sea. *Carnegie Institution.* Washington, 1914.

31. MAIOR OV., Terenurile Sărate din România şi punerea lor în valoare. Bucureşti, 1912.

31. MARTONNE, EM. DE, La Valachie. Paris, 1902.

33. MASSING A. and BAAS-BECKING., On the changes in the composition of natural waters. *Recueil des Travaux Chimiques des Pays-Bas*, Vol. 53 (IV-e série, T. 15), 1934.

34. MRAZEC L., Quelques remarques sur le cours de rivières en Roumanie. *Ann. Muz. Geol.* Bucureşti, 1896.

35. — Comunicare asupra originii loesului. *Bul. Secţ. Şt.*, V, Bucureşti, 1899.

36. — Lacs salés de la Roumanie. *Archives des Sc. phys. et nat.* Génève, 1901.

37. — et TEYSSERE W., Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements du sel en Roumanie. *Monit. Pétr. Rom.* Vol. III, 1902.

38. MURGEANU G., La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII, 1934.

39. MURGOCI G. M., Raport asupra lucrărilor făcute de Secţia de Agrogeologie în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, 1908.

40. — La plaine et la Balta du Danube. *Guide du III-e Congres int. du pétrole*, 1907.

41. — The climats in Roumania in the late Quaternary times. *XI Cong. Int. Geol.* Stockholm, 1910.

42. NOBLE A. F., Nitrate deposits in the Amargosa region, southeastern California. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 724, 1922.

43. — Nitrate deposits, California. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 820.

44. OTETELIŞANU E., Regiunile climaterice ale României. *Bul. meteorologic lunar*, Serie II, Vol. VIII. Bucarest, 1928.

45. PANĂ AUR., Cursul inferior al Călmăţuiului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, 1910.

46. PETRESCU P., Étude géochimique des eaux des limans du Sud-est de la Bessarabie. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, 1932.

47. — Un sediment calcaros biogen pe fundul lacului Sărat-Brăila. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1932.

48. — Asupra naturii eflorescenţelor ce apar pe depozitele argiloase şi gresoase din Carpaţii româneşti. Bucureşti 1939.

49. PONI P., Études sur les minéraux de la Roumanie. *Ann. Scient. Univ. de Iassy*, T. I, 1901.

Institutul Geologic al României

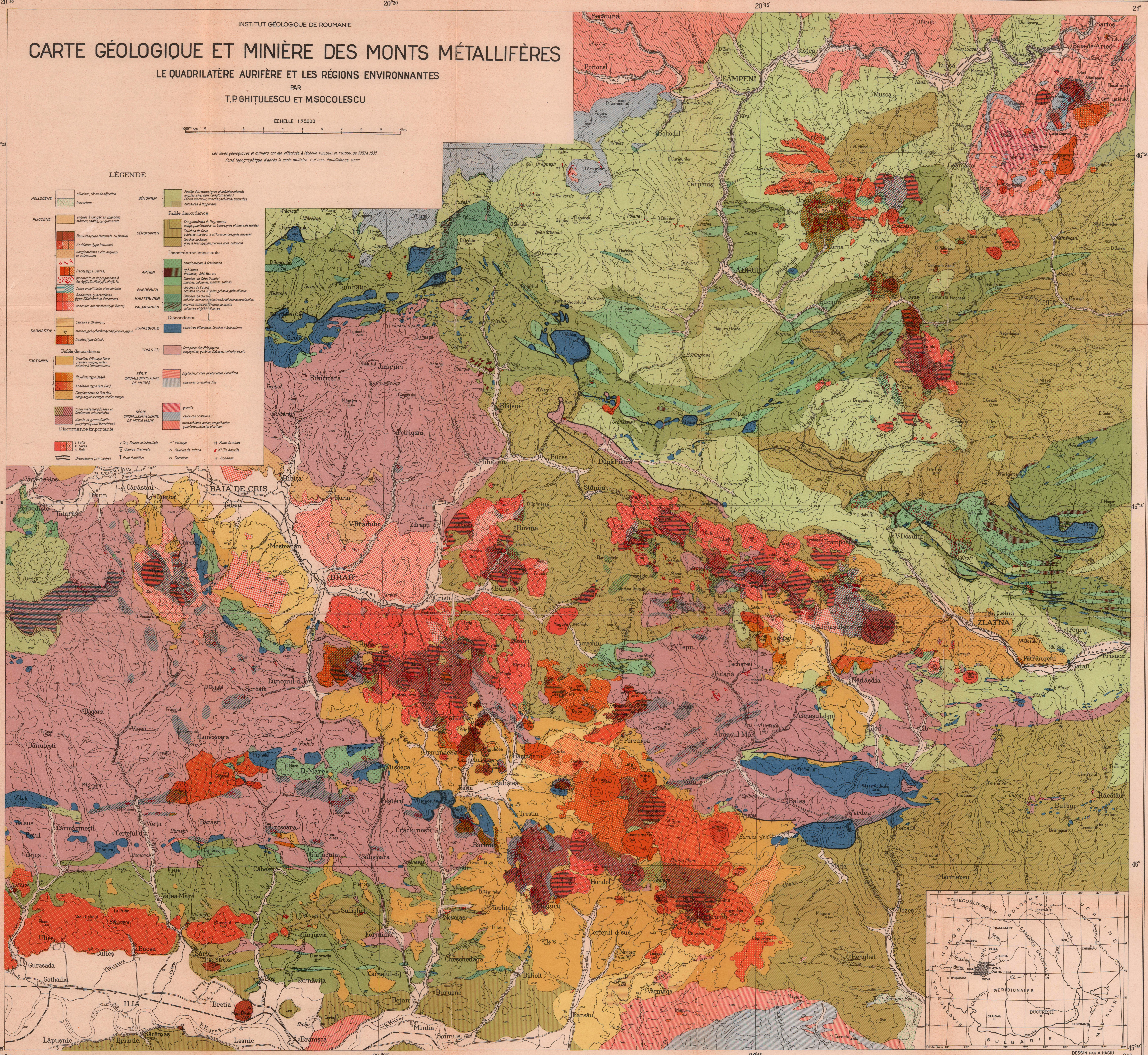
50. PROTESCU G., Quelques données sur le Paléogène de la région Şotrile—Brebu—Breaza (district de Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914. Bucureşti, 1918.
51. — Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile « Baciu », « Scheia » şi « Ivăneţu ». *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, 1922—1923.
52. — Cercetări geologice în regiunea Breaza—Sărata—Valea Nişcovului (jud. Buzău). *Rap. activ. Inst. Geol. Rom în* 1915. Bucureşti, 1924.
53. PROTOPOPESCU PACHE EM., Observaţiuni la comunicarea d-lui G. Vâlsan: Influenţe climatice în Morfologia Câmpiei Române. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII (1915—1916), Bucureşti, 1917.
54. — Propuneri privitoare la aşezarea de sondaje pentru găsirea unei pânze de apă subterană abundentă în Bărăgan. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI (1927—1928).
55. RÖHRER F., Über den Nitratgehalt der Tiefenwasser. *Geol. Rundschau*, 1933, 23-A, S. 315—331.
56. ROHWER CARL, Evaporation from free water surfaces. *U. S. Dept. Agr. Tech. Bull.*, 271. Dec. 1931, p. 96.
57. RUSSEL T., Depht of evaporation in the United States. *Monthly Weather Rev.* 16, 1888, pp. 235—239.
58. SCHOELLER H., Les échanges de bases dans les eaux souterraines vadoses. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), Févr. 1935.
59. — Essai sur la qualité chimique de l'eau destinée à l'alimentation de l'homme dans les pays arides. *La chronique des mines coloniales*, 6, 1937. Ref. *Geol. Ctrlb.*, Nr. 4, 1938.
60. SOKOLOW N., Über die Entstehung der Limane Südrusslands. *Mém. du Com. Géol.* Vol. X, 1890—1895, Petersbourg.
61. SZIGMONDY AL. A. J., Hungarian alkali soils methods of their reclamation. Berkeley, California, 1927.
62. ŞAABNER-TUDURI AL., Apele minerale şi staţiunile climaterice din România. Bucureşti, 1906.
63. ŞTEFĂNESCU GR., Lacul-Sărat (Brăila). *Anuar. Biur. Geol.*, Vol. V, 1887, Nr. 1, pp. 4—45. Bucureşti, 1888.
64. — Relaţiune sumară asupra structurii geologice din judeţul Brăila, Ialomiţa, Ilfov şi Vlaşca. *Anuar. Biur. Geol.* 1894—1895.
65. STURZA M., Die Kochsalzwässer Rumäniens. Wien, 1930.
66. VĂLSAN G., Temelia Bucureştilot. *Anuarul de geografie şi antropogeografie*, 1910.
67. — Câmpia Română. *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr.* XXXVI, 1915.
68. — Influenţe climatice în Morfologia Câmpiei Române. *D. de S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII (1915—1916), pp. 419—427. Bucureşti, 1916.
69. WELS R. C., Sodium sulphate: its source and uses. *U. S. Geol. Survey Bull.* 717, 1923.
70. WIDMAN Dr., Despre apa minerală dela Balta Albă. Bucureşti, 1847.
71. WINOGRADSKY S., Sur l'assimilation de l'azote gazeux de l'atmosphère par les microbes. *C. R. Acad. Fr.* 116, p. 1385 (1893).
72. — u. OMELIANSKY W., Über den Einfluss der organischen Substanz auf die Arbeit der nitrifizierenden Mikroben. *Cbl. Bakter.* II, 5. S. 329, 1899.

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA
60889
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Liste des galeries indiquées sur la carte

BĂIȚA—MĂGURA—HONDOL—SĂCĂRÂMB

1. Gal. Henric (Crăciunești)
2. G. Iosif
3. G. Rudolf
4. G. Ana
5. G. Ioan Nepomuc
6. G. Daniel
7. G. Holaky
8. G. Buna Speranță
9. G. Grimm
10. G. Gheorghe
11. G. Dumitru
12. G. Leopoldi
13. G. Nepomuc
14. G. Magdana
15. G. Romană
16. G. Ștefan
17. G. Sybila
18. G. Maria
19. G. Iosif
20. G. Debrețin
21. G. Sf. Treime
22. G. Francisc (Pițigus)
23. G. Ieruga
24. G. Barbura
25. G. Avram
26. G. Sf. Ion Botezătorul
27. G. Sf. Petru Nou
28. G. Emeric
29. G. Sf. Ioan Nou
30. G. Petru
31. G. Barbura
32. G. Sf. Petru și Pavel
33. G. Floriani
34. G. Iosif
35. G. Martini
36. G. Mihai
37. G. Gheorghe
38. G. Carolina
39. G. Grecilor
40. G. Isaia Custură
41. G. Trei Crai
42. G. Runcu
43. G. Niculae
44. G. Carol
45. G. Ferdinand
46. G. Bernat
47. G. Maria
48. G. Leopold
49. G. Born
50. G. Regina
51. G. Regi
52. G. Horia
53. G. Nicodim
54. G. Etelca
55. G. Gheorghe
56. G. Grănărească
57. G. Cireșei
58. G. Măcrișul

D. MARE

59. G. din păr. Bălănești
60. G. Bachus
61. G. Baron Györffy
62. G. din Valișoara
63. G. Mina de Mangan
64. G. Exploration

HĂRȚIGANI—PORCUREA

65. G. din Păr. Băilor
66. G. Sf. Ioan Nepomuc
67. G. Sf. Ion din Paltin
68. G. din Păr. Corbului
69. G. cu Bariță
70. G. Prințesa Georgina (Căinel)
71. G. din valea Mică
72. G. Sf. Cruce
73. G. Iosif
74. G. Sf. Anton
75. G. Sf. Andrei
76. G. Sf. Ana
77. G. Henric
78. G. Sf. Ana
79. G. Ferdinand
80. G. Teascului
81. G. Chișcălău
82. G. Brüchner
83. G. Zănoagă
84. G. Citera
85. G. Bulzu
86. G. Runcu
87. G. Gurguiata
88. G. Sf. Ioan
89. G. Emma
90. G. Francisca
91. G. Mișca
92. G. la Plopi
93. G. Curila
94. G. Crăiască
95. G. Emma
96. G. Mihaly
97. G. Barbura
98. G. Zapozi
99. G. Margareta
100. G. Zubau
101. G. Noroc Bun
102. G. Osoaea
103. G. din valea Lazului
104. G. Ghezoaia
105. G. Cioroi
106. G. Buna Speranță
107. G. Ignaț
108. G. Porcurea
109. G. Chicera

ZLATNA—TRÂMPOELE ALMAȘUL M.

110. G. Baia Săracilor
111. G. d'Exploration
112. G. d'Exploration
113. G. d'Exploration
114. G. Sf. Ioan și Ana
115. G. Covăceasca veche
116. G. Darius
117. G. Covăceasca din pârâu
118. G. Mogul
119. G. Boc
120. G. Toader de Jos
121. G. Loghin Expl.
122. G. Hoanca Socilor
123. G. Neagra de Jos
124. G. Hoanca Cucului
125. G. d'Exploration
126. G. d'Exploration
127. G. Lupșasca
128. G. Nemțeasca
129. G. Ana
130. G. Buna Vestire
131. G. Füleki de sus
132. G. Füleki scursură
133. G. Niculae
134. G. Rusalina
135. G. d'Exploration
136. G. Alexe
137. G. Bughi
138. G. Titilica
139. G. Plenția
140. G. Ilona
141. G. Sf. Petru și Pavel (Larga).
142. G. Sf. Niculae
143. G. Plumbeasca
144. G. Nepomuc
145. G. Mathias
146. G. Tharsis
147. G. Sigismund Jumonița
148. G. Nouă
149. G. Knoblock mijloc
150. G. Zubau
151. G. Turnul Rozalia
152. G. Mocșasca
153. G. d'Exploration
154. G. d'Exploration
155. G. Ieruga
156. G. Iepureasca
157. G. Scrobote
158. G. d'Exploration
159. G. Spănița
160. G. Ana
161. G. Barbura
162. G. Victoria
163. G. Haneș
164. G. d'Exploration
165. G. Cacova
166. G. Trei Crai
167. G. Toți Sfinții
168. G. Sf. Niculae Micului
169. G. d'Exploration
170. G. d'Eploration
171. G. Radeș expl.
172. G. Radeș de jos expl.
173. G. Mina de Plumb
174. G. Runcu expl.
175. G. Vârtejul Mușchi expl.
176. G. d'Exploration
177. G. d'Exploration
178. G. d'Exploration
179. G. Gălițoi
180. G. Sf. Niculae Băncească
181. G. Băbuța expl.
182. G. Vodă expl.
183. G. Nemeși expl.
184. G. Fața Sfințitului

ALMAȘUL M.—STĂNIJA

185. G. Dăscăleasca
186. G. Romană
187. G. Sf. Niculae Dosul Negrii
188. G. Buna Vestire
189. G. Sf. Maria Nouă Ieruga
190. G. Sf. Maria Veche
191. G. La Plop
192. G. La Paltin
193. G. Olga Baia Pruncului
194. G. Bărburișca
195. G. Ficera
196. G. Popa
197. G. Colț
198. G. Grofoaia
199. G. Zapodia
200. G. Fântână
201. G. Roșia
202. G. Hanca Roșiei
203. G. Muncăceasca
204. G. Baia Acră
205. G. Cerbița

STĂNIJA—TECHERĂU-POIANA

206. G. Victoria
207. G. Brădoaea
208. G. Alexandra
209. G. Târșugului
210. G. Sf. Gheorghe
211. G. Mandolița
212. G. Ludovic
213. G. Crăciuna
214. G. Ioan
215. G. Sf. Ștefan
216. G. Baia Mare
217. G. Rosengart
218. G. Buduhaci
219. G. Baron Jozica
220. G. Paltin
221. G. Iepure
222. G. Preluci
223. G. Săruni
224. G. d'Exploration
225. G. d'Exploration
226. G. La Vizuini
227. G. La Salcie
228. G. Transversala V. Tisii
229. G. Niculae Șuța
230. G. Frunză
231. G. Lazăr Orbești
232. G. Sf. Gheorghe
233. G. La Țărău
234. G. Mustață
235. G. Dâmbul Popi
236. G. Poncoș
237. G. Sf. Niculae Curechi

HĂRȚIGANI—CRIȘTIOR—RUDA

238. G. Coasta Mare
239. G. Ursa
240. G. Paltin
241. G. Lupăria
242. G. G. Ursoiul
243. G. Sf. Gheorghe
244. G. Sf. Ana
245. G. Victoria
246. G. Francisca
247. G. Hubanek
248. G. Sf. Antoniu
249. G. Sf. Maria
250. G. 12 Apostoli
251. G. 3 Crai
252. G. Ana
253. G. Victor
254. G. Luna Aurora
255. G. Hârnicu
256. G. Musariu Nou
257. G. Trei Crai
258. G. Antoniu
259. G. Sf. Maria
260. G. Ludovic

BUCUREȘTI

261. G. Sf. Ioan
262. G. Piua
263. G. Rugina
264. G. Baroc
265. G. Mihail
266. G. din Colnic
267. G. Sf. Maria
268. G. Sf. Niculae
269. G. Coranda
270. G. d'Exploration
271. G. Sf. Treime
272. G. Wilhelm
273. G. Sf. Dumitru

LUNCOI—CARACI

274. G. Bulza
275. G. Groza
276. G. Sf. Gheorghe
277. Puits d'extraction Țebea
278. G. Ronsenfeld
279. G. Sf. Petru și Pavel
280. G. Henric
281. G. Emma
282. G. Buna Vestire
283. G. Ulmanu
284. G. Traiana
285. G. V. Arsurilor
286. G. V. Pietrei

V. DOSULUI

287. G. d'Exploration
288. G. d'Exploration
289. G. D. Rusului expl.
290. G. D. Rusului expl. veche
291. G. Schacht
292. G. Motoceasca
293. G. Barbura
294. G. d'Exploration
295. G. Blanca
296. G. Santa
297. G. d'Exploratian
298. G. d'Exploration

BUCIUM

299. G. Transversala Boteș
300. G. Sf. Ioan
301. G. Sf. Ioan
302. G. Simon Iuda
303. G. Talenița
304. G. Coșomanda
305. G. Floarea
306. G. Badea
307. G. Zănoaga de jos
308. G. Carolia
309. G. California
310. G. Roma expl.
311. G. Vulpea
312. G. Tarnița
313. G. Hermania
314. G. Calvaria
315. G. Sf. Mihai Țipaur
316. G. Abraham Pureca
317. G. Marginea
318. G. la Groapă
319. G. Maria Loretto
320. G. Răchita
321. G. la Poduri
322. G. Baia Dudului
323. G. Baia Cocului
324. G. Fauri de jos
325. G. Ieruga veche
326. G. Sf. Petru și Pavel
327. G. d'Exploration
328. G. Butura de jos
329. G. Baia Popilor
330. G. Sf. Treime
331. G. Napoleon
332. G. Maria Magdalena
333. G. Ana
334. G. Sf. Petru și Pavel
335. G. Anglia
336. G. Sf. Petru și Pavel (Băieșan)
337. G. Sf. Niculae
338. G. Florența
339. G. Salvina
340. G. Sf. Gheorghe
341. G. Conțu
342. G. Vipere
343. G. d'Exploration
344. G. Ulpia
345. G. Harmonia
346. G. Concordia
347. G. Bradului
348. G. Sf. Gheorghe
349. G. Spiridion
350. G. Băișoara

ROȘIA MONTANĂ

351. G. Sf. Cruce din Orlea
352. G. Potârnichea
353. G. Boaba
354. G. Gârjobu
355. G. Făureni
356. G. Râsna
357. G. Vercheș
358. G. Câinele
359. G. Sf. Francisc și Moise
360. G. Molid
361. G. Haba
362. G. Calului
363. G. Arpad
364. G. Napoleon
365. G. Sf. Ioan Seci
366. G. Arini
367. G. Valea Limpede
368. G. Valea Verde
369. G. Sf. Ștefan din Afiniș
370. G. Sf. Precup din Afiniș
371. G. Trandafir
372. G. Ferdinand de jos
373. G. Ferdinand de sus
374. G. Țigani
375. G. Hop
376. G. Glam
377. G. Dumitrești
378. Puțul Francisc
379. G. Băița
380. G. Vârtop

SOHODOL

381. G. d'Exploration
382. G. Scotea
383. G. Afiniș
384. G. d'Exploration
385. G. Ciopăza

B. DE ARIEȘ

386. G. Noroc Bun
387. G. Binecuvântarea Domnului
388. G. Noroc nesperat
389. G. Ștefania infer.
390. G. Ștefania de mijloc
391. G. Popi
392. G. Niculae
393. G. d'Exploration
394. G. Iosefi
395. G. Coasta Vulpii
396. G. d'Exploration p. Fe.
397. G. d'Exploration p. Mn.

BUCIUM

398. G. Hărăguș
399. G. Poeni
400. G. Mușca
401. G. Țârău
402. Puțul Vipere
403. G. Coranda
404. G. d'Exploration
405. G. Sf. Andrei
406. G. Dandea
407. G. Birta
408. G. Râpa
409. G. Pleștioara de Sus
410. G. Pleștioara de Jos
411. G. Valea Viei

LUCEAFĂRUL S. A.

Institutul Geologic al României