

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie-Petrografie

Nr. 3

NOȚIUNI ȘI METODE
DE
SEDIMENTOLOGIE
DE
CRISTINA DUMITRIU

BUCUREȘTI

1967



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

NOTIUNI ȘI METODE DE
SEDIMENTOLOGIE
DE
CRISTINA DUMITRIU



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA I

Mineralogie-Petrografie

Nr. 3

NOTIUNI ȘI METODE
DE
SEDIMENTOLOGIE

DE
CRISTINA DUMITRIU

BUCUREȘTI
1967



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
Cap. I. Introducere	7
Cap. II. Noțiuni despre transportul sedimentelor în mediul acvatic	13
2.1. Modurile de transport în mediul acvatic	13
2.2. Factorii care modifică transportul sedimentelor în mediul acvatic și influențează depunerea lor	14
2.3. Felul curgerii în mediul acvatic	16
2.3.1. Curenți de turbiditate	17
Cap. III. Unele proprietăți ale rocilor sedimentare	33
3.1. Introducere	33
3.2. Proprietăți direcționale texturale: orientarea petrotextrurală	35
3.2.1. Considerații introductive	35
3.2.2. Orientarea galetilor din pietrișuri și conglomerate	36
3.2.3. Procedee de măsurat orientarea galetilor din pietrișuri și conglomerate	38
3.2.4. Simetria orientării petrotextrurale	46
3.2.5. Determinarea direcțiilor de transport prin cartarea orientării petrotextrurale	49
3.3. Proprietăți direcționale structurale lineare: Mecanoglife	52
3.3.1. Introducere	52
3.3.2. Mecanoglife datorite acțiunii de eroziune a curentului	58
3.3.3. Mecanoglife produse de acțiunea obiectelor	69
3.3.4. Mecanoglife de deformare	76
3.3.5. Determinarea direcțiilor de transport ale rocilor sedimentare prin cartarea orientării mecanoglifelor	81
3.4. Proprietăți direcționale structurale planare: Stratificația oblică și încrucișată	88
3.4.1 Definiție și caractere descriptive	88
3.4.2 Elementele variabile ale stratificației oblice și încrucișate	89
3.4.3. Clasificarea stratificației oblice și încrucișate	90
3.4.4. Modul de formare al stratificației oblice și încrucișate	102
3.4.5. Determinarea direcțiilor de transport ale rocilor sedimentare după stratificația oblică și încrucișată	102
3.5. Hărți de curenți	110
3.6. Proprietăți scalare structurale	119
3.6.1. Grosimea compozițiilor litofaciali	119
3.6.2. Hărți litofaciale	119

Anexă

Elemente de statistică matematică cu aplicații în sedimentologie

	<u>Pag.</u>
1. Introducere	129
2. Noțiunile de bază ale calculului statistic	130
3. Reprezentări grafice	144
4. Introducere în calculul probabilităților	152
5. Metode de calcul statistic cu aplicații în sedimentologie	161
Bibliografie	170



Institutul Geologic al României

CAP. I

INTRODUCERE

Multiplelor ramuri de cercetare geologică li s-a adăugat în timp un nou domeniu : „sedimentologia”.

Ce este sedimentologia ? Ca răspuns la această întrebare vom aduce două din cele mai recente formulări date de către cercetătorii de specialitate.

„Sedimentologia poate fi definită ca geologia dinamică a rocilor sedimentare, spre deosebire de petrografia sedimentară care are un aspect static” (A. Vatan, 1959).

„Sedimentologia se ocupă cu dinamica mediilor de sedimentare și cu descrierea, clasificarea și interpretarea rocilor sedimentare” (W. C. Krumbein și L. L. Sloss, 1963).

Din definițiile mai sus citate reiese rolul sedimentologiei în deducerea mecanismului, direcțiilor de transport ale sedimentelor și modului lor de depunere, într-un cuvînt al dinamicii proceselor de formare a rocilor sedimentare, prin studiul proprietăților lor scalare și direcționale.

Transportul sedimentelor imprimă rocilor rezultante structuri și texturi orientate. Anizotropia structurilor și texturilor sedimentare constituie răspunsul sedimentelor la acțiunea cîmpului gravitațional și a curenților de fund. Urmărirea acestei anizotropii stă la baza studiilor de paleocurenți care permit reconstituirea ansamblurilor paleogeografice.

Imaginea paleogeografică se naște dintr-o sumă de elemente dinamice și statice ; prima treaptă care trebuie urcată pentru a o contura este cartarea variației proprietăților direcționale și scalare ale rocilor sedimentare.

Vom descrie și grupa deci în lucrarea de față, rezultată atît din cercetarea unui vast material bibliografic cît și din experiența proprie de teren, unele proprietăți direcționale (orientarea galeșilor din pietrișuri și conglomerate, stratificația oblică și încrucișată, mecanoglifele) și proprietăți scalare (grosimea facială) care servesc la rapida determinare a direcțiilor de transport și la identificarea surselor de sedimente.



Această determinare, fiind ușurată de utilizarea metodelor statistice de măsurare a variației proprietăților analizate și de prelucrare a datelor obținute din măsurători, ni s-a părut indicat să adăugăm capitolelor acestei lucrări sub formă de anexă, cîteva elemente de statistică matematică, ce-și pot găsi aplicații și în sedimentologie.

Necesitatea grupării sub această formă a cîtorva din noțiunile aparținînd sedimentologiei, într-o perioadă în care se înmulțesc la noi cercetările avînd ca scop descifrarea istoriei geologice a vechilor bazine sedimentare, a determinat alcătuirea acestui îndreptar, care nu este decît o introducere în materie și un răspuns parțial la întrebarea : „ce este sedimentologia ?”.

Relativ tînără ca ramură de cercetare susținută, sedimentologia își confundă începuturile cu primele sinteze cunoscute în geologie (J. Hutton, 1788 ; Ch. Lyell, 1837), în care se descriu proprietățile orientate ale rocilor sedimentare ca : stratificația oblică, urmele de valuri etc.

Legătura dintre proprietățile rocilor sedimentare și mișcarea sedimentelor este exprimată odată cu punerea bazelor noțiunii de geosinclinal (1843), cînd James Hall se ocupă de unele neregularități ale planelor de stratificație, pe care le denumește „urme ale curgerii mîlului”.

De la cunoaștere la utilizare, de la observarea simplă la o cercetare sistematică, trece cel ce pune bazele petrologiei sedimentare, H. C. Sorby, care scrie în 1859 : „sînt cîțiva ani de cînd m-am convins că un studiu susținut al diferitelor structuri produse de acțiunea curentilor, prezenti în timpul formării rocilor stratificate ar duce la cunoașterea multor factori foarte valoroși și remarcabili în legătură cu geografia fizică veche...”.

Abia după 100 de ani de la apariția acestei lucrări, care reprezintă primul studiu de paleocurenti, bazat pe rezultatele a peste 20.000 de observații, s-a acordat o atenție deosebită cercetării sedimentologice.

La numeroasele observații ale lui H. C. Sorby se adaugă, către sfîrșitul secolului trecut cele ale lui R. Rudegemann (1897), care încercă să dea o interpretare genetică măsurătorilor de orientare a formelor de pe suprafața inferioară a gresiilor.

Dintre structurile sedimentare orientate sau structurile direcționale de current, stratificația oblică și încrucișată a format obiectul primelor observații susținute, cartarea ei sistematică datorîndu-se lui W. W. Rubey și N. W. Bass (1925). Primul studiu statistic al stratificației oblice și încrucișate îi aparține lui R. Brinkmann (1933), a cărui concepție modernă de cercetare exprimă posibilitatea deducerii feno-

menelor paleogeografice prin valorificare statistică. Studiul stratificației oblice și încrucișate și a modului de reprezentare grafică a măsurătorilor se îmbogățește prin contribuțiile aduse de F. W. Shotton (1937), P. Reiche (1938), E. D. McKee (1940) și după 1940 a numeroși cercetători, dintre care cităm pe: H. Illies (1949), W. Schwarczacher (1953), P. E. Potter și J. S. Olson (1954), G. W. Brett (1955), F. J. Pettijohn (1957), B. R. Pelletier (1958), P. Wurster (1958), W. Niehoff (1958), L. S. Yeakel (1962).

Accentul pus la început pe cercetarea stratificației oblice și încrucișate a fost îndreptat ulterior către studiul orientării galeților din pietrișuri și conglomerate. Orientarea galetelor din pietrișurile glaciare, inițial urmărită de Hugo Miller (1884) a fost folosită sistematic de K. Richter (1932 – 1939) pentru determinarea direcției de curgere a gheții.

Obținerea direcțiilor de transport prin determinarea orientării galeților fluviatili actuali a preocupat pe mulți cercetători: W. A. Johnson (1922), H. Wedell (1936), A. Cailloux (1938), W. C. Krumb ein (1939), J. Schlee (1957 a), R. Unruh (1957); măsurători de orientare a galeților din conglomerate se datorează lui W. S. White (1952), J. Schlee (1957 b), L. B. Rhuhin (1953) etc.

Urmele de pe suprafața inferioară a multor strate de gresii (mecanoglifă) au devenit obiectul cercetărilor sedimentologice sistematice de abia după 1950, cînd J. L. Rich le atribuie formarea acțiunii curenților de turbiditate. Interpretarea structurilor orientate de pe suprafața inferioară a gresiilor prin teoria curenților de turbiditate s-a impus după 1953, datorită bogăției activității publicistice a lui Ph. H. Kuennen și M. Ksiazkiewicz. S-au elaborat hărți de paleocurenți după orientarea mecanoglifelor din formațiuni ca: flișul pre-alpin (J. C. Crowell, 1955) și alpin (K. J. Hsu, 1959), Oligocenul și Miocenul din Apenini (E. ten Haaf, 1959), flișul Alpilor Maritimi francezi (Ph. H. Kuennen și colaboratori, 1957), flișul Carpaților nordici (M. Ksiazkiewicz, 1957; K. Birkenmajer, 1958; St. Dzulynski și A. Ślączka, 1959 etc.), Paleozoicul din Appalachi (N. L. Mc Iver, 1961; E. F. McBride, 1962) și din formațiuni mai vechi: Cambrianul din Wales (E. P. Opstean, 1954), Devonianul Statelor Unite (R. G. Sutton, 1959).

Sensurile și distanțele de transport pot fi deduse și din urmărirea variației proprietăților scalare ale rocilor sedimentare ca: dimensiunea particulelor sedimentare, grosimea facială etc. Descreșterii dimensiunii

particulelor sedimentare i s-a acordat o deosebită atenție după 1920. Cartări ale variației dimensionale în formațiuni detritice grosiere se datorează cercetătorilor : F. Forche (1935), P. E. Potter (1955), J. Schlee (1957 a), B. R. Pelletier (1958), L. S. Yeakel (1959, 1962) etc. Relațiile dintre descreșterea dimensiunii particulelor și distanța de transport sunt exprimate prin legi de proporționalitate (A. Sundborg, 1958), care permit calculul aproximativ al distanței de la sursă la mediul de depunere (J. Schlee, 1957 b).

Cartarea variației grosimii faciale în cadrul unităților stratigrafice permite deducerea din hărțile litofaciale a disponerii zonelor de sedimentare în interiorul vechilor bazine (W. C. Krumbein, L. L. Sloss, 1963).

Paralel cu activitatea sedimentologică din străinătate au început, în ultimii ani, să se desfășoare și în țara noastră cercetări în acest domeniu.

O importanță deosebită prezintă lucrările de inventariere a direcțiilor de transport ale sedimentelor, rezultate din cartarea variației unor proprietăți direcționale ca : mecanoglifele, orientarea axelor „a” sau „c” ale galețiilor din pietrișuri și conglomerate, stratificația oblică și încrucișată. Hărțile direcțiilor de transport pentru unele zone cu formațiuni de fliș și de molasă ale Carpaților Orientali sau de molasă ale bazinului Transilvaniei, constituie puncte de plecare pentru conturarea arilor de sursă ale sedimentelor.

Cităm, în ordine cronologică, de la primul studiu de paleocurenți, executat în flișul paleogen din Pintenul de Văleni (M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1959), câteva din cele mai importante lucrări cu hărți ale direcțiilor de transport din următoarele formațiuni :

- Depozitele miocene din bazinul Transilvaniei (zonele Benesat Chelința și Deda-Reghin) (M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1961);
- Complexul marnelor roșii din bazinele văilor Dîmbovița și Ialomița (G. Murgăeanu, L. Contescu, N. Mihăilescu, 1962);
- Depozitele eocen-oligocene din Maramureș (N. Mihăilescu, N. Panin, 1962); (D. Jipa, 1962);
- Conglomeratele de tip Bucegi din Persani (M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1962);
- Seriile cretacice din Munții Metaliferi (M. Bleahu, M. Dimian, 1963).

— **Flișul eocen de Șotrile (L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu, 1963);**

— **Flișul cretacic superior-paleogen și molasa miocenă dintre văile Zăbala și Buzău (M. Dimian, Elena Dimian, 1963);**

— **Conglomeratele de Brebu (M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1964)**

— **Flișul cretacic-paleogen dintre văile Covasna și Buzău (M. Dumitriu, 1964); (M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1965);**

— **Flișul intern (zona Cîmpulung Moldovenesc, V. Trotușului, V. Teliului) (M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1966) etc.**

Din această succintă trecere în revistă reiese interesul larg al sedimentologilor de a extinde cercetările la cît mai multe formațiuni sedimentare și de a aplica acele metode care să permită obținerea unor cît mai rapide și veridice concluzii paleogeografice.

Tinem să aducem pe această cale mulțumirile noastre Acad. Prof. A.I. Codarcea, Prof. V. Ianovici și Acad. Prof. G. Murgeanu pentru sprijinul acordat în cursul desfășurării activității noastre sedimentologice.

Pentru discutarea și corectarea manuscrisului acestei lucrări precum și a prețioaselor indicații date, mulțumim Conf. D. Rădulescu și M. Bleahu.

Pentru discuțiile purtate în timpul și după elaborarea materialului de față mulțumim colegului M. Dumitriu.



Institutul Geologic al României

CAP. II

NOTIUNI DESPRE TRANSPORTUL SEDIMENTELOR ÎN MEDIUL ACVATIC

Proprietățile scalare și direcționale ale rocilor sedimentare sunt consecința transportului materialului detritic de la sursă la locul de depunere. Cunoașterea naturii mecanismului de transport al sedimentelor permite înțelegerea relațiilor care există între dinamica de sedimentare și caracterele rocilor rezultante. Agenții transportanți ai materialului detritic sunt : apa, aerul și gheăța, dintre care primul influențează, prin aspectele variate pe care le îmbracă, în cea mai mare măsură caracterele rocilor sedimentare.

Vom descrie de aceea în cele ce urmează numai modurile în care sunt transportate sedimentele în mediul acvatic.

2.1. MODURILE DE TRANSPORT ÎN MEDIUL ACVATIC

Modurile în care sunt transportate sedimentele în mediul acvatic depind atât de dimensiunea granulelor, cât și de natura agentului transportant. Acești factori determină patru moduri de transport (după G i l - b e r t , fide F. O t t m a n n , 1965) (fig. 1) : tîrîrea, rostogolirea, saltația și suspensia.

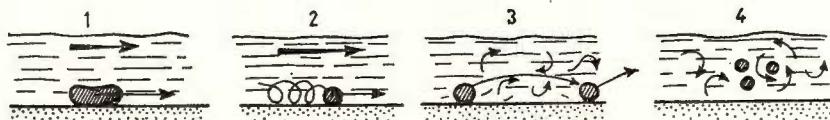


Fig. 1. — Modurile de transport al sedimentelor în mediul acvatic :
1. tîrîrea ; 2. rostogolire ; 3. saltație ; 4. suspensie (după F. Ottmann, 1965).

— Tîrîrea este modul de transport în care granulele grosiere înaintează pe fundul bazinului. Granulele urmează trasee lineare, paralele cu direcția currentului, iar viteza lor nu este modificată de variațiile de viteză ale acestuia.

— Rostogolirea este cel mai obișnuit mod de **transport al sedimentelor** și depinde de : viteza particulelor, care este **întotdeauna mai mică decât viteza cursului de apă** (la o viteză de 50 cm/sec. **particulele sferice de 5 mm diametru se mișcă cu o viteză de 30 cm/sec.**) (F. Ottmann, 1965), forma particulelor și natura fundului.

— Saltația sau mișcarea prin salturi a **particulelor sedimentare** are loc atunci cînd acțiunea gravitației este local întrecută de forța de reacție a fundului bazinului.

Înălțimea pe care o ating particulele în timpul **saltației** depinde atât de greutatea lor specifică, cât și de greutatea specifică a fluidului (A. A. Kalinske, 1942) și se exprimă prin formula :

$$\text{înălțimea săriturii} = K \frac{\text{gr. sp. a particulei}}{\text{gr. sp. a fluidului}}$$

Viteza particulelor sedimentare deplasate prin **saltație** este mai mică decât viteza curentului ; uzura elementelor este **puternică** datorită **șocurilor**.

Mișcarea prin salturi are loc în medii turbulente și **afectează** particulele cu dimensiuni intermediare între cele purtate prin **tirire** și cele din suspensii.

— Suspensia reprezintă modul de transport în care **componenta verticală a mișcării** întrece viteza de sedimentare a **particulelor**. Acestea sunt pasive în raport cu curentul și influențate numai de schimbările sale de viteză. Formarea suspensiilor depinde de densitatea, **volumul** și forma particulelor, densitatea și viscozitatea lichidului, neregularitățile fundului bazinului.

În mediile cu o turbulentă ridicată sedimentele **fine**, sensibile la agitația moleculară, sunt purtate în suspensie.

2.2. FACTORII CARE MODIFICĂ TRANSPORTUL SEDIMENTELOR ÎN MEDIUL ACVATIC ȘI INFLUENȚEAZĂ DEPUNEREA LOR

Transportul sedimentelor este modificat atât de **factori legați de particulele sedimentare** ca : dimensiunea, densitatea, **forma lor**, relațiile dintre ele, cât și de factori legați de curent.

— Dimensiunea particulelor determină viteza lor de depunere de care este legată prin relații de proporționalitate cunoscute sub numele de legea lui Stokes și legea Impect.



Conform legii lui Stokes viteza de sedimentare a particulelor este direct proporțională cu pătratul razei unei sfere de aceeași greutate și de volum corespunzător.

Legea lui Stokes se poate exprima prin formula : $V = C_1 \cdot r^2$. C_1 este un coeficient care depinde de densitatea lichidului (d_l), densitatea sedimentului (d_s), accelerația gravitației (g) și de vîscozitatea lichidului (n). Prin înlocuirea lui C_1 , formula legii lui Stokes devine :

$$V = \frac{2}{9} \cdot \frac{g(d_s - d_l)}{n} \cdot r^2$$

Deoarece vîscozitatea (n) și densitatea lichidului (d_l) depind de temperatură, acest din urmă factor influențează indirect transportul sedimentelor și trebuie menținut constant în timpul măsurătorilor granulometrice.

Particulelor mai mari de 0,18 mm diametru li se aplică legea I m-pa ct conform căreia între viteza de sedimentare și diametru există următoarea relație :

$$V = C_2 / \sqrt{d}$$

C_2 este un coeficient care depinde de sfericitate și de diferența dintre densitățile particulei sedimentare și a fluidului, împărțită prin densitatea fluidului.

— Densitatea particulelor modifică transportul lor și influențează depunerea în felul următor : la o viteză constantă a apei, sedimentele grele se pun mai încet în mișcare decât cele ușoare și se acumulează mai repede, formând în anumite zone pe plaje concentrații de minerale grele.

— Forma și rotunjimea particulelor determină modul în care acestea sunt transportate : particulele cu un grad mai mare de rotunjire se rostogolesc mai ușor decât cele angulare ; particulele cu o suprafață mai mare de plutire (foițele de mică) sunt purtate în suspensie.

— După relațiile dintre ele, particulele sedimentare sunt libere sau aderente, în mediul acvatic.

Particulele libere (granulele de nisip) sunt mișcate ușor prin rostogolire, saltație sau suspensie.

Particulele care aderă între ele sau de fundul bazinului sunt cele mai fine și constituie mîlul argilos. Aderarea are loc datorită fenomenelor electrostatice sau de tensiune superficială.



Un rol important în sedimentare îl joacă fenomenul de floculare al argilelor în contact cu apele sărate. (J. Bourcart, fide F. Ottmann, 1965).

Mecanismul de transport este influențat și de ciocnirile dintre particulele sedimentare sau de efectul însumat al acestora asupra curentului („efectul Bagnold”).

— Dintre factorii legați de curent, vîscozitatea mediului influențează îndeosebi viteza de transport a fragmentelor de dimensiuni mici. Cu cât un mediu este mai vîscos cu atît sedimentele se vor depune mai greu. Modificările suferite de vîscozitatea mediului depind de fluctuațiile de temperatură ale acestuia. De exemplu, la o scădere a temperaturii apei de la 25° la 0° , vîscozitatea mediului crește de la 0,009 la 0,018, iar viteza de depunere a sedimentelor se înjumătățește (D. Radulescu, 1965).

2.3. FELUL CURGERII ÎN MEDIUL ACVATIC

În mediul acvatic curgerea este de două feluri : laminară și turbulentă.

Curgerea laminară este produsă prin mișcarea lineară pe trasee paralele a particulelor de lichid în interiorul curentului.

În prezența unui obstacol mișcarea lineară a particulelor de apă se transformă într-o curbă, care-l înconjoară (fig. 2)

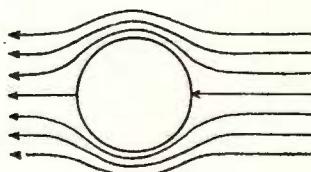


Fig. 2. — Curgerea laminară (după W. C. Krumbein și L. L. Sloss, 1963).

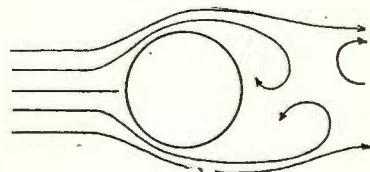


Fig. 3. — Curgerea turbulentă (după W. C. Krumbein și L. L. Sloss, 1963).

Experimental curgerea laminară poate fi produsă la vîze reduse (cîțiva mm/sec.), în canale cu pereți netezi.

— Curgerea turbulentă se caracterizează prin fluctuații de viteză care apar de-a curmezișul liniilor de curgere și sunt datorate vîrtejurilor create în jurul obstacolelor sau neregularităților fundului (fig. 3).

Turbulența se măsoară prin intensitate și scară. Intensitatea turbulenței este o mărime relativă a fluctuației vitezei în interiorul curentului ;

scara turbulentei este măsura dimensiunii medii a vîrtejurilor care se formează în cadrul curentului. Experimental curgerea turbulentă se obține la viteze ridicate, în canale ale căror pereti prezintă asperități.

Trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă se realizează prin creșterea vitezei apei.

Schimbările de viteză sint date de cifra lui R e y n o l d (R), a cărei formulă este :

$$R = \frac{v \cdot l}{m}$$

în care :

v = viteza medie dintr-o secțiune transversală a cursului de apă ;

l = lungimea cursului de apă ;

m = viscozitatea apei.

Curgerea laminară este caracteristică zonelor de debușeu a apelor curgătoare în bazinile marine.

Curgerea turbulentă este caracteristică apelor curgătoare cu viteze ridicate și mediului marin în care transportul sedimentelor se face prin valuri și curenți cu densități și acțiuni variate.

Dintre numeroasele tipuri de curenți marini vom trata în cele ce urmează numai curenții de turbiditate, al căror mecanism de transport și sedimentare imprimă sedimentelor și rocilor rezultante caractere utile în determinarea direcțiilor de curgere și a zonelor de sursă.

2.3.1. CURENȚI DE TURBIDITATE

2.3.1.1. CONSIDERAȚII ASUPRA EXISTENȚEI CURENȚILOR DE TURBIDITATE

În ultimii 30 de ani a fost pusă în evidență migrarea unor vaste cantități de sedimente din zona șelfurilor către suprafețele întinse ale fundurilor marine și oceanice, prin intermediul unor curenți de înaltă densitate, de durată scurtă și cu acțiune spasmodică.

Probele recoltate din cîmpurile abisale dovedesc că sedimentele sunt în majoritate constituite din nisipuri și silturi transportate de acești curenți, de la gura marilor canioane (Hudson, Monterey, Scrip, Vengeur, Mississippian) de-a lungul pantelor submarine, în virtutea forței gravitaționale (P h . H. K u e n e n , 1964).

Existența curenților de densitate înaltă a fost invocată pentru prima oară de R. A. D a l y (1936) pentru a explica formarea canioanelor



submarine. Excesul de densitate a unor mase de apă, în raport cu apa înconjurătoare, datorat sedimentelor în suspensie, constituia în concepția lui R. A. Daly cauza formării unui curent de fund.

De la stadiul de ipoteză, existența curenților de turbiditate a devenit o realitate prin experiențele lui Ph. H. Kuennen (1937); s-a demonstrat astfel posibilitatea curgerii pe pantă a unui amestec de apă și sedimente cu densitate constantă, tendința curenților de a se îndrepta către depresiunile de fund și proporționalitatea dintre viteza curentului, rădăcina pătrată a densității sale și volumul de sedimente transportat.

Rezultatele experiențelor lui Ph. H. Kuennen sunt confirmate de H. C. Stetson și J. F. Smith (1938) care propun introducerea denumirii de „curenți de suspensii” și de M. A. Johnson (1939) care definește pentru prima oară curenții denși „curenți de turbiditate”.

H. S. Bell (1942) și R. T. Knapp (1943) au arătat posibilitatea apariției curenților de turbiditate în lacuri și rezervoare, sub forma unor curenți de cenușe acvatice sau al unor nori descendenți de cenușe vulcanică.

Între 1948 și 1950 noi experiențe executate de Ph. H. Kuennen, care obține curenți de turbiditate în bazine artificiale, dintr-un amestec de apă, argilă, nisip și galeți cu dimensiuni mici, stabilesc următoarele: condițiile de viscozitate și densitate necesare menținerii turbulentei unui curent, competența ridicată a curenților, gradul de diluție cu apă înconjurătoare, pe parcurs, capacitatea curenților de a transporta nisipul fin și grosier.

Ph. H. Kuennen și C. I. Migliorini (1950) atribuie capacitatea curenților de turbiditate de a transporta material detritic grosier înalței lor densități; ei arată că deosebirea dintre curenții de înaltă și cei de joasă densitate are la bază diferențe de viteză, grad de turbulentă, salinitate a apei și de natură și dimensiuni ale materialului argilos.

H. W. Menard și J. C. Ludwick (1951) deosebesc: curenți foarte denși care curg de-a lungul fundului bazinului sedimentar „bottom flows” sau curenți de turbiditate și curenți mai puțin denși care curg la nivele intermediare și superioare de apă „interflows” și respectiv „overflows”.

Experiențele pentru determinarea caracterelor curenților de turbiditate au fost continuante de E. C. Buffington (1961) care a pro-

dus curenți direct în mediul marin cu ajutorul unui dispozitiv cu pantă fundului reglabilă.

Din experiențele sale, executate pe pante diferite și cu amestecuri de diferite densități, E. C. Buffington conchide că atât nașterea cît și propagarea unui curent de turbiditate sînt comandate de existența unei pante puternic inclinate.

Curenți de turbiditate artificiali au fost produsi experimental și de St. Dzulynski și E. K. Walton (1963, 1965) pentru reproducerea în laborator a structurilor lineare ce apar pe suprafața inferioară a gresiilor din fliș. Acești cercetători presupun formarea în natură a două serii de curenți de turbiditate: unii primari, constituți în majoritate din mîl argilos ce depun sedimente fin granulare, alții secundari, suspensii nîipoase cu o puternică acțiune asupra mîlului de fund, ce depun sedimente medii și grosier granulare.

Proporționalitatea dintre densitatea și viteza curenților de turbiditate și distanța parcursă este demonstrată prin experiențele Laboratorului Central de Hidraulică din Franța (1964) care încearcă să diferențieze curenții de turbiditate de curgerile noroioase (P. J u i g n e t , L. D a n g e a r d , M. T. l e G u y a d e r , 1965).

Dintre considerațiile teoretice făcute asupra curenților de turbiditate, cităm lucrările lui R. A. Bagnold (1962) și M. A. Johnson (1962) care au contribuit la elaborarea principiilor matematice ale acestor curenți.

Dar nu numai procesele experimentale au dus la concluzia existenței curenților de turbiditate. Conturarea caracterelor și cauzelor generatoare ale acestor curenți se datorează în bună măsură și studiului fenomenelor actuale din lacuri, mări și oceane. Vom aminti aici observarea între 1935 și 1939 a curenților de turbiditate în lacul de acumulare Mead din Statele Unite, declanșați la două luni după umplerea acestuia (H. R. Gould , 1951 ; 1960). S-au remarcat în acest lac curenți de suprafață, intermediari și de fund cu viteză și densități variabile și avînd o mare putere de transport, chiar pe pantele cu înclinări mici.

În mediul marin, deplasări brusăte, prin șocuri, ale sedimentelor fine, în echilibru nestabil pe pantă, ca suspensii asemănătoare unor nori imensi au fost observate la adîncimi de 300 – 1600 m cu ajutorul batiscafelor (J. Couston , 1955 ; L. Dangard , 1961 etc.).

K. O. Emery (1960) subliniază că poziția nestabilă pe care o au sedimentele fine pe pantele submarine reprezintă condiția de declanșare a curenților de turbiditate la cea mai mică cauză disturbantă.

R. H. D o t t (1963) presupune formarea curenților de turbiditate din masele enorme de sedimente thixotropice, aflate în poziție nestabilă pe pantele submarine. De scară mai largă sunt declanșările maselor de sedimente provocate de seisme care generează curenții de turbiditate din međul oceanic.

M. E w i n g și B. C. H e e z e n (1952) explică ruperea cablurilor telegrafice suboceane, ce a succedat cutremurului de la „Grand Bank” (1929) prin trecerea curenților de turbiditate generați de alunecările successive din regiunea epicentrului.

Probele recoltate din zonele adânci, bănuite a fi fost traseul curenților de turbiditate indică prezența în regiunile abisale ale unor mîluri granoclăsate cu resturi de faună de apă puțin adâncă (B. C. H e e z e n , D. B. E r i c s o n , M. E w i n g , 1954).

Ruperea cablurilor suboceane, indicând acțiunea curenților de turbiditate a fost semnalată și în urma cutremurului de la „Orléansville” (1954) de B. C. H e e z e n și M. E w i n g (1955).

Existența curenților de turbiditate, dovedită experimental și faptic nu a rămas totuși fără contraargumente.

P e t t e r s o n (1954) (după P. J u i g n e t , L. D a n g e a r d , M. T. l e G u y a d e r , 1965) explică ruperea cablurilor oceanice, prin presiunea exercitată de mîlurile aderente pereților acestora, sub efectul undelor seismice.

Această ipoteză este combătută de Ph. H. K u e n e n (1960, 1964), care demonstrează imposibilitatea deplasării unor mase importante de sedimente fără intervenția unui mecanism de transport de tipul curenților de turbiditate.

Rolul vibrațiilor constante ale fundurilor adânci, cauzate de microseisme, în declanșarea pe pantele submarine ale maselor de sedimente, este imaginat de N. O u l i a n o f f (1960).

Experimental s-a dovedit însă incompetența microseismelor naturale în producerea alunecărilor masive de sedimente (Ph. H. K u e n e n , 1964).

F. P. S h e p a r d (1965) (discuție pe marginea comunicării lui Ph. H. K u e n e n , 1965) ridică problema existenței unor curenți marini normali constatați în cursul cercetărilor suboceane ale lui J. C o u s t e a u , cu o capacitate de transport și sedimentare asemănătoare curenților de turbiditate.

2.3.1.2. CARACTERELE CURENȚILOR DE TURBIDITATE

A) Definiția curenților de turbiditate

Curenții de turbiditate sunt suspensii turbulente de nisip, silt și argilă care se propagă pe fundul mărilor și oceanelor sub forma unor mase cu aspect de limbă (W. C. K r u m b e i n și L. L. S l o s s , 1963), datorită densității lor mai mari decât a apei limpezi de deasupra. Sedimentele pe care le depun se numesc turbidite.

B) Viteza curenților de turbiditate

Viteza curenților de turbiditate este de cel puțin 50 cm/s (viteză minimă necesară pentru a permite transportul pe distanțe mari a încărcăturii sale); ea favorizează apariția diferențelor structuri direcționale pe suprafața inferioară a turbiditelor. Experiențele au arătat că viteza necesară tăierii structurilor lingviforme în mijlocul de pe fundul bazinului în care circulă curenții este de aproximativ 50 cm/sec. (Ph. H. K u e n e n , 1965).

Vitezele înregistrate imediat după declanșarea curenților de turbiditate generați de cutremure sunt însă mult mai mari : de la 40 m/sec. pînă la 90 m/sec. (cutremurele de la „Grand Bank” și de la „Orléansville”).

Înregistrarea momentelor exacte ale ruperilor succesive de cabluri suboceânice (fig. 4) a permis atât stabilirea unui factor dinamic dependent cît și calcularea vitezei precise a acestui factor.

S-a constatat că în orice curent există un proces de autoaccelerare a pierderii încărcăturii sale, care imprimă o scădere permanentă de viteză în josul unei pante constante. Experimental s-a dovedit că atingerea vitezei de 25 cm/s înseamnă la un curent începutul stingerii sale (P h. H. K u e n e n , 1965).

C) Mobilitatea curenților de turbiditate

Curenții de turbiditate sunt suspensii dense, extrem de mobile, cu o tendință de răspândire pe suprafețe mari și de nivelare, prin depunerea încărcăturii lor a neregularităților fundului (cutremurul de la „Grand Bank” a produs turbidite acoperind o suprafață de 100.000 km²). Turbiditele se caracterizează printr-o stratificație regulată, cu continuitate pe distanță, chiar în cazul stratelor subțiri, doavadă a marii mobilități a curenților generatori. Observațiile făcute asupra cîmpiei abisale Sigsbee din gol-

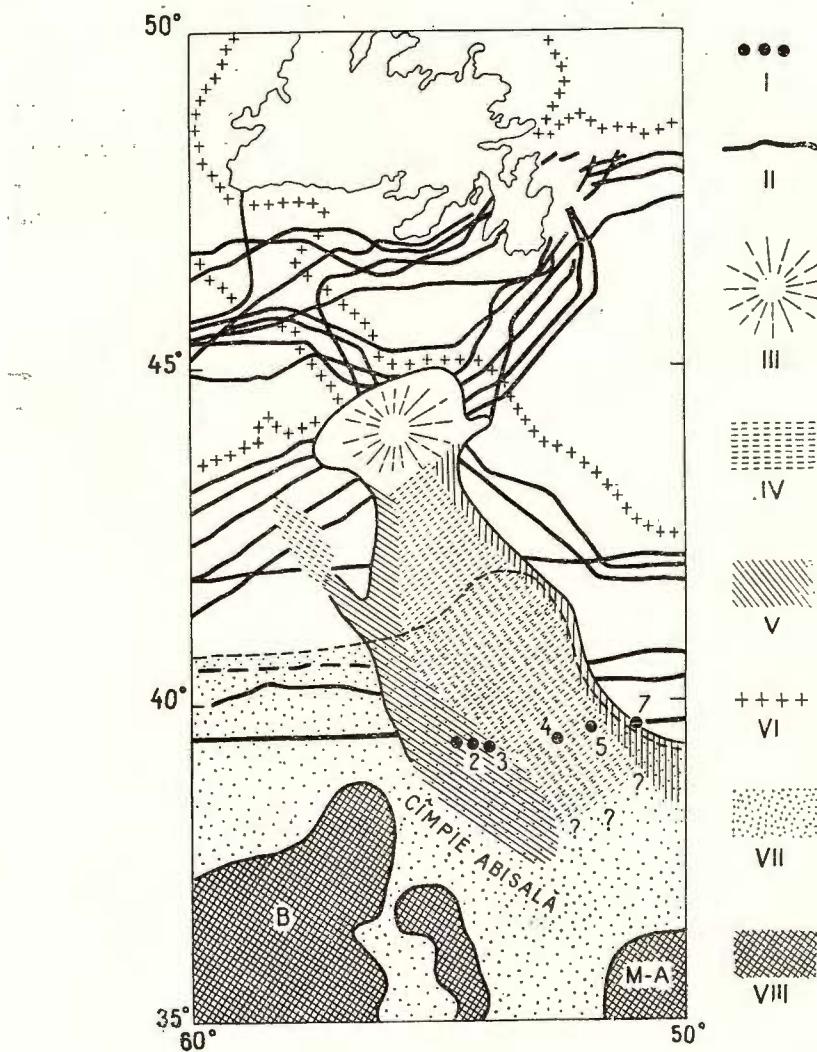


Fig. 4. — Schiță reprezentând ruperea cablurilor submarine de la „Grand Bank”, în 1929 (după C. H. El mendorf și B. G. Hezen, 1957)

1. Poziția carotelor recoltate de vasul „Atlantis” în croaziera 180; II. Cabluri submarine; III. Zona alunecărilor și ruperilor de lingă epicentru; IV. Zonă măturată de curenții de turbiditate, cu ruperi și deplasări de cabluri; V. Zonă alăturată, cu cabluri avariate; VI. Linia de 186 m; VII. Cimpia abisală; VIII. Zona colinelor submarine din Bahamas (după F. Ottmann, 1965).

ful Mexic (M. E wing și alții, 1958) au pus în evidență nivele subțiri (8–80 cm) de turbidite recente ce acoperă suprafețe de 6000 km²—10.000 km² (Ph. H. K u e n e n , 1964).

D) Apariția în timp a curenților de turbiditate

Curenții de turbiditate au o apariție spasmodică, catastrofală în bazină nestabile și sunt separați prin perioade de sedimentare normală. Seriile turbiditice sunt în consecință alternanțe ritmice de unități alohtone, generate de curenți și de unități pelagice autohtone.

Nu se cunosc secvențe construite în întregime de mecanismul de turbiditate. Intreruperile dintr-o succesiune ritmică sunt marcate de limitele eroziunii curenților generatori.

E) Depunerea din curenți de turbiditate

Depunerea, în virtutea greutății, a particulelor sedimentare din suspensiile turbulente este în general foarte rapidă, chiar instantanee, fapt dovedit de cantonarea în unele cazuri a urmelor de activitate organică la părțile superioare ale turbiditelor. Depunerea rapidă are drept consecință hidroplasticitatea inițială a depozitului și gradul scăzut de compactitate a sedimentelor din bază, bruse acoperite (E. ten Haaf , 1959).

Vîrtejurile ascendente care se pot forma în interiorul curenților împiedică uneori depunerea particulelor sedimentare, acționând ca forțe inverse gravitației și menținând constante suspensiile. Depunerea este influențată atât de gradul de turbulentă și de viteza curentului, cât și de înclinarea pantei; ea se produce cînd intensitatea acestor factori scade.

Deoarece viteza curenților descrește progresiv, ei pot îndeplini în același timp, pe pantele mediu înclinate, pe lîngă funcția de transport, funcțiile de eroziune (partea lor frontală) și de depunere (partea lor terminală). Pe pantele abrupte sau slab înclinate acțiunea lor se uniformizează pe tot parcursul, fie că este de eroziune, în primul caz, fie că este de depunere în cel de al doilea.

F) Compoziția suspensiilor turbulente

Suspensiile turbulente sunt constituite în medie din particule de dimensiunea nisipului fin și a siltului. Particulele cele mai grosiere pot atinge dimensiunea galejilor medii.



Componenții arenitici care intră în constituția suspensiilor turbulente sunt : cuarțul, în majoritate angular, feldspatul, mica, glauconitul, pirita, fragmentele de rocă și detritusul calcaros.

G) Condițiile necesare formării curenților de turbiditate

Condițiile necesare formării curenților de turbiditate sunt :

- Existenta unei pante care să facă posibilă curgerea în virtutea forței gravitaționale ;
- Prezența unor mase de sedimente mobile (nisipuri, mîl argilos, galeți mici), pentru a fi purtate în suspensie ;
- Acțiunea unei cauze declanșatoare ca :
 - a) Aportul brusc de sedimente în lacuri sau mări ;
 - b) Agitația fundurilor oceanice prin furtuni, seisme, curenți de marea ;
 - c) Mișcarea în masă a sedimentelor prin avalanșe sau alunecări la marginea falezelor submarine sau pe pantele cu o sedimentare rapidă :

2.3.1.3. CARACTERELE TURBIDITELOR

Atât turbiditele fosile, roci sedimentare din formațiunile de fliș (pl. I, fig. 1), cît și cele actuale, mai puțin studiate decât primele, datorită recentei lor descoperirii de cercetările oceanografice ale fundurilor adânci, prezintă caracter asemănătoare, specifice curenților de turbiditate din care provin.

Vom descrie pe scurt în cele ce urmează caracterele turbiditelor actuale și fosile.

A) Ritmicitatea

Turbiditele alternează cu unități pelagice în succesiuni ritmice caracteristice.

B) Granoclasarea

Observațiile făcute asupra turbiditelor actuale demonstrează caracterul granoclasat al sedimentelor care constituie cîmpurile abisale (W. D. Nesteroff, 1961). Atât la turbiditele fosile, cît și la cele actuale se constată granoclasări repetitive (multiple), datorate fie unor curenți succesiivi, separați prin intervale scurte, fie pulsărilor din interiorul aceluiși curent.



Experiențe recente (P h . H. K u e n e n , 1965) demonstrează depunerea rapidă a sedimentelor granoclasate din curenți de turbiditate artificiale. S-au folosit dispozitive cilindrice (fig. 5) cu un perete interior și

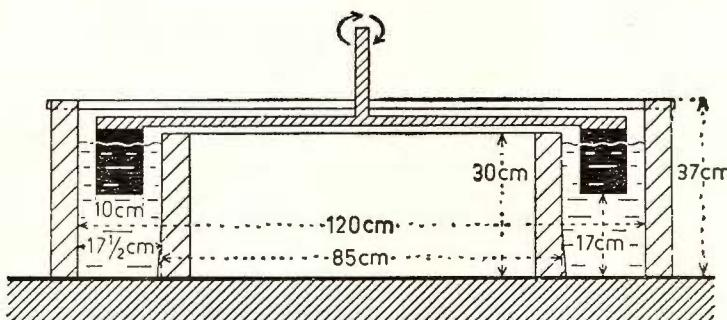


Fig. 5. — Dispozitiv cilindric pentru obținerea experimentală a turbiditelor prin curenți artificiali. Porțiunile înegrite reprezintă vislele C. (după P h . H. K u e n e n , 1965).

un canal avînd între 18 — 35 cm diametru și 30 — 70 cm adîncime. Curenții artificiali au fost obținuți dintr-o suspensie de apă de mare, cu nisip grosier, nisip fin, argilă închisă la culoare și adausuri mici de mică cerneală, antracit, carborund și fragmente de cărămidă. Viteza inițială a curentului de 170 cm/s (suficientă pentru a mobiliza întreaga suspensie) a fost obținută prin vislele C. Oprirea vislelor a provocat descreșterea treptată a competenței și capacitații curentului artificial și depunerea selecționată a particulelor pe care nu le mai putea transporta. Pentru o mai judicioasă reglare a apariției caracterelor turbiditelor artificiale s-au înlocuit vislele printr-un motor guvernabil. Granoclasarea a apărut în experiențele rapide (după 75 de minute) împreună cu lamația orizontală și oblică și cu urmele de valuri.

C) Limitele seevențelor turbiditice

Limite exterioare. Unitățile de sedimentare depuse de curenții de turbiditate se caracterizează prin limite nete la partea inferioară (între pelit și arenit) și prin treceri continui la partea superioară (de la arenit la pelit).

Limite interioare. În interiorul turbiditelor se remarcă atât limite nete între conglomerate și gresii, cât și treceri continui de la arenitele grosiere la cele fin granulare (A. H. Bouma, 1962; W. D. Nesteroff și B. C. Heezen, 1963).

D) Sortarea

Majoritatea nisipurilor actuale, depuse de curenții de turbiditate reprezentă, la o primă examinare, un grad moderat pînă la bun de sortare. Analizele arată totuși prezența unor procente ridicate de silt și argilă (F. P. Shepard, 1961), care pot în unele cazuri să reprezinte majoritatea amestecului sedimentat. Curbele granulometrice ale turbiditelor recente și fosile sunt asemănătoare celor ale nisipurilor marine litorale și diferă de cele ale depozitelor fluviatile (mediocru sortate) (fig. 6).

E) Laminația

Turbiditele fin granulare (nisipul fin și siltul) prezintă o laminație orizontală, marcată de diferențele în dimensiunea particulelor și de variația conținuturilor în mică, materie cărbunoasă sau argilă a benzilor alternative. Asupra originii laminației orizontale la turbidite au fost emise diferite ipoteze. Opiniei generale, care presupune formarea laminelor prin pulsații, i se opun rezultatele experiențelor recente (Ph. H. Kuenen, 1965) conform cărora sortarea dintr-un curent uniform este cauza laminației. Sortarea este determinată de formarea unor concentrații care se clădesc pe criterii de formă, dimensiune, densitate a granulelor. Granulele angulare sunt înlăturate din concentrațiile de particule rotunjite, elementele mai ușoare nu se pot sedimenta cu cele grele etc. Descreșterii competenței și capacitații curentului îi corespund diferite faze de depunere a elementelor, din ce în ce mai fine ca dimensiune.

Turbidite artificiale laminate (fig. 7) au fost obținute experimental în dispozitivul din fig. 5.

Laminațiile orizontale sunt însoțite de laminații oblice, ale căror plane frontale dau indicații asupra sensului de curgere al curentilor de turbiditate. Schimbarea tipului de lamine, de la cele orizontale la cele oblice, sărădatoră modificării regimului de transport. Saltației și tracțiunii, care după unii autori (L. Glaugaud, 1938) ar produce lamine normale,

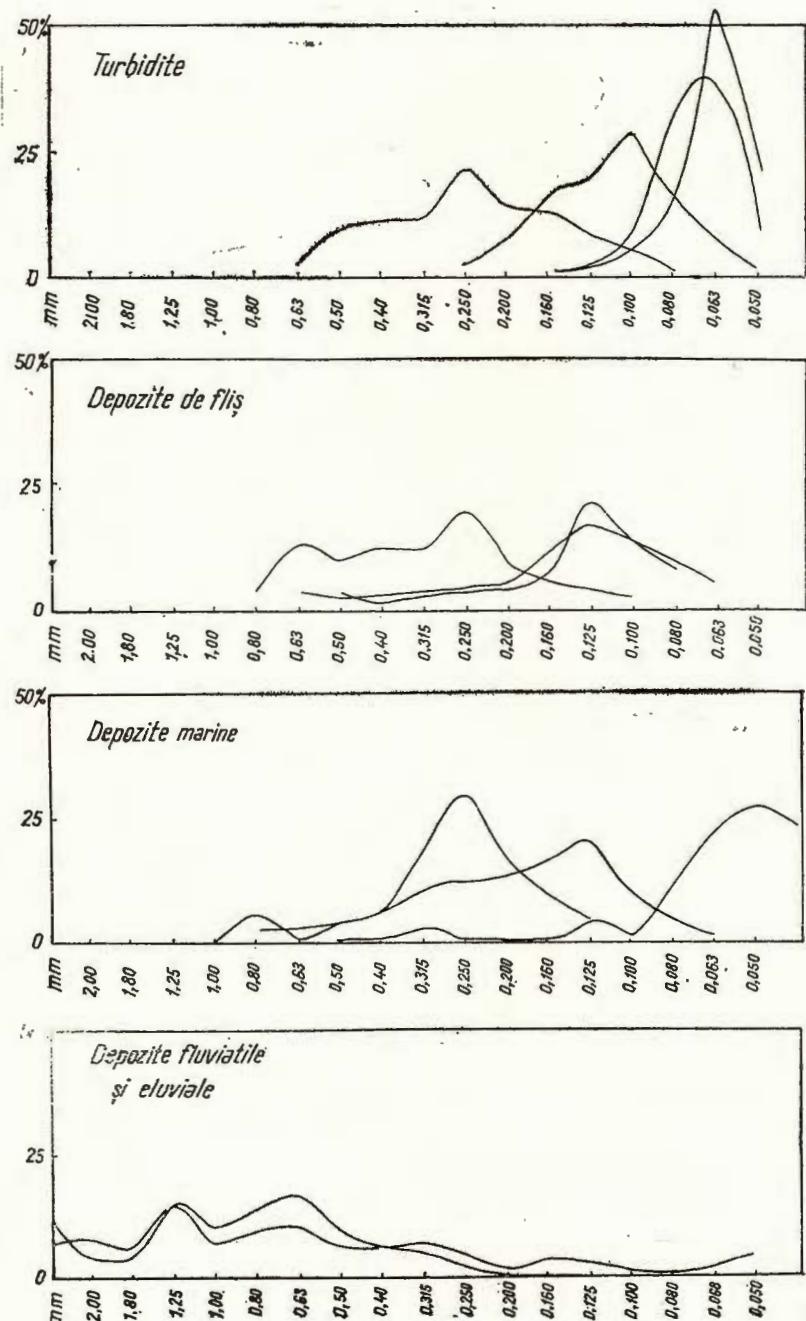


Fig. 6.—Curbe granulometrice comparative pentru turbidite actuale, depozite de fliș, depozite marine normale, depozite fluviatilé și eluviale (după W. D. Nesteroff și B. C. Heezen, 1963).

i-ar succeda formarea unor microdune, lamine oblice (W. D. Nesteroff și B. C. Heezen, 1963).

În turbiditele din fliș laminațiile oblice apar de obicei în interiorul arenitelor fin granulare (A. H. Bouma, 1962).

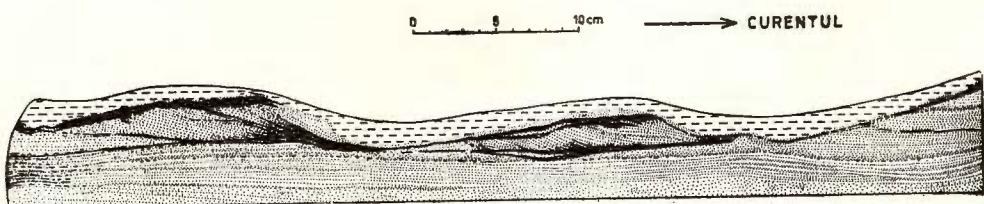


Fig. 7. — Turbidite artificiale cu laminație orizontală și oblică (porțiunea punctată); argilă acoperitoare (porțiunea cu linii intrerupte) (după Ph. H. Kuennen, 1965).

F) Laminația convolută

Turbiditele fosile și actuale se caracterizează printr-o structură internă constituită din lamine cutate la anumite nivele ale unei unități nedeformate, numită laminație convolută („convolute bedding”, Ph. H. Kuennen, 1953; „convolute lamination” E. ten Haaf, 1956).

Laminația convolută, prezentă în special la arenitele fin granulare, este pusă în evidență la turbiditele fosile prin contrastul de culoare și relief și este cantonată în mijlocul stratelor, descrescînd către talpă și vîrf (fig. 8). De cele mai multe ori laminația convolută este însorită de laminații orizontale și oblice, care o mărginesc la părțile inferioară și superioară. Amplitudinea cutelor este direct proporțională cu grosimea stratului și cu grosieritatea materialului detritic. Convoluțiile constituite din creste anticlinale ascuțite și din sinclinală largă sunt continui în interiorul unităților. Rareori apar microfali, generate de efilarea flancurilor care întrerup temporar continuitatea convoluțiilor de care aparțin.

Asupra originii laminației convolute s-au emis diferite ipoteze. Inițial ea a fost atribuită alunecării, după depunerea stratului acoperitor (J. L. Rich, 1950). Ph. H. Kuennen (1953) consideră laminația convolută generată prin deformarea plastică a valurilor de curent („current ripples”). Eten Haaf (1956) explică originea convoluțiilor prin acțiunea forțelor diferențiate asupra unui depozit hidroplastic, în timpul procesului său de acumulare. C. H. Holland (1959) atribuie defor-

marea anticlinalelor și sinclinalelor laminației convolute atât unei inegale distribuiri a presiunii exercitate asupra laminelor interne, cît și unor reajustări datorate mișcării sedimentelor prin curenți de turbiditate. J. E. Sanders (1960) presupune că la originea convoluçãoilor stau reașezările

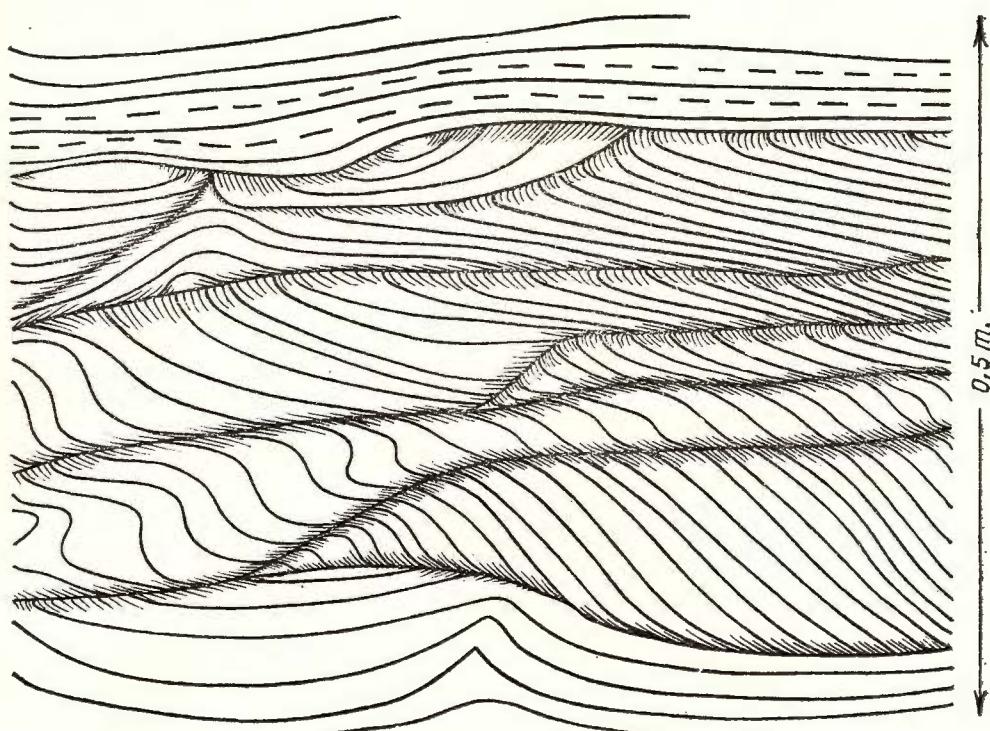


Fig. 8. — Laminație convolută și de curent în gresia de Tarcău. V. Covasnei
(Carpații Orientali).

postdepoziționale ale granulelor, supuse forfecării generate de curenții de turbiditate. Legătura incertă dintre direcția de transport a sedimentelor și axa cutelor, uneori perpendiculară pe cea dintâi, pledează după păreri recente (P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963) împotriva atribuirii laminației convolute alunecărilor sau acțiunii curenților de turbiditate. În acest sens, deformarea penecontemporană a structurii interne laminate din unitățile sedimentare ar explica poate mai bine originea laminației convolute.

S t. D z u l y n s k i și E. K. Walton (1965) deosebesc două feluri de lamine convolute : unele neuniform distribuite, generate de deformări penecontemporane, care nu indică sensul de curgere ; altele care formează laminația convolută și a căror deformare se datorează forțelor longitudinale sau transversale de forfecare din interiorul curentului.

Laminația convolută, caracteristică turbiditelor, nu trebuie confundată cu structurile de alunecare „slump structures”, răspândite în special în depozitele glaciare și lacustre (L. M. J. U. van Straaten, 1949) și deosebite de cea dintâi printr-o discontinuitate marcantă a laminației interne.

G) Grosimea

Grosimea stratelor este în medie de 20 — 30 cm la turbiditele actuale (W. D. Nesteroff și B. C. Heezen, 1963). Turbiditele din fliș au grosimi medii asemănătoare (D. J. Stanley, 1961; A. H. Bouma, 1962 etc.)

H) Mecanogliele

Pe suprafața inferioară a turbiditelor fosile se întâlnesc mărturiile acțiunii mecanismului de transport, structurile lineare numite mecano-gliche, pe care le vom analiza pe larg în capitolul III al acestei lucrări.

I) Adincimea de formare a turbiditelor

Cercetătorii au sugerat în decursul timpului atât depunerea turbiditelor la adâncimi mari cît și mici. Vom da mai jos pe scurt cîteva argumente aduse în sprijinul acestor două ipoteze :

a) Argumentele în favoarea unei adâncimi mai mari decît cea neritică sunt următoarele :

— Apariția turbiditelor recente la adâncimi mai mari de 1000 m ; au fost găsite strate gradate cu cochilii litorale și alge calcaroase (Halimeda) la 4500 m adâncime, în zona Bermudelor (Ph. H. Kuenen, 1959).

— Caracterul uniform al turbiditelor care nu se poate explica decît prin existența unui echilibru permanent între mobilitatea fundului bazinului și depunerea sedimentelor.

— Criterii faunistice ca :

— Sărăcia în faună a majorității turbiditelor fosile ;

— Prezența ocazională a organismelor de apă puțin adâncă, redepuse prin curenți;

— Prezența urmelor de viermi și a unor gastropode ce trăiesc în medii cu un conținut scăzut în oxigen;

— Absența formelor întregi și în general prezența unei faune deosebite de cea neritică de aceeași vîrstă, reprezentată prin cochilii bine conservate, corali, echinoide.

b) Dintre argumentele care ar putea pleda în favoarea depunerii turbiditelor la adâncimi mici cităm :

— Formarea turbiditelor la adâncimi de maximum 50 m, în partea frontală a deltei Ronului (L. M. J. U. van Straaten, 1959);

— Prezența unor arenite continentale cu caractere asemănătoare turbiditelor (W. A. Cummins, 1958);

— Existența probabilă a unor curenți provocați de furtuni pe șelfurile continentale (R. A. Daly, 1936; R. Passega, 1962);

— Descoperirea de către J. Mangin (1962) a unor urme de picioare de păsări în flișul pirinean.

Din cele expuse în acest capitol rezultă importanța observării fenomenelor care se petrec astăzi pe fundurile mărilor și ale oceanelor în elucidarea problemei transportului și depunerii unei bune părți a materialului detritic și în stabilirea pentru multe roci sedimentare (turbidite fosile) a direcțiilor de transport și a zonelor de sursă ale sedimentelor.





Institutul Geologic al României

CAP. III

UNELE PROPRIETĂȚI ALE ROCILOR SEDIMENTARE

3.1. INTRODUCERE

Rocile sedimentare se caracterizează prin proprietăți cu caracter geometric, rezultate din asocierea în diferite moduri a elementelor componente, ca răspuns la procesele dinamice de formare. Aceste proprietăți sunt descrise ca texturi și structuri sedimentare.

Textura se referă la caracterele particulelor constitutive ale rocilor și la raporturile dintre ele.

Structura privește caracterele macroscopice, de ansamblu, ale rocii, determinate de poziția spațială a componenților ei.

Aceste definiții sunt conforme celor din literatura americană și engleză pentru studiul rocilor și proceselor sedimentare (F. J. Pettijohn, 1957; H. B. Milner, 1962; W. C. Krumbein, L. L. Sloss, 1963; P. E. Potter, F. J. Pettijohn, 1963).

În lucrările de petrografie sedimentară sovietice, franceze și germane (școala europeană) noțiunile de textură și structură au o semnificație inversă celor mai sus exprimate.

Cu toate că definițiile texturii și structurii corespund în lucrările de petrografie sedimentară românești celor folosite de școala europeană, noi adoptăm aici punctul de vedere al școlii saxone pentru a veni în acord cu terminologia folosită în majoritatea lucrărilor străine de sedimentologie. Cităm în această privință terminologia folosită de cercetătorii școlilor olandeză și poloneză de sedimentologie, ale căror studii au servit ca exemplu primelor lucrări sedimentologice românești.

De altfel o detașare de la definițiile uzuale se remarcă chiar în cadrul școlii europene, majoritatea lucrărilor recente de sedimentologie franceze, folosind noțiunile de textură și structură în sensul cunoscut în literatura de limbă engleză.

Texturile și structurile sedimentare se împart după modul lor de exprimare în proprietăți scalare și direcționale.



Proprietățile scalare se exprimă prin mărime, iar cele direcționale prin mărime și direcție sau sens.

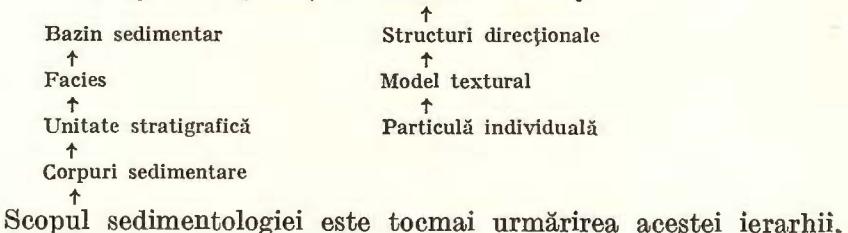
Corespondența dintre proprietățile geometrice scalare și direcționale, texturale și structurale, care rezultă din mecanismul de formare al rocilor sedimentare și servesc prin urmărirea variabilității lor la studiul paleocurentilor și a bazinelor de sedimentare, reiese din schema de mai jos :

	Texturi	Structuri
Proprietăți scalare	Dimensiune și sortare Formă și rotunjime	Groșimea componenților litofaciali
Proprietăți direcționale	Orientare petrotextruală	Structuri lineare de stratificație Mecanoglife Structuri planare de stratificație Stratificația oblică și încrucișată

În lucrarea de față sunt tratate numai proprietățile direcționale (texturale și structurale) ale rocilor sedimentare, care prin măsurarea orientării lor dă cele mai rapide informații asupra direcțiilor de transport ale sedimentelor : orientarea găleșilor din pietrișuri și conglomerate, mecanoglifele, stratificația oblică și încruzișată.

Dintre proprietățile scalare vom trata pe scurt numai grosimea fațială și vom arăta întocmirea hărților litofaciale, necesare unui studiu sedimentologic regional, deoarece cunoașterea aranjamentului faciesurilor într-o anumită zonă ușurează reconstituirea configurației ariilor de sursă și stabilirea modelelor vechilor bazine de sedimentare.

Descifrarea și urmărirea complexă a variabilității caracterelor direcționale și scalare la scară regională ajută la stabilirea legăturii dintre cîmpul forțelor de dispersie și cel al forțelor de acumulare al sedimentelor, dintre sursă și mediul de depunere, dintre particula sedimentară individuală și bazinul sedimentar. Între aceste două extreme, pe linia mișcării sedimentelor se clădește din aproape în aproape și prin transformări succesive un edificiu complex, a cărui ierarhie este exprimată de P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963) în schema de mai jos :



Scopul sedimentologiei este tocmai urmărirea acestei ierarhii.

3.2. PROPRIETĂȚI DIRECTIONALE TEXTURALE : ORIENTAREA PETROTEXTURALĂ

3.2.1. CONSIDERAȚII INTRODUCTIVE

Orientarea petrotexturală („fabric”) exprimă aranjamentul spațial al elementelor ce compun o rocă. Considerăm că orientarea petrotexturală se poate clasifica din punct de vedere genetic, al gradului de orientare și dimensional.

— Din punct de vedere genetic, se cunosc orientările petrotexturale primară, generată în timpul depunerii sedimentelor și secundară, de deformare, produsă de acțiunea stressului extern asupra rocii.

— Din punct de vedere al gradului de orientare al populației elementelor unei roci, orientarea petrotexturală poate fi : izotropă, cînd elementele au o dispoziție întimplătoare și anizotropă cînd o mare parte din acestea prezintă o orientare preferată. Modelul anizotrop este rezultatul orientării preferate a elementelor, ca răspuns la acțiunea cîmpului unei forțe : gravitația, magnetismul, curentii de apă, aer sau gheăță.

— Din punct de vedere al scării de investigație, orientarea petrotexturală poate fi : macroscopică, cînd este exprimată de aliniamentul elementelor rocii (axe lungi sau scurte ale galețiilor), sau microscopică, cînd este exprimată de orientarea axelor cristalografice (axe „c” ale granulelor de cuart).

Elementele orientării petrotexturale macroscopice sunt galeți cu forme variabile (discoidali, bastonașe, elipsoidali), cochilii etc. Elementele rocilor sedimentare detritice grosiere se îndepărtează de cele mai multe ori de la forma sferică. Galeții din pietrișuri și conglomerate, indiferent de dimensiune, sunt, în funcție de formă : elemente prolate (alungite) și oblate (turtite, în formă de disc). La elementele prolate se măsoară orientarea axei „a”, iar la cele oblate, orientarea axei „c”.

Elementele orientării petrotexturale primare răspund acțiunii cîmpului gravitațional și al curentului transportant căutînd o poziție stabilă în raport cu acesta și se numesc elemente potențiale (F. J. Pettijohn



1957). Aproape toate elementele depozitelor detritice grosiere sunt potențiale din punct de vedere al formei lor.

Relațiile dintre alinierea preferată a elementelor potențiale și cîmpul de curgere al agentului de transport stau la baza determinării ariilor de sursă ale sedimentelor și a permeabilității vectoriale.

3.2.2. ORIENTAREA GALEȚILOR DIN PIETRIȘURI ȘI CONGLOMERATE

Primele observații asupra orientării preferate a galeților au fost executate în pietrișuri de origină glaciară de către H u g h M i l l e r jr. (1884) și D. B e l l (1888). Tendința de așezare a galeților din pietrișuri și conglomerate cu axe lungi „*a*” perpendicular pe direcția de curgere, este remarcată de G. F. B e c k e r (1893) și subliniată de W. H. T w e n h o f e l (1932), H. J. F r a s e r (1935) și alții. Punctului de vedere al „perpendicularității” axelor „*a*” pe direcția de transport î se opun afirmațiile majorității cercetătorilor, care, începînd cu K. R i c h t e r (1932) au folosit analiza cantitativă pentru stabilirea relațiilor dintre orientarea petrotextruală primară și direcția de curgere. Cităm în această privință atât studiile referitoare la pietrișurile de origine glaciară cît și pe cele legate de pietrișurile fluviatile sau deltaice și conglomerate. Pentru prima categorie, cercetători ca C. D. H o l m e s (1941), G. L u n d q - v i s t (1948) și alții, atestînd concluziile lui K. R i c h t e r (1932), au dedus sensul de mișcare a gheții, bazați pe recunoașterea poziției paralele cu direcția de curgere a galeților din depozitele glaciare.

Pentru pietrișurile fluviatile sau deltaice și formațiuni detritice grosiere (gresii, conglomerate), așezarea axelor „*a*” ale galeților paralel cu direcția cursului de apă a fost subliniată de H. W a d e l l (1936), W. C. K r u m b e i n (1940), F. P. K o p s t e i n (1954), M. K s i ą z - k i e w i c z (1954, 1958) etc. Pozițiile diverse ocupate de axe lungi ale galeților în raport cu direcția de curgere implică controlul permanent al măsurătorilor prin studiul altor proprietăți direcționale ca : stratificația oblică și încrucișată și mecanoglifele.

Orientarea galeților din pietrișuri și conglomerate în raport cu direcția de curgere s-a dovedit a fi mai constantă prin determinarea poziției axei scurte „*c*” a galeților discoidali. Majoritatea observațiunilor privind pietrișurile fluviatile au pus în evidență inclinarea axei „*c*” a galeților discoidali și elipsoidali în josul curentului (imbricație) (pl. I, fig. 2) (H. J. F r a s e r, 1935 și H. W a d e l l, 1936; E. W. L a n e și E. J. C a r l s o n , 1954). Abaterile de la această poziție sunt foarte rare.

Possibilitatea existenței unei imbricații aparente în planele frontale ale stratificației oblice este menționată de P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963), care propun din această cauză măsurarea numai a galețiilor din planele orizontale.

Cercetări recente (M. Dumitriu, 1967) demonstrează valabilitatea înclinării axelor „c” în josul curentului; în unele depozite ale molasei miocene din bazinul Transilvaniei, există excepții de la această regulă, datorită existenței unor anomalii incluse în cîmpul de curgere de factori ca: topografia fundului, prezența elementelor mari care produc răsturnarea axelor „c”. Aceste anomalii, care pot duce la stabilirea eronată a poziției surselor de sedimente se pot îndepărta numai prin cartarea sistematică pe suprafețe mari a modelelor petrotextrurale.

3.2.2.1. FACTORI CARE INFLUENȚEAZĂ ORIENTAREA GALEȚILOR

Orientarea galețiilor în raport cu direcția de curgere poate fi influențată de factori ca: viteza de curgere, mediul de depunere, forma elementelor, dimensiunea elementelor și distribuția dimensiunilor.

— Variabilitatea vitezei de transport a sugerat unor autori posibilitatea existenței unor condiții de așezare a axelor lungi ale galețiilor, atât paralel, cât și perpendicular pe direcția de curgere. Astfel K. Richter (1932), C. D. Holmes (1941) și L. B. Ruhin (1953) ajung la concluzia așezării axelor lungi paralel cu direcția de transport la viteze ridicate și perpendicular pe aceasta la viteze scăzute de curgere. S. G. Sarkisan și L. T. Klimova (1955) studiind experimental orientările galețiilor în formă de bastonaș, subliniază așezarea transversală a axelor lungi în mijlocul curentului și oblică în porțiunile laterale ale acestuia.

— Mediul de depunere influențează de asemenea, după L. B. Ruhin (1953), poziția galețiilor în raport cu direcția de curgere: în depozitele fluviatile galeții ar avea axa „c” înclinată în josul curentului, în cele litorale, spre larg și în formațiunile deltaice atât spre larg cât și spre fjarm.

— Influența formei galețiilor asupra orientării lor în raport cu direcția de transport este arătată de J. Kalterherberg (1956); după acest autor numai elementele cu formă alungită (bastonaș) tend să se așeze perpendicular pe curent.

— Rolul dimensiunii elementelor în procesul de orientare față de direcția agentului transportant s-a dovedit a fi de o deosebită importanță.



A. Cailleux (1938) arată că orientarea galeților mici este mai mult influențată de contactele cu celelalte elemente decât de natura mecanismului de transport. Autorul folosește în măsurătorile de orientare a galeților fluviatili și marini elemente mai mari de 4 cm lungime. W. S. White (1952) obține rezultate bune în determinarea direcției de transport după orientarea galeților cu elemente mai mari de 5 mm lungime. Unrug (1957) subliniază poziția perpendiculară în raport cu direcția de curgere a galeților elipsoidali mari, rulați pe fundul bazinului.

— Distribuția dimensiunilor este importantă la determinarea numărului de maxime observate la analiza orientării petrotexturale. R. W. Brinkmann (1955) demonstrează în acest sens că particulele de dimensiuni inegale dau un maxim, în timp ce particulele de egală dimensiune dau două maxime.

3.2.3. PROCEDEE DE MĂSURAT ORIENTAREA GALEȚILOR DIN PIETRIȘURI ȘI CONGLOMERATE

Primele măsurători ale orientării galeților din pietrișuri și conglomerate au constat în notarea poziției axelor „*a*” și „*c*” la afloriment cu ajutorul unui dispozitiv care permitea reconstituirea orientării elementelor transportate.

Metoda, denumită goniometrică, a fost introdusă de H. Wadell (1936) și modificată de W. C. Krumbein și F. J. Pettijohn (1938) și T. N. V. Karlstrom (1952). Procedeul de măsurat în metoda goniometrică, cu dispozitivul modificat de T. N. V. Karlstrom este următorul :

Într-o deschidere verticală din teren, căreia i se măsoară azimutul, se selectează dintr-o porțiune anumită un număr de 100–200 de galeți. Dispozitivul de măsurat (fig. 9) se ține paralel cu

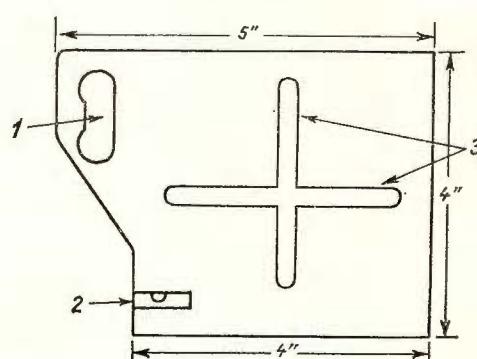


Fig. 9. — Dispozitiv de măsurat în teren orientarea petrotexturală (Karlstrom, 1952). 1, adincitură pentru minut; 2, bulă de nivel; 3, cruce scobită pentru însemnat galeți (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963)

deschiderea și în interiorul crucii scobite se trasează pe galeți care se măsoară, un L (cel din dreapta sus), care se prelungesc pe colțurile sau suprafețele rotunjite ale galeților. Galeți transportați în laborator

sînt așezați pe un goniometru dublu-circular de contact și reorientați în poziția din teren după azimutul feței căreia îi aparțin și orientarea literei L. Completări au adus ulterior metodei goniometrice S. G. Sarlkisian și L. T. Klimova (1955), L. B. Ruhin (1953) etc.

J. Schlee (1957) scoate în evidență consumul mare de timp al metodei goniometrice și aduce modificări procedurii de măsurat. Pentru a elmina pe cât posibil erorile de calcul J. Schlee propune selectarea galetelor în formă de bastonaș sau discoidali și folosirea următorului dispozitiv: o masă cilindrică de material plastic (sau plastilină) montată pe un bloc de lemn, prevăzut cu bule de nivel. Galeți de măsurat sunt presați în plastilină. La baza deschiderii unde se efectua ză măsurătorile se trasează o linie paralelă cu fața deschiderii, care va servi ca linie de referință. Acestei linii i se citește azimutul. În timpul operațiunilor de măsurat linia de referință trebuie să rămînă paralelă cu blocul de lemn. Blocul, cu galeți presați în plastilină, se plasează pe o rețea de coordonate polare, montată pe un carton de 46 cm^2 , pe care se trasează o linie de referință cu aceeași direcție ca linia din deschiderea în care s-au executat măsurătorile. Axa galetului imprimat în plastilină trebuie să se afle deasupra centrului rețelei. Orientarea axelor „a” sau „c” ale galetelor se măsoară cu busola geologică. Prin acest procedeu se pot măsura cca 35 galeți pe oră. Este eliminată reorientarea galetelor în laborator și mult redus timpul necesar efectuării măsurătorilor în teren.

Busole speciale pentru măsurarea orientării unor plane sau axe ale galetelor au fost descrise de J. Kalterherberg (1956), P. M. Clinton (1959), A. Dreimanis (1959). Rabatarea măsurătorilor de orientare a galetelor în funcție de inclinarea stratului din care fac parte, precum și proiectarea acestora a constituit de asemenea o preocupare a cercetătorilor.

Primele reprezentări grafice s-au făcut pe hîrtie de coordonate polare. K. Richter (1936) introduce proiecția măsurătorilor pe rețeaua Schmidt, acum folosită pe scară largă.

3.2.3.1. PROCEDEUL CURENT DE MĂSURAT ORIENTAREA GALETILOR DIN PIETRIȘURI ȘI CONGLOMERATE

Poziția spațială a elementelor potențiale este determinată de două unghiuri: unghiul dintre una din cele două axe „a” sau „c” ale galetului și direcția nordului (unghiul azimutal) și unghiul dintre una din cele două axe „a” sau „c” și planul orizontal (unghiul de inclinare). Orientarea

galețiilor este exprimată prin direcția și înclinarea (orientarea) uneia din cele două axe „*a*” sau „*c*” ale acestora. În cazul galețiilor discoidali, orientarea este dată de normala pe fețele aplatisate „polul feței”, căreia trebuie să i se măsoare direcția și înclinarea.

Măsurătorile de orientare petrotextrurale folosesc fie axa „*a*” în cazul predominării elementelor prolate, fie axa „*c*” în cazul predominării elementelor oblate. Galeți cu forma apropiată de sferă, nepotențiali, sunt elimiinați.

Măsurătorile de axe „*a*” și „*c*” ale galețiilor se execută în teren cu ajutorul busolei geologice. Se măsoară două elemente: unghiul azimutal și înclinarea (măsurarea înclinării axei „*c*” se face utilizând latura scurtă a busolei).

Atât în cazul axelor „*a*” cât și al axelor „*c*”, pentru a elimina erorile posibile datorate necunoașterii exacte a formei elementului, se scot mai întâi galeții din matrice, eliberindu-i cu multă atenție și după fixarea axelor, se reintroduc în poziția din strat pentru a fi măsurăți.

În cazul conglomeratelor puternic cimentate, se încearcă a se obține orientarea aparentă. În acest scop pe două fețe, care formează un unghi de 90° între ele, se măsoară direcția lor și înclinarea tuturor galețiilor alungați, secționați.

În toate cazurile se măsoară orientarea stratului din care fac parte galeții. În diferitele deschideri se execută un număr arbitrar de măsurători (100 de obicei) în funcție de frecvența secțiunilor alungite.

Datele de teren sunt prelucrate în faza de birou, în scopul obținerii diagramelor, care să pună în evidență orientarea preferențială a axelor măsurate ale galețiilor.

O diagramă pe care sunt sănt proiectate atât direcția, cât și înclinarea axelor lungi sau scurte ale galețiilor se numește diagramă de orientare petrotextrurală („petrofabric diagram”). Dăm mai jos procedeul de lucru pentru construirea diagramei de orientare petrotextrurală. Când stratele în care se execută măsurătorile sunt deranjate din poziția lor inițială (orizontală), trebuie reconstituită situația pretectonică. Această reconstituire se face prin rabaterea măsurătorilor în funcție de înclinarea stratelor. Rabaterea se face cu ajutorul rețelei Wulf (fig. 10) prin următorul procedeu: se suprapune acestei rețele o altă rețea (fig. 11) executată pe calc, obținută prin unirea centrului acesteia cu punctele de pe circumferință, reprezentând direcțiile și prin trasarea unor cercuri concentrice, din două în

două grade, prin punctele de pe coordonatele polare, reprezentând înclinaările.

Pe noua rețea se proiectează normala stratului de conglomerat sau pietriș, împreună cu axele „*a*” sau „*c*” ale galetelor măsurați în teren.

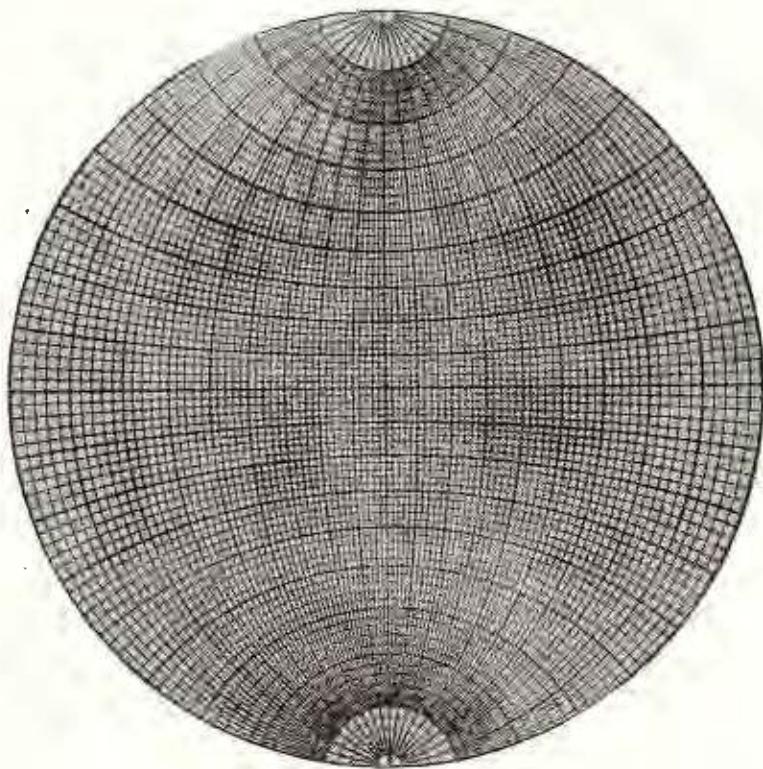


Fig. 10. — Rețeaua Wulf.

Calcul se rotește peste rețeaua Wulf pînă cînd punctul reprezentînd normala stratului se suprapune liniei E – W a rețelei. În această poziție măsurătorile se rabat, mutînd pe paralelă punctul notat înainte, cu un număr de grade egal cu înclinarea stratului.

Mutarea se face către interior sau către exterior în funcție de sensul înclinării stratului. Se aduce apoi calcul în poziția inițială și se citesc noile

orientări ale axelor „ a ” sau „ c ” ale galețiilor, care reprezintă situația reală pretecononică.

Rabaterile pe rețeaua Wulf se fac numai pentru valorile de înclinare mai mari de 10° ale stratului din care fac parte galeții.

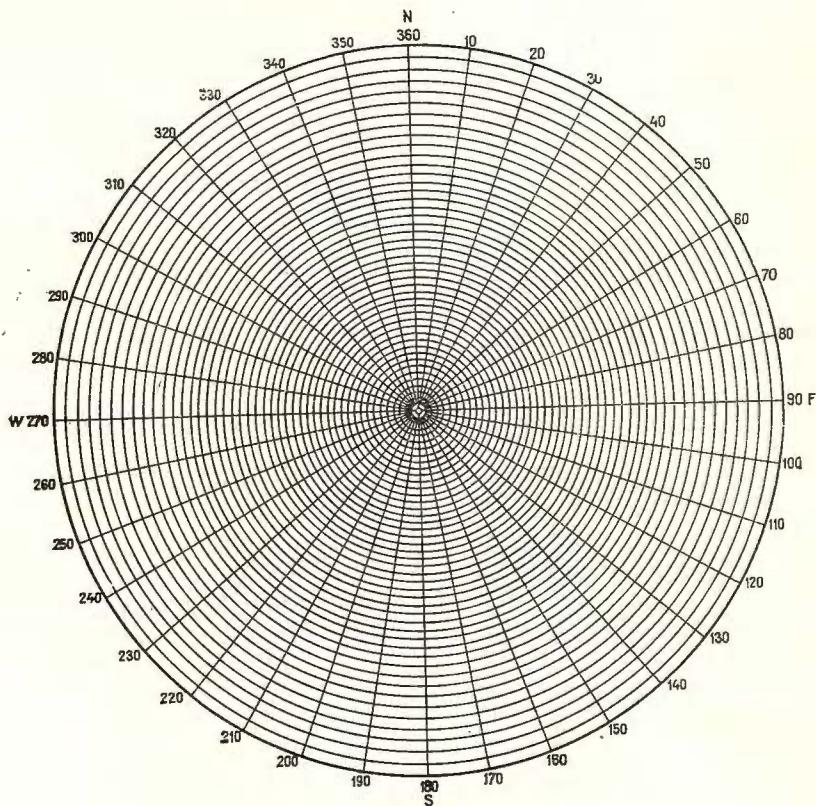


Fig. 11. — Rețeaua polară obținută după rețeaua Schmidt. Razele reprezintă direcțiile și cercurile concentrice, inclinările elementelor măsurate.

Datele obținute se proiectează pe rețeaua de arii egale, Schmidt (fig. 12).

Dacă axele au o orientare preferată punctele alcătuiesc pe diagramă zone de maximă concentrare. Reliefarea acestor concentrații se face prin trasarea unor linii de egal procentaj. Procedeul este următorul : se folosește un pătrat de carton având tăiat în interior un cerc cu diametrul reprezen-

tînd a zecea parte din cel al rețelei Schmidt (fig. 13). Acest pătrat se deplasează cu cîte o rază a cercului interior pe toată suprafața cercului mare, reprezentînd rețeaua Schmidt ; se notează prin cifre totalul punctelor (proiecțiile elementelor axiale) care cad în interiorul acestui cerc.

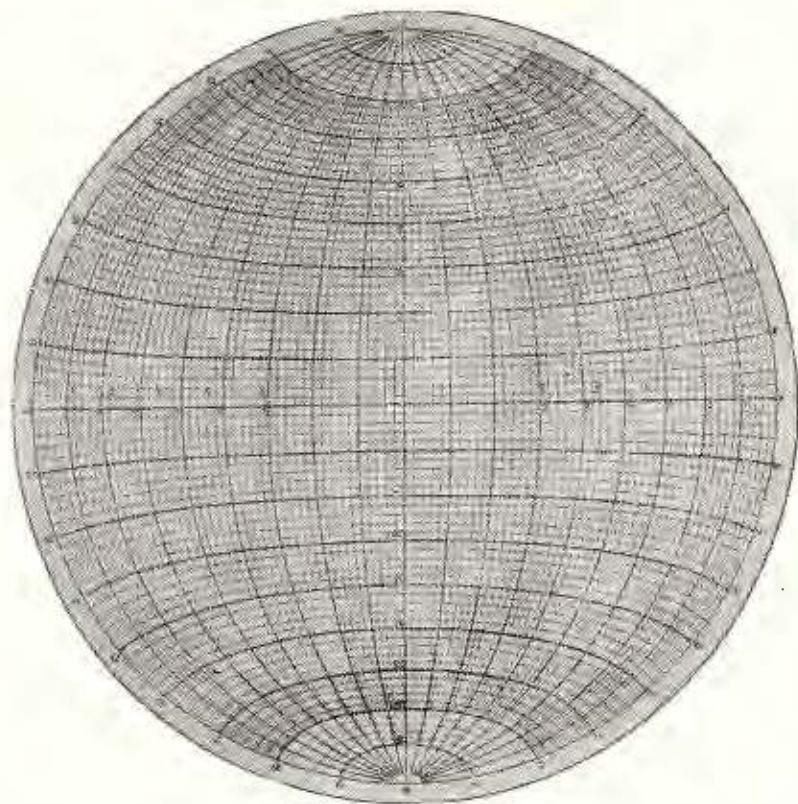


Fig. 12. — Rețeaua Schmidt.

Pentru punctele apropiate de circumferință, se folosește o tijă de carton avînd la cele două capete tăiat cîte un cerc cu diametrul reprezentînd tot a zecea parte din cel al rețelei Schmidt (fig. 13). Distanța dintre centrele acestor două cercuri trebuie să fie egală cu diametrul cercului

mare. Mijlocul tijei se fixează cu un ac în centrul cercului mare; apoi se deplasează cercurile de la capete cu cîte o rază mică pe circumferința cercului mare. Se notează după fiecare deplasare pe cercul mare suma punctelor din ambele cercuri mici (fig. 13).

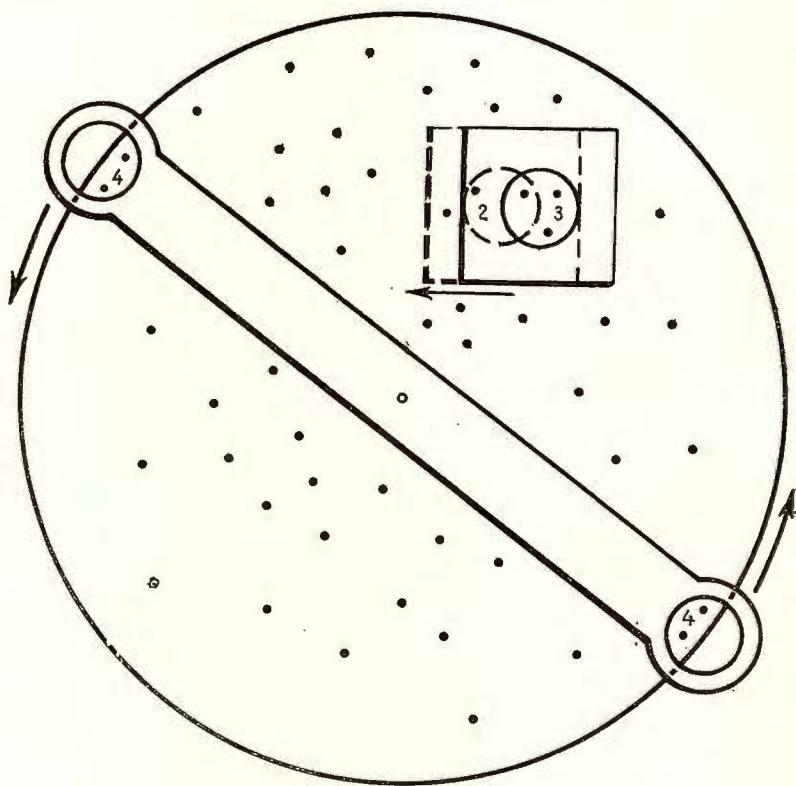


Fig. 13. — Însumarea punctelor rezultate după rabaterea pe rețeaua Wulff și proiectarea pe rețeaua Schmidt, în vederea construirii diagramelor de puncte.

Se fixează apoi clasele sau intervalele de egală valoare procentuală a tuturor cifrelor sumă de pe suprafața cercului mare, ținind seama de procentajul maxim (de ex. clasele : 0–1 ; 1–4 ; 4–8 ; > 8).

Pentru a obține o imagine sugestivă a concentrației maxime a măsurătorilor se hașurează diferit intervalele de clasă (fig. 14).

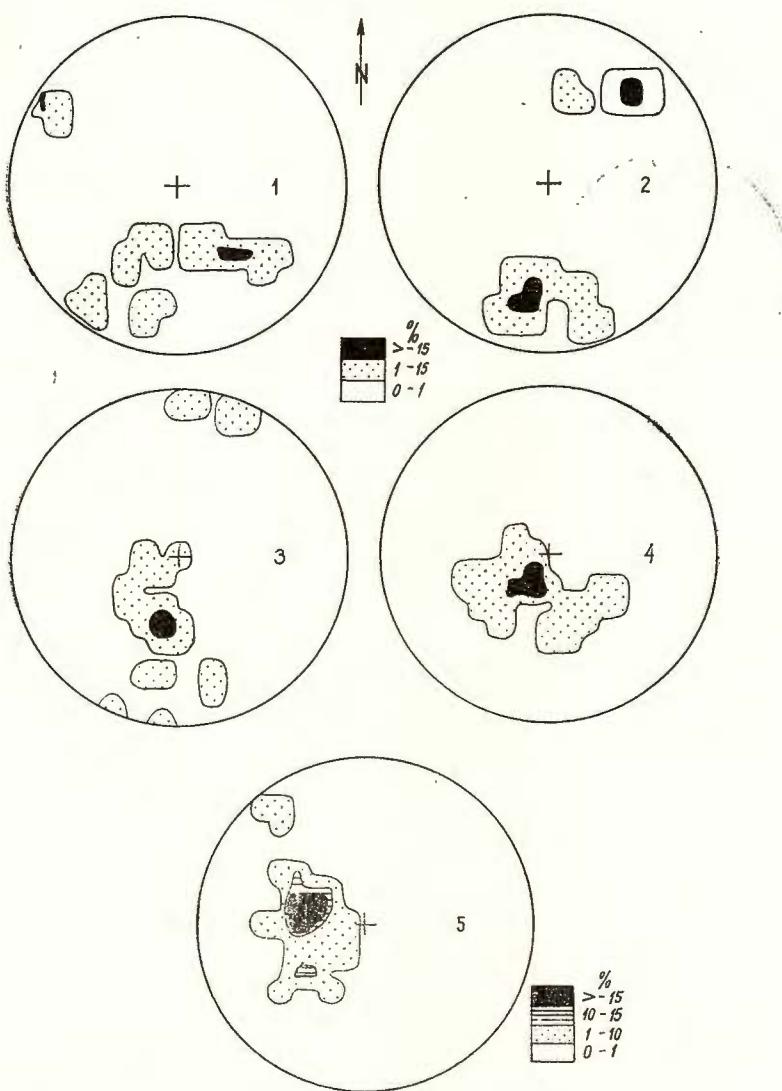


Fig. 14. — Diagramme de orientare petrotexturală ale conglomeratelor de Brebu (axe „c”).

1. Mineci-Ungureni; 2. Cerașu; 3. Izvoarele; 4. Brebu; 5. Breaza. (Carpații Orientali)
(upă M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1964).

Diagramele de orientare petrotextruală rezultate prezintă în funcție de poziția maximelor mai multe modele ale elementelor prolate (fig. 15).

Orientarea elementelor în formă de disc este exprimată prin modelul orientării petrotextruale al axelor scurte, adică al normalei pe disc.

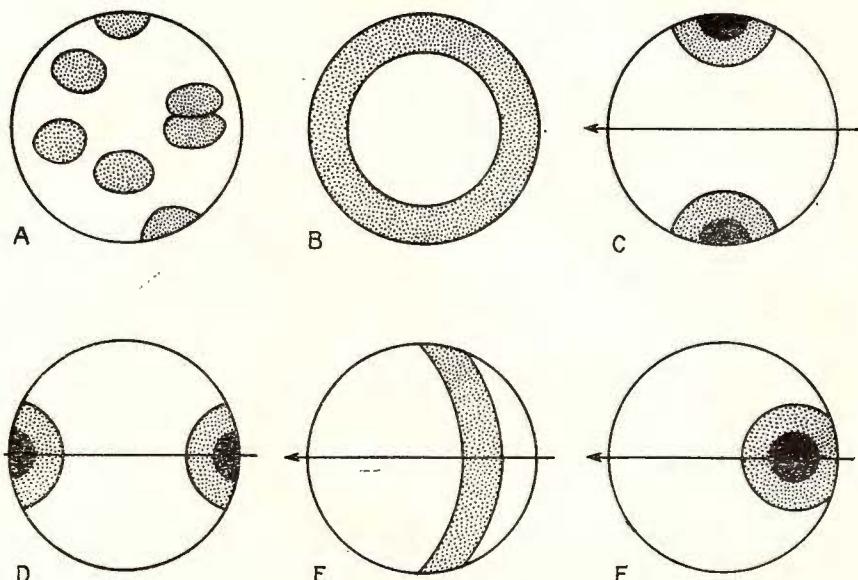


Fig. 15. — Diagrame de orientare petrotextruală pentru elemente prolate.
(după F. J. Pettijohn, 1957).

Discurile pot sta în planul de stratificație cu axa scurtă perpendiculară pe strat, sau pot fi imbricate cu înclinarea în josul curentului.

3.2.4. SIMETRIA ORIENTĂRII PETROTEXTURALE

Modelul orientării petrotextruale se caracterizează printr-o anumită simetrie. Simetria orientării petrotextruale este un răspuns la simetria mișcării, care a generat rocile sedimentare. Se cunosc patru feluri de simetrie: sferoidală sau axială, rombică, monoclinică și triclinică.

Simetria sferoidală sau axială este simetria unui sferoid oblat sau prolat. Diagramele de orientare petrotextruală se caracterizează prin aceea că orice diametru poate constitui o axă de simetrie.

Simetria rombică are trei plane și trei axe de simetrie perpendiculare între ele. În diagramele de orientare petrotextruală cele două diametre principale a și b constituie axe de simetrie. Simetria rombică este caracteristică depunerii particulelor sub acțiunea gravitației (fig. 16).

Simetria monoclinică se caracterizează printr-un plan de simetrie; diagrama de orientare petrotextruală are ca axă de simetrie perpendiculară.

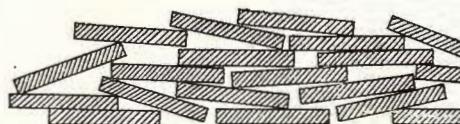
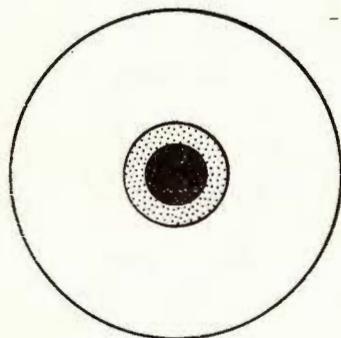


Fig. 16. — Orientarea discurilor datorită gravitației (simetria rombică) (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

pe axa „ b ” a modelului. Simetria monoclinică este rezultatul acțiunii combinate a gravitației și a agentului de transport. Datorită acestei acțiuni se formează texturi imbricate, printr-un mecanism de depășire, de-a lungul unor plane de alunecare (fig. 17). Simetria monoclinică este cea mai frecventă în modelele de orientare petrotextruale, deoarece ea este simetria orientării preferențiale a elementelor potențiale.

Simetria triclinică nu are nici un plan de simetrie, iar diagramele de orientare petrotextruală nu au nici o axă de simetrie. Simetria triclinică a orientării petrotextruale este rezultatul unei surgeri unidirectionale, cu limite asimetrice, în jurul unui obstacol (obiect, organism etc.). Rezistența și fricțiunile în interiorul fluidului generează mișcări cu caracter triclinic.

Cunoașterea noțiunii de simetrie permite deducerea planului $a-c$ de simetrie a curentului ce transportă și depune sedimentele, sau planul vectorial-V (fig. 18). Structurile primare direcționale sunt întotdeauna paralele cu planul $a-c$ de curgere. Direcția structurii sedimentare (axa Y-b) este perpendiculară pe planul $a-c$ (V). Depunerea inițială are loc în planul orizontal și inclină în sensul vectorului de curgere. Simetria

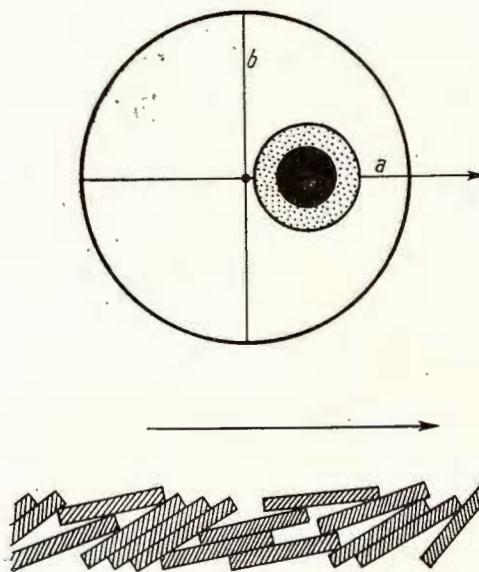


Fig. 17. — Orientarea discurilor datorită gravitației și a curentului (simetria monoclinică) (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

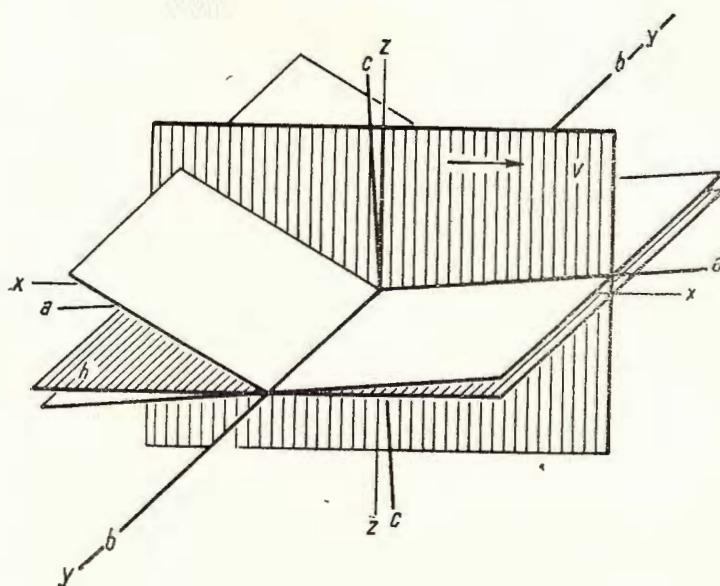


Fig. 18. — Sistem de referință pentru structurile direcționale de curent. (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

modelelor de orientare petrotextrală, exprimată prin diagrame de orientare petrotextrale, reflectă simetria mișcării generatoare, natura intimă a mecanismului de transport.

3.2.5. DETERMINAREA DIRECȚIILOR DE TRANSPORT PRIN CARTAREA ORIENTĂRII PETROTEXTURALE

Studiile regionale și cartarea sistematică pe suprafețe mari a orientării galetilor din pietrișuri și conglomerate trebuie să se bazeze mai degrabă pe măsurătorile de axe „*a*”, constant inclinate în josul curentului,

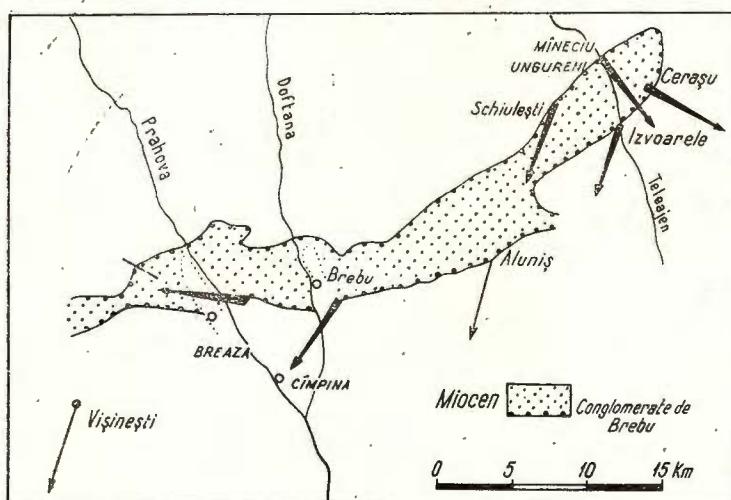


Fig. 19. — Harta direcțiilor de transport ale elementelor din conglomeratele de Brebu. Carpații Orientali. (după M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1964).

decit pe măsurătorile de axe „*a*”, a căror poziție este variabilă în raport cu direcția de curgere. Variabilitatea poziției axelor „*a*” și lipsa unor imbricații clare explică numărul mic de studii regionale ale orientării petrotextrurale. Cartarea orientării galetilor de origine glaciară a servit în multe cazuri la stabilirea modelelor regionale de mișcare a gheții (K. Richter, 1936; J. J. Donner și R. G. West, 1956).

L. Reincke (1928) a cartat orientarea galetilor unor conglomerate mineralizate din Africa de Sud. K. P. Unger și W. Ziegenthaler (1961) au studiat regional orientarea galetilor pleistoceni, cu axe lungi perpendiculare pe direcția canalelor glaciare.

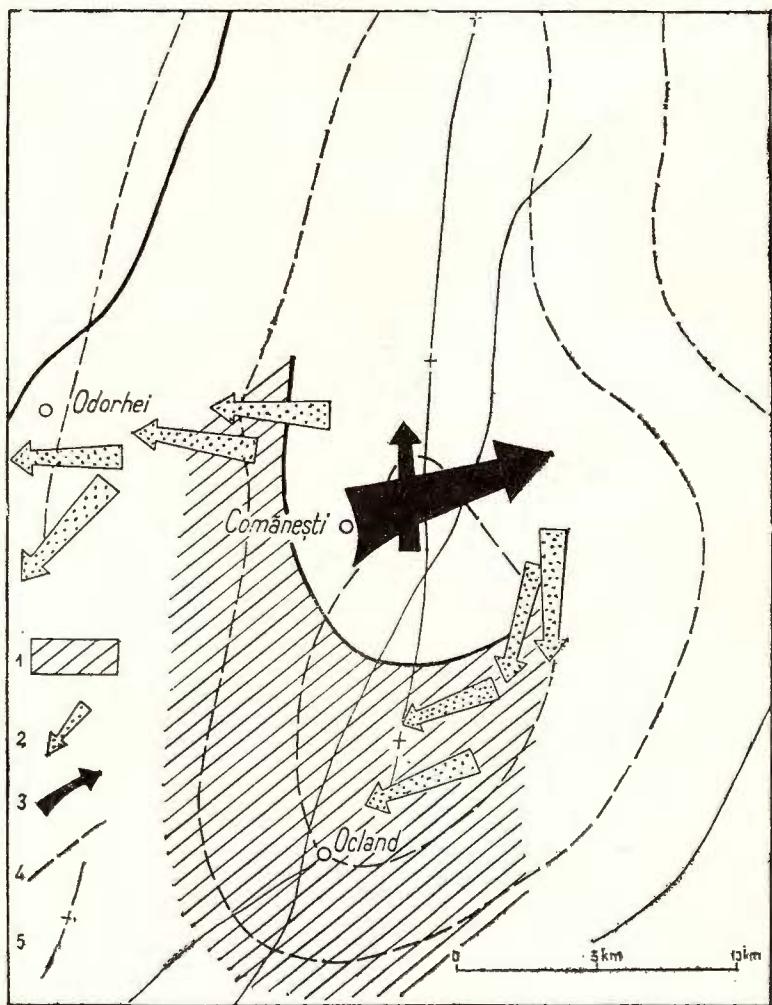


Fig. 20. — Harta direcțiilor de transport ale sedimentelor tortoniene și sarmatiene din regiunea Odorhei-Comănești, Bazinul Transilvaniei.
(Date geofizice după Şt. Airinei).

- 1. Zona estică a „Muntelui Ascuns Comănești”
- 2. Direcții de transport în Sarmatian
- 3. Direcții de transport în Tortonian
- 4. Izolinii gravimetrice
- 5. Axă de simetrie maximală

(după Marcela Dessila-Codareea, M. Dumitriu, Cristina Dumitriu și D. Beju, 1965).

Pentru unele formațiuni detritice grosiere, sărace sau lipsite de stratificație oblică și încrucisată, studiul regional al orientării galeșilor din conglomerate este singura posibilitate de determinare a sistemelor de paleocurenți.

Hărți de curenți după orientarea axelor „*a*” sau „*c*” ale galeșilor din conglomerate au fost întocmite de M. Dumitriu și Cristina Dumitriu în Bazinul Transilvaniei (1961, 1962) și în Subcarpații Munteniei (1964) (fig. 19).

Determinarea sistemelor de paleocurenți după anizotropia modelelor petrotextrurale trebuie completată cu studiul petrografic al galeșilor din conglomerate, în scopul obținerii unei imagini complete asupra poziției și naturii geologice a sursei de sedimente (fig. 20).



3.3. PROPRIETĂȚI DIRECTIONALE STRUCTURALE LINEARE : MECANOGLIFE

3.3.1. INTRODUCERE

Multe strate de gresii aparținând îndeosebi secvențelor ritmice de fliș au la partea inferioară structuri, variate ca formă și dimensiune, cunoscute sub numele de „hieroglife”, sau „urme pe talpă” („sole markings” — St. Džuļyński și J. E. Sanders, 1962; „bottom markings” — St. Džuļyński, 1963; „sole marks” — P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963; „external structures” — St. Džuļyński și E. K. Walton, 1965).

Numele clasificări, dintre care cităm pe cele întocmite de H. Rücklin (1938), N. B. Vassoevici (1953, 1954), M. Ksiazkiewicz (1954), J. C. Crowell (1955), Ph. H. Kuennen (1957), E. ten Haaf (1959), St. Džuļyński și A. Ślączka (1959), St. Džuļyński și J. E. Sanders (1962), P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963), St. Džuļyński și E. K. Walton (1965), au încercat să sistematizeze diferențele tipuri de hieroglife după diverse criterii.

Din punct de vedere genetic (N. B. Vassoevici, 1953; M. Ksiazkiewicz, 1954; St. Džuļyński și J. E. Sanders, 1962; St. Džuļyński și E. K. Walton, 1965) structurile de pe talpa gresiilor sunt de 3 feluri :

- Premergătoare acțiunii currentului care a depus nisipurile (predepozitionale);
- Sincrone acțiunii currentului (sindepozitionale);
- Formate după depunerea nisipului (postdepozitionale).

Din prima și ultima categorie fac parte cele mai multe dintre structurile de origine organică, denumite „bioglife”, care nu dau indicații asupra direcției de transport a sedimentelor și deci nu sunt tratate în lucrarea de față.



Structurile legate de acțiunea mecanică a curentului, numite mecanoglife, sunt în majoritate sindepozitionale și ele se împart din punct de vedere genetic în :

— Structuri produse de acțiunea erozivă a curentului (mecanoglife de eroziune „scour marks”, S t. Džuļyński și E. K. Walton, 1965);

— Structuri generate de acțiunea obiectelor transportate de curent („tool marks” — S t. Džuļyński și E. K. Walton, 1965).

Primele sunt rezultatul eroziunii mîlului de pe fundul bazinelor de sedimentare, datorită vîrtejurilor turbulente din curentul transportant; ultimele sunt produsul zgîririi mîlului, în diferite moduri, de către obiectele tari purtate de curent pe traseuri lineare.

O mică parte dintre structurile mecanice de curent fac parte din categoria urmelor postdepozitionale (mecanoglife de deformare „current deformation structures” — S t. Džuļyński și E. K. Walton, 1965), generate de imprimarea nisipului proaspăt sedimentat în mîl neconsolidat de pe fundul bazinelor de sedimentare.

Mecanoglifele apar pe suprafața inferioară a gresiilor ca impresiuni, reprezentînd negativul urmelor formate inițial în mîl de pe fundul bazinului de sedimentare. La descrierea lor, James Hall (1843) a folosit pentru prima oară denumirea de „cast” (tipar), termen care a căpătat ulterior o circulație universală.

Unii cercetători (Preston Cloud, du pă St. Džuļyński, și J. E. Sanders, 1962) au propus înlocuirea denumirii de „cast” prin „mold” (mulaj), termen considerat mai corect pentru descrierea negativelor de pe talpa stratelor de gresii. S t. Džuļyński și J. E. Sanders (1962), propun următoarele denumiri : „mark” (urmă), pentru pozitivele formate inițial în mîl, „cast”, pentru negativele prezente actualmente pe talpa gresiilor și „marking” atât pentru negative cât și pentru pozitive.

În expunerea de față vom folosi pentru structurile mecanice prezente pe suprafața inferioară a gresiilor, adică pentru negative, termenul general de „mecanoglită” și vom denumi „urme”, impresiunile inițiale, pozitive, formate în mîlul bazinelor de sedimentare.

În tabelele 1 și 2 sunt prezentate cele mai cunoscute tipuri de mecanoglife. Am încercat să introducem cu această ocazie corespondență în limba română. Pentru fiecare tip de mecanoglită s-au adăugat denumirile din literatura de specialitate, care să permită cunoașterea terminologiei folosite de cercetători în decursul timpului.

TABELUL 1
Mecanoglife sindepozitionale

1	2	3	Denumiri sinonime
		3	4
			flute — J. E. Maxson și I. Campbell (1935)
			scour finger — J. Bokman (1935)
			Fliesswülste — W. Häntzschel (1935)
		mecanoglife lingviforme	flow mark — J. L. Rich (1950)
			turboglife — N. B. Vassoevici (1953)
			flute cast — J. C. Crowell (1955)
			scour cast — J. T. Kingma (1958)
			vortex cast — A. Wood și A. J. Smith (1959)
			flute marks — S. T. Dżużyński și J. E. Sanders (1962)
		mecanoglife transversale	transverse scour marks — S. T. Dżużyński și J. E. Sanders (1962)
			channel — H. S. Williams (1881)
		mecanoglife canaliforme	wash-out gouge channel (din literatură după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963)

datorite eroziunii efectuate de curent (scour marks)



(continuare tabelul 1)

1	2	3	Denumiri sinonime
			4
		mecanoglife meandriforme	<p>load cast striations (E. ten Haaf, 1959) — St. Dżułyński și A. Ślączka (1959)</p> <p>rills and erosion grooves — St. Dżułyński și J. E. Sanders (1962)</p>
		mecanoglife creste longitudinale	<p>rill marks — St. Dżułyński și E. K. Walton (1965)</p> <p>Hauptwülste — H. Rücklin (1938)</p> <p>syndromous load casts — E. ten Haaf (1959)</p>
		mecanoglife semilunare	<p>elongate irregular scour marks — St. Dżułyński și J. E. Sanders (1962)</p> <p>modified ripple marks — G. Y. Craig și E. K. Walton (1962)</p> <p>longitudinal furrows and ridges — St. Dżułyński și E. K. Walton (1965)</p>
			<p>Hufeisenwülste — H. Rücklin (1938)</p> <p>current crescents — F. E. Peabody (1947)</p> <p>crescentic scour marks — J. R. L. Allen (1965)</p> <p>obstacle scours — St. Dżułyński și E. K. Walton (1965)</p>



(continuare tabelul 1)

			Denumiri sinonime
1	2	3	4
datorite acțiunii obiectelor (tool marks)	continui	simple	mecanoglife de dragare groove casts — R. R. Shrock (1948)
			drag marks — Ph. H. Kuennen (1957)
			Schleifmarken — A. Seilacher (1960)
		repetate	groove marks — St. Dzulynski și E. K. Walton (1965)
			chevron marks — G. O. Dunbar și J. Rodgers (1957)
	discontinui	simple	herringbone marking of surprising regularity — Ph. H. Kuennen (1957)
			vibration (chatter) marks — St. Dzulynski și A. Ślączka (1959)
			prod cast — St. Dzulynski și A. Ślączka (1959); St. Dzulynski — M. Książkiewicz și Ph. H. Kuennen (1959)
		repetate	bounce marks — A. Wood și A. J. Smith (1959)
			brush marks — St. Dzulynski și A. Ślączka (1959)
		simple	skip marks — St. Dzulynski — M. Książkiewicz și Ph. H. Kuennen (1959)
			Roll-spuren — J. Krejci-Graf (1932)
		repetate	roll-marks — St. Dzulynski și A. Ślączka (1959)



TABELUL 2

Mecanoglile postdepoziționale

		Denumiri sinonime
1	2	3
de deformare (current deformation structures)	mecanoglile lobate	cabbage leaf structures — Ph. H. Kuennen (1957)
		deltoidal casts — K. Birkenmajer (1958)
		feather-like flow markings — M. Książkiewicz (1958)
		frondescent casts — E. ten Haaf (1959)
		frondescent furrow flute casting — N. L. Mc Iver (1961)
	mecanoglile circonvolute	problematical scour marks — St. Dżużyński și J. E. Sanders (1962)
		deformation marks — St. Dżułyński și E. K. Walton (1965)
		flow cast — R. R. Shrock (1948)
		flow mark — J. L. Rich (1950)
		load cast — Ph. H. Kuennen (1953)
		load pocket — H. H. Sullwold (1959—1960)
		Belastungsmarken — W. Plessman (1961)
		load structures — St. Dżułyński și E. K. Walton (1965)

Descrierea care urmează nu epuizează toate tipurile de structuri mecanice care pot să apară pe suprafața inferioară a stratelor de gresii din formațiunile de fliș. Ea cuprinde numai pe acelea care s-au dovedit a fi după formă și constanța orientării lor în strate succesive, bune indicațioare ale direcțiilor de transport ale sedimentelor.

3.3.2. MECANOGLIFE DATORITE ACȚIUNII DE EROZIUNE A CURENTULUI

Mecanoglifele de eroziune („scour marks”) prezintă o mare varietate de forme și dimensiuni. Morfologia lor de detaliu este influențată atât de mecanismul de transport, cât și de gradul de neomogeneitate a fundului bazinelor de sedimentare.

Mecanoglifele de eroziune au fost clasificate :

- După poziția în raport cu direcția de transport în : longitudinale, diagonale, transversale, îndoite (S t. D z u ɿ y n s k i și J. E. S a n d e r s , 1962) ;
- După relațiile cu topografia bazinei de sedimentare în : dependente și independente (S t. D z u ɿ y n s k i , 1963) ;
- După mecanismul de formare în : mecanoglife de eroziune fără obstacol „current scours” și necanoglife de eroziune în jurul obsta-colelor („obstacle scours”) (S t. D z u ɿ y n s k i și E. K. W a l t o n , 1965) ;

În cele ce urmează vor fi descrise cele mai frecvente tipuri de mecanogliffe de eroziune.

3.3.2.1. Mecanoglife lingviforme

Mecanoglifele lingviforme sunt protuberanțe alungite în direcția de curgere, cu un capăt bulbos, îndreptat în susul curentului și cu celălalt aplatisat, pierzîndu-se treptat în suprafața de strat (pl. II, fig. 1, 2 ; pl. III, fig. 1). Forma lor este variată ; îngustă și alungită (pl. III, fig. 2), triunghiulară sau conică (pl. IV, fig. 1), cu capătul bulbos îndoit sau răsusit (forme tirbușonate) (pl. IV, fig. 2). H. R ü c k l i n (1938) descrie patru tipuri de mecanogliffe de eroziune, dintre care primele trei se pot paraleliza cu cele lingviforme : conice simple, („einfache Zapfenwülste”), conice aplatisate („Flachzaphen”), în formă de tirbușon („Korkzieher-Zaphen”); în formă de potcoavă („Hufeisenwülste”). E. t e n H a a f (1959) deosebește tot patru tipuri : în formă de evantai, de limbă, bulbos și îndoit (fig. 21). S t. D z u ɿ y n s k i și E. K. W a l t o n (1965) figurează mecanogliffe conice, în formă de limbă, bulboase și simetrice alungite (fig. 22).

În plan mecanoglifele lingviforme sunt uneori constituite din trepte paralele cu stratificația („terraced flute casts” — E. t e n H a a f , 1959) (fig. 23). Lungimea mecanoglifelor lingviforme variază de la 2 – 3 cm la 1 m sau chiar mai mult. Lățimea și grosimea sunt de ordinul centimetrilor (pl. V, fig. 1).



Fig. 21. — Mecanoglile lingviforme
(văzute în plan).

A, în formă de evantai; B, în formă de limbă;
C, bulboase; D, indoite, (după E. Ten Haaf, 1959)

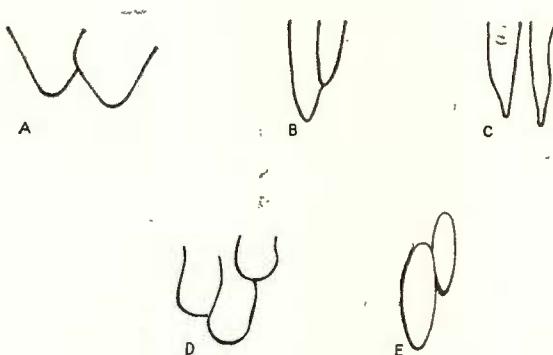
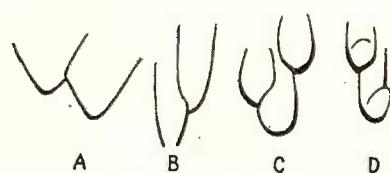


Fig. 22. — Mecanoglile lingviforme (văzute în plan) :

A, conice;
B, C, în formă de limbă;
D, bulboase;
E, simetric alungite, (după St. Dżułyński și E. K. Walton, 1965).

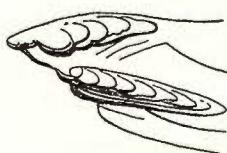


Fig. 23. — Mecanoglile lingviforme constituite din trepte
(currentul de la stînga la dreapta) (după E. ten Haaf, 1959)

Distribuția mecanoglifele lingviforme este foarte variată pe talpa gresiilor. Ele o pot acoperi fie în întregime, fără a permite dezvoltarea altor tipuri, sau se pot grupa pe diferite aliniamente (șiruri) : paralele sau diagonale în raport cu direcția de curgere, cu mecanoglife mai puțin reliefate între ele ; paralele, perpendiculare pe direcția de curgere ; alternative ; paralele longitudinale (pl. V, fig. 2) ; combinații de două șiruri oblice (fig. 24). uneori apar mecanoglife lingviforme cu simetrie bilaterală (tipuri stângi

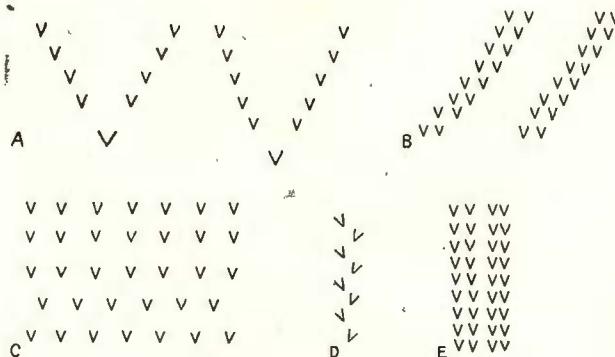


Fig. 24. — Distribuirea mecanoglifele lingviforme pe șiruri :
A, în formă de V; B, paralele, oblice față de direcția de curgere; C, paralele, perpendiculare pe direcția de curgere; D, în zig-zag; E, paralele, în direcția de curgere. (după S. t. Džuļjński și E. K. Walton, 1965)

și drepte), aproximativ identice (P h . H. K u e n e n , 1957). Frecvențe sănt mecanoglifele lingviforme izolate, asociate cu alte tipuri de mecanoglife (în special cele produse de acțiunea obiectelor) (pl. III, fig. 2).

Structura internă a mecanoglifele lingviforme este uneori laminată orizontal sau oblic, doavadă a reliefului persistent al fundului vazos al bazinului de sedimentare. Forma bulboasă a capătului din susul currentului se datorează acțiunii unor vîrtejuri formate în interiorul currentului, în jurul unei axe verticale și care se pierd după cîteva momente de staționare. Rolul vîrtejurilor în producerea mecanoglifele lingviforme a fost subliniat de H. R ü c k l i n (1938) și acceptat ulterior de majoritatea cercetărilor.

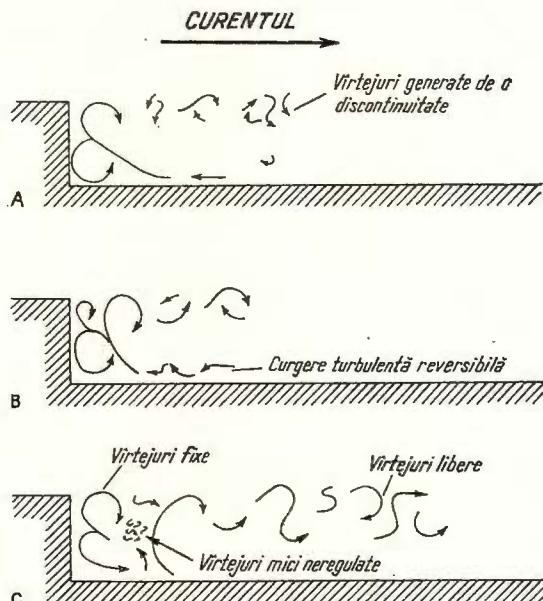
S t. Džuļjński și E. K. Walton (1965) au obținut experimental vîrtejuri fixe și libere în preajma unor obstacole aşezate în inte-

riorul bazinului unde s-au produs curenți de turbiditate artificiali (fig. 25). Vîrtejurile puse în evidență printr-o culoare injectată în curent, au produs eroziunea milului de fund; acțiunea lor combinată pe aliniamente în formă de V a dat modelul mecanoglifelelor lingviforme (fig. 26).

Acțiunea erozivă a vîrtejurilor este dependentă de natura materialului de pe fundul bazinelor de sedimentare. Ansamblul granulelor fără coe-

Fig. 25. — Sisteme de vîrtejuri generate lingă o îreaptă de 2,2 cm înălțime, într-un bazin artificial, de curenți cu viteze diferite.

A, $V = 5 \text{ cm/sec.}$
 B, $V = 11,4 \text{ cm/sec.}$
 C, $V = 18,5 \text{ cm/sec.}$ (după D. H o p k i n s, 1964 și St. D ū l y ñ s k i și E. K. Walton, 1965).



ziune (nisipurile) dă naștere unei zone dense ce se opune eroziunii: excavăriile proaspete fiind umplute în momentul formării lor (J. E. Sanders, 1964). Milurile cu intercalării nisipoase, scoase în relief de eroziune, sănt locul de formare al tipurilor descrise de E. ten Haaf ca „irregular terraced scour casts”.

Mecanoglifele lingviforme au fost descrise pentru prima oară de J. E. Maxson și I. Campbell (1935) sub numele de „flute”, ca urme de eroziune depresionare. J. L. Rich (1950) le denumește „flow marks”, N. B. Vassoevici (1953) „turboglife”; J. C. Crowell (1955) introduce termenul cu circulație universală „flute cast” iar St. Džuljanski și J. E. Sanders (1962) le descriu ca „flute marks” în cadrul urmelor de eroziune longitudinală („longitudinal scour marks”).

Din literatura de specialitate (P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963), se cunosc denumiri echivalente ca : „Fliesswülste“, W. Häntzschel, 1935 ; „scour finger“, J. Bokman, 1935 ; „scour cast“,

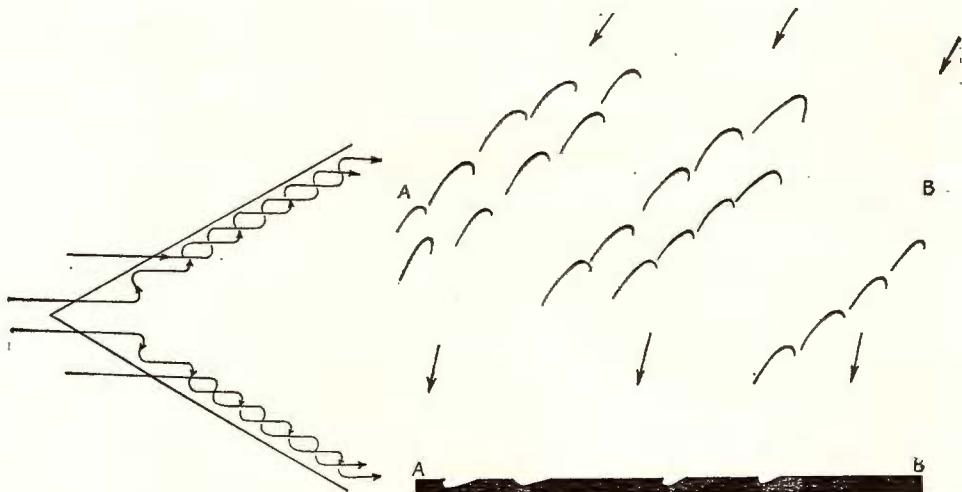


Fig. 26. — Model de curgere pentru mecanoglycile lingviforme. Virtejurile de pe flancurile formei coboară în josul curentului, helicoidal. (după D. Hopkins, 1964, fide St. Džužyński și E. K. Walton, 1965).

J. T. Kingma, 1958; „vortex cast“, A. Wood și A. J. Smith, 1959.

Mecanoglycile lingviforme dă cele mai bune indicații asupra sensului de curgere, care este dinspre capătul bulbos către cel aplatisat.

Mecanoglycile lingviforme au fost produse experimental în bazine artificiale cu ajutorul unor curenți de turbiditate constituți din apă și caolin, împrăștiati pe un mil întărit timp de 1—2 zile. Prin împrăștierea laterală a curentului s-au obținut urme aproximativ simetrice în ambele secțiuni. Mișcarea dirijată a curentului a produs mulaje constant orientate.

Pozitia transversală, oblică sau alternativă a mulajelor (aranjament ce ține de puncte critice), depinde de modificările vitezei curentului și ale înclinării pantei de depunere. Șirurile diagonale de forme simetrice sunt rezultatul curenților cotiți (fig. 27).

Fig. 27. — Șiruri diagonale de mecanoglycile lingviforme asimetrice, rezultind din acțiunea curenților cotiți. Asimetria formelor se observă în secțiunea A—B. (după St. Džužyński și E. K. Walton, 1965)

3.3.2.2. Mecanoglile de eroziune transversale

Mecanoglile de eroziune transversale au fost descrise pentru prima oară de S. t. Džuļyński și J. E. Sanders (1962) din flișul Carpaților Nordici. Mecanoglile transversale par să fie rezultatul acțiunii de eroziune combinată cu forfecare a curenților pe mîlul de pe fundul bazinelor de sedimentare. Experimental s-au obținut mecanoglile transversale din curenți de turbiditate artificiali, mai slabi decît acei care produc mecanoglile de eroziune lingviforme.

3.3.2.3. Mecanoglile canaliforme

Mecanoglile canaliforme sunt structuri rectilinii sau neregulate, cu dimensiuni caracteristice: lungimi de mai mulți m (pînă la 30 m), grosimi și lățimi de 0,5—2,7 m (pl. VI, fig. 1).

Lungimea mare a canalelor împiedică determinarea formei lor întregi într-un singur afloriment. Canalele apar rar și atunci acoperă întreaga suprafață inferioară a stratului, dispunîndu-se în direcția de curgere. Uneori se asociază cu mecanoglile lingviforme.

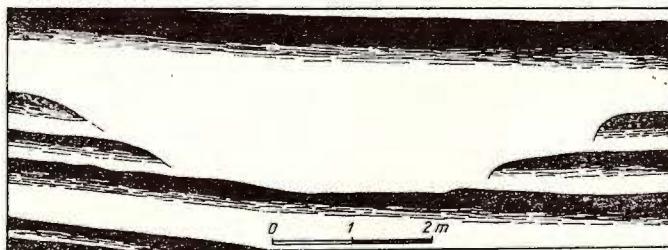


Fig. 28. — Mecanoglifă canaliformă tăiată în două turbidite anterioare cu laminație orizontală. (după E. ten Haaf, 1959).

Mecanoglile canaliforme prezintă striații longitudinale, avînd pe margini mecanoglile produse de obiecte. În legătură cu structura internă s-a observat existența granoclasării, a laminației orizontale (E. ten Haaf, 1959) (fig. 28) și oblice.

Originea canalelor nu este clară. Ele reprezintă o localizare extremă a liniilor de curgere sau umplutura unor jghiaburi datorate eroziunii. Unii cercetători le consideră urme produse de acțiunea obiectelor. Astfel,

se presupune că la formarea canalelor au contribuit fragmente coerente din mîlul de fund, detașate de curenți (E. ten Haaf, 1959). Ph. H. Kuenen (1957) arată că simpla dragare a obiectelor poate duce la formarea unor urme asemănătoare canalelor. Eroziunea sau dragarea anterioară umplerii canalelor sculptează suprafața acestora (St. Dzulynski și J. E. Sanders, 1962).

3.3.2.4. Mecanoglife meandriforme

Mecanoglifele meandriforme sunt structuri sinuoase, semiparalele, alungite în sensul curgerii și ramificate în josul curentului. Datorită îngroșărilor care intrerup uneori continuitatea structurilor, se asemănă cu mecanoglifele lingviforme, cărora li se asociază.

Mecanoglifele meandriforme au fost descrise pentru prima oară de W. H. Trenholme (1939) și recent de St. Dzulynski și J. E. Sanders (1962) sub numele de „rills and erosion grooves”.

Formarea mecanoglifelor de eroziune meandriforme este legată de curgerile sinuoase, constant dirijate, din care rezultă forme cu traseu constant. Eroziunea mecanoglifelor lingviforme este probabil urmată de formarea unor vîrtejuri cuplate, cu sens invers de rotație, generând o mișcare spirală orizontală, responsabilă cu formarea structurilor meandriforme (St. Dzulynski, 1963).

3.3.2.5. Mecanoglife creste longitudinale

Mecanoglifele creste longitudinale sunt structuri alungite, paralele cu direcția de curgere, cu profil rotunjit, care acoperă fie întreaga suprafață inferioară a unor gresii din fliș (pl. VI, fig. 2), fie porțiuni din aceasta.

Crestele sunt separate de șanțuri milimetrice. Paralelismul acestor structuri este uneori intrerupt de convergența crestelor. Punctul de convergență se află în general în josul curentului („floare de crin” — G. Y. Craig și E. K. Walton, 1962). Mecanoglifele creste longitudinale pot avea și forma unor solzi sau a unor dendrite (fig. 29).

Ca dimensiuni, mecanoglifele creste longitudinale sunt intermediare între cele lingviforme și cele canaliforme. Ele sunt rareori asociate cu alte tipuri de mecanoglife și de obicei par sincrone cu acestea. În literatură, mecanoglifele creste longitudinale au fost descrise de H. Rücklin (1938) sub numele de „Hauptwülste”, de E. ten Haaf (1959) ca „syndromous load cast”, de St. Dzulynski și J. E. Sanders (1962).



ca „elongate irregular scour marks”, de G. Y. Craig și E. K. Walton (1962) ca „modified ripple marks”.

Modul de formare al mecanoglifelor creste longitudinale a fost interpretat în mai multe feluri. G. Y. Craig și E. K. Walton (1962) și E. L. Winterer (1964) presupun formarea acestor structuri înaintea mecanoglifelor lingviforme, deci admit o origine predepozițională.

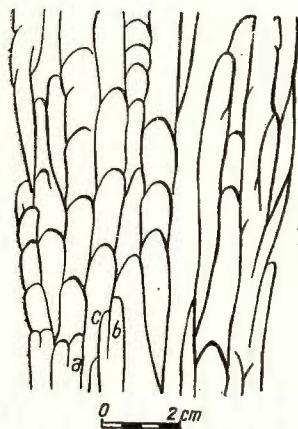


Fig. 29. — Mecanoglife creste longitudinale în formă de solzi. a; creste initiale; b, creste degenerate; c, creste inserante, (după St. Džuljanski și E. K. Walton, 1965).

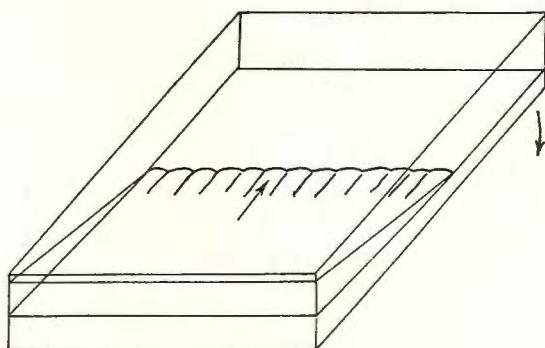


Fig. 30. — Bazin cu jghiaburi paralele pentru obținerea pe cale experimentală a mecanoglifelor, creste longitudinale. (după St. Džuljanski și E. K. Walton, 1963).

E. ten Haaf (1959) le introduce în categoria mecanoglifelor lingviforme de deformare „syndromous load cast”. St. Džuljanski și J. E. Sanders (1962) le consideră rezultatul începutului acțiunii erozive care duce la formarea mecanoglifelor canaliforme.

Sincronismul dintre mecanoglifele creste longitudinale și cele lingviforme cu care se asociază, confirmă formarea celor dintâi prin eroziunea curentului. Forma pereților este influențată de rezistența diferită la eroziune a materialului de pe fundul bazinelor de sedimentare.

St. Džuljanski și E. K. Walton (1963) au obținut experimental mecanoglife creste longitudinale, paralele sau dendritice, din suspensii artificiale, curgind în jghiaburi sau tuburi (fig. 30). Datorită unei curgeri turbulente, create în fiecare tub de două alice spirale cu miș-

cări inverse, are loc eroziunea mîlului de pe fund și aruncarea în lături a acestuia sub forma unor ridicări longitudinale, corespunzătoare șanțurilor care separă crestele rotunjite (umplutura jghiaburilor) pe talpa gresiilor. După un anumit timp, se constată o convergență sau o divergență a curgerilor din tuburi, cu formare de structuri dendritice (fig. 31). S-a

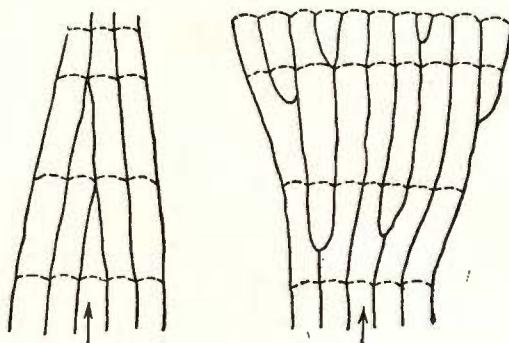


Fig. 31. — Mecanoglife creste longitudinale : structuri dendritice convergente în josul curentului și structuri dendritice divergente în josul curentului.

observat că viteza și intensitatea curentului determină gradul de convergență sau divergență a structurilor (S t . D ž u ɿ n s k i și E. K. Walton, 1965).

3.3.2.6. Mecanoglife de eroziune semilunare

Mecanoglifele de eroziune semilunare sunt structuri în formă de creste îndoite, cu convexitatea îndreptată în susul curentului care încjoară fie un obstacol (fragment de cochilie, galet, etc.) (pl. VII, fig. 1), fie un fragment reprezentînd o porțiune rezistentă a fundului. Mecanoglifele semilunare se observă și la capetele înguste din josul curentului al unor urme preexistente. J. R. L. Allen (1965) consideră urmele semilunare constituîte din 3 elemente : un obstacol rezistent, un șanț erodat frontal și lateral în jurul obiectului, o creastă de mîl aplatisată în fața obiectului (fig. 32). După forma și poziția șanțului, respectiv a crestei îndoite de pe talpa gresiilor, structurile sunt asimetrice (numai una din laturi este erodată) sau simetrice (obiectele sunt erodate frontal și lateral).

Atât dimensiunea obstacolului, cât și viteza și turbulența curentului determină forma mecanoglifelor semilunare. Obiectele mici sau alungite în sensul curgerii dă naștere unor structuri longitudinale, produse de

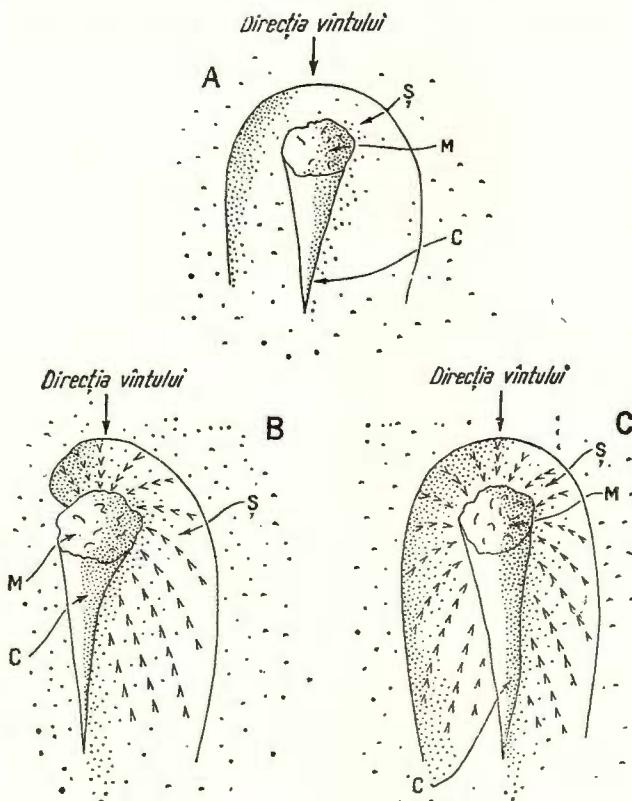


Fig. 32. — Mecanoglife semilunare formate experimental în zăpadă : (M—masă rezistentă ; §—șanț arcuit, erodat în jurul masei rezistente ; C—creastă aplatisată în fața obiectului).

A, mecanoglifă semilunară simetrică cu șanțul [nu prea adinc; B, mecanoglifă semilunară asimetrică cu șanțul adincit; C, mecanoglifă semilunară cu șanțul adincit.
(după J. R. L. Allen, 1965).

convergența liniilor de curgere în jurul obstacolului („negative shadow effect”), după St. Dzulynski și E. K. Walton (1965).

Eroziunea în jurul obstacolelor este produsă de curgerile cu un grad mai ridicat de turbulență. Formarea mecanoglifelor semilunare este ex-

plicată prin acțiunea vîrtejurilor staționare sau semistaționare care concentrează liniile de curgere frontal sau lateral în jurul porțiunilor rezistente ale fundului (determinate de reacții diagenetice precoce), sau obiectelor tari (S t. D z u ɿ n s k i, 1963). Simetria și asymetria structurilor semilunare sunt respectiv echilibrate de acțiunea simetrică sau asymmetrică a vîrtejurilor create în interiorul curgerii (J. R. L. Allen, 1965) (fig. 33)

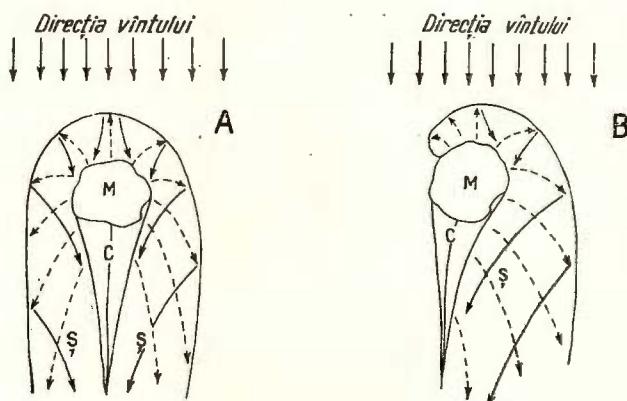


Fig. 33. — Modele de curgere la formarea mecanoglifelor semilunare. (M — masă rezistentă; S — sănț arcuit erodat în jurul masei rezistente; C — creastă aplatisată în fața obiectului).

A, model de curgere pentru mecanoglifele semilunare și metrice;
B, model de curgere pentru mecanoglifele semilunare asymmetriche. (după J. R.L.

Allen, 1965).

M Mecanoglifele de eroziune semilunare au fost descrise pentru prima oară de J a m e s H a l l (1843) ca „excavații semicirculare” și denumite „current crescents” de F. E. P e a b o d y (1947). H. R ü c k l i n (1938) le definește protuberanțe conice în formă de potcoavă (“Hufeisenwülste”). S t. D z u ɿ n s k i (1963) le include în categoria mecanoglifelor de eroziune dependente de caracterul coeziv sau necoeziv al mîlului de fund. S t. D z u ɿ n s k i și E. K. W a l t o n (1965) repartizează mecanoglifele semilunare urmator de eroziune datorită obstacolelor „obstacle scours” și le împart în două tipuri: „crescent marks” (formele obișnuite) și „longitudinal obstacle scours” (forme semilunare alungite).

Mecanoglifele de eroziune semilunare sunt frecvente atât pe talpa gresiilor din fliș, de unde au fost descrise de numerosi cercetători cît și

în depozitele de molasă sau în cele de origine fluviatilă. Acest fapt dovedește posibilitatea formării lor, în ape de adâncime variabilă.

Procesul de formare a mecanoglifele semilunare poate fi observat în rîurile actuale și în zona de coastă, unde galeți sau cochilii constituie obstacole în calea curentului sau a valului care le înconjoară.

Mecanoglifele de eroziune semilunare sunt bune indicatoare ale sensului de curgere, având convexitatea îndreptată în susul curentului.

3.3.3.. MECANOGLIFE PRODUSE DE ACȚIUNEA OBIECTELOR

Obiectele transportate de curenți, pe fundul vazos al bazinelor de sedimentare, generează prin mișările de saltație, dragare și rostogolire, urme continui și discontinui („tool marks” — St. Dzulynski și J. E. Sanders, 1959), foarte frecvente și strîns asociate pe suprafața inferioară a gresiilor din fliș. Cunoașterea mecanoglifele produse de obiecte și a mecanismului lor de formare, stabilit atât experimental cât și prin prezența în unele cazuri a obiectelor generatoare în porțiunile terminale ale structurilor, reprezentă prețioase mijloace de informare paleogeografică. Structurile produse de obiecte se împart din punct de vedere genetic în :

- Mecanoglife de dragare
- Mecanoglife de brăzdare
- Mecanoglife de ciocnire
- Mecanoglife de ricoșare
- Mecanoglife de periere
- Mecanoglife de saltație
- Mecanoglife de rostogolire

și din punct de vedere morfologic, după modul lor de apariție pe suprafața inferioară a gresiilor în : continui și discontinui.

Mecanoglifele continui și discontinui se împart la rîndul lor în : simple și repeatate (St. Dzulynski și E. K. Walton, 1965).

3.3.3.1. Mecanoglife continui simple : mecanoglife de dragare

Mecanoglifele de dragare sunt structuri rectilinii, rareori curbe, cu secțiunea transversală simplă sau zimțată, constantă pe toată lungimea lor (pl. VII, fig. 2 și pl. VIII, fig. 1). Formele au pereți abrupti sau se pierd lin în suprafața de strat. Se citează și tipuri spiralate, indicind o mișcare de răsucire (St. Dzulynski și A. Ślączka, 1959).



Unele mecanoglife sunt ornamentate cu striuri secundare, paralele cu forma. Crestele laterale, care întâlnesc uneori mecanoglifele de dragare în josul curentului sub un unghi ascuțit (pl. VIII, fig. 2), sunt atribuite de E. ten Haaf (1959) stress-ului exercitat prin tractiune asupra mîlului. Fenomenul este denumit de E. ten Haaf „groove ruffling” și figurat de autor (fig. 34).

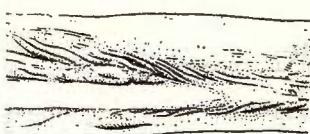
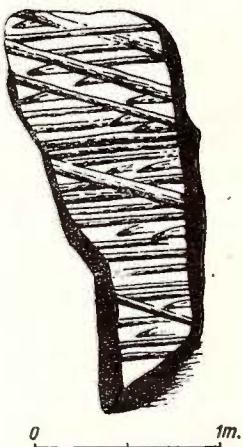


Fig. 34. — Mecanoglifă de dragare cu creste laterale care întâlnesc forma în josul curentului sub un unghi ascuțit. (după E. ten Haaf, 1959).

Fig. 35. — Mecanoglife de dragare grupate în două șiruri, care se intersectează după un unghi ascuțit. Setul principal paralel cu mecanoglifele de eroziune lingviforme (asociate) este format anterior celui de-al doilea (secundar). Curentul de la stînga la dreapta.
(după E. ten Haaf, 1959).



Dimensiunile mecanoglifelor de dragare variază : lungimea de la cîțiva cm la mai mulți dm, lățimea și grosimea de la 1 mm la cîțiva cm. Mecanoglifele de dragare apar fie izolate, fie în grupuri (seturi) care se intersectează după unghiuri de 20° – 30° , rareori de 90° . Cel mai frecvent se observă două seturi, dintre care unul este paralel cu axa mecanoglifelor de eroziune lingviforme asociate lor (fig. 35). În cazul seturilor de mecanoglife de dragare sau a asociațiilor de mecanoglife de eroziune și de dragare, apariția lor în timp este stabilită de modul în care se fac intersecțiile.

Asociațiile de mecanoglife de dragare înguste, paralele, constituie benzi curbe, ușor sinuoase, terminate fie printr-o adîncitură și o creastă transversală, fie lin, prin estomparea reliefului structural. Cunoscute din literatură sub numele de „slide marks” (P. H. H. Kuennen, 1957) aceste structuri au uneori o poziție divergentă față de mecanoglifele de dragare izolate.

Mecanoglifele de dragare servesc la determinarea direcției de transport a sedimentelor. Sensul de curgere poate fi obținut numai cu ajutorul

rul structurilor de dragare cu terminații: creste laterale, mici depresiuni cu marginile ridicate și prezența obiectelor în josul curentului, fisuri tensionale transversale sau diagonale în susul curentului (St. Dzulynski și J. E. Sanders, 1962). J. M. Clarke (1918) atribuie originea structurilor de dragare unui mecanism asemănător mișcării gheții. În lumina teoriei curentilor de turbiditate ele ar reprezenta rezultatul dragării unor obiecte tari pe fundul vazos al bazinelor de sedimentare. Obiectele pot fi: granule mari de cuarț, galeți (pl. IX, fig. 1), oase și vertebre de pești, fragmente de cochilii, noduli și concrețiuni, alge, resturi de plante, trunchiuri de copaci. Ocazional în formațiunile bogate în plante fosile, trunchiurile acestora pot genera urme de dragare (O. Link, 1956). St. Dzulynski, M. Książkiewicz și Ph. H. Kuennen (1959) și St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) atribuie formarea acestor mecanoglife și acțiunii fragmentelor de argilă întărită, prezente uneori la capătul din josul curentului. Rolul fragmentelor rupte de curent din mîlul semiconsolidat de fund a fost combătut de E. ten Haaf (1959) și R. Marshallko (1961), care consideră detașarea acestora ulterioră dragării efectuate de obiectele tari. Socotindu-se că aceste obiecte ar produce mai degrabă urme discontinui, s-a atribuit formarea mecanoglfelor de dragare și fenomenului de curgere laminară (K. J. Hsu, 1959). St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) consideră numai structurile de dragare milimetrice rezultatul unei curgeri asemănătoare celei laminare, generată de granule de nisip formînd nori denși de-a lungul fundului.

Mecanoglifele de dragare constituite din asociații de structuri înguste și paralele au fost atribuite de N. B. Vassoevici (1953) alunecării nisipului pe mîlul de fund, de P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963) dragării de către obiecte de dimensiuni mai mari decât cele ce produc urmele izolate și de St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) unor mase de sedimente moi și dense.

Rezultatul proceselor experimentale de reconstituire a mecanoglfelor de dragare se opune ipotezei curgerii laminare. El scoate în evidență faptul că inerția (G. K. Gilbert, 1914) și momentul forțelor de curgere (St. Dzulynski și E. K. Walton, 1963), împiedică oscilațiile divergente incidentale din interiorul curentului, să abată pe un traseu sinuos cursa lineară a obiectelor pe fundul bazinelor de sedimentare (St. Dzulynski, 1963).

E. ten Haaft (1959) demonstrează formarea urmelor de dragare rectilinii prin experiențe de propulsare pe un strat de zăpadă proaspătă a unor bulgări cu o suficientă energie cinetică pentru a păstra contactul acesta pe mai mult de 1 m lungime. Curenții cu direcții divergente în intervale scurte de timp generează seturi de structuri, ce se intersectează după unghiuri pînă la 30° , înălăturîndu-se astfel explicația fenomenului prin curenți multiplii (J. C. Crowell, 1955). Experiențele explică de asemenea asociațiile dintre mecanoglifele de dragare și cele de eroziune lingviforme, cu al căror ax este paralel setului principal al primelor, prin următorul proces: curgerea inițială, divergentă în raport cu direcția principală ar produce mecanoglifele de dragare ale setului secundar; curgerea ulterioară, reintegrată în traseul normal ar produce mecanoglifele de dragare ale setului principal și pe cele de eroziune lingviforme, paralele cu ele.

Mecanoglifele de dragare au fost descrise pentru prima oară de R. R. Shrock (1948) sub numele de „groove cast”; Ph. H. Kuenen (1957) denumește „drag marks”, urme individuale alungite. A. Seilacher (1960) le denumește „Schleifmarken” iar St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) „groove marks”.

Mecanoglifele de dragare sunt foarte frecvente pe talpa gresiilor din secvențele ritmice de fliș; prezența lor este semnalată și în depozitele care nu sunt produse de curenții de turbiditate (P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

3.3.3.2. Mecanoglife continui repetate : mecanoglife de brăzdare

Mecanoglifele de brăzdare au fost descrise pentru prima oară sub numele de „chevron marks” de C.O. Dunbar și J. Rodgers (1957) și sunt structuri de curent compuse din mai multe urme depresionare cu aspect de V, cu vîrful îndreptat în josul curențului, aliniate sub forma unei creste (fig. 36). Mecanoglifele de brăzdare sunt de multe ori asociate cu mecanoglife de dragare, la capetele căror se formează. E. ten Haaft (1959) a descris fenomenul sub numele de „groove ruffling”. Mecanoglifele de brăzdare sunt în acest caz V-uri tăiate de structuri de dragare și se numesc „cut chevron” (G. Y. Craig și E. K. Walton, 1963), spre deosebire de V-urile netăiate, cu care se continuă structura rectilinie („uncut chevron”). Uneori V-urile se transformă în U, cu convexitatea îndreptată în josul curențului (fig. 36). Dimensiunile sunt

milimetrice sau centimetrice. Aspectul mecanoglifelelor de brăzdare este legat de natura mîlului de pe fundul bazinului de sedimentare. Obiectele care prin dragare formează structuri simple într-un mîl neconsolidat, tăie brazde în formă de V într-un mîl consolidat, generînd mecanoglifele.

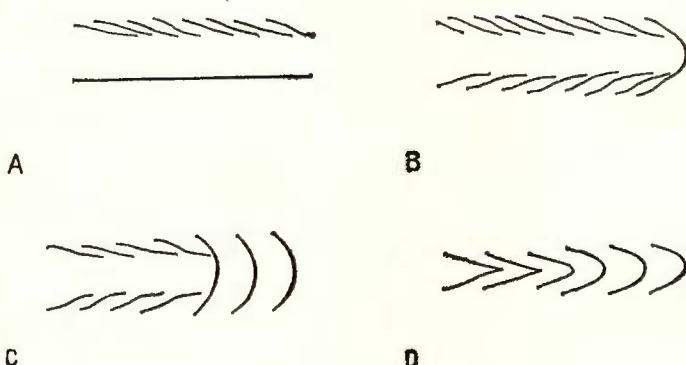


Fig. 36. — Vedere schematică în plan a mecanoglifeelor de dragare cu creste laterale care întîlnesc formă în josul curentului și a mecanoglifeelor de brăzdare.

A, mecanoglie de dragare cu creste laterale pe o singură parte; B, mecanoglie de dragare cu creste laterale pe ambele părți; C, trecere de la mecanoglie de dragare cu creste laterale la mecanoglie de brăzdare în formă de U; D, trecere de la mecanoglie de brăzdare în formă de V, la mecanoglie de brăzdare în formă de U.
(după St. Džuļinski și J. E. Sanders, 1962).

de brăzdare tăiate. Cînd obiectele nu ating direct mîlul neconsolidat de pe fund, ci numai pelicula superficială a acestuia, se formează mecanoglifele de brăzdare netăiate.

Mecanoglifele de brăzdare au fost descrise ca structuri regulate, generate de oase de pești. St. Džuļinski și A. Ślączka (1959) le-au denumit „vibration (chatter) marks”.

3.3.3.3. Mecanoglife discontinui simple

Toate urmele generate prin mecanismul de lovire de fundul mîlos, urmat de ricoșare, a unor obiecte tari (oase de pești, fragmente de cochilii, bucăți de lemn etc.), transportate de curent, intră în categoria mecanoglifeelor discontinui simple („impact marks” A. Radomska, 1958; „discontinuous tool marks” — St. Džuļinski și J. E. Sanders, (1962).

Mecanoglifile disconținui se împart la rîndul lor, în funcție de relațiile dintre obiect și mîlul de fund, în :

- Mecanoglifile de ciocnire ;
- Mecanoglifile de ricoșare ;
- Mecanoglifile de periere.

3.3.3.3.1. Mecanoglifile de ciocnire

Mecanoglifile de ciocnire au forma de creste, cu profil triunghiular asimetric : latura slabă înclinată se află în susul curentului, iar cea abruptă în josul lui (pl. II, fig. 2 ; pl. VIII, fig. 1). Capătul din susul curentului poate să prezinte striații datorită neregularităților (pl. VIII, fig. 1). La capătul din josul curentului se întâlnesc uneori creste frontale sau fragmente de mîl întărit, îngropate în excavații mici.

Formarea mecanoglifelor de ciocnire se datorează lovirii sub un unghi mare, a fundului vazos al bazinului de sedimentare, efectuată de obiectele de dimensiuni mici (oase de pești, cochilii, fragmente de argilă) ; procesul este compus fie dintr-o mișcare de rotație a obiectului, urmată de ricoșare, datorită reacției mîlului ușor întărit de pe fund, fie dintr-o mișcare de rotație, urmată de o dragare scurtă (cazul mecanoglifelor de ciocnire terminate cu structuri de dragare).

Mecanoglifile de ciocnire au fost descrise pentru prima oară sub numele de „prod cast” de St. Dzulynski și A. Ślączka (1959) și de St. Dzulynski, M. Ksiazkiewicz și Ph. H. Kuene (1959) din flișul Carpaților Nordici. Ele sunt foarte frecvente pe suprafața inferioară a gresiilor din fliș și prezența lor ajută la determinarea sensului de curgere, care este întotdeauna către capătul abrupt al formei.

3.3.3.3.2. Mecanoglifile de ricoșare

Denumite de A. Wood și A. J. Smith (1959) „bounce marks”, mecanoglifile de ricoșare sunt creste, ușor convexe, centimetrice, cu secțiunea longitudinală simetrică sau slabă asimetrică (pl. VIII, fig. 2). Ele sunt produse prin lovirea mîlului semiconsolidat de fund, sub un unghi mic, de către obiectele transportate de curent. După un scurt contact cu fundul bazinului de sedimentare obiectele ricoșează și revin în curentul transportant. Cu toate că se pierd în general gradat la ambele capete

în suprafața de strat, mecanoglifele de ricoșare pot să se termine uneori cu o ușoară adâncire, provocată probabil de brusca oprire a obiectului.

S t. D ž u ły n s k i și J. E. S a n d e r s (1962) includ mecanoglifele de ricoșare printre formele descrise de J. C. C r o w e l l (1955) ca „torose load cast”; E. t e n H a a f (1959) consideră mecanoglifele de ricoșare urmele unor fragmente de argilă sau de nisip întărit sau ale unor organisme coloniale, tărîite pe o distanță scurtă, pe fundul vazos înainte sau în timpul depunerii sedimentului. Mecanoglifele de ricoșare indică direcția de transport: ușoara asimetrie posibilă a formelor servește la determinarea sensului de curgere, capătul mai abrupt fiind îndreptat în josul curentului.

3.3.3.3.3. *Mecanoglife de periere*

Mecanoglifele de periere sunt creste convexe, centimetrice, terminate cu unul sau mai multe șanțuri arcuite la capătul din josul curentului (pl. IX, fig. 2).

Mecanismul de formare al acestor structuri este perierea mîlului semiconsolidat de către obiecte tari, atingînd fundul sub un unghi mic, uneori înclinînd în susul curentului (S t. D ž u ły n s k i și J. E. S a n d e r s , 1962). Obiectele perie mîlul, ridicîndu-l frontal sub forma unor creste care corespund pe talpa gresiilor cu șanțurile frontale și reintră în curentul care le poartă mai departe.

Mecanoglifele de periere au fost descrise de S t. D ž u ły n s k i și A. Ślączka (1959) sub denumirea de „brush marks”. Ele sunt indicatoare ale sensului de curgere, care este spre capătul depresionar.

Mecanoglifele discontinui simple au fost produse experimental cu ajutorul curenților artificiali. Propulsîndu-se cu acești curenți oase de pești și fragmente întărite de caolin, s-au obținut toate tipurile de mecanoglife descrise (S t. D ž u ły n s k i și E. K. W a l t o n , 1963).

3.3.3.4. *Mecanoglife discontinui repetate*

3.3.3.4.1. *Mecanoglife de saltație*

Mecanoglifele de saltație sunt urme de ciocnire repetitive, echidistante, care rezultă din atingerea succesivă a fundului de către obiectele tari, supuse unei mișcări de rotire și săltare. Ele au aspectul unei linii punctate (S t. D ž u ły n s k i și J. E. S a n d e r s , 1962, pl. XIV B) de dimen-



siuni centimetrice sau decimetrice. Echidistanța dintre urme este variabilă și direct proporțională cu viteza de curgere. Obiectele care formează mecanoglifele de saltație sunt: oase și vertebre de pești, cochilii ortoconice, resturi de plante. Obiectele cu contur regulat dau urme constante ca formă iar cele cu contur neregulat, siruri de structuri cu forme diferite, alternative.

Mecanoglifele de saltație au fost descrise sub numele de „skip marks” de St. Dzulynski, M. Książkiewicz și Ph. H. Kuneen (1959).

3.3.3.4.2. *Mecanoglife de rostogolire*

Mecanoglifele de rostogolire sunt linii continui, constituite din urme scurte, echidistante, rezultate din rostogolirea obiectelor tari pe mîlul neconsolidat de pe fundul bazinelor de sedimentare. Obiectele pot fi: oase de pești, cochilii sau fragmente de cochilii, resturi de plante etc.

Rostogolirea cochiliilor în josul curentului produce structuri eșalonate (St. Dzulynski și J. E. Sanders, 1962), cu profilul longitudinal asimetric (partea mai abruptă este îndreptată în josul curentului). St. Dzulynski și A. Ślączka (1959–1960) din stratele de Krosno și N. Pavoni (1959) din Oligocenul elvețian, citează urme inelare sau semicirculare de vertebre de pești (apofize anterioare și posteroare și centre), variind după modul de rostogolire și dispuse linear.

Marginile structurilor inelare fiind mai ridicate în josul curentului, ele servesc la determinarea sensului de curgere. Mecanoglifele de rostogolire sunt produse mai ales de obiecte nerotunjite. Obiectele în formă de disc dau prin rostogolire urme de dragare.

Experimental s-au obținut mecanoglife de rostogolire eșalonate cu ajutorul unor cochilii, așezate cu capătul anterior în contact cu mîlul bazinului artificial. Cochilii, ușor inclinate într-o parte, au revenit la poziția verticală după ce au generat cîteva urme de rostogolire (St. Dzulynski și J. E. Sanders, 1962).

3.3.4. MECANOGLIFE DE DEFORMARE

Mecanoglifele de deformare cuprind structurile generate de imprimarea încărcăturii curentului în mîlul argilos de pe fundul bazinelor de sedimentare. Din punct de vedere genetic sunt structuri postdepozițio-



nale, formate fie prin acțiunea curentului, combinată cu imprimarea gravitațională (mecanoglifile lobate), fie numai prin imprimare gravitațională (mecanoglifile circonvolute). Din punct de vedere morfologic sînt structuri variate, simetrice sau asimetrice, care afectează de multe ori mecanoglifele preexistente.

3.3.4.1. Mecanoglifile lobate

Mecanoglifile lobate sînt structuri de deformare, alungite, ramificate, cu marginile dantelate și striuri paralele cu axul lobilor, pornind din marginea către interior. Lobii se ramifică în josul curentului (pl. X, fig. 1) spre deosebire de crestele longitudinale de eroziune, care converg în acest sens. Mecanoglifile lobate au forme variabile: îngustă și alungită (pl. X, fig. 2), radiară, uneori circulară (pl. XI, fig. 1). Ele se dezvoltă de obicei sub suprafața inferioară a sedimentului.

Caracterele mecanoglifelor lobate și rezultatele experiențelor care au încercat să clarifice modul lor de formare (S t. D z u ɿ n s k i și E. K. W a l t o n, 1963) întăresc presupunerea unei origini postdepozitionale sugerată de S t. D z u ɿ n s k i și J. E. S a n d e r s (1959). Mecanismul de formare ar fi constituit din combinarea acțiunii de imprimare în mîlul argilos subjacent a nisipului proaspăt sedimentat, cu cea de curgere, datorită curentului, care mai circulă deasupra (S t. D z u ɿ n s k i și E. K. W a l t o n, 1965). Nisipul se afundă, rupînd pojghița superficială de mîl neconsolidat și se împrăștie radiar la contactul cu mîlul întărit de dedesubt.

Experimental, se produc curenți periodici într-un bazin artificial cu un substrat gelatinos, compus dintr-o pătură de mîl întărit și o pătură superioară moale. Curenții se împrăștie pe suprafața gelatinoasă. Într-un prim stadiu, gelatina nerupîndu-se, se formează urme de valuri. La o creștere de viteză, curentul începe să erodeze din loc în loc gelatina, producînd structuri lingviforme. Pătrunderea nisipului prin crăpăturile păturii superioare și împrăștierea de-a lungul suprafeței substratului compact, generează lobi alungiți, cu margini dantelate. În consecință ramificarea lobilor în josul curentului rezultă din curgerea divergentă pe un mîl semilichid (S t. D z u ɿ n s k i și E. K. W a l t o n, 1963) (fig. 37).

Mecanoglifile lobate au fost descrise pentru prima oară de P h. H. K u e n e n (1957) sub numele de "cabbage leaf structures". E. t e n

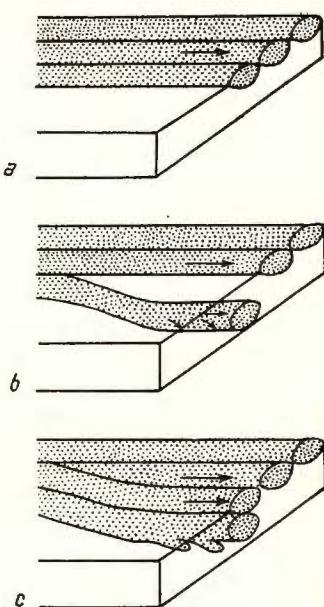


Fig. 37. — Formarea pe cale experimentală prin curgere divergentă pe un mil semilichid, a mecanoglyfelor lobate.

a, curgerea lineară în tuburi încărcate cu sedimente; b, — scufundarea uneia dintre tuburi în mil; c, — dezvoltarea lobilor pe partea inferioară a tubului scufundat. (după St. J. Dzulynski și E. K. Walton, 1963).

H a a f (1959) introduce termenul de „frondescent cast”; M. K s i ą z k i e w i c z (1958) le numește „feather-like flow markings”; K. B i r k e n m a j e r (1958) „deltoidal cast”; N. L. M c I v e r „frondescent furrow flute casting” (1961). S t D z u ły n s k i și J. E. S a n d e r s (1962) le includ în categoria mecanoglyfelor de eroziune problematice „problematical scour marks” și S t. D z u ły n s k i și E. K. W a l t o n (1965) printre structurile de deformare datorite curentului.

3.3.4.2. Mecanoglyfe circonvolute

Mecanoglyfele circonvolute sunt protuberanțe neregulate, dezvoltate pe talpa gresiilor, asemănătoare circonvoluțiunilor craniene și ele reprezintă imprimarea în milul argilos de pe fundul bazinului de sedimentare a încărăturii nisipoase a curentului (pl. XI, fig. 2).

Terminologia mecanoglyfelor circonvolute a suferit numeroase modificări. Primele descrieri se datorează lui R. R. S h r o c k (1948), care a denumit „flow cast” urmele rezultate din umplerea cu nisip a negativelor produse de acesta în milul subjacent. J. L. R i c h (1950) a folosit pentru structuri similare celor descrise de R. R. S h r o c k, termenul de „flow mark”; P h. H. K u e n e n (1953) introduce pentru structurile generate de scufundarea nisipului în milul de dedesubt, denumirea de „load cast”. J. C. C r o w e l l (1955) face o distincție între „flow-marks”-urile lui J. L. R i c h, pe care le numește „flute cast” și „flow-cast”-urile lui R. R. S h r o c k, pe care le include în categoria „load-cast”-urilor. J. E. P r e n t i c e (1956) separă de asemenea „flute-

"cast"-urile de "flow-cast"-uri, pe care le consideră generate de o mișcare pe orizontală la baza stratului nisipos.

Termenul de "load cast", considerat de aproape toți cercetătorii ca cel mai expresiv pentru reprezentarea structurilor circonvolute (E. ten Haaft, 1959 și alții), i s-au adus totuși obiecții; H. H. Sullwold (1959; 1960) a propus denumirea de "load pocket" (combătută de C. H. Holland, 1960), considerînd-o mai adecvată reprezentării mecanoglijelor circonvolute, decît "load cast".

E. ten Haaft (1959) include în categoria mecanoglijelor circonvolute, structurile pe care le denumește "load cast striations", „squamiform cast" și "syndromous load casts".

În literatura germană se folosește denumirea de „Belastungsmarken" (W. Plessmann, 1961).

Forma rotunjită a protuberanțelor nisipoase le-a sugerat lui P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963) termenul de "ball and pillow structures". St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) propun folosirea denumirii de „load structures", dat fiind originea lor diferită de a celorlalte tipuri de mecanoglife, care reprezintă umplutura unor urme de curent preexistente.

Originea mecanoglijelor circonvolute a fost de asemenea mult discutată. J. E. Prentice (1956) explică formarea "flow cast"-urilor atât prin acțiunea curenților de turbiditate de viteză redusă, cât și gravitational, prin alunecarea sedimentelor depuse pe pantă. G. Keeling și E. K. Walton (1957) consideră mecanoglijele circonvolute ca produse ale deformării structurilor de eroziune și de dragare preexistente. St. Dzulynski (1963) deosebește mecanoglijele circonvolute intrastratale "load casted ripples", produse prin adîncirea unor urme de valuri într-un substrat plastic și structuri legate de neregularitățile fundului "ripple load casts", provenind prin deformarea unor mecanoglife de eroziune și de dragare preexistente.

St. Dzulynski și E. K. Walton (1965) împart mecanoglijele circonvolute după origine în:

Structuri produse prin deformarea urmelor de valuri preexistente;

Structuri produse de valuri în sedimentele neconsolidate;

Structuri produse prin deformarea urmelor de curent preexistente.

a) Structurile produse prin deformarea urmelor de valuri preexistente se obțin din adâncirea valurilor de curent transversale, cu formare de buzunare bulboase, despărțite prin creste diapire înguste. Ele produc modificarea structurii interne a unității sedimentare, generând laminația convolută.

b) Structurile produse de valuri în sedimentele neconsolidate sunt consecința ondulării urmate de lichefierea mîlului la suprafață despărțitoare dintre acestea și nisipul acoperitor.

c) Structurile produse prin deformarea urmelor de curent preexistente sunt însoțite de creste diapire "flame structures" (J. Sutton și J. Watson, 1955; G. Kelling și E. K. Walton, 1957; E. ten Haaf, 1959). Acestea sunt produse de ridicarea substratului argilos ca urmare a imprimării încărcăturii nisipoase a curentului și se prelungesc uneori cu diaclaze.

Numerose experiențe (Ph. H. Kuennen și C. I. Migliorini, 1950; Ph. H. Kuennen, 1959), au încercat să reconstituie procesul de formare al mecanoglfelilor. St. Džuljánski și E. K. Walton (1963) au executat două feluri de experiențe: unele folosind pe fundul bazinului de sedimentare un mîl moale, sedimentat 1–3 ore și altele un mîl întărit, sedimentat peste 10 ore. În primul caz s-au obținut prin adâncirea încărcăturii granulelor de nisip în mîl moale, urme de imprimare, aproape echidimensionale, asociate cu structuri diapire („flame structures”) proeminente. În cazul experiențelor cu mîl întărit s-au obținut urme de imprimare simetrice, asimetrice și diapire. Experiențele dovedesc atât rolul forțelor gravitaționale cât și al inegalei sedimentări în formarea mecanoglfelilor de imprimare. Scufundarea diferită a granulelor individuale în substratul moale se datorează unei inegale distribuiri a sarcinei pe substratul argilos (St. Džuljánski și E. K. Walton, 1963).

Experiența s-a dovedit a fi deosebit de utilă în explicarea cauzelor care au dus la formarea mecanoglfelilor descrise. Identitatea formelor și a celor produse în bazine artificiale demonstrează rolul preponderent pe care l-au jucat curenții de turbiditate în depunerea rocilor sedimentare din formațiunile de fliș și imprimarea caracterelor lor orientate.

Cele expuse aici nu trebuie însă privite ca ceva rigid, complet și mai ales definitiv, ci ca o succintă trecere în revistă a punctelor de vedere corespunzătoare unui actual stadiu de cunoștințe.

3.3.5. DETERMINAREA DIRECȚIILOR DE TRANSPORT ALE ROCILOR SEDIMENTARE PRIN CARTAREA ORIENTĂRII MECANOGLIFELOR

3.3.5.1. Metode de teren

Constanța orientărilor preferențiale pe arii întinse și în strate succesive (E. ten Haaf, 1959) (fig. 38) fiind o caracteristică a unor tipuri de mecanoglife (îndeosebi mecanoglifele de eroziune lingviforme), utilizarea lor în determinarea direcțiilor de transport ale sedimentelor este foarte mare.

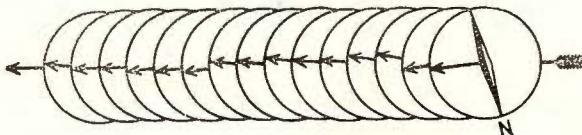


Fig. 38. — Constanța orientării mecanoglifelor în 15 strate succesive (după E. ten Haaf, 1959).

Deoarece mecanoglifele sunt caracteristice stratelor de gresii din formațiunile de fliș tectonizate, o condiție obligatorie în cartarea orientării lor este rabaterea stratelor în poziția lor inițială, premergătoare acțiunii mișcărilor plicative.

Pentru a elimina parțial erorile care survin datorită cartării, trebuie ca măsurările de orientare a mecanoglifelor să se execute în strate cât mai puțin deranjate. În cazul cel mai simplu, al deplasării stratului prin rotație în jurul axei orizontale, reconstituirea situației pretectonice se face prin metode matematice și prin metode instrumentale.

În metodele matematice rabatarea se face pe rețele stereografice; complicațiile de calcul îngreunează însă folosirea acestor metode.

Metodele instrumentale, reprezentate prin procedee de teren, sunt cele mai folosite. Prințipiu de lucru în procedeele de teren este măsurarea în poziție orizontală (rabătută) a unghiului dintre structura de curent și direcția nordului. În acest scop trebuie măsurată întii direcția stratului și apoi, în poziție orizontală, unghiul dintre direcția stratului și mecanoglifa. Pentru măsurarea unghiului dintre direcția stratului și structura de curent s-au folosit diferite procedee.

a) E. ten Haaf (1959) propune următoarea metodă simplă, folosind creionul și carnetul de teren: se aşeză pe suprafața inferioară a stratului, pe direcția mecanoglifei, creionul și peste creion, carnetul de te-

ren, cu cotorul paralel cu direcția stratului. Pentru rabatere se rotesc carnetul și creionul în jurul cotorului carnetului, pînă în poziția orizontală. Se măsoară apoi unghiul dintre linia nordului și cea a mecanoglifei (reprzentată prin direcția creionului).

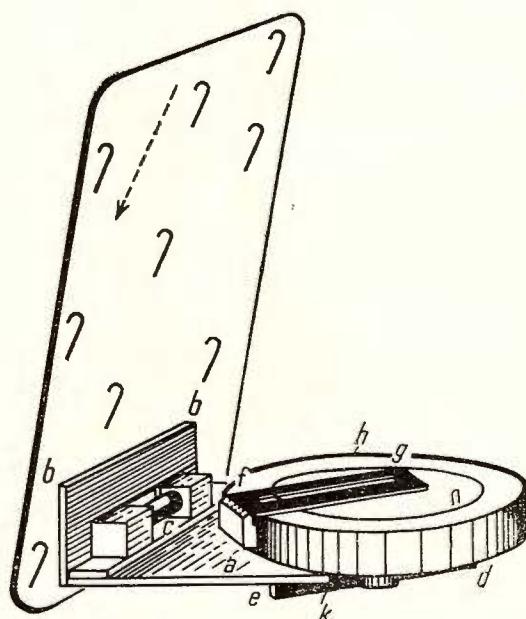


Fig. 39. — Busola E. ten Haaf. (după E. ten Haaf, 1959).

b) Ca procedeu mai expeditiv, E. ten Haaf propune folosirea bușolei care-i poartă numele (fig. 39). Busola lui E. ten Haaf se compune din două părți: o platină (a) cu margină indoită (b-b) și prevăzută cu bula de nivel (e) și o busolă nautică sau geologică prevăzută cu alidada (f-g) solidară cu platina (a) prin acul indicator (e-d), fixat paralel cu alidada. Platina este prevăzută cu umerii (k-h), paraleli cu margină (b-b), pentru ușurarea orizontalizării acului indicator.

Procedeul de măsurat cu busola lui E. ten Haaf este următorul: se plasează margină (b-b) pe direcția stratului (după orizontalizare). Acul indicator (e-d), paralel cu alidada (f-g) se fixează paralel cu structura de curent. Platina se readuce apoi în poziția orizontală, margină (b-b) rămînind

fixată pe strat. Pe busolă se citește unghiul obținut după rabatere. La înclinații mici este mai ușor să se măsoare direct proiecția orizontală a mecanoglifei, care nu va difera mult de poziția preTECTONICĂ. Deoarece la stratele slab inclinate suprafețele inferioare sunt greu de observat, se face uz de interiorul argintat al geamului, în care se oglindesc mecanoglifele. Valoarea unghiulară neglijată prin măsurarea directă a proiecției orizontale poate fi limitată conform relației de mai jos (fig. 40).

d = unghiul de înclinare a stratului ;

α = unghiul dintre mecanoglifă și direcția stratului ;

α' = unghiul dintre proiecția orizontală a mecanoglifei și direcția stratului.

Remarcăm că :

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha'}{\operatorname{tg} \alpha} = \cos d$$

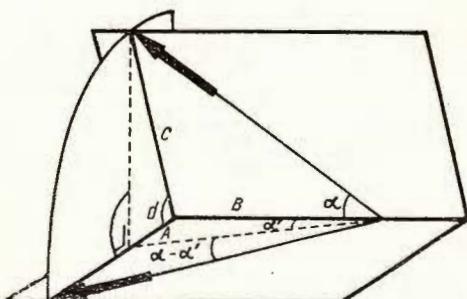


Fig. 40. — Relația unghiulară dintre direcția mecanoglifei și proiecția sa orizontală. (după E. ten Haaf, 1959).

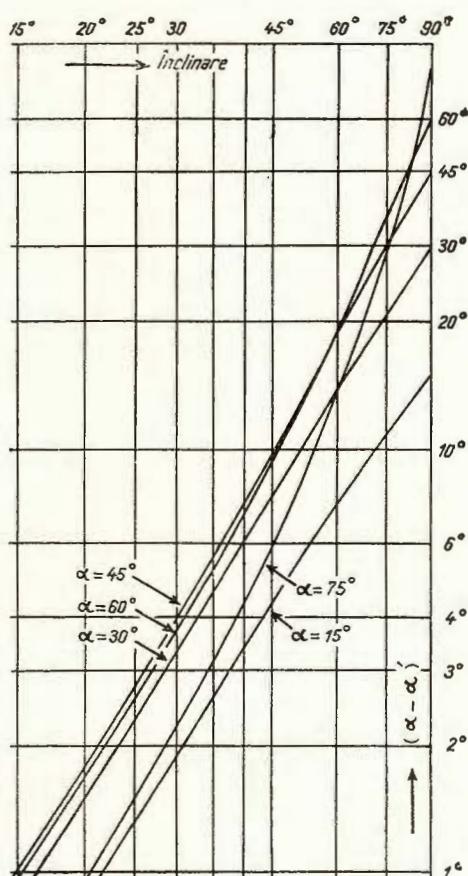


Fig. 41. — Graficul erorii unghiulare $\alpha - \alpha'$ (scără logaritmică) (după E. ten Haaf, 1959).

$\alpha - \alpha'$ reprezintă eroarea unghiulară introdusă la folosirea proiecției orizontale a mecanoglifei. Pentru înclinații pînă la 25° , eroarea unghiulară $\alpha - \alpha'$ nu întrece 3° , deci poate fi neglijată. Graficul din fig. 41 dă cîteva

valori unghiulare $\alpha - \alpha'$, la scară logaritmică, pentru inclinări mai mari de 15° .

c) Procedeul fișelor (M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1959) constă din aşezarea unei foi dreptunghiulare de hârtie pe suprafața inferioară a stratului de gresie cu mecanoglife; pe această foaie se

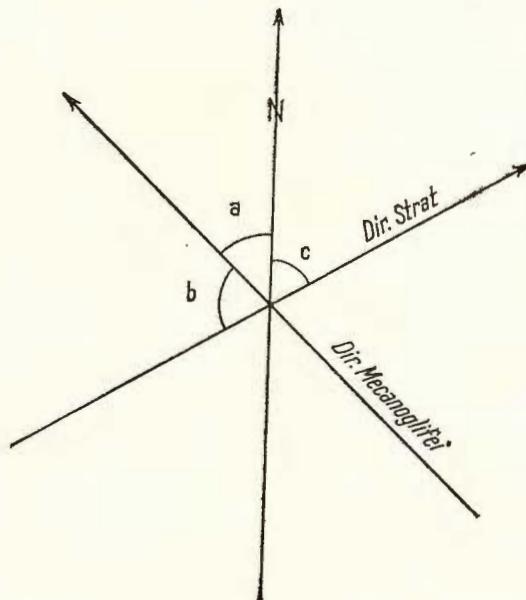


Fig. 42. — Relația unghiulară dintre direcția mecanoglyfei și linia nordului în procedeul fișelor (M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1958).

trasează și se notează direcția stratului (cu ajutorul busolei geologice) și sensul mecanoglyfei (printr-o săgeată paralelă cu axa acesteia). Pentru a obține unghiul dintre orientarea inițială (după rabatere) a mecanoglyfei și direcția nordului se așează foaia pe carnetul de teren (în poziția orizontală) și se face o operație simplă de adunare sau scădere a unghiurilor. În exemplul de mai jos se redă o astfel de operație (fig. 42).

- a = unghiul dintre direcția mecanoglyfei și direcția nordului;
- b = unghiul dintre direcția mecanoglyfei și direcția stratului;
- c = direcția stratului;
- b și c sunt cunoscute prin măsurători.
- $a = 180^\circ - (b + c)$.

3.3.5.2. Prelucrarea statistică a măsurătorilor

Datele de orientare a mecanoglifei dintr-o anumită zonă trebuie prelucrate statistic pentru obținerea valorii medii de orientare și a variației și dispersiei măsurătorilor în jurul acestei valori.

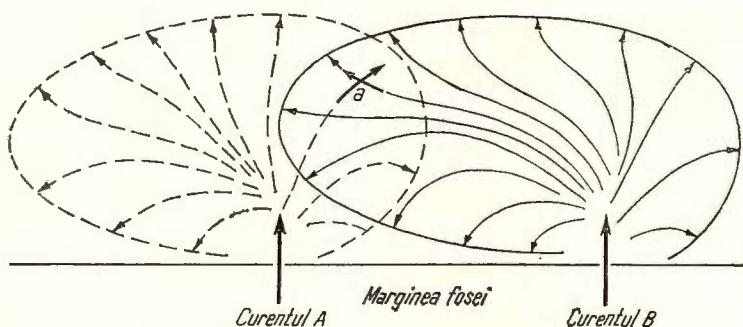


Fig. 43. — Schiță care explică direcțiile de transport divergente în punctul α prin acțiunea curenților A și B, provenind din puncte alăturate de pe marginea fosei (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

Calculul parametrilor statistici pentru datele de orientare ale unei distribuții de mecanoglife permite estimarea, pentru o probabilitate dată, a parametrilor întregii populații de mecanoglife. Ca exemplu de calcul dăm obținerea parametrilor statistici ai unei distribuții de 100 de mecanoglife pentru fișul Carpaților Orientali (zona gresiei de Tarcău) din anexa „Elemente de statistică matematică cu aplicații în sedimentologie”.

Aplicarea calculului parametrilor statistici permite stabilirea zonei de maximă concentrare a măsurătorilor și a gradului de dispersie a măsurătorilor în jurul acestei zone.

Maxima concentrare a măsurătorilor de orientare ale mecanoglifei reflectă direcția curenților responsabili cu depunerea sedimentelor dintr-o anumită zonă sau linia de cea mai mare pantă a bazinului în care acestea s-au format.

Dispersia mare a măsurătorilor rezultată din divergența direcțiilor mecanoglifei are mai multe cauze. Ea poate fi generată fie de un singur curent (prin analogie cu striațiile glaciare divergente cauzate de același bloc de gheăță) (T. C. Chamberlin, 1888—după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963), fie de doi curenți provenind din două puncte alăturate de pe marginea bazinului (fig. 43).

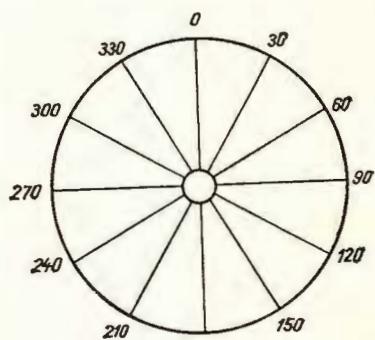


Fig. 44.

Fig. 44. — Histogramă de distribuție circulară cu intervale de clasă de 30° .

Fig. 45. — Diagrame privind orientarea paleocurenților din șisturi negre (văile Seacă, Covasna, Crasna) Carpații Orientali.

1, complexele sferosideritice și sistros; 2, complexul gresiilor glauconitice și strate de Siclu (3) (după M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1965)

Fig. 46. — Diagrame privind orientarea paleocurenților din orizontul gresiei de Siriu (1 și 2) și din stratele de Horgazu (3) (zona Covasna), Carpații Orientali (după M. Dumitriu și Cristina Dumitriu, 1965).

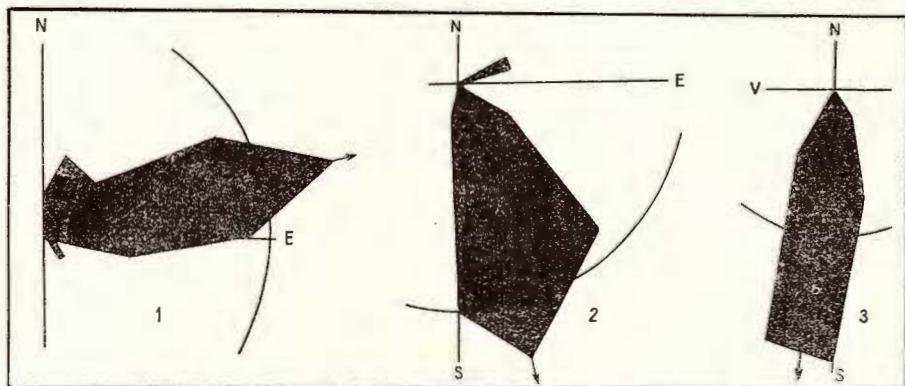


Fig. 45.

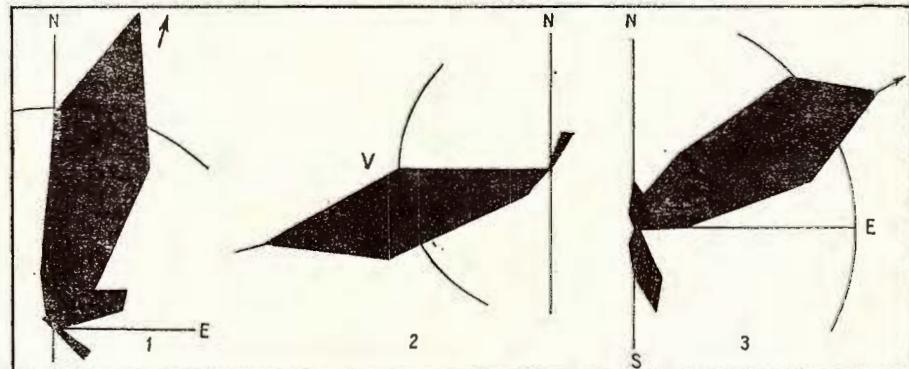


Fig. 46.

O cauză mai importantă a curgerii divergente este existența unei pante slab inclinate a fundului bazinei de sedimentare. Curenții de turbiditate pot curge chiar pe suprafețe aproape orizontale, cu o pantă de numai 1/1000 (H. W. M e n a r d, 1955). Ei își înceru cursul principal de-a lungul axului bazinei, după ce curg meandriform (P h . H. K u e n e n, 1958).

Pentru a reprezenta grafic azimuturile mecanoglifelor se folosesc diagramele rozetă de curent. Acestea sunt histograme de distribuție circulară, cu intervale de clasă variind între 15° — 45° (fig. 44).

În fiecare interval de clasă se trece cifra în procente a numărului de azimuturi măsurate, construindu-se la scară pe fiecare rază a intervalului, frecvențele. Se unesc mijloacele intervalelor și se obține o rozetă, la care maximul indică direcția medie de transport a sedimentelor (fig. 45, 46).

3.3.5.3. Determinarea sensului de transport după caracterele mecanoglifelor

Pentru determinarea precisă a sensului de curgere pe direcția indicată de structura lineară, trebuie cunoscute toate caracterele formelor de curent.

Pentru a avea o mai bună evidență a mecanoglifelor indicatoare ale sensului de curgere, dăm mai jos tipurile și caracterul care servește în acest scop.

<i>A</i>	<i>B</i>
Tipul mecanoglifei	Caracterul folosit în determinarea sensului de curgere
Mecanoglife de eroziune	
Mecanoglife lingviforme	Capătul bulbos în susul curentului
Mecanoglife semilunare	Convexitatea în susul curentului
Mecanoglife datorite acțiunii obiectelor	
Mecanoglife de dragare	Îngustare treptată, depresiuni mici, încreșturi secundare, obiecte în josul curentului
	Fisuri tensionale în susul curentului
Mecanoglife de ciocnire	Pantă abruptă, Încreșturi frontale, Fragmente de mil întărit, Excavații mici în josul curentului
	Şanțuri frontale cu convexitatea în josul curentului.
Mecanoglife de periere	
Mecanoglife de deformare	
Mecanoglife lobate	Lobii se dezvoltă în josul curentului
Mecanoglife circonvolute	Partea bulboasă în josul curentului
provenite din deformarea mecanoglifelor lingviforme	

3.4. PROPRIETĂȚI DIRECȚIONALE STRUCTURALE PLANARE : STRATIFICAȚIA OBLICĂ ȘI ÎNCRUCIȘATĂ

3.4.1. DEFINIȚIE ȘI CARACTERE DESCRIPTIVE

Stratificația oblică și încrucișată reprezintă una din proprietățile direcționale structurale planare ale rocilor sedimentare. Ea apare frecvent în rocile clastice : gresii, microconglomerate ; mai rar poate fi întâlnită în rocile carbonatate.

Din punct de vedere al mediului depozitional, stratificația oblică și încrucișată este de două feluri : eoliană și acvatică. Stratificația oblică și încrucișată acvatică este fluviatilă, litorală (deltaică) și marină. Tipurile cu cea mai largă răspândire sunt cel eolian și cel fluviatil.

Stratificația oblică și încrucișată constituie un complex de unități sedimentare înclinate (P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963) (pl. XII, fig. 1, 2).

Stratificația oblică și încrucișată este formată din lame oblice, paralele între ele, numite plane frontale de stratificație (foreset) cuprinse între plane orizontale, numite plane de bază (bottomset) și de vîrf (topset). Aceste denumiri sunt împrumutate din morfologia deltelor, cu a căror structură stratificația oblică și încrucișată pare analoagă. Un grup de lame oblice sau plan-paralele constituie un set. Stratificația oblică și încrucișată este formată din seturi de lame oblice omogene (fig. 47). Mai multe seturi suprapuse de lame oblice și paralele alternative formează o serie sau „coset” (E. D. McKee și G. W. Weir, 1953). Două sau mai multe serii constituie un complex denumit suită (W. Nieldoff, 1958). Seturile, seriile și suitele pot fi omogene sau neomogene. Omogenitatea presupune suprapunerea concordată prin împingere paralelă, a valurilor de nisip. Neomogenitatea este reprezentată prin discordanțe parțiale sau totale între suprafețele oblice frontale și cele bazale plan-paralele. Planurile frontale constituie împreună cu cele de bază și de vîrf plan-paralele, unități spațiale (corpuri), a căror formă le-a adus asemănarea cu niște frunze (W. Nieldoff, 1958). Forma laminelor frontale este variabilă. Se cunosc două tipuri ex-

tremă : plane (oblice) și curbe (arcuite). Laminele curbe sunt la rîndul lor concave sau convexe în raport cu suprafața superioară a stratului. Uneori se observă lamele în formă de S (concav-convexe) în poziție verticală sau culcată (L. N. Botvinkina, 1959).

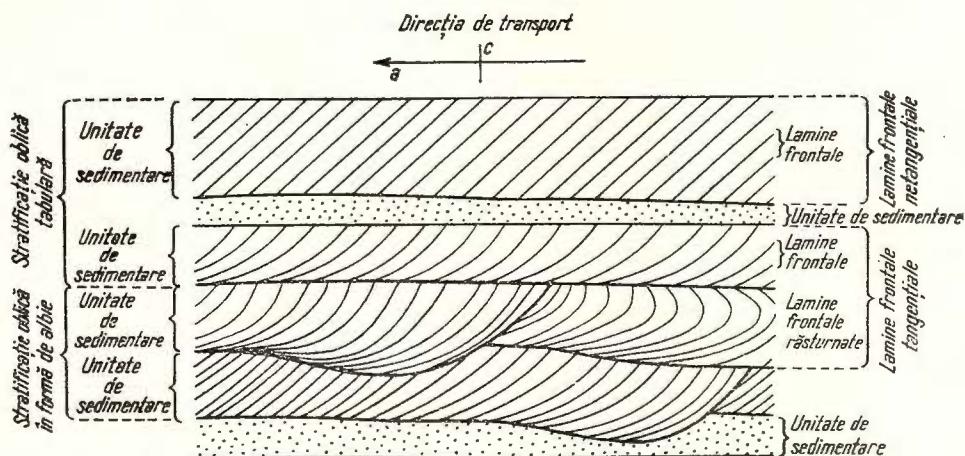


Fig. 47. — Structura internă a stratificației oblice și încrucișate văzută într-un plan paralel cu direcția de curgere (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

3.4.2. ELEMENTELE VARIABILE ALE STRATIFICATIEI OBICE SI ÎNCRUCISATE

Stratificația oblică și încrucișată are patru elemente variabile, a căror cunoaștere este necesară în cercetarea sedimentologică: unghiul de inclinare al planelor frontale, sensul inclinării acestora, gradul de sortare, grosimea.

a) Unghiul de înclinare al plantelor frontale este unghiul pe care acestea îl formează cu planele bazale. Mărimea unghiului de înclinare al planelor frontale este dependentă de proprietățile texturale ale rocii (dimensiunea și forma elementelor ; rotunjirea granulelor), de gradul de umiditate (A. van B u r k a l o w , 1945), de agentul de transport (K. P i c a r d , 1953 ; A. V. J o p l i n g , 1960), de factorii depozitionali și de diageneză.

Cercetările asupra distribuției unghiurilor de înclinare a planelor frontale (S. H. Knight, 1929; E. D. McKee, 1940; H. Illies, 1949; J. S. Schlee, 1957; L. S. Jeakel, 1959 etc.) au stabilit că media lor variază între 18° — 25° . R. R. Shrock (1948) a considerat 33° va-

loarea maximă a înclinării planelor frontale. Unghiul de înclinare maximă semnalat în nisipurile eoliene actuale variază între 30° – 40° (E. F. M c B r i d e și M. O. H a y e s , 1962).

b) Sensul înclinării planelor frontale este unghiul pe care-l formează linia lor de cea mai mare pantă cu direcția nordului. Acest unghi indică sensul predominant de transport al sedimentelor.

c) Gradul de sortare al granulelor unității de stratificație oblică și încrucișată este variabil de la un tip la altul. El depinde de mecanismul de transport și de fluiditatea mediului transportant. Curgerea turbulentă favorizează depunerea granulelor mari cu intervale scurte de variație dimensională. Granulele mici se depun întotdeauna în spațiile lăsate de cele mari.

d) Grosimea unităților de stratificație oblică și încrucișată variază de la cîțiva milimetri pînă la cîțiva metri. Mărimea grosimii reprezintă scara unității de stratificație oblică și încrucișată (unii cercetători consideră scara o măsură a lungimii laminelor frontale). În funcție de grosime, stratificația oblică și încrucișată este : de scară mică (de ordinul milimetrilor) și de scară mare (de ordinul metrilor).

Grosimea unității de stratificație oblică și încrucișată se obține fie din măsurarea în afloriment a unei secțiuni verticale alese la întîmplare, fie din măsurarea grosimii maxime expuse a fiecărei unități.

3.4.3. CLASIFICAREA STRATIFICAȚIEI OBLICE ȘI ÎNCRUCIȘATE

Numeiroși cercetători au încercat să definească și să integreze în clasificări tipurile de stratificație oblică și încrucișată întîlnite în sedimente și în rocile sedimentare. Ei au utilizat fie criterii morfologice (structura internă), fie criterii genetice (agentul de transport, mediul de depunere).

Am încercat să grupăm cîteva din cele mai importante clasificări, care utilizează criterii structurale și genetice.

3.4.3.1. Clasificări structurale

Clasificările care utilizează drept criteriu structura internă a unității de stratificație pot fi grupate la rîndul lor după elementul morfologic pe care-l folosesc : planul bazal, forma laminelor, orientarea laminelor, forma secțiunii în raport cu direcția de curgere.

a) După caracterul planului bazal E. D. Mc K e e și G. W. W e i r (1953) descriu trei tipuri de stratificație oblică și încrucișată (fig. 48) : simplă cu suprafața inferioară a unităților neerodată ; planară, cu



suprafața inferioară a unităților erodată ; în formă de albie, cu suprafața inferioară a unităților plane curbe de eroziune.

b) După forma laminelor L. B. R u h i n (1953) deosebește patru tipuri de stratificație oblică și încrucișată :

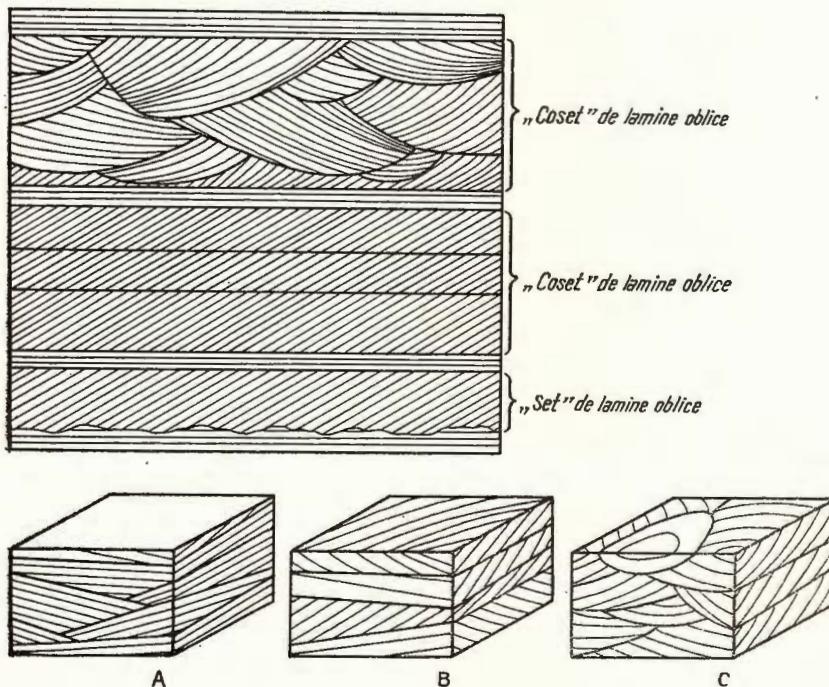


Fig. 48. — Tipuri de stratificație oblică și încrucișată (după E. D. McKee și G. W. Weir, 1953).

A, simplă; B, planară; C, în formă de albie. (după J. R. L. Allen, 1963).

- Rectilinie ;
- Efilată spre talpă ;
- Efilată spre vîrf ;
- Vălurită (arcuită).

c) După orientarea laminelor tot L. B. R u h i n (1953) descrie următoarele tipuri de stratificație oblică și încrucișată :

- Diagonală cu laminele constant paralele între ele (fig. 49) ;
 - Penată cu seturi de lamine multidirecționale (fig. 50).
 - În formă de cuvetă cu laminele arcuite (fig. 51) ;
- d) După forma secțiunii în raport cu direcția de curgere, D. A. R o b s o n (1956) a evidențiat două feluri de stratificații oblice și încrucișate de scară mică ;

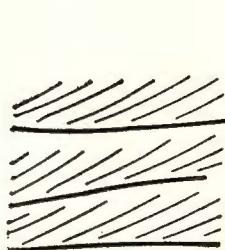


Fig. 49. — Stratificație diagonală (după L. B. Ruhin, 1953).

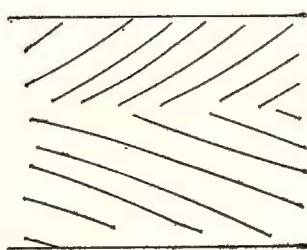


Fig. 50. — Stratificație penată (după L. B. Ruhin, 1953).

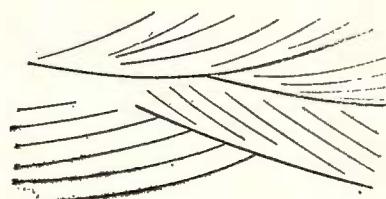


Fig. 51. — Stratificație în formă de cuvetă, cu laminele arcuite (după L. B. Ruhin, 1953).

— Stratificația concavă înclinată cu laminele în formă de lentile în secțiune paralelă cu înclinarea depozitională și de cuvetă în secțiune paralelă cu direcția planelor laminelor ;

— Stratificația continuu înclinată (S. A. Anderson, 1931) cu lamine continui înclinate și limitate de planele de bază și de vîrf în secțiune paralelă cu înclinarea depozitională și plan-paralele în secțiune paralelă cu direcția planelor laminelor.

e) O clasificare structurală complexă, utilizând toate caracterele morfologice interne ale stratificației oblice și încrucișate : formă, așezare, repartitia granulelor și incluziunilor, succesiune, grosime, înclinare, este făcută de L. N. Botvinkinna (1959). În cadrul acestei clasificări sunt descrise pentru trei tipuri existente de stratificație : oblică și încrucișată, arcuită și orizontală, toate variantele posibile, pe baza criteriilor de mai sus. Astfel :

— Forma laminelor, pe care se axează toate tipurile analizate este pentru stratificația oblică și încrucișată : rectilinie, concavă, în formă de S (concav-convexă) și convexă, iar pentru cea arcuită : concavă, concav-convexă, convexă (fig. 52) ;

— După așezare laminele sunt paralele, apropiate către bază sau vîrf, fasciculare (fig. 53);

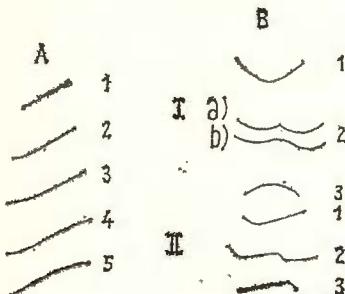


Fig. 52. — Forma laminelor la stratificația oblică și arcuită.

A) Stratificația oblică: 1, rectilinie; 2–3, concavă; 4, în formă de S; 5, convexă. B) Stratificația arcuită. I. Lamine simetrice. 1, concavă; 2, (a,b) concav-convexă; 3, convexă. II. Lamine asimetrice. 1, concavă; 2, concav-convexă; 3, convexă (după L. N. Botvinkinna, 1959).

Fig. 53 — Așezarea laminelor la stratificația oblică.
1, paralelă; 2, apropiată de bază; 3, apropiată de bază și vîrf; 4, apropiată de vîrf, 5, fasciculată. (după L. N. Botvinkinna, 1959).

Fig. 54. — Repartiția granulelor în laminele stratificației oblice și încruzișăte.
1, omogenă; 2, granoclasată; 3, binomă; 4, neomogenă.
(după L. N. Botvinkinna, 1959).

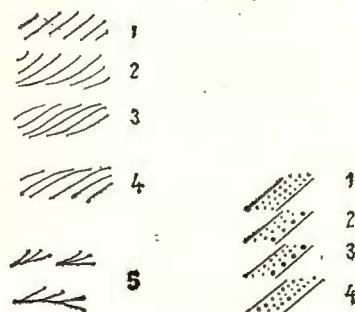
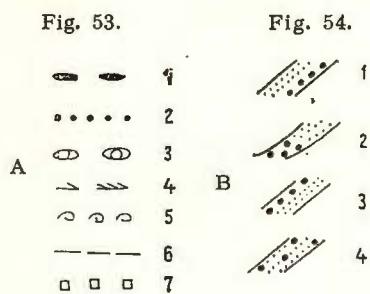


Fig. 55. — A — Incluziunile laminelor la stratificația oblică și încruzișată.
1, galeți; 2, granule grosiere; 3, concrețiuni; 4, resturi de plante; 5, faună; 6, mică; 7, pirită.
B — Repartiția incluziunilor în cadrul laminei la stratificația oblică.

1, la partea inferioară a laminei; 2, pe fundul laminei arcuite; 3, la partea superioară a laminei; 4, neregulat
(după L. N. Botvinkinna, 1959).



— După repartiția granulelor, laminele reprezintă o distribuție omogenă, neomogenă, binomă sau sunt granoclasate (fig. 54);

— Incluziunile (galeți, resturi vegetale, fosile, pirită) pot fi repartizate în cadrul laminei către fundul celei arcuite, către părțile inferioare sau superioare și neregulat (fig. 55);

- Laminele suprapuse sunt uniforme, ritmice, neuniforme (fig. 56);
- Unghiul de înclinare al laminelor variază de la mai puțin de 20° la mai mult de 30° și scade uniform, crescător și amortizat (fig. 57).

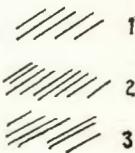


Fig. 56.

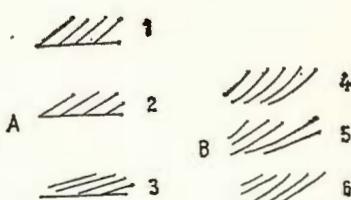


Fig. 57. A. și B.

Fig. 56. — Suprapunerea laminelor la stratificația oblică și încrușită.

1, uniformă; 2, ritmică; 3, neuniformă
(după L. N. Botvinkinna, 1959).

Fig. 57. — A) Înclinarea laminelor la stratificația oblică și încrușită.

1, $> 30^\circ$; 2, $20^\circ - 30^\circ$; 3, $< 20^\circ$

B) Modificarea înclinării laminelor în succesiune.

1, uniformă; 2, crescătoare; 3, amortizată.
(după L. N. Botvinkinna, 1959).

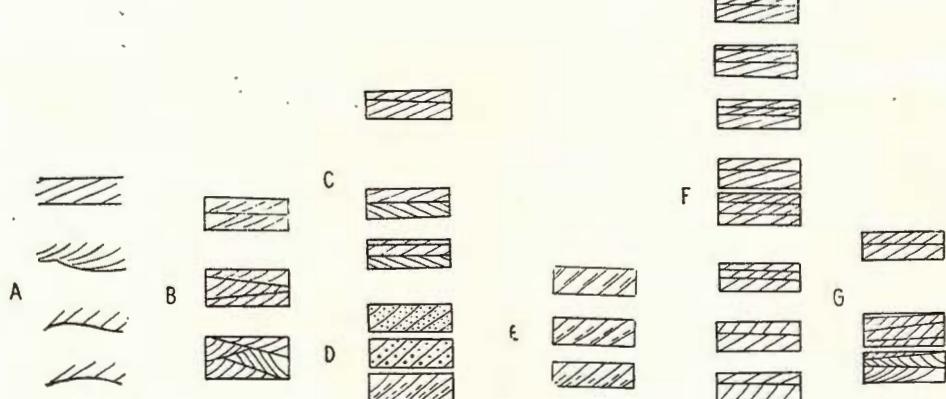


Fig. 58. — Caracterele seturilor de lamine la stratificația oblică și încrușită: A, forma laminelor; B—C, așezarea laminelor; D, repartitia granulelor în cadrul laminelor; E, repartitia inclusiunilor în cadrul laminelor; F, suprapunerea laminelor; G, înclinarea laminelor (după L. N. Botvinkinna, 1959).

Clasificarea întocmită de L. N. Botvinkinna privește atât laminele izolate cât și seturile de lamine și unitățile de stratificație (fig. 58).

3.4.3.2. Clasificări genetice

Între mecanismul de transport și rocile cu stratificație oblică și în-crucișată rezultante există o legătură genetică definită. În funcție de factorii genetici, cercetătorii au stabilit existența unor tipuri de stratificație, bine individualizate. Vom enumera în cele ce urmează cîteva din cele mai importante clasificări genetice.

După agentul de transport H. Illies (1949) descrie patru tipuri de stratificație :

- Vălurită („Rippelschichtung”), formată în apele curgătoare cu valuri simetrice de oscilație, prin depunerea în josul currentului și migrația în acest sens a nisipului ; este caracteristică argilelor, mîlurilor și nispurilor fine ;

- Oblică, formată în apele curgătoare cu viteza ridicată, prin înaintarea unor valuri de nisip în josul currentului ; este caracteristică nispurilor fluviatile medii și puternic grosiere ;

- Arcuită („synklinale Kreuzschichtung”), datorită apelor curgătoare cu viteze scăzute și formată din lamine arcuite și sigmoidale, întrerupte de lamine îndreptate în susul currentului ; este caracteristică sedimentelor detritice grosiere ;

- Încrucișată, formată în apele curgătoare cu viteze variabile, cu schimbări multiple în distribuția dimensională a unghiurilor de înclinare și lipsită de lamine bine individualizate, îndreptate în josul currentului ; este caracteristică sedimentelor de toate dimensiunile.

L. B. Rubin (1953) stabilește următoarele tipuri de stratificație oblică și încrucișată, după natura agentului de transport :

- Fluviatil, cu valuri mari caracterizat prin înclinarea constantă a lamineelor în josul currentului (în secțiune paralelă cu direcția de transport) și prin lamine cu concavitatea în sus (în secțiune perpendiculară pe direcția de curgere) (fig. 59) ;

- De ape curgătoare cu viteze variabile și regim intermitent de curgere, cu lamine arcuite în secțiune perpendiculară pe direcția de curgere și oblice, slab înclinate, în josul currentului în secțiune paralelă cu currentul (fig. 60) ;

- Lacustru sau litoral, format prin mișcarea oscillatorie a valurilor cu forme asimetrice (fig. 61) ;

- De regim fluviatil cu valuri mici (fig. 62).



H. E. Reineck (1958), folosind drept criteriu genetic depunerea laterală (perpendicular pe direcția de curgere,) deosebește două tipuri de stratificare oblică și încrucișată :

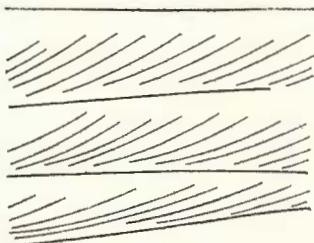


Fig. 59. — Stratificație de tip fluvial cu valuri mari (după L. B. Ruhin, 1953).

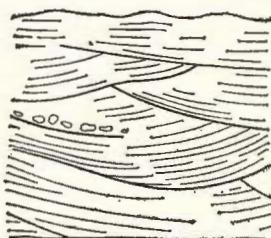


Fig. 60. — Stratificație de ape curgătoare cu viteze variabile și regim intermitent de curgere (după L. B. Ruhin, 1953).

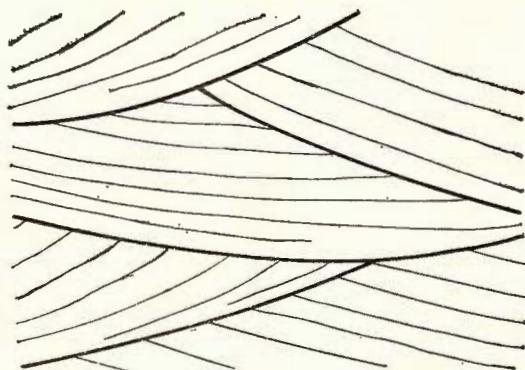


Fig. 61. — Stratificație de tip lacustru sau litoral, formată prin mișcarea oscilatorie a valurilor cu forme asimetrice (după L. B. Ruhin, 1953).

- Longitudinală, cu direcția de curgere paralelă cu cea a curentului reprezentată prin forme de colmatare („Verlandungsform”) cu secțiunea transversală în formă de cuvetă și de reașezare („Verlagerungsform”) cu lame oblice (fig. 63);
- Transversală, cu direcția perpendiculară pe cea de curgere, mai obișnuită zonelor cu regim fluvial (fig. 64).

Confuziile pe care le introduc diferitele criterii structurale și genetice în sistematizarea stratificației oblice și încrucișate, i-au făcut pe unii cercetători să simplifice sistemul de clasificare. Astfel, P. E. Potter și F. J. Pettijohn (1963) reduc toate tipurile descrise la două: stratificația tabulară și cea în formă de cuvătă (albie).

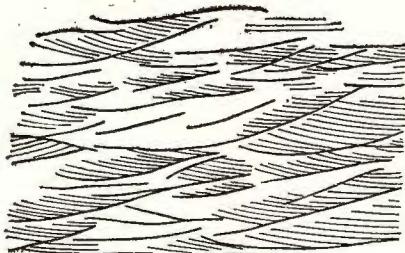


Fig. 62. — Stratificație de tip fluvial, cu valuri mici (după L. B. Ruhin, 1953).

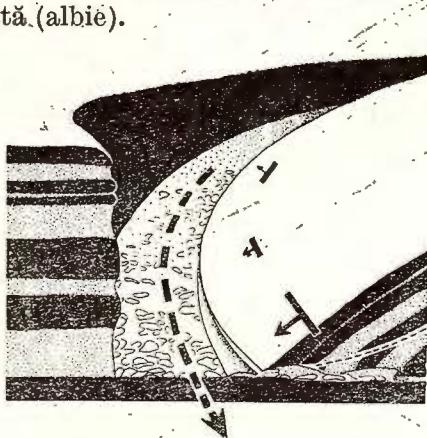


Fig. 63. — Stratificație oblică și încrucișată longitudinală (după H. E. Reineck, 1958).

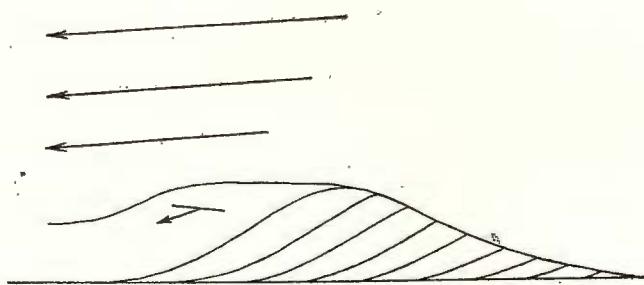


Fig. 64. — Stratificație oblică și încrucișată transversală (după H. E. Reineck, 1958).

Stratificația tabulară este caracterizată prin contacte planare între lamele, iar cea în formă de albie prin contacte bazale curbe (concave). S-au notat și contacte convexe (S. A. Anderson, 1931; E. D. McKee și G. W. Wiley, 1953). Cele două tipuri de stratificație oblică și încrucișată se prezintă diferit în secțiune paralelă (planul *ac*) sau perpendiculară (planul *bc*) în raport cu direcția de curgere (fig. 65). Se remarcă la ambele tipuri căderea în josul curentului a laminelor concave (în planul *ac*).

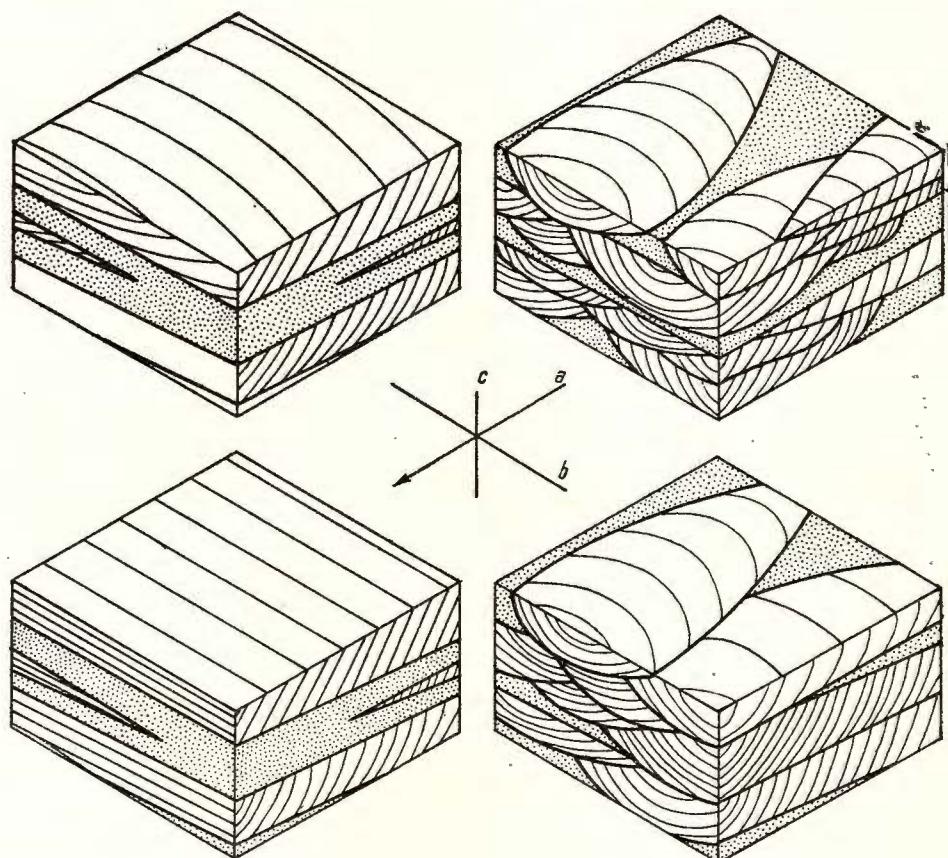


Fig. 65. — Bloc-diagrame pentru stratificația oblică și încrucișată tabulară (stinga) și în formă de albie (dreapta). În mijloc sistemul standard de referință (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

3.4.3.3.3. Clasificări structurale și genetice

O prezentare amplă și complexă a modurilor de apariție a stratificației oblice și încrucișate îi aparține lui J. R. L. Allen (1963) care a stabilit după criterii structurale 15 tipuri repartizate din punct de vedere genetic la 3 grupe (fig. 66). Criteriile structurale utilizate de J. R. L. Allen sunt :

- Modul de apariție ;
- Scara ;

- Ambianța ;
- Caracterul suprafetei inferioare ;
- Relațiile unghiulare ;
- Caracterul litologic.

Caracterele celor 15 tipuri sunt însemnate rezumativ în tabelul de mai jos :

Tabelul 3

Nr.	Tip de stratificatie	Mod de apariție	Scară	Ambianța	Caracterul suprafetei inferioare	Relațiile unghiulare	Caracterul litologic
1	alfa	izolat	mare	fără eroziune	planar	discordant	omogen
2	beta	izolat	mare	cu eroziune	planar	discordant	omogen
3	gama	izolat	mare	cu eroziune	neregulat	discordant	omogen
4	epsilon	izolat	mare	cu eroziune	planar	discordant	heterogen
5	zeta	izolat	mare	cu eroziune	cilindric	concordant	omogen
6	eta	izolat	mare	cu eroziune	în formă de cupă	discordant	omogen
7	teta	izolat	mare	cu eroziune	în formă de albie	discordant	omogen
8	iota	izolat	mare	cu eroziune	în formă de albic	concordant	omogen
9	kapa	grupat	mică	de tranziție	planar	discordant	omogen
10	lambda	grupat	mică	de tranziție	planar	discordant	omogen
11	mu	izolat	mică	cu eroziune	planar	discordant	omogen
12	nu	izolat	mică	cu eroziune	în formă de cupă	discordant	omogen
13	xi	grupat	mare	fără eroziune	planar	discordant	omogen
14	omicron	grupat	mare	cu eroziune	planar	discordant	omogen
15	pi	grupat	mare	cu eroziune	în formă de cupă	discordant	omogen

Cele trei grupe genetice la care se repartizează cele 15 tipuri descrise sunt următoarele :

Grupa I-a : datorită probabil migrării sub acțiunea apei sau a vîntului a unor bancuri în fronturi lincare sau curbe cuprinde tipurile : alfa, beta, gama, epsilon, xi

Grupa II-a : datorită probabil tăierii și umplerii nesimultane a unor canale sau excavări izolate cuprinde tipurile : zeta, eta, teta, iota.

Grupa III-a : datorită probabil migrării unor valuri asimetrice mici sau mari, depinzând de seriile constitutive cuprinde tipurile : kapa, lambda, mu, nu, omicron, pi.



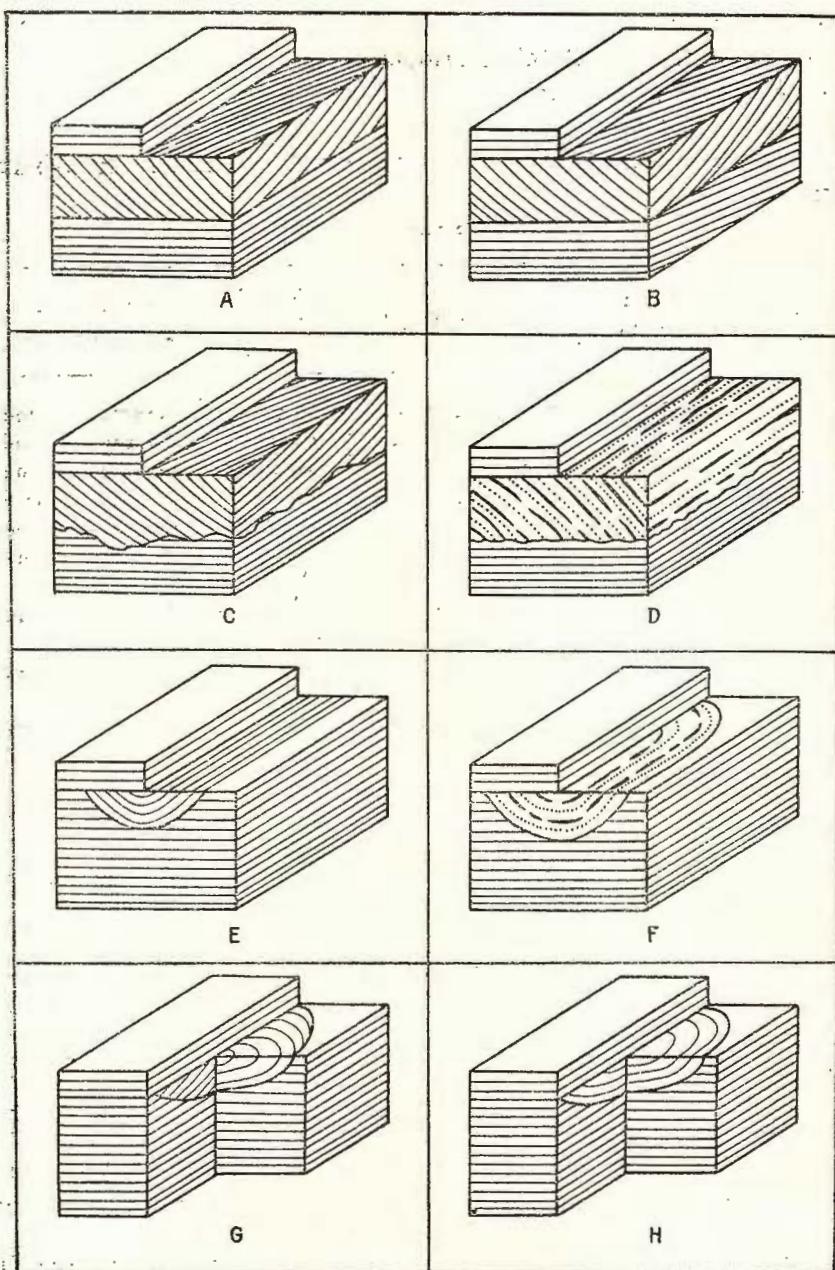


Fig. 66. — (A — H).

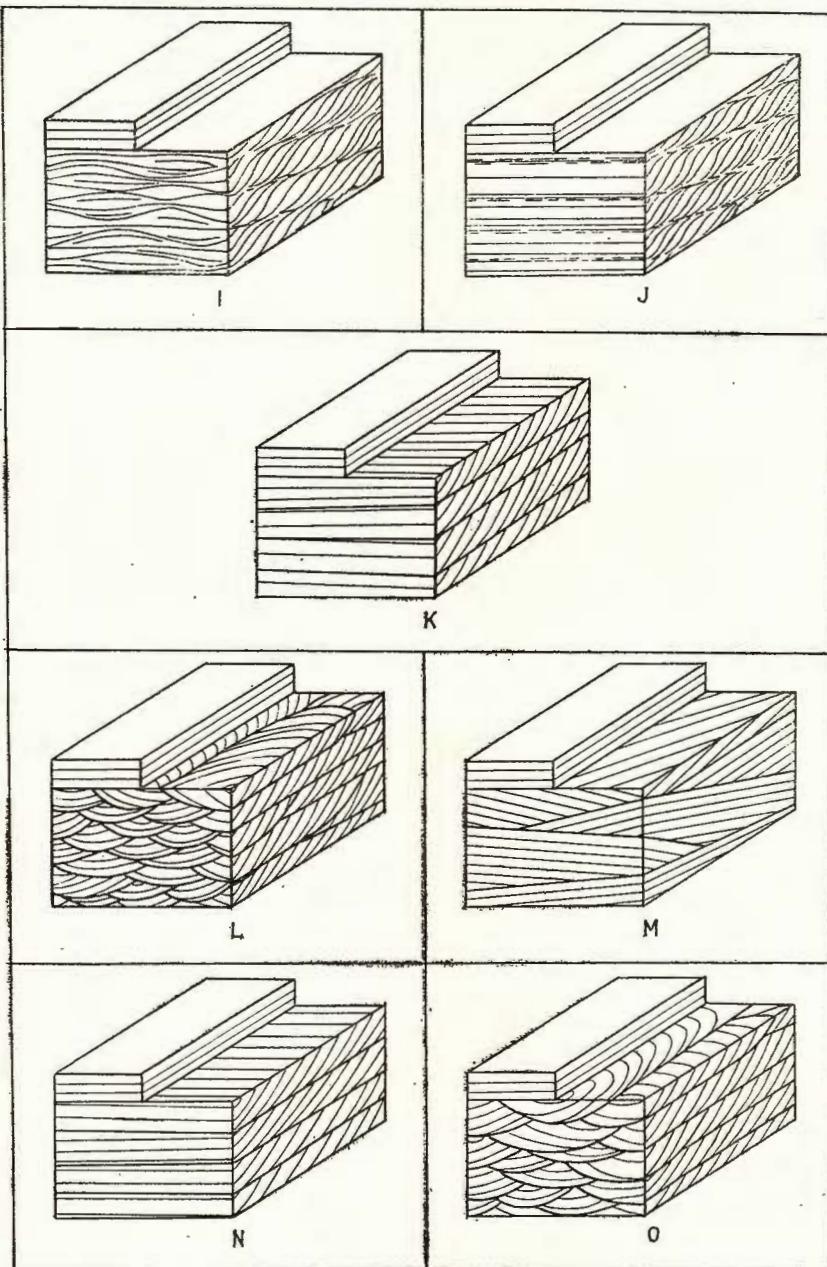


Fig. 66. — Clasificarea stratificației oblice și încrucișate după J. R. L. Allen, 1963 (15 tipuri).

A - alfa ; B - beta ; C - gama ; D - epsilon ; E - zeta ; F - eta ; G - teta ; H - iota ; I - kapa ; J - lambda ; K - mu ; L - nu ; M - xi ; N - omikron ; O - pi ; (după J. R. L. Allen, 1963).

Clasificarea lui J. R. L. Allen are avantajul că permite reconstituirea în teren a trei elemente esențiale studiului sedimentologic: poziția secțiunii în raport cu direcția de curgere, tipul structural și grupa genetică pe care o reprezintă stratificația oblică și încrucișată analizată.

Cunoașterea clasificărilor existente ale stratificației oblice și încrucișate, indiferent de criteriul pe care-l au la bază, largeste posibilitatea înțelegerii ei ca proprietate direcțională structurală a rocilor sedimentare și permite totodată alegerea celor mai avantajoase metode de cercetare sedimentologică, în funcție de secțiunile oferite de aflorimente.

3.4.4. MODUL DE FORMARE AL STRATIFICAȚIEI OBLICE ȘI ÎNCRUCIȘATE

Din descrierea tipurilor morfologice și genetice rezultă că mecanismul de formare al stratificației oblice și încrucișate constă dintr-un proces continuu de deplasare, în josul cursului de apă al valurilor de nisip mari sau mici (bancuri de nisip fluviatil, valuri mici datorită mareelor etc.), cu depunerea sedimentelor pe versantul dinspre vârsare și erodarea lui pe cel din susul currentului. Procesul de deplasare al valurilor de nisip și de formare prin acest mecanism al unităților de stratificație oblică și încrucișată este clădit în ansamblu din alternanță ritmică a sedimentării (cu sau fără întrerupere) cu eroziunea.

Mișcarea desfășurată în procesul de formare al stratificației oblice și încrucișate are două componente: una orizontală, depunerea pe direcția de curgere și alta verticală, acoperirea succesivă a corpurilor din ce în ce mai noi. Repartiția forțelor mișcării poate suferi deranjamente datorită pulsățiilor ritmice, vîrtejurilor („Grundwalzen”, T. h. Rehbock, 1929). Întreruperile temporare în continuitatea stratificației oblice și încrucișate de scară mică se explică prin fluctuațiile mecanismului de curgere.

3.4.5. DETERMINAREA DIRECȚIILOR DE TRANSPORT ALE ROCILOR SEDIMENTARE DUPĂ STRATIFICAȚIA OBLICĂ ȘI ÎNCRUCIȘATĂ

Metodele de măsurare spațială a stratificației oblice și încrucișate diferă de la cercetător la cercetător. Ele încearcă fie să analizeze frecvența modificărilor unităților de stratificație pe afloriment (W. Nieldoff, 1958), fie să realizeze un număr cît mai mare de măsurători pe deschidere, pentru a surprinde toate modificările caracterelor structurale (P. Reich, 1938; P. Wurster, 1958), fie să oglindească la o scară regională orien-

tarea statistică a stratificației oblice și încrucișate (P. E. Potter și R. Siever, 1956).

În cazul stratelor orizontale, inclinarea stratificației oblice și încrucișate se măsoară cu clinometrul. În stratele cutate, inclinarea reală a stratificației oblice și încrucișate se obține prin rabatere (reducere la

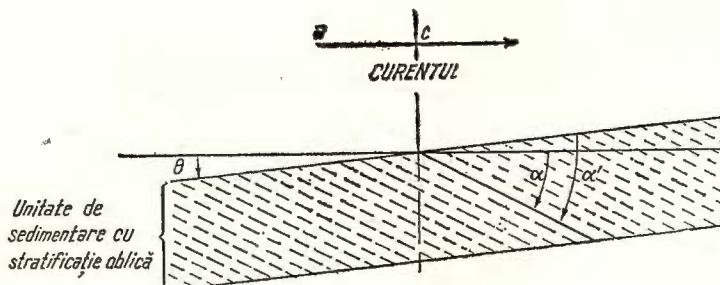


Fig. 67. — Relația unghiulară dintre planele frontale ale stratificației oblice și încrucișate și planul de sedimentare, ușor înclinaț (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

poziția inițială). În cazul în care stratele s-au depus pe un plan inițial înclinat, unghiul de înclinare al planelor frontale în raport cu acesta (α') este mai mare decât cel al planelor frontale în raport cu orizontală (α) (fig. 67).

3.4.5.1. Metoda fețelor perpendiculare

Determinarea direcțiilor de transport ale sedimentelor după stratificația oblică și încrucișată are la bază presupunerea existenței unui paralelism între sensul înclinării planelor frontale ale corpului cu stratificație oblică și încrucișată și direcția currentului generator. Stabilirea orientării spațiale a corpurilor cu stratificație oblică și încrucișată nu se poate baza decât pe datele oferite de secțiunile tăiate în aceste corperi la afloamentul din teren. Secțiunile sunt fie paralele, fie perpendiculare, fie înțimplatătoare în raport cu direcția de curgere.

Metoda fețelor perpendiculare folosește două secțiuni tăiate în unghi drept în corpul de stratificație oblică și încrucișată. În cazul cînd afloamentele nu oferă decât una din aceste secțiuni, cealaltă se sapă în unghi drept în raport cu prima. Pe cele două fețe se citesc cu ajutorul busolei geologice, atât direcția acestora cât și inclinarea planelor frontale. În cazul stratelor inclinate trebuie notată întotdeauna și orientarea acestora, în

scopul rabaterii, pentru aflarea înclinării reale a stratificației oblice și încrucișate.

Pentru aflarea rapidă, cu ajutorul fețelor perpendiculare a orientării reale a planelor frontale ale stratificației oblice și încrucișate de scară mică (respectiv a sensului de curgere a curentului responsabil cu depunerea ei), E. ten Haaf (1959) a propus modelele din fig. 68.

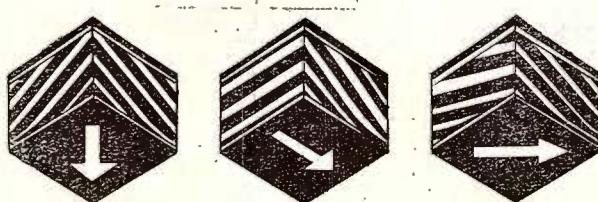


Fig. 68. — Aprecierea rapidă a orientării stratificației oblice și încrucișate pe fețe perpendiculare (după E. ten Haaf, 1959).

Valoarea unghiulară a orientării corpului cu stratificație oblică și încrucișată se obține cu rapiditate în teren cu ajutorul tabelului de unghiuri propus de H. Illies (1949) (tabel 4).

În sirul orizontal superior se află înscrise valorile unghiurilor de inclinare ale planelor frontale din cadrul feței oferite de afloriment; pe latura verticală din stînga se înscrui valorile unghiului de inclinare al planelor frontale secționate de fața a doua. Pentru unghiurile cu valori intermediare se aproximează, erorile mici fiind admisibile într-un calcul rapid de teren. În interiorul căsuțelor sunt înscrise pe două șiruri valori unghiulare care reprezintă: cele din sirul de sus inclinările reale ale stratificației oblice și încrucișate, cele din sirul de jos, distanța unghiulară dintre peretele aflorimentului și linia de cea mai mare pantă a planelor frontale. Pentru determinarea grafică a sensului înclinării acestor plane se folosește în metoda fețelor perpendiculare, rețeaua lui H. Illies (fig. 69).

Rețeaua lui H. Illies reprezintă proiecția polară a măsurătorilor dintr-o porțiune h . Ea este construită pe principiul egalității razelor interioare cu raportul dintre porțiunea h și tangentă unghiurilor de倾inare „ α ”, conform relației:

$$r = \frac{h}{\operatorname{tg} \alpha}$$

Tabelul 4

	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°
5°	7 45	11 27	16 18	21 13	26 10	31 8	35 7	40 6	45 5
10°	11 63	15 45	18 33	22 26	27 30	32 16	36 14	40 12	45 10
15°	16 72	18 57	22 45	24 37	28 29	33 24	37 20	41 16	45 15
20°	21 77	22 64	24 53	27 45	30 37	34 32	38 27	42 24	47 20
25°	26 80	27 70	28 61	30 53	33 45	36 38	40 34	44 29	28 25
30°	31 82	32 74	33 66	34 58	36 52	39 45	43 41	46 36	49 30
35°	35 83	36 70	37 70	38 63	40 56	43 49	45 45	48 40	51 35
40°	40 84	40 78	41 74	42 66	44 61	46 54	48 50	50 45	53 40
45°	45 85	45 80	45 75	47 70	48 65	49 60	51 55	53 50	55 45

Pentru ușurarea construcției $h = 1$ și relația devine :

$$r = \cotg \alpha$$

Pe rețeaua Illies se trec valorile orientărilor aparente ale planelor frontale secționate de cele două fețe. Aceste orientări se notează prin puncte, având ca coordonate direcția înclinării citită pe cercul exterior și înclinarea, citită pe razele cercurilor interioare. Cele două puncte exprimând orientările aparente ale planelor frontale ale celor două fețe, se unesc

printr-o dreaptă. Din centrul cercului se ridică o perpendiculară pe această dreaptă. Punctul de intersecție al perpendicularări cu dreapta reprezintă valoarea orientării reale a corpului cu stratificație oblică și încrucișată (fig. 69).

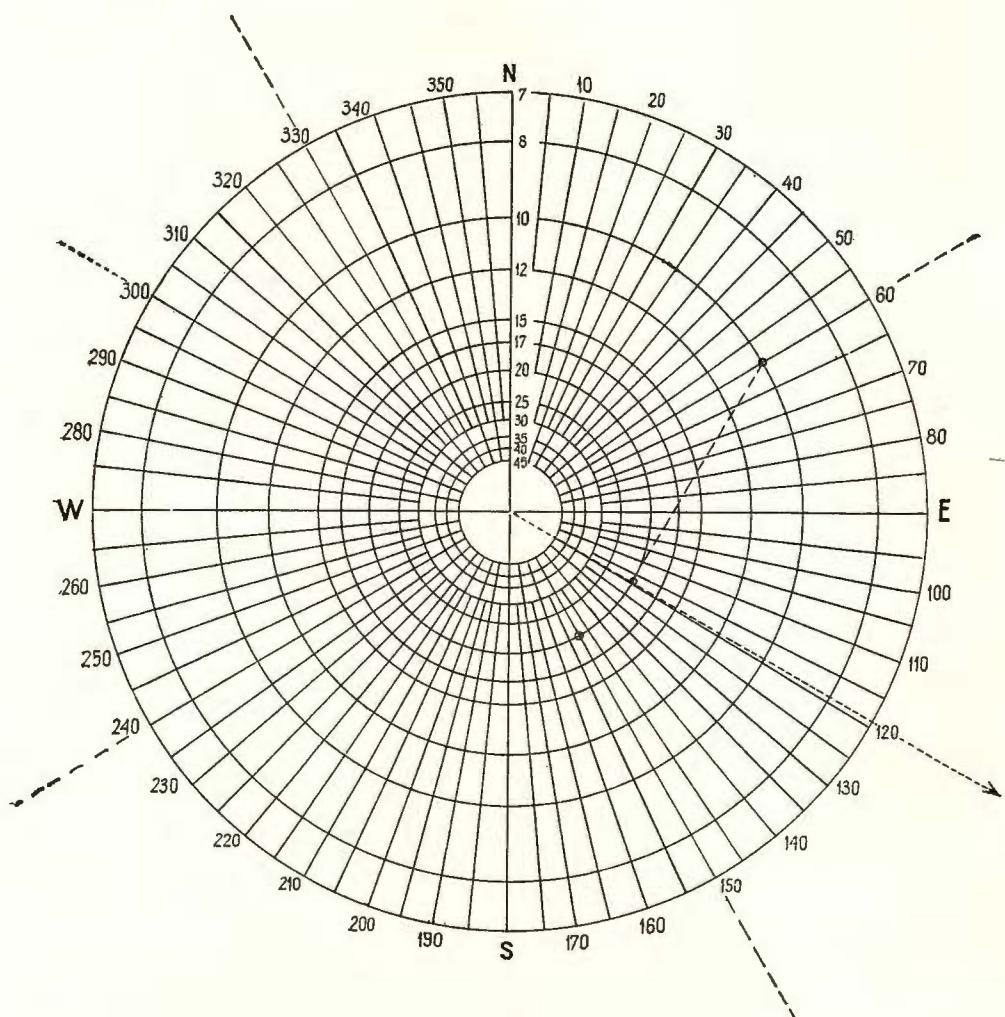


Fig. 69. — Rețeaua lui H. Illies, pentru citirea orientării reale a corpului cu stratificație oblică și încrucișată din orientările aparente date de două fețe tăiate în acesta.

Rabaterea măsurătorilor, în cazul stratelor inclinate, pentru reconstituirea situației reale (inițiale) se face pe rețeaua Wulf. Procedeul de rabatere este identic cu cel descris în cazul măsurătorilor de găleți din pietrișuri și conglomerate.

3.4.5.2. Metoda trigonometrică (Fischer)

Orientarea corupilor cu stratificație oblică și încrucișată se poate obține și din măsurătorile direcțiilor și inclinărilor aparente oferite de aflorimentele din teren, prin introducerea funcțiilor trigonometrice naturale (procedeul Fischer, 1953, descris de R. Steinmetz, 1962).

Metoda statistică a funcțiilor trigonometrice (Fischer) este tridimensională, fiind reprezentată vectorial. Procedeul de calcul este următorul : seturile de date de orientare sunt tabelate. Pentru cele două serii de unghiuri ale planelor frontale (direcția inclinării notată cu A și inclinarea notată cu D) se calculează sinusul și cosinusul. Cu ajutorul acestor valori trigonometrice se obțin prin calcul 3 elemente a , b , c care reprezintă respectiv :

$$\begin{aligned} a &= \cos D \sin A \\ b &= \cos D \cos A \\ c &= \sin D \end{aligned}$$

Pentru verificare avem relația :

$$a^2 + b^2 + c^2 = 1,000 \pm 0,003$$

Rezultanta direcției inclinării este $a/b = \text{arc tg}$ și cea a inclinării este :

$$c = \arcsin$$

Valorile obținute sunt proiectate pe rețeaua Schmidt și sunt corectate în funcție de inclinarea regională (remarcăm că rabaterea nu se face pe rețeaua Wulf ca în cazul metodei fețelor perpendiculare).

Cu valorile rezultate după rabatere : \bar{A} (direcția inclinării) și \bar{B} (inclinarea) se constituie diagrame de puncte, pe care rezultanta OR unește centrul cercului cu punctul rezultant R (fig. 70). Acest punct joacă



rolul de punct de balans și nu de centru de greutate, pentru diagrama respectivă. Valoarea medie a unghiului înclinării trebuie calculată aritmetic.

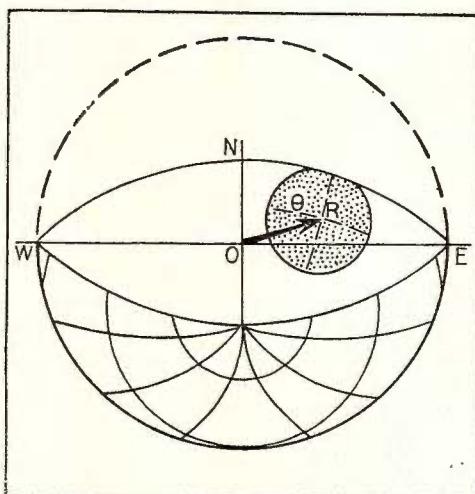


Fig. 70. — Diagrama Schmidt pe emisfera sudică ; OR vectorul rezultant, unind centrul cercului de proiecție al punctelor (O) cu punctul rezultant (R) (centrul cercului mic cu raza θ) (după R. Steinmetz, 1962).

3.4.5.3. Metoda eșantioanelor orientate

În formațiunile cu unități de stratificație oblică și încrucișată de scară mică (serii ritmice flișoide puternic diagenizate) se folosește metoda eșantioanelor orientate. Acestea se iau marcîndu-se pe ele în teren direcția stratelor. În laborator se stabilește sensul de curgere în funcție de rezultanta înclinărilor aparente ale planelor frontale pe două fețe.

Pentru a ne conduce la rezultate mai bune, măsurările de stratificație oblică și încrucișată, indiferent de metoda folosită, trebuie execuțate statistic. Numărul măsurătorilor pe afloriment depinde de numărul unităților cu stratificație oblică clară și el variază în mod obișnuit între 1 și 20. De-a lungul formațiunii cercetate nu se evită nici un afloriment care ar putea oferi cel puțin 1—2 unități cu stratificație oblică și încruci-

șată clară. Pentru înlăturarea erorilor în măsurarea sensului înclinării, trebuie să se ia înclinarea unghiului maxim al planelor frontale din unitățile cu stratificație oblică și încrucișată cel mai puțin deranjate. Acest unghi se află probabil în planul „ac” de simetrie (paralel cu direcția de curgere). Prin unități de stratificație cel mai puțin deranjate se înțeleg acele unități a căror plane frontale n-au suferit deformări în stadiul ante- sau postdiagenetic. Deformările planelor frontale constau în cutări și comprimări care afectează de obicei unitățile largi de stratificație. Ele au fost atribuite de unii cercetători instabilității mecanice a foselor umplute asymetric (S. H. Knicht, 1929).

Cutarea stratelor consolidate poate modifica unghiul de înclinare al planelor frontale prin forfecarea în interiorul unităților. Nu se cunosc însă modificări apreciabile (L. S. Yeakel, 1959).



3.5. HĂRTI DE CURENȚI

Hărțile de curenți se construiesc cu ajutorul datelor de orientare a structurilor direcționale primare (mecanoglife, stratificație oblică și încrucișată, orientare petrotexturală).

Ele reflectă distribuția regională a măsurătorilor de orientare exprimată vectorial. În vederea construirii hărților de curenți se colectează date de orientare, măsurători de structuri direcționale primare, care să evidențieze anizotropia structurală regională de suprafață a corpurilor sedimentare. Formațiunea care se analizează din punct de vedere sedimentologic trebuie să fie bine individualizată din punct de vedere stratigrafic și facial, deoarece neclaritățile de vîrstă sau litologie împiedică posibilitatea unei reconstituiri paleogeografice pe bază de curenți. Structurile direcționale primare constituie din punct de vedere statistic populația probată pentru determinarea variabilității elementelor ei. Desinea stațiilor în care se execută măsurătorile depinde de numărul aflorimentelor naturale sau de deschiderile artificiale, oferite de formațiunea analizată. În vederea unei probări judicioase se folosesc rețele bidimensionale cu care se acoperă suprafața de cercetat. Forma acestor rețele depinde de alura cartografică a formațiunii analizate (fig. 71). În cadrul rețelei, măsurătorile se distribuie pe întreaga suprafață ținându-se seama de toate aflorimentele sau deschiderile artificiale oferite de formațiunile examineate.

Se execută la început un număr informativ de măsurători pentru a pune în evidență gradul de variabilitate al caracterelor populației analizate.

Îndesirea stațiilor devine necesară atunci cînd calculul statistic executat pentru primele măsurători evidențiază sisteme disperse de curenți.

Dispersia măsurătorilor de orientare a structurilor primare cartate în vederea determinării direcțiilor de transport ale sedimentelor se calculează în mod obișnuit după formula :

$$\delta^2 = \frac{\sum_{i=1}^n f(x_i) (x_i - \bar{x}_i)^2}{n}$$



în care :

- x_i = azimutul mijlocului clasei;
- $f(x_i)$ = frecvența relativă a măsurătorilor pe clasă;
- \bar{x}_i = azimutul mediu al mijlocului claselor;
- n = numărul total al măsurătorilor.

(Vezi calculul dispersiei pentru cele 100 de măsurători de mecanoglife din orizontul gresiei de Tarcău-Anexă).

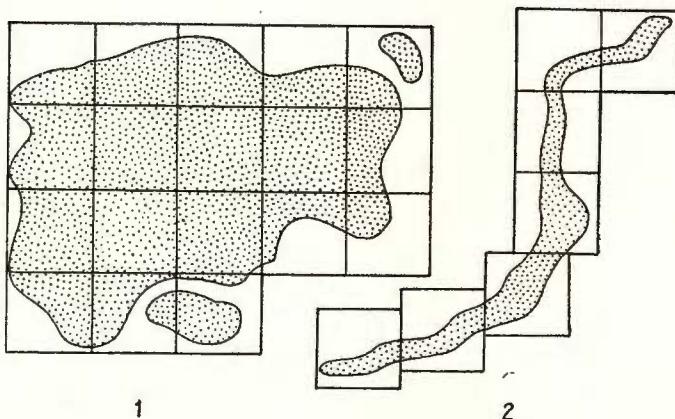


Fig. 71. — Două tipuri de rețele bidimensionale pentru acoperit suprafața pe care trebuie cartate direcțiile de transport ale sedimentelor (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

Prin formula de mai sus se obține dispersia măsurătorilor de orientare a structurilor primare în jurul mediei aritmetice (pentru calculul mediei aritmetice vezi „Anexă”). Pentru măsurătorile de orientare (azimuturi) răspândite în toate cadranele cercului, media aritmetică calculată după procedeul cunoscut nu mai reprezintă cea mai bună măsură a tendinței de grupare centrală. Ea trebuie înlocuită cu vectorul mediu al măsurătorilor.

Vectorul mediu (\bar{X}) în jurul căruia trebuie să se calculeze dispersia măsurătorilor de orientare prin formula mai sus amintită, se obține prin următorul procedeu de calcul: (P. Reiche, 1938; fide P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963):

$$V = \sum_{i=1}^n n_i \cos x_i$$

$$W = \sum_{i=1}^n n_i \sin x_i$$

$$\bar{X} = \text{artg. } W/V$$

în care :

n_i = numărul măsurătorilor pe clasă ;

x_i = azimutul mijlocului clasei ;

\bar{X} = azimutul vectorului mediu al măsurătorilor.

Mărimea vectorului rezultant în procente (L) se obține din expresia :

$$L = (R/n) \cdot 100$$

Mărimea vectorului rezultant este măsura tendinței de grupare centrală a măsurătorilor de orientare a structurilor primare cartate într-o anumită zonă. Pentru distribuțiile examineate pot să existe două cazuri : fie egala repartiție a orientărilor la azimuturile tuturor claselor, fie o tendință de concentrare a orientărilor într-o anumită clasă, indicind o direcție de transport preferențială.

Egala repartiție a măsurătorilor în toate intervalele de clasă dovedește caracterul uniform al distribuției. Distribuția uniformă a măsurătorilor denotă lipsa unui transport preferențial și media aritmetică sau vectorul mediu al unei astfel de distribuții nu au nicio semnificație geologică.

La distribuțiile care nu sunt uniforme vectorul mediu al măsurătorilor de orientare al structurilor primare indică o direcție preferențială de transport.

Pentru a stabili dacă o distribuție de măsurători de orientare este uniformă se aplică diferite teste (în „Anexă” s-au descris testele de verificare a normalității distribuțiilor).

Pentru distribuțiile circulare la care dispersia s-a calculat în jurul vectorului mediu s-au combinat testelete obișnuite ca cel χ^2 cu calculul vectorului mediu (T u k e y 1954 ; fide P. E. Potter și F. J. Pettijohn , 1963).

O metodă obișnuită de verificare a caracterului de uniformitate a unei distribuții circulare este calculul dispersiei acesteia în jurul vectorului mediu și a raportului dintre dispersia distribuției uniforme = 10.800 (G r i f f i t h s și R o s e n f e l d , 1953 ; fide P. E. Potter, F. J. Pettijohn , 1963) și acesta, notat cu F ($F = 10.800 /$ dispersia distribuției examineate).



Ca la orice testare (vezi „Anexă”) se dă ipoteza ca distribuția circulară examinată să fie uniformă și se verifică dacă ipoteza dată trebuie acceptată sau respinsă.

Verificarea ipotezei se face comparând raportul F cu o valoare critică F_{critic} pentru nivelul 0,05 de probabilitate și numărul de grade de libertate respectiv fiecărui caz în parte.

Dacă $F < F_{critic}$, ipoteza de uniformitate (H_0) este acceptată și invers.

F_{critic} se caută în tabelele statistice.

În studiile de curenți se caută F pentru nivelele 0,05 ; 0,1 ; 0,001 de probabilitate (R. L. Miller și J. S. Kahn, 1962). În cazul unei dispersii mult diferite de cea a distribuției uniforme se calculează un interval de confidență pentru media statistică. Acest interval de confidență poartă numele de deviația standard de probare (S_x). Limitele de confidență pentru deviația standard se obțin din formula :

$$\bar{x} \pm (t_{\alpha/2} S_x)/n$$

în care :

$$t_{\alpha/2}$$

este valoarea distribuției t pentru un anumit nivel de probabilitate α (de obicei 0,05).

În executarea măsurătorilor în cadrul unei formațiuni, rezultate satisfăcătoare se obțin cu metoda probării ierarhice sau în cuib (W. G. Cochram, 1953). Variabilitatea caracterului analizat se observă statistic din aproape în aproape în felul următor :

- În interiorul stratelor ;
- Între stratele unei deschideri ;
- Între deschiderile unei anumite zone ;
- Între zone.

Dispersia regională este deci rezultatul unei sume de dispersii locale, conform relației :

$$S^2x = S^2x_1 + S^2x_2 + S^2x_3 + e$$

în care :

„ e ” este eroarea introdusă la calculul fiecărei dispersii în parte.

Cresterea probabilității de identitate între valorile obținute prin măsurători și dispersia regională reală este proporțională cu creșterea

numărului observațiilor. Valoarea abaterii medii pătratice descrește cu numărul observațiilor, conform relației :

$$S_{x_1} = \frac{S_{x_1}}{n}$$

În construirea hărților de curenti se utilizează pentru sublinierea diferenței dintre măsurătorile indicind direcția de transport și cele care dă și sensul de curgere, simbolurile din fig. 72. Vectorii sunt indicatori ai direcției și sensului mișcării (fig. 73, 74, 75). Valoarea mai mult sau mai



Fig. 72.

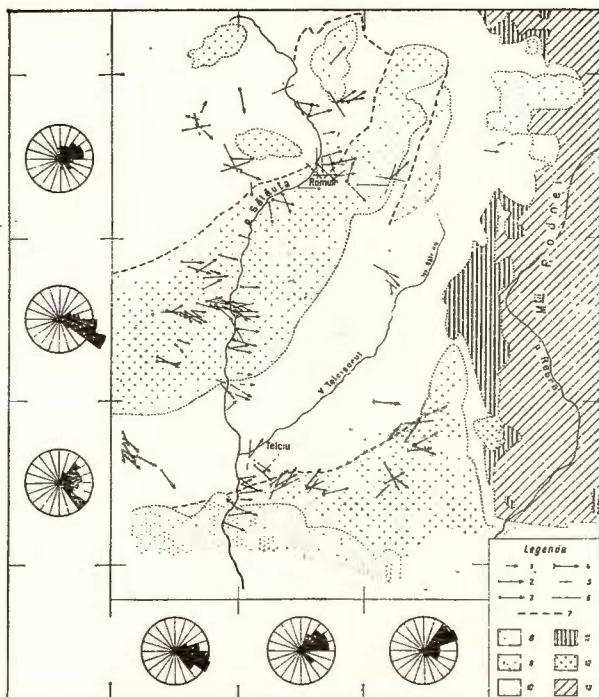


Fig. 73.

Fig. 72. — Simboluri utilizate pentru indicarea direcției și sensului de transport al sedimentelor după orientările structurilor direcționale de curent.

1, curentul paralel cu simbolul și cu sensul săgeții; 2, curentul paralel cu simbolul; 3, curentul perpendicular pe simbol. (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

Fig. 73. — Harta direcțiilor de curent în depozitele eocen-superioare și oligocene din regiunea Telciu-Romuli (Maramureș), sc. 1 : 75.000 (datele geologice după harta 1 : 500.000 a Comitetului Geologic și lucrările lui D. Patrulius, V. Mutihac și I. Drăghindă).

1, o măsurătoare a direcției și sensului hieroglfelor; 2, două măsurători ale direcției și sensului hieroglfelor; 3, trei și mai multe măsurători ale direcției și sensului hieroglfelor; 4, măsurătoare pe „deltoidal castă”; 5, o măsurătoare a direcției hieroglfelor; 6, mai multe măsurători ale direcției hieroglfelor; 7, linii tectonice; 8, Miocen, Strate de Hida; 9, Oligocene-Miocen inferior? (gresia de Borsă); 10, Eocen superior-Oligocen (strate de Valea Carelor și gresia de Birju); 11, Eocen mediu și Eocen superior (facies neritic litoral); 12, dacit; 13, șisturi cristaline. (după N. Mihăilescu și N. Paianu, 1962).

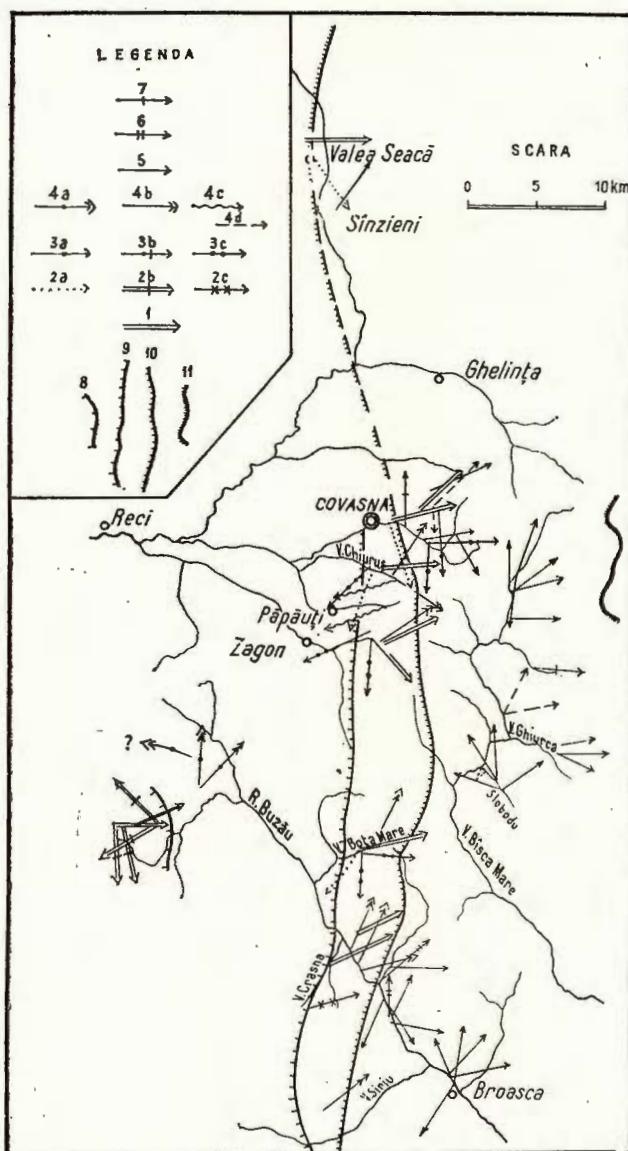


Fig. 74. — Harta cu direcțiile de transport ale sedimentelor flășului cretacic-paleogen dintre văile Covasna și Buzău, Carpații Orientali.

1. complexele sferosiderite și sîstos ale sîsturilor negre ; 2a, complexul gresiilor glaconitice (sîsturi negre) 2b, Apitanul unității vest-interne ; 2c, gresii în bancuri din flășul curbicorticat ; 3a, strate de Siclău ; 3b, gresii de Siclău ; 3c, strate de Bota ; 4a, strate cu inocerami din unitatea est-internă ; 4b, c, orizontul gresiei de Sîriu ; b, gresii massive ; c, intercalării flășoide ; 4d, strate de Horgazu ; 5, orizontul gresiei de Tarcău ; 6, strate de Podu-Secu ; 7, orizontul gresiei de Fusașu ; 8, linia vest-internă (Lutu Roșu) ; 9, linia est-internă ; 10, linia medio-internă (Au-dia) ; 11, linia medio-marginală. (după M. Dumitriu și Cristina Dumitriu 1965).

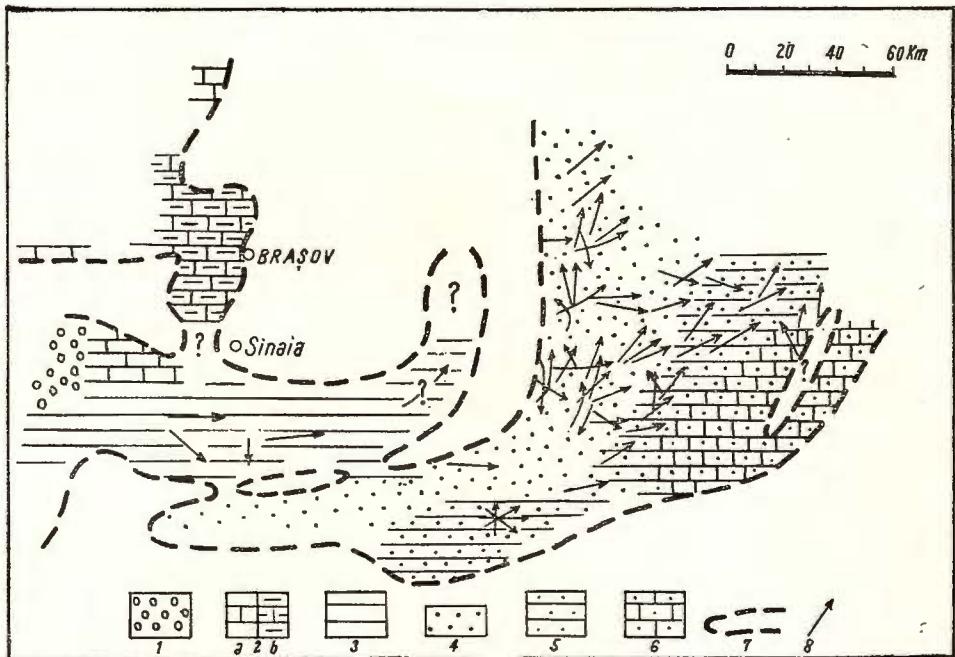


Fig. 75. — Harta paleogeografică a zonei de curbură a Carpaților din timpul Eocenului (pentru timpul de depunere a orizontului gresiei de Tarcău).

1 – 6, facesiurile Eocenului (înainte de comprinerea geosinclinalului); 1, conglomeratic (Depresiunea Getică); 2, calcaros; 2b, tip Vlădeni-Tobani; 3, Șotriile; 4, gresia de Tarcău; 5, Colți-Valea Rea; 6, marginal; 7, poziție aproximativă a liniei țărâmului; 8, sensul mediu de transport al sedimentelor (Harta a fost întocmită pe baza măsurătorilor de orientare a mecanogilfejor execuțuite de M. Dumitriu, Cristina Dumitriu (1959) (valea Prahovei-valea Buzăului), (1964) (valea Buzăului – valea Covasnei); M. Dimian, Elena Dimian (1963) (valea Buzăului-valea Zăbalei); L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu (1963) (Eocenul de Șotriile) (după M. Dumitriu, 1964).

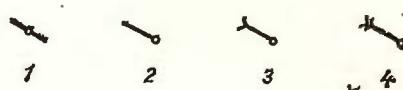


Fig. 76. — Simboluri utilizate pentru indicarea direcției și sensului de curgere a curenților după orientarea structurilor direcționale ale rocilor sedimentare.

1, direcția de curgere; 2, sensul de curgere; observat în mai puțin de 3 strate; 3, sensul de curgere observat în 3 sau mai multe strate; 4, același lucru ca la pct 3, pentru mai multe deschideri (după E. ten Haaft, 1959).

puțin regională a vectorilor medii se exprimă grafic prin adăugarea uneia sau a două căciuli suplimentare. Astfel unii autori (E. ten Haaft, 1959) exprimă sensul mediu de curgere în formațiuni autohtone și allohtone după observații în mai puțin de 3 strate, în 3 strate sau mai mult de 3 strate și în mai multe deschideri, cu ajutorul simbolurilor din fig. 76. Hăr-

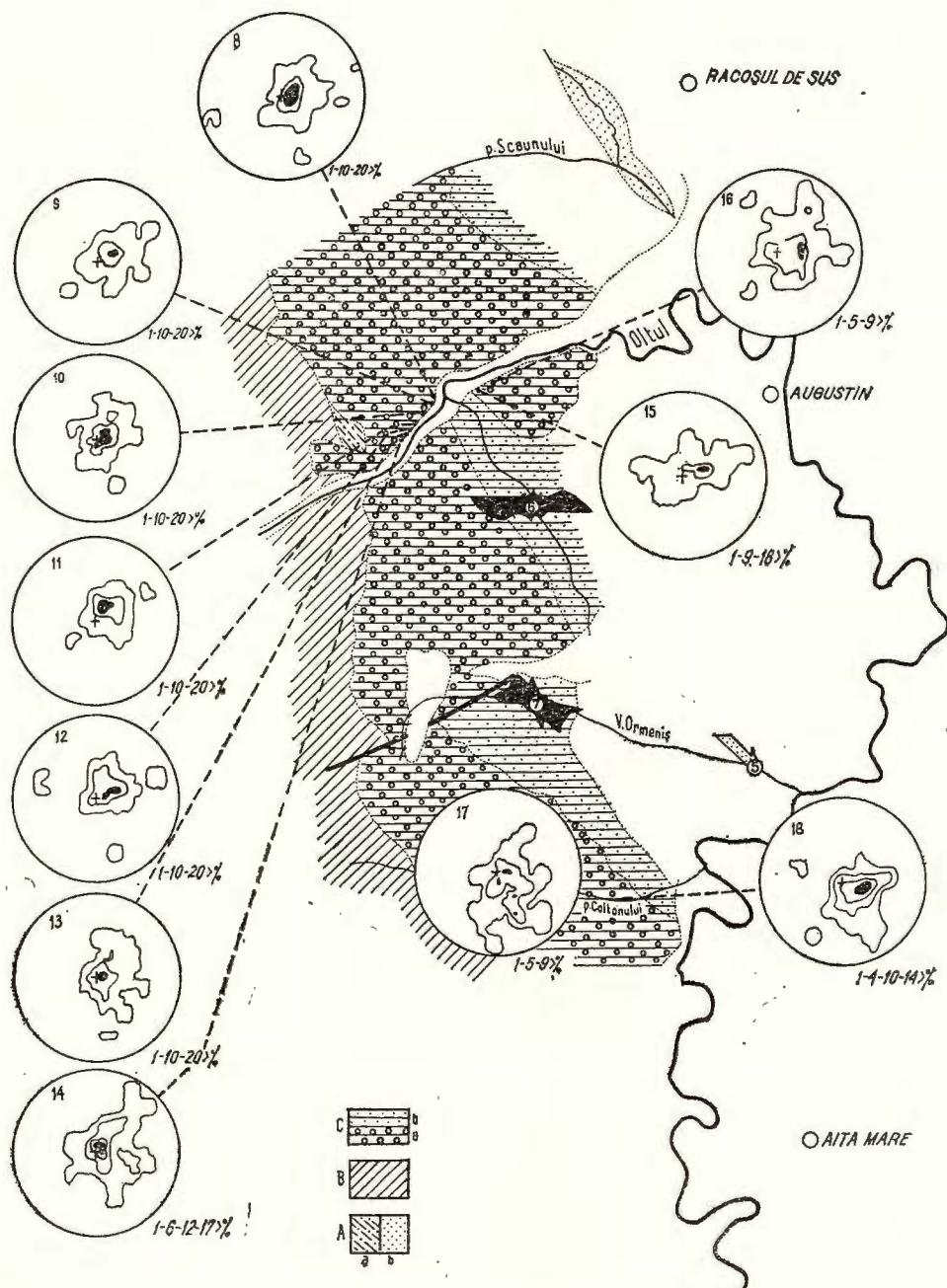


Fig. 77. — Cartodiagramma sedimentară a zonei defileului Oltului (Persani), după mecanoglife și axe „c” ale galejilor discoidali (sc. 1 : 100.000) Carpații Orientali.

A. Berriasian-Valanginian-Hauterivian; a) marne cu Cefalopode; b) strate de Sinaia (diagramma 5).

B. Barremian-Aptian inferior; C. Aptian superior-Albian: a. conglomerate poligene (diagramme 8-18); b) flis gresos-marnos (diagramme 6 și 7). (Limitile geologice după D. Patrulius și S. Pauliu). (după M. Dumitriu și Cristian Dumitriu, 1962).

tile de curenți se pot construi și cu ajutorul diagramelor rozetă de curent, pentru funcții bi-dimensionale (orientarea mecanoglifei, a stratificației oblice și încrucișate) sau de egal contur, pentru funcțiile tridimensionale (orientarea galetilor din pietrișuri și conglomerate). Diagramele dă atât frecvența maximă a măsurătorilor medii într-o anumită zonă cît și dispersia măsurătorilor în jurul frecvenței maxime. Diagramele pot fi puse direct pe hartă; în cazul unui spațiu redus se desemnează pe hartă printr-un punct locul diagramei, care se figurează pe marginea hărții și se leagă de punctul care o reprezintă, printr-o linie punctată (fig. 77).



3.6. PROPRIETĂȚI SCALARE STRUCTURALE

3.6.1. GROSIMEA COMPOENȚILOR LITOFACIALI

Grosimea componenților litofaciali este o proprietate scalară, structurală, care reprezintă în general o funcție a distanței față de sursă, deoarece descrește ca și dimensiunea particulelor sedimentare pe distanța de transport către mediul de depunere.

Descreșterea grosimii poate fi uniformă sau neuniformă și grafic este reprezentată prin funcții lineare sau nelineare. Se citează teoretic descreșteri rapide nelineare, în raport cu direcția de curgere, pentru unele depozite glaciare (P. E. P ot t e r și F. J. P e t t i j o h n , 1963) și descreșteri lineare pentru căderea cenușii vulcanice în jurul coșurilor (fig. 78).

Cartarea variațiilor grosimii unităților faciale din cadrul unui interval stratigrafic permite stabilirea configurației ariei de sursă.

Cele mai bune informații asupra sistemelor de curenti le furnizează hărțile variațiilor grosimii unui singur component facial (de ex. un depozit elasic). Hărțile variațiilor grosimii mai multor componenți sau secvențe faciale în raport cu direcția de curgere cu toate că dau informații mai puțin precise asupra sistemelor de curenti, fiecare unitate reprezentând o pulsăție separată, ajută în schimb la descifrarea configurației de ansamblu a paleobazinului.

Sinteze ale principiilor și metodelor moderne de interpretare ale hărților faciale se datorează lui E. C. D a p p l e s (1948); W. C. K r u m b e i n (1952) (fide W. C. K r u m b e i n , L. L. S l o s s , 1963); W. C. K r u m b e i n și L. L. S l o s s (1963) etc.

3.6.2. HĂRȚI LITOFACIALE

Hărțile litofaciale urmăresc variațiile grosimii unităților litologice în cadrul unui interval stratigrafic.

Construirea lor de la cele mai simple la cele mai complicate, trebuie să aibă la bază un număr cât mai mare de puncte de observații (deschideri, foraje).



Hărțile litofaciale se împart după caracterul pe care-l descriu în: convenționale, care exprimă variația grosimii totale a componenților lito-

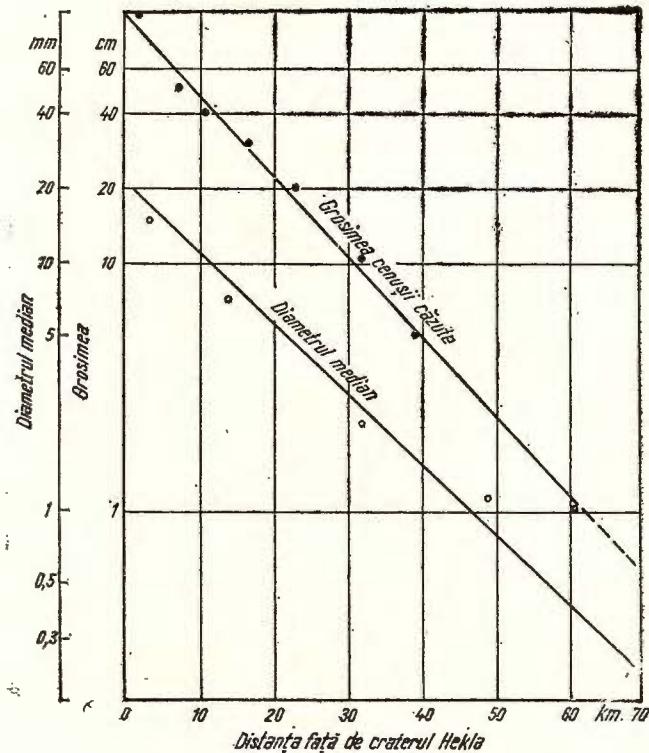


Fig. 78. — Descreșterea lineară a grosimii cenușii căzute și a diametrului median al granulelor în raport cu distanța față de craterul Hekla. (după P. E. Potter și F. J. Pettijohn, 1963).

faciali în cadrul unității stratigrafice și de variabilitate pe verticală, care descriu geometria internă a unității stratigrafice.

Vom trata în ele ce urmează numai construirea hărților convenționale cel mai frecvent folosite într-o analiză litofacială.

3.6.2.1. HĂRȚI LITOFAZIALE CONVENȚIONALE

A) Hărți convenționale cu izolate

Cele mai simple hărți litofaciale convenționale urmăresc variația grosimii unui singur component litofacial în cadrul unității stratigrafice.

Ele se construiesc cu ajutorul grosimilor însumate ale stratelor individuale ale acestui component, calculate în fiecare punct de observație. Punctele de egală grosime totală se unesc, obținindu-se curbe de egal caracter litic (fig. 79).

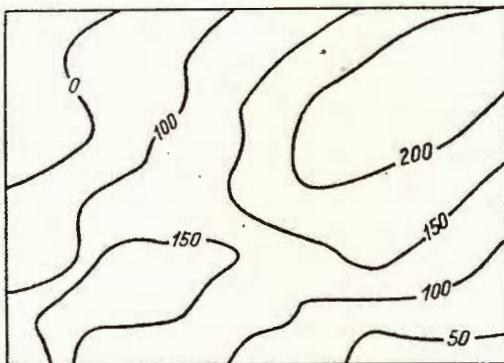


Fig. 79. – Hartă cu izolite.

B) Hărți convenționale procentuale

Acestea exprimă variația grosimii relative a unui component litofacial în raport cu grosimea totală a unității stratigrafice în fiecare punct de

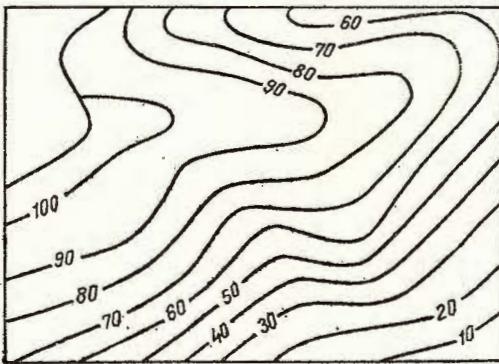


Fig. 80. – Hartă procentuală.

observație. Hărțile convenționale procentuale se construiesc unind valoarele de egale procente ale grosimilor relative (sau grosimea totală a stratelor individuale din cadrul componentului litofacial, raportată la grosimea totală a unității stratigrafice. Se obțin hărți cu curbe izoprocentuale (fig. 80).

C) Hărți convenționale cu mai mulți componenți

Urmărirea variației grosimii unui singur component litofacial din cadrul unității stratigrafice, fiind uneori insuficientă, este necesară construirea hărților convenționale cu mai mulți componenți. Aceste hărți se obțin fie prin suprapunerea hărților cu izolite sau procentuale ale fiecărui component în parte (procedeul mai greoi și mai puțin folosit), fie prin introducerea raportului grosimilor a doi componenți (gresie/argilă) sau a două grupuri de componenți (gresie + argilă/dolomit + calcar), exprimat prin raportul A/B. Valorile raportului A/B variază de la 0— ∞ în funcție de componenți și numele său este dat de componentul de la numărător.

Hărțile convenționale care utilizează raportul A/B se numesc hărți de raport.

Pentru construirea acestora se utilizează ca intervale limită, valorile 1/32 și 32, trasarea liniilor de contur făcîndu-se în progresie geometrică, cu rația 2. Valorile raportului A/B sau B/A indică relația dintre cei doi

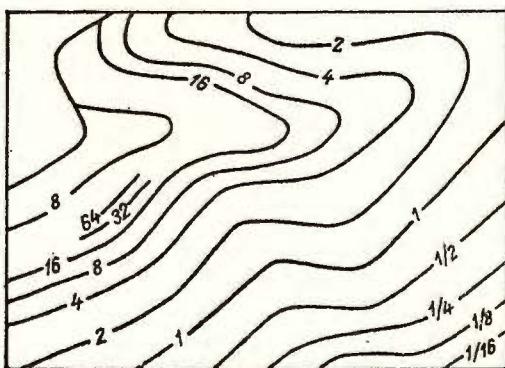


Fig. 81. — Hartă de raport.

componenți sau grupuri de componenți. Între hărțile de raport și cele procentuale (cu doi componenți) există următoarea relație care dă posibilitatea transformării sau înlocuirii lor reciproce : valorile 1/4, 1 și 4 corespund respectiv liniilor procentuale : 20,50 și 80. Hărțile de raport se aseamănă cu cele procentuale (fig. 81).

D) Triunghiul facial

Pentru a urmări variația grosimilor din unitățile stratigrafice cu 3 compoziții sau cu n compoziții litofaciale, dintre care interesează numai 3, se utilizează triunghiul facial sau de 100 de procente (fig. 82). Vîrfurile reprezintă 100 de procente iar liniile procentuale din interiorul său se trasează din 20 în 20 (fig. 83) și se intersectează reciproc. Fiecare

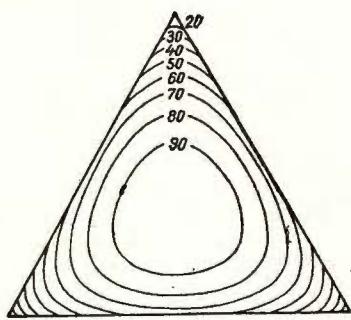


Fig. 82. – Triunghiul facial.

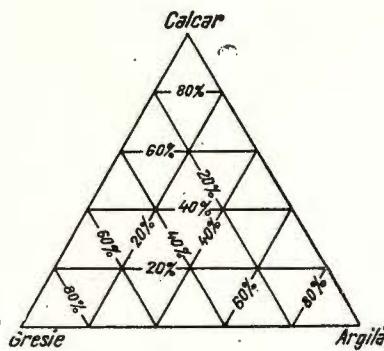


Fig. 83. – Triunghiul facial cu linii de procente.

punct din interiorul triunghiului reprezintă un punct de observație cu trei compoziții litofaciale, ale căror grosimi sunt exprimate procentual în raport cu grosimea unității stratigrafice căreia îi aparțin. În cadrul unui profil cu 4 compoziții: gresie, argilă, calcar și evaporit, se trece la 3, fie însumând grosimile rocilor detritice și pelitice, (gresie + argilă), fie pe cele ale rocilor carbonatați și evaporitelor, în funcție de compoziții care trebuie urmăriți.

Triunghiul facial reprezintă pe lîngă traducerea grafică a datelor și un mijloc de a le analiza premergător construirii hărților faciale. Cu ajutorul lui se pot exprima și raporturile între compoziții. În acest scop, se aleg atât rapoarte între doi compoziții (A/B , B/C , A/C , etc.) cât și între suma a doi compoziții și cel de al treilea ($B + C/A$; $A + B/C$, etc.).

Pentru a obține corespondența grafică între valorile procentuale și cele de raport, se suprapune triunghiul facial cu linii procentuale, figurat pe hârtie transparentă, peste cel cu linii de rapoarte.

Liniile de raport se trasează în triunghiul facial între valorile 1/8 și 8, în progresie geometrică cu rația 2 (fig. 84).

Se observă în fig. 84 două serii de linii: unele pornind radiar din vîrful A și altele paralele cu latura B—C. Primele reprezintă valorile raportului gresie/argilă (B/C) și ultimele pe cele ale raportului elasticilor (gresie + argilă/roci carbonatate sau B + C/A).

Pentru construirea hărților litofaciale care trebuie să exprime atât raportul gresie/argilă cît și pe cel al elasticilor există două procedee. Primul constă în suprapunerea celor două hărți de raport. Acestea sunt constituite separat și conțin curbe de egal raport între valorile $1/32$ și 32 , trasate în progresie geometrică cu rația 2 . Procedeul întâmpină dificultăți de construcție și este mai puțin utilizat.

Al doilea procedeu folosește triunghiul standard, în care latura B—C reprezintă raportul gresie/argilă și latura A—C pe cel al elasticilor. Pentru simplificare, în interiorul triunghiului sunt trasate numai linile valorilor $1/4$, 1 , 8 , pentru raportul elasticilor (paralele cu latura B—C) și cele ale valorilor $1/8$, 1 , 8 , pentru raportul gresie/argilă (radiar) (fig. 85, dreapta)

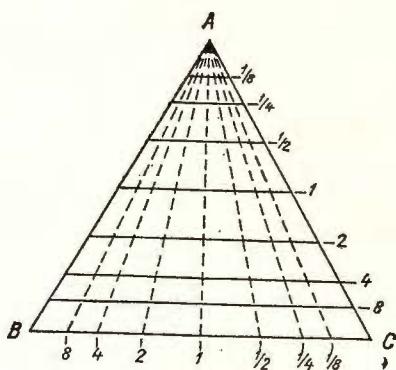


Fig. 84. — Triunghiul facial cu linii de raport.

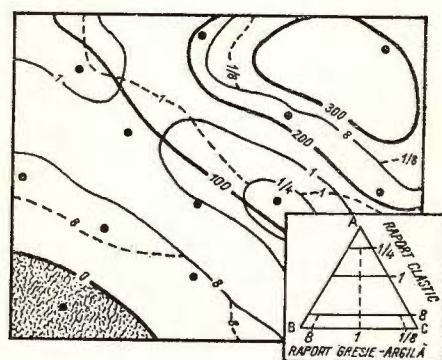


Fig. 85. — Hartă litofacială construită cu ajutorul triunghiului standard (dreapta jos) (după W. C. Krumbein și L. L. Sloss, 1963).

jos). Remarcăm că linia valorii 1 a raportului gresie/argilă intersectează liniile valorilor $1/4$, $1/8$, ale raportului elasticilor, iar liniile valorilor $1/8$ și 8 ale raportului gresie/argilă pe cea a valorii 8 a raportului elasticilor. Pe harta litofacială care rezultă se recunosc aceleași intersecții (fig. 85).

Liniile trasate în triunghiul standard îl împart în 9 grupuri litologice, cu caracterele exprimate în tabelul 5 (după W. C. Krumbein și L. L. Sloss, 1963).

Tabelul 5

Nr.	Numele grupului	Limita pentru raportul clasticilor	Limita pentru raportul gresie/argilă	Caractere generale
1	2	3	4	5
1	Gresie	>8	>8	Mai mult de 79 % gresie
2	Gresie argiloasă	>8	1–8	Mai multă gresie decât argilă Mai puțin de 11 % calcar
3	Argilă grezoasă	>8	1/8–8	Mai multă argilă decât gresie Mai puțin de 11 % calcar
4	Argilă	> 8	<1/8	Mai mult de 79 % argilă
5	Gresie calcaroasă	1–8	>1	Mai multă gresie decât argilă 11–50 % calcar
6	Argilă calcaroasă	1–8	<1	Mai multă argilă decât gresie 11–50 % calcar
7	Calcar grezos	1/4–1	> 1	50–80 % calcar, mai multă gresie decât argilă
8	Calcar argilos	1/4–1	< 1	50–80 % calcar, mai multă argilă decât gresie
9	Calcar	1/4	—	Mai mult de 80 % calcar

Construirea hărților litofaciale cu mai mulți compoziții după procedeele mai sus expuse fiind uneori greoaie, s-a introdus un nou tip de hărți și anume cel al hărților entropicice.

E) Hărți entropicice

Funcția entropică exprimă caracterul amestecului unor compoziții (în cazul de față al compozițiilor litologici ce alcătuiesc unitatea stratigrafică). Valoarea ei este 100 cînd compoziții sunt egali repartizați.

Hărțile entropicice, care utilizează funcția entropică pentru a exprima relațiile dintre compoziții, se construiesc cu ajutorul triunghiului entro-

pic, în care vîrfurile reprezintă minimul funcției (33 %) și centrul, maximul ei (100 %) (fig. 86).

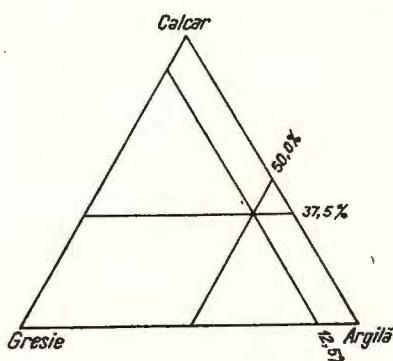


Fig. 86. — Triunghiul entropic.

Pentru a putea utiliza triunghiul entropic cu valorile procentuale ale funcției, se pornește tot de la procentele grosimilor componenților ce alcătuiesc unitatea stratigrafică.

Pentru fiecare punct de observație (deschidere sau foraj) se trece de la procentele grosimilor măsurate ale componenților unității stratigrafice, la procentele funcției entropice prin procedeul de calcul exprimat în tabelul 6.

Tabelul 6

Component	Procent	Proporția (π_i)	$\log_e \pi_i$	$\pi_i \cdot \log_e \pi_i$
Gresie	13,0	0,13	-2,652	-0,2652
Argilă	7,0	0,07	-2,6593	-0,1861
Calcar	80,0	0,80	-0,2231	-0,1785
Total:				-0,6298

- Se calculează procentele sub care intră fiecare component litofacial într-o deschidere ;
- Se calculează apoi proporțiile (procentele/100) ;
- Se calculează \log_e al proporțiilor ;
- Se înmulțesc \log_e al proporțiilor cu proporțiile.

Suma acestor produse reprezintă valoarea funcției entropice pentru un punct de observație (deschidere).

Pentru a trece la valoarea procentuală sau la entropia de cartare H_e , se raportează valoarea calculată la entropia maximă a unui sistem de 3 componenți, care se notează cu H_m și are valoarea 1,0986 ; raportul se înmulțește cu (-100) (pentru a reveni la valori pozitive).

$$H_r = \frac{-0,6298}{1,0986} \cdot (-100) = 57,32$$

Rezultatul în procente (57,32) este valoarea funcției entropice al amestecului celor 3 compoziții litologice care alcătuiesc unitatea stratigrafică în punctul respectiv de observație.

Pe triunghiul entropic sunt trecute cîteva linii mai importante ale valorii procentuale ale funcției.

Deoarece triunghiul entropic și deci hărțile de egală valoare entropică procentuală nu informează decît asupra gradului de amestec al compoziților și nu și asupra termenilor predominanți, este necesar ca acestea să fie combinate cu linii de raport. S-au trecut de aceea pe triunghiul entropic liniile care reprezintă valoarea 1 pentru rapoartele B/C, A/B și A/C.

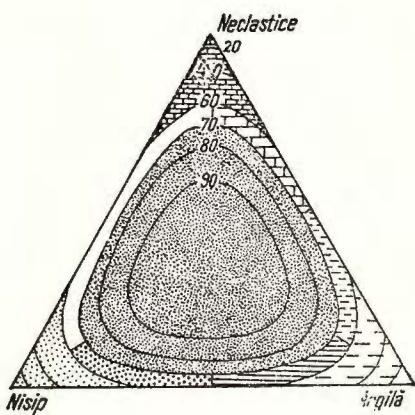


Fig. 87. — Triunghiul entropic cu liniile de raport (B/C, A/B, A/C) de valoarea 1.

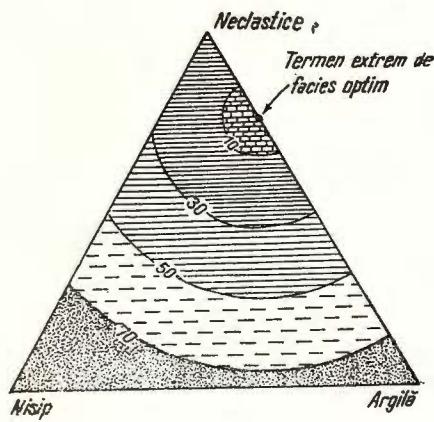


Fig. 88. — Triunghiul facial pentru construirea hărților de egală distanță facială, în raport cu un termen extrem de facies optim.

(fig. 87). Hărțile care rezultă se numesc hărți entropice de raport și ele exprimă sub aspectul amestecului variația compoziților litologice din cadrul unității stratigrafice.

F) Hărțile de egală distanță facială

Un alt tip de hărți litofaciale, înrudit cu cele entropice este cel al hărților de egală distanță facială „facies departure maps” (J. A. Foggottson, 1960) (fide W. C. Krumbein, L. L. Sloss, 1963).

Acestea se bazează pe transformarea sistemului trilinear de coordonate într-unul cu două coordonate carteziene, cu ajutorul cărora se măsoară în linie dreaptă distanța fiecărui punct al triunghiului facial față de punctul de facies optim, care reprezintă valoarea medie a compozиiei rocii, după datele faciale și de izopachite.

Punctul de facies optim, figurat pe latura dreaptă a triunghiului (fig. 88), reprezintă centrul cercurilor concentrice, care indică poziția tuturor punctelor de control în raport cu cel de valoare selectivă.

Prin analiza litofacială se studiază cu ajutorul hărților litofaciale aranjamentul spațial al umpluturii bazinelor de sedimentare. Această umplutură este constituită din asociații cogenetice, sau grupuri de sedimente, cu caracter petrologic apropiate, aranjate după diferite legi și reprezentând anumite stadii de umplere ale bazinului. Studiul aranjamentului spațial al faciesurilor permite reconstituirea configurațiilor geografice vechi (amplasarea surselor de sedimente, forma bazinelor de sedimentare etc.); el constituie împreună cu analiza proprietăților direcționale ale rocilor sedimentare, un mijloc important de investigare sedimentologică.

PLANŞA I



Institutul Geologic al României

SGR II-03

05.2-1

PLANŞA I

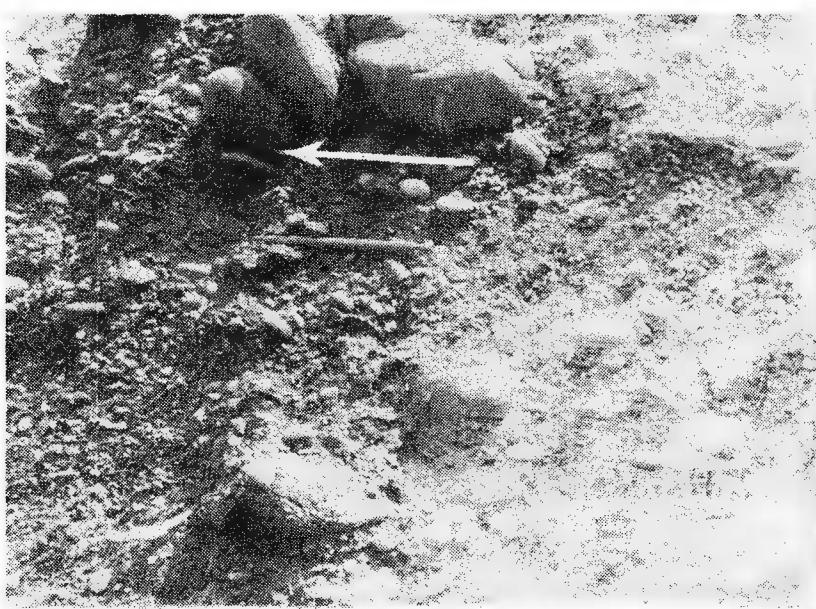
Fig. 1. — Serie ritmică în flișul eocen de Colți-Valea Rea (Valea Cătiașului). Carpații Orientali. Sc. 1 :250.

Fig. 2. — Imbricație în conglomeratele tortoniene din Valea Glodului (Chelința). Bazinul Transilvaniei.





1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

PLANSĂ II



Institutul Geologic al României

J-63

128-3

PLANŞA II

Fig. 1. — Mecanoglife lingviforme. Eocen de Colți-Valea Rea (vest Valea Teleajenului) Carpații Orientali.

Fig. 2. — Mecanoglife de eroziune și datorite acțiunii obiectelor :

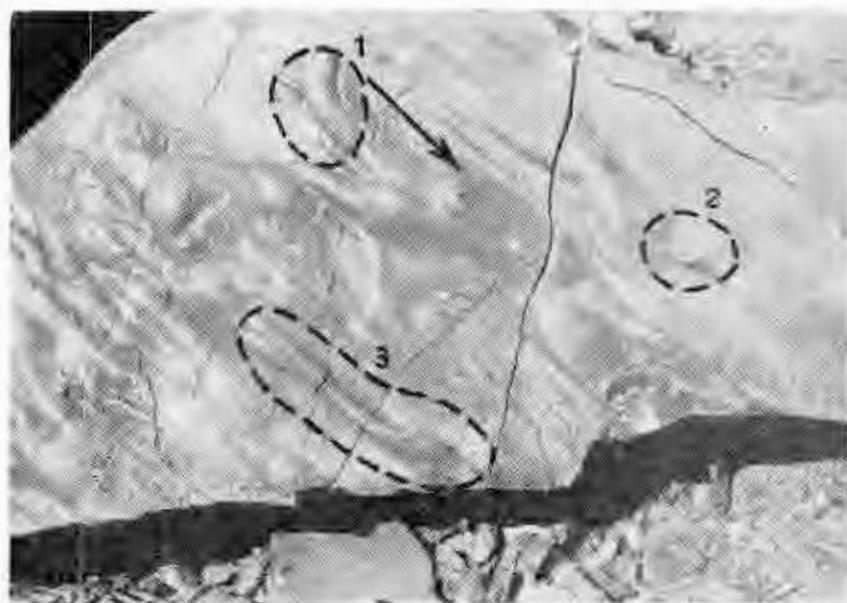
1. Mecanoglifă lingviformă îndoită ;
 2. Mecanoglifă de ciocnire ;
 3. Mecanoglifă de dragare cu capătul din josul curentului răsucit.
- Cretacic. Șisturi negre (valea Covasnei). Carpații Orientali. Sc. 1 :8.



Institutul Geologic al României



1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

PLANŞA III

Analiza hidrogeologică a bazinului

Carpaților

Proiect de cadrul geologic al României

Cartea de planșă nr. 128-5



Institutul Geologic al României

I-03

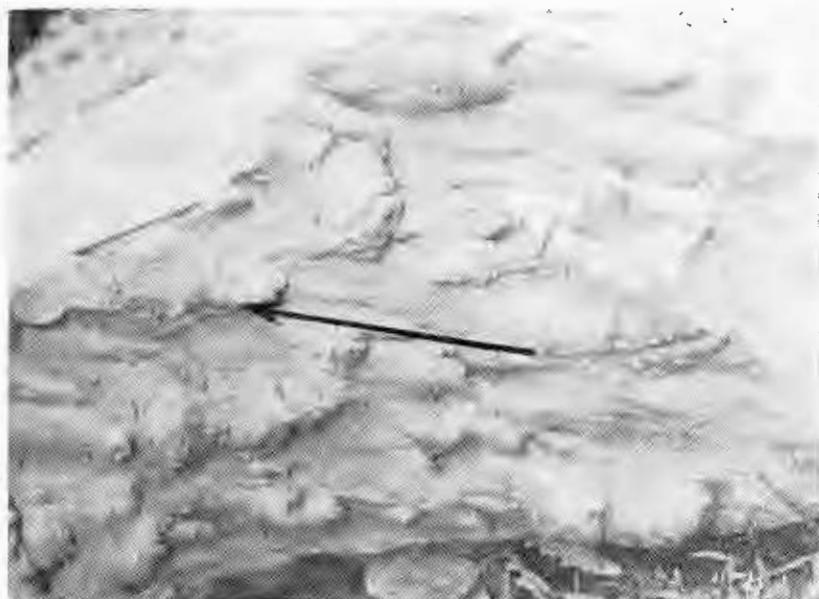
128-5

PLANŞA III

Fig. 1. — Mecanoglife lingviforme. Eocen. Gresia de Tarcău (valea Buzăului). Carpații Orientali.

Fig. 2. — Mecanoglife lingviforme acoperind toată talpa stratului. Strate de Podu Morii (valea Cătiașului). Carpații Orientali.





1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

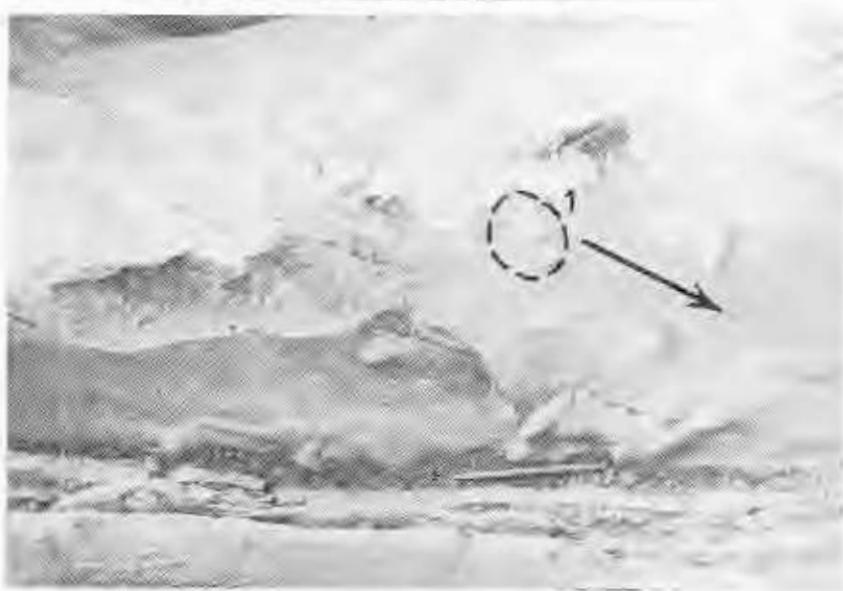
Fig. 1. — Mecanoglife lingviforme. Eocen de Colți — Valea Rea (valea Teleajenului — Vălenii de Munte). Carpații Orientali. Sc. 1 :8.

Fig. 2. — Mecanoglife lingviforme :

1. formă tirbușonată. Eocen. Gresia de Tarcău (valea Buzăului-Nehoiaș). Carpații Orientali.



Institutul Geologic al României



Studii tehnice și economice seria I nr. 3.



Institutul Geologic al României

PLANŞA V



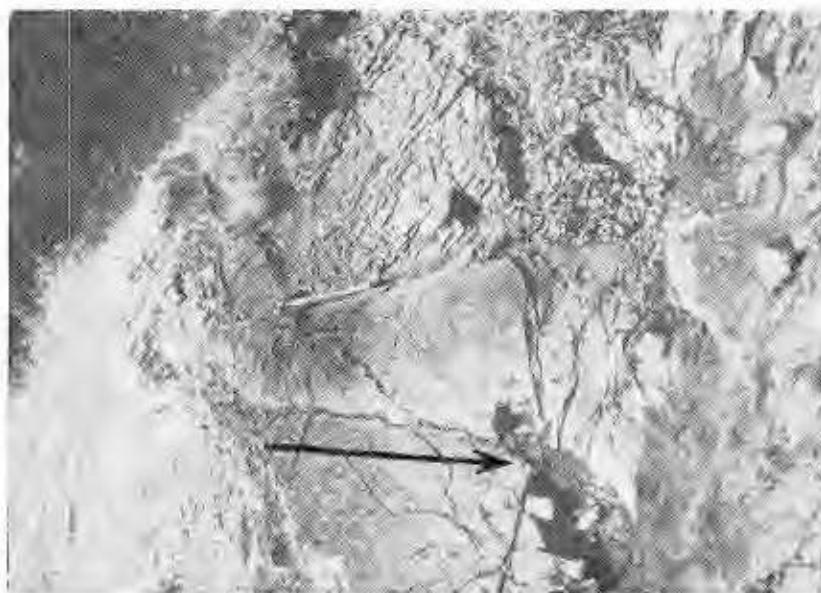
Institutul Geologic al României

128-9

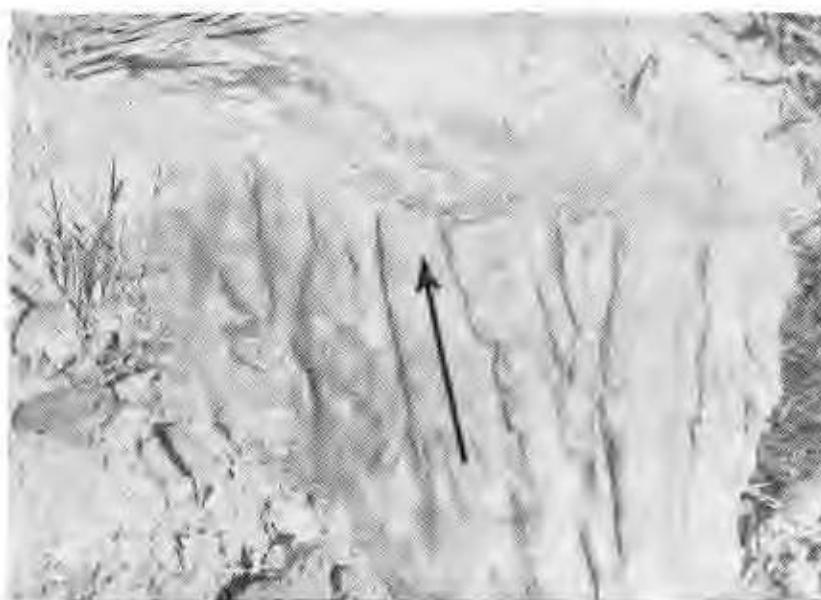
PLANŞA V

- .Fig. 1. — Mecanoglifă lingviformă de aproximativ 1,5 m lungime. Cretacic. řisturi negre (Cîmpulung Moldovenesc). Carpařii Orientali.
- .Fig. 2. — Mecanoglife lingviforme. Oligocen. Gresia de Fusaru (Valea Cupanului-Comandău). Carpařii Orientali. Sc. 1 : 8.





1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

PLANŞA VI



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

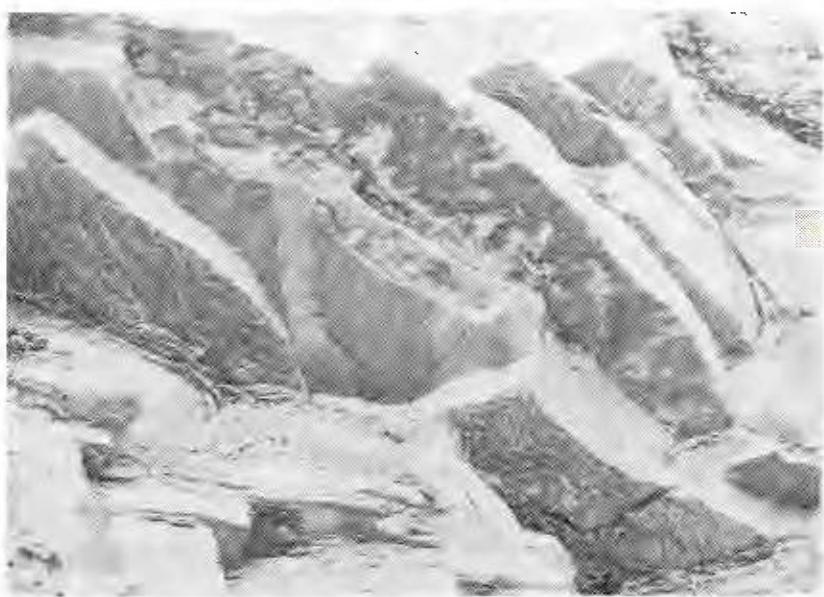
- Fig. 1. — Mecanoglisă canaliformă striată longitudinal. Cretacic. Șisturi negre (Zona Covasna). Carpații Orientali.
- Fig. 2. — Mecanoglife creste longitudinale. Oligocen. Gresia de Fusaru (Valea Cupanu-lui-Comandău). Carpații Orientali. Sc. 1 : 20.



Institutul Geologic al României



1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

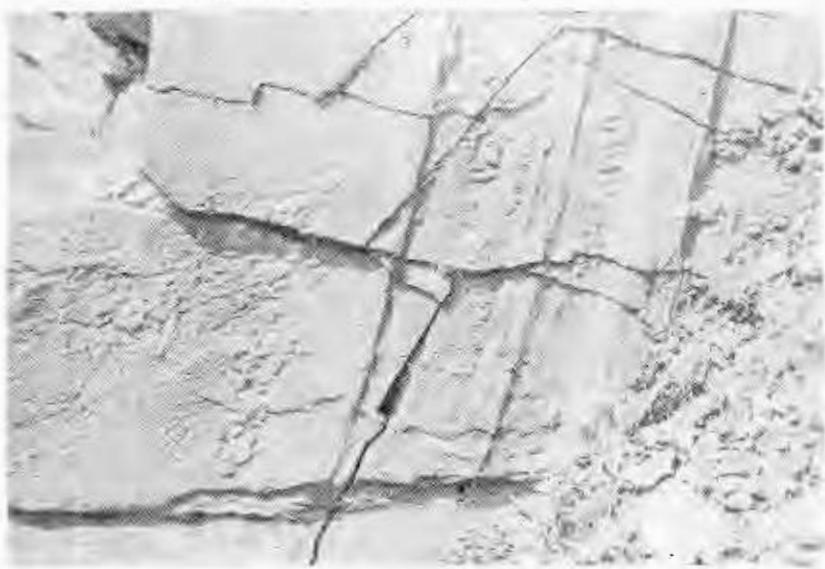
Fig. 1. — Mecanoglifă semilunară. Sarmațian (Valea Cașva) (Zona văii Gurghiului) Bazinul Transilvaniei. Sc. 1 : 5.

Fig. 2. — Mecanoglife de dragare. Sarmațian (Valea Gurghiului). Bazinul Transilvaniei. Sc. 1 : 5.





1.



2.

PLANŞA VII F



Institutul Geologic al României

128-15

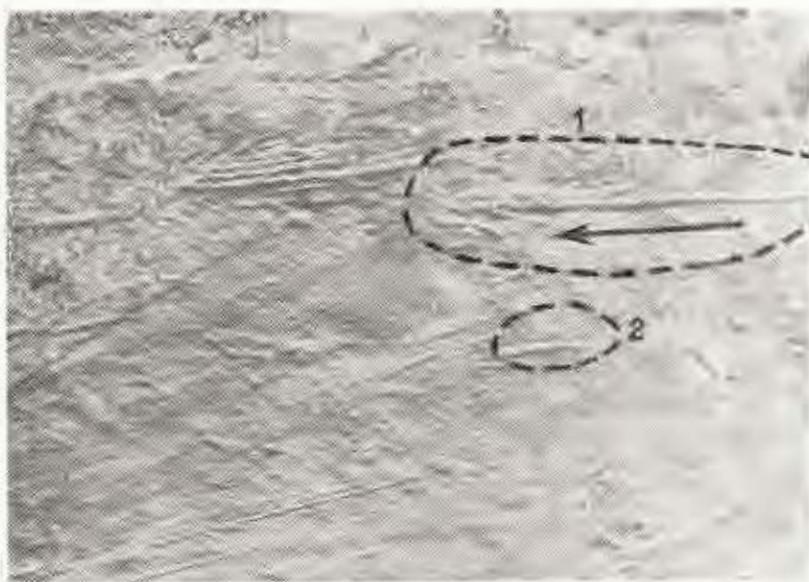
PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Mecanoglife de ciocnire și dragare. Cretacic. Șisturi negre. (Valea Mare-Cîmpulung Moldovenesc). Carpații Orientali. Sc. 1 :5.
- Fig. 2. — Mecanoglife produse de acțiunea obiectelor. Mecanoglifă cu creste laterale care întlnesc forma în josul curentului (1) și mecanoglifă de ricosare (2) Cretacic. Șisturi negre (Cîmpulung Moldovenesc). Sc. 1 :5.





1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

PLANŞA IX



Institutul Geologic al României

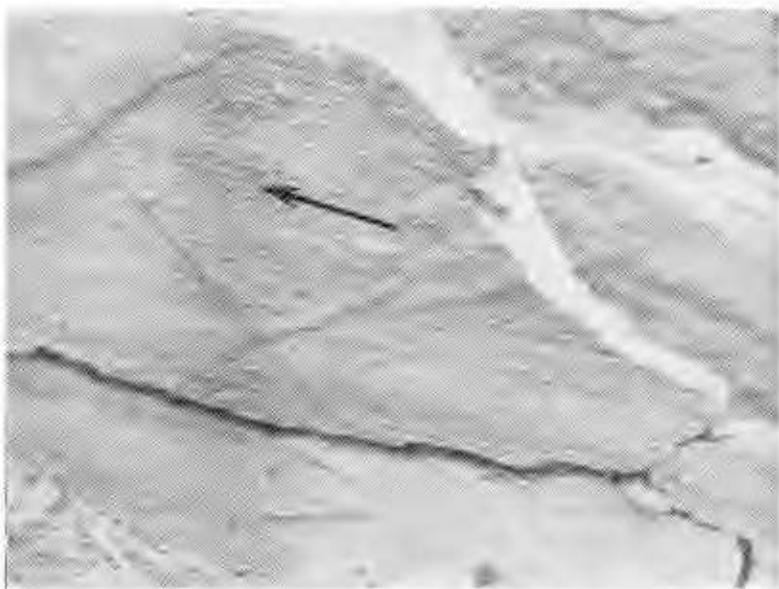
128-17

PLANŞA IX

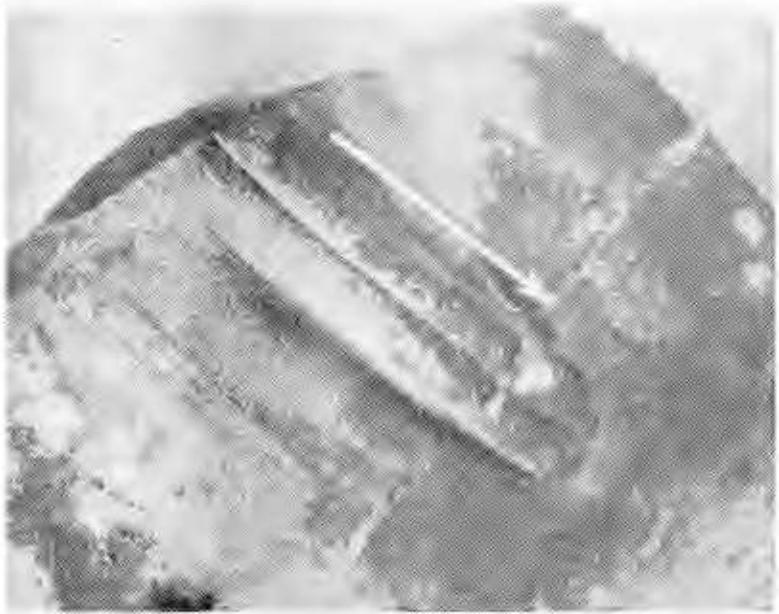
Fig. 1. — Mecanoglife de dragare cu galeți mici la capetele din josul curentului și mecanoglife lingviforme. Eocen. Gresia de Tarcău (Valea Buzăului). Carpații Orientali. Sc. 1 :5.

Fig. 2. — Mecanoglie de perișe. Sarmațian (Valea Gurghiuului). Bazinul Transilvaniei. Sc. 2 :3.





1.



2.

Studii tehnice și economice serie I nr. 3.

PLANŞA X



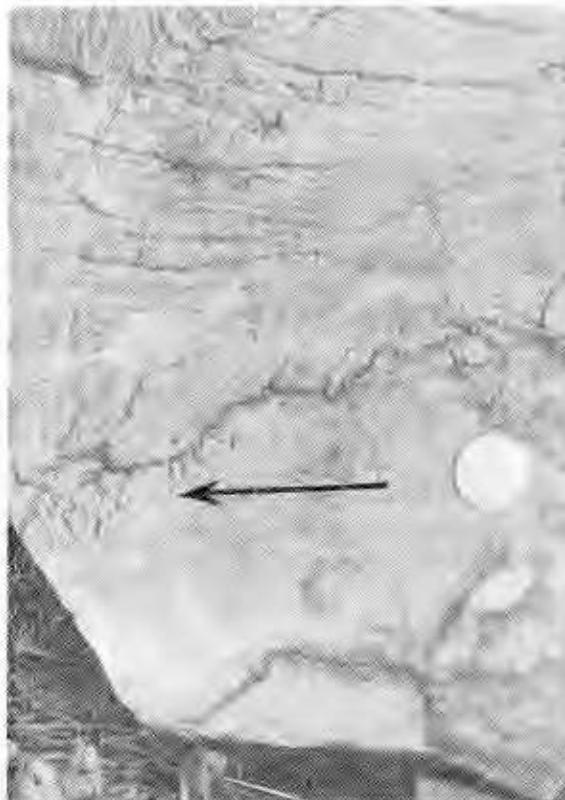
Institutul Geologic al României

128-19

PLANŞA X

- Fig. 1. — Mecanoglife lobate. Oligocen. Gresia de Fusaru (Valea Cupanului-Comandău) Carpații Orientali.
- Fig. 2. — Mecanoglife lobate. Senonian Eocen(?). Gresia de Prisaca. Carpații Orientali.
Sc. 1 :10.





1.



2.

PLANŞA XI



Institutul Geologic al României

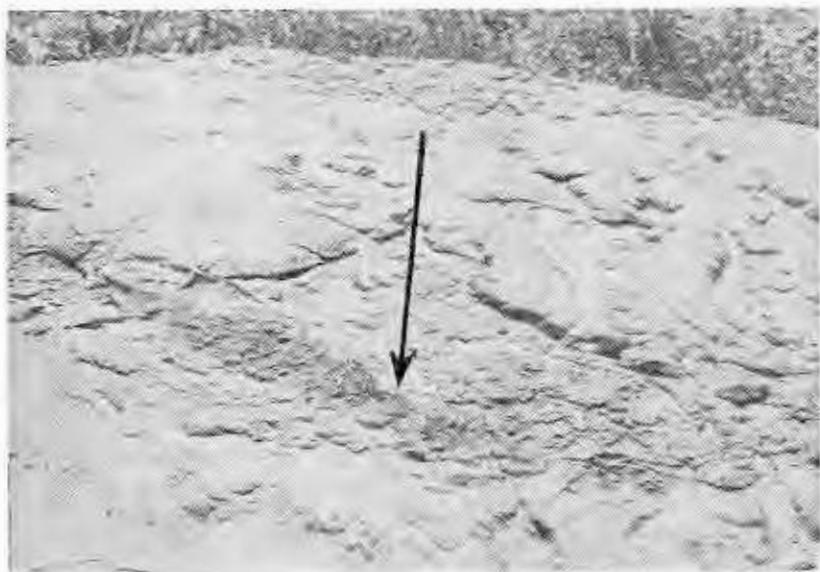
128-20

PLANŞA XI

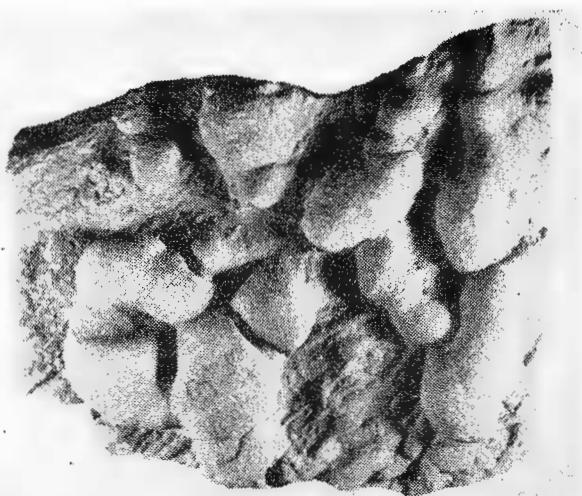
Fig. 1. — Mecanoglile lobate. Oligocen. Gresia de Fusaru (Comandău). Carpații Orientali. Sc. 1 :10.

Fig. 2. — Mecanoglile circonvolute. Sarmațian (Valea Similoaia) (Zona văii Gurghiului). Bazinul Transilvaniei. Sc. 1 :10.





1.



2.

PLANŞA XII



Institutul Geologic al României

PLANŞA XII

- Fig. 1. — Stratificație oblică și încrucișată de scară mare în depozitele cretacice din Dobrogea de Sud. (Foto E. Zah). Sc. 1 : 20.
- Fig. 2. — Stratificație oblică și încrucișată de scară mare în depozitele cretacice din Dobrogea de Sud. (Foto E. Zah). Sc. 1 : 20.





1.



2.

Studii tehnice și economice seria I nr. 3.

ANEXĂ

ELEMENTE DE STATISTICĂ MATEMATICĂ CU APLICATII ÎN SEDIMENTOLOGIE

1. INTRODUCERE

Statistica matematică studiază colectivitățile statistice cu ajutorul teoriei probabilităților, în scopul conturării proceselor de masă. În măsură în care procesele de masă din cadrul științelor naturii s-au dovedit a fi obiectul studiilor statistice, geologia a devenit și ea un cîmp de aplicabilitate fructuoasă a acestora.

Statistica i-a folosit pentru prima oară lui Ch. Lyell (1830 – 1837) la stabilirea succesiunii Terțiului. În perioada dintre 1890 și 1930, influența „contribuțiilor lui K. Pearson la teoria matematică a evoluției” asupra aplicării statisticii în paleontologie, este considerabilă. Ea are drept consecință dezvoltarea biometriei și a paleobiometriei (K. Schmidt, 1934; G. G. Simpson, 1939).

Concomitent apar primele încercări de a stabili o metodică a ipotezelor statistice de lucru în petrologie și geochemie (F. J. Levenson – Lessing, 1923; P. J. Clark, 1924; T. C. Chamberlin, 1931).

După 1930, lucrările lui W. C. Krumbein (1933, 1936, 1939) și W. C. Krumbein și F. J. Pettijohn (1938) au reprezentat încercări serioase de a introduce pe scară largă procedeele statistice în petrografia sedimentară și sedimentologie. Preocuparea cercetătorilor în această perioadă s-a axat pe analiza distribuției dimensionale a sedimentelor cu aplicarea momentelor logaritmice. Importanța statistică a variațiilor litologice (C. Eissenhardt, 1935) și distribuția statistică a elementelor din rocile sedimentare (N. K. Ramsovsky, 1940) au fost de asemenea analizate.

Utilizarea metodelor statistice în geologie ia un avînt considerabil după 1945. Cităm aplicațiile statisticii în geochemie (D. M. Shaw,



J. D. Bankier, 1954; E. Ingerson, 1954; A. B. Vistelius, 1960), la analiza stratigrafică regională (W. C. Krumbein, 1958), în geomorfologie (A. N. Strahler, 1954), în paleontologie (J. E. Prentice, 1949), în biometrie și sistematică (D. Leitch, 1951).

Încercări de sinteze ale metodelor statistice folosite în geologie aparțin lui R. L. Miller (1953) și J. C. Griffiths (1960) și cu deosebire în petrografie lui F. Chayes (1956) și în petrografie sedimentară și sedimentologie lui W. C. Krumbein (1954).

Recent, aplicarea analizei statistice în problemele geologice a constituit subiectul unor sinteze complexe realizate de R. L. Miller și J. S. Kahn (1962) și W. C. Krumbein și F. A. Graybill (1965).

Mai puțin aplicată la noi în țară în științele geologice, statistica matematică pătrunde mai întâi în domeniul geo chimiei. Lucrările urmăresc distribuțiile empirice ale rocilor carbonatace (M. Savul, V. Ianovici, 1959; M. Savul, 1959, 1961; V. Ianovici, A. Dimitriu, 1965).

Cercetările sedimentologice întreprinse recent la noi, (citate în introducere) utilizează mijloace statistice simple de prelucrare și reprezentare grafică a datelor de orientare a proprietăților direcționale și scalare ale rocilor sedimentare, în scopul determinării direcțiilor de transport ale sedimentelor și a zonelor de sursă.

Considerind necesară aplicarea într-o măsură cît mai mare a valorilor statistice în sedimentologie anexăm lucrării de față cîteva noțiuni elementare de statistică matematică, care să permită înțelegerea mecanismului de culegere și de prelucrare a datelor în cadrul noii metodologii.

2. NOȚIUNILE DE BAZĂ ALE CALCULULUI STATISTIC

A) Populații. Colectivitățile în cadrul cărora statistica matematică urmărește procesele de masă se numesc mulțimi sau populații. Populații, entitatea de bază a oricărui studiu statistic reprezintă un ansamblu de elemente, calitativ omogene, care se supun în cadrul fenomenului de masă pe care îl alcătuiesc, aceleași legi obiective. Proprietățile scalare sau direcționale ale rocilor sedimentare pot să constituie o populație.

B) Probe. Realizarea practică a complexului de condiții ce constituie populații se numește probă. Probe pot fi: alegerea întîmplătoare a unui punct în intervalul $(0,1)$; extracția dintr-un lot de elemente cu



caractere asemănătoare a celor cu caractere divergente, măsurarea întîmplătoare a unei proprietăți scalare sau direcționale a rocilor sedimentare.

C) Evenimente. Rezultatul la care se ajunge cu ajutorul probelor se numește eveniment. Evenimentele sunt sigure, imposibile sau aleatorii.

Evenimentele sigure se produc în mod inevitabil cînd se realizează un anumit complex de condiții ; evenimentele imposibile nu se produc cînd se realizează un anumit complex de condiții ; evenimentele aleatorii reprezintă rezultatele posibile în urma realizării unui anumit complex de condiții.

D) Volumul populației și legile de distribuție. Numărul elementelor care compun o colectivitate sau populație se numește volumul populației. Elementele unei populații sunt guvernate de legi bine definite, numite legi de distribuție. Cunoașterea legilor de distribuție permite descifrarea naturii distribuțiilor și în consecință a calculării, în cadrul acestora a variației elementelor lor.

E) Metoda selectivă. Metoda folosită pentru a supune o populație unei serii de probe succesive se numește metoda selectivă. Numărul elementelor din grupul selectat poartă numele de volumul selecției. Selectiile sau distribuțiile pot fi repetate, cînd elementul observat este înapoiat colectivității sau nerepetate cînd nu este înapoiat colectivității. Selectiile sau grupul de elemente ale populației, observat prin probele repetate se fac la întîmplare sau sistematic.

a) Selecțiile întîmplătoare trebuie să surprindă pentru un număr mic de elemente, caracterele variabile ale întregii populații. Ele uzează de felurite procedee de probare : simplă, întîmplătoare, stratificată, grupată, etc. În probarea simplă întîmplătoare se selectează din totalitatea elementelor unei populații, numerotate de la 1 pînă la N, un număr de n elemente, pe principiul probabilității, care presupune ca fiecare din ele să aibă egale șanse de a fi selectat. Probarea grupată se bazează pe principiul diviziunii întîmplătoare, din aproape în aproape. Dintr-un bloc (grup) se selectează întîmplător un subbloc (subgrup) și apoi din acesta altul, pînă se ajunge din aproape în aproape la unitate.

b) Selecțiile sistematice sau în rețea se aplică populațiilor uni-, bi- și tridimensionale. În toate cazurile se pornește de la principiul diviziunii în părți egale, descrescătoare, pînă la unitate și se iau ca valori selectate ale lui X, mijloacele părților egale. Pentru o populație unidimensională

(o bandă dintr-o deschidere) intervalul N_1 se divide în m_1 intervale egale și se iau ca valori selectate ale lui X_1 , mijloacele intervalelor egale. Pentru o populație bi- și tridimensională se aplică analiza parametrilor unor suprafețe, respectiv cuburi egale și de mărime arbitrară, în funcție de rețeaua de diviziune.

E) Clasificarea sau gruparea în clase. La orice distribuție există o tendință de grupare a caracterelor variabile în jurul unei valori, numită centru de grupare al colectivității cerșetate. Această tendință este mai bine scoasă în evidență prin clasificarea sau gruparea în clase a observațiilor $a_1, a_2, \dots, a_i, \dots, k$, făcute asupra caracterului variabil examinat.

Gruparea în clase este distribuirea celor n observații în k intervale de grupare.

Clasele reprezintă totalitatea valorilor care aparțin unui interval dat. Mărimea intervalelor se stabilește astfel încât intervalul de variație al observațiilor să fie împărțit în 10 pînă la 20 de intervale.

G) Frecvența absolută. Frecvența absolută reprezintă numărul de observații care corespund unui interval de clasă. Dacă supunem o populație unei selecții de volum n și definim o variabilă x pe această populație, vom obține două siruri de valori: primul, reprezentat prin mulțimea valorilor lui x și al doilea prin numărul de elemente ale volumului de selecție n pentru care x ia diferite valori. Dacă se notează cu $n(x_i)$ numărul elementelor din selecția de volum n , pentru care $x = x_i$ ($1 \leq i \leq r$), se obține relația :

$$\sum_{i=1}^k n(x_i) = n$$

Pentru exemplificare să considerăm că populația examinată reprezintă totalitatea proprietăților direcționale structurale lineare (mecanoglife) ale gresiilor dintr-o formațiune de fliș. Seleția de volum pe care o facem pe această populație, reprezintă numărul de măsurători de orientare a mecanoglifelor într-o anumită zonă, iar variabila x pe care o definim reprezintă azimutul direcției mecanoglifelor.

Pentru obținerea variației orientării măsurătorilor de mecanoglife în orizontul gresiei de Tarcău (flișul Carpaților Orientali, zona Covasna-Întorsura Buzăului) s-au luat ca selecție de volum 100 de măsurători de direcție a mecanoglifelor. Măsurătorile au fost distribuite în 12 clase

(de cîte 30° fiecare), care constituie prima coloană a tabelului 7.. Pentru ușurarea calculelor se notează în coloana a 2-a valorile centrelor claselor sau ale lui x'_i . Valorile frecvențelor absolute $n(x_i)$ constituie coloana a 3-a a tabelului 7.

Tabelul 7

x_i	x'_i	$n(x_i)$
1	2	3
0 – 30	15	10
30 – 60	45	24
60 – 90	75	23
90 – 120	105	12
120 – 150	135	7
150 – 180	165	7
180 – 210	195	5
210 – 240	225	2
240 – 270	255	1
270 – 300	285	1
300 – 330	315	1
330 – 360	345	7

Corespondența dintre valorile variabilei x_i și frecvențele acestor valori se numește seria statistică sau distribuția empirică a variabilei x_i .

H) Frecvența relativă. Raportul dintre frecvența absolută a valorii x_i și selecția de volum n se numește frecvența relativă a valorii x_i și se notează astfel :

$$f(x_i) = \frac{n(x_i)}{n} \text{ pentru } 1 \leq i \leq r$$

Suma frecvențelor relative este întotdeauna egală cu 1, conform relației :

$$\sum_{i=1}^r f(x_i) = 1$$

În calcule se folosește procentul valorii lui x_i , θ_i

$$\theta_i = 100 f(x_i)$$

Suma procentelor lui x_i este egală cu 100 :

$$\sum_{i=1}^r \theta_i = 100$$

Variabila x_i poate fi de două feluri : discretă, cînd are o valoare bine definită de la 0 la k și continuă cînd are o valoare de interval (Δx_i) între două valori x_1 și x_2 pentru care :

$$x_1 \leq x \leq x_2$$

În tabelul 8, coloana 1-a reprezintă valorile frecvențelor relative ale măsurătorilor de orientare ale mecanogliifelor. Acestea se obțin împărțind frecvențele absolute pe clase la numărul total al măsurătorilor. În cazul de față $10/100 = 0,1$; $24/100 = 0,24$.

Remarcăm că suma frecvențelor relative este egală cu 1,00.

Coloana 2-a reprezintă valorile în procente ale frecvențelor relative. Suma procentelor frecvențelor relative este egală cu 100.

I) Frecvența relativă cumulată. Frecvența relativă cumulată sau funcția de repartiție empirică este suma frecvențelor relative sau :

$$F_n(x_i) = \sum_{i=1}^k f(x_i),$$

pentru :

$$x_i \leq x$$

Frecvența cumulată este suma frecvențelor relative a caracterului examinat, deasupra și dedesubtul unui anumit interval.

Valorile frecvenței relative cumulate se pot obține în două feluri : fie pornind de la procentul frecvenței primei clase, fie de la cel al ultimei clase. Suma finală trebuie întotdeauna să fie egală cu 1, respectiv 100 (dacă exprimarea se face în procente).

În exemplul dat valorile frecvenței cumulate în procente sunt însărate în coloana 1-a a tabelului 9 și se obțin adunând succesiv frecvențele relative astfel : 10; (10 + 24); (34 + 23)...100.

J) Parametri distribuțiilor empirice. Tendința de grupare a valorilor variabilei examineate în jurul centrului de grupare al populației, poate fi analizată cu ajutorul următorilor parametri statistici :

— Media aritmetică ;



- Modulul ;
- Mediana ;
- Momentele de ordinul 2, 3, 4.

Tabelul 8

$f(x_i)$	(θ_i)
1	2
0,10	10
0,24	24
0,23	23
0,12	12
0,07	7
0,07	7
0,05	5
0,02	2
0,01	1
0,01	1
0,01	1
0,07	7
1,00	100

Tabelul 9

$F_n(x_i)$
1
10
34
57
69
76
83
88
90
91
92
93
100

a) *Media aritmetică*. Media aritmetică este suma valorilor variabilei x_i , împărțită la selecția de volum n sau :

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^k x_i}{n}$$

În cazul distribuției caracteristicii x_i :

$$\left\{ \begin{array}{ll} x_1, x_2, & \dots \dots \dots \dots \dots x_i, & \dots \dots \dots \dots \dots x_k \\ n_1, n_2, & \dots \dots \dots \dots \dots n_i, & \dots \dots \dots \dots \dots n_k \end{array} \right\}$$

media aritmetică are formula :

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^k x_i n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}$$



Deoarece pentru simplificarea calculelor se ia media aritmetică în raport cu o origine de calcul, ea poartă numele de moment centrat.

Formula de calcul a mediei aritmetice în raport cu o origine de calcul este :

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^k x_i n_i}{\sum_{i=1}^k n_i} \cdot a + C$$

în care :

a = intervalul de clasă ;

C = originea de calcul.

Originea de calcul este media aritmetică care se ia cu aproximație.

În calculul mediei aritmetice intervine noțiunea de abatere care este o funcție lineară cu formula :

$$\xi(x_i) = x_i - C$$

Procedeul de calcul al mediei aritmetice este următorul :

— Se obțin mai întii abaterile claselor față de originea de calcul C , scăzindu-se pe aceasta din primele $(x_i - C)$;

— Se calculează produsele dintre abaterile claselor și frecvențele absolute $(x_i - C)n_i$;

— Se însumează aceste produse și se împarte suma la selecția de volum ;

— Rezultatul se adaugă originii de calcul și se obține astfel media aritmetică calculată.

Pentru simplificarea calculelor se împart abaterile claselor față de originea de calcul la intervalul de clasă, care se înmulțește în final cu valoarea raportului :

$$\frac{\sum_{i=1}^k x_i n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}$$

În exemplul dat, media aritmetică empirică este 180, iar intervalul de clasă (dintre centrele claselor) este 30.



Abaterile claselor față de media aritmetică empirică, împărțite la intervalul de clasă dau valorile înșirate în coloana 1-a a tabelului 10.

Tabelul 10

$\frac{x_i - 180}{30}$	$\left(\frac{x_i - 180}{30} \right) n_i$
1	2
-5,5	- 55,5
-4,5	- 108,0
-3,5	- 80,5
-2,5	- 30,0
-1,5	- 10,5
-0,5	- 3,5
+0,5	+ 2,5
+1,5	+ 3,0
+2,5	+ 2,5
+3,5	+ 3,5
+4,5	+ 4,5
+5,5	+38,5
	-233,5

Coloana a 2-a cuprinde valorile produselor dintre abateri și frecvențe. Suma produselor împărțită la numărul măsurătorilor este $-23,35 \approx -23$. Înmulțind valoarea absolută 23 cu intervalul de clasă 30 obținem valoarea 690, care adăugată mediei aritmetice empirice 180 ne dă media aritmetică calculată 150.

b) *Modulul*. Valoarea modală sau modulul unei distribuții este valoarea variabilei x_i , pentru care frecvența absolută sau relativă este maximă. Modulul corespunde maximului distribuției. Dacă distribuția are un singur maxim se numește unimodală; distribuțiile cu mai multe maxime se numesc multimodale. De obicei distribuțiile empirice unimodale dovedesc caracterul omogen al populației examineate; multimodalitatea distribuției empirice este dovedă, fie a unei populații heterogene, fie a unui număr prea mic de observații. În exemplul dat modulul corespunde azimutului de 45°.

c) *Medieana*. Mediana este valoarea variabilei x_i care împarte volumul populației în două părți egale. Mediana are următoarea formulă :

$$F(Me) = \sum_{i=1}^k f(x_i) dx = \frac{1}{2}$$

și este valoarea lui x_i căreia îi corespunde frecvența cumulată egală cu jumătate din numărul total al observațiilor sau valoarea lui x_i căreia îi corespunde o frecvență relativă cumulată $\frac{1}{2}$

În exemplul dat valoarea lui x_i pentru care frecvența relativă cumulată este $= 1/2$ este 75.

Quartile. Quartilele sunt valorile variabilei x_i care împart populația în patru părți egale.

Quartilele corespund valorilor procentuale 25 (Q_1) și 75 (Q_3).

Q_2 corespunde valorii procentuale 50 și este chiar mediana.

Determinarea quartilelor se poate face cu ușurință pe cale grafică, din curba frecvenței cumulate.

În exemplul dat quartilele corespund respectiv valorilor cuprinse între 15 și 25 (Q_1) și valorii 135 (Q_3).

d) *Momente de ordinul 2, 3, 4*. Momentul de ordinul s al distribuției :

$$x \left\{ \begin{array}{ll} x_1, x_2, \dots & x_i, \dots \\ n_1, n_2, \dots & n_i, \dots \\ \end{array} \right. \quad x_k \quad n_k$$

este dat de relația :

$$M_s = \frac{\sum_{i=1}^k x_i^s n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}$$

Momentul de ordinul 1 care coincide cu media aritmetică are relația :

$$M_1 = \frac{\sum_{i=1}^k x_i n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}$$



și el se ia ca punct de origine pentru calculul momentelor centrate, care reprezintă valorile statistice cele mai frecvent folosite în determinarea variaabilității caracterelor populației examineate.

Dispersia. Dispersia este momentul centrat de ordinul 2 al variabilei x_i și se notează cu $s^2(x_i)$ sau $\sigma^2(x)$. Dispersia $s^2(x)$ are următoarea expresie :

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}$$

Dispersia arată modul în care valoarea variabilei x_i se grupează sau se împrăștie în jurul valorii medii a distribuției examineate.

Pentru a aduce dispersia la o valoare egală cu ceilalți parametri care subliniază tendința centrală, se extrage rădăcina pătrată din valoarea ei.

Rădăcina pătrată din dispersie se numește abatere medie pătratică și se notează cu : $\sqrt{s^2} = s$ sau cu $\sqrt{\sigma^2} = \sigma$.

Abaterea medie pătratică are următoarea expresie :

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 n_i}{\sum_{i=1}^k n_i}}$$

Pentru calculul dispersiei se folosește deci expresia :

$$(x_i - \bar{x})^2$$

care reprezintă pătratul abaterilor claselor sau a centrelor claselor față de media aritmetică.

În exemplul dat, coloana 1-a a tabelului 11 reprezintă valorile lui $(x_i - \bar{x})^2$, iar coloana 2-a produsele $n_i (x_i - \bar{x})^2$.

$$s^2 = \frac{1.249.100}{100}$$

$$s = \sqrt{12.491} = 111$$



Tabelul 11

$(x_i - \bar{x})^2$	$(x_i - \bar{x})^2 n_i$
1	2
37.225	372.250
18.225	437.400
11.025	55.575
5.625	67.500
2.025	14.175
225	1.575
225	1.125
2.025	4.050
5.625	5.625
11.025	11.025
18.225	18.225
37.225	260.575
<hr/>	
	1.249.100

Pentru calculul dispersiei se pot folosi și momentele obișnuite. Expresia dispersiei calculată prin momentele obișnuite este :

$$s^2 = a^2 \left[\frac{\sum_{i=1}^k x_i n_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^k x_i n_i \right)^2}{n}}{n} \right]$$

în care a este intervalul de clasă.

Dacă valorile se iau în raport cu un centru de calcul astfel încât să avem expresia :

$$x_i = x'_i \cdot a + C$$

formula dispersiei devine :

$$s^2 = a^2 \left[\frac{\sum_{i=1}^k x'_i n_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^k x'_i n_i \right)^2}{n}}{n} \right]$$

Amplitudinea dispersiei sau amplitudinea împrăștierii este diferența dintre valorile maximă și minimă a variabilei x și se notează cu R .

$$R = x_{\max} - x_{\min}$$

În exemplul dat

$$R = 345 - 15 = 330$$

Momente în raport cu abaterea normată. Prin abatere normată înțelegem variabila aleatorie cu formula :

$$\eta(x_i) = \frac{\zeta(x_i)}{s}$$

Înlocuind în formulă pe

$$\zeta(x_i) = x_i - C$$

obținem :

$$\eta(x_i) = \frac{x_i - C}{s}$$

Momentele abaterii normate se notează cu v_k și au formula :

$$v_k = M(\eta^k) = \sum_{i=1}^k \left(\frac{x_i - C}{s} \right)^k$$

Dintre momentele abaterii normate matematica statistică utilizează asimetria și excesul.

A simetria. Asimetria este momentul de ordinul al 3-lea al variabilei x în raport cu abaterea normată și are următoarea expresie :

$$\frac{\mu^3}{\sigma^3} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^r (x_i - \bar{x})^3}{\left(\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^r (x_i - \bar{x})^2} \right)^3}$$

Distribuțiile simetrice au momentele centrate de ordin impar nule :

$$\mu_{2r+1} = 0$$

Pentru a calcula asimetria unei distribuții o comparăm cu distribuția simetrică (normală) cu $\alpha = 0$. Dacă reiese din calcul că $\alpha < 0$, asimetria este stingă sau negativă și invers dacă $\alpha > 0$, asimetria este dreaptă sau pozitivă.



Tabelul 12

Limetele claselor în unități f_i	Frecvența absolută f	Deviația d	d.f.	$d^2 f$	$d^3 f$	$d^4 f$	$(d - 1)^4 f$
1	2	3	4	5	6	7	8
-2 --(-1,5)	2	-4	- 8	32	-128	515	1250
-1,5--(-1,0)	5	-3	-15	45	-135	405	1280
-1,0--(-0,5)	25	-2	-50	-100	-200	400	2025
-0,4-- 0	88	-1	-88	- 88	- 88	88	1408
0 -- 0,5	158	0	-	-	-	-	158
0,5 -- 1,0	148	1	148	148	148	148	0
1,0 -- 1,5	83	2	166	332	664	1328	83
1,5 -- 2,0	28	3	84	252	756	2268	448
2,0 -- 2,5	3	4	12	48	192	768	243
	540	-	249	1045	1209	5917	6895

E x c e s u l. Excesul unei distribuții este momentul de ordinul al 4-lea al variabilei x în raport cu abaterea normată și se notează cu β .

$$\beta = v_4 = \frac{\mu^4}{\sigma^4} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^4}{\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x})^2 \right]^2}$$

Valoarea calculată a excesului se notează cu :

$$E = \frac{\mu^4}{\sigma^4} - 3$$

Distribuția normală are valoarea empirică a excesului

$$\beta = 0$$

și valoarea calculată :

$$E = 3.$$

Excesul unei distribuții este mai pronunțat ca cel al distribuției normale cind $\beta > 3$ și mai puțin pronunțat cind $\beta < 3$.

Ca exemplu dăm calculul asimetriei și excesului pentru 540 de măsurători dimensionale ale granulelor din cuaștitul de Homewood (după J. C. Griffiths) (H. B. Milner, 1962).

Tabelul 12 cuprinde valorile statistice calculate pentru cele 540 de măsurători de axe „a” ale granulelor de cuarț. În prima coloană sunt înșirate valorile limită ale claselor dimensionale exprimate în unități fi. Unitățile fi au corespondență milimetrici (care se măsoără în teren), (W. C. K r u m b e i n și F. J. P e t t i j o h n , 1938). Coloana 2-a a tabelului 12 cuprinde valorile frecvențelor absolute ale măsurătorilor. Pentru calculul momentelor centrate s-a stabilit abaterea variabilei x_i față de media aritmetică \bar{x} , prin formula :

$$d = \frac{\bar{x} - \bar{x}'}{C}$$

în care :

d = abaterea

\bar{x} = media aritmetică calculată

\bar{x}' = centrul de grupare 0,25

C = intervalul de clasă 0,50

Coloana 3-a cuprinde valorile abaterilor claselor în raport cu media aritmetică. Coloanele 4, 5, 6, 7 reprezintă valorile produselor dintre frecvențele absolute și abaterile ridicate la puterile 1, 2, 3, 4. Cu ajutorul acestor valori se obțin mediile aritmetice ale coloanelor, sau momentele în jurul mediei aritmetice empirice \bar{x}' :

$$n_1 = \sum d f / \sum f = 0,4611$$

$$n_2 = \sum d^2 f / \sum f = 1,9352$$

$$n_3 = \sum d^3 f / \sum f = 2,2389$$

$$n_4 = \sum d^4 f / \sum f = 10,9574$$

Cu ajutorul momentelor în jurul centrului de grupare se calculează momentele în jurul mediei aritmetice calculate \bar{x} , sau momentele centrate. Media aritmetică calculată este :

$$\bar{x} = \bar{x}' + C n_1 = 0,25 + 0,5 \cdot 0,4611 = 0,4806$$

Momentele centrate sunt :

$$m_1 = C (n_1 - n_2) = 0$$

$$m_2 = \sigma^2 = C^2 (n_2 - n_1^2) = 0,25 \cdot 1,7226 = 0,43065$$

$$m_3 = C^3 (n_3 - 3n_2 n_1 + n_1^3) = 0,125 (2,2389 - 2,6770 + 0,1960) = 0,0303$$

$$m_4 = C^4 (n_4 - 4n_3 n_1 + 6n_2^2 n_2 - 3n_1^4) = 0,0625 (10,9574 - 4,1294 + 2,4685 - 0,1356) = 0,5726$$

Cu ajutorul momentelor centrate se calculează momentele în raport cu abaterea normată (asimetria și excesul) :



Asimetria se calculează după formula :

$$\sqrt{\beta_1} = \frac{m_3}{\sigma^3}$$

Valoarea asimetriei este :

$$\frac{1}{2} \sqrt{\beta_1} = 0,0536$$

Excesul este :

$$\beta_2 = \frac{m_4}{\sigma^4} = 3,0884$$

Valoarea reală a boltirii este $\beta_2 = 3$ (în raport cu distribuția normală) = + 0,0884.

Asimetria și excesul au fost calculate în exemplul de față și după metoda cumulanților (Fischer), care prezintă avantajii teoretice asupra metodei momentelor. Calculul cumulanților este următorul :

$$\begin{aligned} \text{cumulant } K_1 &= n_1 \\ " &K_2 = (N/N - 1)m_2 = 1,0019 \cdot 0,4306 = 0,4314 \\ " &K_3 = [N^2(N-1)(N-2)] m_3 = 1,0056 \cdot (-0,0303) = -0,0305 \\ " &K_4 = [N^2(N+1)(N-1)(N-2)(N-3)] m_3 - [3N^2/(N-2)(-3)] m_2^3 = \\ &1,0131 \cdot 0,5726 - 3,0280 \cdot 0,1854 = 0,0187 \end{aligned}$$

În metoda cumulanților asimetria $g_1 = K_3/K_2^{3/2}$ și excesul $g_2 = K_4/K_2^2$.

3. REPREZENTĂRI GRAFICE

Metodele grafice însumează ansamblul mijloacelor de reprezentare a valorilor statistice uzuale prin mărimi și figuri geometrice. Reprezentările grafice au următoarele proprietăți :

- Pun în evidență caracterele generale ale populației în studiu, neglijînd detaliile ;
- Reprezintă un mijloc de control al discontinuității caracteristicelor examinate, reliefînd variațiile anormale ;
- Permit determinarea imediată a maximelor și minimelor ;
- Fac posibilă compararea variației caracterelor mai multor populații și determinarea în acest fel a relațiilor dintre fenomene prin expunerea pe același grafic.



La baza reprezentării grafice a valorilor statistice stau coordonatele carteziene OX și OY în funcție de care este reprezentat orice punct (M) dintr-un plan cu abscisa $OP = x$ și ordonata $OQ = y$.

Reprezentarea grafică a valorilor statistice implică în primul rînd fixarea gradațiilor corespunzătoare unității intervalului de variație. În acest scop se utilizează hîrtia milimetrică și se repartizează un număr arbitrar de pătrățele fiecarei unități de interval. Corespondența dintre pătrățele și unitate trebuie astfel făcută încît să nu îngreuneze citirea. Pe axele prevăzute cu gradații fine se trec uneori puncte situate la distanțe mai mari, care să corespundă diviziunilor mai importante ale scării de variație (din 5 în 5, 100 în 100, 1000 în 1000). Localizarea oricărui punct M(x, y) se face mai întîi în dreptunghiurile mari, poziția sa exactă precizindu-se în funcție de gradațiile milimetrice. Diagramele carteziene, care rezultă din dispunerea valorilor observate, pun în evidență la scară respectivă, variația absolută a caracterelor populației examineate, sau valoarea absolută a diferenței dintre două observații succesive. Fenomenele supuse observației statisticice posedă în majoritatea cazurilor o variație relativă. S-a introdus de aceea o reprezentare grafică a diferenței dintre ordonatele a două puncte succesive, legată de variația relativă a mărimii considerate, astfel ca ori de câte ori :

$$\frac{y_{n+1}}{y_n} = C$$

diferența dintre ordonatele corespunzătoare :

$$Y_{n+1} \text{ și } Y_n$$

să satisfacă relația :

$$Y_{n+1} - Y_n = k$$

În acest scop se construiesc grafice avînd pe ordonată valori proportionale cu :

$$Y = \log y$$

Pentru :

$$\frac{y_{n+1}}{y_n} = C$$

obținem :

$$\log \frac{y_{n+1}}{y_n} = \log y_{n+1} - \log y_n = Y_{n+1} - Y_n = \log C = k$$



Diagrama rezultantă este semilogaritmică, deoarece numai ordonata este gradată logaritmic.

Scara logaritmică se caracterizează prin intervale logaritmice sau ordonate proporționale cu logaritmul valorilor respective. Logaritmul originii sau al punctului de intersecție al coordonatelor carteziene, notat cu 1, este egal cu 0. Distanța dintre două puncte : A, B, cu ordonatele a și b este proporțională cu logaritmul raportului b/a . Pentru construirea diagramelor semilogaritmice se utilizează hîrtie milimetrică obișnuită și se înlocuiește tabelul valorilor (x, y) cu cel $(x, Y = \log y)$.

Valorile logaritmice ale ordonatelor se obțin fie din tabele logaritmice, fie de pe rigleta riglei de calcul. Pentru a înlătura calculul greoi cu tabele, se construiește o scară logaritmică permanentă pe ordonată (rigleta riglei de calcul). Distanța dintre două puteri succesive ale lui 10 (de la 10 la 100 sau de la 100 la 1000) se numește modul. Orice distanță trebuie încadrată pentru reprezentare pe o hîrtie cuprinzînd numărul de moduli corespunzător intervalelor dintre puterile succesive ale lui 10, situate între două valori oarecare. Intervalele dintre valori sub 100 se înscriu pe o hîrtie cu un singur modul (10—100). Intervalele mari dintre valori sub 100 și peste 1.000 se înscriu pe o hîrtie cu 3 moduli (10—100—1.000—10.000). Pentru înscrierea intervalelor mari pe hîrtii cu mai puțini moduli se procedează ca în exemplul de mai jos (după E. M o r i c e și F. C h a r t i e r , 1954) : fie intervalul 17 — 1500 și o hîrtie cu doi moduli (1 — 10 — 100) ; modificarea gradațiilor scării logaritmice preexistente se face prin înmulțire cu valoarea minimă (în cazul de față 17) (fig. 89). Inconvenientul metodei este introducerea gradațiilor zecimale. Pentru a reduce sau dilata o scară logaritmică preexistentă se procedează ca în fig. 90 (după E. M o r i c e și F. C h a r t i e r , 1954).

3.1. Reprezentarea grafică a frecvenței relative și a frecvenței relative cumulate

Frecvența relativă se exprimă grafic printr-o diagramă construită cu ajutorul coordonatelor carteziene, pe care se trec limitele de clasă (pe abscisă) și frecvențele relative (pe ordonată). Unind punctele obținute prin proiectarea valorilor măsurate, obținem o diagramă, denumită histogramă (fig. 91). În mod obișnuit scara folosită pentru construirea histogramelor este cea milimetrică (atât pe abscisă cât și pe ordonată împărțirea este milimetrică). În cazul în care caracterul examinat variază în limite

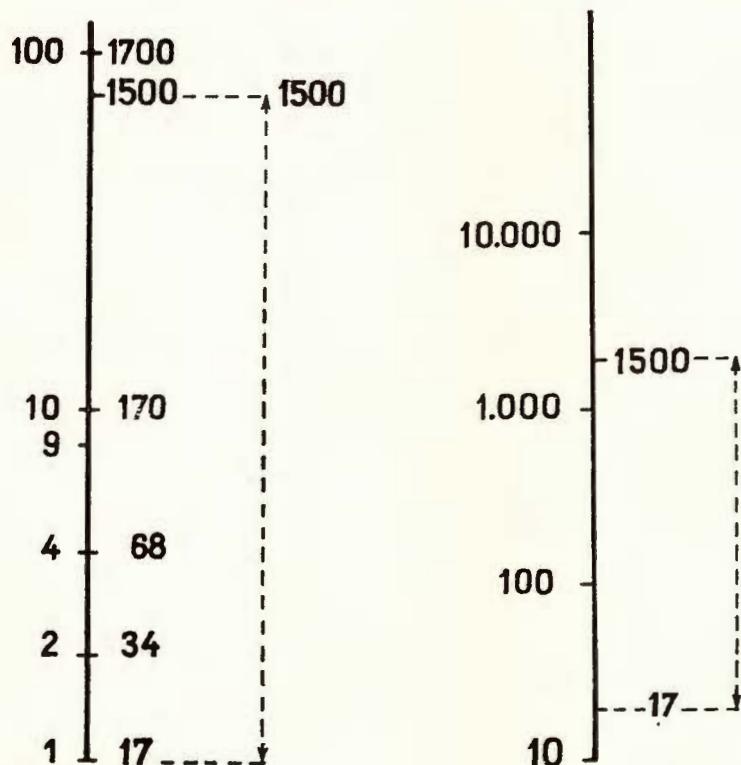


Fig. 89. — Modificarea gradațiilor scării logaritmice. (după E. Morice și F. Chartier, 1954).

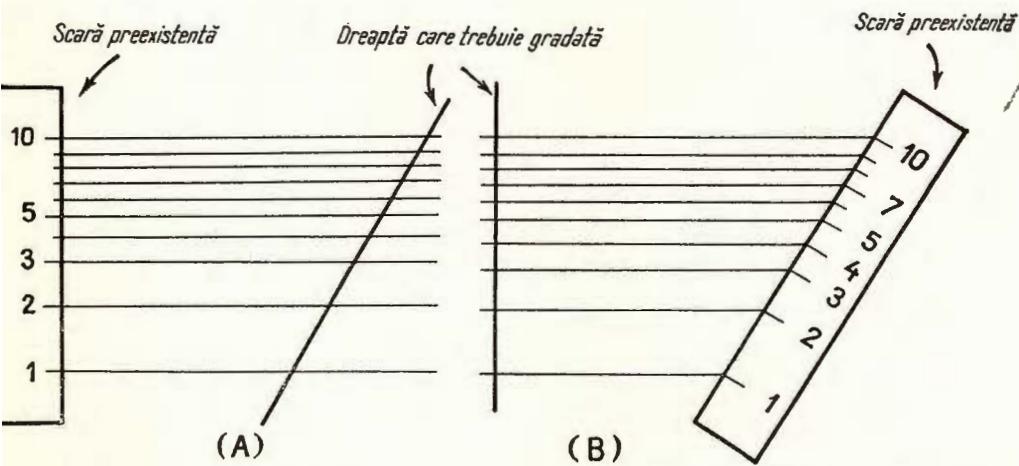


Fig. 90. — Dilatarea (A) și reducerea (B) scării logaritmice. (după E. Morice și F. Chartier, 1954).

lărgi se utilizează scara logaritmică, fie numai pe abscisă (ordonată fiind împărțită în milimetri), fie pe ambele coordinate. Această din urmă împărțire folosește caracterelor cu variații lărgi de frecvență.

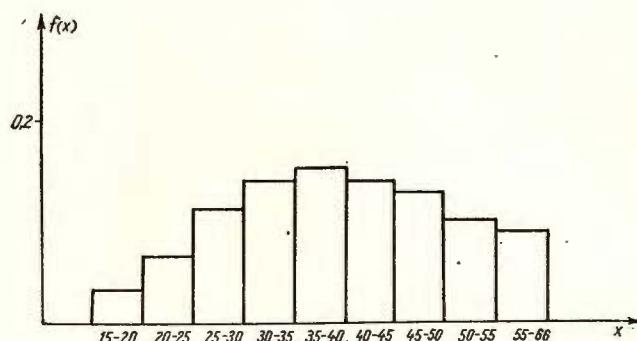


Fig. 91. — Histogramă (diagramă de frecvență).

Diagrama de frecvență poate fi reprezentată în afară de histograme prin poligoane de frecvență, care se obțin ridicând pe mijlocul fiecărui interval de clasă ordonate proporționale cu frecvențele și unind apoi extremitățile acestor ordonate printr-o linie poligonală (fig. 92). Creșterea nu-

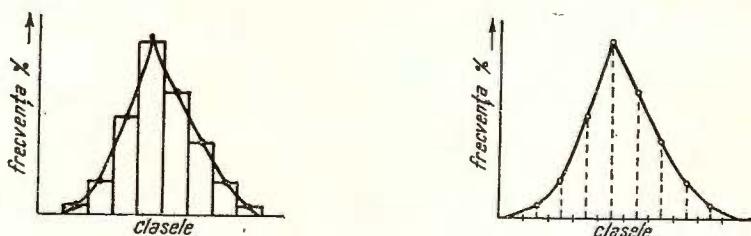


Fig. 92. — Poligon de frecvență obținut prin unirea extremităților ordonatelor ridicate pe mijlocul fiecărui interval de clasă.

mărului claselor pe un anumit interval, aproape histograma de poligonul de frecvență, al cărui contur își pierde aspectul poligonal și se identifică cu o curbă. Obținem astfel, în cazul claselor mici și numeroase o curbă de frecvență (fig. 93). Suprafața histogramei reprezintă 100% (în cazul frecvențelor luate procentual).

Frecvența cumulată se exprimă grafic în felul următor : pe axa x se înscriu valorile claselor, iar pe axa y valorile cumulate ale frecvențelor. Pentru exprimarea funcției cumulate se trec pe ordonată valori pînă la

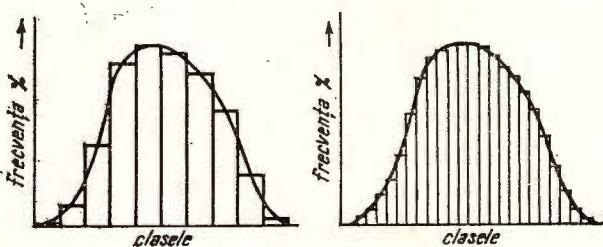


Fig. 93. — Curbe de frecvență obținute prin unirea extremităților ordonatelor ridicate pe mijlocul fiecărui interval de clasă (la un număr mare de clase).

100. Punctele obținute se unesc printr-o curbă care poartă numele de curbă cumulată. În funcție de cele două moduri de a calcula funcția de repartiție empirică, curba capătă două aspecte (fig. 94).

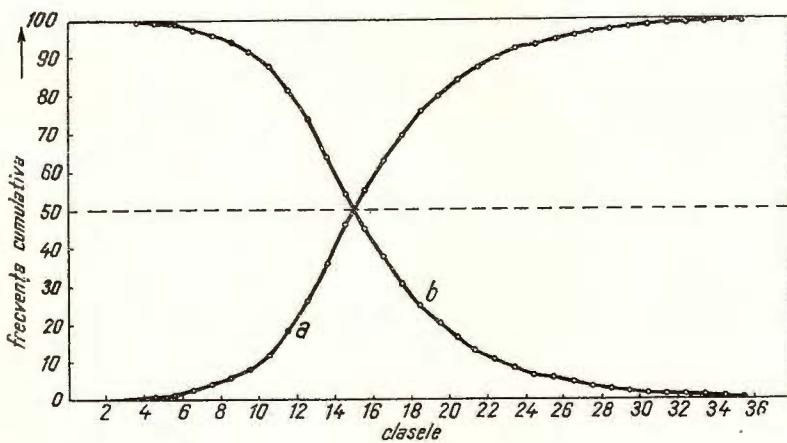


Fig. 94. — Aspectele curbei frecvenței cumulate.
a, cind se proiectează punctele de la 1–100 b, cind se proiectează punctele de la 100–1.

Curbele cumulate mai puțin sensibile la diferențele de distribuire ale frecvențelor, sănt mai greu de interpretat. La curba cumulată punctul

de frecvență maximă se traduce printr-o inflexiune. Unul din avantajele folosirii curbelor cumulate este faptul că ele nivelează diferențele mari, în cazul unui număr mic de clase.

3.2. Reprezentarea grafică a parametrilor statistici

Mediana este abscisa punctului a cărui ordonată împarte aria cuprinsă între curba (y) și axa absciselor în două părți echivalente. În cazul distribuțiilor normale mediana este egală cu valoarea medie a distribuției.

Quartilele corespund valorilor :

$$k = \frac{1}{4} \text{ și } k = \frac{3}{4},$$

care se numesc respectiv quartila inferioară și superioară a distribuției. Ele se notează cu $Q_1(x)$ și $Q_3(x)$ și se construiesc grafic prin dreptele :

$$y = \frac{1}{4} \text{ și } y = \frac{3}{4}$$

care intersectează curba $y = F(x)$ (fig. 95).

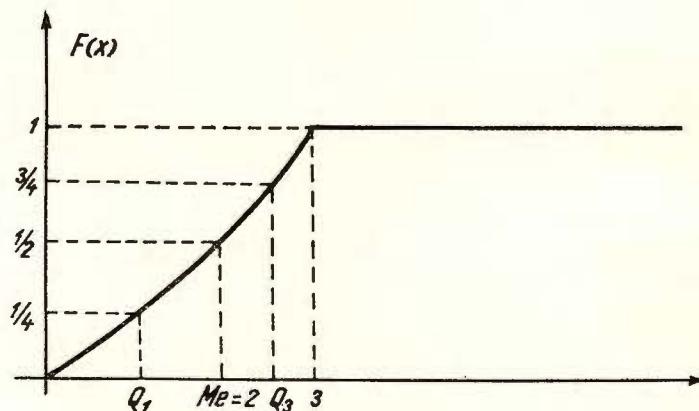


Fig. 95. – Reprezentarea grafică a medianei și quartilelor.

Modulul este punctul de maxim al curbei de frecvență.

Asimetria se citește pe curba de frecvență a distribuției analizate. Dacă poziția medianei și a modulului este simetrică față de media aritmetică distribuția este simetrică sau are asimetria egală cu 0. La funcția teoretică mediana și modulul corespund cu media aritmetică. Dacă poziția medianei și a modulului este deplasată față de media aritmetică, distri-

buția este asimetrică. Sensul în care are loc această deplasare, dă caracterul asimetriei care poate fi pozitivă sau negativă (fig. 96). Distribuțiile

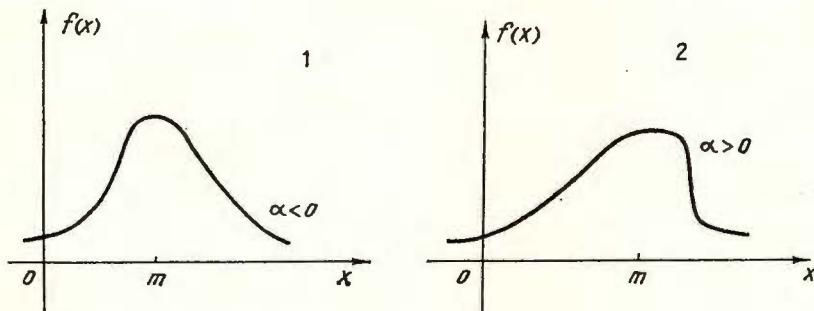


Fig. 96. — Curbe de frecvență cu asimetrie pozitivă (2) și negativă (1).

cu asimetria $= 0$ sunt normale; curbele de frecvență cu o zonă de maxim mai mare, cu mai multe maxime, sau cu asimetria dreaptă sau stângă denotă caracterul multinormal al distribuției (fig. 97).

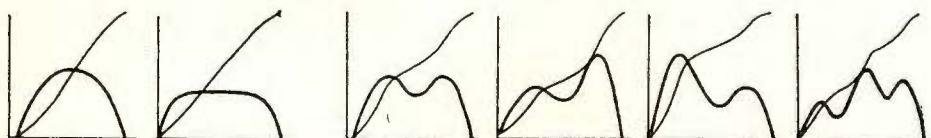


Fig. 97. — Diverse aspecte ale curbelor de frecvență cu o zonă mare de maxim sau cu mai multe maxime.

Excesul unei distribuții se citește pe curba de frecvență în comparație cu graficul funcției teoretice (curba normală cu excesul $\beta = 3$) (fig. 98).

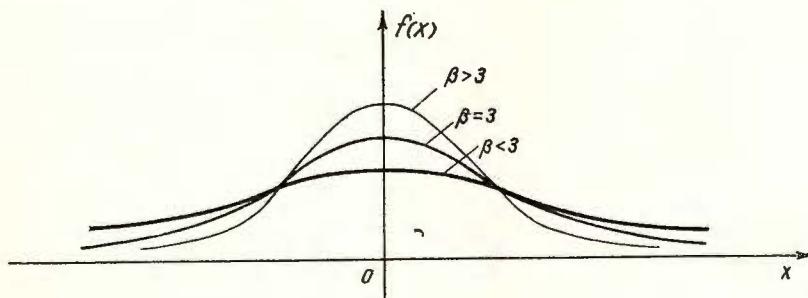


Fig. 98. — Curbe de frecvență.
 $\beta = 3$ (distribuția normală) $\beta > 3$; $\beta < 3$.

4. INTRODUCERE ÎN CALCULUL PROBABILITĂȚILOR

4.1. Definiția generală a probabilității

Probabilitatea este raportul dintre numărul de cazuri favorabile producerii unui fenomen și totalitatea cazurilor posibile, cu condiția ca acestea să aibă aceeași sansă sau să fie egale și mutual exclusive (sau $p = \frac{x}{n}$) (după R. L. Miller și J. S. Kahn, 1962).

Dacă avem o populație constituită din mai multe subpopulații, deosebite după un anumit caracter, probabilitatea de a extrage la întâmplare un element este egală cu raportul dintre totalul elementelor cu acel caracter și totalul elementelor populației. Aplicând o selecție întâmplătoare unei populații de 1000 de galeti, subgrupați după culoare în felul următor: 852 cafenii, 93 negri, 55 verzui, probabilitatea de a extrage un galet cafeniu este de 852/1000 sau:

$$p = 0,852 \text{ (852 şanse/1000 posibilități)}$$

Inversul probabilității se numește risc și se notează cu q . El reprezintă neșansa sau neprobabilitatea de a se produce un eveniment.

Suma probabilității și a riscului este egală cu 1 sau

$$p + q = 1$$

În procente:

$$P + Q = 100\%$$

Cunoscind una din cele două valori o putem calcula cu ușurință pe celalaltă. Probabilitatea poate fi simplă sau compusă. În cazul existenței a două subpopulații, egale și deosebite după un caracter, avem o probabilitate simplă. În cazul existenței mai multor subpopulații avem de a face cu o probabilitate compusă din mai multe probabilități simple.

4.2. Verificarea ipotezelor. Nivel de încredere

Calculul probabilităților permite estimarea parametrilor statistici necunoscuți ai populațiilor cu ajutorul parametrilor calculați ai distribuțiilor empirice.

Orice parametru calculat al distribuției variabilei x_i nu are o valoare egală ci apropiată de aceea a parametrului corespunzător al populației.

Într-un calcul probabilistic se dă o ipoteză care trebuie acceptată sau respinsă pentru o anumită probabilitate. Ipoteza că media distribuției



să fie egală cu media generală pentru o probabilitate cît mai mare este acceptată dacă media generală se află în interiorul unui interval numit interval de încredere (confidență) și este respinsă dacă se află în exteriorul acestui interval numit interval critic. Probabilitatea trebuie să aibă o valoare cît mai apropiată de 1.

Să presupunem că s-a ales o probabilitate $p = 0,99$. Ipoteza se va accepta în $100 \cdot p$ cazuri sau în 99% din cazuri și se va respinge în $100 \cdot q$ cazuri sau în 1% din cazuri.

Grafic, p reprezintă suprafața hașurată a curbei din fig. 99 iar q suprafața nehașurată.

Limitele intervalului de încredere sunt expresiile :

$$\bar{x} - \frac{t_{\alpha/2}(n-1)s}{\sqrt{n}}; \quad \bar{x} + \frac{t_{\alpha/2}(n-1)s}{\sqrt{n}}$$

în care :

\bar{x} = media aritmetică calculată;

$n-1$ = gradele de libertate;

s = abaterea medie pătratică;

n = volumul distribuției.

Valoarea lui $t_{\alpha/2}$ pentru $n-1$ grade de libertate se găsește în tabele statistice pentru probabilitatea dată α .

Limitele intervalului de încredere pot fi exprimate și prin expresiile :

$$m - z \frac{\sigma}{\sqrt{n}}; \quad m + z \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

în care :

m = media aritmetică;

$z = t_{\alpha/2}(n-1)$;

σ = abaterea medie pătratică.

Valoarea mediei aritmetice a populației (μ) trebuie să se găsească în intervalul de încredere conform expresiei :

$$\bar{x} - \frac{t_{\alpha/2}(n-1)s}{\sqrt{n}} \leq \mu \leq \bar{x} + \frac{t_{\alpha/2}(n-1)s}{\sqrt{n}}$$

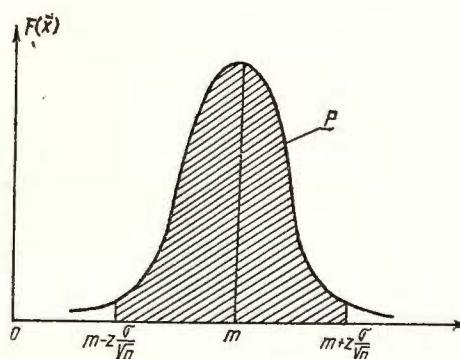


Fig. 99.— Graficul probabilității (P). (după N. Rancu și L. Tävissi, 1963).

Pentru cele 100 de măsurători de orientare a mecanoglifei din orizontul gresiei de Tarcău s-au calculat media aritmetică $\bar{x} = 150$ și abaterea medie pătratică $s = 111$.

Valoarea mediei aritmetice a populației de mecanoglife va fi cuprinsă în următorul interval :

$$150 - \frac{1,99 \cdot 111}{10}; \quad 150 + \frac{1,99 \cdot 111}{10}$$

$t_{\alpha/2}$ pentru $\alpha < 2 = 0,025$ și pentru 99 grade de libertate are o valoare de 1,99.

$$150 - 4,179 \leq \mu \leq 150 + 4,179$$

$$145,821 \leq \mu \leq 154,179$$

Deci media aritmetică generală a populației de mecanoglife va fi cuprinsă între valorile 145,821 și 154,179 pentru un interval de încredere de 95%.

Un alt parametru caracteristic al populației, care poate fi estimat din parametrul calculat al distribuției empirice este dispersia.

În acest scop folosim valorile :

$$\chi^2_{1-\alpha/2}(n-1) \text{ și } \chi^2_{\alpha/2}(n-1).$$

care se găsesc în tabelele statistice pentru nivelul de confidență și gradele de libertate cerute. Expresia este următoarea :

$$\frac{(n-1)s^2}{\chi^2_{\alpha/2}(n-1)} \leq \sigma^2 \leq \frac{(n-1)s^2}{\chi^2_{1-\alpha/2}(n-1)}$$

Ca exemplu vom da estimarea mediei aritmetice generale a gradului de umiditate a unui nisip de țărm din dispersia calculată pentru o distribuție de 127 de măsurători cu un interval de confidență de 90% și 120 de grade de libertate.

Dispersia calculată este 1289.

Înlocuind în expresia de mai sus valorile prin cifre obținem :

$$\frac{126(1289)}{146,6} \leq \sigma^2 \leq \frac{126(1289)}{95,7}$$

$$1,108 \leq \sigma^2 \leq 1,697$$

(după W. C. Krumbein și F. A. Graybill, 1965).



4.3. Criterii de verificare a caracterelor distribuțiilor

Elementele unei populații sunt guvernate de legi de distribuție bine definite. Aceste legi pot fi stabilite cu ajutorul datelor oferite de distribuțiile empirice, care estimează distribuțiile teoretice. Pentru stabilirea legilor care guvernează distribuțiile empirice se pornește de la ipoteza identificării lor cu o distribuție cunoscută (distribuția normală) și se aplică criterii de verificare a acestei ipoteze.

Distribuția normală care se ia drept criteriu de comparație se numește Gauss-Laplace, iar variabila x_i are o funcție de frecvență $f(x_i)$ cu următoarea expresie

$$f(x_i) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-m)^2}{2\sigma^2}}$$

Distribuția normală are valorile mediei, medianei și modului egale, iar curbele de frecvență și de frecvență cumulată arată ca în fig. 100.

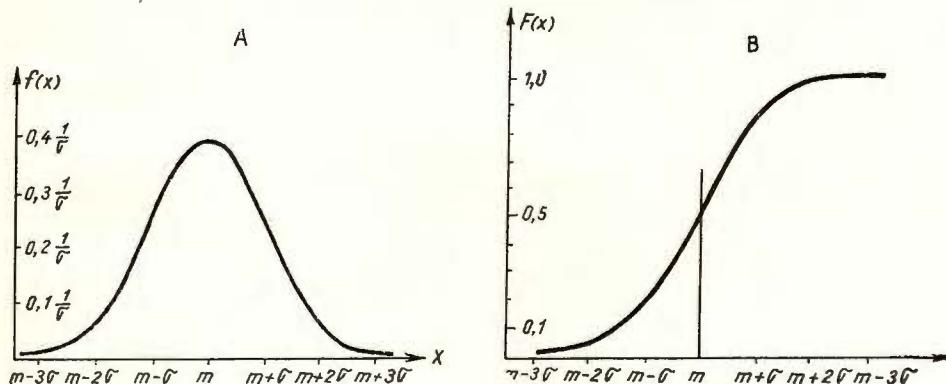


Fig. 100 – Curbele de frecvență (A) și de frecvență cumulată (B) ale distribuției normale (după N. Rancu și L. Tövissi, 1963).

Verificarea ipotezei de normalitate a unei distribuții pentru a stabili legea care guvernează întreaga populație se face cu ajutorul următoarelor criterii :

- Criteriul Kolmogorov ;
- Criteriul χ^2 ;
- Criteriul asimetriei și excesului ;
- Criteriul diagramelor.

4.3.1. Criteriul Kolmogorov

La baza criteriului Kolmogorov stă relația :

$$P \left(dn < \frac{\lambda q}{\sqrt{n}} \right) = q$$

$(q \leq 0,05)$

în care :

$$dn = \max. [Fn(x) - F(x)].$$

Aceasta se poate exprima în felul următor : dacă diferența maximă dintre frecvența cumulată a distribuției examineate și frecvența cumulată a distribuției teoretice este mai mică decât raportul

$$\frac{\lambda q}{\sqrt{n}},$$

atunci ipoteza de normalitate este acceptată și invers.

Pentru a înțelege metoda de lucru cu criteriul Kolmogorov trebuie să alcătuiam un tabel (13) cu următoarele valori :

Tabelul 13

(după Kolmogorov)

Limitele intervalor de clasă	Centrul intervalor x_i	Frecvența absolută n_i
1	2	3
Frecvența relativă f_i	Frecvența cumulată $Fn(x_i)$	Abaterea normată $z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$
4	5	6
Funcția lui z_i $\Phi(z_i)$	Frecvența cumulată a distribuției teoretice $F(x) = \frac{1}{2} + \Phi(z_i)$	Diferența dintre frecvențele cumulate $dn = Fn(x_i) - F(x)$
7	8	9

După ce s-au calculat pentru toate clasele diferențele dn se ia valoarea diferenței maxime și se compară cu raportul :



$$\frac{\lambda_q}{\sqrt{n}}$$

$$K(\lambda_q) = 1 - q$$

Din tabele se caută valoarea lui λ_q corespunzătoare lui $K(\lambda_q)$.

Dacă $d_{n_{\max}}$ este mai mic decât $\frac{\lambda_q}{\sqrt{n}}$ distribuția cercetată este aproximativ normală.

Să verificăm cu ajutorul criteriului Kolmogorov dacă distribuția azimuturilor mecanoglifele din orizontul gresiei de Tarcău (Carpații Orientali, valea Covasna-valea Buzăului) este normală (tabel 14).

Tabelul 14

1	2	3	4	5	6	7	8	9
0 – 30	15	10	0,10	10	-1,04	-0,35083	0,15917	-0,05917
30 – 60	45	24	0,24	34	-0,70	-0,25804	0,24196	2,15804
60 – 90	75	23	0,23	57	-0,39	-0,15173	0,349827	1,95173
90 – 120	105	12	0,12	69	-0,06	-0,02392	0,47608	0,72392
120 – 150	135	7	0,07	76	0,02	0,00798	0,50798	0,19202
150 – 180	165	7	0,07	83	0,58	0,21904	0,71904	-0,01904
180 – 210	195	5	0,05	88	0,90	0,31594	0,81594	-0,31594
210 – 240	225	2	0,02	90	1,23	0,39065	0,89065	-0,69065
240 – 270	255	1	0,01	91	0,56	0,44062	0,94062	-0,84062
270 – 300	285	1	0,01	92	1,89	0,47062	0,97062	-0,87062
300 – 330	315	1	0,01	93	2,21	0,48645	0,98645	-0,88645
330 – 360	345	7	0,07	100	2,54	0,49446	0,99446	-0,29446
		100	1,000					

Din coloana 9-a remarcăm că diferența d_n maximă este 2, 15804 (în valoare absolută). Comparăm această valoare cu raportul $\frac{\lambda_q}{\sqrt{n}}$.

Pentru :

$$q = 0,05, \quad K(\lambda_q) = 1 - q = 0,95.$$

În tabele statistice căutăm valoarea lui λ_q pentru $K(\lambda_q) = 0,95$ și obținem :

$$\lambda_q = 1,36.$$



Raportul :

$$\frac{\lambda q}{\sqrt{n}}$$

devine :

$$\frac{1,36}{10} = 0,136.$$

Deoarece acest raport este mai mic decât 2,15804, ipoteza că distribuția examinată urmează legea normală este respinsă.

4.3.2. Criteriul χ^2

Pentru criteriul χ^2 ipoteza de verificare a normalității unei distribuții empirice este ca χ^2 calculat să fie mai mic decât valoarea tabelară χ^2_q .

Relația după care se calculează valoarea lui χ^2 este :

$$\chi^2 = \sum \frac{(ni - npi)^2}{npi}$$

și ea se obține din tabelul 15.

Tabelul 15

Limitele intervalelor de clasă	Centrul claselor x_i	Frecvența absolută n_i	Abaterea normată $z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$	Funcția abaterii normată $\Phi(z_i)$
1	2	3	4	5
Probabilitatea intervalor pi	Produsul dintre probabilitatea intervalor și selecția de volum npi	Diferența dintre frecvența absolută și probabilitatea de interval înmulțită cu selecția de volum $ni-npi$	$(ni - npi)^2$	$\frac{(ni - npi)^2}{npi}$
6	7	8	9	10



Este de remarcat că valorile coloanei a 5-a se obțin din tabele statistice în funcție de valoarea lui z_i , iar probabilitatea intervalor p_i se calculează scăzind succesiv din valorile mai mari ale lui $\Phi(z_i)$ pe cele mai mici, conform expresiei :

$$\Phi z_{i_2} - \Phi z_{i_1}$$

Suma $\sum \frac{(n_i - n_{pi})^2}{n_{pi}}$ se compară cu valoarea tabelară χ_q^2 .

χ_q^2 se obține din tabele pentru o valoare anumită a lui q și pentru f grade de libertate.

M. G. Wolman (1954) (după W. C. Krumbein și F. A. Graybill, 1965) demonstrează cu ajutorul criteriului χ^2 caracterul de normalitate al distribuției dimensiunilor galeșilor dintr-un pietriș fluviatil după datele de frecvență. În tabelul simplificat (tabel 16) remarcăm faptul că intervalele de clasă sunt date atât în valori aritmetice cât și logaritmice.

Distribuțiile normale cu elemente exprimate logaritmic se numesc lognormale și se testează după aceleași procedee ca cele normale.

Tabelul 16

Clase în mm	Clase în unități f_i	Frecvență absolută N_i	n_{pi}	$\frac{(n_i - n_{pi})^2}{n_{pi}}$
4— 8	-2 — -3	1	0,64	0,20
8— 16	-3 — -4	4	2,89	0,43
16— 32	-4 — -5	5	8,65	1,54
32— 64	-5 — -6	17	15,46	0,15
64—128	-6 — -7	16	16,58	0,02
128—256	-7 — -8	13	10,63	0,53
256—512	-8 — -9	4	5,14	0,25
$\Phi = -6,31; s\Phi = 1,37$				$\chi^2 = 3,12$

χ_q^2 pentru $q = 0,05$ și 4 grade de libertate (media și abaterea medie pătratică fiind dinainte calculate) are valoarea 9,49. Se observă că $\chi^2 < \chi_q^2$ sau $3,12 < 9,49$. Ipoteza că distribuția examinată este lognormală este deci acceptată.



4.3.3. Criteriul asimetriei și excesului

Pentru verificarea ipotezei de normalitate a unei distribuții empirice cu ajutorul criteriului asimetriei și excesului se utilizează rapoartele :

$$|\bar{\gamma}_1 / \sigma_{\bar{\gamma}_1}| \text{ și } |\bar{\gamma}_2 / \sigma_{\bar{\gamma}_2}|$$

în care :

$\bar{\gamma}_1$ = asimetria

$\bar{\gamma}_2$ = excesul

$\sigma_{\bar{\gamma}_1}$ și $\sigma_{\bar{\gamma}_2}$ = abaterile standard corespunzătoare.

Ipoteza de normalitate a unei distribuții empirice este acceptată dacă rapoartele de mai sus au valori mai mici decât 3 și este respinsă dacă numai unul din rapoarte întrece această valoare.

4.3.4. Criteriul diagramelor

Verificarea ipotezei de normalitate a unei distribuții empirice prin metoda diagrameelor constă în următoarele :

- Se construiește curba cumulată pe hîrtie de probabilitate ; hîrtia de probabilitate are pe abscisă valorile aritmetice (hîrtie aritmetică de probabilitate) sau logaritmice (hîrtie logaritmică de probabilitate) ale claselor și pe ordinată valorile frecvenței cumulate ale funcției teoretice (Gauss-Laplace).

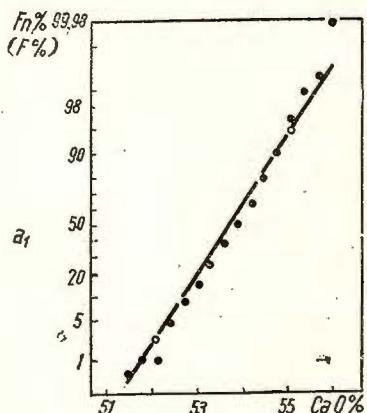


Fig. 101. — Graficul valorilor frecvenței cumulate în procente (Fn %) (cercuri pline). Linia dreaptă reprezintă graficul funcției teoretice de distribuție (în procente, Fn %). (după V. Ianovici și Al. Dimitriu, 1965).

- Dacă din proiectarea datelor obținem o dreaptă de tipul celei din fig. 101, ipoteza normalității (respectiv a lognormalității) distribuției empirice este acceptată.

— Îndepărțarea punctelor proiectate de linia dreaptă reprezintă criteriul de respingere a ipotezei de normalitate.

Acest fapt a sugerat ideia unui amestec de curbe normale, reprezentând mai multe distribuții normale trunchiate și alăturate, doavadă a structurii complexe a populației examineate (W. F. Tanner, 1958; V. Ianovici, Al. Dimitriu 1965).

5. METODE DE CALCUL STATISTIC CU APLICAȚII ÎN SEDIMENTOLOGIE

Statistica matematică aplicată în sedimentologie ajută la obținerea, prelucrarea și interpretarea datelor referitoare la caracterele variabile ale populației examineate (proprietățile scalare și direcționale ale rocilor sedimentare).

Datele pot fi măsurările cantitative de orientare a mecanoglifeelor, axelor „ c ” sau „ c' ” ale galețiilor din pietrișuri și conglomerate, planelor frontale ale stratificației oblice și încrucișate sau cantitative dimensionale (măsurarea dimensiunii elementelor din rocile detritice, a grosimii unităților de stratificație) etc.

Înainte de a trece la prelucrarea statistică a datelor este de preferat să se procedeze la gruparea sau clasificarea acestora după caracterelelor comune. Această grupare se realizează prin patru tipuri de operațiuni sau scări: scara nominală, scara ordinală, scara de interval, scara de raport (W. C. K r u m b e i n și F. A. G r a y b i l l , 1965).

Scara nominală este folosită pentru gruparea elementelor populației după egalități calitative (galeți angulari, galeți subangulari, galeți rotunjiți, mecanoglife de eroziune, mecanoglife de dragare).

Scara ordinală folosește la gruparea elementelor populației pe siruri cu proprietăți crescătoare sau descrescătoare (galeți de la sferici la angulari).

Scara de interval se utilizează pentru gruparea elementelor unei populații după egalități de interval (mecanoglife cu azimutul direcției cuprins în același interval, galeți cu axa lungă variind în același interval de clasă).

Scara de raport permite gruparea elementelor unei populații după egalități de raport (formațiuni cu raportul clasticilor egal, galeți cu raportul dintre formă și dimensiune egal).

În cele ce urmează vom reda pe scurt cîteva metode de calcul statistic care și pot găsi aplicație în sedimentologie.

5.1. Calculul corelației

În sedimentologie se impune necesitatea căutării unei legături între proprietățile scalare sau direcționale ale rocilor sedimentare pentru deschiderea dinamicii mediilor de sedimentare.

Stabilirea statistică a legăturii dintre dimensiunea particulelor sedimentare și gradul lor de rulare va pune în evidență felul și intensitatea meca-



nismului de transport, distanța pe care acesta s-a efectuat și în consecință va da indicații asupra dinamicii mediului de sedimentare.

Metoda statistică care poate fi aplicată pentru stabilirea legăturii dintre elementele variabile ale populației examineate este calculul de corelație. În cel mai simplu caz se utilizează două variabile de corelație X și Y. Calculul de corelație răspunde întrebărilor dacă între aceste două variabile există o legătură, în ce măsură variația uneia dintre ele influențează variația celeilalte și sensul lor de variație.

Primul punct în desfășurarea calculului de corelație este întocmirea tabelului de corelație cu cele două variabile. În acest scop se însiră pe orizontală în partea de sus a tabelului valorile claselor variabilei X și pe verticală, în stînga tabelului valorile claselor variabilei Y. Se trec apoi în pătrățele frecvențele observațiilor corespunzătoare celor două variabile (tabel 17, de contingență).

TABELUL 17

(de contingență)

$x \backslash y$	x_1	x_2	x_3	...	x_i	...	x_n	n_y
y_1	$n_{x_1 y_1}$	$n_{x_2 y_1}$	$n_{x_3 y_1}$...	$n_{x_i y_1}$...	$n_{x_n y_1}$	n_{y_1}
y_2	$n_{x_1 y_2}$	$n_{x_2 y_2}$	$n_{x_3 y_2}$...	$n_{x_i y_2}$...	$n_{x_n y_2}$	n_{y_2}
y_3	$n_{x_1 y_3}$	$n_{x_2 y_3}$	$n_{x_3 y_3}$...	$n_{x_i y_3}$...	$n_{x_n y_3}$	n_{y_3}
...
y_j	$n_{x_1 y_j}$	$n_{x_2 y_j}$	$n_{x_3 y_j}$...	$n_{x_i y_j}$...	$n_{x_n y_j}$	n_{y_j}
...
y_m	$n_{x_1 y_m}$	$n_{x_2 y_m}$	$n_{x_3 y_m}$...	$n_{x_i y_m}$...	$n_{x_n y_m}$	n_{y_m}
n_x	n_{x_1}	n_{x_2}	n_{x_3}	...	n_{x_i}	...	x_{x_n}	n



În dreapta tabelului se adaugă o coloană cu sumele observațiilor pe linii (n_y) și în josul tabelului un sir cu suma observațiilor pe coloane (n_x). Remarcăm că sumele coloanei n_y și a liniei n_x coincid cu selecția de volum n .

Pentru stabilirea raportului de corelație dintre cele două variabile X și Y se calculează două serii de valori :

Prima serie constituie coloanele care se adaugă în dreapta tabelului :

$$\begin{aligned} 1. & \sum_x xn_{xy} \\ 2. & \left(\sum_x xn_{xy} \right)^2 \\ 3. & \left(\sum_x xn_{xy} \right)^2 \\ & \hline \\ 4. & n_y \\ 5. & y^2 \\ & y^2 n_y \end{aligned}$$

A doua serie constituie liniile care se adaugă în josul tabelului :

$$\begin{aligned} 1. & \sum_y yn_{xy} \\ 2. & \left(\sum_y yn_{xy} \right)^2 \\ 3. & \left(\sum_y yn_{xy} \right)^2 \\ & \hline \\ 4. & x^2 \\ 5. & x^2 n_x \end{aligned}$$

Raportul de corelație poate fi scris sub două forme : dacă se cercează gradul de dependență a variabilei X față de variabila Y, expresia are forma :

$$\bar{\eta}_{x/y} = \sqrt{ \frac{ \frac{ \left(\sum_x xn_{xy} \right)^2 - \left(\sum_x \sum_y xn_{xy} \right)^2 }{ \sum_y n_y } }{ \frac{ \left(\sum_x xn_{xy} \right)^2 }{ \sum_x x^2 n_x } - \frac{ \left(\sum_x xn_{xy} \right)^2 }{ n } } }$$

În caz contrar formula este aceeași cu x și y inversate.

Raportul de corelație arată intensitatea legăturii ce există între variabilele X și Y. Valoarea raportului de corelație variază între 0 și 1. Cu cît

valoarea raportului de corelație este mai apropiată de unitate cu atât legătura dintre variabilele X și Y este mai mare și invers cu cât raportul de corelație are o valoare mai apropiată de 0, intensitatea legăturii dintre cele două variabile este mai scăzută.

În cazul cînd calculăm cele două rapoarte de corelație $\eta_{y/x}$ și $\eta_{x/y}$ pentru valorile Y și X, se pot ivi următoarele situații :

1. $\eta_{y/x} = 1$; $\eta_{x/y} = 0$
2. $\eta_{y/x} = 0$; $\eta_{x/y} = 1$
3. $\eta_{y/x} = 1$; $\eta_{x/y} = 1$

În primul caz variabila Y este o funcție uniformă a lui x ; în al doilea caz variabila x este o funcție uniformă a lui Y ; în al treilea caz dependența dintre variabilele X și Y este reversibilă.

Corelații parțiale au fost aplicate de J. C. Griffiths (1959), pentru determinarea relațiilor dintre axele particulelor sedimentare și de W. C. Krumbein (1959), pentru proprietăți legate de coeziunea nisipurilor de țărm.

5.2. Analiza regresiei

Calculul de corelație ne dă posibilitatea stabilirii raportului de variație a două caractere sau elemente variabile ale populației. Există însă cazuri cînd în cadrul distribuției numai o variabilă este cunoscută. Determinarea unei de a două variabile, necesară analizei statistice și necunoscută de la început este posibilă numai prin aplicarea analizei regresiei. Cel mai simplu caz de regresie este cea lineară ; valoarea lui Y reiese din formula :

$$Y_i = \alpha + \beta X_i$$

în care α și β sunt constante care trebuie să se aprecieze din valorile (X, Y) ale unor probe a obiectelor din populația în studiu.

Procedeul folosit pentru obținerea valorilor lui α și β este următorul :

— Se calculează expresiile SSX^2 , SSY^2 , $SSXY$ din formulele :

$$SSX^2 = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 = \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n X_i \right)^2}{n}$$



$$\text{SSY}^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 = \sum_{i=1}^n Y_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n Y_i\right)^2}{n}$$

$$\text{SSXY} = \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X}) = \sum_{i=1}^n X_i Y_i - \frac{\sum_{i=1}^n Y_i \sum_{i=1}^n X_i}{n}$$

$$\beta = \frac{\sum (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{\sum (X_i - \bar{X})^2} = \frac{\sum Y_i X_i - (\sum Y_i)(\sum X_i)/n}{\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2/n} = \frac{\text{SSXY}}{\text{SSX}^2}$$

$$\alpha = \bar{Y} - \beta \bar{X}$$

în care X_i și Y_i sunt perechile de valori observate pentru elementele distribuției examinate și X Y mediile aritmetice ale distribuției.

Înlocuind valorile lui α și β calculate după formulele de mai sus în expresia :

$$Y_i = \alpha + \beta X_i$$

il aflăm pe Y_i cînd X_i este cunoscut.

În unele cazuri calculul regresiei lineare se folosește pentru obținerea mediei unei variabile necunoscute Y , care se notează cu μ_y , în funcție de o valoare X_0 a variabilei X cunoscute. Calculul se face conform expresiei :

$$\mu_y = \alpha + \beta X_0$$

Cunoscîndu-l pe μ_y putem calcula dispersia variabilei Y după formula :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Y_i - \mu_{y,i})^2$$

Analiza regresiei cu una sau mai multe variabile a fost folosită atât la aprecierea conținuturilor mineralogice procentuale ale rocilor (J. N. Weber și G. V. Middleton, 1961), cât și la relațiile dintre proprietățile scalare și direcționale ale rocilor și configurația paleogeografică (W. C. Krumbein, 1959). Acest din urmă caz dovedește importanța aplicării analizei regresiei în sedimentologie, deoarece aprecieri statistice asupra poziției liniei de ţarm (variabila Y) nu se pot face decît pe baza cunoașterii unor factori ca dimensiunea granulelor, (X_1), gradul lor de sortare (X_2), gradul de umiditate (X_3) și de porozitate (X_4). De asemenea studiul statistic al caracterelor morfologice ale stratificației oblice :

scara (X_1), tipul (X_2), forma (X_3) poate da indicii asupra mediului său de formare (Y).

De la determinarea izolată a caracterelor unei populații pe anumite zone se poate trece, și astă reprezintă una din cele mai interesante aplicații ale analizei regresiei în sedimentologie, la conturarea unor suprafețe-limită a variabilelor pe o arie geografică întinsă (de exemplu distribuția dimensiunii medii a granulelor, distribuția abaterii medii pătratice a direcțiilor de transport ale sedimentelor etc.).

Procedeul de lucru în conturarea suprafețelor-limită a variabilelor este următorul : pe suprafață de studiat se pune un plan cu coordonate carteziene (u, v) iar variabila căutată y se consideră a fi perpendiculară ridicată pe planul uv . Suprafață matematică suprapusă regiunii respective va deveni o suprafață limită pentru y . Valorile lui y vor fi notate ca puncte de intersecție ale unei rețele rectangulare sau pătratice și vor fi cuprinse între y_1 și y_n . Desinea acestor valori în rețea trebuie să facă ca fluctuațiile lui y între două puncte de probare adiacente să fie mai mici ca fluctuațiile lui y pe întreaga zonă. Odată stabilită rețeaua corespunzătoare se trece la construirea hărților cu linii de contur de valoare constantă a dimensiunii medii a sedimentelor (R. L. Miller, 1956), a procentelor mineralogice a rocilor granitice (E. H. Whittle, 1961) etc. Trasarea liniilor de egală abatere medie pătratică a direcției și sensului mecanoglifei într-o zonă geosinclinală va permite reconstituirea configurației acesteia.

5.3. Analiza dispersiei

Dispersia caracterelor unei populații față de valoarea medie este cauzată de o serie de factori sau de surse de variație, care trebuie examinate împreună cu dispersia.

Analiza dispersiei permite deducerea cauzelor generale de variație a unei populații din însumarea cauzelor parțiale care produc variația unor porțiuni din această populație.

Dacă se fac o serie de observații sedimentologice, dispersia tuturor elementelor distribuției examineate este suma dispersiilor grupurilor de observații.

Expresia statistică care stă la baza analizei dispersiei este :

$$Y_i = \mu + e_i$$



în care :

Y_i reprezintă o observație dintr-un grup (1, 2, 3, i);

μ reprezintă media necunoscută a populației;

e_i reprezintă abaterea observației Y_i de la media populației.

Pentru a arăta modul în care se stabilește diferența între mediile și dispersiile a două subgrupuri dintr-un grup de observații dăm următorul exemplu (după W. C. K r u m b e i n și F. A. G r a y b i l l , 1965) :

Pentru două serii de măsurători A și B de porozitate a unor carote de gresii se calculează media, suma pătratelor abaterilor față de medie și dispersia :

Seria A	Seria B
8,4	9,6
9,8	9,7
11,3	12,9
12,1	13,2
13,3	13,2
13,5	13,4
14,1	14,3
14,3	16,1

(atât parțial pentru A și B cît și total pentru A + B) (tabel 18).

Tabelul 18

	n_i	\bar{x}	$(x_i - \bar{x})^2$	f	s^2
A	8	12,10	31,86	7	4,55
B	8	12,80	33,68	7	4,81
A+B	16	12,45	67,50	15	4,50

Dacă adunăm suma pătratelor abaterilor față de medie pentru A și B și o comparăm cu valoarea sumei pătratelor abaterilor față de media calculată pentru tabelul măsurătorilor, observăm că suma este mai mică :

$$\begin{array}{rcl}
 \text{Suma totală a pătratelor} & = 67,50 \\
 \text{Suma pătratelor grupurilor} & = 65,54 \\
 \hline
 & & 1,96
 \end{array}$$

Remarcăm de asemenea că între suma numărului de grade de libertate a grupurilor și între numărul de grade de libertate al totalului măsurătorilor este o diferență de 1 grad de libertate.

Valoarea dispersiei din interiorul grupurilor se obtine din raportul :

$$\frac{65,54}{14} = 4,68$$

iar dispersia intre grupuri din raportul :

$$\frac{1,96}{1} = 1,96$$

Cind avem două grupuri de măsurători, comparabile printr-un parametru, putem afirma că acest parametru este diferit atunci cind dispersia totalului măsurătorilor este mai mare decit suma dispersiilor grupurilor.

D. D. McIntyre (1959) folosește analiza dispersiei la stabilirea dispersiei măsurătorilor de axe lungi ale particulelor minerale depuse de valuri într-un nisip de coastă. Autorul execută măsurătorile atât paralel cît și radiar în raport cu țărmul, într-o rețea constituită din cinci raze, 10 șiruri paralele cu țărmul și trei nivele (la părțile inferioară, mijlocie și superioară a stratului). Din dispersia măsurătorilor dimensionale autorul trage concluzii interesante asupra reacției diferențelor granule minerale față de acțiunea hidraulică a agentului transportant. Analiza dispersiei a fost aplicată și altor proprietăți scalare sau direcționale ale sedimentelor (J. S. Kahn, 1956; W. C. Krumbein și J. W. Tukey, 1956; J. C. Griffiths, 1959).

5.4. Analiza funcțiilor discriminante

Analiza funcțiilor discriminante are la bază principiul separării obiectelor dintr-un amestec de două sau mai multe variabile și examinarea fiecărui obiect din acest amestec, pe baza unui vector de măsurători. Analiza discriminantă se aplică populațiilor constituite din două sau mai multe subpopulații, la care urmărirea obișnuită a variabilității caracterelor elementelor componente nu poate lămuri apartenența. Exemplele cele mai uzuale sunt populațiile cu 3 și 4 componente. În cazul a 3 componente : x_1, x_2, x_3 a căror sumă este egală cu 100 (nisip, argilă, silt) se folosește triunghiul echilateral ale cărui vîrfuri valorează 100% din componentul pe care-l reprezintă. Fiecare punct de pe laturile triunghiului reprezintă amestecul celor 3 componente într-un raport bine definit. Modelul folosit pentru 4 componente este tetraedrul, la care vîrfurile reprezintă cîte un

component, laturile amestecul a 2 compoñenți, feþele amestecul a 3 compoñenți și centrul amestecul celor 4 compoñenți.

Analiza funcþiilor discriminante cu 3 și 4 compoñenți este folosită pe scară largă în ultimul timp (J. Òki, 1961; J. N. Weber și G. W. Middleton, 1961; C. M. Warshaw și R. Roy, 1961) în studiul statistic al populaþiilor complexe. Ea stă la baza construirii hărþilor litofaciale și permite conturarea, pe diferite principii a proceselor de dezvoltare a fiecarui component dintr-o entropie litologică.



BIBLIOGRAFIE

- Allen J. R. L. (1963) The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2.
- Allen J. R. L. (1965) Scour marks in snow. *Journ. Sed. Petrology*, 35—2.
- Bagnold R. A. (1962) Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, 265 London.
- Bárdossy Gy. (1957) Statisztikai módszerek alkalmazása a földtauban. (Application of statistical methods in geology). *Földt. Közl.* Budapest.
- Becker G. F. (1893) Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 4.
- Bell D. (1888) Additional notes to Mr. Bell's papers. *Trans. geol. Soc. Glasgow*, 8.
- Bell H. S. (1942) Stratified flow in reservoirs and its use in prevention of silting. *U.S. Dept. Agr., Misc. Publ.*, 491.
- Birkenmajer K. (1958) Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts. *Acta Geol. Polon.*, 8.
- Bleahu M., Dimian M. (1963) Caracteristici stratonomice ale seriilor cretace din Munții Metaliferi. *Asoc. Geol. Carpațo-Balc., Congr. V-lea* (4—19 sept. 1961) București.
- Botvinkinna L. N. (1959) Morphological classification of bedding in sedimentary rocks. *Izvestia Akad. Sciences USSR, Geologic Series*, 6. (English translation by Amer. Geol. Institute.)
- Bouma A. H. (1962) Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier. Amsterdam.
- Bourcart J., Ros J. (1962) Sur le remplissage sédimentaire de la partie centrale de la Méditerranée occidentale. *Compt. Rend.*, 254.
- Bramlette M. N., Bradley W. H. (1940) Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores. *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 196—A.
- Brett G. W. (1955) Cross-bedding in the Baraboo quartzite of Wisconsin. *J. Geol.*, 63.
- Brinkmann R. (1933) Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. Fachgruppe IV*, 32.
- Buffington E. G. (1961) Experimental turbidity currents on the sea floor. *Bull. Am. Assoc. Petrof. Geologists*, 45.
- Burkhalow A. van (1945) Angle of repose and angle of sliding friction, an experimental study. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56.
- Gailleux A. (1938) La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, 11.



- Garozzi A.** (1955) Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la nappe de Morcles en Haute-Savoie. *Bull. Inst. Natl. Géographique*, 57.
- Chayes F.** (1956) Petrographic Modal Analysis. John Wiley and Sons, New York.
- Cochran W. G.** (1953) Sampling techniques. John Wiley Son, New York.
- Codarcea-Dessila Marcela, Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Beju D.** (1965) Observații privind localizarea și constituția geologică a reliefului îngropat de la Comănești. *Stud. și Cercet. de Geol. Geogr. Sec. Geol.*, 10,2.
- Contescu L. Jipa, D., Mihăilescu N.** (1963) Turbidite în flișul Eocenului de Șostrile. *Asoc. Geol. Carpatho-Balc., Congr. V-lea* (4–19 sept. 1961). București.
- Graig G. Y., Walton E. K.** (1962) Sedimentary structures and paleocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkendbrightshire. *Trans. Edinburgh. Geol. Soc.*, 19.
- Growell J. C.** (1955) Directional current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66.
- Cummins W. A.** (1958) Some sedimentary structures from the Lower Keuper sandstones. *Geol. J.*, 2. Liverpool. Manchester.
- Cummins W. A.** (1962) The greywacke problem. *Geol. J.*, 3. Liverpool, Manchester.
- Daly R. A.** (1936) Origin of submarine „canyons”. *Am. J. Sci.*, 31.
- Dimian M., Dimian Elena** (1963) Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic superior-paleogen și a molasei miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului. *D. S. Inst. Geol.*, XLIX (1961–1962).
- Dott R. H.** (1963) Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 47.
- Dreimanis M.** (1959) Rapid macroscopic fabric studies in drill cores and hand specimens of till and tillite. *J. Sediment. Petrol.*, 29.
- Dumitriu M.** (1964) ARII de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpații Orientali. *Stud. și Cercet. Geol.–Geof.–Geogr. Ser. Geol.*, 9,1.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1959) Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Piatra de Văleni. *Com. Acad. R.P.R.*, IX, 11.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1961) Analize de orientare texturală și direcții de transport ale sedimentelor. *Stud. și Cercet. Geol.*, VI, 4.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1962) Cartodiagrama de paleocurenți a munților Perșani (V. Virghișului, defileul Oltului, V. Măierușului). *St. Cercet. Geol.*, VII, 3–4.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1964) Notă asupra imbricației conglomeratelor de Brebu. *St. și Cerc. Geof., Geogr. Geol. Ser. Geol. T.* 9–1.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1965) Observații sedimentologice privind zona flișului cretacic-paleogen dintre văile Covasna și Buzău. *Stud. și Cercet. Geol.–Geof.–Geogr. Ser. Geol.*, 10,1.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina** (1966). Date sedimentologice privind flișul cretacic intern din văile Moldovei, Trotușului și Teliului. *Stud. Cercet. Geol. – Geof. ser. Geol.*, 11,1
- Dunbar C. O., Rodgers J.** (1957) Principles of stratigraphy. John Wiley and Sons. New York.
- Dzulynski St.** (1963) Directional structures in Flysch. *Studia Geol. Polon.*, 12.

- Dżułyński St., Radomski A. (1955) Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis. *Acta Geol. Polon.*, 5.
- Dżułyński St., Słaczka A. (1959). Directional structures and sedimentation of the Krosno Beds (Carpathian Flysch) *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 1958, 28 (3).
- Dżułyński St., Sanders J. E. (1959) Bottom marks confirm lutite substratum underlying turbidite beds (abstract). *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70.
- Dżułyński St., Książkiewicz M., Kuennen Ph. H. (1959) Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70.
- Dżułyński St., Sanders J. E. (1962) Current marks on firm mud bottoms. *Trans. Conn. Acad. Arts. Sci.*, 42.
- Dżułyński St., Walton E. K. (1963) Experimental production of sole markings. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* 19,3.
- Dżułyński St., Walton E. K. (1965) Sedimentary features of Flysch and greywackes Elsevier Publishing Comp. Amsterdam, London, New-York.
- Eisenhart Ch. (1935) A test for significance of lithological variation. *J. Sed. Petrol.*, 5.
- Emery K. O. (1960) The Sea of Southern California. Wiley, New York.
- Emery K. O. (1964) Turbidites-Precambrian to Recent. *Studies on Oceanography*. Tokyo.
- Ericson D. B. (1952) North-Atlantic deep-sea sediments and submarine canyons. *Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser.* 2,15.
- Ewing M., Heezen B. C., Ericson D. B., Northrop J., Dorman J. (1953) Exploration of the Northwest Atlantic Mid-Ocean canyon. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64.
- Ewing M., Worzel J. L., Ericson D. B., Heezen B. C. (1955) Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico, 1. *Geophysics* 20.
- Forche F. (1935) Stratigraphie und Paläogeographie des Buntsandsteins im Umkreis der Vogesen. *Mitt. Geol. Staatstsl. Hamburg*, 15.
- Fraser H. J. (1935) Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments *J. Geol.*, 43.
- Glaessner M. P. (1958) Sedimentary flow structures on bedding planes. *J. Geol.*, 66.
- Gillberg G. (1961) The Middle-Swedish moraines in the province of Dalsland, W. Sweden. *Geol. Föreningens I. Förhandlingar*, 83, Stockholm
- Gorsline D. S., Emery K. O. (1959) Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins of southern California. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70.
- Griffiths J. C. (1959) Size and shape of rock fragments in Tuscarora serie Fishing Creek, Lamar, Central Pennsylvania, *J. Sed. Petrol.*, V. 29.
- Griffiths J. C. (1960) Aspects of measurement in the geosciences. *Min. Ind. Bull.*, 29 (4).
- Haaft E. ten (1956) Significance of convolute lamination. *Geol. Mijnbouw*, 18.
- Haaft E. ten (1959) Graded beds of the northern Appenines: Rijksuniversiteit te Groningen.
- Hall J. (1843) Remarks upon casts of mud furrows, wave lines and other markings upon rocks of the New York System. *Assoc. Am. Geol. Rept.*
- Harrison P. (1957) A clay-till fabric: its character and origin. *J. Geol.*, 65.
- Heezen B. C. (1959 a) Modern turbidity currents. Intern Oceanog. Congress, Ist. Am. Assoc. Advan. Sci., Preprints. *Eclogae Geol. Helv.* 1958, 51 (3).
- Heezen B. C. (1959 b) Dynamic processes of abyssal sedimentation erosion, transportation and redeposition on the deep-sea floor. *Geophys. J.* 2.

- Heezen B. C., Ewing M. (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.*, 250.
- Heezen B. C., Ewing M. (1955) Orléansville earthquake and turbidity currents. *Bull. Am., Assoc. Petrol. Geologists*, 39.
- Hinze J. O. (1960) On the hydrodynamics of turbidity currents. *Geol. Mijnbouw*, 39.
- Holland C. H. (1959) On convolute bedding in the Lower Ludlovian rocks of North East Rednorshire. *Geol. Mag.*, 96.
- Holland C. H. (1960) Load cast terminology and origin of convolute bedding : some comments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71.
- Holmes C. D. (1941) Till fabric. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52.
- Hoppe G. (1952) Hummocky moraine regions. *Geog. Annaler*, 34.
- Hsu K. J. (1959) Flute and groove casts in the Prealpine Flysch : Switzerland. *Am. J. Sci.*, 257.
- Hutton J. (1788) Theory of the earth. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*. 1.
- Hülsemann J. (1955) Grossrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee Watt und in der Molasse. *Senckenbergiana*, 36.
- Ianovici V., Dimitriu Al., (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *St. și Cerc. Geol.-Geof.-Geogr. Ser. Geol.* 10, 1.
- Illies H. (1949) Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. *Mitt. Geol. Staatsinst.* 19. Hamburg.
- Ingerson E. (1954) Geochemical work of the geochemistry and petrology branch. *U. S. Geol. Survey. Geochim. et Cosmochim. Acta*, 5.
- Ionescu H. M. (1957) Elemente de statistică matematică. Edit. Științifică. București.
- Jipa D. (1962) Direcții de aport în gresia de Borșa (Maramureș). *Comunic. Acad. R.P.R.*, XII, 12.
- Johnson M. A. (1962) Physical oceanography. Turbidity currents. *Sci. Progr.* 50 London.
- Johnston W. A. (1922) Imbricated structure in river gravel. *Am. J. Sci. ser. V*, 4.
- Juignet P., Dangard L., Guyaderle M. T., (1965) Les courants de turbidité et les turbidites. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.* VII/2, avril-juin. I--II.
- Kahn J. S. (1956) Analysis and distribution of packing properties of sand-size sediments, *J. Geol.*, V, 64.
- Kalterherberg J. (1956) Über Anlagerungsgefüge in grobklastischen Sedimenten. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abhand.* 1, 104.
- Karlstrom T. N. V. (1952) Improved equipment and techniques for orientation studies of large particles in sediments. *J. Geol.* 60.
- Kelling G., Walton E. K. (1957) Loadcast structures : their relationship to upper surface structures and their mode of formation. *Geol. Mag.*, 94.
- Kingma J. T. (1958) Possible origin of piercement structures, local unconformities and secondary basins in the eastern geosyncline. New Zealand. *J. Geol. Geophys.*, 1.
- Knappp R. T. (1943) Density currents : their mixing characteristics and their effect on the turbulence of the associated flow. Proc. Hydraul. Conf., 2 nd, 1942, *Bull. Univ. Iowa Stud. Eng.*, 27.
- Knight S. H. (1929) The Fountain and the Casper formations of the Laramic basin : a study of the genesis of sediments. *Wyoming Univ. Publ. Sci. Geol.*, 1.
- Kopstein E. P. H. W. (1954) Graded bedding of the Harlech dome. *Ph. D. thesis. Rijks Univ. Groningen*.



- Krumbein W. C. (1934) Size frequency distributions of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 4.
- Krumbein W. C. (1936) Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 6.
- Krumbein W. C. (1959) Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *J. Geol.*, 47.
- Krumbein W. C. (1940) Flood gravel of San Gabriel Canyon. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51.
- Krumbein W. C. (1954) Applications of statistical methods to sedimentary rocks. *J. Amer. Stat. Assoc.*, 49.
- Krumbein W. C. (1959) Trend surface analysis of contour-type maps with irregular control point spacing. *J. Geophys. Research*, 64.
- Krumbein W. C., Pettijohn F. J. (1938) Manual of sedimentary petrography. New York, Appleton-Century Co.
- Krumbein W. C., Tukey J. W. (1956) Multivariate analysis of mineralogic, lithologic and chemical composition of rock bodies. *J. Sed. Petrology*, V. 26.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. (1963) Stratigraphy and sedimentation. Second Edition. W. H. Freeman and Co. San Francisco, London.
- Krumbein W. C., Graybill F. A. (1965) An introduction to statistical models in geology. Mc Graw-Hill Book Comp. New York — St. Louis. San Francisco — Toronto—London—Sydney.
- Książkiewicz M. (1954) Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 1952.
- Książkiewicz M. (1957) Tectonics and sedimentation in the Northern Carpathians. *20-th Intern. Geol. Congr., Sec. V*, 1.
- Książkiewicz M. (1938) Sedimentation in the Carpathian Flysch sea. *Geol. Rundschau*, 47.
- Książkiewicz M. (1961) On some sedimentary structures of the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 31.
- Kuenen Ph. H. (1937) Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidse Geol. Mededel*, 8.
- Kuenen Ph. H. (1953) a) Significant features of graded bedding. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 37.
- Kuenen Ph. H. (1953) Graded bedding with observations in Lower Paleozoic rocks of Britain. *Verhandel. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Afdel. Naturw.*, Sect. I, 20,(3).
- Kuenen Ph. H. (1957) Sole markings of graded graywacke beds. *J. Geol.*, 65.
- Kuenen Ph. H. (1958) Problems concerning source and transportation of Flysch sediments. *Geol. Mijnbouw*, 20.
- Kuenen Ph. H. (1959) Turbidity currents a major factor in Flysch deposition. *Eclogae Geol. Helv.*, 1958, 51.
- Kuenen Ph. H. (1969) Turbidites in Makara Basin, New Zealand. *Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap, Proc. Ser. B*, 63.
- Kuenen Ph. H. (1964) Deep-sea sands and ancient turbidites. *Developments in Sedimentology*, 3.
- Kuenen Ph. H. (1965) Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions. *Colston Papers. Seventeenth Symposium of the Colston Research Soc. Univ. of Bristol*. XVII. April 5th-9th. London.
- Kuenen Ph. H., Migliorini C. I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58.



- Kuenen Ph. H., Sanders J. E. (1956) Sedimentation phenomena in Kullm and Flöz-leeres graywackes, Sauerland and Oberhag, Germany. *Am. J. Sci.* 254.
- Kuenen Ph. H., Faure-Muret A., Lanteaume M., Fallot P. (1957) Observations sur les Flyschs des Alpes Maritimes Françaises et Italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. VI, 7.
- Kulick J. (1960) Driftmarken im Kullm des Edersee-Gebietes. *Fortschr. Geol. u. Westf.* 3.
- Kürsten M. (1960) Zur Frage der Geröllorientierung in Flussläufen. *Geol. Rundschau*, 49.
- Laevinson-Lessing F. J. (1923) On limits and subdivisions of the family of andesits. *Izv. Geol. Kom.* 43,6.
- Lane E. W., Carlson E. J. (1954) Some observations of the effect of particle shape on movement of coarse sediments. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 35.
- Leitch D. (1951) Biometrics and systematics in relation to paleontology. *Proc. Linn. Soc. London*, 162 (2).
- Linck O. (1956) Driftmarken von Schachtelhalm Gewächsen aus der mittleren Keuper (Trias). *Senckenbergiana Lethaea* 37.
- Lundqvist G. (1948) Blockens orientering i olika jordarter. *Sveriges geol. Undersökn.* Ser. C., 497.
- Lyell Ch. (1837) Principles of geology. Philadelphia : Jas. Kay, Jr. and Bro.
- MacClintock P. (1959) A till-fabric rock. *J. Geol.* 67.
- Mangin J. Ph. (1962) Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans un „faciès flysch“ du Tertiaire pyrénéen. *Sedimentology*, 1.
- Marschalko R. (1961) Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in Flysch of Central Carpathians. *Geol. prace* (Bratislava) 60.
- Menard H. W., Ludwick J. C. (1951) Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents. *Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ.* 2.
- McBride E. F. (1962) Flysch and associated beds of the Martinsburg formation (Ordo-vician), central Appalachians. *J. Sediment. Petrol.*, 32.
- McBride E. F., Hayes M. O. (1962) Dune cross-bedding on Mustang Island Texas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 46.
- McDowell J. P. (1957) The sedimentary petrology of the Mississagi Quartzite in the Blind River area. *Ontario Dept. Mines. Geol. Circular* 6.
- McKee E. D. (1940) Three types of cross-lamination in Paleozoic rocks of northern Arizona. *Am. J. Sci.*, 228.
- McKee E. D., Weir G. (1953) Terminology of stratification and cross stratification. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64.
- McKee E. D. (1954) Stratigraphy and history of the Moenkopi formation of Triassic age. *Geol. Soc. Am. Mem.* 61.
- McIntyre D. D. (1959) The hydraulic equivalence and size distribution of some mineral grains from a beach. *J. Geol.*, V. 64.
- Menard H. W. (1955) Deep-sea channels, topography and sedimentation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 39.
- Mihăilescu N., Panin N. (1962) Direcții de curent în depozitele eocen-oligocene din regiunea Telciu-Romuli (Maramureș). *Com. Acad. R.P.R.*, XII, 12.
- Miller Hugh (1884) On boulder glaciation. *Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh*, 8.

- Miller R. L. (1953) Introduction to special issues on statistics in geology. *J. Geol.*, 61.
- Miller R. L., Kahn J. S. t. (1962) Statistical analysis in the geological Sciences. John Wiley and Sons, New York, London.
- Milner H. B. (1962) Sedimentary petrography. New York. The Macmillan Co. (2 vols.).
- Morice E., Chartier F. (1954) Méthode statistique. Institut national de la statistique et des études économiques pour la métropole et la France d'outre mer. Imprimerie Nat. Paris.
- Murgeanu G., Contescu L., Mihăilescu N. (1962) Stratigrafia și sedimentologia complexului marnelor roșii din bazinile văilor Dâmbovița și Ialomița, cu privire specială asupra limitei cretacic/paleogen. *Stud. și Cerc. de Geol.*, VII, 2.
- Nederlof M. H. (1959) Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga Valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidoc Geol Mededel*, 24.
- Nesteroff W. D. (1961) La „sequence type” dans les turbidites terrigènes. *Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn.*, Sér. 2, 4.
- Nesteroff W. D., Heezen B. C. (1963) Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Sér. 2, 1962.
- Niehoff W. (1958) Die primär gerichteten Sedimenstrukturen insbesonders die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. *Geol. Rundschau*, 47.
- Oki J. (1961) Metamorphism in the northern Kiso Range, Nagano Prefecture, Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, V. 32.
- Okko V. (1955) Glacial drift in Iceland, its origin and morphology. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 170.
- Ottmann F. (1965) Introduction à la géologie marine et littorale. Masson & Cie Ed.
- Oulianoff N. (1960) Transport des matériaux meubles sur les fonds océaniques. *C.R.*, 250.
- Passega R. (1962) Problem of comparing ancient with recent sedimentary deposit. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 46.
- Peabody F. E. (1947) Current crescents in the Triasic Moenkopi formation. *J. Sediment. Petrol.* 17.
- Pearson K. (1894) Contributions to the mathematical theory of evolution. *Phil. Trans. Ser. A*. 185.
- Pelletier B. E. (1958) Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69.
- Pettijohn F. J. (1957) Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 68.
- Picard K. (1950) Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes Essen. *Geol. Jl.* 65.
- Picard K. (1953) Zur Auswertung der Kreuzschichtung in fluviatilen Sedimenten. *Geol. Rundsch.* 41.
- Plessmann W. (1961) Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. *Geol. Jb.*, 78.
- Potter P. E. (1955) The petrology and origin of the Lafayette gravel. Part. I, mineralogy and petrology. *J. Geol.*, 63.
- Potter P. E. (1962) Regional distribution pattern of Pennsylvanian sandstones. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 46.

- Potter P. E., Olson I. S. (1954) Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin: Geological applications. *J. Geol.*, 62.
- Potter P. E., Siever R. (1956) Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin: Part, I. Cross-bedding. *J. Geol.*, 64.
- Potter P. E., Pettijohn F. J. (1963) Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin-Göttingen. Heidelberg.
- Prentice J. E. (1949) The statistical method in paleontology. *Brit. Sci. News* 3 (25).
- Prentice J. E. (1956) The interpretation of flow-markings and load casts. *Geol. Mag.*, 93.
- Pryor W. A. (1960) Cretaceous sedimentation in Upper Mississippi embayment. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists.*, 44.
- Radomski A. (1958) The sedimentological character of the Podhale Flysch. *Acta Geol. Polon.*, 8.
- Rancu V., Tövissi L. (1963) Statistica matematică cu aplicații în producție. Colecția „Teoria probabilității”, V. Edit. Acad. R.P.R.
- Rasumovsky N. K. (1940) The character of the distribution of metal content in mine deposits. *Doklad. Akad. Sci., U.R.S.R.* 28, 9.
- Rădulescu D. (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ed II. Ed. Did. și Ped. București.
- Rehbock Th. (1929) Bettbildung, Abfluss und Geschiebebewegung bei Wasserläufen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 81.
- Reiche P. (1938) An analysis of cross-lamination, the Coconino sandstone. *J. Geol.*, 46.
- Reineck H. E. (1958) Longitudinale Schrägschichtung im Watt. *Geol. Rundsch.*, 47.
- Reinecke L. (1928) The location of payable ore-bodies in the gold-bearing reefs of the Witwatersrand. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*. 30.
- Rich J. L. (1950) Flow markings, growings, and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 34.
- Richter K. (1932) Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. *Z. Geschiebeforschung*, 8.
- Robson D. A. (1956) A sedimentary study of the Fell sandstone of the Coquet Valley, Northumberland. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 107.
- Rubey W. W., Bass N. W. (1925) The geology of Russell County, Kansas. *Kansas Geol. Survey, Bull.*, 10.
- Ruedemann R. (1897) Evidence of current action in the Ordovician of New York. *Amer. Geol.*, 19.
- Ruhin L. B. (1958) Grundzüge der Lithologie — Berlin. Akademieverlag (Trad. din limba rusă).
- Rücklin H. (1938) Strömungsmarken im unteren Muschelkalk des Saarlandes. *Senckenbergiana*, 20.
- Sanders J. E. (1960) Origin of convoluted laminae. *Geol. Mag.*, 97.
- Sarkisian, S. G., Klimova L. T. (1955) The orientation of pebbles and methods of studying it for paleogeographical reconstructions. Petroleum Institute, Publishing House of the Acad. of Sci., USSR, Moscow.
- Savul M. (1959) Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Stud. cercet. geol.*, IV, 1.

- Savul M. (1961) Geochimia elementelor majore în rocile carbonatice din R.P.R. *Stud. și Cercet. geol.*, VI, 1.
- Savul M., Iancovici V. (1959) Chlismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. *Stud. și Cercet. geol.*, IV, 1.
- Scheidegger A. E. (1960) The physics of flow through porous media. Macmillan Co. New York.
- Schlee J. (1957 a) Fluvial gravel fabric. *J. Sediment. Petrol.*, 27.
- Schlee J. (1957 b) Upland gravels of southern Maryland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68.
- Schmid K. (1934) Biometrische Untersuchungen an Foraminiferen aus d. Phacen von Ceram. *Ecologol. Geological Helvitiæ*, 27,1
- Schwarzacher W. (1953) Cross-bedding and grain size of East Anglia. *Geol. Mag.*, 90.
- Seilacher A. (1960) Strömungsanzeichen im Hunsrückshiefer. *Notizbl. Hess. Landesamtes Bodenforsch.* 88, Wiesbaden.
- Shaw D. M., Bankier J. D. (1954) Statistical methods applied to Geochemistry, Geochim et Cosmochim Acta, 5.
- Shepard F. P. (1958) Turbidity currents and erosion of the deep-sea floor. *Intern. Oceanogr. Congr. Inst. Am. Assoc. Advanc. Sci., Prop.*
- Shepard F. P. (1961) Deep-sea sands. *Intern. Geol. Congress 21 st. Copenhagen 1960. Rept Session, Norden*, 26.
- Shotton F. W. (1937) Lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire. *Geol. Mag.* 74.
- Shrock R. R. (1948) Sequence in layered rocks. McGraw Hill Book Co. New York.
- Simpson G. G., Roe A. (1939) Quantitative Zoology. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- Sorby H. C. (1859) On the structures produced by the current present during the deposition of stratified rocks. *The Geologist*, 2.
- Sitzanley D. J. (1961) Études sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Rev. Inst. Franc. Pétrole. Ann. Combust. Liquides*, 16.
- Steinmetz R. (1962) Analysis of vectorial data. *J. of. Sed. Petrol.* 32, 4.
- Stetson H. C., Smith J. F. (1938) Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope. *Am. J. Sci.*, 35.
- Stokes W. L. (1953) Primary sedimentary trend indicators applied to one-finding in the Carrizo Mountains. Arizona and New Mexico. *U. S. Atomic. Energy Comm. R.M.E.*, 3043, pt. 1.
- Staaten L. M. J. U. van (1949) Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. *Bull. Comm. Géol. Finlande*. 144.
- Strahler A. N. (1954) Statistical Analysis in Geomorphic Research. *J. Geol.*, 562, 1.
- Sullwold H. H. (1959) Nomenclature of load deformation in turbidites. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70.
- Sullwold H. H. (1960) Loadcast terminology and origin of convolute bedding: further comments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71.
- Sundborg A. (1956) The river Klarälven, a study of fluvial processes. *Geogr. Annaler*, 48.
- Sutton R. G. (1959) Use of flute casts in stratigraphic correlation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 43.
- Sutton J., Watson J. (1955) The deposition of the Upper Dalradian rocks of the Banffshire coast. *Proc. Geologists Assoc.* 66.



- Teichmüller R. (1960) Ein rezentes Analogon zu Driftmarken im Kulm des Ederseegebietes. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3.
- Twenhofel W. H. (1932) Treatise and sedimentation. 2nd. ed. Baltimore: Williams and Wilkins Co.
- Unger K. P., Ziegenhardt W. (1961) Periglaziale Schotterzüge und glazigene Bildungen der Mindel (Elster) Eizeit im zentralen Thüringer Becken. *Geol.*, 10.
- Unrug R. (1957) Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpathians). *Acta. Geol. Polon.*
- Vassoevici N. B. (1953) On some structures in the Flysch (rez. engl). *Tr. L'vovsk. Geol. Obscesto*, 3.
- Vassoevici N. B. (1954) Geological Field Companion (English summary). *Gostoptekhizdat* 1. Leningrad.
- Virkkala K. (1961) On the glacial geology of the Hämeenlinna region, southern Finland. *Bull. comm. géol. Finland*, 196.
- Vistelius A. B. (1960) The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes. *The Journ. Geol.*, 68,1.
- Wadell H. (1936) Shape and shape position of rock fragments. *Geol. Annaler*, 18.
- Warshaw G. M., Roy R. (1961) Classification and a scheme for the identification of layer silicates. *Geol. Soc. Am. Bull.* V, 72.
- Weber J. N., Middleton G. V. (1961) Geochemistry of the turbidites of the Normanskill and Charsey Formation, I an II. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, V, 22.
- White W. S. (1952) Imbrication and initial dip in a Keweenawan conglomerate bed. *J. Sediment. Petrology*, 22.
- Whitten E. H. T. (1961) Quantitative areal model analysis of granite complexes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V, 72.
- Williams H. S. (1881) Channel fillings in Upper Devonian shales. *Am. J. Sci.*, 121.
- Wilks S. S. (1963) Statistical inference in Geology. The Earth Science. William Marsh Rice University. *Semicentennial Publ.*
- Wood A., Smith A. J. (1959) The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth grits (Upper Llandoveryan). *Quart. J. Geol. Soc. London*, 114.
- Wright H. E. (1962) Role of the Wadena lobe in Wisconsin glaciation of Minnesota. *Bull. Geo. Soc. Am.*, 73.
- Wurster P. (1958) Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. *Geol. Rundsch.*, 47.
- Yeakel L. S. jr. (1962). Tuscarora Juniata and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the Central Appalachians. *Bul. Geol. Soc. Am.* 73.

Redactor de carte: M. PAUCĂ
Tehnoredactor și corector: G. CAZABAN
Illustrația: I. NITU

Dat la cules: 1 XII 1966. Bun de tipar: 3. VII. 1967. Tiraj: 1200 ex.
Hartie cartografică tip III 50 gr/m². p. Format: 70×100. Colț de tipar: 11,26
Com. 489. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu
nr. 23 – 25. București – România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României