

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 51 (1958)
Heft: 3: Le Ve congrès international de sédimentologie, Suisse, 1958 : Genève et Lausanne, 2-7 juin

Artikel: Communications présentées au Congrès
Autor: Andel, Tjeerd H. van / Falke, Horst / Accordi, Bruno
Kapitel: C: Bassins détritiques : molasse, flysch, houiller et autres
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162445>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

C. BASSINS DÉTRITIQUES: MOLASSE, FLYSCH, HOUILLER ET AUTRES

49. — BRUNO ACCORDI (Istituto di Geologia dell'Università di Catania, Italia): **Il flysch oligocenico-aquitaniiano dei Monti Nebrodi (Sicilia nordorientale).** Con 4 figure nel testo.

SUMMARY

The A. describes a Flysch-series, ascribed to the Oligocene and to the lower Burdigalian, which constitutes a great part of the Nebrodi mountains. He briefly illustrates the relations of this Flysch to the Peloritani and Madonie mountains: there are often tectonic and only a few times stratigraphic relations. The lower part of the series (Oligocene) is formed by quickly alternated silty-clay beds and sandy brown-coloured beds. The upper part (Burdigalian) is mostly of sandstones, with thick yellowish beds interposed with thin clay layers. The sedimentologic features of this series are pointed out in detail and the tectonic actions are discussed.

INTRODUZIONE

I Monti Nebrodi, o Caronie, costituiscono una parte della catena costiera settentrionale della Sicilia. Essi si collegano a oriente con i Peloritani e ad occidente con le Madonie e raggiungono la quota massima di metri 1847 (Monte Soro).

Gli studi precedenti su questa catena sono estremamente scarsi; ci dobbiamo basare più che altro sulla carta geologica al 100000 rilevata nel 1884-1885 da BALDACCIO e MAZZETTI, a poche notizie riferite nell'opera di BALDACCIO (1896) e ad alcuni dati generali o riguardanti aree limitrofe (vedi bibliografia).

Il crinale della catena è orientato da ENE a WSW; il versante settentrionale è formato quasi esclusivamente di Flysch paleogenico: il versante meridionale è invece più complesso per la presenza di fenomeni tettonici di vario tipo ai quali dobbiamo la presenza di numerose placche flyschiodi e di coltri di argille scagliose che non si trovano in posizione originaria. Parte di questa fascia meridionale è inoltre coperta da lembi di formazioni più recenti (argille tortoniane e plioceniche, calcari e gessi del Sarmatico, modesti affioramenti langhiano-elveziani) e talora più antiche o coeve (arenarie paleogeniche).

L'area in esame è stata rilevata *ex novo*, negli anni 1956-1957, alla scala 1:25000, dal personale dell'Istituto di Geologia dell'Università di Catania¹⁾. La morfologia è in complesso dolce per l'abbondanza dei letti argillosi intercalati ai letti arenacei; solo nella parte alta della serie compaiono banconi di arenaria, ora compatta e dura ora più friabile, che movimentano il paesaggio con rupi sulle quali giacciono in genere gli insediamenti umani.

Dove sono sviluppati i livelli flyschiodi più argillosi e dove vi è copertura di argille varicolori o scagliose sono assai diffusi gli smottamenti e le frane, sia antiche che attuali, che assumono spesso carattere imponente e che ad ogni stagione piovosa ripropongono il problema della manutenzione delle opere pubbliche.

¹⁾ Sotto la direzione dello scrivente e con i contributi della Regione Siciliana e del Consiglio Nazionale delle Ricerche; gli studi di laboratorio sui numerosi campioni raccolti son tuttora in corso.

CENNI SUL BASAMENTO PREOLIGOCENICO

La base su cui poggiano le formazioni flyschiodi in esame affiora alle ali orientale e occidentale, in aree che appartengono rispettivamente ai monti Peloritani e alle Madonie. *A oriente* il complesso oligocenico-aquitaniense tipicamente flyschioide dei Nebrodi scompare bruscamente per contatto tettonico; lungo una linea che congiunge S. Fratello a Malvagna esso è in buona parte ricoperto da un complesso sovrascorso (o meglio affetto da movimenti traslativi); in alcuni tratti invece il contatto è dato da faglie subverticali.

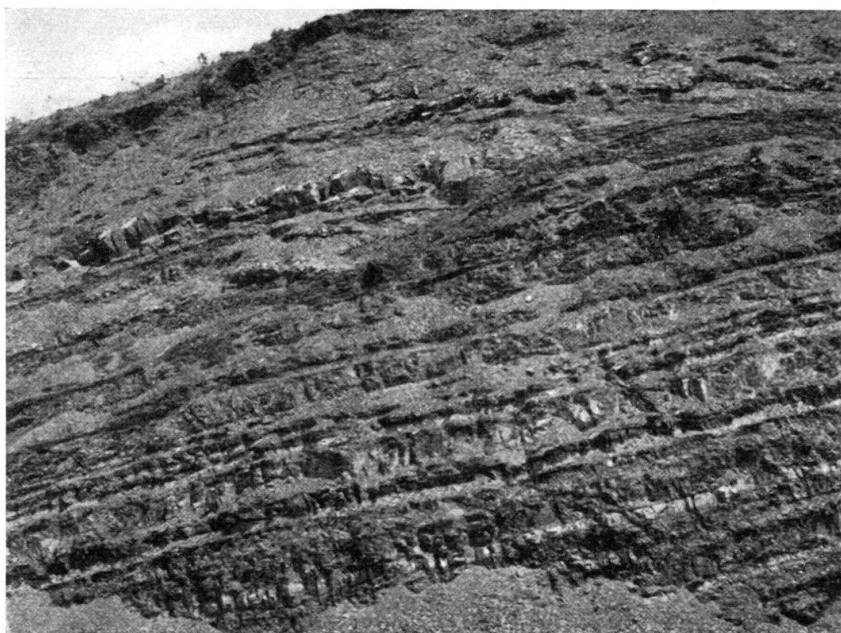


Figura 1: Alternanze di arenarie fini, ben cementate, e di argille siltose scagliettate nel *Flysch* dei Monti Nebrodi, al passaggio dall'Oligocene all'Aquitaniense. Dintorni di Mistretta

Si passa così nettamente ad una «facies peloritana» che è rappresentata da una serie conglomeratico-arenacea grigia, talora con una potenza di centinaia di metri che andrebbe dall'Eocene al Miocene e che non contiene comunque un Oligocene in facies uguale o analoga a quella dei Nebrodi. Psefiti e psammiti poggiano spesso direttamente sulle filladi del basamento metamorfico calabro-siculo; in vari punti peraltro ne sono separate da lembi di Mesozoico, con prevalenza di calcari liassici e scaglia rossa, caratterizzati da discontinuità, da fitti disturbi tettonici e da abbondanti laminazioni. Ai calcari ed alla scaglia s'accompagnano spesso sottili lembi lenticolari di anageniti (tipo «verrucano»), di marne e calcari del Dogger e Malm e di marne del Neocomiano; questi materiali affiorano soprattutto nelle zone di Malvagna, Roccella Valdemone, Monte Moro ed entro un'area triangolare compresa tra Monte Ucina, S. Marco d'Alunzio e S. Fratello. L'importante linea tettonica cui s'accennò ora, alla quale dobbiamo imputare la brusca sparizione della serie flyschioide dei Nebrodi, ha un andamento da WNW a ESE e può essere seguita fino a Taormina per una lunghezza superiore ai 70 km.

A occidente, e precisamente ad una distanza di 60–70 km dalla linea anzi-detta, il *Flysch* arenaceo-argilloso in esame passa alle più antiche formazioni

delle Madonie, ora per contatto tettonico (faglie subverticali) e ora – a quanto sembra – in continuità stratigrafica. Tra Castelbuono e Polizzi infatti vi sono vari punti in cui la serie oligocenica termina contro pareti di calcari mesozoici che sono altrettanti liscioni di faglia; in altre zone (soprattutto verso sud) vi sono placche monoclinali che lasciano supporre una continuità stratigrafica; letti di scaglia e breccie nummulitiche si interpongono fra i calcari del Cretaceo e la fitta alternanza di argille siltose e fini arenarie dell'Oligocene. Le ricerche in quell'area sono tuttora in corso, anche da parte del Prof. SELLÌ e collaboratori; non è escluso che si tratti semplicemente di una serie concordante ma tuttavia lacunosa.



Figura 2. La stessa serie intensamente tettonizzata, come appare di regola nella parte centrale del versante settentrionale dei Nebrodi (area di Pizzo Luminaria)

IL FLYSCH OLIGOCENICO-AQUITANIANO

I Monti Nebrodi son formati quasi esclusivamente, come si disse, da una serie (a fitte alternanze di argille siltose e di arenarie) che è stata concordemente attribuita all'Oligocene e all'Aquitaniense, che è in genere sterile e che viene da noi indicata come «Serie di Geraci Siculo». Essa affiora con spessori apparentemente superiori ai 1000 metri: a nostro parere tale potenza è in parte dovuta a ripetizioni per fenomeni traslativi; lo spessore reale della parte centro-orientale del bacino assomma comunque a molte centinaia di metri, mentre a occidente esso va diminuendo. Riteniamo che il complesso in esame abbia subito notevoli movimenti gravitativi (in genere verso Sud) in tempi compresi tra il Miocene medio e il Pliocene medio; nelle aree circostanti infatti, e soprattutto a meridione, gli unici sedimenti indisturbati che ricoprono sia le masse denudate tettonicamente che i numerosi olistostromi sono dati da arenarie e sabbie gialle fossilifere non più antiche dell'Astiano.

Attualmente il Flysch dei Nebrodi pende regolarmente, in complesso, di 15–20° verso Nord ed è difficile spiegare i pur evidenti movimenti traslativi verso Sud

se non si ammette che in tempi recenti (postpiacenziani) la fascia di Mar Tirreno che lambisce la Sicilia abbia subito dei collassi, o che comunque azioni tettoniche tardive abbiano provocato l'inversione della pendenza. Una tale ammissione spiegherebbe tra l'altro, a nostro parere, i numerosi e bruschi contatti tra il Flysch (sempre pendente verso Nord) e le pareti dei calcari mesozoici delle Madonie e dei Peloritani, le cui faglie verticali subirono ringiovanimenti anche in tempi recentissimi.

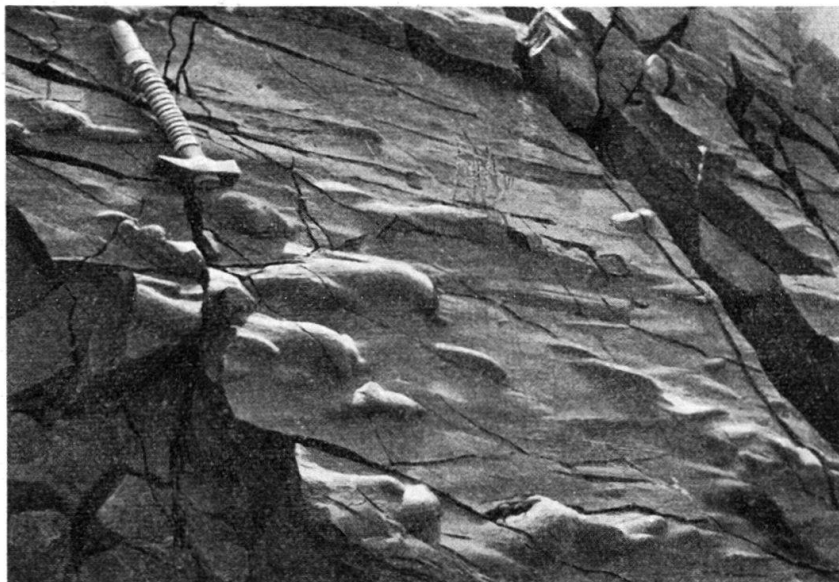


Foto R. Colacicchi

Figura 3: Superficie inferiore di un banco rovesciato di arenaria del Flysch aquitaniano dei dintorni del Lago d'Ancipa (località Rocche di Cunnolio). Sono oltremodo evidenti le impronte di corrente orientate

La composizione litologica dell'intera serie è uniforme in complesso; tuttavia è agevole riconoscere una parte più antica, a sedimentazione prevalentemente minuta e con fitte alternanze, ed una parte più recente a composizione più psammitica e con banchi a notevole spessore. La parte inferiore, propriamente oligocenica, è formata da centinaia di straterelli, spessi in media due centimetri, con altrettante alternanze di arenarie fini e finissime, dure e ben cementate, e di argille finemente siltoso-arenacee. Queste ultime si sbriciolano in minute scaglie romboedriche, con lato inferiore al centimetro, che contribuiscono ad una rapida degradazione superficiale. Il tutto ha un colore dominante marron o bruno; tale colore, diffuso in tutti i Nebrodi, è tuttavia una tinta d'alterazione superficiale che si spinge fino a due metri circa di profondità; i materiali che escono invece da pozzi o gallerie hanno un colore grigio-verde molto scuro.

Tra Petralia e Mistretta vi sono estesissime aree, brulle e con dolce morfologia, dove si può esaminare in dettaglio questa parte inferiore della serie; ivi gli straterelli si possono spesso seguire per lungo tratto. Invece nell'area tra Caronia e Capizzi (versante settentrionale) vi è una minuta ed intensa tettonizzazione che ha quasi del tutto mascherato la stratificazione; ivi il colore globale è più scuro ed i movimenti franosi sono più abbondanti.

I macrofossili mancano, o meglio sono rappresentati solo da cilindretti ondulati lunghi fino a 7–8 centimetri, normali ai piani di stratificazione e privi di strutture. I microfossili compaiono in pochi campioni e sono dati esclusivamente da forme arenacee di profondità (con prevalenza di *Astrorhizidae* e *Reophacidae*).

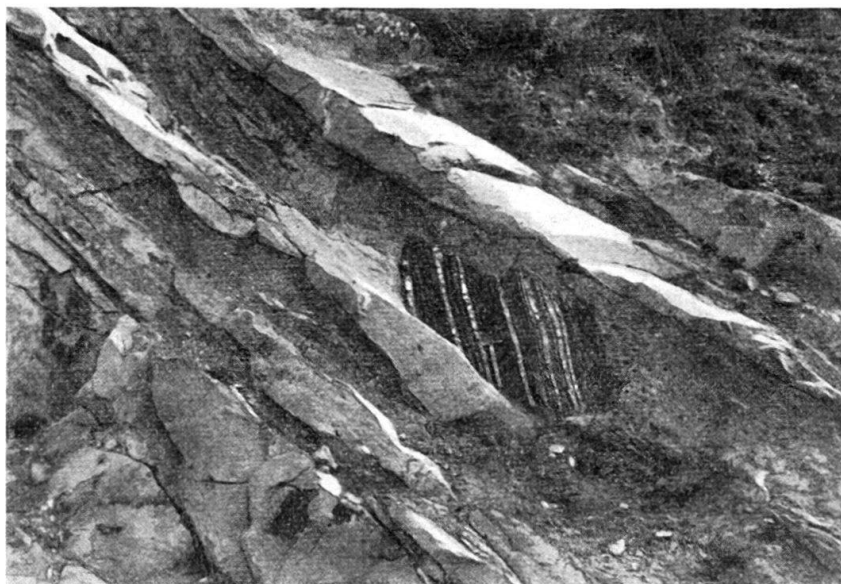


Foto R. Colacicchi

Figura 4: Alternanze di arenarie e argille nella parte superiore (Aquitaniiano) del Flysch dei dintorni di Sperlinga. Si osservi il blocchetto di Flysch (il martello dà le dimensioni) inglobato in un banco argilloso

L'esame sommario (compiuto dalla dott. ^{ssa} M. ROMEO) di alcune rare microfaune rinvenute nella parte bassa (Oligocene inferiore) della serie ha rivelato per ora la presenza delle seguenti forme:

<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Trochamminoides</i> sp.
<i>Cyclamina</i> sp.	<i>Recurvoides</i> sp.
<i>Ammobaculites</i> sp.	<i>Parrella</i> sp.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	<i>Spiroplectoides cloto</i>
<i>Reophax</i> sp.	<i>Karriella subcylindrica</i>
	<i>Globigerina dissimilis</i> .

La parte superiore della «Formazione di Geraci», ascritta all'Aquitaniiano sin dal 1880, si arricchisce gradualmente in materiale arenaceo a scapito dei componenti argillosi. I letti psammitici divengono via via più potenti procedendo verso l'alto, e da spessori di 1–2 centimetri raggiungono potenze di decine di metri, come si verifica ad esempio in corrispondenza degli abitati di Geraci, Mistretta, Sperlinga e Nicosia. Va notato peraltro che anche nella porzione terminale lo spessore reale medio dei banchi arenacei si aggira su 1–2 metri; le maggiori potenze citate poc'anzi si verificano solo in corrispondenza di ammassi lentiformi che si estendono per non più di qualche centinaio di metri; detti ammassi passano lateralmente a banchi più modesti e corrispondono evidentemente ad accumuli particolari.

I banchi arenacei, separati tra loro da letti argillosi, sono quasi esclusivamente formati da granuli quarzitici, di color chiaro e di norma arrotondati. In varie aree essi formano, per le loro dimensioni, delle minute puddinghe quarzitiche disseminate irregolarmente nella massa arenacea: ciò si nota soprattutto nei pressi di Monte Sambughetti. Il cemento è di regola siliceo e buona parte dei banchi sono estremamente duri; in qualche zona, come a M. Timponivoli (presso il Lago d'Ancipa), sembra che l'estrema durezza sia stata provocata da azioni idro-minerali. Altrove invece vi sono grosse lenti arenacee (Nicosia, Sperlinga), più o meno smosse della loro posizione originaria (spesso dei veri olistoliti) a cemento tenero, tanto da essere utilizzate per scavare abitazioni e stalle. In tutti i casi il colore globale è giallastro all'esterno e quasi bianco internamente.

In seno alla parte alta della «Formazione di Geraci» compaiono vari esempi di «unda-bedding» (diffusi in tutta l'area) e di altri fenomeni contemporanei alla sedimentazione, come «mud-flows», «current-marks», «load-casts» o come l'inglobamento di ciottoli o di modesti pacchetti di flysch oligocenico in seno ad uno strato. Benchè il fenomeno non risulti chiaro come in altre formazioni, non manca qualche esempio di risedimentazione per correnti di torbida; la stessa presenza delle grosse lenti arenacee con plaghe di breccioline parla in favore di riempimento di depressioni o di valli sottomarine per effetto di torbide.

Anche nella parte superiore del complesso flyschioide ora descritto i fossili sono rappresentati solo, e raramente, da alcuni foraminiferi arenacei la cui associazione differisce da quella della parte oligocenica ed è rappresentata dai generi *Ammodiscus*, *Bathysiphon*, *Glomospira*, *Reophax*, *Textularia* e *Haplophragmoides*.

In seno a tutta la serie flyschioide compaiono, soprattutto nell'area di Geraci Siculo, interessanti esempi di «dicchi sedimentari» formati da vene e banchi di arenaria, analoga a quella dei sedimenti, che tagliano gli strati sotto vario angolo. Questi dicchi, simili a quelli riscontrati nel Flysch della Polonia e di qualche altra regione, formano oggetto di una relazione presentata dal dott. R. COLACICCHI in questo stesso Congresso.

Per analogia con le altre aree a Flysch sia appenniniche che transalpine possiamo ritenere che l'estesa fascia qui illustrata, la quale copre una superficie lunga una sessantina di chilometri e larga da 12 a 20 km, sia formata da un deposito di geosinclinale contemporaneo alle prime fasi orogenetiche. Le azioni tettoniche più evidenti furono invece molto posteriori: ci riferiamo non già al sollevamento, che poté avvenire anche nel Miocene inferiore, ma ai fenomeni traslativi (slittamenti, colate gravitative ecc.) che provocarono la sovrapposizione di vari pacchi coevi di Flysch; è noto infatti che un sondaggio per ricerche petrolifere attraversò quasi 2000 metri di materiali sempre analoghi, mentre a nostro parere lo spessore reale della serie è inferiore. Gli stessi movimenti tangenziali provocarono anche lo spostamento (in linea di massima verso Sud) delle estese coltri di «argille scagliose», formate di materiali in buona parte cretaceo-eocenici ma spesso disposte sopra la serie oligocenico-aquitania; determinarono altresì il movimento verso Sud di notevoli masse di Flysch la cui parte plastica è così tettonizzata e sconvolta da essere spesso associata alle «argille scagliose». Le azioni tettoniche di questo tipo dovettero continuare almeno fino al Pliocene medio, poichè sopra la serie oligocenico-aquitania l'unica formazione rimasta tranquilla è data da arenarie

e sabbie dell'Astiano; tutti i lembi intermedi (argille elvezie e tortoniane, brandelli di serie gessoso-solfifera sarmatica, argille piacentiane) sembrano rappresentare solo i residui di più estese coltri colate verso meridione.

Solo dopo aver studiato esaurientemente i rapporti con le formazioni sottostanti e circostanti potremo comunque avere idee più concrete sulla genesi di questa serie che ha un carattere inconfondibile rispetto a tutte le altre formazioni della Sicilia.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1957): *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It. 79, Roma.
- (1957): *Osservazioni preliminari sul Miocene della fascia meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia nordorientale)*. Boll. Soc. Geol. It., in corso di stampa.
- BALDACCI, L. (1886): *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta geol. It. 1, Roma.
- BENEO, E. (1951): *Appunti sulla elaborazione di una diagnosi strutturale della Sicilia*. Boll. Serv. Geol. It. 73, Roma.
- (1956): *Risultati degli studi svolti alla ricerca petrolifera in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. It. 78, Roma.
- (1956): *Accumuli terziari da risedimentazione nell'Appennino centrale e frane sottomarine*. Boll. Serv. Geol. It. 78, Roma.
- BONANNO, F., & STRAMONDO, A. (1957): *Relazione preliminare sul rilevamento geologico delle tavolette: «Gagliano Castelferrato, Monte Salici, Troina e dei terreni sedimentari delle tavolette Serra di Vito, Bronte e Grotta Fumata del Foglio 261 Bronte (Sicilia)»*. Boll. Serv. Geol. It., 79, Roma.
- CAMPISI, B. (1957): *Note illustrative del rilevamento geologico delle tavolette: «Petràlia, Polizzi Generosa ed Alimena»*. Boll. Serv. Geol. It. 79, Roma.
- CHECCHIA RISPOLI, G. (1910): *Sull'esistenza dell'Oligocene nella regione del M. Judica (Provincia di Catania)*. Rend. R. Acc. Lincei [Ser. 5] 19, fasc. 9^o, Roma.
- (1911): *Sull'Oligocene dei dintorni di Campofiorito in provincia di Palermo*. Giorn. Sci. Nat. ed Ec. Palermo 28, Palermo.
- COGGI, L. e BRUSCHI, E. (1952): *Contributo alla conoscenza dell'Oligocene in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. 71, Roma.
- COLACICCHI, R. (1957): *Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette: «Troina, Cerami e Capizzi (Monti Nebrodi – Sicilia settentrionale)»*. Boll. Serv. Geol. It. 79, Roma.
- DE STEFANI, T. (1947): *Descrizione geologica e paleontologica dei dintorni di Troina (prov. Enna) – Nota preventiva*. Studi geol. e paleont. 1, Palermo.
- GEMMELLARO, G. (1839): *Sul terreno di Carcaci e Troina*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat. [Ser. 1a] 14, Catania.
- MARCHESINI, E. (1937): *Sull'estensione dell'Oligocene nella regione a nord-est del gruppo del Monte Judica (Provincia di Catania ed Enna)*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Rend. cl. Sci. Fis. Mat. e Nat. [Ser. 6a] 25, Roma.
- SCALIA, S. (1909): *Sul Cenomaniano dei dintorni di Troina in provincia di Catania*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, cl. Sci. Mat. Fis. e Nat. [Ser. 5a] 18, fasc. 4^o, Roma.
- SEGUENZA, G. (1874): *L'Oligocene in Sicilia*. Rend. R. Acc. Sci. Fis. e Mat. Napoli, Napoli.
- SIGNORINI, R. (1955): *Note descrittive del rilevamento geologico delle tavolette: «Villarosa, Calascibetta e Leonforte» nel Foglio Caltanissetta*. Boll. Serv. Geol. It. 77, Roma.
- TREVISAN, L. (1937): *La fauna e i giacimenti del Cenomaniano di facies africana della Sicilia occidentale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 12, Padova 1937–1938.
- VECCHIA, O. (1956): *La Sicilia e le aree circostanti: lineamenti geofisici e geologia profonda*. Boll. Soc. Geol. It. 75, Roma.

50. — J. BENAYAS, J. PÉREZ-MATEOS et O. RIBA (Instituto de Edafologia, C. S. I. C. Madrid): **Nouvelles observations sur la sédimentation continentale du bassin tertiaire du Tage.** Avec deux figures dans le texte.

RÉSUMÉ

On expose les résultats d'une étude, faite à l'aide des minéraux lourds, des faciès détritiques de la partie du bassin du Tage située à l'Ouest de la Sierra d'Altomira. On établit de cette façon quatre provinces pétrographiques qui se rapportent d'assez près aux faciès que nous avons observé sur le terrain (in O. RIBA, 1957). Celle de Madrid est caractérisée par l'association Andalousite-Zircon-Tourmaline, celle de Guadalajara par Staurotide-Tourmaline-Zircon-Grenat, celle de Tolède par Andalousite-Grenat-Tourmaline-Zircon, et celle de l'Alcarria par des minéraux banaux (Tourmaline-Zircon). Le remblaiement de la cuvette (fossé tectonique) s'est fait sous un régime endoréique. Chaque faciès détritique a hérité les éléments qui le composent du massif montagneux avoisinant. Vers le centre, ces faciès s'entrepénètrent en coin avec un faciès d'évaporites (gypses). On y voit une dissymétrie remarquable concernant la distribution des faciès. Ceux qui dérivent de la Chaîne Centrale (faciès de Madrid et de Guadalajara) présentent une plus grande étendue superficielle que ceux procédant des autres massifs avoisinants. On fait enfin une esquisse évolutive de remblaiement tertiaire de la cuvette.

Dans plusieurs notes préliminaires, nous avons tenté de montrer l'intérêt qu'il y aurait à chercher les sources du matériel sédimentaire du bassin tertiaire du Tage et à en définir les principales associations minéralogiques. Dans une note inédite, l'un de nous (O. RIBA 1956) avait présenté une ébauche de carte sur la distribution des principaux faciès lithologiques de ce bassin, dont la partie concernant le territoire madrilène a été déjà publiée (O. RIBA, INQUA 1957). En ce qui concerne la pétrographie sédimentaire nous disposons de notes sur les profils du Tertiaire d'Alcalá de Henares (J. PÉREZ MATEOS 1952 et 1955) et au sujet des associations minérales que comportent les torrents de la haute vallée du Jarama (J. PÉREZ MATEOS 1950). Une étude plus étendue a été faite récemment (J. BENAYAS 1957) sur les sédiments tertiaires et quaternaires du bassin du Tage; on y fait un premier essai de distribution de quatre provinces sédimentaires qui se reliaient d'assez près aux faciès lithologiques reconnus auparavant par l'étude macroscopique effectuée sur le terrain. Nous voulons faire remarquer que les données du présent travail sont les premiers résultats d'un plan plus vaste de recherches sur cette région sédimentaire.

A. — Caractères généraux de la cuvette sédimentaire

La cuvette tertiaire du Tage fut remplie par des matériaux à faciès continental sous régime endoréique depuis le Paléocène jusqu'au Miocène. Le remblaiement de cette cuvette s'est développé près de la bordure orientale de la méseta espagnole en s'appuyant sur les matériaux plissés mésozoïques de la Chaîne Ibérique d'un côté, et de l'autre sur le socle cristallin et paléozoïque des Monts de Tolède et de la Sierra Centrale espagnole. Cette bordure orientale de la méseta a été envahie pendant le Secondaire par les transgressions triassique et liassique; celles-ci n'auraient pas dépassé vers l'Ouest le méridien de Guadalajara, tandis que la mer cénomaniennne aurait recouvert une partie importante de l'aire actuelle de la Sierra Centrale (au-delà de Madrid et Ségovie) et de la ville de Tolède (cerros de la Rosa), par des matériaux grésocalcaires reposant directement sur le socle ancien.

La cuvette tertiaire du Tage a une forme à peu près triangulaire. Son caractère essentiel, celui qui commande toute l'histoire de sa sédimentation, est l'existence de deux unités géologiques très différentes: la Chaîne calcaire à l'Est, et le socle hercynien siliceux à l'Ouest; la limite les séparant se serait déplacée vers l'Est au cours du démantèlement que la couverture mésozoïque subit pendant le Tertiaire.

Sur les deux façades ou bordures montagneuses du bassin appartenant au socle hercynien de la méséta, on peut y distinguer aisément trois unités pétrographiques qui ont joué le rôle de provinces distributives.

1° Sur la façade NW on distingue: une partie orientale composée par des matériels siluriens normaux, spécialement par des schistes argileux, grauweekes et quartzites, qui se transforment graduellement, vers Somosierra, par métamorphisme, en des phyllites, des micaschistes et des gneiss. 2° Dans la partie située à l'Ouest du méridien de Madrid se développent les massifs de Guadarrama et de Gredos, dans lesquels dominent les granites et de vastes affleurements de gneiss accompagnés par des micaschistes, des leptynites, des calcaires cristallins, des porphyres quartzifères, des pegmatites, des aplites et des lamprophyres. 3° Sur la façade SUD, c'est-à-dire les Monts de Tolède, on observe sur la carte géologique trois zones parallèles (ALIA MEDINA 1954): celle plus au Nord est composée par des gneiss et des migmatites avec leur cortège filonien de pegmatites almandifères, aplites et de diabases. Une deuxième zone est composée par du granite intrusif, avec des dykes de pegmatite, aplites et quartz qui possède une mince auréole de métamorphisme de contact intéressant légèrement la troisième zone, qui est aussi la plus étendue, des monts de Tolède; cette dernière zone est constituée essentiellement par des schistes, des quartzites et des calcaires cambriens et siluriens normaux. 4° Finalement la bordure orientale appartenant à la Chaîne Ibérique serait la quatrième province distributive des apports détritiques de deuxième cycle sédimentaire.

L'épaisseur de la série tertiaire est assez forte vers le centre de la cuvette. Le sondage d'Alcalá de Henares (KINDELÁN 1928) traversa mille mètres de matériaux continentaux sans atteindre la base de la formation. Des études géophysiques postérieures (GARCÍA SIÑERIZ 1941) nous ont prouvé que le socle hercynien se trouve, dans le territoire madrilène (Madrid, 560 m alt.), assez en-dessous du niveau de la mer (VIDAL BOIX 1942)¹). Entre l'ancien bloc cristallin de la Sierra voisine (qui atteint plus de 2400 m alt.) il doit y avoir une discontinuité tectonique (flexure ou faille) avec un rejet de plus de 3500 m. Le contact entre le cristallin de la Sierra de Guadarrama et les matériaux tertiaires se fait brusquement par flexure et surtout par une fracture chevauchante par endroits. Elle limite au NW, de façon presque continue, le bassin tertiaire. De même, sur le bord SUD, les Monts de Tolède dominant, bien que d'une altitude moindre, le Tertiaire de la cuvette. Nous y avons reconnu, avec MM. SOLÉ SABARÍS et ALÍA MEDINA, un système de

¹) Ainsi ce Tertiaire, dans la région de Madrid, a de 1300 à 1800 m d'épaisseur, et la base se situe entre —500 m et —1300 m sous le niveau de la mer.

failles en relais très visibles aux environs de Tolède²⁾, qui très probablement se prolongerait vers l'Est, fossilisé sous les couches modernes (Miocène sup.) de la Mancha. Ce système de fractures aurait produit un échelonnement de blocs descendant de la Mancha vers le Nord (zone de Chinchón). D'autres grandes fractures ont été repérées sur le bord NE formé par la Chaîne Ibérique et la Sierra d'Altomira. Il s'agit donc d'une cuvette tectonique dont le caractère avait été déjà reconnu par MACPHERSON (1901), HERNÁNDEZ-PACHECO (1922, 1929), etc.

En 1928 CARANDELL avait défini la Chaîne Centrale espagnole comme étant un block-mountain typique. Plus tard, SCHWENZNER (1936), BIROT et SOLÉ SABARÍS (1954) ont publié des travaux où l'on reconnaît un morcellement en

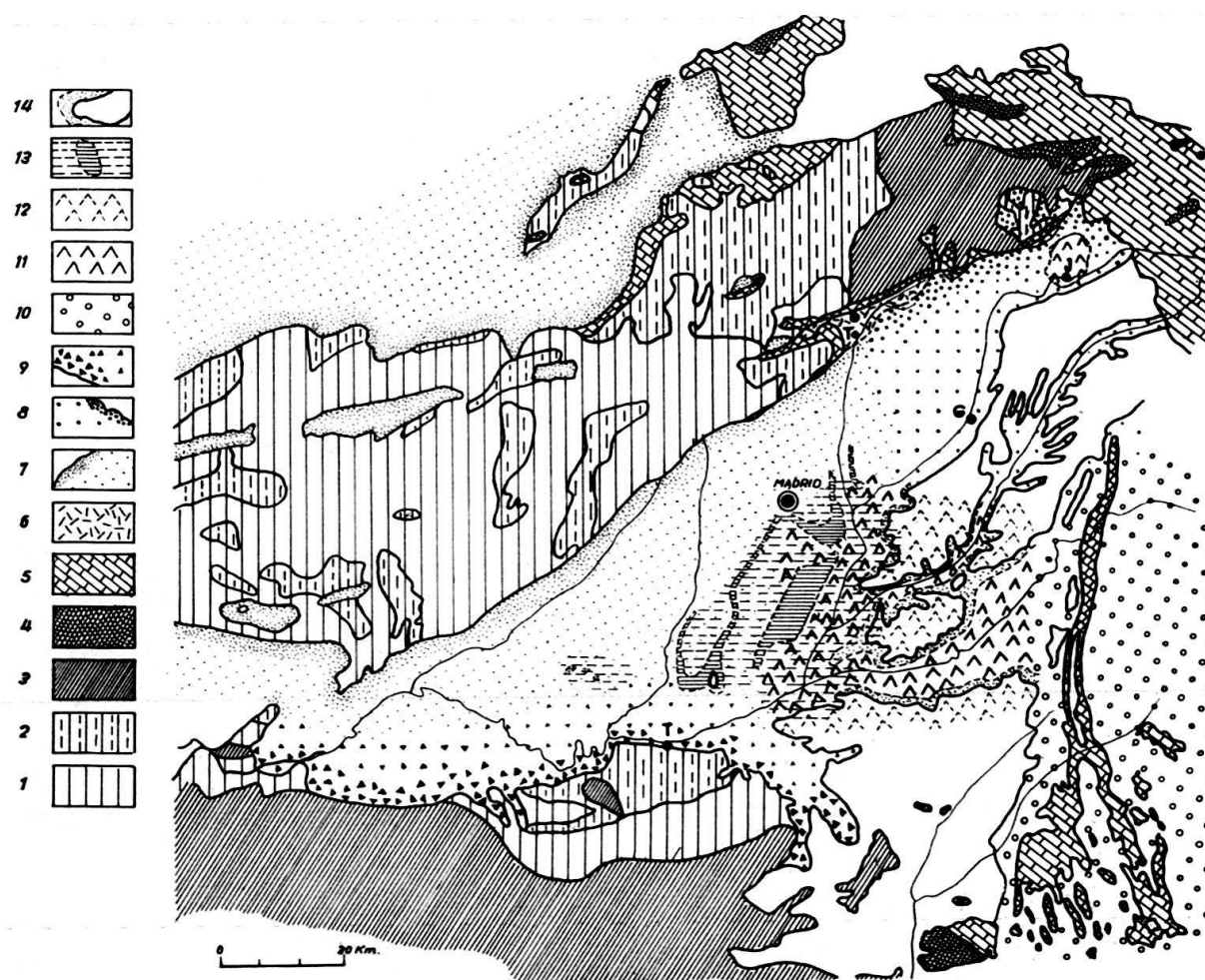


Fig. 1. Distribution des faciès du remblaiement tertiaire en rapport avec la lithologie des massifs avoisinants. Explication: 1 Granite; 2 Gneiss et schistes cristallins; 3 Paléozoïque: schistes argileux, quartzites et quelques bancs de calcaire; 4 Buntsandstein, grès et conglomérats rouges; 5 Série calcaire mésozoïque; 6 Faciès de Torrelaguna et Jadraque; 7 Faciès de Madrid; 8 Faciès de Guadalajara; 9 Faciès de Tolède; 10 Faciès de l'Alcarria; 11 et 12 Faciès central d'évaporites (gypses) (12 Les évaporites en dessous des calcaires des páramos); 13 Faciès de transition; 14 Calcaires des páramos

²⁾ Au km 6 de la route de Tolède à Puente del Alberche une faille chevauchante est très visible: le cristallin des Monts de Tolède recouvre les matériaux tertiaires du faciès de Tolède, fortement redressés.

blocs suivant deux systèmes de fractures dominants. D'après les recherches récentes d'ALIA MEDINA ces systèmes auraient affecté couverture tertiaire (communication orale).

B. – Le remblaiement tertiaire.

Sur la carte (fig. 1) nous présentons une ébauche cartographique de la distribution des principaux faciès lithologiques du bassin.

On y aperçoit un lithofaciès central d'évaporites (à gypse et anhydrite, et des sels solubles: glauberite, halite) entouré d'une auréole détritique dont les éléments ont été empruntés aux massifs montagneux avoisinants. Nous sommes ainsi arrivés à distinguer macroscopiquement dans cette auréole détritique quatre faciès marginaux qui se rapportent d'assez près aux quatre unités montagneuses que nous venons de signaler. D'accord avec ces observations nous avons les faciès lithologiques suivants:

1° *Faciès de Madrid*: ses matériaux proviennent de l'érosion du granite et du gneiss, principalement, de la Sierra Centrale espagnole. Sables feldspathiques (arkoses) avec des galets ou blocs de granite et de gneiss très altérés *in situ*; d'autres plus frais de pegmatites, aplites, de quartz, etc. Ciment peu cohérent d'argiles jaunes ou légèrement rouge-brique clair.

2° *Faciès de Guadalajara*: Il provient de la décomposition des schistes et quartzites paléozoïques et des schistes cristallins. Argiles rouge brique clair, sables peu feldspathiques, associés à des galets de quartzites, de quartz de roches filoniennes, et de fragments altérés de schistes.

3° *Faciès de Tolède*: Matériaux provenant à la fois du Paléozoïque normal, du granite, et des schistes cristallins des Monts de Tolède. Sables feldspathiques, accompagnés par des galets de quartzite, quartz, schistes, du granite et du gneiss altérés, pegmatites, aplites et schistes cristallins. Matrice argileuse rouge brique clair.

4° *Faciès de l'Alcarria*: Il provient de l'érosion du Mésozoïque de la Chaîne Ibérique. On le distingue par les marnes argileuses rouges, ou jaune rouge, les sables quartzifères, des galets calcaires prédominants et d'autres de quartzites et de quartz, en moindre quantité.

La différenciation de ces faciès n'a pas une limite nette. Tous ces faciès détritiques passent latéralement aux évaporites du faciès central par mise-en-coin, phénomène qui est spécialement visible et net dans la coupe du Jarama, entre San Fernando et Paracuellos; et dans la vallée du Tage, entre Mocejón et Seseña.

Le passage latéral entre le faciès central et celui de Madrid possède un trait remarquable. Nous avons dessiné sur la carte ci-jointe un *faciès de transition* caractérisé par des couches blanches à argiles du type atapulgite et sepiolite³⁾. Suivant un itinéraire radial, en partant des évaporites vers la bordure détritique, on trouve que les gypses sont remplacés progressivement par des marnes, des marnes argileuses et des argiles gris verdâtre, avec perte progressive du gypse

³⁾ Une étude en collaboration avec M. J. P. ALONSO est en cours. Voir aussi les études de M. J. MARTIN-VIVALDI (1953, 1956a, 1956b).

et enrichissement en chaux. Entre ces marnes argileuses s'intercalent, surtout vers la partie haute de la série gypseuse, quelques bancs calcaires lacustres blancs, très riches en noyaux irréguliers de silex, associés à des niveaux d'argiles blanches sepiolitiques et atapulgiques, qui forment l'extrémité des coins intercalés dans les arkoses madrilènes.

Le sommet du remblaiement tertiaire est formé par des calcaires lacustres des *páramos*, qu'on trouve spécialement développés à l'Est des rivières Jarama et Henares, et vers le Sud, dans une partie importante de la Mancha. Il s'agit d'un ou deux niveaux calcaires (exceptionnellement trois) avec des intercalations marneuses, sablonneuses, et même conglomératiques. Ces calcaires s'appuient sur le rebord aplaini de la Chaîne Ibérique.

Il nous reste à parler du faciès inférieur de la série, lequel s'étend au long d'une partie de la bordure méridionale de la Chaîne Centrale (*faciès* de Torrelaguna, de Jadraque). On y trouve à l'Ouest des marnes rougeâtres avec des intercalations de sables, de blocs de granite et de gneiss; vers l'Est, ce faciès devient plus fin et s'enrichit en gypse.

C. – Ebauche stratigraphique

En ce qui concerne la stratigraphie il n'y a pas d'accord parmi les géologues qui ont étudié le bassin tertiaire du Tage⁴). Jusqu'à présent on n'a trouvé que

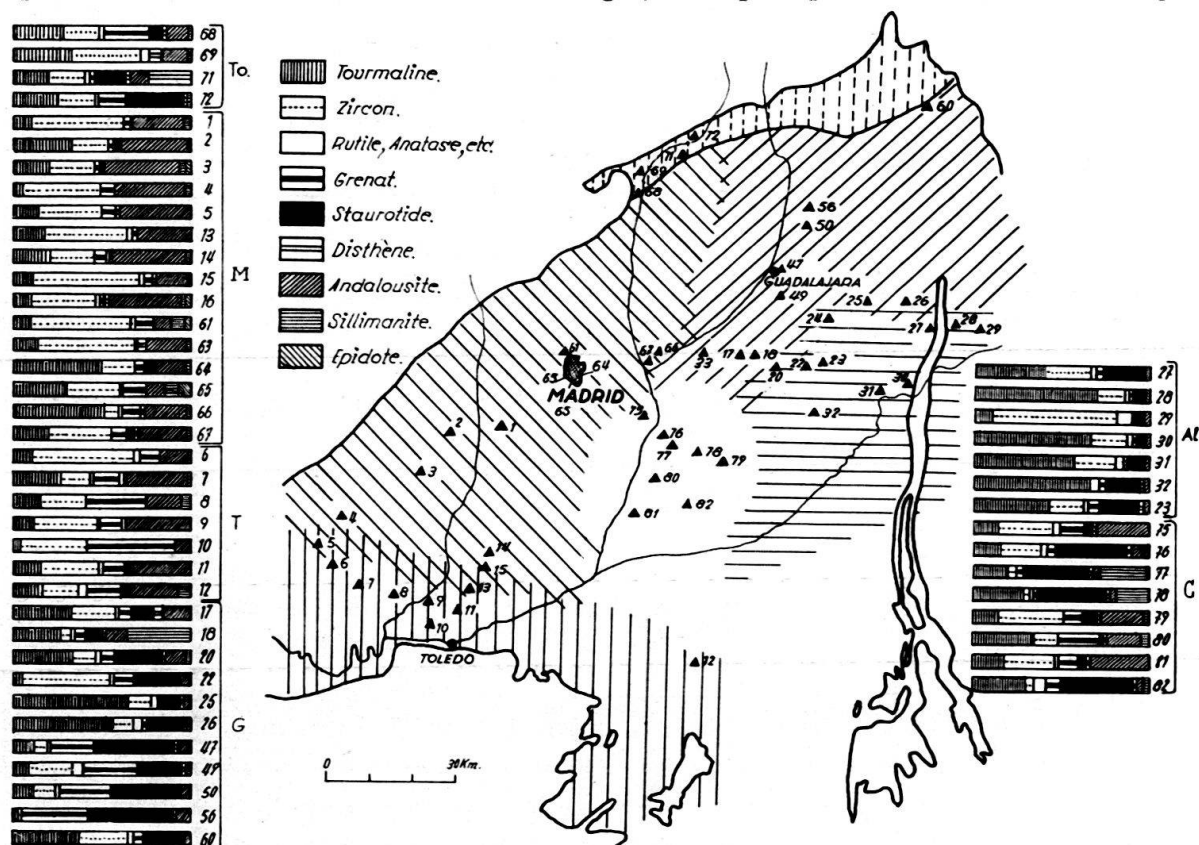


Fig. 2. Distribution des associations des minéraux lourds dans les sédiments de la cuvette du Tage

⁴) La bibliographie complète sur la cuvette du Tage, antérieure à l'année 1928 est réunie dans la synthèse de ROYO GOMEZ (1928) publiée dans «Mem. expl. hoja n° 560 Alcalá de Henares, Map. Geol. Esp. 1/50.000, del Inst. Geol. Min. Esp.».

des faunes appartenant au Miocène. Le niveau le plus bas de la série tertiaire, bien daté⁵⁾, est le Burdigalien d'Alcalá de Henares et, les deux gisements de l'Hidroeléctrica (Madrid) et Paracuellos, appartenant avec quelques doutes au Burdigalien supérieur ou au Vindobonien inférieur situés dans le niveau repère blanc à sépiolite le plus haut de la série.

Au-dessus de ce niveau burdigalien, à Madrid, se superposent les arkoses qui ont fourni des faunes vindoboniennes (gisements de Vallecas, de San Isidro, et de Paracuellos). Enfin, les calcaires des *páramos* ont pu être datés comme étant pontiens (s. 1.) grâce aux gisements situés dans la partie orientale de la cuvette (Cendejas de la Torre, Huérmeces) et vers le Sud (Puebla de Almoradier, Villaluenga).

Le faciès rouge de Torrelaguna a été attribué au Paléogène, puisqu'il s'appuie en concordance (ou presque) sur le Crétacé fortement basculé. Par-dessus ce faciès, le Miocène de Madrid repose, avec une discordance plus ou moins nette sur les marnes rouges de Torrelaguna. A Jadraque, SCHRÖDER a trouvé dans le faciès à gypses inférieurs une faune de gastéropodes qui serait éocène.

Nous concluons donc que, dans la cuvette, l'Oligocène (ou Paléogène) existe très probablement puisque l'on trouve au centre de la cuvette, une très épaisse série gypseuse, et en bordure des formations détritiques qui se trouvent bien en dessous du niveau burdigalien. D'après HERNÁNDEZ-PACHECO et ALÍA MEDINA, il existerait aussi un Pliocène, à faciès très ressemblant aux arkoses de Madrid et de Tolède, lequel se serait déposé aux abords de la Sierra du Guadarrama et des Monts de Tolède après une reprise de l'érosion qui aurait entamé la partie supérieure du remblaiement pontien. Jusqu'à présent ce fait n'a pas été démontré paléontologiquement.

D. – Les associations de minéraux lourds

L'étude des associations de minéraux lourds de la cuvette du Tage n'est pas encore complétée. Nous avons signalé par un numéro sur la figure 2 la situation géographique des échantillons étudiés. Les résultats des analyses sont représentés graphiquement en marge de la figure.

On les a rangé par groupes selon les associations minéralogiques et les principaux faciès que nous venons de décrire.

Tout d'abord on observe qu'il y a deux associations typiques: celle qui est caractérisée par l'andalousite et une autre qui l'est par la staurotide.

1° L'association (M dans la figure 2) à andalousite dominante (9–46%) et sillimanite (0–8%) définit la province sédimentaire de Madrid qui correspond au faciès de Madrid et qui dérive des granites et des gneiss de la Chaîne Centrale espagnole. L'andalousite est associée à la disthène (0–4%), et à la staurotide (0–6%) toujours dans de faibles pourcentages, celles-ci peuvent manquer tout à fait. On trouve le grenat dans des pourcentages faibles aussi. Enfin les minéraux banaux: tourmaline et zircon sont très abondants.

⁵⁾ CRUSAFONT et VILLALTA (1954) ont publié récemment une révision des faunes de mammifères du Tertiaire de la Castille. Ils y proposent de remarquables changements concernant la stratigraphie admise jusqu'à présent par E. HERNÁNDEZ-PACHECO (1921, 1925, 1932) et F. HERNÁNDEZ-PACHECO (1926), J. ROYO GOMEZ (1928, 1929), etc.

2° L'association à staurotide (19–63%) définit la province sédimentaire de Guadalajara (G). Dans celle-ci l'andalousite n'excède pas le 6% et la sillimanite et la disthène ne se présentent presque pas dans les échantillons étudiés. Le grenat (3–41%), la tourmaline (1–55%) et le zircon (1–30%) s'y trouvent dans des proportions très variables. Cette association provient des schistes cristallins de l'épizone de la partie orientale de la Chaîne Centrale.

3° Les analyses appartenant aux échantillons numéros 6 à 12 (T dans la figure 2) présentent une association qui définit la province sédimentaire de Tolède. Cette association est caractérisée par la présence du grenat, toujours plus fréquent (18–49%) que dans l'association de Guadalajara, accompagnée de l'andalousite (11–40%) et la sillimanite (0–9%) et la disthène (0–1%). La staurotide, par contre, y est faiblement représentée (0–5%). Cette association provient de l'érosion des trois zones que nous venons de signaler dans les Monts de Tolède: des paragneiss et des schistes cristallins, du granite, et du paléozoïque normal.

4° Finalement les associations représentées (Al) dans la figure 2 se caractérisent par une dominance des minéraux banaux: tourmaline (10–70%), zircon (16–70%) associés à la staurotide, toujours dans des pourcentages bas (5–10%). Quoique les données dont nous disposons ne sont pas suffisantes, géographiquement ces associations se rattacheraient au faciès de l'Alcarria, puisqu'il s'agit de minéraux résistants de deuxième cycle, provenant de l'érosion de la Chaîne Ibérique.

Les échantillons (C) prélevés dans le centre de la cuvette, et dans la partie haute de la série miocène, présentent des associations qui peuvent se rattacher soit à celles de la province sédimentaire de Madrid, ou bien à celles de la province de Guadalajara.

En ce qui concerne les minéraux lourds opaques il faut dire que les minéraux opaques altérés sont très fréquents dans la province sédimentaire de l'Alcarria, tandis que la teneur en est très faible dans celle de Madrid. Les minéraux opaques naturels sont très fréquents dans la province de Tolède.

Il faut remarquer que la hornblende nous ne l'avons presque pas trouvée dans les échantillons étudiés, quoique dans la zone de Somosierra ce minéral soit bien connu dans les syenites, les porphyres dioritiques, les diabases, etc.; et d'autre part Mlle PÉREZ-MATEOS et MUÑOZ-TABOADELA l'avaient trouvé dans des pourcentages (jusqu'à 18%) pas méprisables dans les alluvions actuels des torrents de cette zone. Ce fait doit être expliqué, si l'on tient compte de la faible résistance à l'érosion de ce minéral.

E. – Esquisse évolutive de la cuvette du Tage

Le manque de précision dans la stratigraphie de la série tertiaire ne nous permet pas d'établir une succession de faits minutieuse et tout à fait certaine.

1° Les faciès stratigraphiquement les plus profonds (paléogènes) se trouvent logés dans la bordure E et NE de la cuvette, en contact direct, plus ou moins concordant, avec le Mésozoïque de la Chaîne Ibérique. Un faciès à gypse s'y serait développé (Jadraque).

2° Le faciès dévaporites (gypses) vers l'Oligocène et au début du Miocène s'est déplacé vers le centre de la cuvette.

3° Vers la fin du Miocène, le dépôt de calcaires lacustres pontiens se fait toujours à l'écart de la Chaîne Centrale espagnole et des Monts de Tolède (partie occidentale), se déposant seulement dans les zones où la sédimentation était la plus tranquille, c'est-à-dire sur la bordure de la Chaîne Ibérique. Ils sont corrélatifs à la formation de la pénéplaine finipontienne.

4° Il faut remarquer la dissymétrie frappante de la distribution des faciès détritiques marginaux: les faciès de Madrid et de Guadalajara sont vers le sommet du remblaiement beaucoup plus étendus que ceux qui sont dérivés de la Chaîne des Monts Ibériques ou des Monts de Tolède. Il faut se souvenir que les couches pontiennes fossilisent le relief à monts-îles de la partie SE de la cuvette.

5° Nous voulons, enfin, faire remarquer le parallélisme en ce qui concerne le développement sédimentaire qui existe entre les deux cuvettes du Tage et du Duero. Sur les deux côtés de la Chaîne Centrale espagnole se trouvent développés deux faciès tout à fait rassemblants (le faciès de Madrid); sur le côté oriental de la cuvette du Duero on trouve aussi les calcaires des páramos, les marnes et les faciès à gypses qui se prolongent vers le centre de la cuvette (région de Valladolid). Vers l'angle NW, on trouve développé un faciès à argiles rouges dérivé de la bordure paléozoïque des Asturies et des Monts de León.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIA MEDINA, M. (1945): *El Plioceno de la comarca toledana y el origen de la región de la Sagra*. Est. Geogr. 6, 203.
- (1947): *Datos geomorfológicos de la región toledana*. Est. Geogr. 8, 313.
- BENAYAS, J. (1957): *Estudio de las asociaciones de minerales detríticos del Terciario continental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doct. Fac. Farm. Madrid. In. Litt.
- BIROT, P., & SOLÉ SABARIS, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Espanola*. Inst. «J. S. Elcano», 87 pp., Madrid.
- CRUSAFONT, M., & VILLALTA, J. F. DE. (1954): *Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta castellana*. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Vol Extr. Hom. a E. HERNANDEZ-PACHECO, p. 215.
- GARCIA SENERIZ, J. (1941): *Interpretación geológica de las mediciones geofísicas*. 2, 503, 551.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1926a): *La llanura manchega y sus mamíferos fósiles*. Yac. de la Puebla de Almoradier. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. geol.) 28.
- (1926b): *Un nuevo yacimiento de vertebrados fósiles en el Mioceno de Madrid*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 26, 392.
- (1929): *Datos geológicos de la meseta toledano-cacerena y de la fosa del Tajo*. Mem. Soc. Esp. Hist. Nat. 15, 183.
- (1932): *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. geol.) 38.
- (1943): *Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico*. «Las Ciencias» 8, 545.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1930): *Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal de Isabel, II*. Mem. Canal 1928, 153.
- (1933): *Características geográfico-geológicas del territorio del Alto Tajo*. Soc. Geogr. Nac. (B) 31.
- (1946): *Los materiales terciarios y cuaternarios de los alrededores de Toledo*. Est. Geogr. 7.
- (1950): *Rasgos fisiográficos y geológicos de la Vera, del tramo medio del Tiétar y del Campo de Aranelo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (ser. geol.) 3, 217.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. y A. (1934): Mem. Expl. hoja 581 «Navalcarnero» del Mapa Geol. Esp. 1/50.000.

- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. Memorias núm. 535, 558, 559, 560, 561, 562, 580, 582, 583, 584, 602, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 626, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 633, 658, 659, 660, 686, 687, 688.
- KINDELAN, V. *El sondeo de Alcalá de Henares*.: Mem. 560 «Alcalá de Henares» Mapa Geol. Esp.
- KINDELAN, V., & GARCIA SENERIZ, J.: *Estudios geofísicos en las provincias de Madrid y Guadalajara*. Mem. 560 «Alcalá de Henares». Mapa Geol. Esp.
- PÉREZ MATEOS, J. (1950): *Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios de Alcalá de Henares*. An. Edafol. 2, 151.
- PÉREZ MATEOS, J., & MUÑOZ TABOADELA, M. (1950): *Minerales detríticos pesados de la zona de metamorfismo de Montejo de la Sierra*. An. Edafol. 9, 15.
- PÉREZ MATEOS, J. (1955): *Etude minéralogique comparée des formations tertiaires du bassin du Tage et du Plateau de la Guadiana*. Geol. Rdsch. 43, 357.
- RIBA, O. (1956): *Ensayo sobre la distribución de las litofacies del Terciario continental de la cuenca del Tajo al Oeste de la sierra de Altomira*. Com. Ia Reun. Terciario Sabadell. In litt.
- (1957): *Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid*. Liv.-Guide Exc, C₂ V° Congr. Int. INQUA.
- (1958): *Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario madrileño. Dos yacimientos de vertebrados miocenos en Paracuellos de Jarama*. Mem. in. litt.
- ROYO GÓMEZ, J. (1928): *El Terciario continental de la cuenca alta del Tajo*. Mem. Expl. hoja 560 «Alcalá de Henares» Mapa Geol. Esp. 1/50.000.
- (1929): *El torno del Tajo*. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 18, 491.
- SCHRÖDER, E. (1930): *Die Grenzgebiete von Guadarrama und Hesperischen Ketten*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 16, 3.
- SCHWENZNER, J.E. (1936): *Zur Morphologie des zentralspanischen Hochlandes*. Geogr. Abh. 3, 10, Stuttgart.
- SOLÉ SABARIS, L. (1952): *Geogr. Esp. y Port. «El relieve»*. Barcelona 1952.
- VIDAL BOX, C. (1942): *La línea morfoestructural meridional de la Sierra de Guadarrama*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 40, 117.
- (1944): *La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes islas*. «Las Ciencias» 9, 83.

51. — ARNOLD BERSIER (Lausanne): **Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne¹**. Avec 4 figures dans le texte.

SUMMARY

Descriptions of two typical outcrops showing the cyclothem sedimentation in the Molasse, visited by the fifth International Congress of Sedimentology, June 1958. The first outcrop shows many erosions or wash-outs, that are the result of the sudden arrival of a fluvial arm leaving a fossil channel. The second outcrop shows a sequence of cyclothem with graded-bedding; it is also an example of residual stratigraphy impoverished by periodical erosions preceding the beginning of every cyclothem. This phenomenon determines lateral variations exemplified by wide differences in neighbouring profiles sections. Accessory phenomena contemporary of the sedimentation are also well shown: subaquatic erosion and redeposition, formation of marly blocks and pebbles, mimetism, slumping, cicatrices and relicts of erosion.

Le 5^e Congrès international de Sédimentologie a visité, le 6 juin 1958, des affleurements caractéristiques de la sédimentation à cyclothèmes présentée dans la conférence du jour précédent. Une description sommaire, et encore inédite, de ces affleurements figurait dans le livret-guide de l'excursion. On la donne plus

¹) Publié avec l'aide du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

complètement ci-dessous, à l'intention de ceux qui y ont pris intérêt, ou de visiteurs futurs qui voudraient mettre à profit l'accessibilité de ces points.

La Molasse aquitanienne est, de tous les étages de la formation, celui qui montre les meilleurs exemples de cyclothèmes détritiques à granodécroissance et érosions basales. Parcourir les fonds de ravin des ruisseaux de la Molasse vaudoise serait le bon moyen de faire connaissance de ce type de sédimentation et ses multiples aspects. Il ne pouvait être question d'y conduire une réunion de 150 géologues disposant de peu de temps. Pour des raisons pratiques, pour leur situation en bordure de routes et leur déploiement sur une longueur inhabituelle, les deux grands affleurements qui suivent ont été choisis.

Le premier montre plus particulièrement les phénomènes synsédimentaires d'érosion, les wash-outs multiples causés par une ingression fluviale brusque est matérialisée par un chenal fossile.

Le second est une belle série de cyclothèmes à granodécroissance; c'est aussi un exemple de stratigraphie résiduelle appauvrie par le jeu des érosions périodiques précédant les cyclothèmes, de la variabilité latérale qui en résulte, manifestée par une série de profils très différents bien que proches.

Enfin, dans les deux affleurements, des phénomènes synsédimentaires accessoires sont visibles: remaniements, formation de blocs et galets mous, mimétisme, glissements subaquatiques, cicatrices et vestiges d'érosion.

I. – L'AFFLEUREMENT DU CALVAIRE

Il domine un chemin horizontal qui pénètre dans le vallon du ruisseau Le Flon et en longe l'escarpement du versant gauche. Ce chemin quitte la rue du Bugnon au-dessus de l'Hôpital. Sur la carte nationale ce point de départ a les coordonnées 538,8/153,1.

Haut de 10 m et long de 80 m, cet affleurement est presque entièrement fait de grès-molasse caractéristique. La partie centrale est entaillée par une ancienne carrière, mais les deux extrémités sont de vrais affleurements naturels, dans lesquels l'altération a désagrégé la roche et, par attaque différentielle, mis en évidence de fins détails stratigraphiques. C'est à première vue un banc de grès fort banal. Pourtant l'analyse détaillée de sa structure permet de déchiffrer une histoire sédimentaire très complexe faite d'épisodes de dépôt, d'érosion et de remaniement (Fig. 1).

Chenal fossile:

La carrière du centre est taillée dans un ancien chenal d'érosion à remplissage sableux. Les deux berges de ce lit fossile sont nettement visibles à droite et à gauche et montrent d'intéressants phénomènes synsédimentaires. C'est un exemple caractéristique d'ingression d'un bras fluvial, qui a profondément érodé les couches sous-jacentes, avant de déposer à son tour une importante masse de sable qui remblaie le lit, puis s'étale de part et d'autre. Le fond du chenal lui-même est caché par le chemin. Le sable de remplissage paraît assez homogène, mais la granodécroissance progressive est bien nette dans la partie supérieure de l'affleurement.

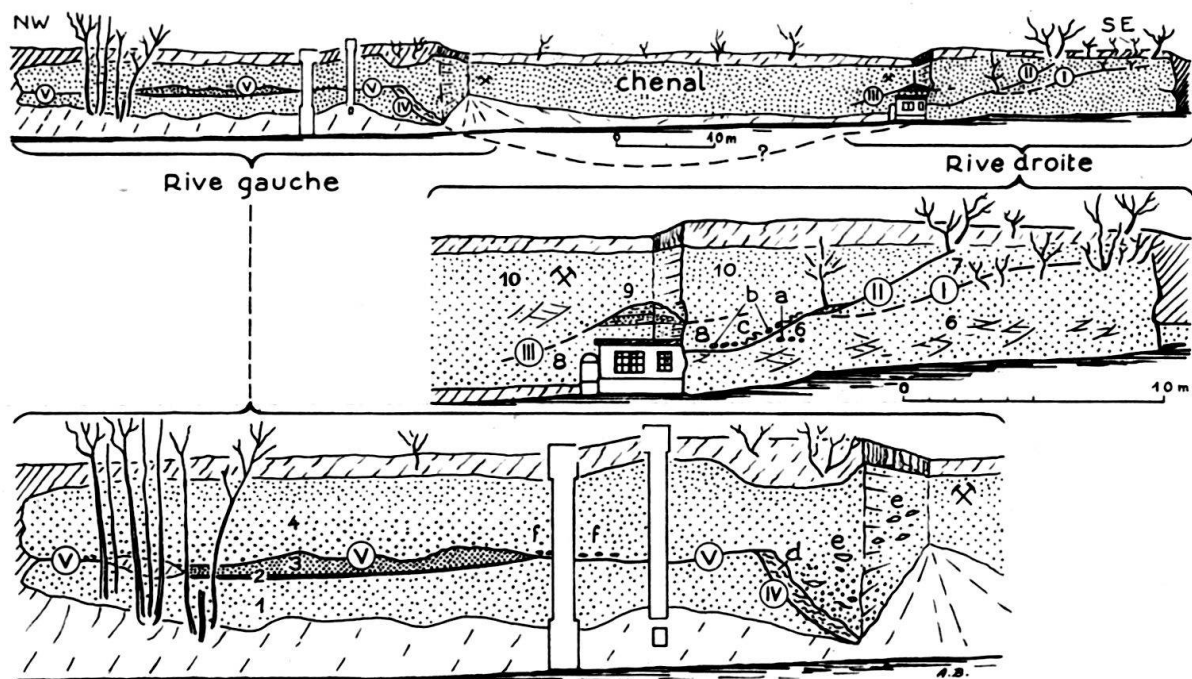


Fig. 1. Affleurement du Calvaire, à Lausanne.

Chenal fossile à remplissage gréseux (molasse)

I, II, III, ...: Cicatrices d'érosion dans les grès.

a, b: Galets crayeux remaniés.

c: Glissement de berge (slumping)

d: Eroulement et glissement de berge affouillée.

e: Troncs flottés fossiles.

f: Formation de galets mous par abrasion de la couche de marne noire 2.

Partie droite

Cicatrices d'érosion:

La berge droite montre plusieurs joints, qui sont des cicatrices d'érosion fort nettes. Leur analyse montre non pas une seule, mais plusieurs périodes d'érosion sans doute pénécotemporaires, mais néanmoins successives. Au premier abord elles semblent se confondre dans la stratification entrecroisée du grès. Pourtant cette sorte de joints est tout autre chose et ne fait pas partie de l'entrecroisement du litage.

Ces trois cicatrices I-II-III, séparent quatre dépôts successifs, numérotés de bas en haut 6, 7, 8-9, 10.

La cicatrice I est stratigraphiquement la plus basse; elle est faiblement discordance sur le grès entrecroisé 6 et se confond un peu dans la stratification générale vers la gauche.

La cicatrice II est la plus discordante et la plus apparente. Elle est soulignée par le matériel plus grossier et remanié qui se superpose directement à elle.

Sur cette berge de chenal, assez fortement inclinée, le premier matériel déposé montre par place de fines ondulations de *glissement* (slumping) c, faiblement apparentes dans ces sables peu stratifiés.

Galets calcaires remaniés:

Dans le matériel basal remanié on trouve des «galets mous» marneux habituels, et entre autres, en *b*, des galets tendres de marne crayeuse blanche, de 5 à 30 mm de diamètre, arrondis ou anguleux, qui ne sont pas des concrétions, mais des fragments. Ils méritent une mention spéciale, car on ne connaît pas, dans cette Molasse de Lausanne, de telles couches en place.

Par contre, on sait que les calcaires d'eau douce, associés au charbon dans la Molasse chattienne plus basse, sont des craies lacustres, en minces couches qui se sont fortement compactées. Pris tout jeunes dans du sable, qui se compacte lui-même assez peu, ces fragments ont pu échapper au tassement qu'ils auraient subi en couche. Ils se montrent ainsi sous un aspect moins lapidifié, plus proche du sédiment initial, que celui des couches de calcaire chattiennes. Il est évident que ces galets ne proviennent pas des Alpes et que leur parcours n'a été que bref. Le plus probable est qu'ils sont simplement remaniés de cuvettes voisines, à sédimentation tranquille et essentiellement calcaire, atteintes par l'ingression d'un bras fluvial qui en décapa le fond. Ces témoins laissent volontiers supposer que bien des parties sommitales de cyclothèmes aquitaniens, particulièrement fragiles, ont pu disparaître entièrement ainsi, par remaniement.

Il est curieux de reconnaître de semblables galets alignés dans le grès 6, en *a*. Il se peut alors que ces galets *b*, légèrement plus cohérents que les sables 6 quand s'est produite l'érosion II, se soient remaniés sur place en partant de la position *a*; il est en tout cas vraisemblable qu'ils proviennent du même milieu générateur voisin.

Cette cicatrice II se cache malheureusement vers la gauche, derrière une petite maison, à l'entrée de la carrière.

Cicatrice dissimulée:

La cicatrice III est particulièrement significative; elle est très nettement révélatrice d'une érosion dans sa partie centrale, puis elle se dissimule des deux côtés dans le grès. Sa trace est d'autant plus claire qu'on peut la suivre dans trois plans: le front de taille de la carrière, son côté droit et, plus à droite encore, la face de l'affleurement. On reconstitue par ses diverses traces la surface d'érosion, qui est inclinée vers l'observateur. Cette érosion a respecté localement le sommet 9, en grès fin argileux stratifié, du banc de grès 8.

A gauche et à droite, cette cicatrice III se dissimule très rapidement dès que la différence de grain entre 9 et 10 ne la marque plus. Elle s'efface où la granulométrie du grès 8 devient semblable à celle du grès 10. C'est là un phénomène de *mimétisme* aisément explicable. Au moment où l'érosion III cessait, par ralentissement du courant, d'affouiller le sable 8 vraisemblablement non encore lithifié et resté à l'état meuble, ce courant commençait à déposer du sable. Il y a donc eu, pendant un certain temps, remaniement du sable 8 quasiment sur place. D'où le mimétisme total de 8 et 10. Il est clair que dans ces granulométries identiques la trace d'érosion doit se dissimuler complètement.

Il n'en demeure pas moins que cette érosion, attestée par le témoin du banc 9, signifie que le remplissage du chenal ne s'est pas fait en une seule fois, mais en deux épisodes de dépôt, séparés par un important décapage du banc 8-9.

Il se peut que la trace de III vienne rejoindre II vers la droite, et que la partie inférieure de II se prolonge par I; mais, sur la face d'affleurement elle-même, cette liaison éventuelle n'est pas visible. Du reste, le plan d'érosion II semble bien s'enfoncer à peu près perpendiculairement à l'affleurement, ce qui n'est manifestement pas le cas du plan II. Les deux cours érosifs ne paraissent donc pas avoir eu le même parcours.

Le front de taille de la carrière, bien qu'abandonné depuis un demi-siècle au moins, est encore assez frais, et l'altération superficielle différentielle n'y a pas mis en évidence de péripéties sédimentaires.

Partie gauche

Cette partie de l'affleurement, de l'autre côté de la carrière, montre la berge opposée du chenal. Le remplissage de ce dernier montre plusieurs troncs fossiles d'arbres flottés *e*, transformés en lignite à imprégnations pyriteuses oxydées, fréquents dans l'Aquitaniens supérieur.

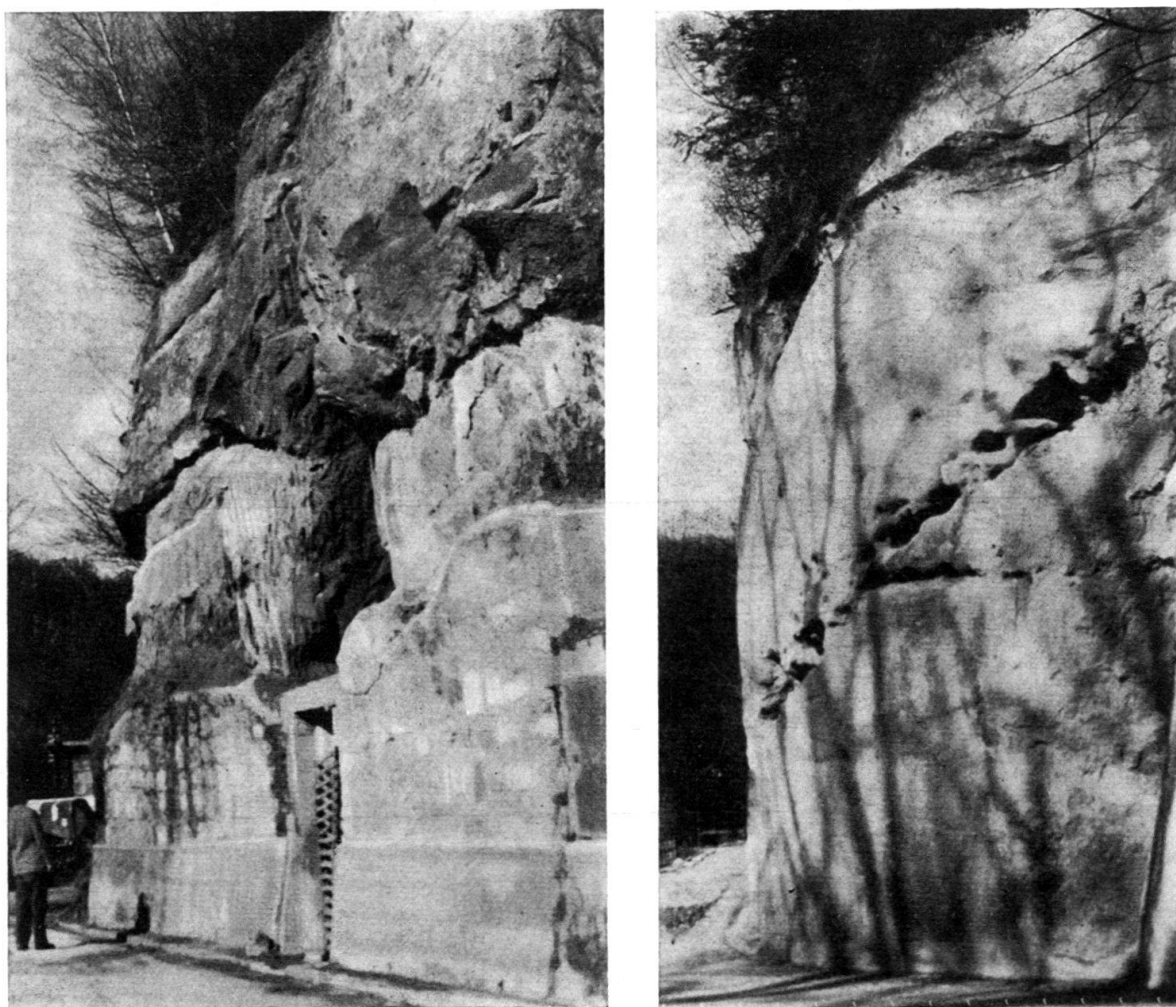


Fig. 2. Affleurement du Calvaire.

A gauche: Partie gauche de l'affleurement avec la trace de l'érosion entre les deux grès 1 et 4, jalonnée par des galets marneux noirs originaires de la couche 2.

A droite: Cicatrice d'érosion II, discordante, soulignée par des galets marneux remaniés qui, plus gélifs que le grès, ont été creusés par l'altération.

Glissement ou affaissement de berge:

La berge d'érosion IV, fortement inclinée, montre un intéressant phénomène de remaniement local. Entre le grès érodé de gauche et le grès de remplissage du chenal de droite, s'intercale une masse argilo-limoneuse de couleur foncée *d*, mélangée à des amas de pâtes plus sableuses. Le tout passe, à droite, au grès homogène du chenal. Sur quelques décimètres, la stratification incertaine de cette masse intermédiaire montre un certain étirement oblique, incliné vers le chenal, des parties argileuses à structure onduleuse. Un tronc fossile en lignite, écrasé et étiré en mince plaque, souligne ce mouvement.

D'où provient ce mélange hétéroclite? La source du matériel argileux noirâtre est tout proche; c'est très vraisemblablement la couche de marne noire palustre 2, qui devait être plus puissante avant de subir les érosions de base des grès 3 et surtout 4, et d'engendrer les galets mous *f*. Pour bien comprendre le foirage de cette marne argileuse sur la berge sableuse, il faudrait d'abord examiner des glissements de berges moins amples, à Rovéréaz (voir plus loin) ou ailleurs. Quand le chenal s'est creusé dans le grès inférieur 1, ce dernier était encore à l'état de sable non cimenté. La marne, elle, avait acquis déjà, par compaction, une certaine cohésion, celle qui lui a permis de se maintenir en galets mous au lieu de se disperser entièrement. L'affouillement du sable de la berge par le courant du chenal était donc chose aisée, comme on le verra à Rovéréaz. Cette berge sableuse si raide a dû s'écrouler par moment, la marne surjacente s'affaisant ou glissant et se mêlant au sable, soit au sable écroulé et bouleversé, soit à celui qu'apportait le courant et que retenaient les rugosités de la berge.

Le chenal une fois rempli, le tassement par compaction s'accusa naturellement davantage dans la bande argileuse oblique. Cependant le sable 1, plus ancien, était déjà plus compact. Ce tassement différentiel s'est marqué par un léger mouvement d'étirement vers le chenal, avec faible lustration argileuse, s'ajoutant aux torsions de glissement. Cet affaissement de berge simultanément affouillée, écroulée et glissée, a donc sa propre petite histoire, subaquatique et synsédimentaire, laquelle témoigne d'influences variées.

Formation de galets mous:

La cicatrice V est d'une grande netteté, discordante d'abord sur le banc 1, puis sur le banc 3, ramenant sur eux un grès basal plus grossier, puis granodécroissant vers le haut.

Le banc 1 est un cyclothème court; le haut du grès passe rapidement mais progressivement à une marne noire palustre 2, charbonneuse, et renfermant quelques débris de coquilles d'*Helix*. C'est un cas banal, dans la Molasse chattienne en particulier. A la marne noire se superpose un grès fin à ciment calcaréo-argileux, c'est-à-dire un macigno. Le courant qui transportait ce sable fin ne fut pas assez fort pour éroder la marne noire.

Par contre, l'érosion synsédimentaire, fossilisée sous la forme de la cicatrice V, est descendue en *c* jusqu'à cette marne noire et l'a burinée. Elle l'a désagrégée en fragments dont certains, à peine déplacés et atteignant jusqu'à 10 cm de longueur, se trouvent encore à l'extrême base du grès 4. Lorsque cette marne fut attaquée, elle avait déjà subi une certaine compaction sous le poids de la couche 3.

C'est là une bonne démonstration du processus de formation des «galets mous» marneux, si souvent remaniés à la base des couches de grès.

* * *

Après la visite de cette affleurement si démonstratif des érosions et remaniements, les membres du Congrès parcoururent le chemin jusqu'à La Chocolatière. Il longe d'abord le versant gauche; puis, après traversée du ruisseau sur un petit pont, il suit le lit et remonte un peu dans le versant droit. Ce pittoresque vallon, dont l'aspect se modifiera bientôt considérablement par l'aménagement d'une grande route, a dégagé de beaux affleurements cyclothématiques. L'un d'eux, 300 m plus loin que celui du Calvaire, à droite du chemin, montre une importante érosion de base discordante, des galets et grains grossiers à la base, et une belle granodécroissance passant de la molasse au macigno, puis à la marne.

Peu après le pont, le versant droit, haut et escarpé, vu d'en bas, offre de bonnes échappées sur les épaisses couches molassiques du Signal, avec des séries marneuses bien stratifiées passant latéralement à des masses gréseuses, dans un désordre stratigraphique caractéristique, dont la clef ou le motif demeure le cyclothème érodé. Avant d'atteindre la route, le chemin monte obliquement à travers une de ces unités typiques dont la base de grès forme encorbellement.

* * *

II. – L'AFFLEUREMENT DE ROVÉRÉAZ

Le deuxième grand affleurement visité par le Congrès, 2 km à l'Est du premier, est aussi dans l'Aquitanién supérieur. C'est une paroi rocheuse longue de 250 m, atteignant jusqu'à 12 m de hauteur, qui domine la route Lausanne–Oron dans la rive droite du ravin de La Chandelar. La partie N du dessin (Fig. 3) correspond au pont de la route sur le ruisseau, dans un large virage.

Les 100 m de paroi, côté N, ont été entaillés assez profondément pour le passage de la route, il y a plus d'un demi-siècle. La roche inaltérée a été atteinte, et actuellement encore subsistent les traces parallèles des coups de pic. Le contraste est frappant entre cette roche dure et celle qui, n'ayant pas été taillée, a gardé son caractère altéré d'affleurement naturel, dans la partie méridionale de l'affleurement, dès le léger détour de la route. Ici, chaque année, le gel fait tomber des bancs supérieurs de nombreux m³ de décombres de sable et d'argile, qui s'accumulent à la base du banc et en cachent peu à peu les parties les plus intéressantes (Profils 3 et 4). Pour la visite du Congrès, cette partie de l'affleurement a été aimablement dégagée par le Service des Routes. Elle ne tardera pas à se masquer sous l'éboulis.

La série cyclothématique:

Cette belle coupe naturelle présente une série de 4 cyclothèmes successifs des plus nets, avec des érosions de base (wash-outs) et leurs phénomènes connexes. Elle mérite une analyse détaillée.

Du cyclothème inférieur I on ne voit que les têtes marneuses au S de l'affleurement.

La faible inclinaison générale des couches permet de toucher, depuis la route, le cyclothème II sur toute sa hauteur et d'examiner en détail la granodécroissance du grès basal. Sa partie sommitale marneuse est particulièrement intéressante; elle a été dégagée de ses éboulis. Au toit de la molasse, dans le macigno, la granodécroissance est rapide, et la succession macigno-microgrès-marne est brève. Un banc de marne calcaire, en deux couches distinctes, se superpose à la marne, un m au-dessus du macigno. Puis diverses couches marneuses terminent ce complexe qui est un cyclothème composite.

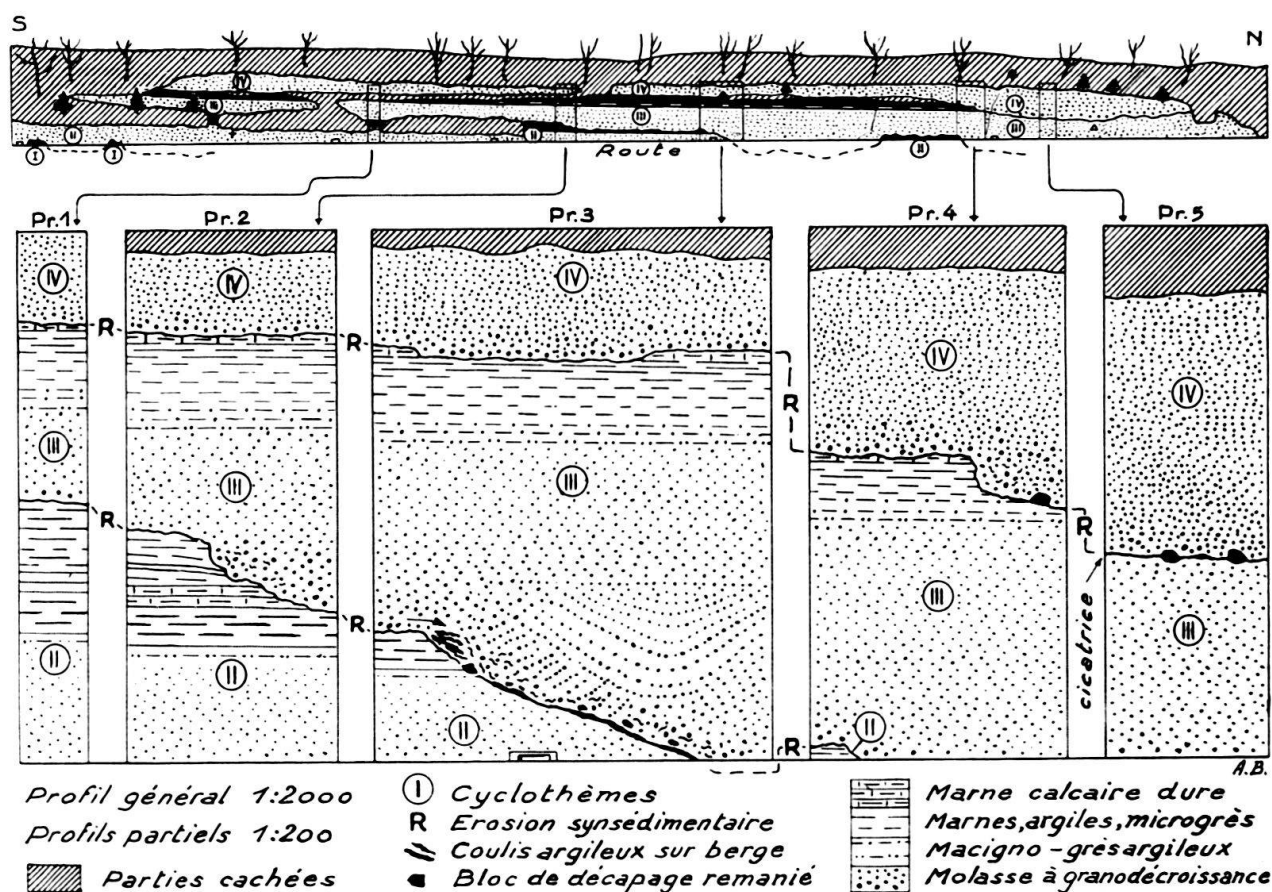


Fig. 3. Affleurement de Rovéréaz.

En haut: Profil général de l'affleurement montrant la superposition de 4 cyclothèmes avec érosions de base (wash-out).

En bas: Profils partiels agrandis, avec traces et cicatrices d'érosion.

Le cyclothème III, qui peut être vu sur toute sa hauteur de 6-7 m, dans la partie centrale de l'affleurement, est un exemple achevé et parfaitement caractéristique de séquence cyclothématique molassique. La grossièreté du grain de la base peut être aisément constatée depuis la route. Sa granodécroissance régulière est remarquable. On voit là dans sa totalité la séquence grès grossier-molasse-macigno-microgrès-marne-marne calcaire. La bigarrure générale des marnes, panachées de gris et de jaune, puis de brun rougeâtre qui finit par dominer dans la marne calcaire du sommet, est caractéristique de cette formation.

Ce cyclothème III est aussi caractéristique par son érosion de base, qui attaque profondément le sommet de l'unité inférieure II. Sa trace peut se suivre du doigt de gauche à droite, du Profil 2 au Profil 3. Elle est nettement tranchée. Chacun de ces profils montre un enfoncement de la berge du chenal creusé par le courant fluvial. Au Profil 3, l'érosion est si profonde que le nouveau grès de remplissage du chenal va se superposer directement au grès du fond du lit d'érosion, en laissant une cicatrice très caractéristique.

Le remplissage du chenal du cyclothème III:

La base du grès et le joint des cyclothèmes II et III montrent plusieurs phénomènes révélateurs du milieu de sédimentation.

On remarque d'abord dans le Profil 2, au-dessous du joint, que les couches argileuses sommitales de II sont légèrement amincies vers la berge. Cette faible inclinaison a été provoquée par le foirage de l'extrémité des couches vers l'ancienne berge. C'est un fléchissement semblable au balancement superficiel des versants.

Les couches marneuses de II ont fourni un certain tribut au remplissage du chenal et cela sous diverses formes:

Dans le haut de la berge du Profil 3, un gros fragment de marne du sommet de II a flué dans l'ancien chenal au moment où les sables de remplissage atteignirent à peu près son niveau. Il est encore partiellement rattaché à la couche dont il se sépare, et à laquelle il reste nettement identifiable. Son contour s'estompe dans le grès. Il était boueux et buriné par les grains de sable juste avant qu'ils ne l'enfouissent.

Des morceaux de ce genre, à peine détachés par affouillement, se voient dans d'autres berges de chenaux fossiles de la Molasse. Il y en a de toutes formes et de tous les degrés entre les morceaux de couches encore attenants, ou glissés et étalés, passant à des sortes de coulis argileux, jusqu'aux blocs détachés, anguleux, arrondis ou écrasés, et galets mous de toutes tailles. Une telle diversité s'explique aisément: ce phénomène implique des courants de forces différentes, des inclinaisons de berges et des sédiments ayant déjà acquis divers degrés de compaction et de lapidification avant leur reprise.

Juste au pied de ce paquet flué se voit un petit bloc, provenant de la couche marno-calcaire disparue depuis le Profil 2. Plus bas, la cicatrice est jalonnée de petits galets argileux écrasés, transformés par place en une sorte de coulis et de plus gros fragments de 5 à 10 cm de marnes diverses, y compris des galets rouges dont la couche mère n'est pas visible à l'entour. Ces fragments et galets marneux sont bien individualisés et entièrement pris dans le grès.

Les phénomènes de remaniement:

Tous ces débris témoignent, comme les autres «galets mous» qui abondent tout le long de la partie inférieure du banc de grès, de l'intense érosion exercée par le creusage des chenaux de bras fluviaux vagabonds et de l'ampleur du remaniement des sédiments marneux antérieurs, déjà partiellement lapidifiés. L'importance volumétrique de ce remaniement apparaît bien dans cet affleurement. Des premiers dépôts il ne subsiste qu'une série stratigraphique lacunaire.

On notera qu'on ne trouve pas, ici ni ailleurs, de fragments de molasse remaniés. Ce n'est pas qu'ils passent inaperçus, car les différences de granulométrie sont assez

sensibles pour rendre apparents des blocs de grès dans le grès. Des fragments de grès n'apparaissent que sous forme de macignos déjà fortement argileux, ou de micro-grès qui le sont aussi. Il fallait sans doute une certaine teneur en argile pour favoriser la lapidification, et les couches de sable des molasses, bien qu'antérieures aux marnes, n'avaient pas encore acquis leur cimentation calcaire; les sables encore meubles furent remaniés sous forme de sable et non sous celle de fragments.

Cette cohésion relative des sédiments argileux amène à penser qu'il devait être tout aussi aisé pour les courants, et peut-être même plus aisé, d'éroder des sables que de s'attaquer par-dessus à des couches marneuses. Cette hypothèse serait assez conforme aux diagrammes expérimentaux d'HJULSTROM¹⁾. Les couches de marne pourraient avoir beaucoup cédé à l'érosion en se disloquant, mises en saillies et en porte-à-faux par l'affouillement sous-jacent et la progression latérale de l'abrasion. Les phénomènes corrélatifs de balancement par foirage, de glissements et d'écroulement de blocs marneux et leur débitage en galets, prendraient alors une signification et un relief accentués.

La granulométrie de la base du grès est parlante elle aussi. A l'extrême base, et spécialement le long des berges fortement inclinées, on constate sur quelques cm ou quelques décimètres, une curieuse confusion granulométrique. Des grains de 2-3 mm, voire de petits graviers, plus ou moins alignés ou groupés, se mêlent à des taches de sables plus fins et argileux, avec des nids de fins fragments marneux dans lesquels on reconnaît des débris de la berge. Cette zone hétérogène s'observe aussi par place, mais beaucoup plus mince, à la base du banc de grès, où le joint est quasi horizontal. Ce mélange apparaît comme le résultat, d'une part, de freinages locaux du courant par la rugosité des berges affouillées et du fond buriné, d'autre part de l'arrachement de particules marneuses par l'action abrasive des grains de sable. C'est une zone de «mimétisme».

La stratification dans le chenal fossile:

La base du grès présente aussi une certaine stratification entrecroisée faiblement marquée; peu visible quand le banc est sec ou mouillé, elle ne ressort qu'en période d'humidité moyenne (Fig. 4, milieu). On constate alors, dans le Profil 3, une remarquable disposition du litage en forme de V très ouvert, sur une hauteur de 2,5 m, et d'une bande à stratification oblique au-dessus de la trace d'érosion. Cette partie là du chenal s'est comblée la dernière, et l'on est vraisemblablement ici à l'extérieur d'un méandre qui attaquait latéralement la berge marneuse de II.

Au-dessus de ce lit fossile, l'horizontalité de la stratification se rétablit visiblement. Plus haut, la masse médiane du banc ne montre plus de litage; puis la stratification régulière se réaffirme dans les marnes supérieures.

On a donc sous les yeux le contraste et le passage graduel d'un dépôt fluvial désordonné à un sédiment de nappe d'eau, régulier et étendu.

La cicatrice d'érosion synsédimentaire III-IV:

Un autre aspect frappant, et caractéristique de cette sédimentation, c'est, dans la partie N de l'affleurement, le joint d'érosion entre les cyclothèmes III et IV.

¹⁾ HJULSTROM, F. (1939): Transportation of detritus by running water. Recent marine sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa.

A gauche le cyclothème III est complet et se termine par une marne calcaire bigarrée. Sur la droite la trace du wash-out s'approfondit rapidement et descend dans le grès III; le passage du joint entre les grès III et IV est une cicatrice des

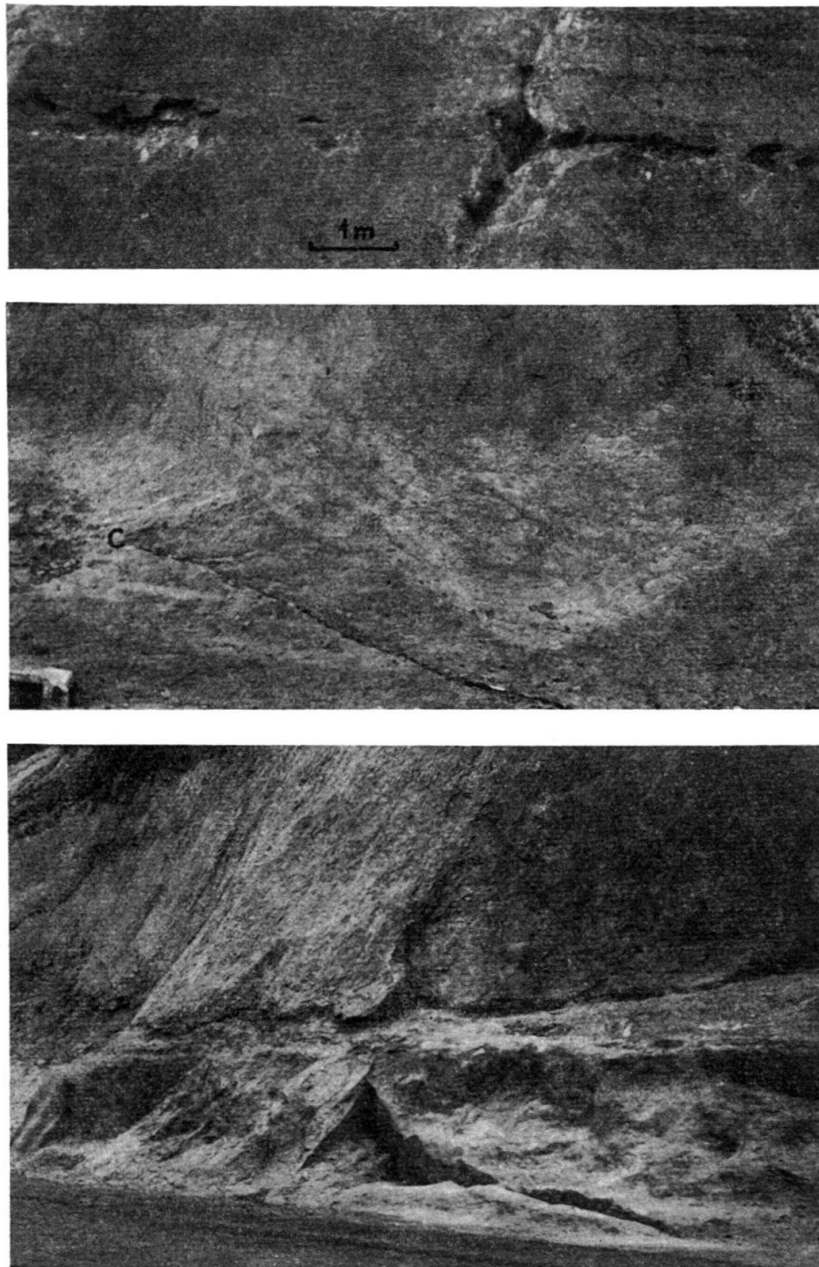


Fig. 4. Affleurement de Rovéréaz.

En haut: Cicatrice d'érosion horizontale jalonnée par des blocs marneux remaniés, entiers ou écrasés, mis en creux par gélivation et altération. A remarquer qu'entre les blocs, le contact grès sur grès est totalement dissimulé.

Au milieu: Cicatrice d'érosion *c* grès sur grès, au bas du Profil 3. La stratification entrecroisée, diagonale au-dessus de la cicatrice, puis en V ouvert, sur la droite, apparaît faiblement.

En bas: Base ravinante du cyclothème III sur le cyclothème II. Sur la gauche, l'emplacement du Profil 2.

plus typiques. En plusieurs points elle se dissimule complètement, et l'on passe verticalement de manière continue d'un grès à l'autre. Mais elle reste jalonnée, comme dans le Profil 5, par des blocs de décapage roulés, marneux, qui peuvent atteindre 20 cm de diamètre, et des galets mous restés entiers ou écrasés (Fig. 4, haut).

Cette cicatrice se manifestera de plus en plus à l'avenir par l'altération et la gélivité plus prononcée des parties un peu plus argileuses de la base. Elle se marquerait davantage dans un affleurement exposé depuis plus longtemps à l'air.

Mais, dans son état actuel, elle montre qu'un sondage pourrait facilement passer d'un grès à l'autre sans que rien, sinon une simple différence granulométrique, n'indique une discontinuité stratigraphique. Il faut un affleurement, et même un affleurement exceptionnellement long, pour que ce joint soit révélé et prenne toute sa véritable signification.

Prolongement de la série:

La série de Rovéréaz se prolonge à gauche et à droite du dessin où elle se cache sous un épais revêtement de terres d'altération et de végétation. Elle réapparaît un peu, du côté N, dans le lit du ruisseau. En amont et à 80 m de la voûte du pont de la route, une passée marneuse de 2 m doit être, compte tenu de la direction et du faible pendage des couches, le sommet du cyclothème I, dont le corps gréseux inférieur est épais. Ensuite des bancs de grès correspondent aux cyclothèmes successifs, où les marnes sont devenues rares, avec des érosions de base et entre autres, une cicatrice remarquable, 125 m en amont de la voûte. Cette dernière se voit, sur la rive droite, sous forme d'une mince passée argileuse, qui n'apparaît plus sur la rive opposée, à 10 m de distance, où n'est visible que le contact grès sur grès.

A noter aussi que sur la route, passé le virage du pont, et faisant face à l'affleurement de Rovéréaz, se trouve une paroi gréseuse moins haute, appartenant à la même série. Elle montre, à sa base, une érosion assez profonde attaquant aussi une couche marnocalcaire, semblable à celle de la berge taillée dans le haut du cyclothème II, Profil 2. La direction générale des couches montre la correspondance stratigraphique de ces deux points. S'il s'agit de la même berge, le chenal d'érosion aurait eu une direction NE-SW.

Enfin le visiteur de ce site, s'il dispose de quelques heures, aura intérêt à descendre dans le ravin et suivre son thalweg. Ce trajet, peu commode, permet de voir, juste au-dessous de l'affleurement de Rovéréaz, une cascade haute de 15 m traversant une série très remarquable de 10 séquences macignos-marnes. Puis, 600 m en aval, on traverse l'«axe anticlinal» de la Molasse, plus commode à atteindre depuis le grand pont de fer de la route inférieure Lausanne-Belmont. Entre cet axe et ce pont, une impressionnante série de couches inclinées, coupées de quelques failles parallèles à la stratification, montre de nombreux exemples de grès à granodécroissance. Ce profil d'ensemble de la Chandelar est typique de la série cyclothématique aquitanienne de la Molasse de Lausanne.

52. – ARNOLD BERSIER (Lausanne): Séquences détritiques et divagations fluviales¹).

Avec 11 figures dans le texte.

TABLE DES MATIÈRES

	page
Summary	854
I – Le faciès Molasse	855
II – Principaux caractères sédimentologiques	858
1 – Granodécroissance	858
2 – Erosion de base	859
3 – Galets mous de remaniement	859
4 – Stratification	860
5 – Variations latérales et rareté des horizons repères	860
6 – Variabilité de la salinité	861
III – Elaboration de la notion de sédimentation cyclique alternative des bassins de subsidence	861
1 – La subsidence du bassin	861
2 – Séquences verticales en faciès Molasse et Houiller et subsidence intermittente	862
3 – Extension horizontale des séquences du Houiller	864
4 – Courants fossiles et divagations alternatives	866
5 – Aires d'épandage actuelles et vagabondage fluvial	866
6 – Sédimentation alternative et continuité de la subsidence	867
IV – Sédimentation détritique cyclique dans divers bassins de subsidence	868
V – Essai de reconstitution d'une aire d'épandage	869
1 – Le cadre paléogéographique	869
2 – Les zones de l'aire d'épandage et le mécanisme répartiteur	870
3 – Influence du gradient de subsidence	873
VI – Formes, sections et superposition des cyclothèmes	874
VII – Diversité des cyclothèmes	878
VIII – Le terme charbon dans le cyclothème	882
IX – Erosions et dépôts de base	883
1 – Remaniement des argiles	883
2 – Glissements de berges	884
3 – Blocs et galets roulés	884
4 – Cicatrices d'érosion dans les grès	885
X – Périodicité cyclothématique et subsidence	886
1 – Puissance des cyclothèmes et amplitude de la subsidence	887
2 – Intensité du remaniement	887
3 – Interdépendance des facteurs de sédimentation	888
XI – Variantes et formes atténuées des séquences d'origine fluviale en divers milieux sédimentaires	889
Bibliographie	892

SUMMARY

This paper was an introductory lecture to the session on Molassic facies of the Fifth International Congress of Sedimentology and to the excursions of the Congress in the Molasse around Lausanne. The main features of the Molassic sedimentation are described and interpreted. Similarities are shown between the cyclical sequences of the Molasse and those of other ancient or contemporary basins.

¹) Publié avec l'aide du Fonds national suisse de la recherche scientifique.

The alpine Molasse is a synorogenic and paralic detrital facies of a subsidence foredeep. The sedimentation features are most typical in the Aquitanian Molasse: sequences with graded bedding, basal erosions or wash outs, discontinuities and stratigraphical disorders of very complicated aspect.

The concept of synorogenic subsidence of the Molassic basin was introduced in 1936. The sequences with graded-bedding or 'subsidence Complexes' were shown, in 1948, to be similar to the cyclothems of the coal basins. The comparison with contemporary and ancient deposition areas lead, in 1949, to the conclusion that detrital sequences are the result of an alternation in the distribution of the sediments. The subsidence of the basin was neither intermittent nor jerky but continuous. The process of alternate distribution is the fluvatile wandering on the emerged delta area.

Several types of cyclothems are described and schemas show how the succession of the cyclothems, interrupted by erosions, fluvatile channels or fossil stream beds, explain the stratigraphic lock of coherence of this facies.

The cyclothem pattern can take various aspects or disappear in other basin conditions. This pattern may be useful in explaining the genesis of other sequences, for instance the sandstone-shale alternations of Flysch type or the limestone-marl alternations of some series.

Cette note a servi d'introduction à la séance du 5^e Congrès international de Sédimentologie, traitant du faciès Molasse. Elle expose donc premièrement les traits sédimentologiques essentiels de cette formation; elle est aussi une préparation aux excursions du Congrès dans la Molasse de Lausanne, en décrivant les caractères principaux de sa sédimentation et en les interprétant; elle montre enfin des correspondances et analogies dérivées entre les séquences cycliques molassiques et celles d'autres bassins anciens ou actuels.

I - LE FACIÈS MOLASSE

L'histoire de la Molasse fait suite à celle du Flysch dès le Sannoisien. L'orogénèse alpine refoule la mer sur l'avant-pays. Le temps des mers intra-alpines est terminé. La chaîne s'élève, et la sédimentation devient extra-alpine.

Dès lors cet avant-pays crétaé, avec ses minces dépôts continentaux éocènes, va s'enfoncer sans répit, entretenant une avant-fosse allongée sur le front de la chaîne qui, jusqu'au Pliocène, va servir de réceptacle aux détritiques de l'érosion alpine.

Les Alpes, pendant toute cette période molassique, sont un relief entretenu et même paroxysmal, recréé à mesure que l'érosion l'attaque, un réservoir inépuisable de matière sédimentaire fraîche. Toutes les roches mères de la Molasse y sont présentes: granites et gneiss, puissantes séries cristallophylliennes, quartzites, calcaires divers, dolomies, gypse, schistes, grès et conglomérats, vulcanites même, la collection pétrographique y est complète.

Devant ce relief, l'avant-fosse à fond subsident va recueillir cette matière sédimentaire, magasin insatiable, jusqu'à l'emprise finale de l'orogénèse qui la soulèvera à son tour.

Une vraie chaîne, aussi importante que le relief alpin qui la domine, va s'édifier ainsi en profondeur, grain par grain, pendant toute la durée des temps oligo-miocènes, voire pliocènes. Une chaîne renversée, atteignant par place plusieurs milliers de mètres de profondeur, épais et lourd prisme de sédiments.

Le trait le plus remarquable, persistant à travers toute cette formidable accumulation détritique, c'est qu'elle s'est toujours opérée au voisinage immédiat

du niveau de la mer. Les documents paléontologiques, faune et flore, le montrent. Bien que refoulée par les eaux douces, barrée par les comblements, la mer a souvent profité des avances momentanées de la subsidence sur le remblayage pour pousser de fugitives ingressions dans le bassin. Il y a des Molasses marines, il en est d'eau douce; il y a surtout des Molasses saumâtres, déposées en eaux à salinité infiniment variable.

C'est avant tout cette lutte, cet affrontement incessant de deux facteurs antagonistes: le comblement et l'affaissement, qui confère à la sédimentologie molassique un relief et un intérêt particuliers.

Au siècle dernier la Molasse avait acquis, par sa faune de Vertébrés et sa belle flore, une certaine renommée stratigraphique. Les grandes découvertes tectoniques l'ont rejetée dans l'ombre. Il y a 25 ans, elle n'était devenue qu'un insignifiant épisode continental, accessoire de l'évolution des Alpes, une sorte de détritiques négligeable.

Maintenant Molasse devient l'expression même d'un faciès. Un faciès fréquent, hautement significatif dans la vie d'un orogène: faciès détritique synorogénique et paralique d'avant-fosse de subsidence.

Faciès détritique synorogénique: toute la gamme granulométrique y est présente: conglomérats, grès de toutes sortes, microgrès argileux, marnes, argiles. A ces sédiments allochtones se sont pourtant ajoutés, temporaires et sporadiques, des dépôts de caractère autochtone: calcaires d'eau douce et charbon.

Les conglomérats (Nagelfluh) de tous âges révèlent directement dans leurs galets des roches mères variées. Ceux du Mont-Pèlerin nous apprendront que la Molasse n'est pas toujours un dépôt de premier ordre, de premier transport. Les galets, donc probablement aussi les sables et argiles, en sont parfois remaniés d'autres dépôts synorogéniques plus anciens, et les corrélations entre roches mères et sédiments peuvent n'être ni simples, ni directes.

Les grès sont variés. Le plus abondant, la *molasse*, est un grès qui a donné son nom à l'ensemble de la formation Molasse, ce qui cause de regrettables confusions. Ce grès-molasse typique a été clairement défini par L. CAYEUX (1929), le plus brillant et le plus objectif analyste des roches sédimentaires, comme un *grès feldspathique à ciment calcaire*. Mais il contient une foule de débris de roches cristallines ou carbonatées, des micas, des chlorites, des minéraux lourds variés.

L'étude de ces derniers et de leur portée stratigraphique n'en est qu'à ses débuts. C'est qu'eux aussi, comme les galets, n'arrivent pas tous directement de leur gisement originel. Ils ont été repris du Flysch et de Molasses subalpines plus anciennes. Ils se sont dispersés et étalés dans le temps. Plusieurs de nos collègues vous en parleront. Cette richesse minéralogique est un caractère spécifique de la molasse. En plus de la variété des roches mères, elle révèle une nette immaturité, conséquence d'une pédogenèse et d'une altération faibles sur des reliefs accusés, une absence de sélection au cours d'un transport rapide et court. C'est une arénite immature déposée en vrac.

Par définition ce grès contient des feldspaths divers, altérés pendant le transport, puis dans le sédiment. En affleurement, leur désagrégation reprend et s'achève, et la Molasse se cache très vite sous ses propres débris. La roche devient molle, les auteurs français écrivent donc MOLLASSE. Mais dans ses bancs les plus

durs, les Suisses taillaient jadis des meules (lat. mola) d'où MOLASSE. Ces feldspaths montrent que, dès l'Oligocène, l'érosion alpine s'attaquait déjà à d'importants noyaux de granites et gneiss.

Entre ces grès à ciment calcaire et les termes beaucoup plus fins et argileux s'intercale l'importante masse des *grès feldspathiques à ciment calcaréo-argileux ou argilo-calcaire*. Ce sont typiquement des *macignos* selon la définition de CAYEUX (1929) et avant lui, des pères de la pétrographie sédimentaire, BRONGNIART et D'OMALIUS D'HALLOY. Mais, par habitude invétérée, on leur conserve le nom de grès marneux.

La catégorie granulométrique suivante est communément appelée «*marne*». Il en est de dures, de plastiques, de massives, de straticulées, de toutes couleurs ou bigarrées. Beaucoup de ces pélites sont des agrégats de poudres de quartz dans une gangue d'argile et ne sont à vrai dire que des *microgrès*.

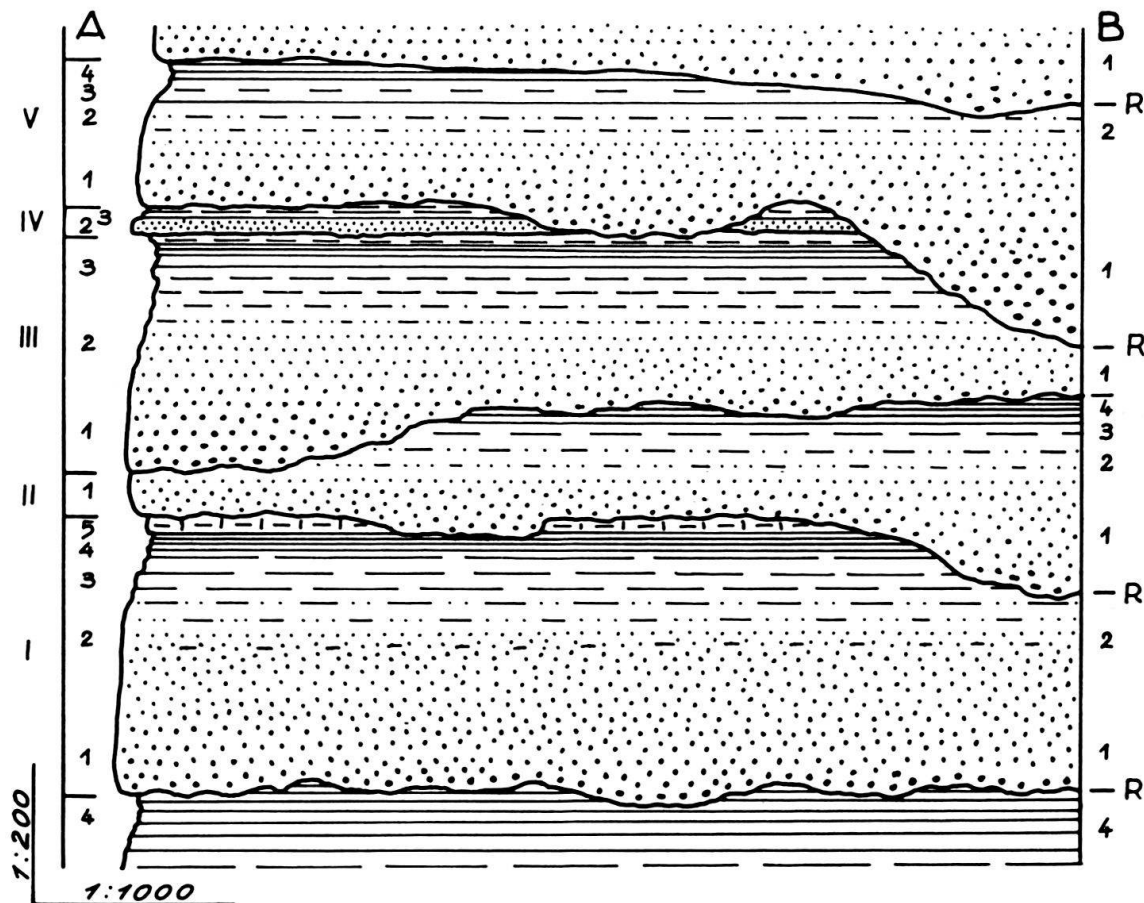


Fig. 1. Série grés-argileuse cyclothématique de la Molasse aquitanienne. Schéma.

I, II, III, ...: Cyclothèmes ou complexes de subsidence.

R: Erosion de base ou wash-out.

5: Calcaire argileux ou microgréseux.

4: Argiles diverses.

3: Marnes ou microgrès argileux.

2: Macigno = grès feldspathique à ciment calcaréo-argileux.

1: Molasse à granodécroissance (graded-bedding): grès feldspathique à ciment calcaire.

La phase argileuse, en ciments ou en couches, est énorme. Son étude minéralogique montre aussi ce caractère de matériel non évolué, fortement marqué de son origine et rapidement déposé, qui est celui de toute la formation.

Voilà les sédiments. Mais la sédimentologie ne se borne pas à les reconnaître pétrographiquement; elle veut savoir comment ils sont disposés et se sont déposés.

Certes les conglomérats occupent surtout la bordure alpine, bien que les poussées tectoniques les aient délogés de leurs premiers emplacements. Les grès-molasses abondent dans l'axe de la fosse, et sur le bord jurassien les dépôts sont très argileux. Mais ces zones successives de décantation ne sont guère que schématiques. Les psammites et pélites abondent aussi dans les conglomérats, et ceux-ci poussent leur effilement loin dans le bassin. Les grès burdigaliens, parfois grossiers, ont recouvert le Jura. C'est que l'histoire d'une fosse synorogénique est forcément mouvementée et complexe. Il y a eu des atterrissements massifs, et aussi de longs et parfaits étalements, comportant de nombreuses reprises de transport du matériel déjà déposé, voire lapidifié.

Impossible de parler ici de tous les chapitres de cette histoire sédimentologique. Molasse rupélienne à faciès Flysch? Molasse d'eau douce à charbon? Molasse marine massive délavée du Burdigalien? Et combien d'autres. Il faut choisir.

Et puisque le congrès de Sédimentologie est à Lausanne sur la Molasse, parlons de la sédimentologie de la *Molasse de Lausanne*, celle qui sera vue en excursions. Cette Molasse aquitanienne s'étend largement ailleurs, aussi caractéristique, dans toute l'avant-fosse alpine.

Elle a failli devenir, au siècle dernier, l'étage Lausannien. Pourtant ce nom fut abandonné, et pour de bonnes raisons. Etage trop capricieux, trop changeant, avec ses innombrables séries de grès et marnes, dont les profils se modifient complètement sur quelques dizaines de m souvent. Molasse monotone, mais tourmentée, rebelle à l'analyse stratigraphique.

Mais ce désordre stratigraphique est un ordre naturel, c'est un ordre sédimentaire qu'il faut déchiffrer. Cette Molasse aquitanienne, c'est par excellence le théâtre d'affrontement de la sédimentation et de la subsidence. C'est elle qui montre le mieux la sédimentation séquentielle qui va être décrite.

II - PRINCIPAUX CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES

Dans cet enchevêtrement confus de «marnes» et de grès, des observations fondamentales, cent fois répétées, finissent par s'imposer.

1 - *Granodécroissance*

Dans les bancs de grès le grain est grossier à la base, puis décroît (graded-bedding) vers le sommet du banc (fig. 1). Cette règle n'a que peu d'exceptions.

La granodécroissance n'est pas régulièrement progressive. Souvent le grain se maintient uniforme sur plusieurs m dans la partie médiane des bancs. Il y a parfois récurrence de grains plus gros, conséquence de remaniements avec ou sans cicatrice d'érosion. Mais, d'une manière très générale, le grain est d'autant plus grossier à la base que le banc est épais avec fréquemment des grains de plusieurs

mm de diamètre, quelques graviers et des galets mous. Tout aussi généralement le grès passe progressivement aux macignos, microgrès et marnes surjacentes.

Le banc de grès est donc composé, dans sa partie inférieure et moyenne, de grains détritiques divers liés par un ciment calcaire, mais lessivés de toute matière fine limoneuse ou argileuse. C'est donc, à ce niveau, de la vraie molasse. Au-dessus, les limons et argiles prennent progressivement part au dépôt, en même temps que la taille des grains détritiques diminue. On passe aux grès fins à ciment calcaire et argileux, qui sont les macignos proprement dits, puis à des sédiments pélitiques d'apparence marneuse, les microgrès, les marnes et argilites.

L'ordre inverse, granocroissant, demeure exceptionnel.

2 – *Erosion de base*

Les bancs de grès grossiers, dans la plupart des cas, ne se superposent pas en concordance régulière aux couches pélitiques sous-jacentes. Le contact est souvent irrégulier, le mur de grès moule les échancrures du toit plus ou moins érodé et raviné de la couche précédente. Les indentations du joint de stratification peuvent être à peine perceptibles, de l'ordre de quelques cm seulement, ou atteindre plusieurs m.

Il y a généralement relation directe entre la puissance du banc de grès, la taille des éléments détritiques grossiers de la base, et la profondeur du ravinement qui a précédé le dépôt du grès.

Le phénomène d'érosion est dûment souligné par l'absence de relation entre la stratification des couches creusées et la surface d'ablation; l'érosion pénètre dans cette stratification sans la déformer. Les seules perturbations du substratum s'observent dans les cas où l'entaille de l'érosion donne une ravine à flanc abrupt; le bord des couches argileuses encaissantes montre alors des glissements latéraux dans le remplissage gréseux du sillon d'érosion.

Le ravinement peut traverser toute une série marneuse, descendre jusqu'au banc de grès subordonné et le pénétrer. Au-dessus de la trace d'érosion un nouveau grès se superpose au premier. Le joint de stratification peut alors être visible sous la forme d'une cicatrice d'érosion soulignée par une récurrence de détritiques plus grossiers, en particulier de galets mous de grande taille. Il peut aussi y avoir mimétisme des deux dépôts gréseux et la cicatrice peut être complètement oblitérée par le remaniement de l'ancien grès dans le nouveau.

3 – *Galets mous de remaniement*

Les graviers et galets qui se rencontrent dans les détritiques grossiers de la base des bancs de grès sont parfois des fragments de roches mères particulièrement résistantes: radiolarites, calcaires siliceux, cherts. Mais les plus nombreux, et de beaucoup, sont au contraire des «galets mous» formés de marnes diverses, tendres, authentiquement molassiques, et semblables en tous points à celles des couches réglées superposées aux grès. Ces galets tendres n'auraient pu résister à un roulement de quelques km. Ce sont des décombres de décapage, avant lapidification, des jeunes sédiments marneux du fond du bassin, remaniés par les courants érosifs.

4 – Stratification

Une stratification entrecroisée est parfois assez apparente à la base des bancs avec de minces lits de détritiques hétérométriques. Elle disparaît plus haut, où l'homométrie des grains efface les traces de stratification. Il s'agit là, de toute évidence, de dépôts de courants turbulents d'apparence fluviatiles.

L'entrecroisement est surtout manifeste dans les sables de remplissage des parties ravinées et érodées. Au-dessus la stratification se régularise; après que le comblement a rétabli l'horizontalité du fond et nivelé ses formes irrégulières, le dépôt devient plus uniforme et massif.

Par contre, dans la partie supérieure des bancs de molasses macigneuses et dans les macignos et marnes, la stratification devient tout à fait parallèle et régulière, avec ou sans ripple-marks, et les pélites sont souvent finement stratifiées. Un tel étalement des détritiques fins n'a pu s'opérer que dans une nappe d'eau. Dans cette nappe, relativement tranquille, les courants transporteurs et étaleurs des détritiques fins n'avaient plus l'allure de courants fluviatiles.

5 – Variations latérales et rareté des horizons repères.

L'étendue et la continuité des bancs de grès sont extrêmement variables. Des observations précises (1945) ont établi que des bancs de grès, épais de plusieurs mètres, disparaissent rapidement et complètement sur quelques dizaines de mètres de distance horizontale seulement. Ailleurs, ils peuvent s'étendre sur quelques centaines de mètres avec de fortes variations de puissance; mais cette apparente continuité peut n'être en réalité qu'une substitution d'un banc ou de plusieurs bancs à un autre, comme on le verra plus loin.

Les horizons marneux à stratification plus régulière sont aussi plus étendus, mais leurs modifications latérales dans la même couche sont fréquemment observables: passages de microgrès à des marnes plus ou moins gréseuses ou argileuses, ou l'inverse.

Cette variabilité des couches pélitiques et les érosions basales sont cause des dissemblances totales entre profils stratigraphiques, relevés à très courte distance, dans le même niveau. Il est donc généralement impossible d'établir une corrélation, même entre les divers affleurements rocheux d'un petit vallon creusé dans une série horizontale, ou de vallon à vallon.

Pourtant des horizons stratigraphiques d'une certaine extension ont été reconnus. Ainsi dans la «Molasse à charbon» chattienne, relativement pauvre en grès, des couches de calcaire d'eau douce et de charbon, épaisses de quelques centimètres seulement, sont largement étendues. L'une d'elles, de 10 à 20 cm, a pu être exploitée sur 3 km de longueur, et elle s'étend certainement beaucoup plus loin.

Dans cette formation il semble que plus un sédiment est grossier, plus restreinte est son extension. Les couches étendues, donc les bons horizons directeurs stratigraphiques, se sont déposés non pas en périodes de sédimentation détritique grossière, mais pendant celles de sédimentation fine, et, plus encore, pendant les répités de la sédimentation détritique favorables au développement de la craie lacustre et de la tourbe. Autrement dit, les grès se sont déposés sous l'influence de courants turbulents rapides et localisés, les sédiments fins ou autochtones sur de plus grandes surfaces, à caractères plus uniformes.

6 – Variabilité de la salinité

La paléontologie distingue depuis longtemps, dans le bassin molassique oligo-miocène, deux formations marines alternant avec deux autres d'eau douce :

Mol. d'eau douce sup., Tortonien–Pontien.

Mol. marine sup., Burdigalien–Helvétien.

Mol. d'eau douce inf., Chattien–Aquitanién.

Mol. marine inf., Rupélien.

En fait, la salinité des eaux du bassin a dû osciller continuellement entre ces deux extrêmes, et de nombreuses couches dépourvues de fossiles sont à considérer comme déposées en milieu saumâtre à variations commandées par le débit changeant des apports d'eau douce fluviale dans une nappe d'eau peu profonde et en connexion avec la mer.

En Molasse aquitanienne, réputée d'eau douce, des indices marins (1938) veulent dire que la sédimentation s'effectuait d'une manière générale au voisinage du niveau de la mer.

III – ÉLABORATION DE LA NOTION DE SÉDIMENTATION CYCLIQUE ALTERNATIVE DES BASSINS DE SUBSIDENCE

Une explication cohérente de ce faciès paradoxal, à la fois fluvio-terrestre et limno-marin, n'aurait pu s'élaborer à l'aide des seules données du domaine molassique. Des comparaisons avec les résultats des études poursuivies dans d'autres zones sédimentaires, non pas semblables, mais équivalentes, ont permis d'éclairer successivement les traits si désordonnés de ce genre de formation, et de les intégrer dans un ensemble rationnel. Voici – comme on nous l'a demandé après notre exposé au Congrès – sommairement retracé, le cheminement de pensée suivi dans l'analyse de ce faciès, puis la synthèse de ses conditions génératrices dans un cadre paléohydrographique contemporain d'une orogénèse.

1 – La subsidence du bassin

C'est de l'étude détaillée de la Molasse du Jorat (1938) que les traits sédimentologiques essentiels de cette formation ont été dégagés. Elle a établi en même temps, comme BAUMBERGER l'a montré pour la Molasse de la Suisse centrale et occidentale, que la puissance du bassin était, dans l'ensemble, bien supérieure à celle qu'on lui attribuait alors couramment. Tous les indices paléontologiques concordant pour témoigner d'un dépôt toujours très peu profond, palustre, voire terrestre, sur toute cette grande épaisseur, il devenait évident que le bassin s'était enfoncé au cours du comblement, enfoncement qui devait être approximativement compensé par le dépôt du sédiment.

On ne pouvait trouver exemple plus démonstratif de la notion de subsidence, que PRUVOST (1930) avait remise en évidence, dans une note qui reste un des événements géologiques du siècle par les perspectives qu'elle a ouvertes à une génération de géologues. L'auteur avait choisi un de ses exemples, particulièrement démonstratif, dans le bassin houiller du Nord de la France, lequel avait sans doute

aussi fonction d'avant-fosse et de réceptacle des sédiments détritiques engendrés par l'orogénèse hercynienne.

Malgré des différences apparentes considérables, et de divers ordres, il fallait tenter des comparaisons et rechercher des analogies entre les avant-fosses du Houiller et de la Molasse. Elles furent suggestives dès le début et, loin d'être épuisées, demeurent encore pleines de promesses.

Introduite dès 1936, puis développée pendant les années suivantes, cette conception de subsidence synorogénique du bassin molassique périalpin était si adéquate à cette formation qu'elle fut adoptée par tous les auteurs suisses, et devint l'idée maîtresse et incontestée des travaux parus dès lors. L'allure et le rythme de la subsidence, liés ou non aux péripéties de l'orogénèse, sont devenus les déterminantes essentielles de ce faciès paralique, de ses variations de salinité et invasions marines.

C'est dans le cadre mouvementé de cette subsidence synchrone de la tectonique que devaient être recherchées les causes de la sédimentation rythmique à séquences granodécroissantes appelées dès 1936 «complexes de subsidence».

2 – Séquences verticales en faciès Molasse et Houiller et subsidence intermittente

En 1927, CH. BARROIS avait montré l'existence, dans le Bassin houiller du Pas-de-Calais, d'une sédimentation périodique dont chaque unité comprenait, entre autres, une couche de charbon. Sur une même verticale de 2000 m, la forêt marécageuse avait reculé 400 fois, par suite du dépôt des stériles, grès et marnes, accélérant l'affaissement du bassin; la descente du fond réglait le rythme des dépôts superficiels. Reprenant l'idée, PRUVOST (1930, p. 557) l'exprimait ainsi: «l'affaissement d'un bassin houiller se faisait par saccades. La subsidence est un phénomène discontinu tandis que la sédimentation se poursuit de façon continue, mais avec des vitesses variables». Et il généralise ce principe de subsidence discontinue, brusque et se produisant par saccades successives, alternant avec des périodes de stabilité.

BARROIS ignorait qu'en 1912, dans les charbonnages de l'Illinois, l'américain UDDEN avait déjà conçu l'idée de dépôts cycliques dans la formation du charbon, et donné un exemple de trois cycles successifs. Le cycle d'Udden est matérialisé dans la séquence charbon-calcaire-grès-marne. C'est là, somme toute, la première hypothèse des cycles carbonifères (fig. 2). Reprise près de vingt ans plus tard par WELLER (1930), elle fut étendue à une plus large zone du Pennsylvanien de l'ouest de l'Illinois et de l'Ohio, où 42 cycles successifs furent reconnus. La conception du cycle est alors modifiée. La séquence commence par le grès, dépôt continental succédant à une érosion due au relèvement du continent, puis l'argile et le charbon représentent une période de stabilité, suivie d'une subsidence qui fait avancer la mer avec dépôt des couches marines. La séquence suivante commence après un nouveau relèvement du continent. Ainsi, en France et aux U.S.A., de manière indépendante et avec une conception un peu différente, surgissait en même temps des bassins houillers le principe de la subsidence intermittente et saccadée.

C'est à cette séquence, ou série de couches se succédant dans un ordre donné, que WANLESS et WELLER (1932) donnèrent un peu plus tard le nom de *cyclothème*, dépôt cyclique, du grec cyclos, cycle, et thema, qui signifie ici dépôt.

Les divers cyclothèmes ont des puissances variables, de l'ordre de 20 à 80 pieds (6 à 24 m). Certains sont incomplets, un ou plusieurs termes lithologiques sont absents. En se servant des cyclothèmes comme d'unités ou d'échelons stratigraphiques, WELLER et WANLESS (1939) tentèrent plus tard des corrélations entre les veines de charbon du Pennsylvanien de divers états, dans lesquels d'autres auteurs avaient décrit de semblables unités.

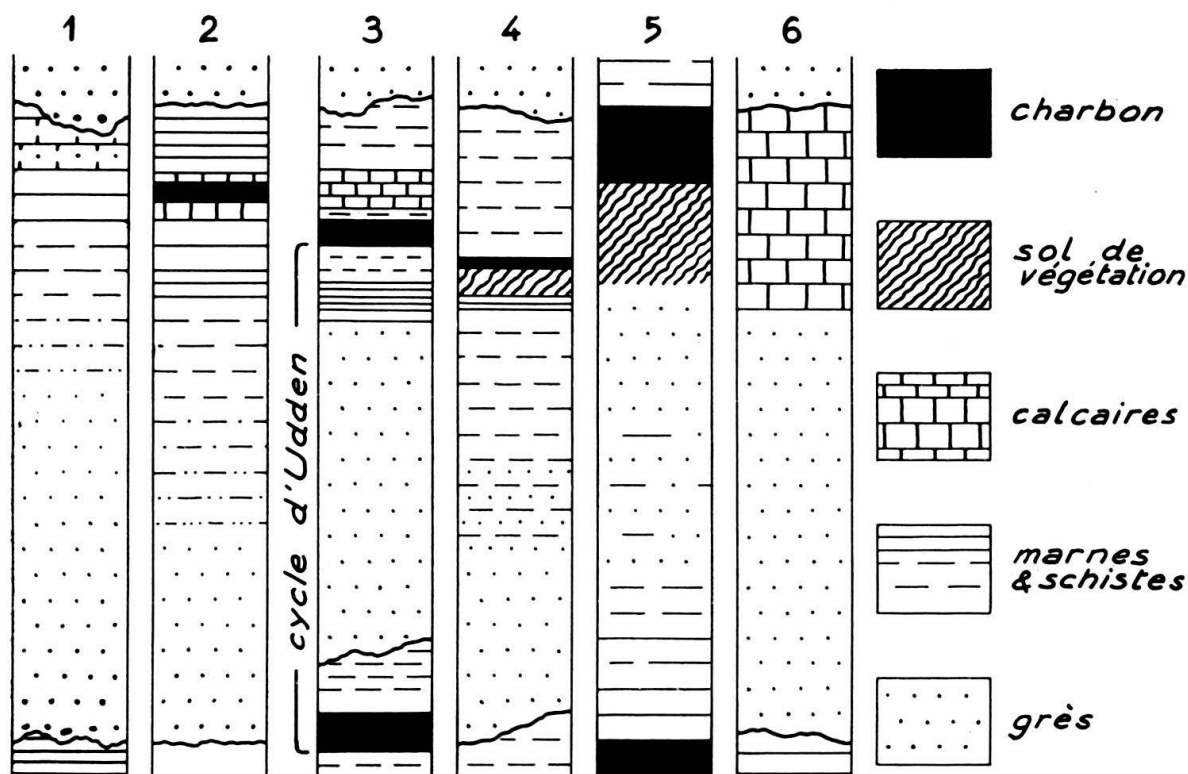


Fig. 2. Types divers d'unités cycliques ou cyclothèmes, de puissances différentes.

- 1: Aquitanien, Molasse, Suisse, 2-15 m.
- 2: Chattien, Molasse, Suisse, 2-4 m
- 3: Pennsylvanien, Illinois, d'après UDDEN (1912), 75 pieds
- 4: Pennsylvanien, Ohio, d'après WELLER (1930), 50 pieds
- 5: Westphalien, France, d'après PRUVOST (1930), 3,5 m
- 6: Mississipien, Utah, d'après GILLULY (in WANLESS et SHEPARD, 1936), 50 pieds.

Le mécanisme de formation des cyclothèmes est pour WELLER (1930 et 1956) un approfondissement périodique du bassin, mais l'érosion de base, qui précède le dépôt de l'unité, nécessite un soulèvement préalable. Ainsi le massif d'alimentation, la chaîne des Appalaches, montait et descendait alternativement, dans un mouvement plus ample que celui du bassin sédimentaire. Pour WANLESS et SHEPARD (1936) les cyclothèmes sont simplement formés par les variations du niveau de la mer consécutives aux périodes glaciaires de la fin du Paléozoïque, dont le nombre atteint ainsi 70 à 80. A l'argument diastrophique du premier auteur, s'oppose l'idée eustatique des seconds.

C'est au cours de recherches sur la sédimentation houillère, après la guerre, que nous eûmes connaissance de ces travaux américains. Le terme de cyclothème, très clair et antérieur à nos «complexes de subsidence», convenait aussi tout à

fait à nos unités cycliques molassiques. Il fut d'autant mieux adopté que les prospections de minces couches de charbon faites en Suisse, pendant la guerre, avaient confirmé le caractère cyclique de la formation et son analogie génétique avec les bassins carbonifères (1945).

Ce rapprochement de bassins différents, en âge et étendue, et la généralisation du concept et sédimentation cyclothématique aux avant-fosses paraliques syntectoniques furent exposés au Congrès de Londres en 1948. Leur sédimentation rythmique était interprétée à cette date, sur la base d'une subsidence saccadée, comme le corollaire d'un rythme orogénique. Dans cette première interprétation, fidèle aux idées de l'époque, l'approfondissement périodique du bassin permettait le développement de forts courants érosifs, qui accumulaient ensuite le matériel grossier, puis dont la compétence s'affaiblissant en même temps que la tranche d'eau diminuait par comblement, ne permettait plus que l'arrivée de détritiques fins dans une nappe d'eau devenue finalement palustre.

3 – *Extension horizontale des séquences du Houiller*

Pourtant cette notion de subsidence saccadée ne devait pas tarder à se montrer insuffisante en Molasse, puis à être abandonnée. Elle le fut dès 1949 pour les raisons suivantes.

Sur une zone aussi étroite que le fossé molassique, une reprise de subsidence, accélérée ou subite, doit affecter l'ensemble, ou tout au moins une large part du bassin, et ne peut se circonscrire à une petite surface. Le cyclothème qu'elle provoque doit alors avoir une certaine étendue, être un élément stratigraphique à travers la formation. De nouveaux essais de corrélation sur cette base montrèrent qu'il n'en était rien et que les bancs de grès, particulièrement, sont trop fugaces, trop lenticulaires pour s'intégrer dans un tel schéma. Cette interprétation se heurtait ainsi, en Molasse, à un véritable mur. L'étude des causes de la sédimentation cyclothématique devait chercher une autre voie.

Cette nouvelle orientation des recherches ne pouvait être trouvée dans la sédimentologie molassique elle-même. En pays molassique n'existent que des affleurements relativement rares et restreints, qui n'offrent jamais que des coupes verticales. Ces couches si variables, il fallait pouvoir les suivre horizontalement, les observer selon une troisième dimension. Cette fois encore, la clarté devait surgir des bassins houillers, dans lesquels les galeries de mines parcourent cette troisième dimension.

Aux Pays-Bas, la guerre avait aussi provoqué une recrudescence des reconnaissances géologiques dans les mines. Une étude de sédimentation houillère détaillée de THIADENS et HAITES (1944) devait apporter à Lausanne, quelques années plus tard, des idées révolutionnaires. Intitulée «Splits and wash-outs in the Netherlands Coal Measures» cette note montrait, par des exemples suivis en galeries, que les veines de charbon sont dichotomes et anastomosées. Il est possible, en montant de droite et de gauche en suivant les veines, de traverser de bas en haut toute la formation sans sortir du charbon. C'est dire que le charbon s'est donc formé continuellement dans le bassin, en un endroit ou un autre. La forêt houillère revenait périodiquement sur la même verticale, mais sa croissance n'était pas intermittente

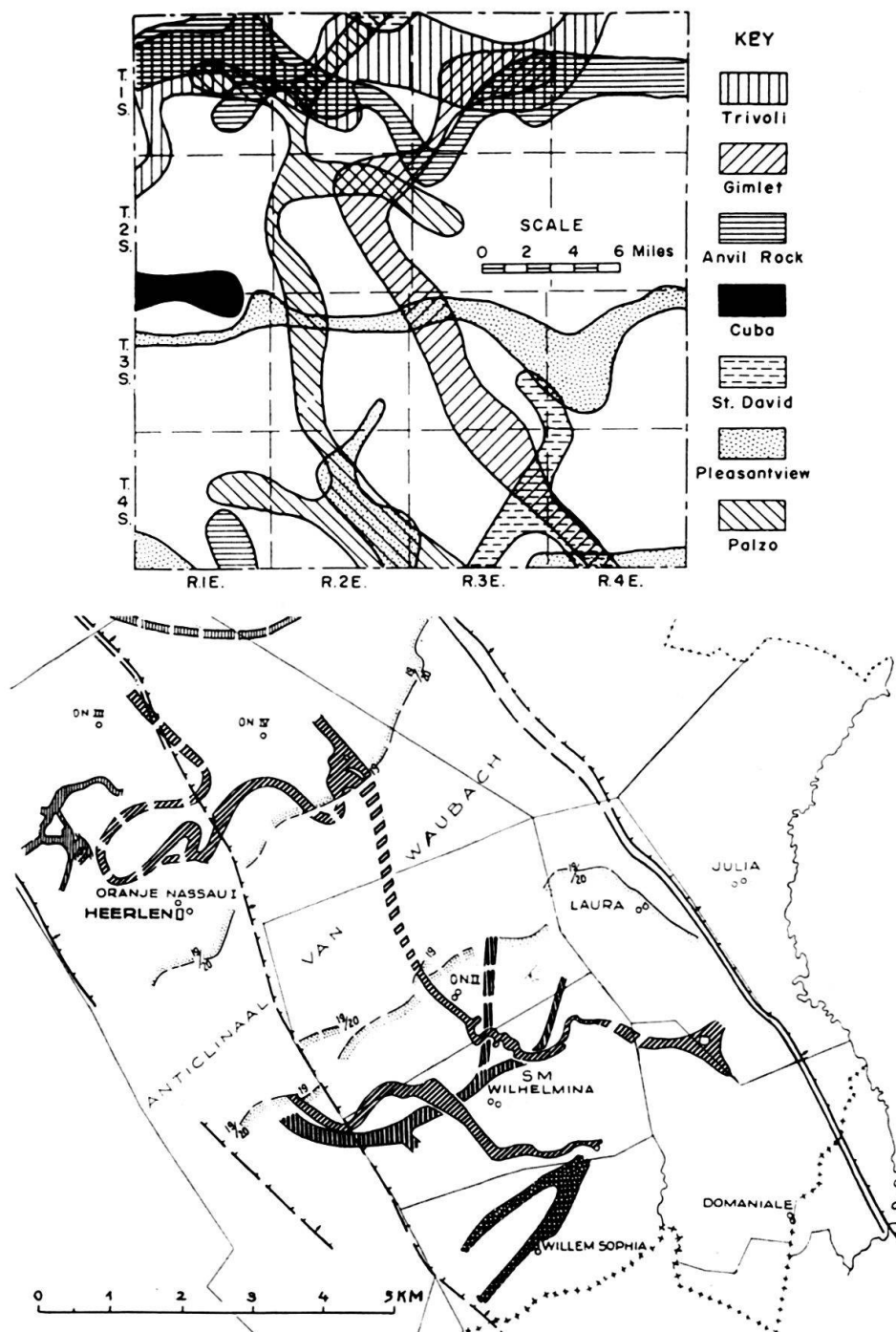


Fig. 3. Exemples de chenaux ou lits fossiles.

En haut: Tracés de chenaux déterminés par mesures électriques dans les grès argileux du Pennsylvanien, au-dessus des «New Burnside coals», près de Jefferson County, Illinois, U.S.A. (d'après MUELLER and WANLESS, 1957).

En bas: Wash-outs dans les veines de charbon du Westphalien, environs de Heerlen (Pays-Bas). Les chenaux inférieurs sont les plus foncés. Les lignes avec pointillé sont les affleurements d'une veine (d'après THIADENS et HARTES, 1944).

pour autant; elle ne cessait pas, mais se transportait ailleurs dans le bassin, où se trouvaient momentanément réalisées les conditions d'accalmie dans l'apport détritique, nécessaires au développement de la végétation.

C'était démontrer que l'accélération de l'enfoncement, appelant la sédimentation grossière, ne pouvait intéresser à la fois l'ensemble du bassin. La veine de houille n'avait plus qu'une valeur stratigraphique locale, elle n'était plus l'horizon directeur général à travers toute l'étendue de la formation. La subsidence brusque, restreinte à une petite zone de la fosse, devenait impossible; ainsi limitée, cette notion se détruisait d'elle-même.

4 – *Courants fossiles et divagations alternatives*

Mais cette note, qui ruinait le schéma classique, apportait une donnée nouvelle. C'était l'observation précise de «wash-outs», traces de lessivages qui avaient érodé les veines et amorcé un dépôt détritique grossier et soudain. Ces wash-outs, suivis sur près de 5 km par des galeries souterraines et cartographiés (fig. 3), dessinent un tronçon de cours d'eau, large de près de 100 m, qui parcourait la tourbe du marécage, et qui s'est rempli de sable. D'autres wash-outs semblables se trouvent aussi dans les couches stériles. Cette belle découverte devait guider la recherche en causalité.

La ressemblance entre wash-outs houillers néerlandais et érosions des bases des complexes molassiques et des cyclothèmes pennsylvaniens était frappante. Au lieu de rechercher la cause de ces attaques de couches fraîchement déposées dans un approfondissement subit, ouvrant la circulation de forts courants dans la nappe d'eau, il fallait y voir l'arrivée de courants fluviaux vagabonds, débouchant soudainement dans la nappe d'eau tranquille où se déposaient seulement les détritiques fins des sommets de cyclothèmes.

Continuant latéralement son vagabondage et diminuant d'intensité, le courant déposait ensuite, dans ses sillons d'érosion, des sables grossiers, lavés, mêlés à des galets mous arrachés aux fonds argileux voisins. S'éloignant ensuite, le courant à compétence faiblissante ne charriait plus que des sables fins. Entraînées plus loin auparavant, les particules argileuses commençaient alors à se mêler aux sables. Finalement, hors de portée du fort courant, dans une nappe d'eau plus tranquille, ne se sédimentaient plus, en couches continues et réglées, que les détritiques fins des marnes sommitales. Cette sédimentation vaseuse pouvait trouver son achèvement extrême par des dépôts non plus même détritiques, mais seulement de calcaire et de tourbe. En Molasse, on l'a vu, cet achèvement par l'envahissement végétal ne fut qu'exceptionnel; le complexe détritique granodécroissant s'arrête généralement à l'argile. Puis la récurrence subite d'un bras de fleuve vagabond amorçait une nouvelle séquence.

5 – *Aires d'épandage actuelles et vagabondage fluvial*

Cette vue nouvelle devait être confrontée avec la nature actuelle et trouver diverses confirmations, entre autres dans les observations de RUSSELL (1939) sur le delta du Mississipi et les travaux néerlandais sur la plaine d'épandage du Rhin. Les fleuves déplacent continuellement leurs cours sur leurs propres dépôts. Ils abandonnent leurs anciens lits, après les avoir rempli d'alluvions sableuses, pour se frayer de nouveaux tracés. Cette divagation perpétuelle est inévitable, elle est imposée par des lois hydrographiques.

Le mécanisme de la divagation se précisait. En alluvionnant son lit sur une plaine d'accumulation, un cours d'eau à compétence fléchissante édifie sur ses bords des levées naturelles sableuses ou limoneuses. Ce faisant, il le surélève par rapport aux territoires environnants et crée ainsi un état d'instabilité. Surviennent une crue, les levées naturelles sont érodées, rompues, et le fleuve se précipite brusquement par cette brèche sur les territoires voisins et plus bas. Le cours bifurque, puis s'établit dans la zone basse. L'envahissement peut commencer par une érosion plus ou moins profonde, plus ou moins large ou concentrée. Dans le bras délaissé le débit diminue, la compétence aussi; l'alluvionnement sableux finit par le remplir. Ainsi, secteur après secteur, le cours d'eau balaie périodiquement son aire d'épandage.

6 – *Sédimentation alternative et continuité de la subsidence*

Dans l'ensemble, ce mécanisme distributif égalise le dépôt sur toute l'aire d'épandage. Mais il n'opère pas simultanément partout. C'est une distribution alternative, faite par à-coups successifs qui se traduisent dans l'ordre de la granulométrie des dépôts. On peut observer un phénomène analogue, toutes proportions gardées, sur les cônes de déjection des torrents débouchant dans une plaine. Le vagabondage est, en gros, périodique quoique influencé par la combinaison de trop de facteurs variables pour être, à proprement parler, rythmique. Dès qu'un lit s'est établi sur un nouveau tracé à la suite d'un débordement, il édifie en alluvionnant peu à peu la cause de son futur débordement; la divagation se motive d'elle-même, elle est auto-entretenu.

Le rôle de la périodicité de la distribution dans l'alternance des zones de sédimentation grossière et fine et des érosions étant acquis, il devenait superflu de faire intervenir des saccades dans le mouvement de subsidence. L'enfoncement est nécessaire, mais il suffit qu'il s'exerce pour que l'exhaussement créé par l'apport détritique soit compensé, pour que soient rétablies semblables à elles-mêmes les conditions bathymétriques initiales et finales de l'unité cyclothématique. Le caractère cyclique du dépôt n'est pas causé par des enfoncements périodiquement accélérés, mais par l'intermittence de l'apport sableux, intermittence commandée par le mécanisme distributif, qui est alternatif. Ce mécanisme n'est autre que la divagation fluviale.

Autrement dit, sur une aire soumise à un enfoncement régulier et continu et à une alimentation constante en matériel détritique, le seul fait que l'apport oscille de part et d'autre suffit à déterminer une sédimentation périodique. Et pour que, de plus, elle soit cyclique, il faut seulement que se produise une différence entre le début et la fin de la période, différence qui est, dans notre cas, le calibre des détritiques transportés.

Il est bien entendu que des différences dans l'alimentation ou des à-coups dans l'enfoncement, périodiques l'un ou l'autre, pourraient engendrer aussi des cycles sédimentaires, mais ils ne sont pas indispensables.

Or le vagabondage périodique existe dans la nature actuelle où il est fatal, et les lits fossiles en sont les témoins dans la nature ancienne. La subsidence elle-même est démontrée, mais ses saccades ne le sont pas. Elles ne sont qu'un artifice

suggéré par l'allure cyclique des sédiments. Puisque les cycles ont une autre cause naturelle, l'artifice perd sa signification.

Le concept de subsidence saccadée, privé de son support, devient superflu. Il n'y a plus de raison que la subsidence soit autre qu'un *phénomène continu*.

Il faut préciser que continu n'est ici que l'antonyme de saccadé et ne signifie pas vitesse uniforme, laquelle n'est nullement démontrée. Au contraire, et particulièrement en Molasse, cette vitesse est suspecte de variation. Mais celle-ci n'est pas la cause des cyclothèmes.

Ces nouvelles conceptions ont été exposées en 1948 au Congrès international de Sédimentologie de La Rochelle, où fut expliqué le principe de la sédimentation cyclothématique par le *vagabondage périodique en fonction d'une subsidence continue seulement*, principe valable pour l'ensemble des bassins paraliques de subsidence de ce genre à sédimentation détritique, anciens et actuels.

Divers auteurs se sont ralliés depuis lors à ce principe de continuité de la subsidence.

IV - SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE CYCLIQUE DANS DIVERS BASSINS DE SUBSIDENCE

Un résultat semblable devait surgir aussi, et de manière indépendante, des recherches en sédimentologie et stratigraphie houillères poursuivies en Belgique par A. DELMER (1951) et de leur confrontation avec les observations d'EDELMAUN (1950) sur la sédimentation fluviale actuelle aux Pays-Bas. En présentant cette théorie au Congrès de stratigraphie houillère de Heerlen, Delmer lui a donné une expression plus mathématique, celle des oscillations de relaxation auto-entretenues, connue en physique, en faisant intervenir comme paramètres les diverses variables du système.

En divers pays des contributions importantes ont enrichi et développé cette question. Laissant de côté les observations dans la Molasse périalpine, citons STASSEN (1949) qui montre l'existence de wash-outs et de dédoublement de couches de charbon en Campine, CROUZEL (1957) qui, dans la sédimentation cyclique détritique a apport unilatéral du Miocène d'Aquitaine, démontre aussi la conjugaison d'une subsidence continue et d'une divagation fluviale. Dans ce cas, le déplacement systématique des cours ordonnant le dépôt des bancs de grès a été mis en évidence.

Aux Etats-Unis d'Amérique, d'autre part, dans le bassin pennsylvanien où ces phénomènes atteignent une tout autre ampleur qu'en Molasse, les données commencent à abonder sur les cours divagants fossiles et les séquences sédimentaires qui leur sont liées. Citons J. F. PEPPER et al. (1954), J. C. MUELLER et H. R. WANLESS (1957) auxquels nous empruntons une figure (fig. 3) extrêmement suggestive de larges lits fossiles superposés, P. E. POTTER et H. D. GLASS (1958) et M. E. HOPKINS (1958).

Enfin, pour revenir en Europe, divers travaux présentés au 5^e Congrès international de Sédimentologie, que le lecteur trouvera dans ce même volume, sur des sédimentations détritiques aussi bien primaires que tertiaires ou actuelles, sont autant d'utiles appuis aux théories développées en Molasse vaudoise dès 1948.

V - ESSAI DE RECONSTITUTION D'UNE AIRE D'ÉPANDAGE

Comment se représenter le milieu générateur de ces séquences cycliques et paraliques? C'est chose relativement aisée si l'on se borne à considérer l'appareil distributif lui-même. Mais le représenter en action, sous l'effet continu de la subsidence et de l'apport alluvial combinés, est autrement difficile. Cette tentative est pourtant nécessaire, ne serait-ce que par les critiques qu'elle peut susciter.

1 - *Le cadre paléogéographique*

Tout d'abord le cadre général. L'alimentation unilatérale, souvent grossière et conglomératique, signifie la proximité d'une chaîne ou du moins de reliefs accusés, d'où descendaient les cours d'eau transporteurs. La diversité des roches mères cristallines et sédimentaires indique que les bassins d'alimentation des cours d'eau devaient occuper des territoires relativement vastes.

Dans le bassin de réception, les marnes et argiles bien stratifiées, les ripple-marks et les couches marines témoignent de la présence, au moins temporaire, d'une nappe d'eau voisine du niveau de la mer avec laquelle elle fut souvent en connexion. Le fond subsident du bassin ne fut jamais profond.

L'apport sédimentaire compensant en gros la subsidence, il faut imaginer des changements rapides des surfaces immergées et émergées, sans limites précises ou fixes, donc de grandes surfaces marécageuses indécises. Au surplus ce caractère palustre est attesté par la flore et la faune.

Dans ce cadre géographique général, nombre de données permettent d'esquisser le détail du paysage. Les minces couches de charbon et de calcaire alternées révèlent des marais à tourbe et à craie lacustre à Gastéropodes pulmonés, momentanément hors de portée des apports détritiques. Les marnes et macignos à débris de plantes, d'aspect «paille hâchée» où dominant les Phragmites, sont d'anciennes roselières. Mais nombre d'espèces végétales et de Vertébrés évoquent des étendues exondées et sèches. Sur cette large aire d'épandage, quasi horizontale, les cours d'eau fossiles ont développé leurs érosions et étalé leurs sables. C'est donc un cône surbaissé, à peine marqué comme un delta, ou une basse plaine deltaïque faiblement décline. La subsidence, qui affecte cette aire et son faciès, ne permet pas de supposer qu'elle se soit beaucoup élevée.

La position la plus probable du centre de dispersion est le point où le fleuve aborde le bassin. Toutefois, et pour plusieurs raisons, il ne pouvait être fixe. Il devait se déplacer le long du bord instable de la chaîne. En cours de surrection tectonique, cette bordure alpine pouvait être simultanément affectée par la subsidence, car ces deux sortes de mouvements ne sont pas incompatibles. Le profil longitudinal du bas fleuve pouvait ainsi se modifier. Le relief pouvait s'accroître, mais la basse vallée, déjà dans la zone de subsidence, pouvait couvrir momentanément son fond d'une plaine alluviale pénétrant à l'intérieur de la chaîne, plaine sur laquelle le fleuve développait ses méandres et amorçait ses divagations avant d'arriver dans le bassin.

2 – Les zones de l'aire d'épandage et le mécanisme répartiteur

Assimilant l'aire d'épandage à un vaste delta surbaissé, on peut y distinguer quatre zones, à passages largement graduels:

1) *Le haut-delta* exondé, mais sujet à inondations et vraisemblablement marécageux, dépassant le niveau du lac, ou de la mer.

2) *Le bas-delta*, zone essentiellement marécageuse, dont le niveau d'eau est lié à celui du bassin, et de largeur éminemment variable.

3) *La zone frontale* où le cours d'eau arrive au niveau du lac, zone très marécageuse, littorale, à barres sableuses, cordons, lagunes ou cuvettes connectées ou non à la nappe d'eau, où le courant fluvial perd sa lancée. Dans le cas où la nappe est marine, c'est la zone paralique par excellence.

4) *Le delta immergé* ou zone sublittorale, en eaux douces ou salines.

Pourtant cette aire deltaïque n'avait pas tous les caractères d'un delta classique, ni limite bien définie entre terre et eau, ni le «mont» des deltas lacustres. On se le représente plutôt avec une «beine» étendue, tour à tour beine d'érosion et d'alluvionnement. En effet, on ne trouve pas de couches de Molasse à structure deltaïque caractéristique. Pour l'instant, l'image la plus valable reste celle de l'aire chattienne avec bancs de conglomérats étalés comme alluvions subaériennes passant progressivement, et en s'effilant, aux couches de la Molasse à charbon qui dénotent généralement une sédimentation subaquatique. C'est très graduellement qu'on passerait ainsi du domaine subaérien au domaine subaquatique, mais avec de multiples oscillations dans le temps.

Le mécanisme causal des vagabondages devait fonctionner, de toute évidence, sur le haut-delta émergé, centre de l'éventail de distribution, et même plus amont sur une éventuelle plaine alluviale. C'est là, par excellence, le lieu de commande de la répartition, l'origine des divagations majeures capables d'amples déplacements des bouches, de grands mouvements répartiteurs, tels ceux qui déverseront une masse sableuse importante au-dessus d'une longue suite de bancs argileux. Le bas-delta était le domaine des divagations mineurs, ainsi celles qui ont superposé un lit gréseux à un autre avec un certain wash-out intermédiaire, ou celui des bancs gréseux obliques dans la stratification générale par dérive continue d'un cours (fig. 5).

Dans les zones frontales et sublittorales, où l'alternat sédimentaire existe aussi, on ne sait si le mécanisme causal fonctionnait encore. Dès que le niveau du fleuve atteint celui du lac, il semble que le détournement par débordement cesse d'être possible, sans que ce soit certain. A l'embouchure d'un fleuve froid dans un lac plus chaud – cas du Rhône dans le Léman – le cours se prolonge dans le fond. Là nous ne savons encore s'il peut vagabonder de son propre chef, se créer par érosion de nouveaux lits sous-lacustres puis les colmater, ou si ses cours subaquatiques successifs sont seulement commandés par le déplacement de l'embouchure, c'est-à-dire par le vagabondage du cours subaérien.

Ainsi, dès que l'on tente de localiser, sur l'aire d'épandage, la zone où se réalisent au degré optimum les conditions d'édification des cyclothèmes, les questions affluent et se compliquent d'incidences variées. Aux traits topographiques chan-

geants s'ajoutent les incertitudes du régime hydrologique. Flore et faune attestant d'un climat tempéré chaud sur l'aire d'épandage, les reliefs alpins pouvaient être semi-arides et les cours émissaires avoir le caractère d'oueds ou de fortes variations saisonnières de régime. Le niveau des marécages et celui de la nappe libre pouvaient en être influencés, ou l'être aussi par des marées ou leurs lointaines répercussions. Une autre inconnue et la grandeur des bassins d'alimentation et de sédimentation pendant l'Aquitanién. La zone des reliefs pouvait être large et les cours très longs. La position du haut-delta est oblitérée par l'orogénèse, et l'on ne sait guère, sur l'autre bord du bassin, jusqu'où la nappe d'eau recouvrait le pays jurassien.

Beaucoup de ces problèmes d'hydrodynamique de l'épandage restent à étudier dans la nature actuelle. L'auteur, dont le temps de recherche est fort limité, est conscient de son ignorance et de l'insuffisance de sa documentation. Et l'on sait d'ailleurs combien l'étude des deltas actuels en montre la diversité. Pour l'instant, et pour limiter la reconstitution au plus probable, c'est la zone du haut-delta qui paraît la plus favorable à la commande des divagations et de la répartition; et celle du front du delta, dans son sens le plus large et surtout le plus mouvant, semble la plus appropriée à la sédimentation des cyclothèmes, surtout par le déplacement des bouches et du courant fluviaux, et peut-être accessoirement par le jeu des cordons littoraux sableux et des cuvettes qu'ils forment et bordent.

Dans ce tissu d'idées ébauchées, la figure 4 tente de représenter par le dessin, tout en les simplifiant beaucoup, quelques-uns des aspects successifs d'une telle zone d'épandage. Tout ne peut s'y concilier en quelques images schématiques. C'est une zone de piémont, mais immergée et subsidente, une aire d'épandage, mais en bonne partie noyée. Cette figure ne cherche qu'à mettre en évidence le mécanisme de divagation alternative des cours sur l'aire de dispersion.

La partie apparente de l'aire se déforme continuellement en plan et en altitude par la combinaison de l'apport, qui se localise momentanément et empiète sur la nappe d'eau, et de la subsidence, partout active, cause de faibles transgressions dans la partie non ou pauvrement alimentée.

Le dessin est impuissant à rendre cette composante générale et constante de subsidence. Il faut y suppléer, à travers toutes les étapes, par un effort de pensée. La subsidence n'est pas nécessaire pour que se produise la divagation. Mais elle entretient les conditions de niveau nécessaires à la permanence du phénomène cyclique.

Les dimensions du cadre de la figure et l'étendue de l'aire d'épandage ne peuvent guère être précisées. En Molasse aquitanienne elle est de plusieurs dizaines de kilomètres, et ne devait vraisemblablement guère dépasser la centaine. Mais à travers l'histoire du bassin de grandes modifications se sont produites. A certain moment des cours d'eau relativement petits ont pu, en arrivant dans la basse plaine marécageuse, étaler l'argement leurs cours méandriformes. Il faut se garder d'une représentation unique de ce genre de paysage. De trop nombreux facteurs peuvent en modifier l'aspect: dimension, relief et climat du bassin d'alimentation, déroulement de l'orogénèse et de la subsidence, étendue offerte à l'épandage, nombre et grandeur des appareils dispersifs qui variaient dans le temps, et combien d'autres.

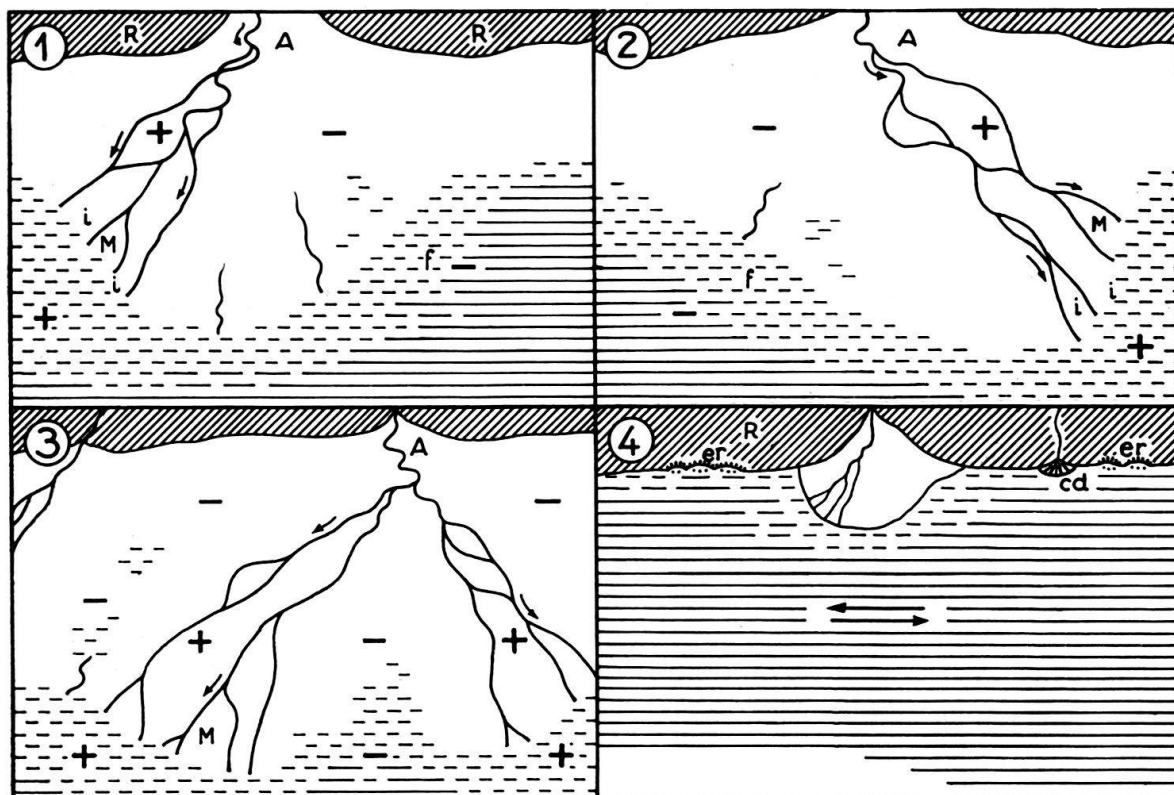


Fig. 4. Schéma d'aires d'épandage à vagabondage fluvial dans une fosse de subsidence permanente. En blanc: zone de commande de la divagation fluviale, plaine deltaïque ou delta surbaissé, exondé ou semi-exondé, marécageux et passant progressivement à une nappe d'eau palustre, puis limnique ou saumâtre.

===== : Nappe d'eau.

R: Relief de bordure, faible ou accusé.

A: Centre de dispersion, mobile le long de la bordure ou transversalement à elle.

i: Zone d'accumulation importante, érosion et comblement de lits fluviaux, dépôts sableux.

f: Zone inondée d'accumulation faible, péltique, termes sommitaux des cyclothèmes.

+: Secteur à remblayage plus rapide que la subsidence: $R-S > 0$.

-: Secteur à remblayage moins rapide que la subsidence: $R-S < 0$.

M: Zone distale de divagations mineures. La zone centrale de commande des divagations majeures est en A.

Sur la figure 1, le secteur de gauche se surélève par remblayage et gagne sur la zone inondée, tout en étant affecté de la même subsidence que le secteur droit. Ce secteur de droite, alimenté seulement en détritiques fins transportés depuis les bouches dans la nappe d'eau, se remblaie moins vite; la subsidence gagne et la nappe d'eau transgresse.

De la figure 1 à la figure 2, un débordement ou une rupture de levée en A a détourné le cours, attiré par le secteur droit, plus bas. Les courants fluviaux ont érodé l'ancienne zone f et l'ont creusée de chenaux; ils l'alimentent en sables à stratification fluviale, tandis que les détritiques fins sont transportés dans toute la nappe et atteignent l'ancienne zone i, devenue f, où se sédimentent les termes supérieurs bien stratifiés des cyclothèmes.

Des marécages ou lacs fermés (charbon) s'individualisent, soit dans la zone - par abaissement, soit dans la zone +, isolés par des levées ou cordons littoraux.

Les divagations mineures en M, ou entre A et M, sont capables, elles aussi, d'engendrer des cyclothèmes de puissances et d'étendues variées.

La figure 3 montre que plusieurs cyclothèmes homotaxiques dépendant d'un même appareil hydrographique peuvent s'édifier simultanément dans le même bassin.

La figure 4 est celle d'un bassin bordé de reliefs vigoureux et d'une aire deltaïque réduite. Les courants marins, figurés par des flèches, évacuent les détritiques fins. Cette image pourrait être celle du bras de mer périalpin à l'époque de la Molasse marine.

Elle pourrait, avec un autre régime de courants, s'appliquer à certains Flysch où les divagations répartissent alternativement les sables, tandis que les fins se dispersent partout. La côte, accore, engendre en même temps des écroulements rocheux *er*, des éboulis, des écroulements et glissements littoraux et subaquatiques de cônes de déjections *cd*.

Ces figures ne sont que des essais de représentation de zones d'interférence de multiples facteurs. *Tout y est rapidement mobile*: position et relief de la côte, forme, étendue, altitude et bathymétrie de l'aire d'épandage, subsidence, débit. L'échelle est variable et déformable en longueur ou en largeur. Dans le cas de l'avant-fosse alpine, la largeur du cadre peut être de plusieurs dizaines, voire d'une centaine de kilomètres. Dans certains bassins houillers elle a été plus vaste.

La zone de bordure RAR est en situation tectonique particulièrement instable et vouée à disparition par diastrophisme, érosion ou recouvrement par la phase orogénique postérieure.

3 – Influence du gradient de subsidence

Pour l'instant, il semble que le bas et le front du delta soient les zones les plus favorables à l'édification de cyclothèmes complets à base érosive. Il fallait en effet que le courant fluvial ne fût pas encore freiné par la nappe liquide et puisse creuser, et que, par l'effet de la subsidence, cette nappe pût ensuite occuper la place et y étaler les détritiques fins.

Dans la position, l'importance et le rôle de ces zones deltaïques, de très sensibles différences peuvent survenir selon le gradient de subsidence des divers points du bassin. Divers cas théoriques peuvent être envisagés, entre autres les suivants:

1 – Un mouvement de bascule du rivage par surrection du continent et subsidence plus ample dans le bas-delta que dans le haut-delta.

2 – Une rive en subsidence, le mouvement s'amplifiant vers le large du bassin.

3 – Une disposition semblable, mais avec diminution du mouvement au large.

4 – Une discontinuité de la rive et du bassin, séparés par une faille bordière ou un pli-faille entretenu par subsidence, ou entretenant celle-ci, avec une différence d'amplitude ou même de sens du mouvement des lèvres.

A considérer l'épaisseur du prisme molassique, beaucoup plus élevée sur le bord alpin que du côté jurassien et toujours dans les mêmes conditions de bathymétrie faible ou nulle des dépôts, il semble que c'est le dernier cas qu'il faut envisager ici, et que l'amont du delta s'enfonçait plus vite que l'aval.

Il s'ensuit que les parties centrale et distale du delta pouvaient n'accuser que d'insignifiantes différences de niveau, et le schéma se réduire à une seule basse plaine marécageuse à larges bras méandriformes.

A lui seul le gradient de subsidence peut engendrer de considérables différences d'un bassin à un autre, tant sur le genre des sédiments que sur leur répartition; ainsi entre des deltas d'avant-fosses et de plate-forme, entre un delta molassique et celui du Mississippi dans le golfe du Mexique, du Rhin dans la mer du Nord ou de l'Amou-Daria dans la mer d'Aral.

Ce gradient de subsidence et la position du rivage ont subi de grands changements dans l'histoire des avant-fosses synorogéniques. La représentation de l'aire

de divagation de la fig. 4 n'est donc qu'un aspect fugace que d'autres ont précédé et suivi.

Ces questions en impliquent une autre: la cause même de la subsidence d'une avant-fosse. Si l'on admet que subsidence et surrection tectonique sont indépendantes et peuvent être simultanées, autrement dit qu'une déformation tectonique épaississant une zone de bordure par plissement ou écaillage ne l'empêche pas de s'enfoncer en même temps, le problème devient complexe. La subsidence est-elle due alors simplement au poids du sédiment, à la régulation isostatique de la surcharge tectoniquement accumulée sur la rive, ou bien à l'entretien d'un vaste pli synclinal? Ce domaine spéculatif ne peut être exploré ici. Le meilleur document nous fait d'ailleurs défaut puisque, aussi bien en Molasse que dans d'autres avant-fosses, le haut-delta fossile, situé dans une zone tectonique particulièrement exposée aux bouleversements, nous est en grande partie inconnu.

Qu'il suffise de rappeler que la représentation d'une aire de vagabondage alternatif en subsidence comme celle de la fig. 4 n'est pas un simple site, mais un paysage *en voie de déformation constante, aussi bien verticale qu'horizontale*.

Les bassins houillers apporteront peut-être leur réponse à ces nombreuses questions. Toutefois, si les hauts-deltas, centres dispersifs de la Molasse, ont disparu par écaillage et recouvrements tectoniques de la bordure alpine puis par érosion, il en a été de même pour les bassins houillers. D'autre part on sait combien la couverture végétale à elle seule influe sur l'érosion des sols et sur la sédimentation palustre, et végétations molassique et houillère sont peut comparables. Dans le cas du Pennsylvanien de l'Amérique du Nord en particulier, il semble bien que les appareils hydrographiques avaient une tout autre ampleur.

Des comparaisons entre bassins sont fécondes, sans schématisation ou assimilation illusoire, car les dissemblances aussi sont expressives. Dans l'histoire du bassin molassique lui-même, comme on le verra plus loin, la sédimentation des bras divagants a considérablement changé d'aspect.

VI - FORMES, SECTIONS ET SUPERPOSITION DES CYCLOTHÈMES

Le 5^e Congrès international de Sédimentologie examinera ces jours prochains divers affleurements de cyclothèmes. Il convient donc, comme introduction à ces visites, de préciser le détail du phénomène d'épandage cyclothématique tel que le révèle l'analyse sur le terrain, puis de comprendre, par une vue synthétique, comment ce motif unitaire du cyclothème explique la diversité et l'apparent désordre stratigraphique du faciès.

Il faut distinguer d'abord deux sortes d'unités, 1^o le *cyclothème à base ravinante* ou irrégulière, 2^o le *cyclothème à base régulière*, plus banal. Ce sont, si l'on veut, des cas extrêmes avec tous les degrés intermédiaires dans l'intensité de l'érosion de base.

Jusqu'ici on n'a pu étudier, en Molasse, une unité sur toute son étendue. Les affleurements trop petits et trop disséminés ne le permettent pas. Seule une campagne de sondages serrés le pourrait. On peut donc considérer que tous les *cyclothèmes à base régulière*, dépourvus d'érosion basale, ne sont que les ailes latérales ou l'aile frontale avancée vers le large d'unités dont le corps central est ravinant,

c'est-à-dire des secteurs horizontaux d'unités. Nous admettons néanmoins leur existence comme fréquente, soit en avant du lit d'érosion d'une unité érodante, soit comme unité dont le flux initial n'a pas creusé le fond (fig. 5, A). Des bancs sableux obliques dans la stratification ambiante peuvent témoigner de dérives plus ou moins continues de courant, expliquant ainsi une granocroissance progressive anormale du mur du grès, puis une granodécroissance du toit (fig. 5, B et C). Des exemples de ce genre ont été signalés par CROUZEL (1957) dans le Miocène d'Aquitaine. Leur effet de *fausse stratification* est assez analogue à celui de lits successivement déportés avec érosions basales. Ce sont là les extrêmes de cas de lents déplacements de courant avec ou sans érosion première. On pourrait aussi rapprocher de ce groupe de dépôts sableux dépourvus d'érosion, des amas gréseux représentant des barres ou cordons littoraux parallèles au rivage, maintenus ou non en place par surélévation compensant la subsidence; mais leur présence en Molasse n'a pu être encore observée de façon certaine.

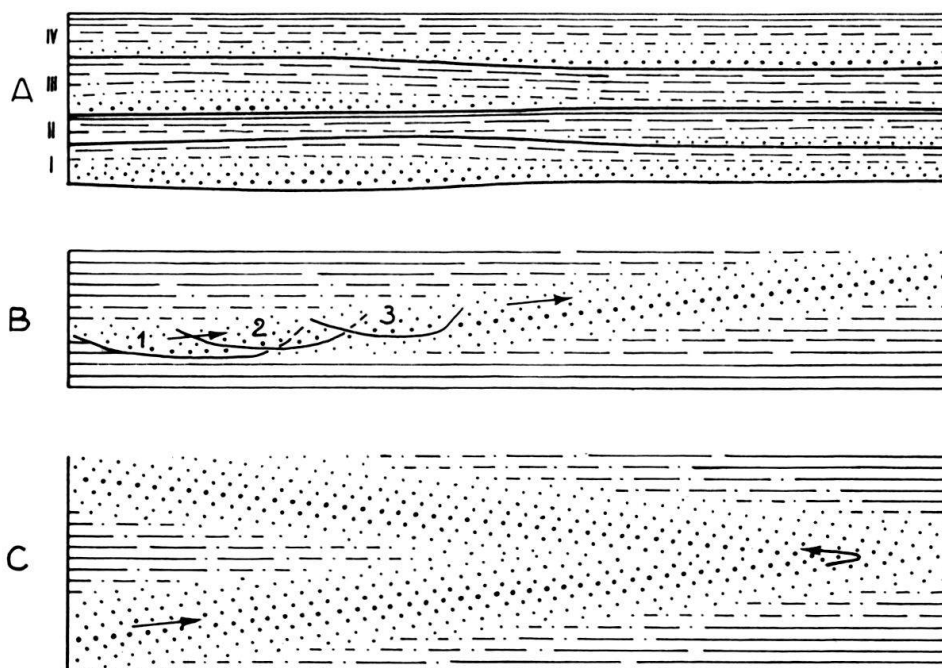


Fig. 5. A: Série de cyclothèmes sans érosion de base, engendrée par déplacements successifs des bouches et courants fluviaux.

B: Evolution granulométrique – granocroissante puis granodécroissante – produite par la dérive progressive d'un même courant.

Les flèches indiquent le sens de la dérive latérale.

C: Récurrence de granoclassement – granocroissance et granodécroissance – par dérive continue revenant sur elle-même.

Un affleurement de dimension habituelle ne montre qu'une petite partie de ces ensembles.

Le *cyclothème à base ravinante* est le plus caractéristique et significatif. Son édification est précédée d'une érosion ou wash-out par irruption d'un bras. Le chenal creusé dans le sédiment pélitique peut être localisé, étroit, de quelques mètres seulement. Les puissantes érosions de l'Aquitainien supérieur révèlent des cours plus larges – de plusieurs dizaines de mètres au moins, à berges affouillées, avec plusieurs concavi,

tés ou sillons. Ces lits fossiles se sont remplis de sables grossiers, mêlés à des galets mous remaniés des dépôts antérieurs. Ce matériel grossier comble les parties creuses et *rétablit l'horizontalité du fond*. Il n'y a pas, à notre connaissance, de bombement du grès au-dessus des chenaux fossiles. Le courant érosif localisé s'est, après remplissage des lits, largement étalé et uniformisé. Cette partie du cyclothème, épaissie par la forme concave de la base, qui épouse la forme du chenal axial, est le *corps central* (fig. 7). Le sable alluvial du remplissage, grossier et bien lavé, donnera de la molasse en se cimentant par du calcaire. Après comblement du chenal axial, le remplissage déborde et s'étale horizontalement et largement. La granodécroissance et l'apparition, qui lui est liée, d'argile dans le sédiment engendrent, après une molasse plus fine, un grès fin à ciment argileux ou macigno. Plus le sédiment superposé est fin, mieux il est stratifié. Au grès de base massif, à stratification croisée peu apparente, succèdent progressivement des couches plus argileuses à stratification régulière et mieux marquée, plus minces, mais plus étendues et continues, formant des *ailes d'étalement*, symétriques ou non, de chaque côté du canal axial. Leur extension n'est pas connue en Molasse et ne peut être limitée, car les ailes d'étalement de plusieurs cyclothèmes se confondent, mais elle est beaucoup plus grande que celle du corps central. Cet étalement des détritiques fins traverse le corps central lui-même, en restant horizontal au-dessus de ce dernier.

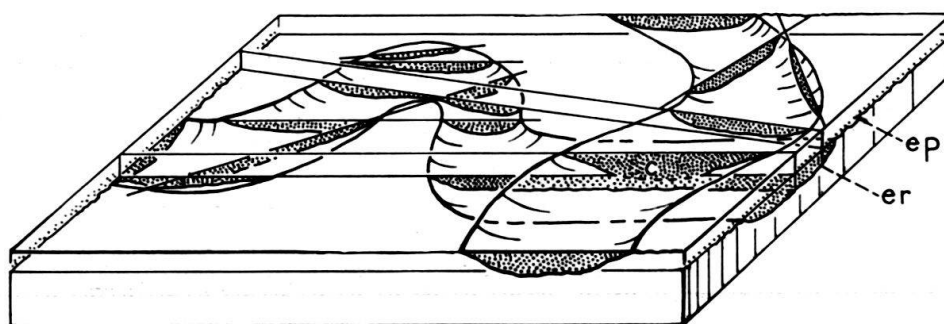


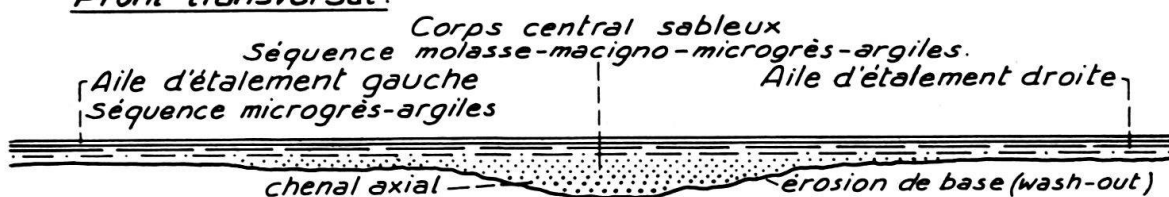
Fig. 6: Diversité des sections apparentes, en affleurements, de chenaux fossilisés par leur remplissage sableux à la base des bancs de grès. Les affleurements sont représentés par des plans verticaux.

c: Le grès du chenal supérieur atteint celui du chenal inférieur selon une cicatrice.

er: trace de l'érosion ravinante du chenal.

ep: trace de l'érosion plane.

Les affleurements actuels donnent des sections *quelconques* du chenal axial. Les formes extrêmes sont, 1° la section perpendiculaire au chenal, qui seule en donne la vraie grandeur, et 2° la section parallèle, qui a l'aspect d'une couche ordinaire. Entre ces deux cas, toutes les sections obliques sont possibles, et dans le cas de méandres, le même chenal recoupé plusieurs fois dans la même section peut faire croire à l'existence de plusieurs sillons (fig. 6). Une section tangentielle d'un coude donne l'illusion d'un chenal, dont l'axe réel a une direction perpendiculaire. L'erreur la plus facile, pour l'observateur, est d'interpréter l'affleurement comme étant une section perpendiculaire au courant, alors que c'est rarement le cas. L'obliquité de la majorité des coupes, l'impossibilité de s'en rendre compte et de

Profil transversal:Profil axial:

Séquence normale: molasse-macigno-microgrès-argiles.

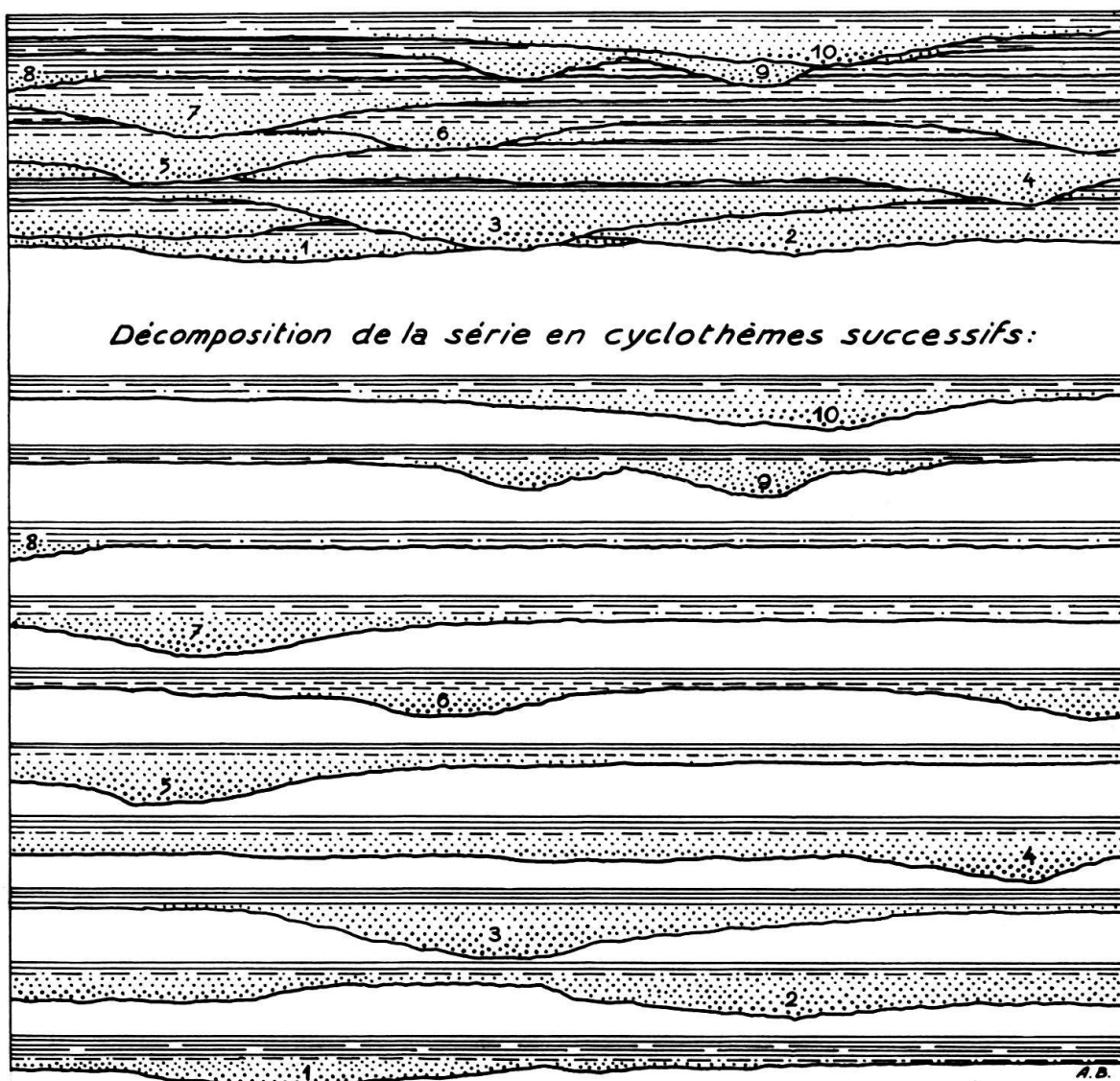
Profil stratigraphique d'une série cyclothématique:

Fig. 7: Forme et succession de cyclothèmes aquitaniens. L'échelle horizontale est réduite.

En affleurement les cicatrices d'érosion entre les grès, marquées en traits épais sur ce dessin schématique, sont peu apparentes ou, le plus souvent, invisibles. Les grès successifs 1, 2, 3, ou 4, 5 peuvent donc facilement être confondus en un même banc, ou simuler une stratification inclinée.

A l'échelle de ce dessin, un affleurement ordinaire ne représente que quelques millimètres

mesurer cette obliquité par rapport à la direction axiale, rendent difficile l'observation en vraie grandeur du chenal, de la forme des berges, des glissements de berges et autres phénomènes de remplissage.

Cette difficulté est encore considérablement accrue par les wash-outs qui ont profondément érodé les cyclothèmes subordonnés, allant jusqu'à les percer à fond, ou à les détruire complètement par place. Il ne subsiste plus ainsi que des parties de cyclothèmes, qu'il serait déjà difficile de distinguer les uns des autres si leur extension horizontale était reconnue. La seule section verticale vue en affleurement est donc une mauvaise et partielle image de ces unités de la formation.

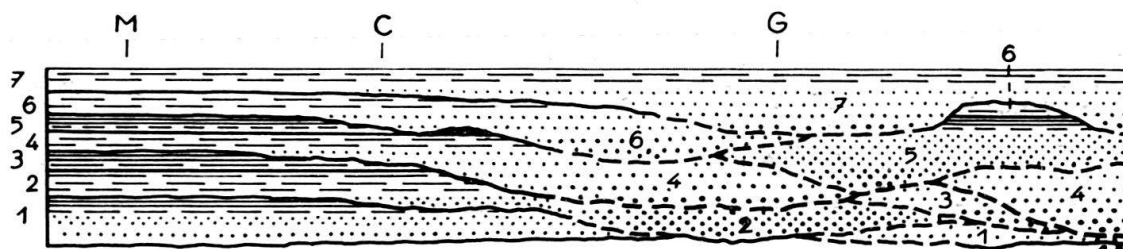


Fig. 8: «Passage latéral» d'une série marneuse M à une série gréseuse G. La masse gréseuse, à cicatrices souvent dissimulées, s'est formée par érosions successives (wash-outs) et à la place des couches marneuses ou microgréseuses, qui s'étaient également déposées en G. L'ensemble de la sédimentation est cyclothématique, mais l'enchaînement cyclique n'apparaît bien qu'en C.

Il n'est pas tenu compte des déformations ultérieures par tassement. A la même échelle un affleurement ne mesure que quelques millimètres. L'échelle horizontale est réduite.

Une série de cyclothèmes n'est donc pas une simple superposition, c'est un enchevêtrement qui ne peut avoir, en affleurement, qu'un aspect désordonné. La figure 7 montre comment l'analyse permet de la décomposer en unités successives.

Mais la plus grande, la plus insurmontable des difficultés que rencontre l'analyse des séries cyclothématiques molassiques, c'est la faible dimension et la rareté des affleurements. Les seuls utilisables se découvrent dans des ravins, et ce sont ordinairement des bancs de grès durs qui apparaissent, les parties marneuses tendres restant cachées sous les débris d'altération. Ils ne mesurent en général que quelques mètres. Cette petite dimension n'est pas à l'échelle du phénomène à observer.

L'unité cyclothématique est donc le «motif» analytique de ces séries incompréhensibles. Il explique des anomalies stratigraphiques qui défient la raison: lentilles de grès isolées dans des marnes, ou lentilles argileuses finement straticulées dans des grès grossiers, bancs à stratification oblique dans des couches horizontales, passages latéraux déroutant sur quelques mètres, dissemblance totale sur le même niveau des profils de deux affleurements très voisins (fig. 8).

VII - DIVERSITÉ DES CYCLOTHÈMES

Les séquences cyclothématiques appartenant à une même unité, à un même cyclothème, peuvent ainsi se présenter dans les divers affleurements d'un même horizon stratigraphique sous des aspects assez différents.

Le cyclothème molassique complet et idéal comprend :

- 6 – Calcaire lacustre et charbon (en haut)
- 5 – Calcaire argileux
- 4 – Argiles diverses, plus ou moins marneuses
- 3 – «Marnes», micromacignos, microgrès
- 2 – Macignos à granodécroissance
- 1 – Molasse à granodécroissance (en bas)

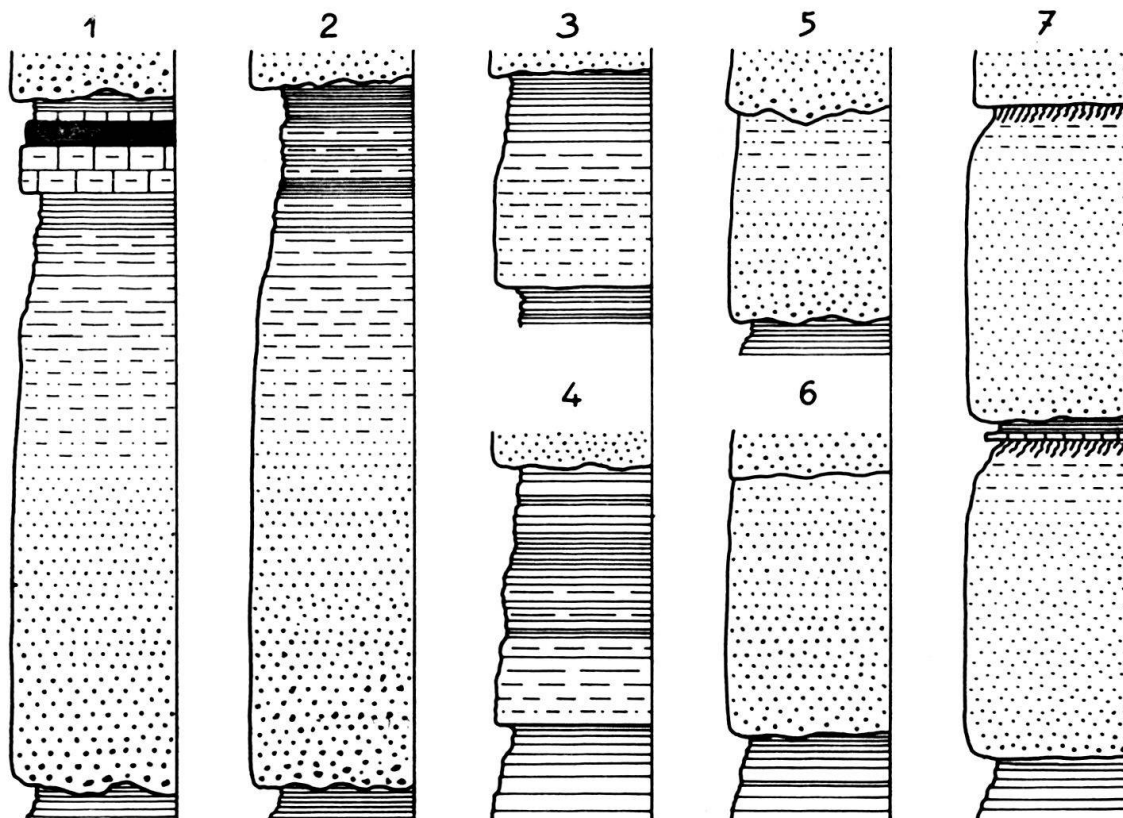


Fig. 9: Divers types de cyclothèmes.

- 1: Cyclothème normal à 6 termes lithologiques.
- 2: Normal à 3 ou 4 termes.
- 3, 4: Réduit ou rabougri, séquence marne-macigno ou microgrès-marne.
- 5, 6: Tronqué, molasse-macigno ou molasse granodécroissante seule, par érosion des termes supérieurs.
- 7: Deux cyclothèmes courts, grès passant par granodécroissance à des pélites noires, palustres, et du calcaire d'eau douce.

En Molasse aquitanienne, l'apport détritique est trop actif pour permettre les termes de répit n° 6, qui sont absents, et n° 5 qui sont rares; et ces termes ne sont bien représentés qu'au Chattien. Toutefois la présence insolite de galets de craie lacustre dans des grès de base aquitaniens semble indiquer que certains termes supérieurs peuvent avoir existé avant leur complète destruction par décapage.

Le cyclothème aquitanien normal 1, 2, 3, 4 apparaît dans les affleurements du corps central, à l'emplacement du lit fluvial subaquatique et de ses zones

marginales, avec ou sans érosion basale. Le passage de 4 à 1 est généralement franc, mais parfois brouillé de glissements ou de matériaux plus fins remaniés.

Dans les parties plus éloignées de la zone à fort courant, l'affleurement montre une séquence 2, 3, 4. Le passage 4 à 2 est souvent franc, mais fréquemment brouillé par remaniement.

Plus au large, dans les ailes d'étalement, les affleurements n'offrent plus qu'une séquence 3, 4, voire limitée à 4, bien stratifiée et même straticulée, avec des termes 3 ou 4 assez divers dans leur granulométrie, leur couleur, leur compacité. Les traces d'érosion sont rares et les remaniements n'apparaissent que faiblement.

De la sorte s'expliquent, sans changement nécessaire de la cadence d'empilement des cyclothèmes ni variations dans la subsidence, des différences considérables dans la lithologie de profils verticaux, à faibles distances les uns des autres.

De puissantes assises gréseuses peuvent se constituer par dépôt de cyclothèmes du type 1, 2, 3, 4, qui sont ensuite décapés par érosion de leurs termes 2, 3, 4. Ces séries 1, 2, 3, 4-2, 3, 4 + 1, 2, 3, 4-2, 3, 4, etc., ou 1, 2, 3, 4-3, 4, etc., sont fréquentes et représentent les zones de grande activité sédimentaire deltaïque et de grands remaniements. C'est dans ces assises gréseuses que l'analyse des cicatrices d'érosion, apparentes ou dissimulées, et leur distinction des lits entrecroisés, combinées à l'examen de la grano-décroissance, permettent de reconstituer des séries 1, 1, 1. Mais la preuve n'en est souvent faite que par corrélation latérale avec une série 1, 2, 1, 2.

Dans leur voisinage, sur les zones restées plus longtemps à l'écart des bras divagants, peuvent se constituer pendant ce temps des séries 4, 5, 4, 5, 4, ou 5, 5, 4, 5, etc. Deviennent alors compréhensibles des affleurements de séries entièrement marneuses, bien stratifiées et étendues, et qui paraissent s'être sédimentées en milieu très différent de celui des grandes masses gréseuses toutes voisines (fig. 8). En dépit de cette apparence tout autre, le motif cyclothématique demeure. Ainsi s'ordonnent dans une commune histoire sédimentaire les passages latéraux les plus capricieux d'une stratigraphie déroutante.

Une même unité cyclique peut donc se traduire en des lieux ou affleurements divers par des séquences qui, bien que contemporaines, ont des aspects bien différents (fig. 9):

- a) des *cyclothèmes complets* à séquence 1, 2, 3, 4, et simultanément,
- b) des *cyclothèmes réduits* auxquels manquent plusieurs termes, soit à la base, soit au sommet seulement, soit aux deux extrémités.

Ces cyclothèmes réduits sont de types divers:

- 1° des *cyclothèmes rabougris*, déposés dans des zones à alimentation détritique pauvre, loin des cours nourriciers, hors de portée de l'épandage détritique grossier; types 2, 3, 4, 3, 4, ou seulement 4.
- 2° des *cyclothèmes tronqués* par des décapages ou wash-outs d'importances variées; types 2, 3, 1, 2, ou seulement 1.

Troncature et rabougrissement peuvent se combiner dans les cyclothèmes réduits à la fois rabougris et tronqués à séquences 2, 3 ou seulement 2 ou 3.

Il est alors aisé de comprendre que des *séries uniformes*, constituées par des mêmes couches 1, 1, 1 ou 2, 2, 2, etc., plus ou moins parfaites, peuvent se ren-

contrer assez souvent en affleurements sans démontrer pour autant que la formation n'était pas cyclothématique à leur niveau. Ces couches peuvent avoir été alimentées successivement soit du même côté, soit de côtés opposés ou divers. Elles sont des lieux de répétition cyclique de mêmes phénomènes de sédimentation et de remaniement, effectuée temporairement hors du domaine de passage des cours, tout au moins des cours les plus importants.

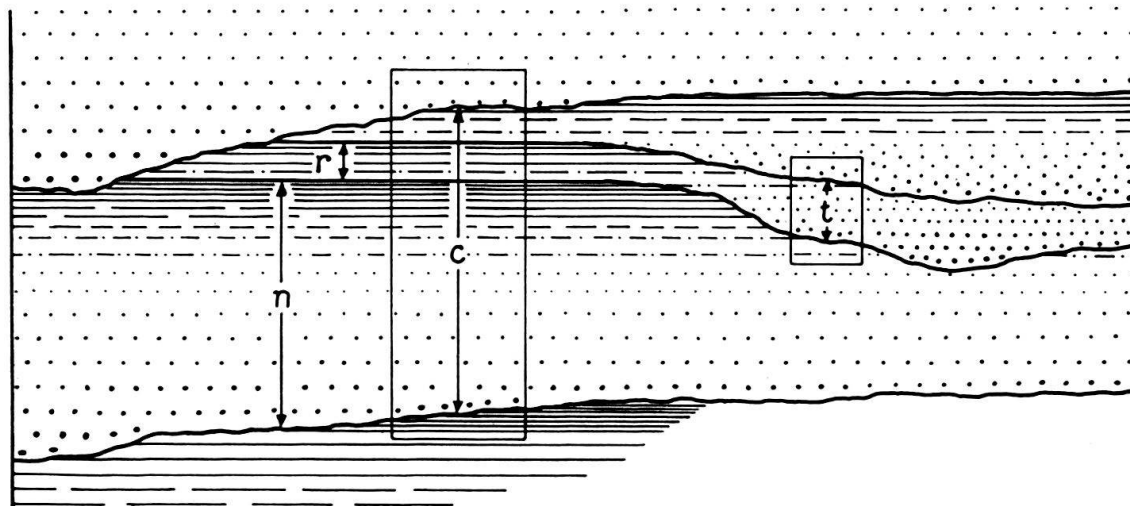


Fig. 10: Cyclothème composite c; partie sommitale formée par superposition d'ailes latérales de plusieurs cyclothèmes.

Le cyclothème normal est n.

t: cyclothème tronqué (truncated cyclothem), r: cyclothème réduit ou rabougri (stunted cyclothem).

Un autre aspect de cette sédimentation mérite d'être analysé. L'Aquitainien montre de grandes séquences qui ont, de prime abord, l'apparence d'un seul cyclothème. Vue de près, leur partie sommitale argileuse montre pourtant des récurrences microgréseuses. On peut tenter de les expliquer par des variations théoriques de débit d'une certaine durée. Il est plus vraisemblable de voir là des *cyclothèmes composites*, dans lesquels se sont incorporés plusieurs cyclothèmes distincts dont les ailes d'étalement se sont empilées par hasard à peu près selon l'ordre général de granodécroissance (fig. 10).

A ces divers types de séquence s'en ajoute un, fréquent dans la Molasse à charbon (1945), dans lequel un banc de grès de 1 à 2 m se charge rapidement mais progressivement à son sommet, et sur quelques centimètres seulement, d'argile et de débris charbonneux avec coquilles d'Hélicidés, formant ainsi un «horizon palustre» net et assez étendu. Cet achèvement rapide du cycle de dépôt, sans évolution séquentielle aussi longue que d'ordinaire, n'est pas en opposition avec le processus cyclothématique général, au contraire. La couche gréseuse, à granodécroissance d'abord lente, puis rapide alors que s'établit un régime palustre consécutif à un détournement total du bras fluvial, est strictement un cyclothème, mais un *cyclothème court*.

Enfin cette énumération doit comprendre un dernier cas: celui dans lequel le wash-out a été total, où l'érosion de base a complètement enlevé et remanié la matière de l'unité précédente. Ce cyclothème *effacé* peut ne laisser aucune trace. On trouve aussi parfois, entre deux unités, un *témoin* isolé d'un cyclothème disparu qui prouve une lacune. La série peut être lacunaire sur l'espace d'un affleurement seulement, ou sur une grande étendue. Une lacune simple ou double peut aisément exister dans une mince aile d'étalement sous un grès pénétrant. Il peut s'en trouver aussi dans un chenal gréseux, sans que l'analyse de la cicatrice permette de dire si la lacune représente un cyclothème complet ou seulement un premier dépôt de sable dans le lit fossile.

Tels sont, rapidement envisagés, les divers cas de cyclothèmes que présente la Molasse au hasard de ses affleurements. Ils ne sont que les aspects multiples revêtus, en divers points de l'aire d'épandage, par le dépôt d'une seule période de divagation d'un bras fluvial. La séquence peut être complète, partielle ou absente.

La puissance des cyclothèmes est aussi variée que leur aspect. Les séquences à base molassique grossière peuvent mesurer 5 à 10 m d'épaisseur, et leur base est alors généralement érodante. Les séquences rabougries-tronquées du genre macigno-microgrès n'ont souvent que quelques décimètres ou 1 m. Des cyclothèmes courts peuvent mesurer 1 ou 2 m seulement. Géant ou nain, le cyclothème ne témoigne pas forcément par sa taille de l'importance de l'alimentation détritique du bassin au moment de sa formation. Un bras important peut déverser toute sa charge détritique par une seule embouchure. Il peut aussi se diviser auparavant, et distribuer sa masse sédimentaire non plus en un seul, mais en plusieurs cyclothèmes synchrones, inégaux, et dont les ailes d'étalement se confondent. Vouloir retrouver la valeur de la période de divagation dans la hauteur des cyclothèmes est une utopie.

VIII - LE TERME CHARBON DANS LE CYCLOTHÈME

D'une manière générale, soit en Molasse à charbon, soit dans les bassins houillers, la couche de charbon n'est pas, en fait, l'ultime terme sommital des cyclothèmes. Les wash-outs peuvent s'approfondir jusqu'au charbon et l'interrompre, mais la base du cyclothème surjacent ne lui est habituellement pas directement superposée. Les toits des veines sont généralement des marnes, argiles ou schistes, ou du calcaire, et non du grès.

Le charbon représente un épisode palustre, tourbeux ou sylvestre, à une altitude très voisine, en plus ou en moins, du niveau de l'eau, épisode durant lequel l'apport détritique fin a pratiquement cessé. La végétation elle-même, une fois sa croissance amorcée, pouvait servir de barrage ou de filtre latéral des eaux turbides.

La fin de la période de croissance végétale n'est généralement marquée ni par un approfondissement brusque, ni par l'irruption subite d'un bras vagabond, mais par un envasement. Pendant l'occupation végétale, la subsidence continuait. Si l'accumulation de la matière végétale était rapide, elle pouvait compenser l'enfoncement et la veine devenir épaisse, cas réalisé souvent mais pas toujours dans le Houiller. Par contre si l'accumulation était plus lente, la tourbière s'approfondis-

sait, contrariant la vie des plantes; des connexions se rétablissaient entre le marais et la nappe d'eau turbide, et l'apport argileux reprenait, paralysant la végétation et superposant une couche pélitique au charbon.

Ce dépôt argileux pouvait se poursuivre jusqu'à l'arrivée d'un bras. Il pouvait aussi s'interrompre avec nouvelle offensive végétale, suivie d'une reprise argileuse. Les épisodes palustres succesifs sont ainsi fréquents en Molasse à charbon, sans aller chaque fois jusqu'à la formation d'une veine.

La croissance peut aussi être arrêtée par le lointain rapprochement d'un bras et son émission de particules moins fines; un microgrès ou une marne macigneuse se dépose alors sur la veine. C'est un cas de cyclothème composite à superposition, dans la partie sommitale, d'ailes d'étalement d'origines diverses.

Les minces couches de calcaire d'eau douce à coquilles palustres de la Molasse à charbon, qui sont des craies lacustres compactées, relèvent d'épisodes semblables et sont couramment associées au charbon, comme craie lacustre et tourbe le sont dans les marais ou sur le bord des lacs actuels. Si le marais est assez éloigné des embouchures, c'est une transgression d'eau claire que le gain de subsidence peut produire. Des calcaires marins peuvent alors se déposer, comme en montrent les formations houillères.

La place du charbon est donc dans la partie médiane ou supérieure du cyclothème; mais, pas plus que celle du calcaire, elle n'est strictement assignée dans le cycle. Ce terme charbon est un indicateur bathymétrique: les argiles ou calcaires qui l'accompagnent ne peuvent être des dépôts profonds.

IX - ÉROSIONS ET DÉPÔTS DE BASE

Diverses observations sur l'érosion de base et ses conséquences méritent attention.

Tout d'abord ces érosions, si significatives de l'ingression soudaine de courant dans des cuvettes à sédimentation tranquille, ne sont pas présentes partout. Le joint de stratification pélitiques sommitales-molasse de base peut être régulier et horizontal, sans trace de burinage. Il peut mouler des pistes de vers et autres empreintes imprimées en creux à la surface de l'argile. Dans le grès, les galets ou plaquettes argileux peuvent être absents. La transition brusque de régime sédimentaire n'a pas perturbé l'argile déjà déposée. Celle-ci devait donc avoir atteint déjà un certain degré de compactage. Il y aura très vraisemblablement des résultats bathymétriques à tirer d'une étude générale de ces contacts et de leurs empreintes.

Dans les affleurements où le joint de base du grès est profondément ravinant, l'analyse du contact révèle des phénomènes variés:

1 - *Remaniement des argiles*

Aux sables de la base peuvent se mêler des matières argileuses, dans une couche de quelques décimètres, au-dessus de laquelle le grès devient plus propre. Il y a tout lieu de considérer cette argile comme directement remaniée du fond envahi. C'est de la vase dérangée avant compaction, et dérangée non pas seulement par le premier courant ravinant, qui l'aurait complètement lavée, mais par un courant

atténué par décrue ou éloignement. Dans certains cas limités, il peut y avoir eu remplissage de poches surcreusées par le premier courant; dans d'autres, dispersion de petits paquets glissés de berges noyées, ou remise en mouvement, par variations de débit et de vitesse du courant, de sédiments fraîchement déposés sur le fond ou amassés en position instable sur des berges de chenaux, puis écroulés ou glissés. Ces dérangements du sédiment antérieur, qui rendent localement incertain le joint de stratification et engendrent une zone de «mimétisme» à la base de certains grès, peuvent donc avoir des causes multiples.

2 – *Glissements de berges*

Les berges inclinées des anciens chenaux montrent, conservés à la base du remplissage sableux, des restes très nets de glissements de formes diverses. On en trouvera des descriptions, dans ce même volume, dans les affleurements du Calvaire et de Rovéréaz (1958). La masse glissée, dont la longueur peut être de l'ordre de 1 m, est parfois encore attenante d'un côté à la couche pélitique qu'elle quittait, tandis qu'elle prend de l'autre la forme d'une langue, avec des replis emballés dans le sable de remplissage, ou se disperse «en fumée» dans ce sable. Certains paquets marneux glissés sont déracinés de leur couche originelle et s'isolent, quelques décimètres plus loin, en fragments arrondis ou lenticulaires, anguleux ou émoussés. Ailleurs, les berges sont revêtues de véritables coulées boueuses provenant de couches pélitiques sommitales glissées sur quelques mètres, ou éventuellement de paquets de sédiments frais décrochés.

3 – *Blocs et galets roulés*

Les premiers dépôts du lit montrent aussi des blocs de 10 à 30 cm de taille qui, arrachés aux couches sommitales, ont été roulés sur le fond du chenal en cours d'érosion. Ils sont arrondis ou restés anguleux à angles émoussés. Pour certains, leur banc originel se retrouve à quelques mètres de là. Il faut remarquer alors que les moins arrondis de ces blocs appartiennent à des bancs plus calcaires, actuellement un peu plus durs que les bancs argileux. Lors de l'arrachement de ces blocs par les courants d'ingression, le sédiment avait donc déjà subi une certaine diagenèse. D'autres, plus argileux, de forme aplatie, reposent parallèlement au fond et peuvent avoir été simplement poussés plus que roulés. Toutes les dimensions se présentent entre ces gros fragments et ceux, plus arrondis ou plaquetés, entièrement enfouis dans le sable grossier, sous la forme de «galets mous» déjà décrits. A la base des grès, des galets argileux peuvent être plus ou moins totalement écrasés par le sable; certains courts lits d'argile n'ont pas d'autre cause.

Une part de ces galets et blocs a visiblement été fournie par affouillement latéral des berges. Pour d'autres, c'est une érosion plane, opérant sur la surface des couches, qui, les burinant et les désagrégeant, en a isolé et entraîné des fragments (cas de l'affleurement du Calvaire).

Dans les berges, le bord des couches argileuses entaillées présente quelquefois un léger amincissement progressif vers le chenal. Les argiles ont foiré vers le vide, provoquant une sorte de balancement superficiel des couches.

Sur quelques décimètres, au contact des berges, comme sur le fond, le remplissage sableux montre de grandes irrégularités du grain. Elles sont dues aux aspérités qui freinaient localement le courant et aux effets de turbulence.

4 – Cicatrices d'érosion dans les grès

Lorsque le dépôt de grès s'amorce sur une couche marneuse intacte ou érodée, le joint de stratification est bien apparent et souvent nettement linéaire. Il en va autrement quand l'érosion a décapé toutes les couches supérieures du cyclothème, atteignant le grès inférieur. Dans ce cas, le dépôt du grès a repris directement sur un autre grès. On conçoit alors facilement que le joint de stratification grès sur

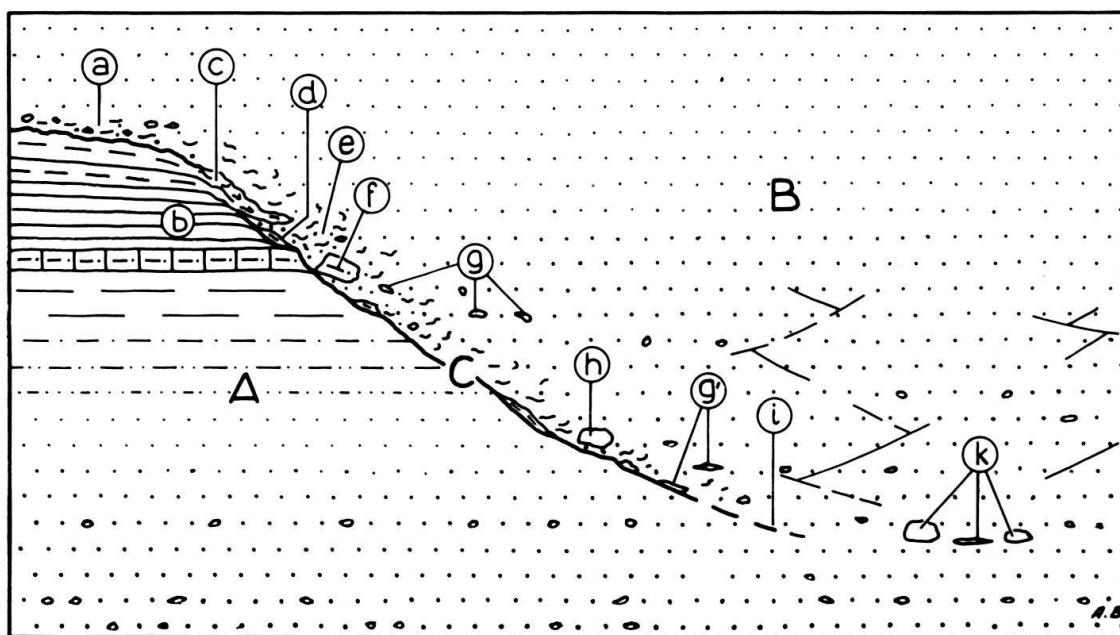


Fig. 11: Cicatrice d'érosion et remaniement.

A: Série attaquée par l'érosion d'un chenal.

B: Remplissage gréseux du chenal.

C: Trace d'érosion discordante passant, à droite, à une cicatrice concordante et dissimulée entre deux grès à sables remaniés.

a: Zone de mimétisme par remaniement: abrasion du soubassement argileux par le courant et le sable et dispersion de l'argile dans le sable.

b: Affaissement des couches argileuses par foirage latéral.

c: Glissement de berge argileuse pendant le remplissage du chenal.

d: Coulis argileux sur berge.

e: Amas nuageux d'argile éroulée et de sables non-granoclassés dans les anfractuosités de la berge.

f: Fragment en cours d'éboulement arrêté dans le remplissage sableux.

g: Galets moux argileux de remaniement.

g': Galets moux écrasés.

h: Bloc remanié du sommet de A.

i: Dissimulation de la cicatrice dans le sable remanié sur place; mélange des sables de A et de B.

k: Fragments remaniés, arrondis ou écrasés, jalonnant seuls la cicatrice.

grès, c'est-à-dire la cicatrice d'érosion, puisse passer totalement inaperçu. En fait, l'existence de cette sorte de cicatrice est restée longtemps ignorée. L'apparition au sein d'une masse gréseuse de grosses balles argileuses, de veines obliques d'argile, de changements granulométriques brusques coupant en biais la stratification, étaient autant d'énigmes. La découverte de rares affleurements où la trace de l'érosion passe en continuité manifeste des marnes sommitales au grès basal, a permis d'éclaircir ces problèmes.

Dans le haut du grès raviné, la cicatrice est marquée par une différence granulométrique entre grès fin ou macigneux raviné et molasse grossière ravinante. Des balles ou galets mous la jalonnent, elle est souvent soulignée par un coulis argileux dû à la désagrégation des galets tendres écrasés. Mais à plus grande distance des marnes supérieures, et plus profondément dans le grès, la cicatrice disparaît totalement ou se perd dans un litage oblique ou entrecroisé (fig. 11).

A l'époque de son attaque par le courant érosif, la couche arénacée n'était certainement pas encore lapidifiée. Sa cohésion était plus faible que celle des termes argileux surjacents. C'est donc à un sable peu compact que le courant s'attaquait. S'atténuant ensuite, il atteignait la vitesse critique où les grains sableux, à peine enlevés du banc, roulaient sur le fond en se mélangeant à ceux d'une taille à peine supérieure, que la compétence affaiblie du cours faisait déjà se déposer. A cette vitesse, il y avait remaniement sur place et confusion des deux dépôts. Le mimétisme atteint alors à la perfection, la trace d'érosion s'estompe et la cicatrice se perd.

Dès lors plus rien ne trahit le passage vertical d'un cyclothème à un autre. Devant un affleurement homogène de grès, l'observateur croira à une couche unique, bien qu'elle représente plusieurs cyclothèmes. Le dépistage de cicatrices dissimulées, de changements granulométriques verticaux, l'observation de lits argileux ou de galets mous deviennent alors importants.

Analysés de cette manière, nombre de bancs de grès aquitaniens sont révélateurs de multiples épisodes de reprise et de récurrences sédimentaires. A la faveur de crues et décrues, et de retours de cours vagabonds, des chenaux ont pu s'emboîter, tel ceux du Calvaire, ou se croiser successivement sur le même emplacement.

L'étude précise et méthodique des érosions et dépôts de base est donc particulièrement révélatrice du milieu et du genre de sédimentation des formations cyclothématiques. Elle sera riche en enseignements non seulement en Molasse, mais dans toutes les formations détritiques commandées par les divagations de cours.

X - PÉRIODICITÉ CYCLOTHÉMATIQUE ET SUBSIDENCE

Le processus générateur des séquences détritiques cycliques est relativement simple. C'est une distribution alternative par un cours ou des cours qui, s'alluvionnant eux-mêmes, portent en eux la cause de l'alternance et de sa perpétuation. La nature offre maint exemple d'un mécanisme hydrologique assez semblable dans les cônes de déjection torrentiels, l'alluvionnement des fonds de vallées, l'égalisation de l'étalement sur les deltas stables. La différence c'est qu'au lieu de s'élever peu à peu, l'aire d'épandage s'enfonce, de sorte que son altitude absolue se maintient ou ne fluctue que relativement peu.

Si, schématisé de la sorte, le principe est lui-même élémentaire, sa mise en œuvre naturelle est régie par de nombreux facteurs dont l'analyse et la connaissance sont loin d'être simples. On se limitera ici à quelques-uns de leurs aspects.

1 – *Puissance des cyclothèmes et amplitude de la subsidence*

Périodiquement, le vagabondage obligé ramène le cours dans le même secteur de l'aire d'épandage. Pendant la période qui sépare deux ingressions fluviales, la subsidence se poursuit et atteint une certaine amplitude. A première vue on est tenté de lui attribuer une valeur égale à la hauteur du cyclothème. En fait la relation n'est pas si directe.

En considérant les cyclothèmes succesifs de la figure 7, on se rend compte que la puissance d'une unité, dans sa partie centrale, est supérieure à l'amplitude de l'enfoncement qui a précédé son dépôt, car l'érosion de base a ajouté son approfondissement à celui de la subsidence. C'est donc la hauteur de l'aile d'étalement dans les zones de non-érosion qui se rapproche le plus de l'amplitude vraie. Encore ne s'agit-il là que d'un ordre de grandeur moyen, car rien n'assure que les termes semblables de deux ailes, supérieurs et surtout inférieurs, se déposent dans des conditions bathymétriques strictement égales.

Ainsi des cyclothèmes successifs, épais d'une dizaine de mètres dans leur corps central et comprenant de puissantes masses gréseuses, ne sont séparés que par une amplitude de subsidence beaucoup plus faible, de l'ordre de 2 ou 3 m seulement, et peut-être moins encore. Et puisqu'on fait intervenir ici la notion d'épaisseur moyenne, il faut bien dire qu'on ignore, sur les affleurements, dans quelle partie de l'aile cette mesure doit être prise. Il est possible de la rechercher sur une épure théorique; dans la nature c'est une tout autre affaire.

Dans la mesure de la période en durée absolue interviennent deux chiffres de vitesses, celle de l'érosion et celle de la sédimentation, sans compter d'autres laps de temps qui sont autant d'inconnues.

2 – *Intensité du remaniement*

Le corollaire de la démonstration précédente c'est le remaniement important du matériel détritique sur l'aire d'épandage. Avant de déposer son sable, le cours en ingression augmente encore par affouillement sa charge transportée en argiles, limons et sables, et cela sur l'aire d'épandage elle-même.

Ces reprises successives et les étalements consécutifs ont grandement contribué à la péréquation des apports sur l'aire avancée de dépôt. C'est une sorte de retouche continuellement adaptée à l'équilibre changeant de l'appareil fluvial.

L'abandon des galets mous et leur occurrence dans les sables grossiers sont donc fatales et faciles à comprendre. Ils ne représentent qu'une faible partie du volume de l'argile redispersée par insuffisance de lithification ou par abrasion des sables.

Il se peut que des modifications de régime hydrographique, pour des raisons tectoniques entre autres, aient provoqué des remaniements de cyclothèmes entiers, et que certaines cicatrices d'érosion soient la marque finale d'une histoire sédimentaire complexe.

3 – *Interdépendance des facteurs de sédimentation*

Il est tentant d'imaginer en action et de nommer les nombreux facteurs naturels impliqués dans une formation à séquences cycliques. Distinguer leur importance et leur part relative est chose beaucoup plus malaisée. Les éléments à considérer tiennent d'une part à l'appareil d'alimentation, bassin versant et transport, d'autre part au bassin de sédimentation. Ils appartiennent, dans les deux catégories, à des zones de l'écorce terrestre instables par orogénèse et subsidence. Ce sont l'étendue et le relief du bassin d'alimentation, les débits liquides et solides des fleuves, les variations de ces débits, qui sont capitales et peuvent être des crues d'une intensité considérable, accidentelles ou saisonnières, des changements de pluviométrie climatiques ou orographiques, et, pour le bassin récepteur, son étendue, sa forme et sa bathymétrie, ses courants, sa végétation, sa subsidence et ses variations, le tassement des sédiments et d'autres encore.

Ces facteurs se conjuguent et il est séduisant d'en consigner les relations sous forme de fonctions mathématiques. Cette tentative a été utilement faite (DELMER, 1951, CROUZEL, 1957). Mais ce que les formules mettent surtout en évidence, c'est l'artificielle simplification des facteurs théoriques, l'incertitude des taux, l'ignorance des vitesses et amplitudes mises en cause. Pour une seule des données nécessaires dans le problème de l'individualisation d'un cyclothème, plusieurs processus naturels sont impliqués. L'expression mathématique d'un phénomène complexe n'a guère de sens lorsque les facteurs en jeu sont mal individualisés et ne sont pas susceptibles de mesure. Pour l'instant nous en sommes à la recherche de la première condition, la seconde nous échappera longtemps encore.

Le risque et la naïveté d'une formule seraient la prétention d'exprimer l'évolution des bassins à dépôts alternés en l'assimilant à un cas idéal, mais en fonction d'éléments par trop simplifiés ou mal définis. En fait, ce domaine est si riche de possibilités que chaque bassin est un cas d'espèce, dont aucun ne saurait être pris pour type.

*

*

*

La réunion de deux racines grecques, para et halos, a permis de définir assez bien le milieu sédimentaire paralique placé en bordure et sous l'influence atténuée de la mer. La caractéristique dominante – et aussi la plus insolite – des bassins à séquences alternatives examinés ici, c'est ce qu'on peut appeler leur « paralostasie », c'est-à-dire la permanence des conditions paraliques, le maintien de la zone de sédimentation active au voisinage du niveau de la mer, par l'effet compensateur de la subsidence et de l'étalement du dépôt. C'est là le centre du problème, et ce problème n'est pas simple. Si délicat soit-il, il paraît bien, pour l'instant, que cet état d'équilibre approximatif et labile ait été plus ou moins complètement réalisé de nombreuses fois par la nature. Son étude relève autant de la géophysique que de la sédimentologie, autant des phénomènes deltaïques actuels que de reconstitutions paléogéographiques.

XI – VARIANTES ET FORMES ATTÉNUÉES DES SÉQUENCES D'ORIGINE FLUVIALE EN DIVERS MILIEUX SÉDIMENTAIRES

Les séquences cyclothématiques les mieux marquées de la Molasse sont dans l'Aquitainien. Il faut préciser: dans la région des affleurements actuels de cet étage, dont les couches sont recouvertes du côté Alpes, et enlevées par érosion du côté Jura. Cette zone doit à une conjoncture de facteurs assez remarquable des cycles particulièrement bien inscrits dans le dépôt. Mais il ne faut pas s'attendre à rencontrer dans toute la Molasse, ou dans les autres bassins du même genre, un enregistrement aussi net et toujours semblable de ce mécanisme. Les deux déterminantes principales, subsidence avec ses variations et apport fluvial alternatif, sont évidemment susceptibles d'engendrer d'autres édifices sédimentaires. Il est intéressant de chercher à reconnaître comment le schéma cyclothématique peut se modifier et se dégrader dans des conditions changeantes ou différentes.

D'abord dans le Houiller. On a tiré grand parti ci-dessus des analogies entre Houiller et Molasse dans la recherche d'une explication génétique cohérente des cycles; il faut se garder pour autant de conclure hâtivement que ces deux noms soient synonymes, et ils ne doivent pas le devenir. Des recherches ultérieures accentueront sans doute des différences qui apparaissent déjà clairement. Ni les bassins, ni les phénomènes n'avaient la même ampleur; l'étalement, en particulier, semble beaucoup plus poussé dans les formations carbonifères.

On sait combien sont différentes, au sens sédimentologique, toutes les formations qu'on a aujourd'hui tendance à grouper – ce qui est légitime – et à assimiler – ce qui ne l'est pas – sous le nom de Flysch. Ce qu'on commence à appeler les Molasses présente la même variété.

Avec ses gammes détritiques, qui vont des éventails conglomératiques sub-alpins, déplacés dans le temps, jusqu'aux couches essentiellement péliques du bord jurassien, la Molasse périalpine offre un large champ d'étude des modifications et déplacements cyclothématiques. Si le caractère cyclique de l'Aquitainien réapparaît bien dans la Molasse d'eau douce supérieure, avec des ravinements fossiles bien décrits par N. PAVONI (1957), il s'efface entre ces deux étages dans la Molasse marine qui les sépare. Cette grande masse de grès, qui dépasse 100 m, à caractère marin marqué, à stratification entrecroisée, est dépourvue de marnes stratifiées et pauvre en argile, contrastant ainsi avec les couches inférieures et supérieures qui en contiennent beaucoup. La fraction argileuse de ses détritiques a donc été lessivée et emportée, sans doute par les courants longitudinaux du bras de mer périalpin. Ce flux marin a opéré d'une manière constante le triage qu'effectuait, à la base des cyclothèmes, le courant fluvial qu'il a relayé. Le dépôt impossible des fractions fines a empêché celui des séquences granodécroissantes. Les périodes de vagabondage, sur un delta réduit que l'approfondissement général avait fait rétrograder vers le bord des reliefs alpins, ne pouvaient se traduire, plus en avant dans la mer, que par des apports grossiers périodiques seulement.

Cependant, des variations dans l'épandage, la granulométrie changeante à subites récurrences grossières, les cicatrices d'érosion, les différences de litage, les galets marneux par place abondants, demeurent des indices de changements dans les débouchés fluviaux affluents des courants marins. Mais la large zone de cuvettes

marécageuses étendues et communicantes, milieu de la sédimentation argileuse, avait fait place à une nappe d'eau plus ouverte et profonde (fig. 4, n° 4), laquelle a permis, entre autres, la pénétration des Squales dont les restes abondent.

L'ordonnance sédimentaire cyclothématique peut donc être profondément modifiée, au point de disparaître ou devenir méconnaissable, par une simple avance de la subsidence sur le comblement. Il n'était pas indispensable que cette avance se maintienne pendant toute la durée de la formation marine. Il suffisait qu'elle s'accuse une fois, ouvrant complètement le bassin à la mer, pour que l'approfondissement s'entretienne par la seule évacuation de la fraction argileuse, qui représente à elle seule normalement plus de la moitié de la hauteur des sédiments. Une faible modification initiale de l'équilibre paralostatique pouvait ainsi effacer le schéma cyclothématique, sans pour autant que cesse la forme périodique de la distribution alternative.

La Molasse chattienne à charbon, sous l'Aquitanién, montre aussi une autre modalité du schéma cyclothématique. Du côté alpin, les bancs de conglomérat à érosion de base, proches de la zone centrale du delta, ont un caractère subaérien marqué. Ils alternent pourtant avec des marnes bien stratifiées, déposées dans une nappe d'eau qui s'avancait par gain de subsidence entre les périodes d'apport alluvial grossier. Cet alternat est fait de séquences, mais bien différentes des nets cyclothèmes aquitaniens. Plus loin vers le large, dans la partie distale du delta, au-delà des effilements des bancs conglomératiques, la zone à charbon présente des séquences cycliques bien marquées, avec des cyclothèmes courts décrits ci-dessus. Mais les érosions de base sont faibles, le caractère cyclothématique est moins apparent. La stratification, plus étendue et souvent fine, a un caractère nettement subaquatique. L'impression générale est celle d'un étalement plus achevé, d'une plus grande dissémination des bras, dans une nappe d'eau peu et plus également profonde.

A travers l'histoire de la fosse molassique se dessine donc une certaine évolution du caractère cyclothématique, qui s'annonce dès le Chattien, atteint son apogée à l'Aquitanién, se modifie et s'efface dans les grès marins burdigalo-helvétiques, pour reparaitre dans la Molasse d'eau douce supérieure.

Comme tout phénomène naturel, celui qui engendre ces séquences si remarquables relève de conditions, ou d'une conjonction de conditions qui peuvent se réaliser complètement, ou au contraire partiellement seulement. L'absence ou l'insuffisance d'un des facteurs influence fortement le résultat. L'altération ou la transformation d'un phénomène n'est pas une raison de l'ignorer, mais l'étude de ses modifications permet souvent d'en mieux saisir l'essence et d'en comprendre le polymorphisme.

Ce phénomène de distribution alternative générateur de séquences est-il strictement propre au chapitre Molasse de l'histoire sédimentaire synorogénique alpine, ou a-t-il, sous un autre aspect, un rôle formatif dans le chapitre antérieur du Flysch ?

A relire les belles pages dans lesquelles TERCIER (1947), avec une ferme objectivité, recherche un prudent diagnostic sédimentologique de cette formation, on réalise combien le Flysch est multiforme. C'est même un de ses traits dominants, Dire ce qu'il n'est pas est souvent plus facile que le caractériser clairement. Si le

polymorphisme est plus accentué qu'en Molasse, c'est non seulement le fait d'une diversification tectonique beaucoup plus poussée, c'est surtout l'appartenance à des bassins sédimentaires fort différents, aussi bien en étendue, profondeur, subsidence, forme et ouverture, que par leur entourage, la rapidité, la composition et le genre de l'apport sédimentaire.

Trop de facteurs de différenciation sont donc en cause pour autoriser à forcer l'analogie de ces deux masses sédimentaires synorogéniques. Il est clair que les Flysch ne sont pas des dépôts semi-fluviatiles comme la Molasse, mais des dépôts de mers plus profondes. Pourtant, s'ils ont souvent un caractère géosynclinal profond, rien n'a démenti jusqu'ici les auteurs qui font de certains Flysch des faciès côtiers ou sublittoraux.

C'est dans des Flysch à alternance grès-schistes que le schéma distributif des divagations alternatives nous paraît devoir être impliqué, sur une aire qui n'est pas paralostatique, mais où les confins terrestre et marin sont plus nettement tranchés.

Au-devant d'une embouchure temporaire en mer libre, les courants littoraux entraînent et étalent les matériaux détritiques du fleuve. Les sables se déposent dans le voisinage, tandis que les argiles s'accumulent plus loin, non seulement au large, mais de part et d'autre de la bouche. L'étalement est meilleur que dans le schéma molassique palustre, et les couches sont plus régulières et étendues. Un déplacement du débouché fluvial par vagabondage renverse ensuite momentanément les conditions de dépôt. La distribution alternative, qui commande particulièrement le dépôt sableux dont l'aire d'étalement est plus ramassée, fait ainsi alterner grès et pélites. Le terme grès, plus directement influencé, sera le plus variable, et c'est bien ce qu'on observe dans ces alternances.

Pour commander l'alternat, point n'est besoin d'un large delta ou d'une plaine alluviale étendue. Une petite aire de vagabondage suffit, qui a toutes chances d'être effacée ensuite par les reprises tectoniques ou érosives affectant l'ancienne rive. Il suffit aussi que le bassin réceptif, même profond, soit assez limité ou peu ouvert, pour retenir la charge argileuse mobile. C'est bien ainsi que se dessinent certaines fosses sédimentaires du Flysch.

Le cadre du bassin peut se compléter de rivages accores à côté du delta, avec leurs éboulements rocheux, et leurs débouchés torrentiels à débâcles pierreuses, de glissements sous-marins sur les pentes du rivage ou du delta. Une sédimentation tumultueuse très variée peut ainsi être strictement contemporaine de l'alternance d'allure plus réglée, la précéder ou la suivre.

Ce processus distributif peut être pris en considération à côté de ceux qui ont été proposés: périodicité de la subsidence, de la déformation orogénique, de l'eustatisme, des glaciations, des variations climatiques ou des parcours de courants. La solution relève de carottages dans des dépôts actuels bien plus que de reconstitutions paléogéographiques, toujours délicates à partir de ces faciès bouleversés.

L'hypothèse peut aussi être avancée, dans des conditions d'environnement très différentes, de fleuves à très faibles pentes, vagabondant sur de larges aires deltaïques avec de grands déplacements périodiques de leurs embouchures, distribuant alternativement leur charge de colloïdes dans des bassins très étendus. Sur un fond à sédimentation calcaire continue, cet apport périodique d'argile aurait déterminé à lui seul les alternances calcaire-marne ou calcaire-argile parfois d'une

régularité et d'une étendue surprenantes, comme celles du Crétacé, dont la raison est restée énigmatique.

* * *

«La Molasse, c'est un faciès extraordinairement vivant», nous disait un jour Emile Argand. A mesure que s'améliorent nos connaissances, il s'avère en effet que nul bassin n'a mieux enregistré le long affrontement des forces terrestres antagonistes, créatrices et destructrices de reliefs.

Ce caractère captivant, elle le partage avec d'autres bassins synorogéniques bordiers des Alpes, des Carpathes, des Pyrénées, de l'Himalaya, et d'autres chaînes récentes ou anciennes. Pour autant, il ne faut pas conclure que la Molasse en soit, par ses caractères pétrographiques ou sédimentologiques, le prototype achevé, pas davantage que certains bassins houillers ou deltas actuels. Trop riche de possibilités pour s'astreindre à se copier elle-même, la nature n'a pas répété deux bassins semblables, et son potentiel de diversification lui permettrait sans doute d'en créer encore d'autres, bien différents. En sédimentation, comme en orogénèse, il n'existe pas de modèles, et tout édifice géologique, chaîne ou bassin, a son style propre et son originalité. C'est la difficulté et la noblesse de la géologie, en quête d'idées générales, de découvrir partout variété et richesse, sans arriver à des lois simplificatrices de la recherche, à des solutions types.

L'étude de traits communs à différents bassins reste une grande méthode; elle n'est valable que nuancée. Il se peut, à ce titre, que l'analyse stratigraphique conduite selon le principe cyclothématique de la Molasse périalpine ou une forme schématique dérivée, puisse aider quelque peu à la compréhension d'autres avant-fosses ou formations néritiques de plate-forme.

Ce principe de la détermination de séquences détritiques par divagations fluviales doit pouvoir se préciser encore dans plusieurs de ses aspects, à la fois sur certaines aires deltaïques actuelles et dans nombre de bassins anciens. Dans la Molasse suisse, ce déchiffrement plus avant ne peut guère être envisagé, faute de moyens techniques d'explorations sur le plan horizontal. Par contre, bien des bassins pétrolifères ou carbonifères peuvent offrir des occasions d'étude et d'utilisation de cette conception dans la recherche de lits fossiles, d'ailes d'épandages et de fines corrélations stratigraphiques.

BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS, CH. (1927): *Discours présidentiel à la séance annuelle de l'Académie des Sciences*. C. R. Acad. Sc. Paris, 185.
- BERSIER, A. (1936): *La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise*. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 7.
- (1938): *La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes*. C. R. Acad. Sc. Paris, 206.
 - (1945): *Sédimentation molassique. Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène*. *Eclogae geol. Helv.*, 38, 2.
 - (1948): *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine*. Int. Geol. Congress, 18th Session, Great Britain, Part IV.
 - (1949): *La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue*. *Sédimentation et Quaternaire*, France, éd. Led-Sam, Bordeaux.
 - (1953): *La sédimentation cyclique des faciès détritiques Molasse et Houiller, signification et causes*. *Revue Inst. Français du Pétrole*, 8.
 - (1958): *Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne*. *Eclogae geol. Helv.*, 51, 3.

- CAYEUX, L. (1929): *Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses*. Mém. Carte géol. France.
- CROUZEL, F. (1957): *Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine*. Bull. Serv. Carte géol. France, 54, 248.
- DELMER, A. (1951): *La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérées comme un phénomène d'oscillations de relaxation auto-entretenues*. 3^e Congrès de Stratig. carbonifère, Heerlen.
- EDELMANN, C. H. (1950): *Soils of the Nederland*. Amsterdam.
- HOPKINS, M. E. (1958): *Geology and Petrology of the Anvil Rock Sandstone of Southern Illinois*. Ill. St. Geol. Surv., Circular 256, Urbana.
- MUELLER, J. C., & WANLESS, H. R. (1957): *Differential compaction of Pennsylvanian sediments in relation to sand-shale ratios*, Jefferson Co., Ill. J. Sedimentary Petrology, 27.
- PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse*. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, Ab. 5.
- PEPPER, J. F., et al. (1954): *Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin*. Geol. Surv. Prof. Paper 259, Washington.
- POTER, P. E., & GLASS, H. D. (1958): *Petrology and Sedimentation of the Pennsylvanian Sediments in Southern Illinois: A vertical Profile*. Ill. St. Geol. Surv. Rep. 204.
- PRUVOST, P. (1930): *Sédimentation et subsidence*. Livre Jub. Soc. Géol. France.
- RUSSELL, R. J., & R. D. (1939): *Mississippi River Delta Sedimentation, in Trask, Recent marine sediments*. Th. Murby Co., London.
- STASSEN, P. (1949): *Quelques wash-outs et dédoublements de couches dans le terrain houiller de Campine*. Bull. Soc. Géol. Belgique, 72.
- TERCIER, J. (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv., 40, 2.
- THIADENS, A., & HAITES, T. (1944): *Splits and wash-outs in the Netherlands Coal Measures*. Mededeelingen Geol. Stichting, Maastricht, serie C II-1, n° 1.
- UDDEN, J. A. (1912): *Geology and mineral resources of the Peoria quadrangle*. Ill. U. S. Geol. Surv. Bull., 506.
- WANLESS, H. R., & WELLER, J. M. (1932): *Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems*. Geol. Soc. Amer. Bull., 43.
- WANLESS, H. R., & SHEPARD, F. P. (1936): *Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles*. Geol. Soc. Amer. Bull., 47.
- WELLER, J. M. (1930): *Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance*. J. Geol., 38, 2.
- WELLER, J. M., & WANLESS, H. R. (1939): *Correlation of minable coals of Illinois, Indiana and Western Kentucky*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 23.
- WELLER, J. M. (1956): *Arguments for a Diastrophic Control of Late Paleozoic Cyclothems*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 1.

53. – ARNOLD H. BOUMA (Utrecht, Hollande): **Flysch oligocène de Peïra-Cava** (Alpes-Maritimes, France). Avec 8 figures dans le texte.

Résumé

Au S. E. de la France, du côté méridional du massif de l'Argentera-Mercantour se trouvent les restes d'un grand bassin, rempli durant l'Oligocène par des alternances de sable et d'argile de Flysch. KUENEN et d'autres auteurs observent en 1956 que ces grès présentent des caractères indiquant que les sédiments se sont déposés au moyen de courants de turbidité.

Ils donnent en outre des indications sur la direction des courants, qui pour la plupart descendent du S-SW.

La région de Peïra-Cava fut étudiée en détail en 1957 par l'auteur, dans l'intention de faire des statistiques sur les différents caractères de cette formation.

La cuvette de Peïra-Cava couvre, 25 km au N. de Nice environ, une surface voisine de 55 km² (fig. 2). Sa longueur est de 11,5 km, sa plus grande largeur de 9,5 km; l'épaisseur du paquet de grès varie entre 550 et 650 m. Cette série de Flysch

se compose d'une alternance de grès et d'argile. Son observation est seulement possible près des routes où elle a échappé à l'influence de la végétation et de l'érosion.

Alors qu'au Sud le caractère gréseux domine, on observe vers le Nord une diminution de la teneur en grès et une augmentation de la teneur en argile. La végétation et les petites cassures dues à l'érosion, rendent bien difficile tout essai de corrélation et il est pratiquement impossible de suivre un banc.

La série est monotone, la composition minéralogique montrant aussi, peu de variations.

Les grès sont agglomérés par du calcaire.

Les minéraux lourds d'échantillons provenant d'un profil tracé entre le Col de l'Orme et la Cabanette ont été analysés (fig. 1). Ces minéraux paraissent avoir la même origine. Les variations observées sur le diagramme résultent simplement des différentes tailles de grains. La plupart des bancs contiennent peu de gravier et de sable grossier; le plus gros cailloux atteint 15 mm, mais les dimensions normales sont de l'ordre de 3 à 4 mm.

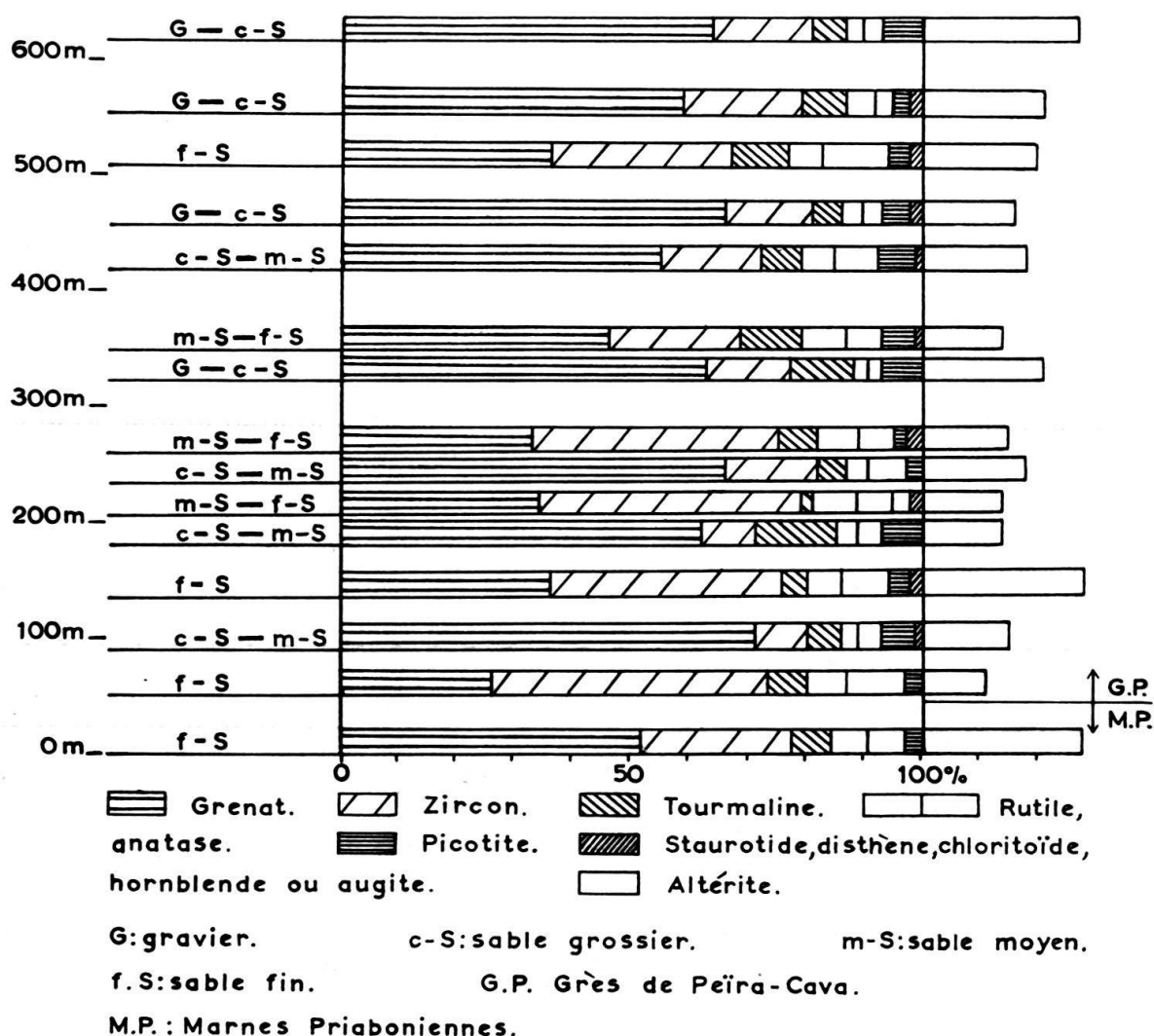


Fig. 1. Analyses de minéraux lourds.

Quelques textures des grès indiquent qu'il y a eu des dépôts des courants de turbidité malgré les rides de plages («ripple-marks»), forset-bedding et les chenaux du courant; les bancs montrent de mauvais phénomènes de dégradation. S'il n'y a

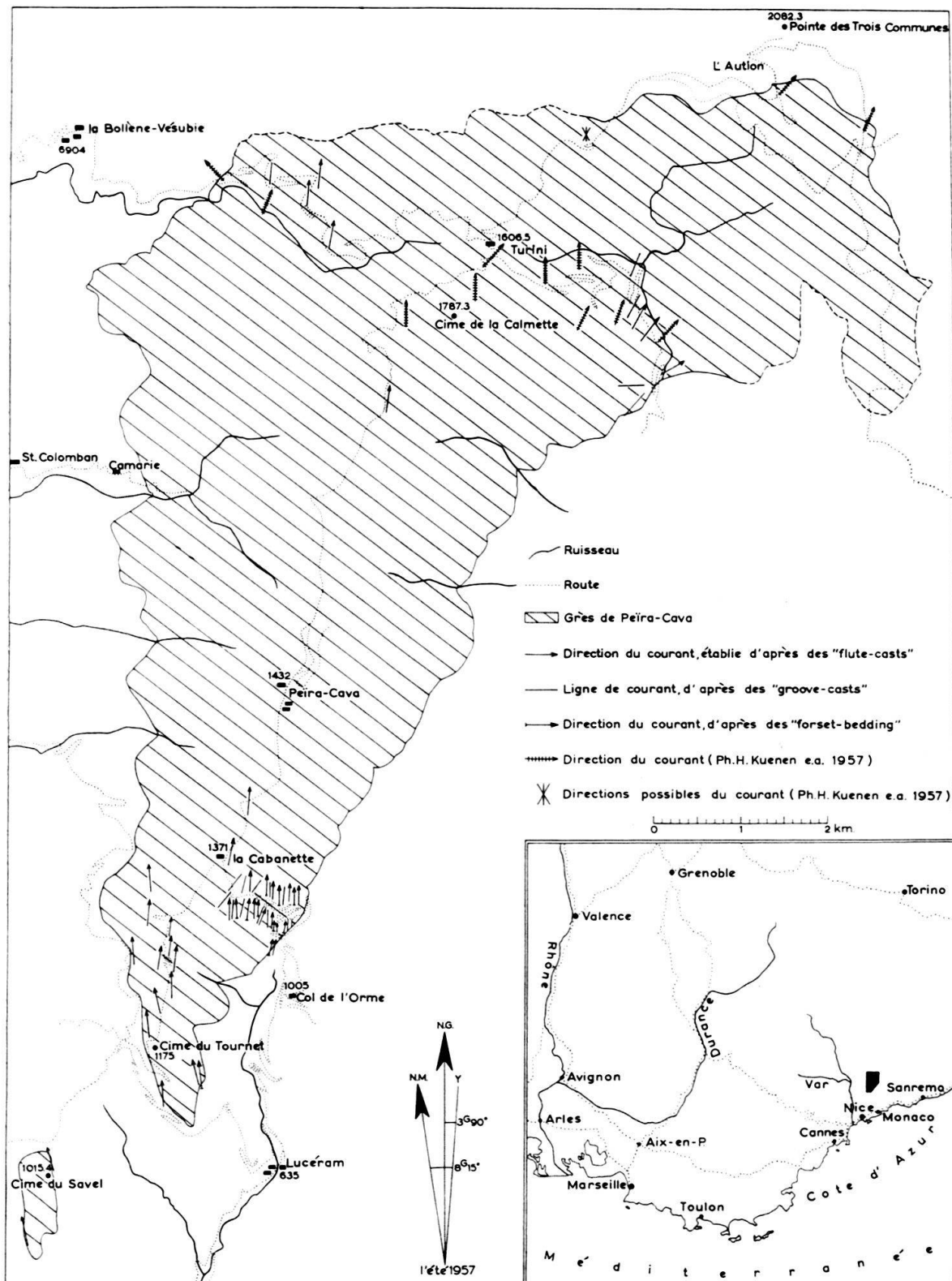


Fig. 2. Grès de Peïra - Cava avec les directions de courant.

ni rides d'onde ni caractères de marée, l'étendue des bancs planparallèles ne témoigne par contre pas en faveur d'un dépôt d'eau peu profonde. Les fossiles de grande taille manquent; seuls quelques petits foraminifères parsèment les bancs de schistes intermédiaires.

Quelques textures et des mesures des hiéroglyphes indiquent que les courants proviennent du S. (fig. 2). Toutes ces mesures étant orientées en sens contraire dans le plan horizontal, on peut exclure la pente récente des couches.

Le paquet de grès situé entre le Col de l'Orme et la Cabanette a été étudié en détail de façon à donner une idée statistique des caractères de ces dépôts. L'ensemble du paquet, alternance de grès et de schistes, possède une épaisseur de 577,92 m et contient 728 bancs de grès et de schistes. Chaque couche de grès passe souvent insensiblement à ce qui est supposé être son schiste.

$\pm 10,3\%$ de ces 577,92 m ne peuvent être décrits: dans 3,4% des cas, on ne peut établir de subdivisions, les données étant trop vagues; 2% ne contiennent pas de textures déterminables; la végétation empêche l'observation de 4,6% et la construction de la route est enfin responsable d'une lacune de 1,5%.

Des 728 bancs de schistes et de grès passant à des schistes, il y a 473 (65%) couches de grès présentant à l'œil nu une ou plusieurs textures. Il y a parfois des laminations sur une épaisseur de 0,5 à 2 cm. Ces laminations peuvent toutefois, sur le terrain, être reconnues comme des bancs individuels.

Répartition de l'épaisseur des couches (fig. 3): dans la figure de gauche, on a groupé les épaisseurs des différentes couches distinguées dans le profil déjà mentionné. La figure de droite montre seulement les bancs présentant des textures. Les textures manquent dans la plupart des couches minces.

Les textures observées ayant été décrites, on donnera le pourcentage des bancs de grès dans lesquels elles se trouvent.

22% des couches contiennent du gravier ($> 2,0$ mm).

On observe le phénomène de dégradation dans 60% des bancs de grès. Une dégradation répétée est remarquée dans 5% des bancs. La dégradation est dite répétée lorsqu'à une couche dégradée succède une autre couche dégradée. Dans 6% des bancs de grès, la partie supérieure très fine, manque; ceci peut résulter d'une érosion par le courant de turbidité suivant, ou de l'absence de fractions fines dans le courant.

Dans 6% des cas, des textures à slumping apparaissent dans une partie d'une couche, dans tout un banc ou même, dans quelques bancs. Mais dans la plupart des cas il n'est pas possible de dire si ce slumping s'est formé pendant ou immédiatement après le dépôt ou s'il résulte de l'influence du paquet situé au-dessus. Quelques faits témoignent cependant en faveur de cette dernière hypothèse: les grands blocs, arrondis le plus souvent, étaient déjà consolidés pendant le glissement.

Les contacts ondulés, plus ou moins nets, d'un banc (13%) et les bancs présentant des phénomènes de lamination (35%), qui peuvent résulter des irrégularités d'un courant de turbidité.

Les hiéroglyphes («sole-markings») sont peu abondants dans les couches: moulages de surcharge («load-casts» 30%), striations («groove-casts» 10%) et moulages d'échancrures («flute-casts» 8%). On remarque aussi des chenaux de cou-

rants (5%): leur taille varie entre 40 et 400 cm en section transversale et leur profondeur entre 10 et 28 cm (voir les figures 5-8).

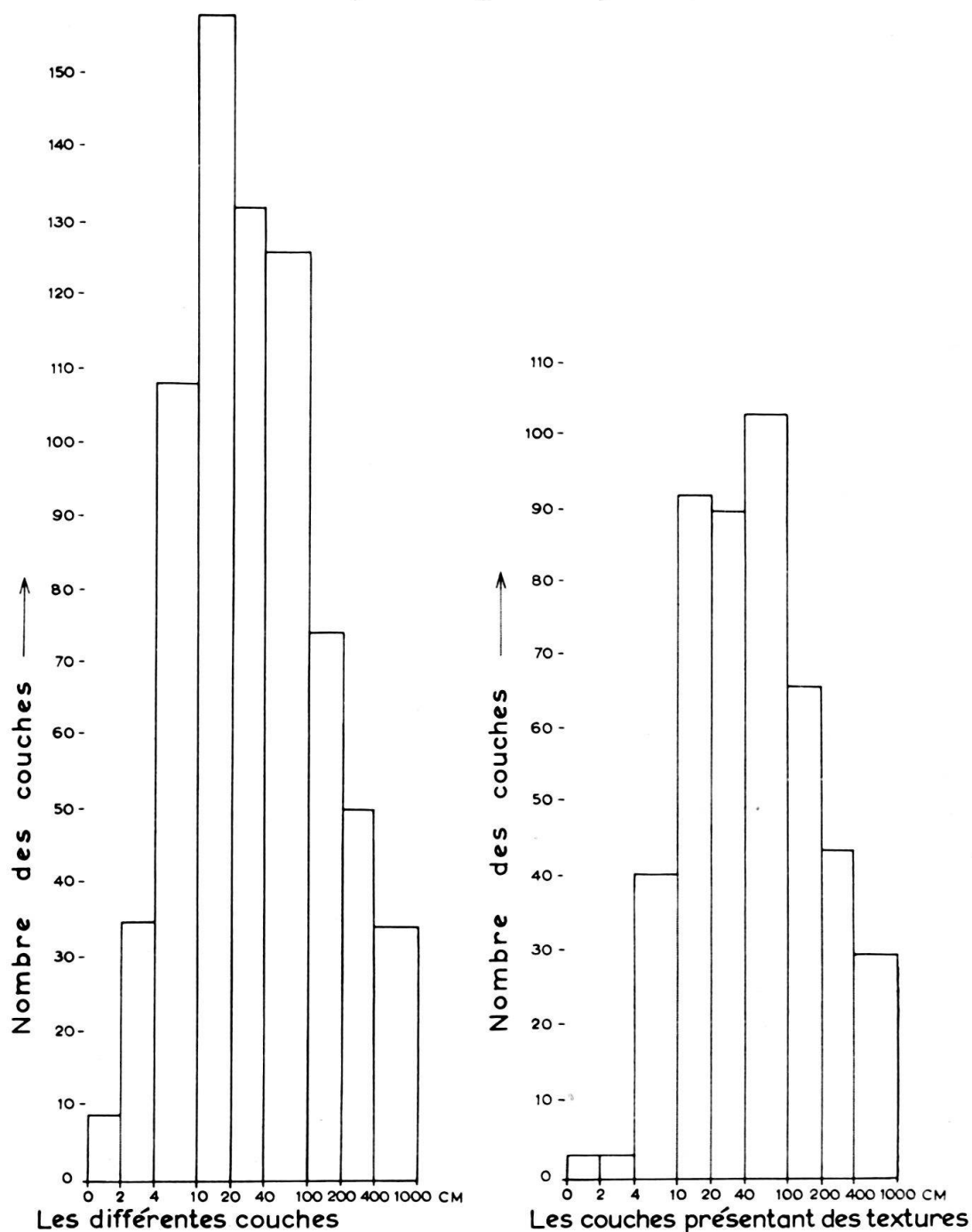


Fig. 3. Répartition de l'épaisseur des couches de grès de Peïra - Cava entre le Col de l'Orme et la Cabanette.

A la partie supérieure des bancs, dans le matériel le plus fin, on trouve des rides de courant (80%), forset-bedding (80%), et des convolutions («convolute lamination» 17%). Les textures de quelques bancs (4%) ressemblent de près aux «pseudo-nodules» de MACAR et AUTUN. Il existe aussi parfois des nuages denses de blocs de schistes (10%) et de blocs de marnes (3%). Des traces de vers et de limaces, probablement, apparaissent sur la face inférieure et dans les bancs de grès

(16%). 2 % des couches enfin, présentent des plantes souvent orientées et des débris carbonisés.

La figure 4 montre les directions des courants dans les diagrammes. Dans le profil précédent, tous les «groove-casts» et 90% des «flute-casts» étaient mesu-

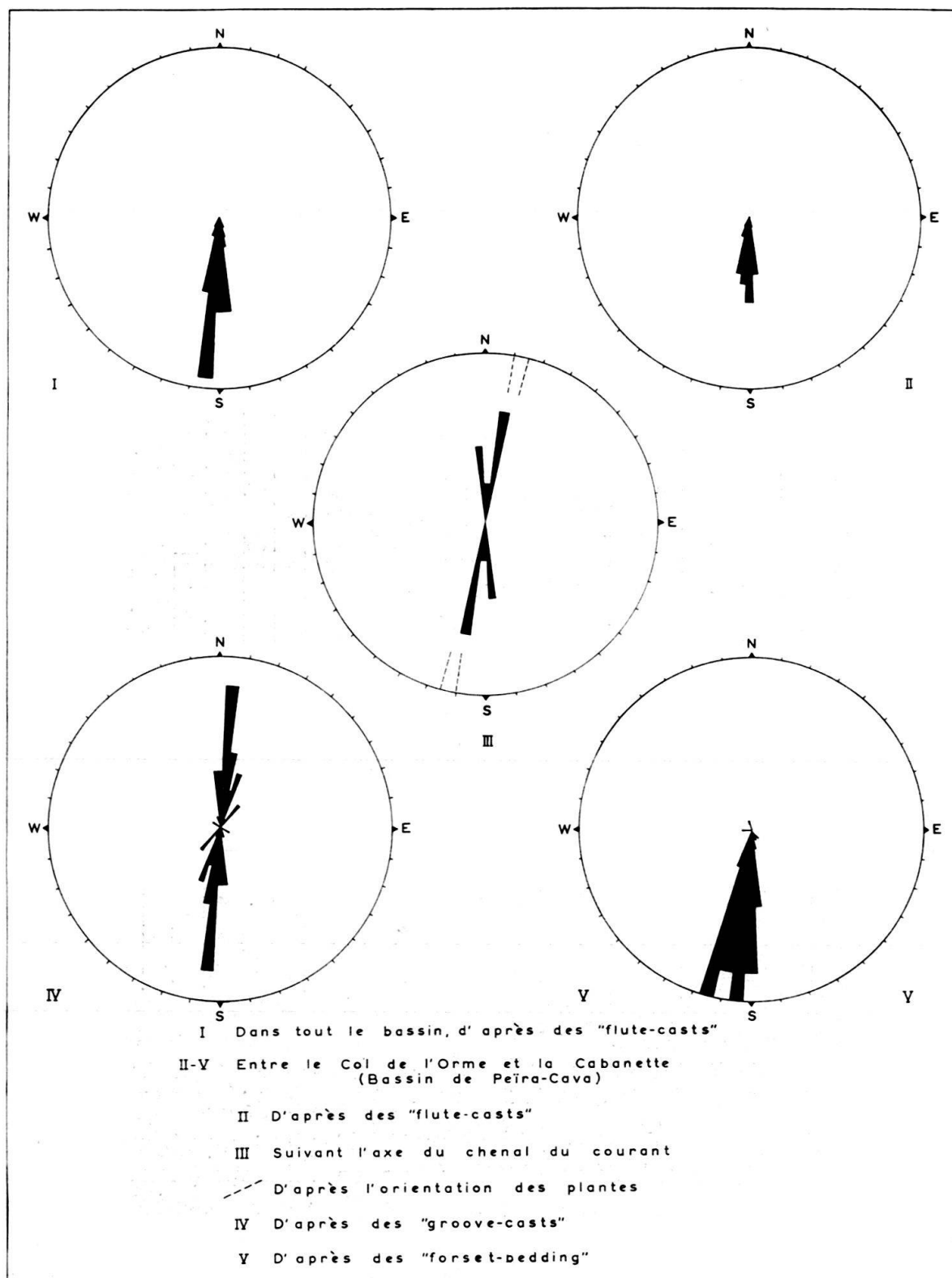


Fig. 4. Direction du courant dans les Grès de Peira - Cava.

rables. On pouvait estimer la direction de l'axe de 30% des chenaux des courants; 25% des restes des plantes étaient orientés et 35% du «forset-bedding» permettaient de fixer la provenance des courants de turbidité.

Dans le dépôt de grès de Peïra-Cava, le pourcentage des caractères des courants de turbidité tels qu'ils ont été définis par KUENEN (1957), est faible: «graded-bedding» 60%; «flute-casts» 8%; «groove-casts» 10%.

La fréquence de ces derniers et de tous les autres caractères dans les dépôts des courants de turbidité des autres régions n'a pas encore été estimée. Elle ne l'a d'ailleurs pas plus été dans les dépôts qui ne résultent pas de courants de turbidité.

La détermination de la fréquence des caractères des dépôts dans les différents milieux sédimentaires devient nécessaire; elle est appelée à prendre dans l'avenir une place importante dans l'étude des faciès.



Fig. 5. «Flute-casts» et «flute-casts» superposés, sur la face inférieure d'une couche. Direction du courant: gauche → droite. Marteau 40 cm.

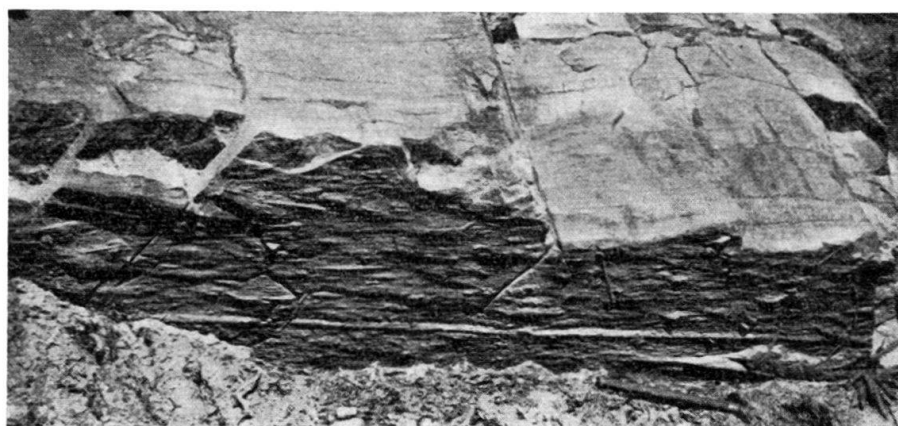


Fig. 6. «Groove-casts», petites striations et petits «flute-casts» sur la face inférieure d'un banc dégradé.

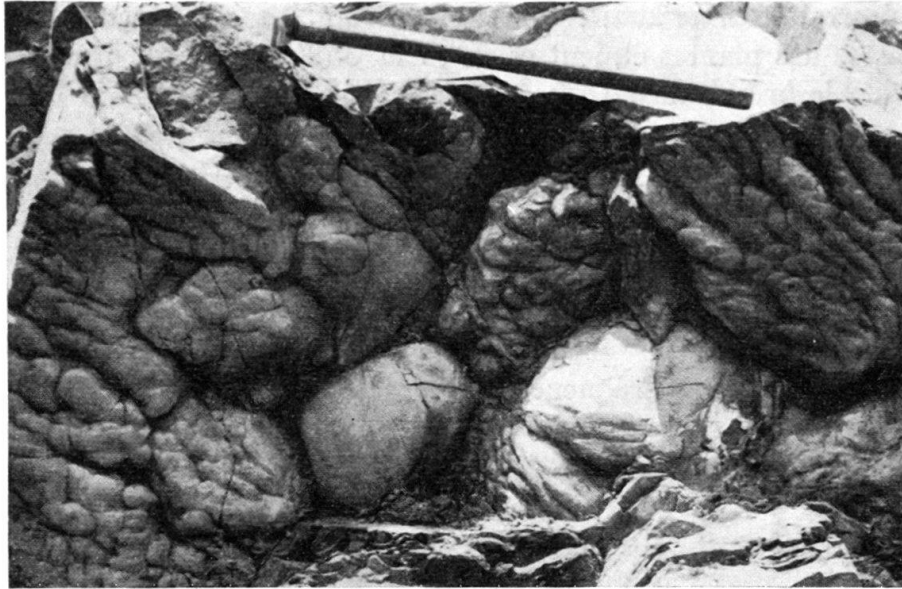


Fig. 7. «Flute-casts» superposés sur des grands «load-casts», sur une face inférieure.
Entre les «load-casts» apparaissent des restes de schistes du banc sous-jacent.

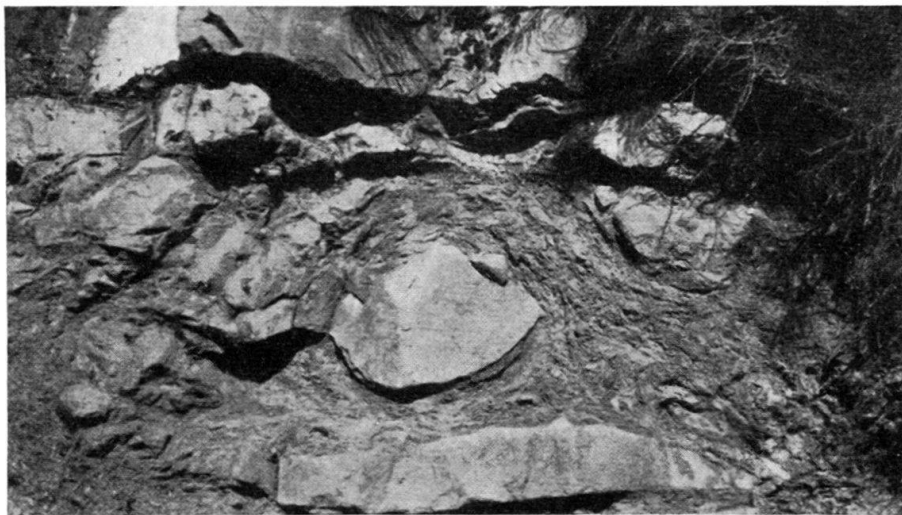


Fig. 8. Slumping. Epaisseur 130 cm. Blocs arrondis de gravier et sable grossier au sein d'une masse de schiste et de sable fin.

Bibliographie

- TEN HAAF, E. (1956): *Significance of Convolute Lamination*. – Geol. en Mijnbouw. 18e jrg., pp. 188–194.
- FAURE-MURET, A. (1955): *Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. – Mém. Expl. Carte Géol. France.
- KUENEN, PH. H. (1953): *Significant features of graded bedding*. – Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol. 37, nr. 5, pp. 1044–1066.
- (1957): *Sole markings of graded Grauwacke beds*. – Journ. Geol., vol. 65, nr. 3, pp. 231–258.
- 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, 6^e s. t. VII, 11–26.
- MACAR, P., et AUTUN, P. (1950). *Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Oesling*. – Ann. Soc. Géol. Belgique, t. LXXIII, pp. B. 121–150.

54. – ROBERTO COLACICCHI (Catania): **Dicchi sedimentari del Flysch oligomiocenico della Sicilia Nord-orientale.** Con 8 figure nel testo.

SUMMARY

Some sandstone dykes occurring in the Oligo-miocenic Flysch of the Nebrodi Mountains are here examined. They appear to be constituted of sandstone subvertical beds, strongly cemented by siliceous material, which cut by various angles the thin bedded series. The characteristics of their position, in relation to the surrounding beds, are described in detail, and it is pointed out that they are related to the micro-tectonics of the region. After a criticism of other suggestions, the Author interprets the formation of these dykes as due to the ascending into some splits of the sandy material saturated with water, because of the pressure exerted by the above-laying beds.

Argomento di questa nota è lo studio di alcune particolarità stratigrafiche e sedimentologiche rinvenute durante la campagna di rilevamento effettuata dall'Istituto di Geologia dell'Università di Catania nei Monti Nebrodi.

Nella formazione flyschioide della Sicilia-orientale, vicino all'abitato di Geraci Siculo, si nota la presenza di alcuni banchi di materiale arenaceo che, con andamento subverticale, tagliano la stratificazione della serie che in quel punto è quasi orizzontale. Dalla letteratura già esistente abbiamo tratto il nome di «dicchi» o «filoni sedimentari» che è stato usato in questo lavoro.

Nella zona in esame le acque superficiali hanno operato una fortissima erosione, tanto da privare in alcuni punti il terreno della sua cotica erbosa e formare delle vallecicole ad aspetto grossolanamente calancoide (le argille sono leggermente siltose e piuttosto cementate, quindi non si arriva ad una vera e propria morfologia a calanchi). In queste vallecicole sono visibili i suddetti dicchi sedimentari che risaltano in tutti i loro particolari proprio in virtù dell'erosione violenta della superficie del suolo.

Descrizione della serie

La formazione Oligo-miocenica di cui si parla, detta «Formazione di Geraci Siculo» perché proprio in questa zona ha i suoi maggiori affioramenti e mostra le sue caratteristiche peculiari più evidenti, è costituita fondamentalmente da strati di argille siltose o sabbiose alternate a banchi arenacei; le argille, che in profondità sono brune, alla superficie, per alterazione, assumono un color giallo tabacco, e le arenarie sono costituite da strati di sabbie, cementate dalla stessa argilla bruna, o da orizzonti di arenaria quarzosa, a cemento per la maggior parte siliceo, in grossi banchi; questa è bianco-grigiastra sulla superficie fresca ma si altera con gran facilità prendendo un colore giallastro simile a quello delle argille.

Non è questo il luogo per dilungarsi su una descrizione litologica, dato che proprio a questo scopo tende la comunicazione presentata dal mio Direttore prof. B. ACCORDI in questo stesso congresso: e quindi si passerà direttamente all'esame dei filoni.

Caratteri generali

Come si è già accennato, l'aspetto di questi dicchi clastici è quello di banchi arenacei più o meno spessi che, in posizione subverticale, tagliano gli strati orizzontali, generalmente senza modificarli.

Le dimensioni di questi filoni sono molto variabili: da una lunghezza di qualche metro con spessore di pochi centimetri si passa a filoni che si seguono per una decina di metri in verticale e più di 50 metri in orizzontale, con spessori di alcuni decimetri.

Come ordine di grandezza, in generale si osserva un rapporto medio abbastanza costante fra la lunghezza del dicco ed il suo spessore: circa 1/100; ma le deviazioni da questa norma sono molto frequenti.

Per procedere più organicamente divideremo questi filoni in tre gruppi aventi caratteristiche comuni di affioramento.

I gruppo: si tratta di 4 dicchi di dimensioni piuttosto piccole, ad andamento rettilineo che affiorano su pareti ripide e quindi permettono facilmente di seguire il loro andamento dal basso verso l'alto. Sono i più interessanti perché mostrano relazioni con gli strati circostanti che non appaiono in altri gruppi.

II gruppo: sono tre filoni di notevoli dimensioni: l'intersezione del loro piano con la superficie del terreno, che ne determina l'affioramento, avviene secondo una linea quasi orizzontale e quindi non è possibile osservare il loro andamento in profondità, in compenso però possiamo renderci conto della costanza della loro direzione per tutta la lunghezza affiorante.

III gruppo: composto da due dicchi vicini che affiorano su un pendio notevolmente ripido ed hanno il loro piano normale alla superficie del terreno; si possono osservare quindi in tutto il loro sviluppo verticale.

Si differenziano dai primi per le loro dimensioni, che raggiungono i 15-20 metri in lunghezza, e dai secondi per essere esposti secondo la direzione verticale.

Descrizione dei filoni

Primo gruppo (Figure 1-2)

Il dicco N. 1 è obliquo rispetto alla stratificazione; ha direzione N 55° W con immersione 45° a SE. Taglia un complesso di strati argillosi che contiene una serie di straterelli arenacei sottili e fitti che formano un orizzonte di circa 25 cm di spessore. Il dicco taglia le argille e gli strati arenacei; ma questi non risentono minimamente della sua presenza: ci battono contro conservando la loro direzione e poi riprendono dall'altra parte perfettamente regolari. Il dicco ha spessore di 10-12 cm piuttosto costante; verso SE scompare entro la parte superiore del terreno coperta da suolo vegetale e a NW si assottiglia ad un tratto, fin quasi a scomparire, per riprendere circa un metro più avanti e terminare con un grosso gnocco tondeggiante un poco più spesso (circa 25 cm di diametro); questo ha una struttura tale da far pensare che sia avvolto su se stesso e impastato, ed infatti ha inglobato entro di sé un blocco di argilla bruna uguale a quella incassante.

In complesso questo è uno dei meno interessanti in quanto non mostra caratteristiche indicative per la modalità della sua formazione. L'unico particolare degno di nota è dato dall'ammasso tondeggiante che porta inglobato il lembetto di argilla e che fa pensare che durante la formazione ci siano stati dei movimenti del materiale arenaceo rispetto all'argilla.

Il dicco N. 2 (fig. 1) è molto piccolo ma estremamente interessante per le evidenti relazioni che mostra con la presenza di una diaclasi. Esso ha una lunghezza

visibile di m 2 circa; nella parte superiore si vede la terminazione, mentre in basso viene coperto da materiale detritico; date però le sue caratteristiche si pensa che non debba continuare molto al di sotto. Il suo piano verticale ha una direzione N. 50° W.

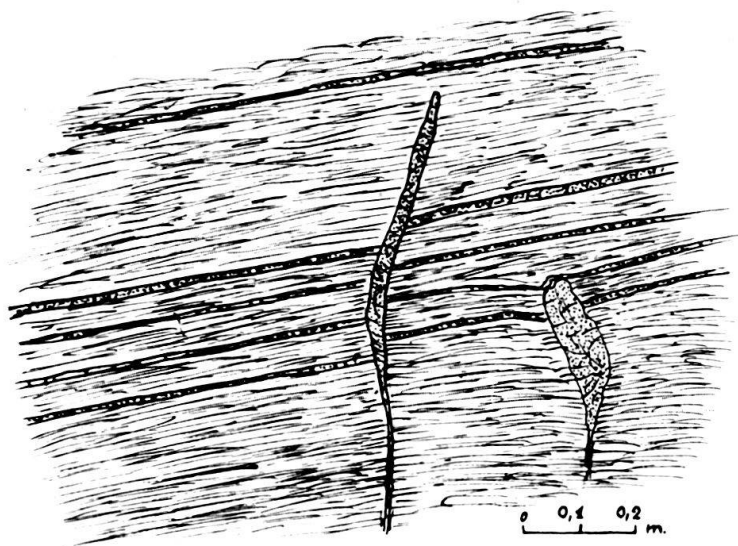


Fig. 1. Dicco N. 2: è visibile la microfaglia con spostamento di circa 10 cm. su cui si è impostato il dicco e la flessura relativa all'ammasso di arenaria più a destra. Ridisegnato da una fotografia

Questo dicco affiora su un breve pendio costituito da argille scagliettate tipiche della formazione in esame, in cui si notano quattro piccoli strati con una componente clastica a grana leggermente più grossa. I quattro strati sono quasi perpendicolari al dicco.

La parte inferiore del filone è molto sottile e si riduce più che altro a delle scagliette di argilla molto alterate ed ossidate, indice della presenza di una notevole percolazione da parte delle acque meteoriche. Nella parte superiore (che è molto fratturata), in corrispondenza dei quattro strati arenacei, si presenta un poco più spesso arrivando fino a quattro centimetri di spessore. Verso l'alto continua per circa 40 cm al di sopra dell'ultimo strato arenaceo e poi si esaurisce bruscamente senza lasciare traccia. Da notare il fatto che poco più in alto esiste un altro straterello arenaceo perfettamente regolare.

La particolarità interessante di questo filoncello è che esso è chiaramente impostato su una microfaglia: una litoclasti con uno spostamento delle parti non superiore a 10 cm. Come si vede dalla figura 1, lo spostamento è segnato dalla dislocazione dei 4 strati arenacei. Nella parte inferiore, ove mancano questi punti di riferimento, la diaclasi è assolutamente invisibile.

Nella figura 1 è rappresentato anche un ammasso di arenaria, allungato nel senso normale agli strati, posto circa a 70 cm a destra del dicco in questione. È di forma ellissoidale con una apofisi di pochi cm verso il basso; sembra che non abbia nessuna relazione con il filone di sinistra, ma è impostato anch'esso su una flessura degli strati.

Altro particolare comune ai due filoni è il fatto che gli strati regolari non risentono minimamente della loro presenza e al contatto non esiste nessuno stiramento o piegamento.

È evidente quindi che la formazione del filone è avvenuta in modo tale da non spostare le estremità degli strati, cioè si deve ammettere la presenza di una cavità preesistente o che si veniva formando contemporaneamente alla formazione del filone.

I due dicchi 3 e 3 bis (fig. 2) sono simili, come struttura, al filone 2: hanno andamento subverticale con direzione N. 35° W e sono «intrusi» entro l'argilla siltosa del Flysch. Affiorano su una parete verticale, sono visibili per circa 2 m e scompaiono in alto nella parte alterata ed umificata vicino alla superficie del terreno. In basso si innestano ambedue in uno strato di argilla arenacea in corrispondenza di due diaclasi. Da notare il fatto che tutto lo strato arenaceo è molto fratturato, ma i due dicchi sono connessi a due diaclasi più profonde che attraversano completamente lo strato pur senza alcuno spostamento verticale.

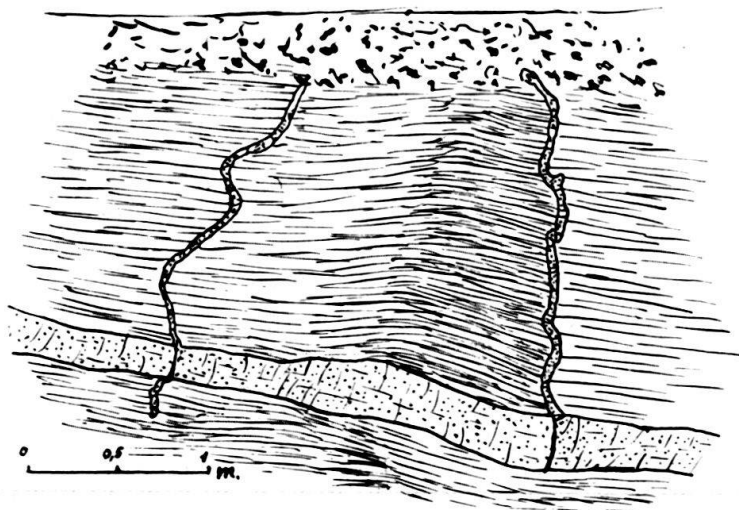


Fig. 2. Dicchi N. 3 e 3bis: in basso il banco arenaceo a cui sono connessi e le due grosse diaclasi al contatto. Ridisegnato da una fotografia

Nella parte argillosa non si riesce a vedere la continuazione di questa diaclasi, ma è un fenomeno comune che questo tipo di argilla mascheri le fratture con la sua fitta scagliettatura.

Mentre il dicco 3 procede dallo strato arenaceo direttamente verso l'alto, il 3 bis ha una piccola appendice di pochi centimetri verso il basso, che parte dalla superficie inferiore dello strato, sempre in corrispondenza della frattura; questa appendice termina bruscamente senza lasciare traccia.

È interessante notare che lo strato arenaceo non è affatto interessato dal filone e anche nel 3 bis le due parti, superiore ed inferiore sono nettamente separate lungo tutto lo spessore dello strato arenaceo.

Le dimensioni sono piuttosto piccole, in complesso il dicco 3 misura non più di 6-7 cm di spessore (che si mantiene abbastanza costante) e il 3 bis circa 4 cm.

Litologicamente vi sono tra i due elementi differenze comuni a tutti gli altri: il dicco si presenta a grana un poco più grossa e più fortemente cementato mentre nello strato è presente una maggiore quantità di materiale pelitico.

II Gruppo (Figura 8)

Nel II gruppo abbiamo considerato quei filoni che per la particolarità dell'affioramento sono visibili soltanto secondo il loro sviluppo orizzontale.

Sono 3 dicchi con andamento parallelo e direzione N 45°–50° W; uno di essi è di notevole spessore, circa 50 cm, gli altri due sono sui 20–25 cm.

Sono continui per lungo tratto (oltre 50 m) e scompaiono sotto il mantello erboso, è probabile quindi che continuino ancora.

Il più grande ha uno spessore costante che supera i 50 cm e posizione verticale; si eleva sul materiale argilloso come un muretto, tavola anche per 50–60 cm. È molto fratturato; presenta serie di fratture normali al suo piano come tutti gli altri filoni e inoltre nella parte più interna anche una serie di piani di fratturazione paralleli che, intersecandosi con quelli normali, producono una macinazione oltre-modo intensa.

La presenza di questi piani di fratturazione paralleli sembra dovuta unicamente allo spessore del dicco, infatti anche in altri, quando lo spessore supera un certo limite, cominciano a comparire queste fratture parallele.

Gli altri due indicati col numero 4, sono più sottili e presentano delle deviazioni circa a 90° e della lunghezza di un metro, dopo le quali riprendono la loro direzione costante (fig. 8). Osservando accuratamente queste flessure si vede che l'angolo è molto netto, ma il dicco non presenta stiramenti o laminazioni e nemmeno si accentua la fratturazione; per cui bisogna pensare che l'angolo si sia formato con la messa in posto del dicco, o quando questo aveva una consistenza ancora molto plastica.

Litologicamente i 3 filoni presentano le solite caratteristiche: grana più grossa; maggiore cementazione, e assenza di materiale pelitico.

III Gruppo (Figure 3–4–5–6–7)

Il terzo gruppo è dato da due filoni piuttosto vicini, affioranti su uno stesso pendio di erosione e distanti fra loro una trentina di metri.

Sono di dimensioni notevoli: 15–25 m (fig. 3–4); il loro piano ha in complesso un andamento subverticale ma con ampie oscillazioni laterali ora a destra ora a sinistra ed ha una direzione costante N 45°–50° W.

Il primo, quello contrassegnato con il numero 5 (fig. 3) ha una lunghezza di 20–25 metri con spessori variabili da 15 a 30 cm. In basso è in connessione con uno strato arenaceo leggermente gradato e intensamente fratturato (Fig. 3 – tratto 1).

Al punto 2 (fig. 5) esistono due diaclasi più notevoli con spostamento, e vicino a quella più a destra si stacca la base del dicco con uno spessore di 15 cm. Da questo punto il dicco procede verso l'alto incurvandosi leggermente e ad un tratto si ingrossa (punto 3) e si frattura presentando due leggere dislocazioni.

Circa un metro più in alto interferisce con lo strato 4 che è notevolmente più spesso, ben gradato ed interessato da una diaclasi con spostamento (una vera e propria faglia inversa in miniatura). Lo strato batte contro il dicco senza presentare fenomeni di curvamento o di interazione, ma dall'altra parte scompare: in corrispondenza di questo, a destra del filone si riscontra un orizzonte di intensa fratturazione delle argille ma il materiale arenaceo è completamente scomparso.

Sopra a questo orizzonte il filone procede formando una curva a gomito al 5 dove si ispessisce, indi attraversa due sottili strati arenacei *a* e *b* e termina al 6.

Più in alto a circa 3 m di distanza si può osservare un altro filone con direzione spessore e caratteristiche litologiche uguali al primo, per cui si ritiene che debba rappresentare il seguito del primo nonostante la lacuna che li separa.

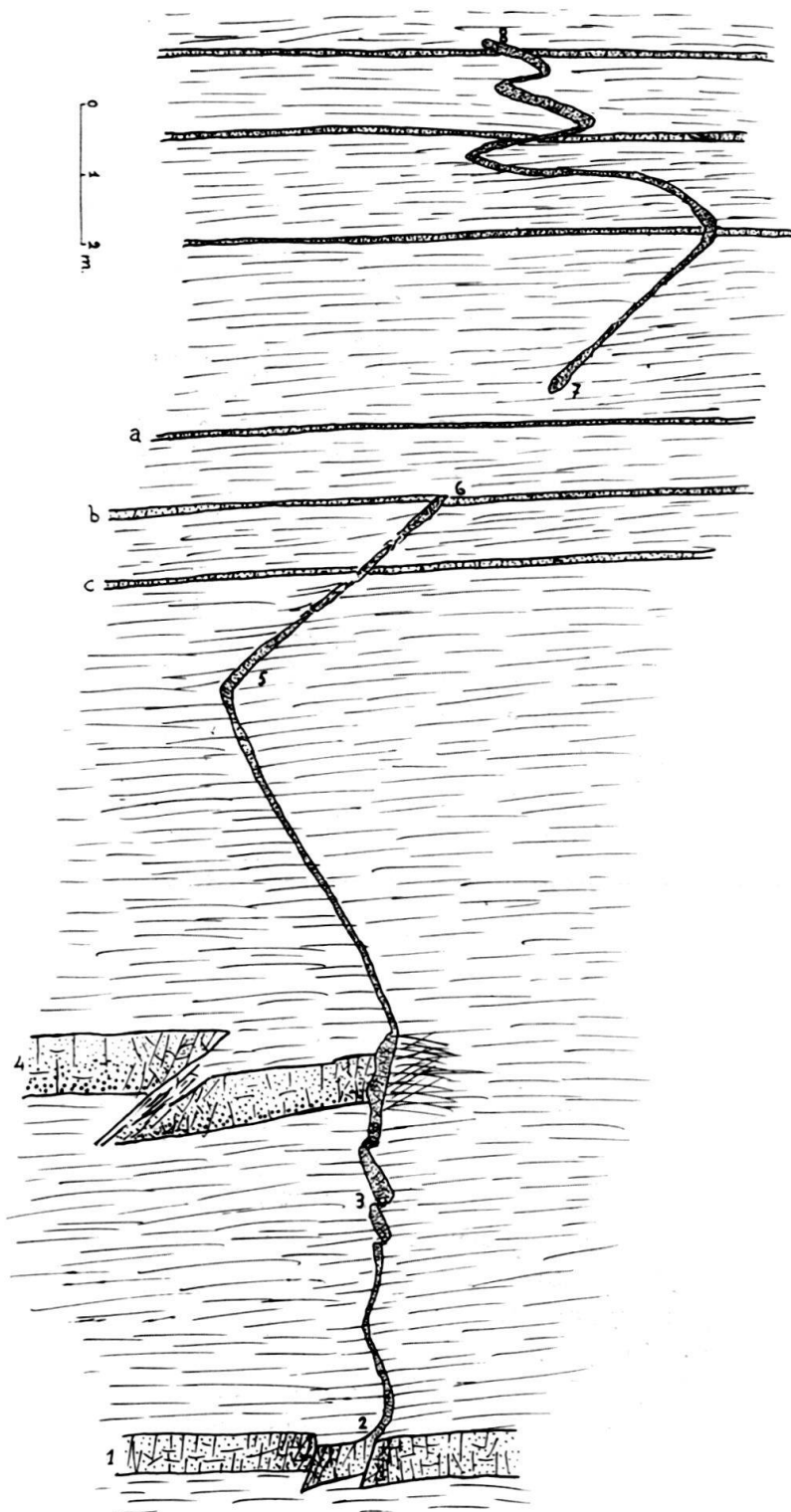


Fig. 3. Dicco N. 5 (V. spiegazioni nel testo)

Questa parte superiore è obliqua a destra, attraversa uno strato arenaceo facendo un gomito, piega a sinistra, indi fa una serie di quattro gomiti prendendo un andamento serpeggiante e attraversando quattro strati arenacei, per terminare in 8 poco dopo l'attraversamento dell'ultimo questi strati.

Lo spessore del dicco è massimo nella dislocazione 3 e nell'attraversamento dello strato 4 mentre si hanno delle riduzioni in corrispondenza del tratto 5-6.

Il dicco 6 è simile al 5, solo presenta ondulazioni più marcate e maggiori fenomeni di ripiegamento (fig. 4).

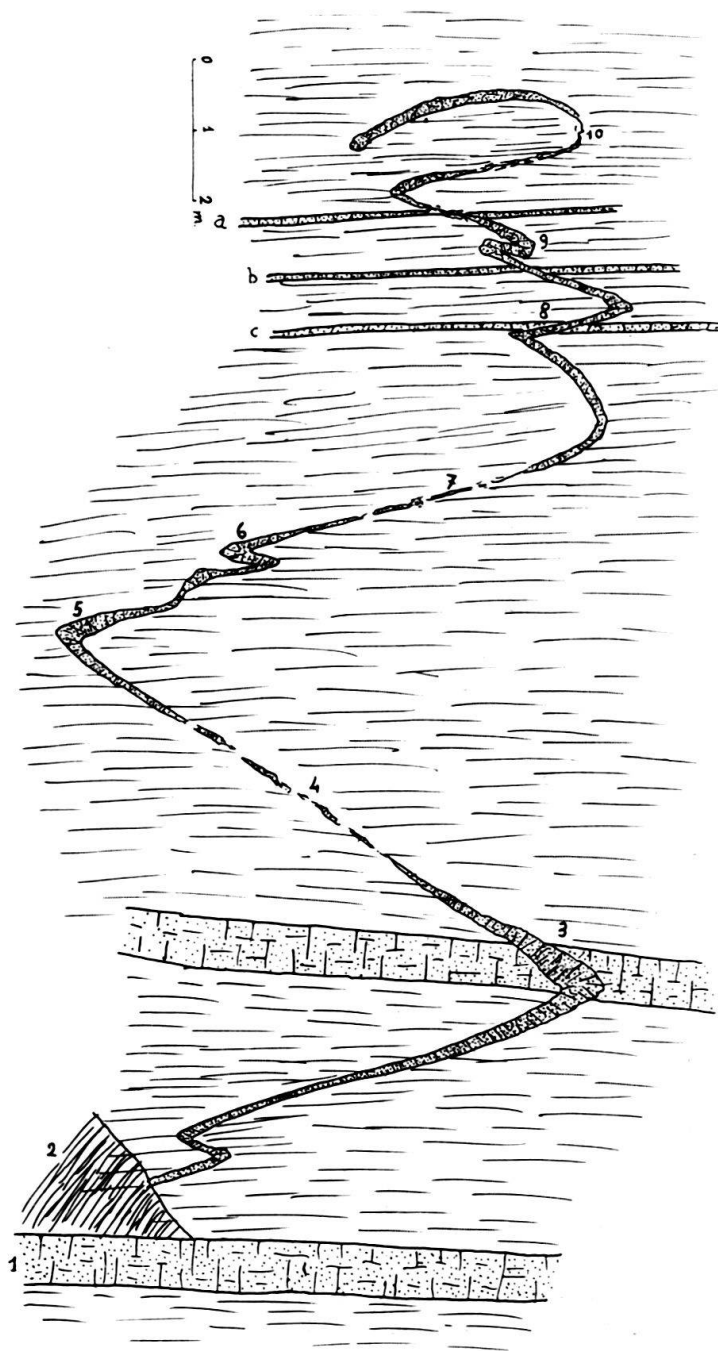


Fig. 4. Dicco N. 6 (V. spiegazioni nel testo)

La sua base non si vede perché è coperta da detriti: subito sotto il punto ove affiora esiste un banco arenaceo abbastanza spesso (tratto 1) ma non è dato di vedere le relazioni fra questi due perché, come si vede dalla figura, la parte inferiore del dicco è coperta da un ammasso di materiale detritico che non è stato possibile rimuovere (tratto 2).

Il dicco inizia piuttosto obliquo a destra (circa 30°) e ha subito un serpeggiamento ad S in cui si ispessisce e si frattura; continua obliquando a destra fino a raggiungere lo strato arenaceo 3 che attraversa facendo un gomito e presentando un ispessimento che arriva a circa 50 cm proprio nel mezzo dello strato.

Al contatto fra dicco e strato esiste una netta superficie di separazione che limita i due tipi litologici, regolare e continua per tutto l'attraversamento. Sopra questo punto il dicco si assottiglia e diventa frammentario (tratto 4) finché al gomito 5 si ingrossa di nuovo e volta destra proseguendo con delle ondulazioni: una S molto stretta al 6 e una riduzione al 7. Dopo una larga curva taglia gli strati *a b c* formando numerosi serpeggiamenti, e generalmente si ispessisce in corrispondenza delle curve mentre si assottiglia e diventa frammentario nei tratti rettilinei. Termina con un arco piuttosto spesso che si ripiega leggermente verso il basso.



Fig. 5. Dicco N. 5; connessione del filone con lo strato arenaceo: è visibile l'intensa fratturazione dello strato e l'attraversamento degli strati argillosi da parte del dicco

Le caratteristiche dei due filoni sono molto simili: ambedue sono di arenaria molto dura, sono sempre molto fratturati, presentano ispessimenti e laminazioni e, salvo piccoli particolari, hanno lo stesso comportamento rispetto agli strati circostanti. A proposito di questi bisogna osservare che gli strati *a b c* della figura 3 sono gli stessi della figura 4; la loro continuità è nettamente osservabile sul terreno, e anche il fatto che non sono minimamente dislocati in relazione al passaggio dei filoni.

Gli strati N. 1 delle due figure sono nettamente collegabili nonostante che vi sia un orizzonte di copertura che maschera un pò i rapporti.

Gli strati 4 della figura 3 e 3 della figura 4 non sono invece collegabili: il primo è nettamente gradato, scuro, contiene una grande quantità di prodotti glauconitici e celadonitici, e alla base ha una brecciola ad elementi calcarei con ciottoli di

dimensioni fino a 1 cm; l'altro invece è più chiaro, meno fortemente gradato, non ha traccia di elementi verdi nè di breccia calcarea.

Fenomeno comune e caratteristico è quello dell'andamento serpentiforme dei filoni nella parte alta, che è abbastanza accentuato nel dicco 5 ed è spinto al parossismo nell'altro. Vedremo in seguito come queste caratteristiche siano da mettere in relazione non con la forma originaria del filone, che doveva essere pressoché rettilinea ma, con movimenti intervenuti successivamente durante la fase orogenica.



Fig. 6. Dicco N. 6 parte superiore; sono visibili i gomiti 8 e 9 e gli strati a, b, c orizzontali e indisturbati

Osservazioni a carattere petrografico

Ad un esame petrografico macroscopico, il materiale dei filoni si differenzia abbastanza fortemente dal materiale degli strati circostanti.

In genere questi dicchi sono costituiti da una arenaria molto compatta, una vera e propria quarzite in cui il cemento siliceo ha unito i granuli di quarzo e indurito tutta la massa a tal punto che è quasi diventata omogenea. In molti campioni si riscontra un abbozzo di frattura concoide pur con dei granuli ben visibili ad occhio nudo e di grandezza diversa. L'omogeneità presupposta dalla frattura concoide è data appunto dalla fortissima cementazione che praticamente non lascia soluzioni di continuità fra granulo e granulo.

In sezione sottile questi dicchi presentano caratteristiche assai interessanti: innanzitutto essi sono costituiti quasi esclusivamente di quarzo; quà e là, molto raramente, si vedono delle plaghe di cemento calcareo ma sono quanto mai scarse (meno di 1/100 della superficie della sezione). I granuli sono poco assortiti, in talune sezioni l'assortimento è di 1 a 20, in altre arriva a 1 a 100 e oltre.

Una caratteristica generale dei granuli di quarzo è quella di avere un orlo chiaro che presenta una polarizzazione d'aggregato: non è possibile interpretarlo come un orlo di accrescimento secondario, poichè in qualche punto ove questo esiste, presenta una netta estinzione generalmente isoorientata con il granulo ed ha uno spessore più costante. Dobbiamo quindi riferire queste zone biancastre a fenomeni di abrasione e scheggiatura.

Osservando a forte ingrandimento specialmente la zona intermedia tra due granuli abbastanza grandi, si vedono dei minutissimi frammentini di quarzo irregolari, angolosi, immersi nella pasta biancastra, che, come si è detto, ha una polarizzazione d'aggregato.

L'interpretazione di queste zone è abbastanza facile: esse rappresentano una micromilonite dovuta a movimenti minutissimi avvenuti tra granulo e granulo.

Molti dei granuli più grossi inoltre, si presentano internamente fratturati, con estinzioni ondulose evidentissime: i vari pezzi però che presentano anche loro l'orlo biancastro di scheggiatura, sono rimasti al loro posto, e il granulo conserva ancora il suo originario contorno esterno. Dobbiamo ammettere quindi che la fratturazione sia avvenuta quando la roccia era già consolidata, quindi non durante la formazione del dicco, ma, come vedremo in seguito, quando per movimenti differenziali delle argille questo è stato spostato, piegato e stirato.

Nella massa sono presenti ancora dei granuli perfettamente arrotondati, senza traccia di scheggiatura, che quasi sempre presentano un'estinzione netta e, in conoscopia, mostrano le croce nera per niente deformata. Sono generalmente i granuli più grossi, e la presenza di questi ci dà la misura degli sforzi subiti dal filone; cioè ci fa concludere che gli sforzi sono stati tali da fratturare i granuli più piccoli o quelli che già avevano subito un'azione di stress, ma non tanto forti da fratturare i granuli più grossi e integri nella loro compagine cristallina.



Fig. 7. Dicco N. 6; in prospettiva la zona corrispondente ai numeri 5, 6, 7 (vedi Testo e fig. 4 nel Testo)

Ipotesi sul meccanismo di formazione dei dicchi sedimentari

Terminata l'esposizione dei dati, passo ora alla discussione delle varie ipotesi che si presentano per spiegare la formazione di questi filoni clastici.

Prima di iniziare questa parte è bene far notare come l'analisi del fenomeno si presenti piuttosto difficile, in quanto, data la condizione di forte alterazione del materiale argilloso circostante, e la sua divisione in minutissime scagliette, è impossibile poter osservare quei fenomeni di slumping, di convolute lamination e graded bedding, che secondo alcuni Autori interferiscono direttamente nella formazione dei dicchi clastici.

Dalla letteratura esistente su questo argomento due sono le modalità che possono portare alla formazione di questi filoni clastici:

1) Riempimento dall'alto di fratture, apertesi nei sedimenti (deposti da poco e ancora non ben consolidati), con materiali clastici provenienti dalla sedimentazione.

2) Spremitura dal basso (eventualmente entro una frattura preformata), di materiali plastici, o comunque dotati di una certa fluidità.

Gli Autori che hanno trattato fenomeni connessi con la prima ipotesi, ci informano che i filoni sorti come riempimento dall'alto di fratture, sono generalmente di non grandi dimensioni e sono connessi (a meno che non vi siano state superfici di erosione) con lo strato superiore da cui hanno avuto origine.

Nel nostro caso queste condizioni non si verificano e ve ne sono altre che rendono ancora meno probabile la genesi secondo la prima ipotesi: il dicco 2 (fig. 1), termina entro un banco d'argilla che verso l'alto continua indisturbato; manca qualsiasi relazione con strati arenacei.

I dicchi del III gruppo (fig. 3-4), mancano anch'essi all'estremità superiore di qualsiasi connessione con strati arenacei; possiamo quindi escludere l'ipotesi di una corrente di torbida che abbia trasportato una quantità di materiale tale da riempire completamente la frattura senza lasciare traccia al di sopra.

Ma vi sono due argomenti più validi: se si trattasse di un riempimento dall'alto, la fessura avrebbe dovuto formarsi sul fondo marino, dato che sopra questi filoni, esistono strati indisturbati, e cioè in mezzo a sedimenti ancora incoerenti: in questo caso il materiale arenaceo in arrivo avrebbe smosso nuvole di fango che sarebbe precipitato anch'esso dentro la frattura. Inoltre, il materiale arenaceo, discendendo, avrebbe «eroso» le pareti della frattura e quindi il riempimento sarebbe stato costituito da granuli di quarzo misti a materiale pelitico penetrato nel modo suddetto. Ora noi possiamo vedere, in sezione sottile, che entro i filoni manca qualsiasi traccia di elemento pelitico; la roccia è costituita esclusivamente da granuli di quarzo, grandi o piccoli, interi o fratturati, ma solo quarzo e cemento siliceo. Non solo: se il riempimento fosse avvenuto dall'alto, data la lunghezza del percorso (circa 25 m e forse più), ci dovrebbe essere stata una notevole selezione granulometrica, che avrebbe dovuto anche indicare se la fessura era stata riempita in una sola volta o in più buttate successive.

Nel nostro caso manca anche questa caratteristica; non esiste una gradazione dal basso verso l'alto, anzi tutti i campioni presentano una scarsissimo assortimento e contengono granuli le cui dimensioni hanno variazioni con rapporti da 1 a 100.

L'altra considerazione è di carattere più generale, ed è basata sul fatto che tutti questi filoni hanno il loro piano isoorientato e parallelo alla direzione degli

assi tettonici della zona, sono cioè legati (le particolarità di questo verranno discusse in seguito), alla tettonica regionale.

Per avere un riempimento dall'alto bisognerebbe pensare a dei movimenti orogenetici iniziati quando la sedimentazione del Flysch era ancora in corso, la qual cosa, secondo osservazioni geologiche a carattere più generale sembra poco probabile.

Riguardo alla seconda ipotesi, la letteratura ci presenta numerosi esempi di filoni chiaramente «intrusi» dal basso: DZULYNSKY & RADOMSKY descrivono nel Flysch dei Carpazi dei dicchi provenienti da uno strato arenaceo inferiore che si intrudono in mezzo al materiale argilloso sovrastante, alcuni di piccole dimensioni, altri di lunghezza assai notevole. I chiari disegni di questi Autori non lasciano dubbi sul meccanismo della formazione.

Quanto a fenomeni su scala più grande KUGLER descrive alcuni dicchi siltoso-arenacei di Trinidad, che la presenza di microfossili ha fatto collegare con strati giacenti più di 1000 metri al di sotto.

GOGUEL riporta un fenomeno osservabile durante i terremoti: dalle spaccature del terreno viene fuori della sabbia mista ad acqua proveniente dal sottosuolo: «Dopo il terremoto deve sussistere della sabbia in queste fessure, che dà dunque origine a dei filoni clastici».

Vediamo ora come il nostri filoni possono essere spiegati da un meccanismo simile a quello descritto dagli autori citati.



Fig. 8. II gruppo, dicco N. 4; evidenti due deviazioni a 90° della lunghezza di circa un metro. L'intensa alterazione maschera l'andamento degli strati che sono quasi orizzontali

Dalla osservazione generale appare chiaro che ogni filone debba essere impostato su una frattura aperta o almeno potenziale: basta osservare il modo con cui

i filoni attraversano gli strati arenacei normali: il dicco 1 attraversa un pacchetto di straterelli spesso circa 25 cm senza piegarli o spostarli minimamente, e la stessa cosa si può dire dei dicchi 5 e 6 rispetto agli strati *a b c* (fig. 3-4). Il dicco 4 compie delle deviazioni orizzontali ad angolo di 90° (fig. 8), per poi riprendere la sua direzione costante: queste deviazioni non sono dovute a tettonica orogenica, perchè il filone è continuo e non presenta laminazioni o stiramenti in corrispondenza degli angoli; devono quindi riferirsi a caratteristiche originarie e con tutta probabilità alla forma primaria della frattura, o del sistema di litoclasti, entro cui si è insinuato il materiale.

Il dicco 2 è il più indicativo in quanto è decisamente impostato su una micro-faglia che ha causato una piccola dislocazione dei quattro strati arenacei attraversati dal filoncino (fig. 1). I dicchi 3 e 3 bis sono anch'essi impostati su una diaclasi: questa si vede chiaramente nello strato arenaceo inferiore, ma nella parte alta non è visibile per lo stato di forte alterazione delle argille, che con la loro minuta scagliettatura mascherano le strutture più minute.

Volendo prendere in esame la possibilità di una intrusione dal basso, ci serviremo del dicco 2 per indicare un meccanismo possibile di formazione, che ci servirà come ipotesi di lavoro e che esamineremo e criticheremo alla luce dei dati relativi agli altri filoni.

Il filone 2 presenta un ispessimento proprio in corrispondenza dei quattro strati arenacei che attraversa: potremmo pensare quindi che la diaclasi si sia formata quando ancora i sedimenti non erano perfettamente consolidati e così una parte del materiale arenaceo degli straterelli sarebbe stata spinta dalla pressione degli strati sovrastanti ad infilarci nella spaccatura.

È un'ipotesi che può essere sostenuta dal fatto che nelle sedimentazioni a carattere flyschioide, secondo alcuni Autori, il materiale argilloso si indurisce, per costipazione, molto più rapidamente del materiale arenaceo che invece ha bisogno di una cementazione. MIGLIORINI, nel 1945, ha descritto per il Macigno toscano, dei fenomeni in cui, di una coppia di strati argilla-arenaria, la prima si presenta rigida e si frattura, la seconda mostra una consistenza plastica, assorbendo gli spostamenti dell'argilla, riempiendo le fessure, e piegandosi strettamente senza alcun segno di frattura.

ORTHENBLAD ha determinato nel 1930 la legge matematica della consolidazione delle argille, che mette appunto in luce queste differenze.

Secondo altri Autori, anzi, l'acqua scacciata dagli strati argillosi si rifugerebbe in parte proprio nelle porosità degli strati arenacei, facendoli rimanere a lungo in uno stato a consistenza semiplastica.

Nel caso nostro l'intensa fratturazione di tutto il sistema impedisce di chiarire più accuratamente i rapporti di giacitura e interazione fra dicco e strati: al microscopio si osserva che il materiale del filone ha una grana alquanto più grossa di quella dello strato e che in quest'ultimo è presente fra i granuli di quarzo una certa quantità di materiale pelitico; si dovrebbe quindi ammettere che l'originario strato arenaceo fosse diviso in due parti, una a grana più fine, con i pori più piccoli e in gran parte ostruiti da materiale pelitico, e una più grossolana con i pori pieni d'acqua sotto forte pressione: alla formazione della spaccatura solo questa seconda parte sarebbe stata spremuta, mentre la prima sarebbe rimasta in posto a formare l'odierno

strato arenaceo. Le dimensioni rispettive dei granuli sarebbero favorevoli a questa ipotesi; ma è possibile ammetterla solo pensando a un movimento molto lento che può avere alcuni punti a suo favore, ma contrasta p. e. con le emissioni di sabbia durante i terremoti, in genere piuttosto violente.

Per i filoni di grandi dimensioni (5, 6) una spiegazione di questo genere sarebbe ugualmente accettabile, solo che occorre mettere in gioco delle forze più notevoli e che agiscono per periodi più lunghi.

Una difficoltà è rappresentata in questo campo dalla provenienza del materiale elastico: il dicco 5 emerge da uno strato arenaceo, però le differenze litologiche sono troppo evidenti per considerare un rapporto genetico fra i due.

Occorrerebbe anche in questo caso ammettere un comportamento differenziale della parte più grossolana dello strato (che sarebbe stata spremuta) e di quella più fine, che sarebbe rimasta in posto, ma date le dimensioni del filone, e quindi la quantità del materiale spostato, sembra oltremodo improbabile un comportamento del genere, e forse è più logico pensare a una relazione incidentale fra lo strato e il dicco, che proseguirebbe in basso ma senza affiorare.

Occorre precisare che in questa formazione esistono molti strati arenacei composti esclusivamente di granuli di quarzo, con carenza assoluta di materiale pelitico: sono banchi che arrivano fino a 2 m di spessore, e in sezione sottile hanno un aspetto oltremodo simile a quello dei dicchi, se si eccettuano i fenomeni di microfratturazione. Da questi strati quindi potrebbe sorgere un dicco di quella composizione, ma non certamente da quello che sembra fare da base al filone 5.

Le fratture in cui questi filoni si sono intrusi dovevano essere in origine pressochè rettilinee e probabilmente verticali. Nei filoni più piccoli questa caratteristica è conservata quasi sempre, mentre in quelli grandi l'andamento è ondulato, e, verso l'alto, addirittura serpeggiante. Sembra poco probabile che un terremoto o una dislocazione tettonica possano produrre delle fratture con un andamento simile a quello del dicco 6, mentre, in una assise sedimentaria costituita prevalentemente da argille, non dovevano mancare movimenti differenziali orizzontali entro la massa plastica, quando questa veniva sottoposta agli sforzi dell'orogenesi.

Dalle figure 3 e 4 si vede come i filoni in molti punti siano stirati, laminati e budinati (zona tra 5 e 6 della fig. 3 e zone 4, 7, e fra 9 e 10 della fig. 4). Se immaginiamo di riportare a posto, nella sua posizione verticale il filone e distribuire il materiale in rapporto al maggiore o minore allungamento presumibile, avremmo un filone con uno spessore molto costante dalla base fino in alto.

Nonostante gli stiramenti e i boudinages, i movimenti differenziali devono essere avvenuti quando il dicco era già consolidato: in sezione sottile infatti si riscontra una intensa fratturazione che non può essere stata causata dalla spremitura in quanto i granuli sono molto fratturati all'interno e non sono ricementati, ma conservano la loro forma esterna (in nessun caso negli strati normali si verifica questo fenomeno). L'impressione esteriore di un comportamento plastico è solo dovuta quindi alla somma delle microfratturazioni. Ci sono del resto alcuni punti in cui la rottura è evidente: la zona 3 della figura 3 mostra appunto due di queste fratture con un netto spostamento laterale.

Al comportamento plastico delle argille si può anche attribuire il diverso grado di spostamento che hanno i due filoni i quali, come si è detto, affiorano su un'unica parete a una trentina di metri di distanza.

Alla domanda: come mai le argille si comporterebbero come dure fratturandosi ad un impulso, p. e. sismico, mentre molto tempo dopo, durante l'orogenesi si presenterebbero come plastiche, posso rispondere con un concetto suggeritomi dal prof. A. RITTMANN, e da lui applicato precedentemente al comportamento delle rocce ignee: la maggiore o minore plasticità dipenderebbe unicamente dal tempo di rilassamento del materiale, per cui al passaggio di un'onda sismica le argille non avrebbero tempo di rilassarsi e si comporterebbero come rigide, dando origine alla frattura, mentre alla spinta orogenica, incomparabilmente più lenta, offrirebbero, rilassandosi, una resistenza plastica.

Veniamo ora a parlare di un argomento delicato: l'epoca di formazione dei filoni. Dalla letteratura si hanno le ipotesi più disparate, da una iniezione quasi contemporanea alla sedimentazione (DZULYNSKI & RADOMSKY), arriviamo a spremiture in cui esistevano al di sopra dello strato madre più di 1000 m di sedimenti (KUGLER, 1938).

Nel nostro caso l'intervallo di tempo intercorso tra la sedimentazione e la formazione dei dicchi dovrebbe essere legato al tempo che può intercorrere tra la costipazione del materiale siltoso e la cementazione di quello arenaceo. A questo proposito occorre far notare che il materiale argilloso incassante doveva essere tanto indurito da non permettere incurvamenti a contatto con il dicco.

Secondo alcuni Autori il tempo per cui gli strati arenacei possono rimanere incoerenti fra gli argilloscisti costipati è molto lungo: MIGLIORINI, nel lavoro citato, riporta il tempo della formazione delle fratture interessanti l'argilla all'inizio delle dislocazioni tettoniche del fondo marino su cui la serie si era depositata; un intervallo di tempo notevolmente lungo quindi, e che si avvicina al limite inferiore del tempo geologico.

I dati che noi abbiamo sulla giacitura dei nostri filoni farebbero pensare anche essi a un tempo piuttosto lungo: è stato detto infatti che questi filoni hanno tutti una medesima direzione anche su distanze notevoli. Un andamento di questo genere non si può spiegare se non mettendolo in relazione con una prima fase della tettonica regionale. In tutta la regione infatti l'andamento delle pendenze della serie è circa NNE e i fenomeni tettonici hanno assi diretti circa NW; quindi concorderebbe perfettamente con le osservazioni di campagna, correlare la formazione dei dicchi con i primi movimenti tettonici che si sarebbero avuti nel bacino di sedimentazione. I fenomeni orogenetici del resto sono sempre accompagnati da terremoti più o meno forti, e, secondo l'opinione di W. J. MEAD riportata da SCHROCK, sarebbero proprio le onde S e P che, esercitando un'azione ritmica di spremitura e rilassamento, faciliterebbero l'intrusione. «Durante la fase ad alta pressione l'acqua sarebbe forzata violentemente verso l'alto, trasportando con sé la sabbia, mentre nella fase di rilassamento sarebbe richiamata indietro, ma lentamente, in modo da non trascinarsi più dietro la sabbia.»

CONCLUSIONI

Raccogliendo le osservazioni fatte, il meccanismo della intrusione può essere sintetizzato così:

Condizione particolare della serie con strati di argille siltose, indurite, intercalati a strati arenacei ricchi di acqua e in condizione idroplastica.

Formazione della frattura, strizione degli strati arenacei plastici per pressione degli strati superiori, coadiuvata eventualmente dalle onde sismiche.

Cementazione del materiale per ricristallizzazione della silice mobilitata durante la fase ad alta pressione e per apporto di acque meteoriche circolanti.

Stiramenti, laminazioni ed eventuali rotture dei filoni già formati, in seguito a movimenti plastici differenziali delle argille incassanti, durante le fasi più avanzate dell'orogenesi.

Questa spiegazione è per ora quella che meglio si presta alla interpretazione dei dati di campagna e di laboratorio, pur lasciando sempre qualche fenomeno inspiegato. Se in seguito ad altre ricerche si presenteranno condizioni migliori di osservazione, in cui sia possibile raccogliere un maggior numero di particolari, rivedremo la nostra ipotesi alla luce delle nuove osservazioni, cercando di precisarne e definirne i particolari; oppure, nel caso che essa risulti errata, ne prenderemo in esame altre per cercar di trovare quella che, nel modo più logico e più semplice possibile, dia la spiegazione dei fenomeni osservati.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, I. L. (1944): *Clastic dikes of the Chira and Verdun formation, NW Peru*. J. Geol. 52.
- ANTOLINI, P. (1958): *I «Sandstone-dykes» della zona di Piazza Armerina*. Riv. Min. Sic., n. 50, Palermo.
- BEETS, C. (1954): *Sand dikes in the Miocen of ASL oilfield, Western Sinai, Egypt*. Geol. en Mijnb. 16.
- BIRMAN, J. H. (1952): *Pleistocene clastic dikes in weathered granitgneiss, Rhode Island*. Am. J. Sci. 250.
- DILLER, J. S. (1889): *Sandstone dikes*, Bull. Geol. Soc. Am. 1.
- DZULYNSKI, ST., & RADOMSKI, A. (1956): *Clastic dikes in the Carpathian Flysch*. Ann. Soc. géol. Pologne 26, fasc. 3.
- GOGUEL, J. (1952): *Traité de tectonique*. (Masson et Cie éditeurs, Paris.)
- HAFF, J. C. (1944): *Petrology of two clastic dikes from Placerville district Colorado*. Am. J. Sci. 242.
- HAY, R. (1892): *Sandstone dikes in NW Nebraska*. Bull. Geol. Soc. Am. 3.
- HEDBERG, H. D. (1936): *Gravitational compaction of clays and shales*. Am. J. Sci. 31.
- JENKINS, O. P. (1925): *Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance*. Am. J. Sci. 10.
- KUGLER, H. G. (1938): *Nature and significance of sedimentary volcanism*. Sci. Petrol. 1, pp. 297-299 (Oxford University Press N.Y.).
- MIGLIORINI, C. I. (1945): *Tettonica di slittamento del macigno dei dintorni di Firenze*. Boll. Soc. geol. It. 64.
- ORTHENBLAD, A. (1930): *Mathematical Theory of the process of consolidation of mud deposits*. J. Mathem. Phys., Massachusset, Ist. Tecnol. 9, nr. 2, p. 37, Lancaster Pa.
- PAVLOW, A. P. (1896): *On dikes of Oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district Altair in Russia*. Geol. Mag. 8.
- PRUVOST, P. (1943): *Filons clastiques*. Bull. Soc. géol. France 13.
- SCHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*. New York.

55 — PIERRE DOLLÉ (Hénin Liétard, France): **Étude préliminaire sur les Grès du Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais.** Avec 9 figures dans le texte.

RÉSUMÉ

Une étude systématique sur les grès a été entreprise pour déterminer si certains niveaux ne pouvaient pas servir de repères stratigraphiques. Cette étude consiste en: 1° Examen des lames minces. 2° Etude des minéraux lourds. 3° Détermination du pourcentage feldspath/quartz.

Certains niveaux montrent des caractéristiques constantes sur des étendues telles qu'ils peuvent être utilisés comme repères, conjointement à d'autres éléments: paléontologiques et tonstein. Au cours des dépôts, on assiste à une évolution de la texture des grès qui permet: 1° de les placer dans les différentes assises (Westphalien A, B ou C). 2° de préciser pour certains l'horizon stratigraphique auquel ils se rattachent.

PROBLÈME POSÉ

Dans le Bassin Houiller du Nord de la France, s'étendant sur à peu près cent kilomètres, de la région d'Auchel à l'Ouest, à la frontière belge aux environs de Valenciennes à l'Est, les assises ont été identifiées jusqu'à présent par des repères paléontologiques marins ou continentaux lagunaires; la paléobotanique y joue un rôle prépondérant. Mais cette méthode de corrélation peut être mise en défaut par l'absence de fossiles quand la sédimentation devient trop grossière: il n'y a plus dans ce cas aucune observation d'empreintes susceptibles d'être déterminées. Les géologues ont essayé alors d'établir des corrélations au moyen de repères sédimentologiques. C'est ainsi que depuis quelques années les tonstein ont été étudiés systématiquement chaque fois qu'ils ont été rencontrés dans les travers bancs, dans les sondages ou dans les tailles. Leurs niveaux sont actuellement suffisamment connus pour fournir des horizons assez continus en étendue géographique, et leurs caractéristiques micropétrographiques permettent de les différencier avec une grande précision: 14 pour le Westphalien C, 4 pour le Westphalien B et 2 pour le Westphalien A servent actuellement d'horizons repères (BOUROZ-CHALARD-DOLLÉ 1953; DOLLÉ 1956; DALINVAL-DOLLÉ 1956).

Malgré ces repères précieux, il existe encore des lacunes dans les corrélations. Elles sont provoquées soit par des accidents tectoniques importants (failles de chevauchement) soit par des disparitions de repères paléontologiques (variations latérales et passage de toit à fossiles végétaux à des toits à fossiles animaux) ou même par l'absence de tonstein.

MATÉRIEL UTILISÉ

Il a donc fallu entreprendre l'étude systématique d'autres éléments qui sont très répandus: celle des sédiments grossiers et des grès. L'étude de ces roches avait été délaissée parce que, pensait-on, il n'y avait rien à en tirer: un banc de grès composé en principe des mêmes éléments grossiers liés par un ciment plus ou moins argileux (DUPARQUE 1947), ne pouvait que ressembler à un autre banc de grès déposé avant ou après lui. Quelques poudingues ont été utilisés localement, mais leur valeur n'était que très relative. Or une étude attentive des grès a montré qu'il était possible d'en détacher quelques niveaux caractéristiques.

Le premier identifié avec certitude a été le grès, surmontant le niveau marin de Poissonnière (DOLLÉ 1957).

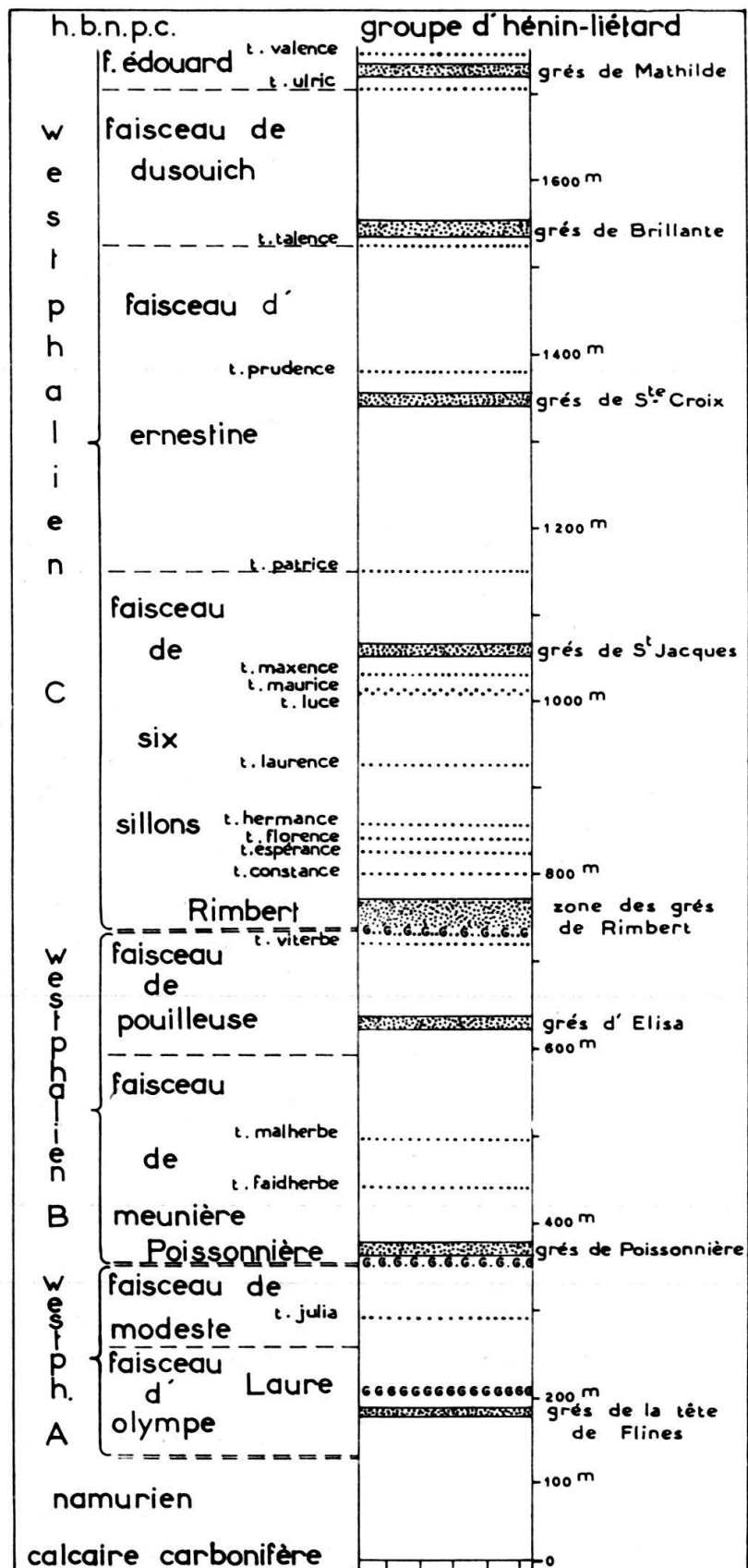


Fig. 1. Coupe stratigraphique moyenne normale

Les bancs de grès, bien que n'atteignant pas des aires de répartition comparables à celles des tonstein, peuvent cependant être très étendus. Dans l'épaisseur totale des sédiments du Houiller connu dans le Bassin du Nord-Pas-de-Calais, et constitués par des couches de houille, de schistes fins, de schistes grossiers, les grès et poudingues en occupent environ 20%, soit une épaisseur totalisée de 390 m de grès pour 2000 m de sédiments dans le centre du bassin.

La base des dépôts s'étant réalisée dans des conditions présentant un maximum d'analogies, les échantillons ont été prélevés à la base des bancs de sédiments grossiers afin d'avoir des observations comparables entre elles.

MÉTHODES

Cette étude systématique comportant: 1° des lames minces orientées dans toute la mesure du possible, taillées suivant trois directions orthogonales, 2° cortège de minéraux lourds, 3° pourcentage feldspath/quartz par la méthode DANA-RUSSEL, a été appliquée à un certain nombre de sédiments grossiers surmontant des dépôts de charbon dans les ouvrages au rocher, et à tous les sédiments grossiers rencontrés dans les sondages de reconnaissance. Elle porte sur environ 1500 échantillons, soit 4500 lames minces, 1500 examens de minéraux lourds et autant d'examen de surfaces polies.

Il se dégage de ces recherches que le dépôt des grès évolue dans le temps. Les grès peuvent être groupés en un certain nombre de types avant d'être individualisés par des caractéristiques plus précises pour quelques-uns d'entre eux.

QUELS SONT LES ÉLÉMENTS QUI PERMETTENT DE FAIRE DES RAPPROCHEMENTS ET COMMENT DIFFÉRENCIER LES SÉDIMENTS ENTRE EUX ?

Il semble actuellement que des études statistiques poussées sur les dimensions, les formes et la nature des grains ne pourraient apporter que des résultats difficilement utilisables ou même erronés. Des échantillons appartenant à des horizons différents peuvent donner des résultats statistiques voisins, sans mettre en évidence de grandes différences de textures, caractéristiques de certains niveaux.

En lames minces, ont été retenus comme éléments de discrimination:

- le calibrage plus ou moins poussé des grains constituant la roche,
- l'usure générale et l'arrondi des grains surtout des quartz,
- l'abondance plus ou moins grande des micas, feldspaths et minéraux lourds,
- la présence d'éléments provenant de roches sédimentaires préexistantes ou de roches cristallines,
- la nature du liant comblant les interstices: silice, carbonates, argile, particules charbonneuses.

La dimension des grains de quartz, la recristallisation de la silice ou des carbonates ne sont que des éléments d'une importance secondaire. Ils n'entrent que dans une faible part dans la discrimination des échantillons étudiés: macroscopiquement, un sédiment peut passer d'un poudingue à un grès, en gardant une grande homogé-

néité de sédimentation qui est mise en évidence par la nature des constituants, leur degré d'usure et la nature fine du liant. Par exemple, le poudingue d'Edouard à Nœux et le grès de Mathilde à Hénin-Liétard appartiennent au même horizon stratigraphique et contiennent les mêmes éléments, mais avec des dimensions moyennes de grains voisines de deux centimètres à Nœux et d'un millimètre à Hénin-Liétard.

Les minéraux lourds, séparés par la méthode habituelle: broyage, lavage, attaque à l'acide chlorhydrique, séchage et séparation dans le bromoforme, viennent donner

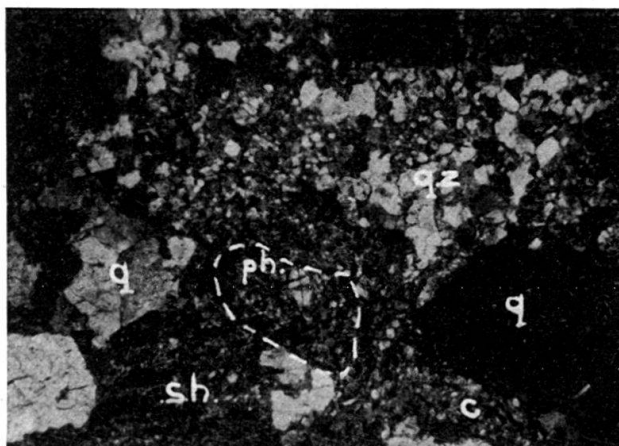


Fig. 2. Grès de Brillante L.M. 5297 – Section perpendiculaire
Groupe d'Hénin-Liétard – Siège 3 Ouest – Etage 483 – Bowette 065 à 110 m – Micropoudingue
à galets de phtanite – Westphalien C – Faisceau de Dussouich.

lum. polarisée X20

- q: galet de quartz
- qz: galet de quartzite
- sh: galet de schiste
- ph: galet de phtanite
- c: ciment

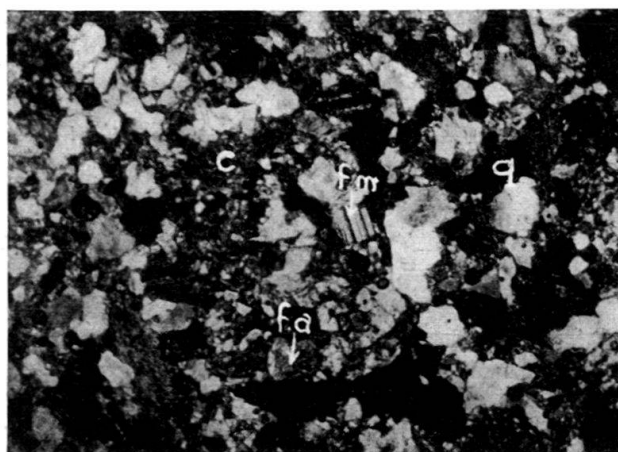


Fig. 3. Grès de Sainte-Croix L.M. 1847 – Section perpendiculaire
Groupe d'Hénin-Liétard – Siège 2 Est – Etage 485 – Bowette Sud N° 2 – Grès feldspathique –
Westphalien C – Faisceau de Six Sillons.

lum. polarisée X20

- q: quartz
- fm: feldspath maclé
- fa: feldspath altéré
- c: ciment

des indications supplémentaires. Ici encore il faut distinguer les éléments qui vont être retenus pour faire une discrimination. Ce n'est pas la proportion minéraux lourds/minéraux légers qui importe, mais beaucoup plus les variations de pourcentages à l'intérieur du cortège de minéraux lourds lui-même. Le premier renseignement est fourni par le pourcentage de minéraux opaques, constitués par des sels de fer en général, par rapport à l'ensemble du cortège comprenant des micas, des chlorites et des minéraux lourds proprement dits dont la liste est assez pauvre: zircon, rutile, tourmaline, grenat, anatase et quelquefois apatite.

Les zones marines voient en général une régression marquée du pourcentage des opaques au profit des minéraux lourds proprement dits:

- Niveau marin de Rimbert: 35% opaques, 15% micas et chlorites, 50% minéraux lourds proprement dits
- Niveau marin de Poissonnière, respectivement 50%, 25%, 25% -
- Niveau marin de Laure: 50%, 30% et 20% -

Les grès de la base du houiller montrent des proportions allant jusqu'à 80% d'opaques. Les grès de l'assise de Flines sont caractérisés par leur pauvreté en minéraux lourds classiques, nous n'y trouvons pratiquement que des opaques et des micas, ce qui se retrouve jusqu'à la passée de Laure, et nous observons sensiblement le même cortège: 60 à 70% d'opaques, 30 à 35 % de micas et chlorites, et souvent moins de 10% de minéraux classiques. Tous les grès des Westphaliens A, B et C montrent des variations importantes dans les pourcentages de leurs cortèges de minéraux lourds. Seuls quelques niveaux présentent des caractéristiques constantes, tel que le grès fin «d'Elisa» et les micropoudingues du sommet du Westphalien C, en dehors des passées marines citées plus haut.

En surface polie, la détermination du pourcentage feldspath/quartz par la méthode DANA-RUSSEL vient confirmer les observations faites sur les lames minces et permet de chiffrer cette proportion feldspath-quartz. Là encore, il y a peu de niveaux à proportions constantes. Il faut noter:

- l'absence presque totale de feldspaths dans la base du houiller: Namurien et Westphalien A (moins de 5%)
- La constance remarquable de cette proportion autour de Poissonnière (en moyenne 12 feldspaths pour 88 quartz)
- des pourcentages variables pour les autres niveaux, avec un maximum autour des grès de Sainte-Croix du centre du Bassin, 28 à 30 feldspaths pour 70 à 72 quartz, avec cependant une remontée nette de ce pourcentage dans les grès grossiers du Westphalien C supérieur (20 feldspaths pour 80 quartz).

DESCRIPTION SOMMAIRE DES GRÈS

En commençant par la base, au-dessus des forations du calcaire carbonifère, nous observons une alternance de calcaires, de schistes et de grès. Nous sommes encore dans la zone de balancement de la plate-forme continentale avec des apports à la fois marins et nettement continentaux. Puis les apports continentaux existent seuls, constituant des schistes, des grès et des formations charbonneuses. Les grès du Namurien supérieur ou grès de Flines montrent en général des grès bien calibrés,

quartziteux ou à tendance quartziteuse, pauvres en feldspaths et minéraux lourds, avec de rares micas. Constituant des exceptions, nous pouvons noter quelques poulingues assez grossiers, caractérisés par la présence de grains volumineux de phanites contenant des éléments construits, probablement des spicules.

La récurrence marine suivante ou passée de Laure est en général surmontée par un grès qui peut se présenter sous deux aspects: soit un grès quartziteux fin, bien calibré, soit un schiste grossier à ciment argilo siliceux abondant avec des grains de quartz mal calibrés, tout en restant de petites dimensions. Ces deux aspects du même niveau étant pauvres en feldspaths et minéraux lourds.

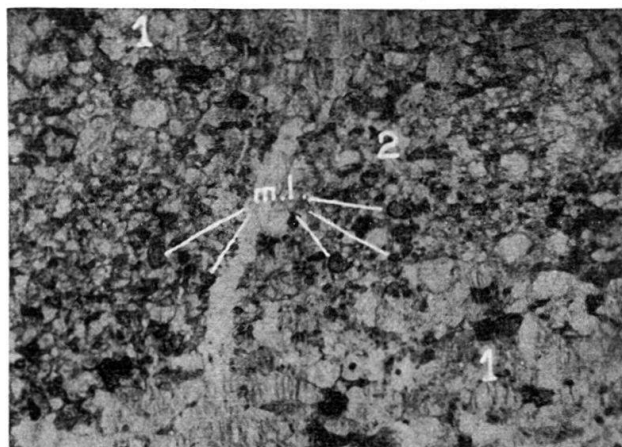


Fig. 4. Grès d'Elisa – L.M. 8062 – Section perpendiculaire – Groupe de Béthune – Sondage du Rutoire II à 1005,80 m.

Grès à minéraux lourds soulignant la stratification – Westphalien C – Limite des faisceaux de Pouilleuse et de Meunière.

lum. naturelle X20

1: bandes à éléments grossiers

2: bandes à éléments fins

m.l.: minéraux lourds

Dans le Westphalien A ou assise de Vicoigne proprement dite, les grès sont en général irréguliers, mal classés, à quartz anguleux et fréquemment à extinction roulante, riches pour la plupart en ciment argilo-siliceux et carbonaté. Les minéraux lourds deviennent de plus en plus abondants au fur et à mesure que nous nous élevons dans l'échelle stratigraphique. Nous arrivons ainsi à un grès déjà décrit (DOLLÉ 1957) qui surmonte fréquemment le niveau marin de Poissonnière.

Les grès de l'Assise d'Anzin (Westphalien B) sont en général irréguliers, mais assez fins, plus fins que ceux de l'assise de Vicoigne, à classement des grains médiocre, riches en micas qui fréquemment soulignent la stratification. Leur teneur en minéraux lourds diminue par rapport à celle des grès décrits précédemment. Ils montrent un ciment abondant argilo siliceux à poussière de quartz. C'est vers le milieu de l'assise d'Anzin que se situe un niveau de grès caractéristique qui se rencontre sur une grande étendue: du groupe de Douai, au sondage de la ferme des Raismes, au groupe de Béthune-Nœux dans les sondages de Mazingarbe I et II et du Rutoire II. Il s'individualise par une alternance de bandes à grains grossiers et fins, les bandes à grains fins montrant des minéraux lourds très abondants soulignant la stratification: rutile, zircon et tourmaline.

La dernière récurrence marine correspond au niveau de Rimbert qui sert de limite entre le Westphalien B et le Westphalien C ou assise de Bruay. Ce niveau est surmonté par des schistes micacés à fossiles marins, intercalés avec des grès probablement marins eux aussi, car ils contiennent des débris d'organismes (articles d'encrines) qui ne peuvent provenir de formations continentales. Ces grès sont caractérisés par un ciment abondant carbonaté et siliceux, légèrement argileux, pouvant présenter parfois des plages de calcite pure. Les grains qu'ils contiennent sont le plus souvent des quartz roulés et à contours arrondis. Cette formation des schistes et des grès peut atteindre par endroits de 40 à 50 mètres d'épaisseur. Cependant ses caractères ne sont pas assez nets pour en faire un niveau repère suffisamment sûr.



Fig. 5. Grès d'Espérance L.M. 2549 – Section perpendiculaire – Groupe d'Hénin-Liétard – Sondage 17 du Quai d'Annay à 201,23 m – Grès quartzitique – Westphalien B – Partie supérieure du faisceau de Pouilleuse – La presque totalité du champ est occupée par des grains de quartz. lum. polarisée X20

Les grès du Westphalien C sont ceux dont l'étude est actuellement la plus poussée en raison de l'état d'avancement de l'exploitation. Il faut noter également que dans le centre du bassin cette assise occupe la moitié de l'épaisseur totale du houiller et que les bancs de grès y sont assez nombreux.

Alors que précédemment nous avons vu des ensembles à peu près homogènes dans chaque assise, nous trouvons maintenant des sédiments gréseux d'une grande variété de texture. Cette irrégularité dans la sédimentation est une des dominantes du Westphalien C. Cependant émergent quelques niveaux bien individualisés sur des étendues assez grandes, dépassant parfois la superficie d'un groupe d'exploitation.

En commençant par la base, nous observons des grès fins plus ou moins bien calibrés immédiatement au-dessus du niveau marin de Rimbert, puis des grès mal calibrés, grossiers, pour revenir à des grès fins calibrés, micacés et feldspathiques, surmontés par les grès de Sainte-Croix, abondamment feldspathiques dans le centre du bassin (jusqu'à 30%). On trouve à nouveau des grès grossiers mal calibrés, à quartz anguleux, contenant des proportions de plus en plus élevées de «phtanites à organismes construits» (jusqu'à 20%). Leur apogée se situe au-dessus du niveau de tonstein Maxence et sert de niveau repère d'appoint là où le tonstein n'a pas

été trouvé. Se succèdent alors des grès assez fins, des grès grossiers et un nouveau dépôt de grès à éléments de phtanites localisés au toit du tonstein Talence, dans le micropoudingue de Brillante. Ce niveau repère est plus intéressant que le précédent puisqu'il a pu être localisé dans les groupes d'Hénin-Liétard, de Lens et de Béthune. La série des bancs de grès se poursuit par une alternance de grès grossiers, de grès micacés et de micropoudingues pour aboutir au dernier niveau caractérisé: le grès de Mathilde équivalant au poudingue d'Edouard du groupe de Béthune dont il a été parlé plus haut.

Il faut remarquer dans cette assise, l'absence presque totale de grès quartziteux et de quartzites, la presque totalité des sédiments grossiers possédant un ciment siliceux, argileux et carbonaté, avec une teneur plus ou moins élevée en poussière de quartz.

APPLICATION PRATIQUE

A titre d'exemple, nous commenterons une coupe établie sur le groupe de Béthune, passant par les sondages de Mazingarbe I et II et par celui du Rutoire II. Cette coupe orientée sensiblement Ouest-Est s'étend sur environ 5,4 kilomètres et montre les terrains du houiller disloqués par des failles de différents types (tassement, chevauchement) ramenant à plusieurs reprises des sédiments appartenant à des horizons identiques. La plupart de ces terrains ont pu être datés avec précision par des repères paléontologiques et pétrographiques. En effet les niveaux marins de Rimbert, Poissonnière et Laure ainsi qu'un certain nombre de tonstein nettement déterminés ont été recoupés à plusieurs reprises dans ces différents sondages.

L'étude de la base des bancs de grès traversés par ces sondages a permis de confirmer la valeur de la méthode de corrélation par les bancs de grès.

Dans le sondage de Mazingarbe 1, nous observons de 131 à 321 m des grès fins plus ou moins bien calibrés, stratifiés, où de nombreux micas soulignent la stratification. Ils sont riches en ciment argilo-siliceux, avec une faible proportion de minéraux lourds directement observables. Leur type correspond à celui des grès du Westphalien B.

- A 321 m nous pouvons déterminer le grès surmontant Poissonnière
- Puis sur 80 m nous trouvons des grès moyens mal calibrés, avec des quartz anguleux ou à contours déchiquetés, contenant quelques feldspaths, micas et minéraux lourds, avec un ciment argilo-siliceux et carbonaté. Cet ensemble correspond au type de grès du sommet du Westphalien A.
- De 420 à 750 m se succèdent des grès mal classés, mais à grains peu anguleux, tantôt fins, tantôt micropoudingues, contenant parfois des grains de phtanites. Ils possèdent presque tous des feldspaths maclés, peu de micas et de minéraux lourds. Leur ciment est argilo-siliceux, mais très peu carbonaté. Cette zone montre les caractères du Westphalien C inférieur, ce qui est confirmé par le passage de plusieurs tonstein: Espérance et Constance.
- De 750 à 910 m nous retrouvons des grès fins stratifiés et micacés, parfois quartziteux. Deux niveaux de micropoudingues viennent jeter une note discordante dans cet ensemble typiquement Westphalien B, comparable à celui qui avait été rencontré à la tête de ce sondage.

- De 975 à 1100 m nous avons quelques grès moyens, irréguliers (Westphalien A) et sur 75 m des grès fins calibrés, à tendance quartziteuse, correspondant aux grès de l'assise de Flines. La passée de Laure est représentée ici sous forme d'un schiste gréseux, stratifié, riche en micas soulignant la stratification.

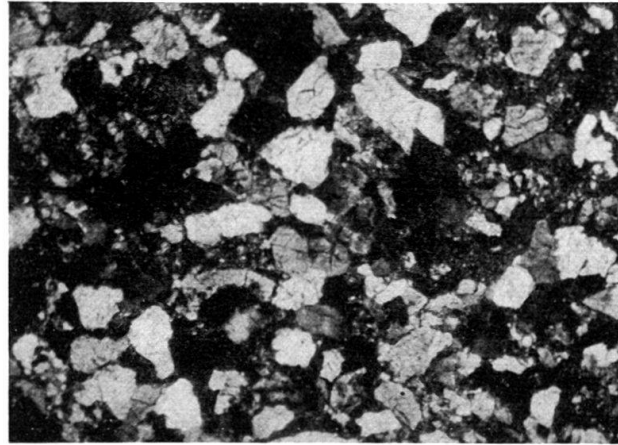


Fig. 6. Grès type du Westphalien A – L.M. 9298 – Section perpendiculaire – Groupe de Douai – Sondage 2-J à 249,10 m – Grains à contours anguleux – Base du faisceau d'Olympe.
«Eléments moyens, mal calibrés, pauvre en micas, feldspaths et minéraux lourds. Ciment argilo-siliceux, légèrement carbonaté.» lum. polarisée X20

Dans le sondage de Mazingarbe II:

- De 163 à 321 m nous observons des grès fins en général mal calibrés, mais le plus souvent stratifiés et abondamment micacés, avec le passage à 164 m d'un grès à bandes grossières et fines possédant de nombreux minéraux lourds stratifiés dans les parties fines. Cet ensemble montre les caractéristiques du Westphalien B avec le passage du grès caractéristique à minéraux lourds d'Elisa.
- A 321 m et à différentes reprises au cours de l'approfondissement du sondage, nous retrouvons des grès de type Poissonnière. Les terrains en dressant permettent ces passages successifs, et cela jusqu'à 350 m.
- Entre 400 et 500 m des grès moyens, mal calibrés, feldspathiques, avec des quartz irréguliers à extinction roulante présentent les caractères des grès du Westphalien B.
- De 650 à 800 m une série de grès grossiers et de micropoudingues se terminant par des grès à quartz roulés enrobés dans un ciment fortement carbonaté et contenant des tests marins montrent des sédiments du type Westphalien C avec à la base les grès de Rimbert.
- Jusqu'à la fin du sondage, les grès étudiés montrent à deux ou trois exceptions près, constituées par des grès grossiers ou micropoudingues, le type du Westphalien B, avec un nouveau passage du grès à minéraux lourds d'Elisa vers 946 m.
- La base du sondage n'ayant donné que très peu de grès, n'offre aucune caractéristique particulière.

Enfin, au sondage du Rutoire II nous pouvons remarquer :

- De 166 à 280 m des grès moyens, stratifiés, micacés, avec deux passages de micropoudingues. Ils sont en général assez feldspathiques et à ciment argilo-siliceux fréquemment carbonaté. Cette succession montre de nombreux caractères du Westphalien B, sans cependant être tout à fait typiques.

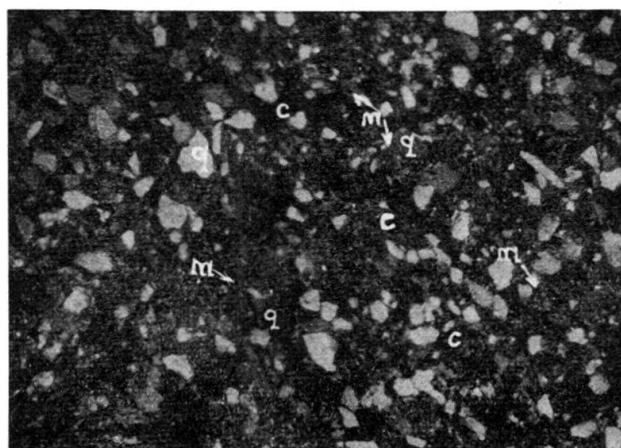


Fig. 7. Grès type du Westphalien B – L.M. 7800 – Section perpendiculaire – Groupe de Béthune
Sondage du Rutoire II à 785,40 m – Faisceau de Pouilleuse.

«...Fin, mal calibré, stratifié, riche en micas (m), quartz anguleux (q), ciment carbonaté argileux abondant et à poussière de quartz (c).» lum. polarisée X20

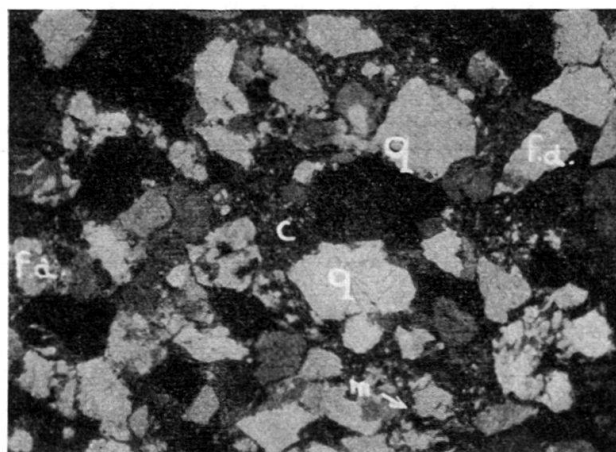


Fig. 8. Grès type du Westphalien C – L.M. 510 – Section perpendiculaire – Groupe d'Hénin-Liétard
Siège 4 Est – Etage 457 – Recoupage Levant Sud à 280 m.

Grès de Saint-Jacques – Au toit du tonstein Maxence – Faisceau de Six Sillons.

«...grossier, mal calibré, quartz à extinction franche (q), peu de mica (m), quelques feldspath altérés (fa), rares minéraux lourds; ciment peu abondant (c)...» lum. polarisée X20

- De 300 à 490 m des grès plus grossiers que les précédents, avec des quartz à contours anguleux, fréquemment à extinction roulante, s'enrichissant à la base en éléments arrachés à des roches préexistantes, pour se terminer par un micropoudingue à galets de phtanites. Cet ensemble s'apparente au type Westphalien A.

CONCLUSION

Cette description rapide et volontairement sommaire nous permet de mettre en évidence la différenciation des bancs de grès de la base au sommet du houiller connu dans la région du Nord-Pas-de-Calais. Au lieu d'évolution, il est préférable de parler de discrimination permettant de repérer les grès par leurs caractères généraux dans les différentes assises. Il ne peut pas être question de vouloir résoudre tous les problèmes de stratigraphie et de tectonique par cette méthode. Il faut également, dans toute la mesure du possible, éviter d'étudier un grès isolément, il faut essayer de le replacer dans son contexte, au milieu d'autres bancs de grès. Dans ces conditions seulement la précision de la détermination pourra être valable. Il faudra également éviter de procéder à des extrapolations à des distances trop grandes. Si la chose se révèle possible pour les tonstein du Bassin du Nord-Pas-de-Calais (certains d'entre eux peuvent être suivis et reconnus jusqu'en Belgique et dans la Ruhr) (SCHEERE 1956) ou pour les grès surmontant le niveau marin de Poissonnière, dont la constance et la fidélité des caractères ont été démontrées, il semble prématuré de vouloir s'engager à la même échelle pour les bancs de grès, mais il est actuellement indiscutable qu'on peut établir des corrélations à l'aide de banc de grès sur des distances horizontales allant jusqu'à plus de dix kilomètres.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUROZ, A., CHALARD, J. & DOLLÉ, P. (1953): *Extension géographique et valeur stratigraphique des niveaux de tonstein du bassin houiller du Nord de la France*. Ann. Soc. géol. Nord-Lille, pp. 98-141.
- DOLLÉ, P. (1956): *Tonstein de la partie supérieure de l'assise de Bruay*. Ann. Soc. géol. Nord-Lille, pp. 39-52.
- DALINVAL, A., & DOLLÉ, P. (1956): *Les Tonstein des assises de Vicoigne et d'Anzin*. Ann. Soc. géol. Nord-Lille, pp. 68-82.
- DUPARQUE, A. (1947a): *Remarques préliminaires sur les caractères des grès et des schistes houillers du Nord de la France*. Ann. Soc. géol. Nord-Lille, pp. 137-157.
- (1957b): *Sur le mode de formation des grès Westphaliens du Nord de la France*.

56. — HANS FÜCHTBAUER (Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover).
Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse:
 Mit 9 Textfiguren.

Zusammenfassung

Der Ablauf der Schüttungen, wie er sich aus Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen ergibt, wird im einzelnen besprochen. In den Bausteinschichten des deutschen Alpenvorlandes mischen sich Schüttungen vom Nesselburgfächer (Lech) und von den Horwer Platten des Entlebuch (Mittelschweiz), welche demnach praktisch zeitgleich mit den Bausteinschichten sind. Die Schüttungen aus kristallinen Liefergebieten im Chatt und Aquitan traten nur an wenigen Stellen aus den Alpen und sedimentierten im Molassebecken vorwiegend Kalksandsteine in alpenparallelen Flußsystemen (granitische Molasse), während die zwischengelagerten Mergelsteine grösstenteils die feinste Abschlammung der zahlreichen mächtigen Nagelfluhschuttfächer des Alpenrandes darstellen, welche ihr Material überwiegend aus sedimentären Liefergebieten bezogen. Zum Schluss werden die Beziehungen zwischen den Psammiten und den eingelagerten Geröllen erläutert und Beobachtungen über die Herkunft der Schwerminerale und ihre Verwendungsmöglichkeit zur Klärung inneralpiner Vorgänge mitgeteilt.

Zwei Aufgaben sind es im wesentlichen, die den Sedimentpetrographen in der Erdölgeologie beschäftigen: In noch wenig bekannten Gebieten ist es die Gliederung und Verknüpfung vor allem fossilarmer Schichtfolgen, in Ölfeldern oder potentiellen Speichergesteinen hingegen interessieren Form und Gefüge des porösen Gesteinskörpers. In beiden Fällen aber ist es das eigentliche Ziel, bei klastischen Gesteinen den Schüttungsmechanismus und bei Karbonatgesteinen die Entstehung der porösen Fazies aufzuklären, denn nur die Kenntnis dieser Zusammenhänge ermöglicht es, petrographische Prognosen zu stellen, welche für die Erdölexploration von Wichtigkeit sein können.

Es soll im folgenden über das deutsche Molassebecken zusammenfassend berichtet werden, in welchem es dank der lebhaften Bohrtätigkeit gelang, die Schüttungsverhältnisse bis ins einzelne aufzuklären. Wir wollen uns speziell den Bausteinschichten, dem Chatt und dem Aquitan zuwenden, welche im Westen etwa $\frac{2}{3}$, im Osten knapp die Hälfte der Tertiärfüllung bestreiten¹⁾. Aus insgesamt 46 Bohrungen wurden etwa 800 Proben untersucht. Zum Vergleich wurden etwa 400 Proben aus der gefalteten Molasse bearbeitet.

Für die Ermöglichung dieser Arbeit bin ich der Gewerkschaft Elwerath und vor allem Herrn Direktor Dr. Roll zu grossem Dank verpflichtet, für die Erlaubnis zur Veröffentlichung darüber hinaus der Deutschen Erdöl AG, der Deutschen Schachtbau- und Tiefbohr-GmbH., der Gewerkschaft Brigitta, der Internationalen Tiefbohr-KG., der Mobil Oil AG in Deutschland, der Preussischen Bergwerks- und Hütten-AG und der Wintershall AG.

1. Bausteinschichten

Die Bausteinschichten bilden zusammen mit den anschliessend besprochenen Unteren Cyrenenschichten das brackische Bindeglied zwischen dem marinen Rupel und dem nichtmarinen Chatt und sind in ihrem ganzen Verbreitungsgebiet am Alpenrand wie folgt charakterisiert: Ihr Feldspatgehalt ist höher als derjenige des Chatts und niedriger als derjenige des Rupels; umgekehrt verhält es sich mit dem Karbonatgehalt.

Noch deutlicher unterscheiden sie sich vom Hangenden durch das starke Überwiegen olivfarbener Turmalinvarietäten ($n\omega$ = Farbe 2). Der Quotient (Turmaline der Farbe 2/übrige Turmaline) liegt fast für alle Proben aus den Bausteinschichten über 3, während er im Chatt meist unter 2 liegt. Wie Fig. 1 zeigt, ist dieses Merkmal nicht nur innerhalb der Molasse verwendbar, sondern in noch stärkerem Masse zur Erkennung nichtalpiner Schüttungen. Deutlich unterscheiden sich drei Gruppen:

- a) Nordschüttungen, welche vermutlich aufgearbeitete Dogger-Beta-Sande zuführten und reichlich bläulichgrüne Turmaline enthalten (Farben 20–24 und 1).
- b) Die Molassegesteine im engeren Sinn, in welchen olivfarbene Varietäten (Farbe 2) am stärksten vertreten sind.
- c) Sedimente, welche vorwiegend von der Landshut-Neuöttinger Schwelle, einer vorgeschobenen Bastion des Bayerischen Waldes, abstammen dürften und durch ein Überwiegen rötlich-brauner Turmaline (Farben 3–4) zu erkennen sind.

Wie Fig. 2 zeigt, sind die Bausteinschichten in den Bohrungen durch die Schwerminerale Granat, Turmalin, Apatit und Zirkon gekennzeichnet, während

¹⁾ Diese Werte erhöhen sich noch, wenn man die fast nur aus den genannten Stufen aufgebaute gefaltete Molasse hinzunimmt.

am deutschen Alpenrand darüber hinaus fast immer Staurolith in grosser Menge erscheint. Diese Diskrepanz, welche sich auch mit Korngrösseneffekten nicht erklären lässt, führte zur Annahme eines westöstlichen, beckenparallelen Materialtransportes, und zwar kam wegen des relativ hohen Feldspatgehaltes nur das Gebiet südlich des Napf als Ausgangspunkt desselben in Betracht. Südlich Augsburg konnte darüber hinaus eine von S vorstossende Schüttung erkannt werden. Sie macht sich durch ihren niedrigen Feldspatgehalt und den höheren Turmalin- und Dolomitgehalt sowie durch die Einlagerung der für den Nesselburgschuttfächer (SCHIEMENZ) typischen dunklen Dolomitgerölle bemerkbar und ist von demselben herzuleiten. Aus diesem Schüttungsbild ergibt sich, dass die Horwer Platten der Schweiz zeitgleich mit den Bausteinschichten des deutschen Alpenrandes sind, wie dies schon seit langem vermutet wird.

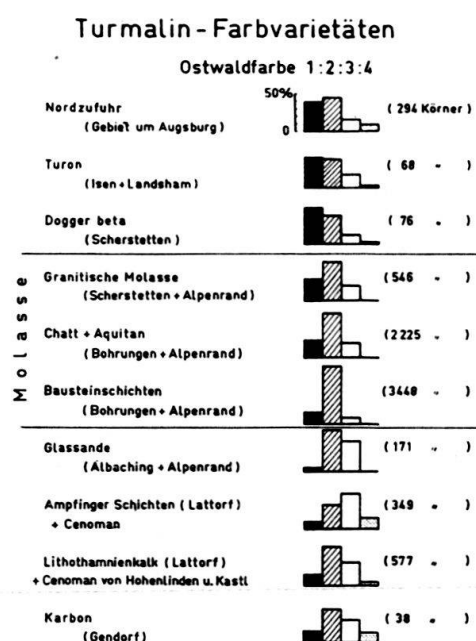


Fig. 1. Turmalin-Farbvarietäten. Prozentuale Verteilung der Turmaline bezüglich ihrer stärksten Absorption. Nähere Erläuterungen im Text.

Wir haben hier einen schmalen und flachen Meeresarm vor uns, etwa der Strasse von Dover vergleichbar, an dessen Nordküste wohl infolge vorherrschender Westwinde ein kräftiger westöstlicher Sandtransport stattfand. Nach beiden Seiten bestand nach RUTSCH Verbindung mit dem offenen Meer. Der brackische Charakter, welcher durch die südlichen Zuflüsse zu erklären ist, macht stärkere Meeresströmungen unwahrscheinlich.

Während im Vorangehenden die spezifischen Eigenschaften der Bausteinschichten behandelt wurden, sollen nun noch einige allgemeinere Züge der Molassepsammite am Beispiel der Bausteinschichten erläutert werden. Diese Gesteine können im Durchschnitt als «stark dolomitspsammitische Kalksandsteine» angesprochen werden: Man erkennt im Dünnschliff hauptsächlich Quarz-, Feldspat-, Dolomit- und nur wenige Kalzitkörner in einer aus Ton und Kalzit bestehenden

Bausteinschichten

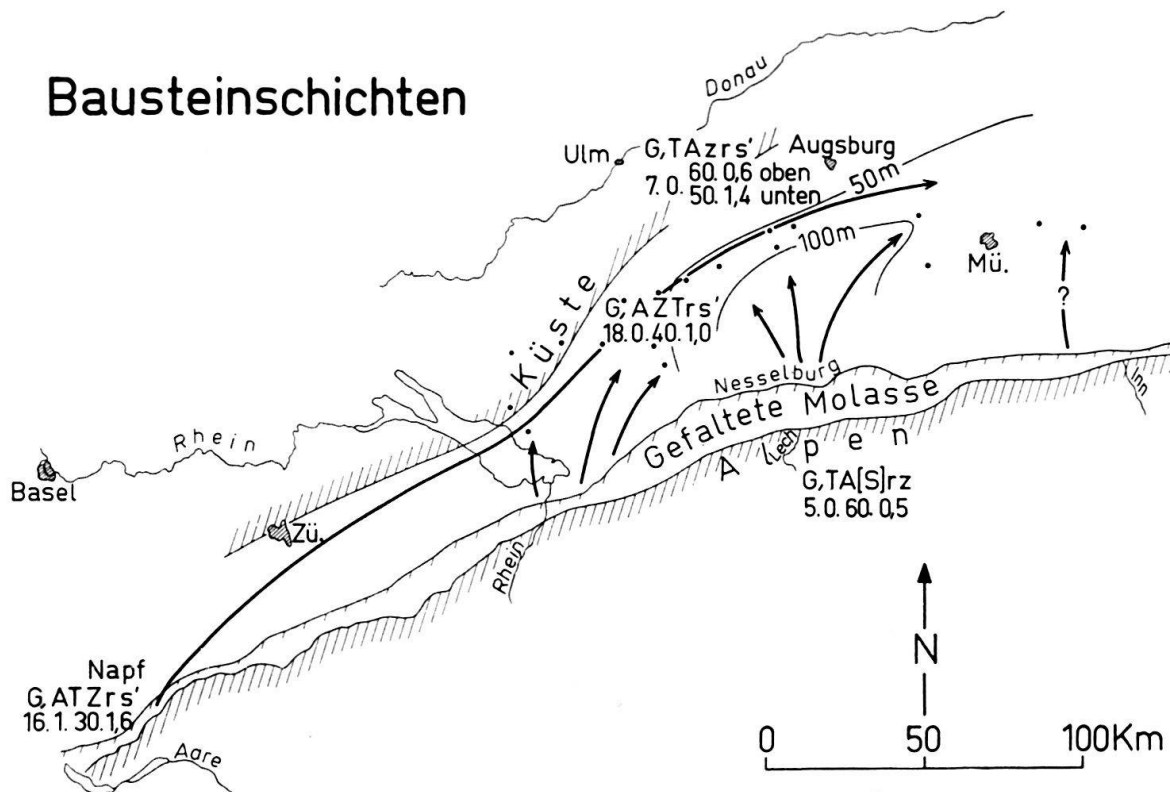


Fig. 2. Paläogeographie der Bausteinschichten. In den Formeln gibt die obere Reihe die Schwerminerale, die untere die Leichtminerale an.

Dabei bedeuten A = Apatit, E = Epidot, G = Granat, H = Hornblende, R = Rutil, S = Staurolith, S' = brauner Spinell, T = Turmalin, Z = Zirkon. Der stark korngrossenabhängige und untypische Granat wurde gesondert gezählt; ist er das häufigste Schwermineral, so wurde er gross geschrieben. Die übrigen Schwerminerale folgen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit; die gross geschriebenen bestreiten > 10% der Schwerminerale ohne Granat, die klein geschriebenen 3–10%. Die Schwermineralabtrennung wurde nach Essigsäurebehandlung (zur Schonung des Apatits) an der Fraktion 0,06–0,4 mm mit Bromoform ($D \sim 2,89$) in Scheidetrichtern vorgenommen.

In der unteren Reihe geben die ersten beiden Zahlen den Feldspatgehalt ($n < 1,54$) und den Chalcedongehalt in der Fraktion 0,09–0,15 mm, die dritte den Karbonatgehalt und die vierte das Calcit/Dolomitverhältnis (titrimetrisch bestimmt) an. Die Punkte entsprechen den Bohrungen, die Pfeile sind Schüttungsrichtungen.

Grundmasse. Letzterer dürfte vorwiegend als pelitischer Detritus zugeführt sein, da der Kalzitgehalt in den feinkörnigen Partien grösser ist als in dem grobkörnigen, oberen Teil der Bausteinschichten. Während am Alpenrand die Karbonatkomponente meist gröber ist als die Silikatkomponente, gleicht sich dieser Unterschied beim Transport durch das Becken aus, wie Fig. 3 zeigt.

Darin sind drei sehr lockere, vorwiegend aus Quarz- und Dolomitmörnern bestehende Proben vorsichtig zerdrückt und korngrossenanalysiert (obere Reihe). Eine zweite Analyse, nach Entfernung des Karbonats (untere Reihe), unterscheidet sich von der ersteren kaum. (Der höhere Tongehalt rührt wohl von Tonpartikeln her, welche aus den Dolomitmörnern herausgelöst wurden.) Dieses Ergebnis ist insofern wichtig, als die meisten Molassegesteine stark zementiert sind und vor der mechanischen Korngrossenanalyse mit HCl behandelt wurden.

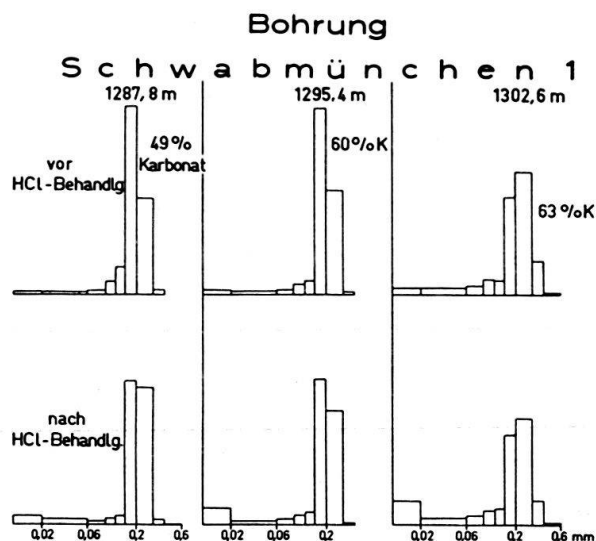


Fig. 3. Korngrößen-Verteilungsdiagramme von 3 Proben aus den Bausteinschichten der Bohrung Schwabmünchen 1 bei Augsburg vor und nach der Säurebehandlung.

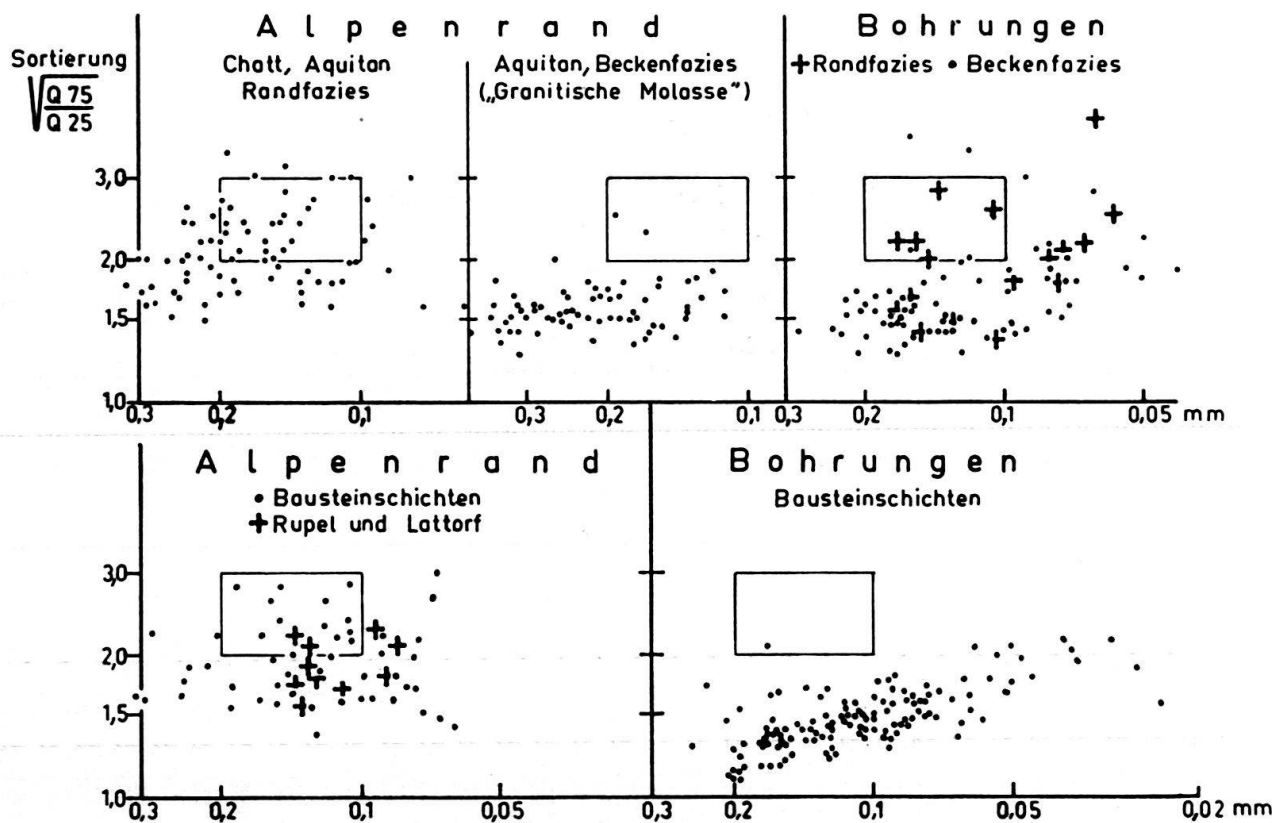
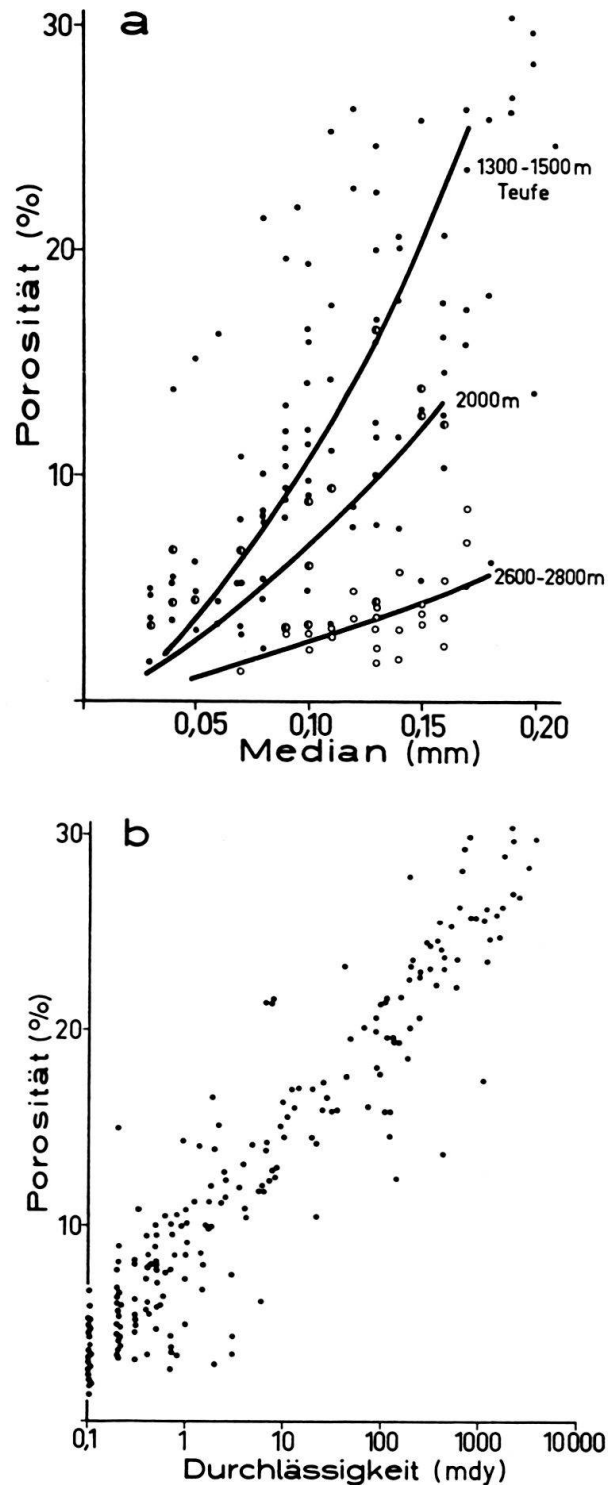


Fig. 4. Darstellung der Sortierung in Abhängigkeit vom Median der entkalkten Sandsteine. Das Rechteck, welches in allen 5 Diagrammen die gleiche Lage besitzt, ist zum besseren Vergleich der Punkthäufungen eingezeichnet. Nähere Erläuterungen im Text.

In der unteren Reihe von Fig. 4 sind die Bausteinschichten am Alpenrand und im Becken miteinander verglichen. Die Sortierung ist in den ersteren meist schlecht, in den letzteren, d. h. am Ende des Transportes, vorwiegend gut.

Da die Molassegesteine wegen ihres detritischen Karbonatgehaltes sehr empfindlich gegen diagenetische Einflüsse sind, lassen sich diese hier recht gut verfolgen. Dabei ist fast immer nur der kalzitische Feindetritus umkristallisiert, wobei sich die Porenräume verkleinerten. Dementsprechend hängen Porosität und Festigkeit in erster Linie vom Pelitgehalt, d. h. von der Korngrösse ab. Wegen der Verstärkung der Diagenese mit wachsender Tiefe ist ausserdem eine Abhängigkeit der Porosität von der Teufe zu erwarten. Beides zeigt Fig. 5a. (In Fig. 5a und 5c



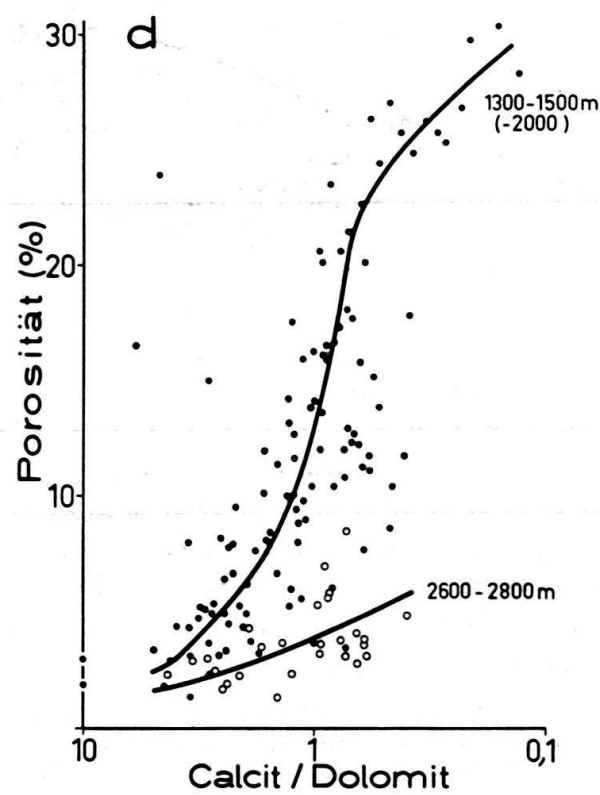
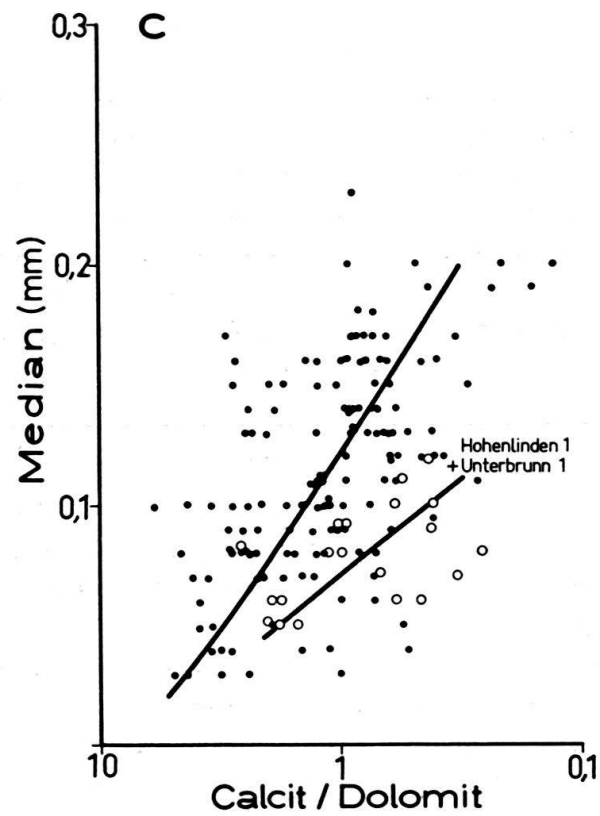


Fig. 5. Zur Diagenese der Bausteinschichten in den Bohrungen des deutschen Alpenvorlandes.
Erläuterungen im Text.

ist der Median der von Karbonat befreiten Proben aufgetragen, vgl. dazu Fig. 3.) Es sei jedoch betont, dass diese Abhängigkeit der Porosität von der Korngrösse eine Ausnahme darstellt, die hier durch diagenetische Vorgänge zustande kommt. Die Durchlässigkeit hingegen ist über die innere Oberfläche durch eine feste Beziehung mit der Korngrösse verbunden (v. ENGELHARDT und PITTER); daher verwundert es nicht, dass in diesem besonderen Fall auch ein recht deutlicher Zusammenhang zwischen Porosität und Durchlässigkeit zu beobachten ist (Fig. 5b). Fig. 5c zeigt, dass der Kalzit vor allem als Feindetritus, der Dolomit aber als Grobdetritus auftritt, wie bereits erwähnt wurde²⁾. Aus Fig. 5a und 5c ergibt sich 5d. Wiederum ist auch der Einfluss der Teufe zu erkennen.

2. Chatt

Während die Mächtigkeit der Bausteinschichten im Becken 100 m und am Alpenrand wenige 100 m kaum überschreitet, sind in den grossen Schuttfächern am Alpenrand bis 4000 m Chatt + Aquitan aufgehäuft. Gegen N nimmt ihre Mächtigkeit sehr regelmässig ab: Auf der Breite von München beträgt sie etwa 1000 m, wenig südlich von Augsburg nur noch 500 m. Dieser scheinbar einfache Bau wird jedoch durch die sedimentpetrographische Untersuchung nicht bestätigt. Die Schichtenfolge liess sich vielmehr in fünf eigengesetzliche Abschnitte aufgliedern, von denen wahrscheinlich zwei ins Chatt und drei ins Aquitan gehören. Sie werden im folgenden von unten nach oben besprochen.

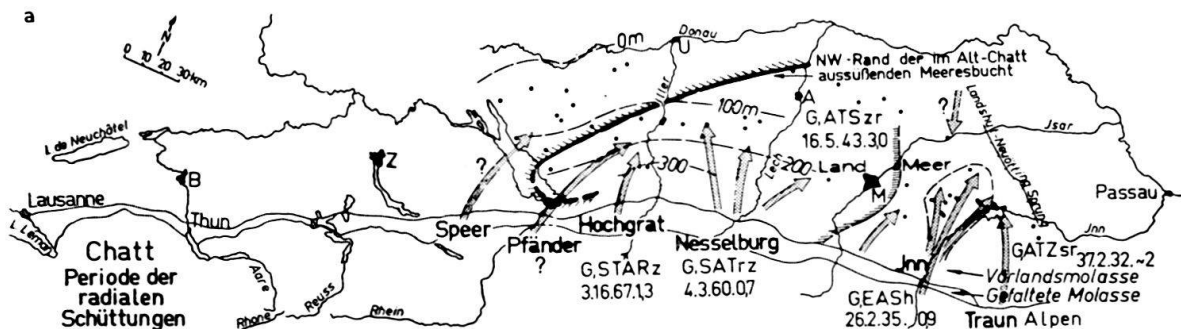


Fig. 6a: Die Cyrenenschichten, welche die Bausteinschichten überlagern, wurden in einem tieferen, jedoch nach W abgeriegelten Meeresbecken sedimentiert. Dementsprechend fehlen grobe Sandschüttungen von W. Dann zog sich das Meer auf das Gebiet östlich von München zurück. Über das nunmehr terrestrische Gebiet wurden von S her die feinsten Abschlammungen des Hochgrat- und Nesselburgfächers in einer relativ geringmächtigen Schicht ausgebreitet, und zwar bis an den heutigen Beckennordrand. Somit stellt das Chatt die Hauptausweitungsphase des Molassebeckens dar, wie bereits LEMCKE ausführte. In den Nagelfluhen des Hochgratfächers bilden Flyschsandkalke und Radiolarite, in denen des Nesselburgfächers Dolomitgerölle die Hauptkomponente (SCHIEMENZ). Dem entspricht im sandigen Bindemittel des ersteren ein erhöhter Chalcedongehalt, in demjenigen des letzteren ein deutliches Überwiegen des Dolomits. Die

²⁾ Die herausfallenden Bohrungen Hohenlinden 1 und Unterbrunn 1 gehören anderen Schüttungen an. Sie wurden in Fig. 5a und d nicht berücksichtigt.

nicht unbeträchtlichen mineralogischen Abweichungen der Sandeinlagerungen im Becken von denen des Alpenrandes mögen z. T. durch Korngrösseneffekte, z. T. durch aufgearbeitetes Material aus den Bausteinschichten zu erklären sein.

Im östlichen Meeresbecken herrschte seit dem Rupel, vor allem aber während des Chatts eine Südschüttung, welche am heutigen Innaustritt ins Meer mündete und ihr durch relativ viel Epidot, Feldspat und Hornblende charakterisiertes Material aus kristallinen Liefergebieten bezog. Die eingelagerten Sandsteine führen gelegentlich Erdgas in wirtschaftlich ausbeutbaren Mengen.

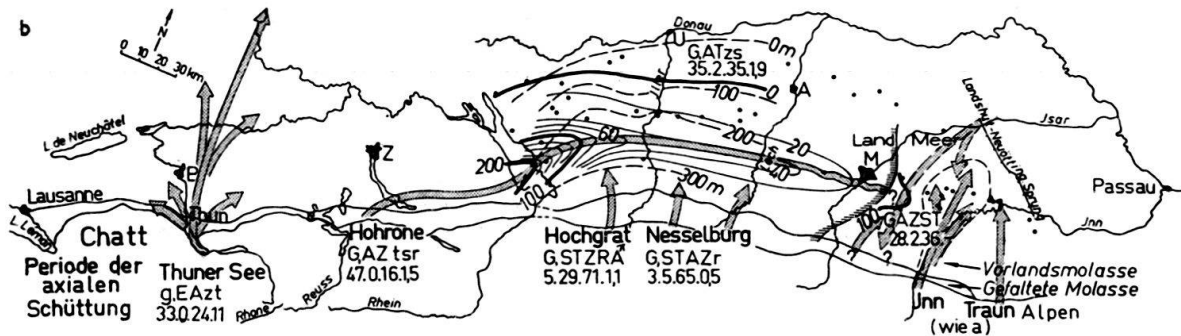
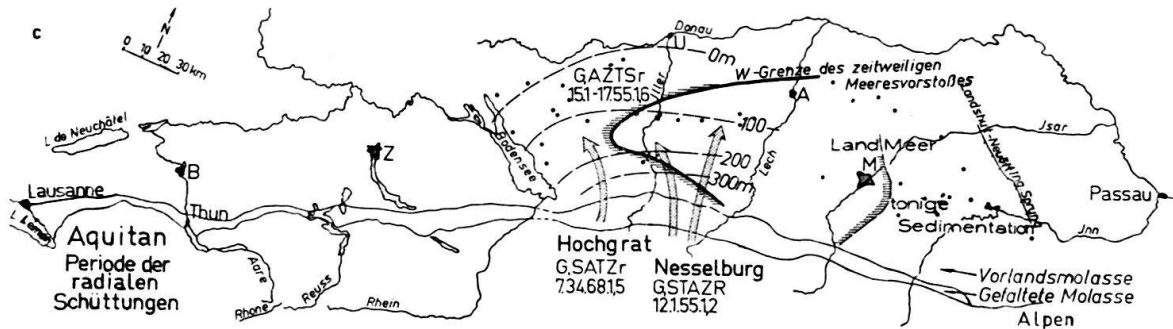


Fig. 6b: Die Sandeintragerungen dieses Abschnitts unterscheiden sich vom Liegenden durch ihren hohen Feldspatgehalt und das Zurücktreten des Staurooliths. Granat und Apatit sind die beherrschenden Schwerminerale. Damit lassen sich diese Sande von der granitischen Molasse der Hohen Rone südlich des Zürichsees mit ihren extrem kristallinreichen Geröllschnüren (bis 58% nach KLEIBER) herleiten, wie dies bereits von HABICHT vermutet und kürzlich auch von HOFMANN sedimentpetrographisch festgestellt wurde. Wir haben also ähnlich wie in den Bausteinschichten einen beckenparallelen Sandtransport vor uns, der jedoch hier, wie die Gesamtkonfiguration zeigt, sicher fluviatil ist. Die aus den Schlumbergerdiagrammen zu entnehmende Mächtigkeit aller Kalksandsteinlagen zusammen (ausgezogene Linien) nimmt von 200 m am Bodensee schnell gegen E ab, so dass nur noch wenige (höchstens 20 m) das Mündungsgebiet bei München erreichen. Die sukzessive Zunahme des Turmalin- und Karbonatgehaltes und die Abnahme des Feldspatgehaltes in den Sandlagen zeigen eine zusätzliche, wenn auch geringe Südzufuhr von sandigem Material an. Da diese Südschüttungen überwiegend feinkörnig waren, wie unter 6a gezeigt wurde, ist zu vermuten, dass auch der grösste Teil der Mergellagen von dort stammt. Hierfür sprechen auch die Linien gleicher Gesamtmächtigkeit derselben (gestrichelt; ebenfalls aus den Schlumbergerdiagrammen), sowie die petrographische Zusammensetzung der aus den Mergellagen ausgeschlammten Sande. Röntgenanalysen der Tone konnten keine zusätzlichen Argumente liefern, da die Verteilung der Tonminerale (der Häufigkeit nach: Montmorillonit, Glimmer, Chlorit und Kaolinit) mit wenigen Ausnahmen recht einförmig ist, wie bereits VERNET feststellte.

Im Osten erreicht zu dieser Zeit die Innschüttung ihre grösste Intensität, im Westen gilt das gleiche für die ebenfalls Epidot führende, von v. Moos bis Delsberg nachgewiesene Thuner-See-Schüttung. Manches spricht dafür, dass diese sogar rheinabwärts bis Darmstadt reichte.

3. Aquitan

Fig. 6c: Die östlichen Chattsande werden von vollmarinen Tonmergelsteinen überlagert, in welchen nach Mikrofauna die Chatt-Aquitangrenze liegt. Dieser feinkörnige Abschnitt lässt sich durch Schlumbergervergleich und z. T. auch mikrofaunistisch mit einem Meeresvorstoss ins Westbecken parallelisieren, welcher da-



durch ermöglicht wurde, dass die Hohroneschüttung zeitweilig ausblieb (wie der niedrige Feldspatgehalt beweist), während die Beckensenkung vermutlich ihren Fortgang nahm. Dies bedeutet, dass sehr wahrscheinlich der unterste Teil der granitischen Molasse in der Ostschweiz (Fig. 6b) ein chattisches Alter besitzt, wie es tatsächlich neuerdings am Südufer des Zürichsees durch ZÖBELEIN nachgewiesen wurde. Die radialen Schüttungen des Hochgrat- und Nesselburgfächers beherrschen auch schon kurze Zeit vor dem Meereseinbruch und nach seinem Rückzug das Becken. Im letzteren tritt der Stauolith gegenüber dem Alpenrand zurück, was mit seiner groben Körnung zu erklären ist.

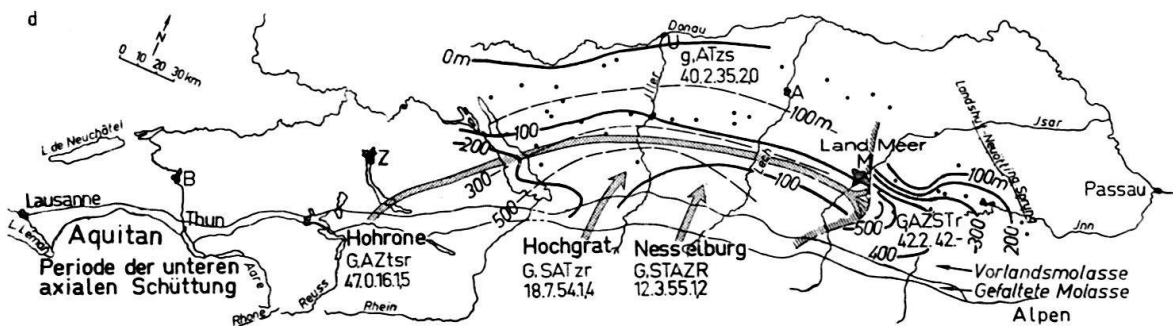


Fig. 6d zeigt anschliessend die Hohroneschüttung auf dem Höhepunkt ihrer Ausstrahlung. Die Gesamtmächtigkeit der Sandlagen vermindert sich beim Transport durch das Becken sehr viel weniger als in Fig. 6b: Von 200 m am Bodensee auf etwa 150 m bei München. Darin zeigt sich eine ungleich intensivere Entwässerung, welcher im marinen Bereich mächtige Deltasedimente (bis 500 m) entsprechen. Dabei wurde infolge der gleichmässigen Absenkung des Beckens im terrestrischen Bereich gleich viel sedimentiert wie im marinen – ein Beispiel für die «contrôle par le fond» (LOMBARD). Die Innschüttung hat zu dieser Zeit bereits aufgehört zu bestehen. Hochgrat- und Nesselburgschüttung hingegen sind weiter

wirksam. Die Formeln ihrer mittleren Zusammensetzung zeigen seit dem Beginn des fluviatilen Chatts ein stetiges Ansteigen des Feldspatgehaltes, ausserdem im Nesselburgfächer etwa zugleich mit dem Auftreten der (fast stets dolomitfreien) Flyschsandkalkgerölle (SCHIEMENZ) einen relativen Rückgang des Dolomitgehaltes (Fig. 6c). Das Becken erweiterte sich nochmals deutlich gegen N.

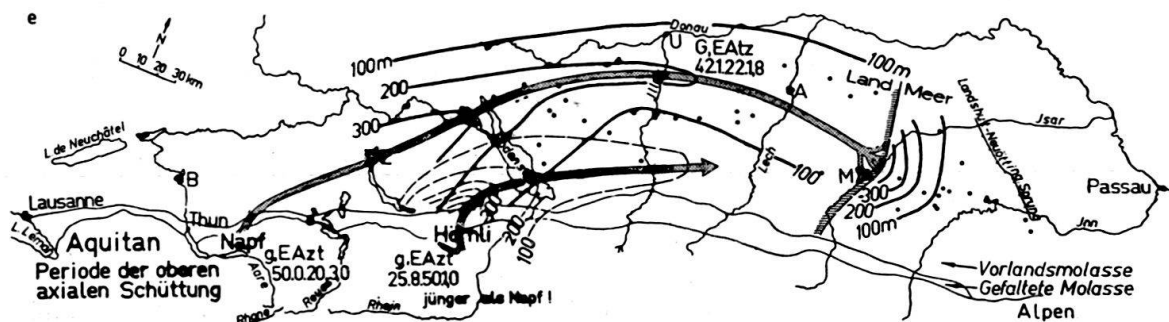


Fig. 6. Die Schüttungen im Chatt und Aquitan. Auf 6a–d geben die ausgezogenen Linien die Gesamtmächtigkeit der Sandlagen, die unterbrochenen Linien die Gesamtmächtigkeit der zwischengelagerten Mergelsteine an. Kräftige Pfeile und Linien = Schüttungen. A = Augsburg, B = Bern, M = München, U = Ulm, Z = Zürich. Erklärung der Formeln siehe unter Fig. 2. Weitere Erläuterungen im Text.

Fig. 6e: Hier erreichte diese Erweiterung ihren Höhepunkt: Die Beckenachse verlief etwa durch Augsburg. Die epidotreiche, relativ karbonatarmer Napfschüttung der Mittelschweiz speiste ein Flußsystem, welches, kaum durch Südeinschwemmungen verdünnt, im grossen Bogen nach Osten strömte und wie seine Vorläufer bei München ins Meer mündete, wo seine Deltaablagerungen in den Bohrungen nachzuweisen sind. Auf eine Trennung von Sand- und Mergellagen wurde in diesem Kärtchen verzichtet, da die Napfschüttung bereits unmittelbar nördlich ihres Alpenaustritts, in der Bohrung Altishofen, zahlreiche Mergellagen enthält (KOPP), und weil ausserdem die Gesamtmächtigkeit der Mergellagen im deutschen Molassebecken für diese oberste Schicht des Aquitans keine Zunahme gegen Süden zeigt, sondern sich mit der Mächtigkeitsverteilung der Sandlagen etwa deckt. Demnach waren, wie bereits oben angedeutet, Hochgrat- und Nesselburgfächer zu dieser Zeit kaum wirksam. Die Hohrneschüttung aber war auf ihre allernächste Umgebung beschränkt, wie örtliche Untersuchungen zeigten.

Diese obere granitische Molasse wird in der Ostschweiz an scharfer Grenze von der oberaquitane Mergelzone (BÜCHI), den zunächst noch feinkörnigen Sedimenten der Hörnlichschüttung, überlagert (gestrichelte Mächtigkeitslinien). Diese letztere unterscheidet sich von der Napfschüttung in den Gerölleinlagerungen am Alpenrand durch eine stärkere Beteiligung von Dolomitgeröllen auf Kosten der Kristallinkomponenten und durch einen relativ grossen Gehalt an Grüngesteingeröllen (BÜCHI). Dem entspricht in den Kalksandsteinen ein höherer Karbonat- (vor allem Dolomit-) Gehalt und ein geringerer Feldspatgehalt. Das Schwermineralbild der beiden Schüttungen jedoch ist gleich. Die Kombination «viel Epidot + viel Feldspat» in der Napfschüttung wird durch z. T. saussuritisierte Granite im Herkunftsgebiet erklärt, welche in den Gerölleinlagerungen am Alpen-

rand (Entlebuch) die beherrschende Rolle spielen (FRÖHLICHER). Die Kombination «viel Epidot + relativ wenig Feldspat» in der Hörnlschüttung entspricht in gleicher Weise dem geringen, aber typischen Gehalt an z. T. extrem epidotreichen Grüngesteinen neben überwiegenden Sedimentgeröllen.

In der mittleren petrographischen Formel der Beckensedimente wurden in Fig. 6e Napf- und Hörnlschüttung nicht voneinander getrennt.

4. Einige allgemeine Beobachtungen zur Ausbreitung und Herkunft des Molasse-schuttles

Es fällt auf, dass die aus vorwiegend kristallinen Liefergebieten stammenden Schüttungen (im Chatt: Thuner See, Hohrone und Inn; im Aquitan: Napf, Hohrone und Hörnli z. T.) eine wesentlich grössere Reichweite besitzen als die Schuttströme aus überwiegend sedimentären, randalpinen Abtragungsgebieten. Man kann dies damit erklären, dass beim Zerfall von Graniten und Gneisen hauptsächlich psammitischer Schutt, bei der Abtragung von Karbonatgesteinen (z. B. Hauptdolomit, Fleckenmergel) jedoch mehr psephitischer und pelitischer Schutt entsteht. Demgemäss verloren die letzteren Schüttungen den grössten Teil ihrer Fracht unmittelbar an dem Gefälleknick des Alpenrandes in umfangreichen, schlecht sortierten Nagelfluhen, wie dies auch in anderen fluviatilen Gebieten (Amazonas in Ostperu, nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. KOCH, Gewerkschaft Elwerath) zu beobachten ist. Man braucht zur Erklärung dieser Gesteine daher nicht die Einmündung in einen Süsswassersee heranzuziehen, in dem sich die einzelnen Schichten wohl auch besser korrelieren lassen müssten.

Die obere Reihe in Fig. 4 zeigt, dass das sandige Bindemittel der Nagelfluhen und ihre Abkömmlinge im Becken («Randfazies») wesentlich schlechter sortiert sind als die Sande von Schüttungen aus kristallinen Liefergebieten (granitische Molasse = «Beckenfazies»). Nach dem Vorschlag von P. SCHNEIDERHÖHN sind Sedimente mit einem Sortierungskoeffizienten $< 1,51$ als gut, mit $> 1,87$ als schlecht sortiert zu bezeichnen. Vom Alpenrand ins Becken hinein ändert sich die Sortierung nicht – im Gegensatz zu den brackischen Bausteinschichten. Betrachten wir nun statt der «Sortierung», in welche ja ausser der Sortierung der Sandkomponente auch der oft eigengesetzliche Tongehalt eingeht, nur die erstere, indem wir als «Steilheit» St den Quotienten derjenigen Korngrössen definieren, zwischen denen die Summenlinie in ihrem steilsten Teil um 10% ansteigt (Fig. 7). Diese Grösse zeigt nicht nur vom Alpenrand ins Becken eine Veränderung an, sondern auch in den WE-Schüttungen der granitischen Molasse am Alpenrand selbst, und zwar in dem Sinne, dass die Summenlinien mit zunehmendem Transportweg steiler werden (niedrigere Steilheitswerte; Fig. 8).

Gegenüber dem Korngrössenmaximum der entkalkten Gesamtprobe ist das Feldspatmaximum wegen der besseren Spaltbarkeit stets zu feineren Korngrössen verschoben, und zwar in Resedimenten (second cycle sediments) stärker als in der granitischen Molasse (first cycle sediment; Fig. 9).

Es konnte immer beobachtet werden (s. o.), dass die mineralogische Zusammensetzung der Molassepsammite am Alpenrand mit derjenigen der eingelagerten Gerölle so gut übereinstimmt, dass sich die ersteren weitgehend aus den letzteren

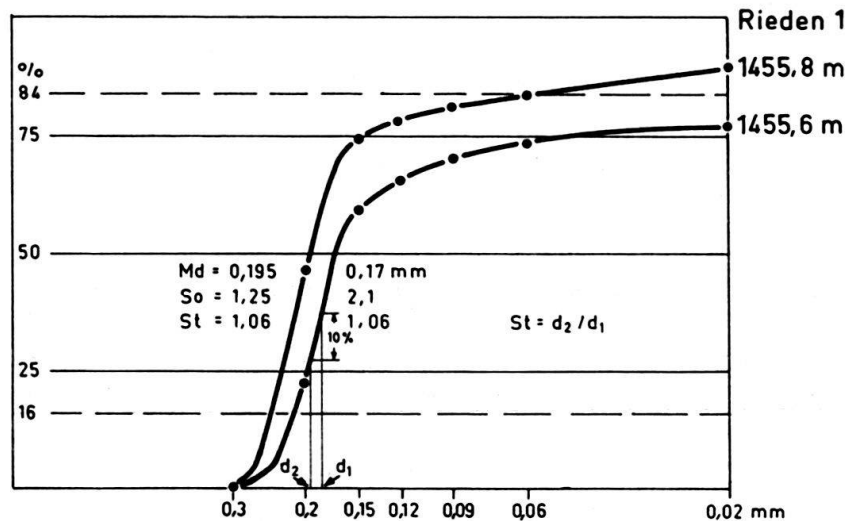


Fig. 7. Summenlinie zweier benachbarter Proben verschiedener Sortierung und Korngrösse, aber gleicher Steilheit – zur Erläuterung der letzteren – aus den Bausteinschichten der Bohrung Rieden 1.

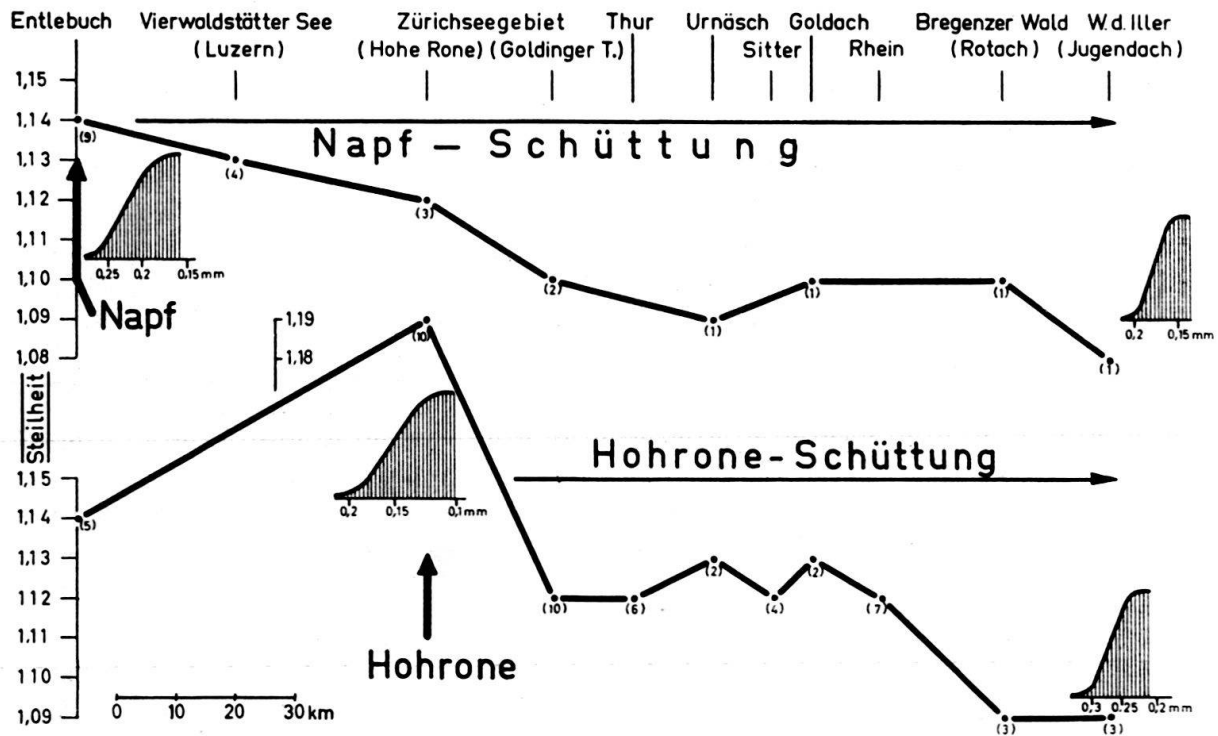


Fig. 8. Zunahme der Steilheit in den beiden Abteilungen der granitischen Molasse mit wachsender Entfernung vom Schüttungszentrum. Probenzahl in Klammern.

herleiten liessen. Dabei zeigte es sich, dass die Flyschsandkalke als Sandlieferanten in den grossen Nagelfluhschüttungen die Hauptrolle spielen. Eine Zunahme von Kristallinkomponenten macht sich stets durch einen erhöhten Feldspat- und Apatit- oder Epidotgehalt in den Psammiten bemerkbar. Einige Minerale, deren Herkunft durch die Untersuchung eingelagerter Gerölle nicht geklärt werden konnte (Granat, Staurolith, Disthen), dürften von wenig transportresistenten Metamorphiten stammen, die den Alpenrand nicht als Gerölle erreichten.

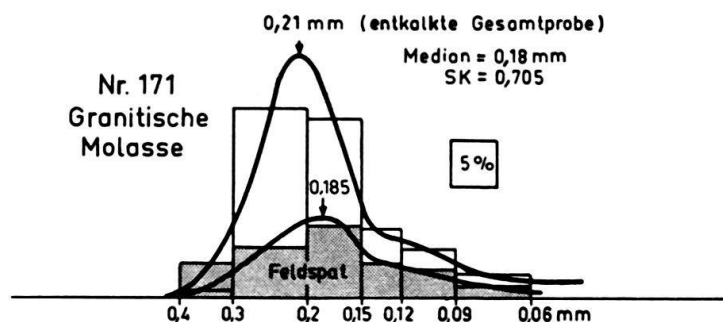


Fig. 9. Verteilungskurve mit eingezeichnetem Feldspatanteil. SK = Schiefe (skewness, $Q_{25} \cdot Q_{75} / Md^2$). Diese ist infolge des Überwiegens feinerer Beimengungen in fast allen untersuchten Proben < 1 .

Zum Schluss noch ein Beispiel dafür, wie die Untersuchung der Molassegesteine gelegentlich auch zur Klärung inneralpiner Vorgänge beitragen kann. In Zusammenarbeit mit Herrn Dr. F. KARL (Clausthal) konnte als Mindestalter der alpidischen Metamorphose das Rupel bestimmt werden, und zwar durch den Nachweis der für die Tauernkristallisation typischen blaugrünen Hornblende (Barroisit) in den Tonmergelschichten des Rupels bei Höhenmoos im Bereich der Innschüttung.

Die Einzelnachweise der mitgeteilten Beobachtungen bleiben einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

Verwendete Literatur

- BÜCHI, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal*. Diss. Zürich.
- CADISCH, J. (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. Geol. Rundsch. 19, 105–119.
- V. ENGELHARDT, W., & PITZER, H. (1951): *Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität und Korngrösse bei Sanden und Sandsteinen*. Heidelb. Beitr. Min. Petr. 2, 477–491.
- FRÖHLICHER, H. (1933): *Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatte im Entlebuch*. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, [NF], 67. Lief., 1–63.
- HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet*. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, [NF], 83. Lief., 1–166.
- HOFMANN, F. (1957): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz*. Ecl. Geol. Helv. 50, No. 2, 289–322.
- KLEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone*. Ecl. Geol. Helv. 30, 419–430.
- KOPP, J. (1955): *Die Ergebnisse der Erdölbohrung Altishofen*. Mitt. Natf. Ges. Luzern, 17, 1–16.
- LEMCKE, K. (1957): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken*. Frühjahrstagung der Dtsch. Geol. Ges. in München, Mai 1957.
- LOMBARD, A. (1953): *Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale*. Revue de l'Institut Français du Pétrole 8, No. spécial, 9–45.
- V. MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, H. 2, 169–265.
- RUTSCH, R. (1957): *Vortrag auf der Hauptversammlung der Geol. Vereinigung*. Wiesbaden.
- SCHIEHMENZ, S. (1957): *Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar*. Diss. Univ. München.
- SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): *Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse*. N. Jb. Min., Abh. 85, 2, 141–202.
- ZÖBELEIN, H. K. (1957): *Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der subalpinen Molasse, Oberbayern*. Abh. hess. L.-Amt Bodenf. 23 (S. 65).

57. — YVONNE GUBLER (Paris): **Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, Flysch «Grès d'Annot».** Avec 14 figures dans le texte.

page

TABLES DE MATIÈRES

Avant-propos	943
Plan du travail.	944
Première partie: Bassin de Barrême	
Travaux antérieurs	944
Les méthodes d'étude	946
Série stratigraphique	946
Emplacement des coupes	948
Les conglomérats	949
I Conglomérats ante-auversiens dits «Poudingue d'Argens»	949
Description des affleurements: litage	949
Les poudingues	949
1) Galets	949
a) taille	
b) origine possible	
2) Ciment	949
Les calcarénites	950
Age	950
II Poudingue de la base du Nummulitique	951
Description des affleurements: litage	951
1) Galets	951
2) Ciment	951
Age	952
Rapports et différences avec le «poudingue d'Argens»	952
III Conglomérats à <i>Natica crassatina</i>	952
Description des affleurements: litage	952
Les poudingues	953
1) Galets	953
2) Ciment	953
Les grauwackes	954
Age	955
Rapports et différences avec les poudingues précédents	955
IV Les conglomérats de la mollasse rouge et de l'Aquitanién	956
Description des affleurements: litage	956
Les poudingues	956
1) Galets	957
Age	957
Rapports et différences avec les poudingues antérieurs	958
Conclusions	958
Deuxième partie: flysch grès d'Annot	959
Travaux antérieurs	959
Les méthodes d'étude	960
Série stratigraphique	960
Emplacement des coupes	962
Description des affleurements: litage	962
Conglomérats	966

1) Galets	966
a) Taille	
b) Nature	
Granites	
Rhyolites	
Roches métamorphiques	
2) Ciment	968
Arkoses	968
Grès feldspathiques à ciment calcaire	968
Schistes pelitiques	968
Minéraux lourds	969
Granulométrie	970
Calcimétrie	970
Conclusions	971
Les faits	971
Origines possibles du matériel	973
Faits indirects	973
Les hypothèses	974
Ouvrages cités en référence	975

RÉSUMÉ

Le but est de montrer par deux exemples le rôle important des «reprises» dans la sédimentation détritique.

Dans le bassin de Barrême, des poudingues torrentiels ante-auversiens, remplissant les reliefs en creux d'une chaîne provençale locale érodée, sont repris sur place par la mer nummulitique. Au cours des déformations alpines majeures, des inversions de relief entraînent l'érosion de ces mêmes poudingues, repris dans la sédimentation à l'Oligocène supérieur et à l'Aquitanién. Le mimétisme entre ces divers poudingues est si grand qu'ils ont été confondus. Au Rupélien inférieur y sont associés des galets alpins et des cinérites andésitiques.

L'étude du flysch d'Annot, entre le Lauzanier au N et la région d'Annot, a montré par l'examen des galets de ses conglomérats, les cortèges de minéraux lourds, la granulométrie, l'étude systématique des lames minces, qu'il existe deux zones de dépôt des grès, paléogéographiquement distinctes. L'une se situe au N du dôme permien de Barrot, l'autre au S. Ces deux zones se rejoignent dans la région d'Argenton et de Castellet les Sausses près d'Annot.

Elles se distinguent par l'aspect différent des grès, des associations de minéraux différentes: absence de minéraux ou de roches de métamorphisme et abondance de matériel alpin au N; l'inverse dans le Sud.

Les grès de la zone Sud s'apparentent à ceux des Alpes Maritimes récemment étudiés par Kuenen. Les grès du Secteur N contiennent tous les éléments des formations détritiques permotriasiques. Tout porte à considérer qu'ils sont «repris» à la couverture permotriasique de socles hercyniens (Argentera Nord, voire à des zones plus internes).

AVANT-PROPOS

Il m'a paru intéressant, dans un colloque qui réunit d'éminents spécialistes des questions de sédimentologie autour des nombreux problèmes que posent encore les flyschs et la molasse, d'exposer quelques-uns des résultats d'un travail de plusieurs années, orienté sur l'étude des variations de faciès des dépôts tertiaires, depuis les zones penniques (en arrière d'Argentera) jusqu'au bassin mollassique de la Durance. Il a été réalisé avec la collaboration de jeunes élèves ingénieurs de l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole. Travail d'équipe sur le terrain comme au laboratoire,

auquel sont associés, dans l'ordre chronologique: P. CONEY, J. RABATE, R. BONAFoux, J. CASTELAIN, J. C. CHAVAND, Ph. MAGNIER, OSMAN ABD EL AZIZ, J. DOILLON, J. FERRAT, N. GOVOROFF, S. JARDINE, R. JOYES, M. SADOUN.

Je tiens, en outre, à remercier tout spécialement mes collègues et amis: O. DE CHARPAL, J. DEBYSER, J. SIGAL, A. VATAN et l'Abbé JEAN ROSSET qui m'ont assisté de leur compétence dans ce travail et avec qui j'ai discuté longuement des problèmes soulevés, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

L'étude critique des sources des matériaux détritiques, notamment des galets recueillis dans les différents conglomérats, n'avait jusqu'ici jamais été faite dans les régions étudiées. Les résultats qu'elle apporte, suggèrent quelques aspects nouveaux de la chaîne alpine au moment de leurs dépôts. Bien que l'enquête n'en soit qu'à ses débuts, les enseignements obtenus méritent d'être présentés et soumis à la critique. La question n'en sera pas traitée dans son ensemble, mais limitée à deux exemples qui permettent de situer les problèmes et ouvrent le champ de nouvelles hypothèses de travail dont beaucoup demandent à être contrôlées par des données statistiques complémentaires.

PLAN DU TRAVAIL

Les deux premières parties seront consacrées à l'exposé des faits.

La première traitera des poudingues d'âges divers du synclinal tertiaire de Barrême, qui occupe une position très occidentale par rapport à la mer nummulitique alpine (fig. 1).

La deuxième ébauchera une étude comparative de 17 coupes effectuées dans le «Grès d'Annot», flysch le plus externe des Alpes du Sud; l'emplacement de ces coupes est porté sur la figure 8.

Volontairement, il ne sera pas discuté du problème chronostratigraphique qui, incessamment, doit faire l'objet d'une importante étude critique de J. SIGAL, relative aux marnes bleues nummulitiques. Elle s'appuie sur des corrélations par microfaunes entre les synclinaux d'Annot, Peyresq, Allons, Argens, Blieux, Taulanne et Senez.

PREMIÈRE PARTIE: BASSIN DE BARRÊME

Allongé N S sur 18 km, sur une largeur ne dépassant pas aujourd'hui 3 km, le synclinorium tertiaire de Barrême comporte à sa base des formations marines surmontées par des dépôts saumâtres et continentaux.

Travaux antérieurs

Les travaux anciens de GARNIER, TOURNOUER, DEPERET, ZURCHER, BOUSSIER repris par J. BOUSSAC (1912), ceux de A. F. DE LAPPARENT (1938), de J. GOGUEL (1936-1953) ont rendu classique la localité de Barrême située sur la route Napoléon (N 207) à 30 km de Digne.

La légende des cartes géologiques au 1:80 000^e Digne et Castellane (2^e édition) répartit les différentes formations entre:

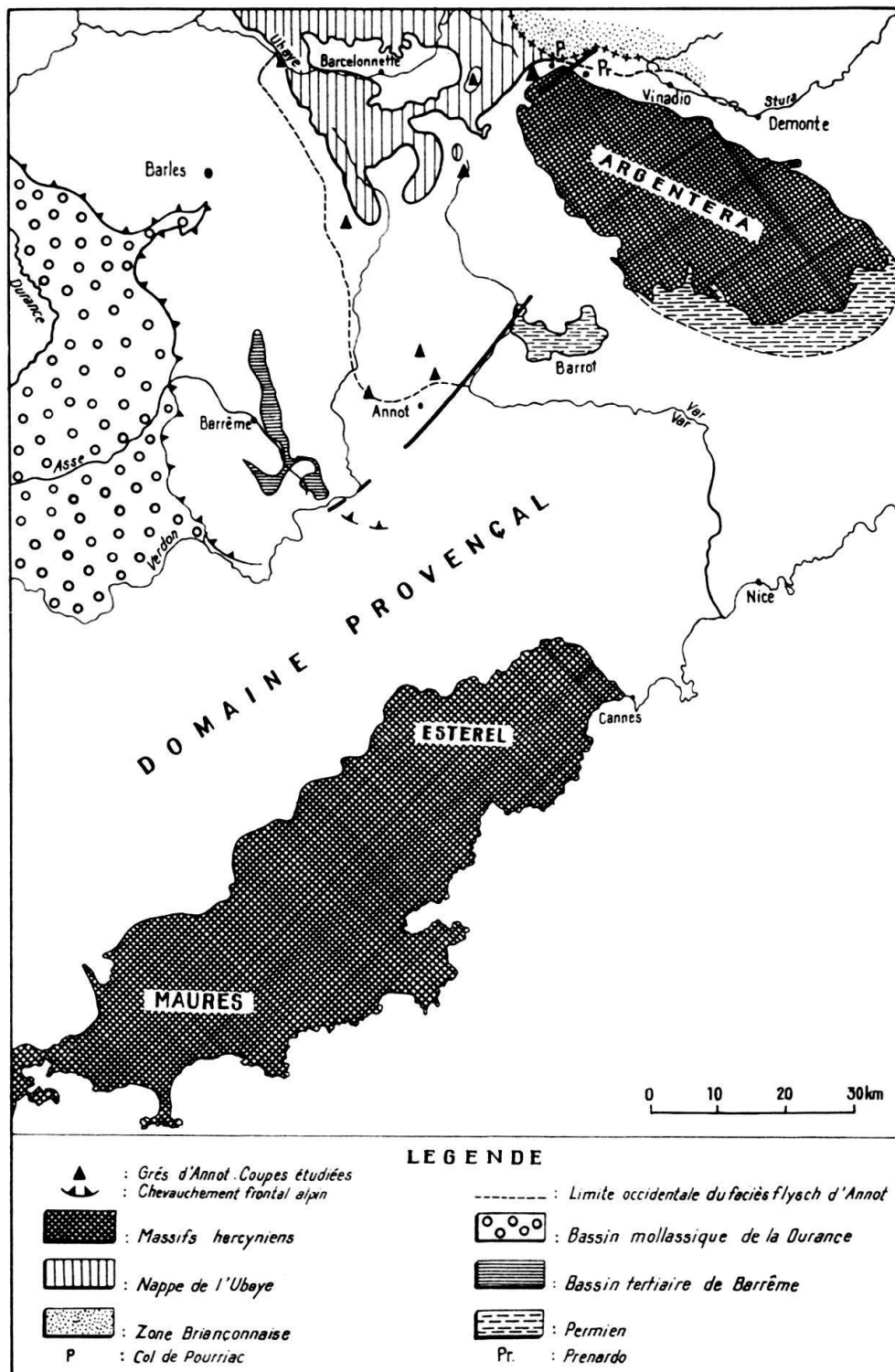


Fig. 1

- (m_{III} b) Lattorfien marin transgressif sur divers termes du Crétacé inférieur, comportant de bas en haut des calcaires et conglomérats, marnes et grès;
- (m_{III} a) Sannoisien supérieur représenté par un conglomérat à *Natica crassatina*;

- (m_{II}) Stampien représenté par une «mollasse rouge» à faune saumâtre formée de conglomérats, de calcaires et marnes rutilantes ou verdâtres à *Nystia Duchasteli*, *Hydrobia Dubuissoni*, planorbes et lymnées, discordante sur les termes inférieurs marins ou sur leur substratum;
- (m_I) Aquitanien fluvio-terrestre, formé de calcaires bitumineux à silex, de mollasse grise, à *Unio* et *Helix ramondi*.

Il est difficile de fixer l'épaisseur de chacun de ces ensembles, en raison de l'étonnante variabilité du N au S et d'O en E des formations correspondantes. Cette remarque n'avait pas échappé à J. BOUSSAC. Elle explique qu'en l'absence de levés de terrain très détaillés, certaines confusions aient pu être commises antérieurement, notamment dans les corrélations entre différents niveaux de conglomérats qui présentent une convergence de faciès extraordinaire.

Les méthodes d'étude

En 1955 seulement nous avons pu disposer d'un excellent fond topographique au 1:20000^e qui a permis, dans ce pays à faible relief, des levés très précis. La partie N du synclinal a été levée par CHAUVAUD de l'Ecole des Mines de Paris, sous la direction de M. LEMOINE, la partie S par R. BONAFOUX.

Les matériaux recueillis systématiquement dans un certain nombre de coupes ont été examinés au laboratoire du point de vue associations biologiques et minérales (associations de galets, de minéraux) qu'ils renferment. Ils n'ont pas fait jusqu'ici l'objet de travaux statistiques assez serrés, ceci fait partie des lacunes de notre étude. Les résultats obtenus, tels qu'ils sont, montrent toutefois que le mimétisme des poudingues, évoqué plus haut, s'explique par une communauté de source du matériel détritique, soumis à deux cycles d'orogénèse, d'érosion et de sédimentation.

Série stratigraphique

La transgression nummulitique s'est faite sur des termes différents. On le constate en se déplaçant d'E en O et du S au N. Tantôt sur des structures érodées jusqu'aux marnes de l'Albo-Aptien (fig. 2, coupe 1), voir même jusqu'au Barrémien, tantôt sur des poudingues monogéniques, à éléments locaux uniquement crétacés, d'âge encore inconnu (fig. 2 coupe 3) dont les travaux de J. RABATE, J. C. CHAVAND, PH. MAGNIER, J. CASTELAIN ont démontré qu'ils se sont déposés antérieurement à l'Auvervien.

Dans le cas particulier où la transgression marine s'est faite sur ces poudingues, on observe toujours à sa base, où dans les premiers bancs marins, la présence de galets empruntés au poudingue sous-jacent, dont certains perforés, nous y reviendrons plus loin.

Les études de R. BONAFOUX, OSMAN ABD EL AZIZ, B. GUERIN-DESJARDINS, F. DOILLON, ont montré que la transgression nummulitique débute plus tôt dans les synclinaux de Barrême, Blieux, Taulanne que ne l'admettait J. BOUSSAC: elle commence au Bartonien par des dépôts lithologiquement variés: conglomérats lenticulaires, calcaires gréseux, calcaires lumachelliques, calcaires à polypiers. Ceci mérite d'être souligné car dans cette bordure de bassin qui s'étend sur une surface

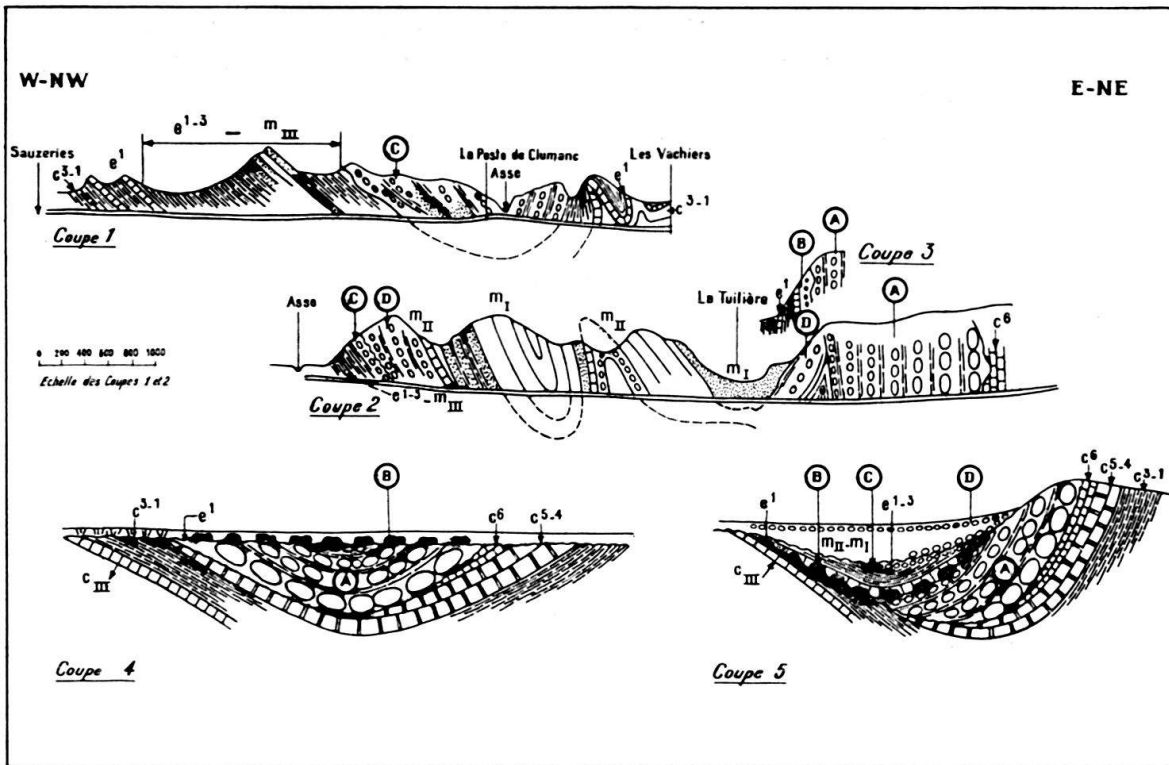


Fig. 2

Coupe 1 – Coupe du synclinal de Barrême (partie N) suivant la route D 219.

Coupe 2 – Coupe du synclinal de Barrême suivant la Nationale 207.

Coupe 3 – Flanc ouest de la crête de Dardayonne, ravin N de la Tuillière.

Coupe 4 – Coupe schématique montrant la position « en creux » du poudingue d'Argens au moment de la transgression nummulitique.

Coupe 5 – Coupe schématique montrant l'inversion du relief et la position « en top » du poudingue d'Argens au moment du dépôt des mollasses d'eau douce du Chattien et de l'Aquitainien.

Légende des coupes:

c_{III} Barrémien calcaire; c^3 Albo-Aptien marneux; C^{5-4} Cénomanién calcaire; C^6 Turonien calcaire à spongiaires. (A) poudingue d'Argens antennumulitique, (B) poudingue nummulitique à galets perforés; e^1 Bartonien calcaréo-détritique ou calcaire; $e^{3-1} - m_{III}$ Priabonien-Oligocène inférieur: marnes bleues à foraminifères et grès de Ville; (C) poudingue polygénique à *Natica crassatina*; m_{II} Rupélien supérieur: marnes rutilantes, calcaires et conglomérats (D); m_I Aquitainien: calcaires bitumineux mollasses et conglomérats; e: éboulis.

limitée, ces variations étonnantes, dans la lithologie et dans les associations de faunes ou de microfaunes correspondantes, rendent les corrélations difficiles, même à courte distance.

1° La série marine de base e^1 repose en discordance, comme le remarque J. BOUSSAC dans son remarquable ouvrage qui reste le fondement de toute étude dans le Tertiaire alpin, sur n'importe quel terme du Crétacé. La coupe 1 (fig. 2) montre sa transgression sur l'Aptien, la coupe 3 sur les poudingues antennumulitiques. Quelqu'en soit la lithologie, cette série ne dépasse jamais une dizaine de mètres.

2° Au-dessus viennent des marnes bleues à foraminifères qui contiennent de rares mollusques, elles débutent dans le Priabonien e^{3-1} . D'après les études de

J. SIGAL et J. ESPITALIE (non encore publiées), elles monteraient dans l'Oligocène inférieur m_{III} qui engloberait aussi les grès sus-jacents (grès de Ville de la coupe 1 et grès de Senez). La puissance de l'ensemble est extrêmement variable, de l'ordre de 200 m, pouvant atteindre jusqu'à 500 m, soit qu'il y ait disparition par érosion de certaines formations ou qu'il se soit produit d'importantes différenciations au cours de la sédimentation.

L'ensemble 1 et 2 correspond au $m_{III}b$ de la légende des cartes de Digne et Castellane.

3° Au sommet, et surtout dans la partie N du synclinal de Barrême, la série marine s'achève par le dépôt d'un conglomérat à *Natica crassatina* et *Nummulites Garnieri* sur lequel, à Saint-Lions ($x = 194,7$; $y = 926,5$), au lieu dit Coulet Rouge, en compagnie de M. LEMOINE et P. CHAUVAUD nous avons découvert un récif à Polypiers d'une surface de 250 m² sur une épaisseur de 50 cm qui témoigne de la fin du régime marin.

Cette formation est attribuée dans la légende des feuilles Castellane et Digne au Sannoisien supérieur m_{III} . L'étude des faunes permettra peut-être d'être plus précis.

4° En discordance sur n'importe quel terme de la série marine ou de son substratum, comme l'a si bien indiqué A. F. DE LAPPARENT, repose la « mollasse rouge » saumâtre avec ses conglomérats, ses calcaires, ses calcarénites rutilantes; elle peut atteindre 250 m. Vers le haut, CH. DEPERET y a signalé et décrit une faune abondante de Gastéropodes qu'il attribue au Rupélien supérieur (Stampien des cartes géologiques de Digne et Castellane).

5° Les termes supérieurs, qui ne contiennent que des faunes continentales, marquent le remplissage final par des matériaux locaux d'un bassin lacustre en voie de comblement (mollasse de la Tuilière et conglomérats de Roche Blanche sur la feuille Moustiers Sainte Marie n° 4 $x = 188,6$; $y = 927,8$). Leur épaisseur atteint 150 m. Ils correspondent à l'Aquitaniens m_I . Aucun élément nouveau ne modifie ces attributions d'âge.

Emplacement des coupes

Les coupes choisies en référence sont portées sur la figure 2.

La coupe 1, sur la feuille de Digne, reproduit en partie celle donnée par J. BOUSSAC dans son mémoire¹⁾.

La coupe 2, sur la carte de Castellane, suit la route N 207 de Barrême à Moriez entre le pont de l'Asse et le km 3; elle retiendra particulièrement notre attention. Elle est complétée par la coupe 3 située à 300 m plus au N dans le ravin de la Tuilière ($x = 192,6$; $y = 926,3$).

L'importance en est capitale car elle apporte des arguments qui modifient complètement la compréhension de la coupe 2 décrite par les auteurs d'après l'interprétation qu'en donne J. Boussac dans sa thèse²⁾.

¹⁾ J. BOUSSAC, fig. 75, page 184.

²⁾ J. BOUSSAC, loc. cit. p. 186.

Les conglomérats

Nous avons recherché, malgré les ressemblances troublantes, à définir, pour chacun des horizons de conglomérats rencontrés, un certain nombre de critères spécifiques permettant de les distinguer entre eux et par suite de les placer dans leur position vraie dans l'échelle stratigraphique.

Nous les examinerons dans l'ordre de leur apparition successive: poudingue d'Argens antennumulitique, poudingues de base du Nummulitique, poudingue à *Natica crassatina*, poudingues de la mollasse rupélienne et aquitanienne.

I. - CONGLOMÉRATS ANTE-AUVERSIENS: «POUDINGUE D'ARGENS»

C'est dans le synclinal d'Argens (feuille Digne) en effet qu'avec J. RABATE, en 1955, nous avons pu, avec certitude, établir leur position antérieure au Nummulitique. C'est pourquoi je propose de les désigner, par commodité de langage, sous le nom de «conglomérats d'Argens». Ils figurent en A sur les coupes 2 et 3.

Le long de la Nationale 207, ils ont été attribués par divers auteurs à l'Oligocène m_{II} et figurent comme tels sur la carte de Castellane. La coupe 3 ne permet aucun doute quant à leur position stratigraphique réelle: ils sont antérieurs à la transgression nummulitique. Quant à leur position inférieure, elle est variable: sur la coupe 2, ils reposent sur le Crétacé supérieur; on les connaît ailleurs sur des termes plus anciens du Crétacé. Epais de plus de 500 m, ils traversent l'Asse au S formant la montagne du Bois de Lieye et constituent au N la crête de Dardayonne dont la pente occidentale correspond à la coupe 3 de la figure 2.

Description des affleurements, litage.

Dressés à la verticale, ils sont formés de bancs durs en relief à stratification irrégulière, épais de 3 m à 1 m, séparés par des niveaux plus tendres lenticulaires, ravinés par l'érosion, entre lesquels s'intercalent des coulées de gravillons. L'épaisseur des bancs est fonction de la taille du matériau entraîné; on constate qu'elle diminue de bas en haut.

Les poudingues

1° Galets:

a - Taille: les éléments calcaires blancs vont de la taille des «blocs» atteignant près d'un mètre de diamètre, à celle du poing, celle des silex est plus réduite.

Les galets contigus sont légèrement inclinés dans une direction préférentielle. Certains montrent des phénomènes d'usure de «rotation» que A. CAILLEUX interprète comme témoignages d'anciennes marmites torrentielles; la plupart sont impressionnés mais aucun ne montre de perforations. Leur classement augmente en même temps que leur taille moyenne diminue en montant dans la série.

b - Origine possible: dans les coupes 2 et 3 tous les galets proviennent du Crétacé terminal, Turonien calcaire à spicules et silex (fig. 3). Certains montrent des Inocérames et des éponges; ils sont arrachés à un matériel local.

2° Ciment:

Il est à peu près inexistant dans les bancs inférieurs, augmente en s'élevant dans la série et correspond alors à une fine calcarénite formée essentiellement de

gravelles, calcaires à spicules, de quelques microns. On y observe localement un peu de quartz et de glauconie détritique que nous pensons enlevés par érosion au Cénomanién local.

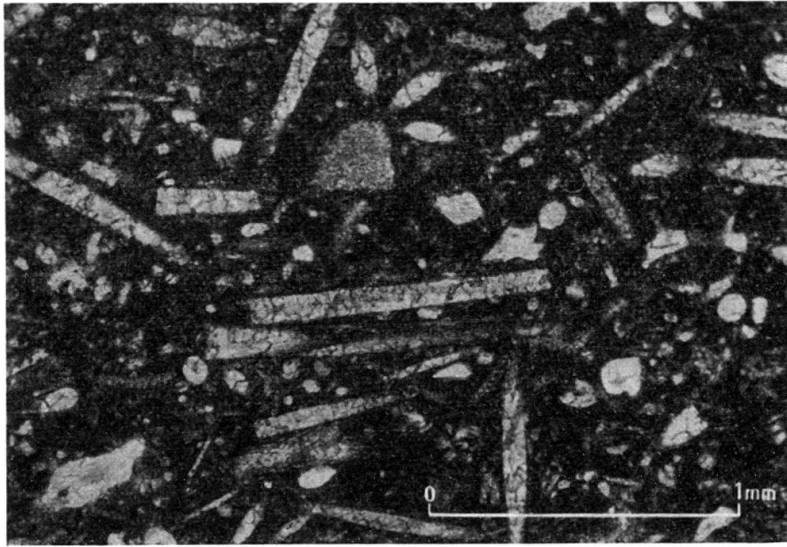


Fig. 3. Section dans un galet calcaire à spicules

Les calcarénites

Suivant la taille de leur grain, elles peuvent être classées en limons, sables et graviers qui résultent d'un transport par les eaux courantes. Les phénomènes de rubéfaction y sont fréquents. Ils donnent à la roche un aspect bigarré que BERSIER, à propos de la mollasse du Jorat, attribue à des oxydations pouvant se produire pendant des temps d'exposition à l'action atmosphérique entre deux phases de dépôt. Dans ces vases argilo-calcaires il n'est pas rare de voir s'identifier des grumeaux calcaires blancs que l'érosion dégage en « dragées ».

Aucune macrofaune n'y a jamais été trouvée, cependant J. C. CHAVAND signale à Peyresq dans des marnes grises interstratifiées entre les poudingues des Opercules de Gastéropodes. De nombreux lavages ont été effectués qui n'ont montré qu'une microfaune remaniée avec mélanges de foraminifères arrondis et usés comprenant des formes remontant jusqu'au Cénomanién (*Globigérines*, *Globotruncana*, *Arenobulimina*).

Tous ces caractères évoquent une sédimentation continentale rapide, des courants violents entraînant des matériaux d'un volume considérable, suivis de décrues quasi instantanées. Nous avons été frappés de constater des faits analogues, dans les matériaux déposés par la crue de l'Ubaye et de la Stura au cours du printemps 1957. La puissance de cette formation, la taille de ses blocs, l'usure des galets, l'alternance rapide du matériel grossier et fin, le ravinement de celui-ci par le premier, tout conduit à en faire des dépôts torrentiels.

Age

Quant à son âge, il a été dit plus haut qu'il ne peut être fixé avec précision, qu'il est tout au plus antérieur à l'Auverisien. Si une erreur à ce sujet a pu être faite le long de la Nationale 207 (coupe 2, fig. 2) où la feuille Castellane indique l'Oligo-

cène transgressif sur le Crétacé, c'est précisément parce qu'en ce point il a été confondu avec les conglomérats oligocènes m_1 qui reposent en discordance directement sur lui (fig. 4). Au bord de la route ce contact est caché sur quelques mètres par un éboulis (e) de galets empruntés au poudingue d'Argens; toutefois, on peut le suivre aisément dans les pentes des «Blachettes» en direction du N. Cependant qu'à, quelques centaines de mètres seulement, plus au N, la série marine nummulitique, non érodée, se reconstitue (fig. 2, coupe 3) montrant comme à Argens, la superposition de calcaire nummulitique marin au poudingue continental antenummulitique. L'affaire en ce point est claire.

II. – POUDINGUE DE LA BASE DU NUMMULITIQUE

En ce point d'ailleurs, comme en plusieurs autres de la montagne de Lieye³⁾ s'observe, en contact avec le «poudingue d'Argens», un second poudingue, nummulitique cette fois (coupe 3, fig. 2).

Description des affleurements, litage

Son allure est toujours lenticulaire, tantôt en bancs que l'on voit s'effiler dans le sédiment encaissant, tantôt en cordons de galets épars dans un ciment calcaire à Nummulites. Bien que toujours localisés à la base de la série marine, ils se répartissent en plusieurs niveaux⁴⁾ dont l'épaisseur varie de quelques centimètres au mètre.

1° Galets:

a – Taille: Un des caractères de ces poudingues est l'hétérométrie de leurs éléments dont la taille ne dépasse guère 20 cm. Les plus gros sont arrondis, ceux de calibre moyen montrent un certain allongement, beaucoup sont impressionnés. Sur un lot d'une vingtaine de galets, il en est toujours qui présentent des perforations remplies par le sédiment marin.

Ces «galets perforés» forment parfois à la base du calcaire nummulitique un véritable cordon, ceci s'observe notamment dans le synclinal d'Argens; mais le plus souvent, ils sont dispersés au milieu des autres éléments.

Le fait que ces perforations (fig. 4) soient réparties sur plusieurs faces évoque un mécanisme de formation dans des eaux agitées, peu profondes où des organismes lithophages ont pu se fixer sur des galets du conglomérat pré-existant (voir coupe 4, fig. 2) plusieurs fois roulés et redéposés dans la zone de déferlement des vagues. L'arrondi de certains vient à l'appui de cette hypothèse.

b – Origine possible: Tous ces galets sont repris, par affouillement au poudingue sous-jacent sans aucun apport de matériel nouveau: calcaires, silex, éponges sont empruntés directement au Crétacé supérieur local.

2° Ciment:

Ils sont fortement cimentés par une calcarénite graveleuse où l'élément calcaire détritique, crétacé à spicules, domine, mais toujours en association avec des organismes marins: Nummulites, *Chapmanina*, *Halkyardia*, Miliolidés, Algues etc...

³⁾ R. BONAFOUX –

⁴⁾ J. RABATE –

Ce ciment remplit tous les trous des galets perforés. Il comporte également quelques quartz clastiques toujours arrondis.



Fig. 4. Galet perforé; les perforations sont remplies par une calcarénite à Nummulites (ravin de la Tuilière)

Age

Il peut être fixé par le contexte des associations de microorganismes avec lesquelles les galets se sont déposés. J. C. CHAVAND a montré qu'à Peyresq ils sont auversiens, dans le synclinal de Barrême-Senez, ils peuvent être considérés comme bartoniens.

Rapports et différences avec le poudingue d'Argens

Les galets sont les mêmes, ils proviennent du remaniement sur place des galets torrentiels antenummulitiques.

La taille de ces galets ne dépasse guère 15 à 20 cm de diamètre, c'est-à-dire celle de galets des niveaux les plus jeunes du «poudingue d'Argens».

Les différences sont liées à la présence de galets perforés, à l'allure des bancs, à leur épaisseur moindre, et à la dispersion des galets dans un sédiment franchement marin.

III. - CONGLOMÉRATS A «NATICA CRASSATINA» (m_{III})

Ils sont essentiellement polygéniques et bien datés par une faune de mollusques marins recueillis en plusieurs points du synclinal de Barrême.

Description des affleurements, litage

L'aspect des affleurements est tout différent de celui des poudingues précédemment décrits, ils s'en distinguent d'abord par leur teinte sombre et leur disposition massive, en l'absence totale de litage.

En effet, au sommet des marnes ou grès à foraminifères (voir coupe 1, fig. 2) s'intercalent d'abord timidement, sur quelques centimètres, plusieurs cordons de cailloutis non cimentés, à galets aplatis et polygéniques. Ils augmentent progressivement d'épaisseur en même temps que les marnes encaissantes remaniées sont entraînées au milieu d'eux en panneaux ou galets. Ils forment une masse de galets à peine consolidés, qui s'est répandue en le ravinant dans un dépôt pélagique non induré.

Aucune stratification entrecroisée n'est visible, mais on observe une certaine orientation des masses détritiques, un étalement en croissant visible à Coulet Rouge qui évoque un cordon littoral déplacé par un courant. Il est probable qu'une étude plus détaillée de l'orientation des galets permettrait de préciser dans quel sens s'est fait ce déplacement; il semble que ce soit du N au S.

Localement, entre Sauzeries et la Poste de Clumanc (coupe 1, fig. 2) s'intercalent entre ces amas de galets des marnes à foraminifères (Globigérines) et des amas de grauweekes vert sombre dans lesquelles se sont sédimentées des cendres volcaniques. La constitution de ces poudingues change d'une coupe à l'autre. Leur puissance dépasse 100 m dans le N, elle se réduit à 2 ou 3 m vers le S.

Les poudingues

1° Galets:

a – Taille: A Clumanc, on est frappé par l'hétérométrie des galets. Les uns clairs, blanchâtres, dépassant 15 cm, parfois impressionnés, sont arrondis; localement, ils constituent jusqu'à 80% du matériel déritique. Les autres de taille beaucoup plus réduite, ne dépassent pas 5 à 6 cm, souvent même moins. Leur aplatissement est plus élevé, leur patine sombre les distinguent des précédents. Il est très remarquable qu'à Clumanc, ils ne forment qu'une faible proportion des galets, qu'à Coulet Rouge et à Barrême, au contraire, leur fréquence dépasse 90%. Dans ce cas, ils constituent un stock dans lequel l'isométrie est la règle.

b – Origine possible: Les premiers constituent un groupe de grande taille non trié, formé de roches peu résistantes au transport, de provenance locale. Ils sont empruntés aux poudingues décrits dans les séries antérieures et ont conservé leur cachet originel «continental». Les seconds, dans lesquels TERMIER déjà en 1895 reconnaissait des roches d'origine alpine lointaine, constituent un groupe résiduel où l'on peut reconnaître des éléments empruntés aux nappes penniques: roches vertes, quartzites du Trias, radiolarites, galets très plats de microbrèches du flysch nummulitique, du flysch à Helminthoïdes⁵⁾.

2° Ciment:

Il est presque inexistant à Coulet Rouge et à Barrême, où les galets sont contigus. A Clumanc, au contraire, les galets sont dispersés ou concentrés dans une formation de grauweekes abondante qui donne à l'ensemble un aspect très caractéristique.

⁵⁾ Récolté par M. LEMOINE au Coulet Rouge ou figurant dans les collections personnelles de M. MAUREL à Barrême.

Les grauwackes

En surface, elles se présentent en trainées lenticulaires de 1 à 2 m dont certaines ont plus de 100 m de long. On y observe des concrétions recouvertes de lichen qu'on confondrait aisément avec des sortes de «bombes volcaniques» (fig. 5). Il s'agit de véritables «encroûtements» dont le diamètre peut dépasser 25 cm, formés autour de galets mous de vase à Globigérines.



Fig. 5. Grauwaacke encroûtant un galet mou (route de Clumanc)

A la loupe, on y décèle une abondance de cristaux de plagioclases zonés, d'une fraîcheur étonnante. Ce fait est confirmé par l'examen microscopique; la teinte verte provient de hornblende et de pyroxènes (augite) plus altérés. A. VATAN a bien voulu examiner les plagioclases tirés du groupe andésine labrador (fig. 6) ils sont généralement associés à de petits fragments de roches volcaniques de groupe des andésites.

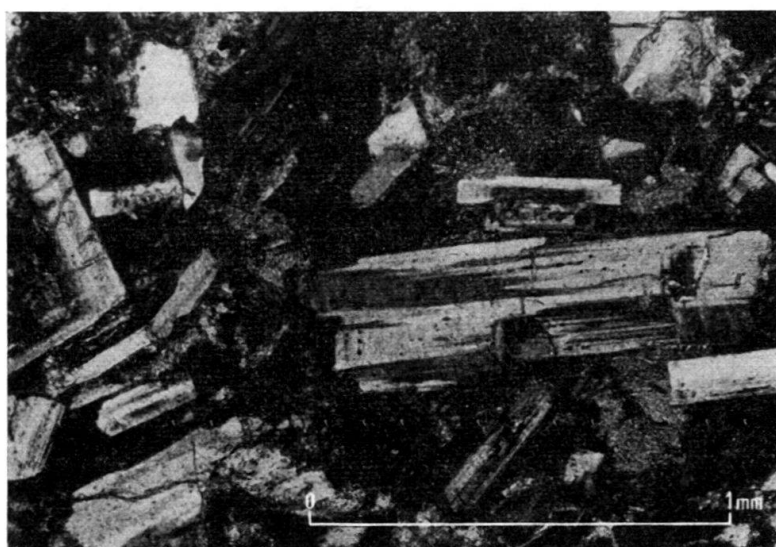


Fig. 6. Plagioclases dans grauwaacke de Clumanc

Bien que cela reste hypothétique, on peut concevoir la formation de ces croûtes par l'agglomération de cendres volcaniques autour de galets naissants de marnes à peine consolidées (le lavage de ces marnes montre en effet les mêmes associations de Globigérines que dans les marnes encaissantes) dans une zone parcourue par des courants rapides.

En dépit de la présence de galets portant l'empreinte d'un milieu continental, susceptibles par leur abondance locale d'induire en erreur sur le milieu de dépôt de cette formation, tout démontre un milieu marin. Cela évoque aussi l'arrivée rapide d'un fleuve venant du N, transportant du matériel détritique résiduel associé à des feuilles admirablement conservées et mélangé à du matériel local, dans une mer à faible pente aboutissant à la formation d'un cordon littoral.

A courte distance semble-t-il, se produisaient des éruptions volcaniques dont les cendres s'accumulaient au milieu des galets. La fraîcheur des plagioclases, et des éléments vitreux contenus dans les grauwackes de Clumanc ne peuvent être confondus avec des matériaux détritiques anciens. Des éruptions, de type andésitique, ont d'ailleurs été signalées récemment par J. GOGUEL et J. BIJU DUVAL⁶) dans les grès de St-Antonin, par A. BELLAIR dans les grès du Champsaur.

Ce qui témoigne encore d'un milieu marin de dépôt, peu profond, c'est l'existence au Coulet Rouge, au S de St-Lions, au Sommet des amas de poudingues croulants, d'un récif de polypiers en position de vie, tous admirablement conservés. Il s'est développé sur 40 cm et s'est éteint aussitôt; envahi par des sables quartzeux et des calcarénites rutilantes qui marquent en ce point la base de la mollasse rouge saumâtre à *Nystia Duchasteli*.

Age

Il a été défini par J. BOUSSAC qui en décrit de nombreux fossiles parmi lesquels: *Natica crassatina*, *N. Garnieri*, *Diastoma costellatum mut. elongatum*, *Cardium semi-sulcatum*, etc... (p. 180). Après quelques hésitations entre Oligocène inférieur et moyen, l'auteur opte pour le Rupélien inférieur.

Il est possible que la faune de polypiers de Coulet Rouge permette une plus grande précision.

Rapports et différences avec les poudingues précédents

Mis à part un stock de galets continentaux provenant encore des poudingues d'Argens, le poudingue à *Natica crassatina* diffère totalement de tous les autres:

1^o par l'apport résiduel de matériaux alpins qui témoignent d'une érosion des zones internes à cette époque;

2^o par la présence de cendres volcaniques fraîches qui présument l'existence d'éruptions contemporaines;

3^o par l'allure particulière de ses dépôts qui témoignent de dépôts très littoraux précédant le retrait définitif de la mer.

⁶) J. BIJU-DUVAL. Description géologique du dôme d'Amirat et du synclinal de Saint-Antonin. Diplôme d'Etudes Supérieures Paris 1953.

IV. – LES CONGLOMÉRATS DE LA MOLLASSE ROUGE ET DE L'AQUITANIEN

La mollasse rouge, nous venons de le dire, ne débute pas toujours par des conglomérats, mais à sa base, elle se charge toujours de lits plus ou moins importants de galets dispersés ou cimentés par un matériau calcarénitique.

Description des affleurements, litage

Les bancs, s'il en existent, sont lenticulaires, les galets, non alignés, n'y montrent aucun classement. Ils se répètent plusieurs fois sur une centaine de mètres d'épaisseur et sont séparés par des vases argilo-calcaires de plus en plus développées vers le haut de la série. Il s'y intercale de rares bancs, de 15 à 20 cm, de calcaires d'eau douce à lymnées, planorbes, et même vers le haut des sables lenticulaires.

Les poudingues

Ces poudingues, beaucoup plus développés à la base de la série, proviennent de véritables brèches de pente, éboulées directement dans un bassin fermé, d'abord saumâtre, puis de plus en plus dessalé (c'est ce qu'indiquent les faunes). Ce fait, on peut l'observer dans le ravin, qui, de la Tuilière (fig. 7), s'élève rapidement vers les crête des Blachettes. Le contact entre le poudingue d'Argens (A) et la mollasse y est visible. En discordance, on voit plaqués sur (A) des bancs lités, peu épais (C), de matériel de pente assez anguleux arraché à (A). A quelque distance de la source du matériel, les éléments bréchiques s'atténuent et passent à un calcaire d'eau douce (Ca) à débris de lymnées. Les bancs (C) sont séparés les uns des autres par des calcarénites bigarrées (Ca 1).

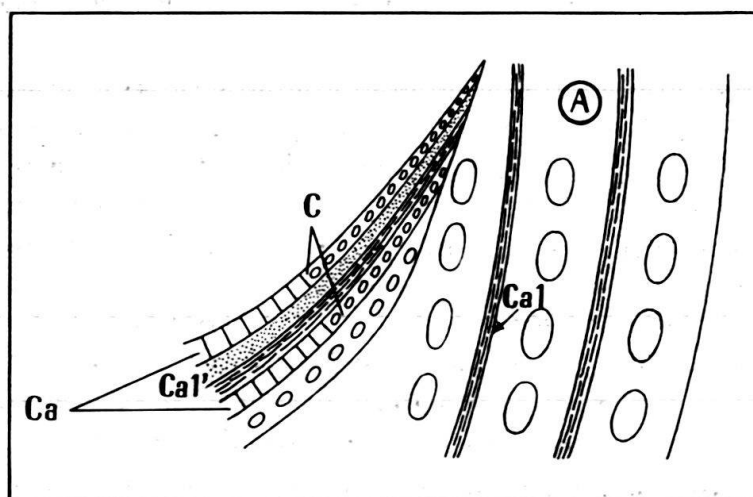


Fig. 7. Contact visible dans le ravin le plus oriental partant de la Tuilière (x = 192; y = 928,8) vers le NE en direction des Blachettes (Antenummulitique).
(A) = Poudingue d'Argens; (C) = bancs de brèches de pente stratifiées passant à un calcaire lacustre Ca; Ca1 calcarénites resédimentées en 1'.

Il existe toutefois encore des poudingues au sommet de la formation. Ils sont développés à Roche Blanche, au N de Senez, sur 150 m d'épaisseur, montrant des stratifications entrecroisées de toute beauté. Les blocs y sont entraînés dans un

chaos qui se traduit par une hétérométrie visible et l'absence de tout litage, ils ravinent la mollasse rouge sous-jacente.

1° Galets:

a – Taille : Ils sont nettement plus gros et mal triés à la base de la série; plus anguleux au sommet; ils offrent toutes les caractéristiques des galets du poudingue d'Argens, galets impressionnés, peu émoussés.

b – Nature et origine possible : La majorité est formée de calcaires du Crétacé supérieur, à spicules, mélangés à des silex; j'y ai recherché des galets perforés susceptibles d'être arrachés aux conglomérats marins nummulitiques; jusqu'alors, je n'en ai point observé.

Age

La coupe remarquable, établie banc par banc par BOUSSIER dès 1895, a permis à CH. DEPERET de préciser la position des faunes rencontrées. Il divise l'ensemble en trois formations :

– mollasse rouge, conglomératique à la base, d'une épaisseur de 120 m environ, intensément rouge à la base dans les séries fines, plus violacée vers le haut où elle se charge de grès;

– formation calcaire bitumineuse, localement à lignites d'une épaisseur d'environ 100 m, avec lymnées et planorbes;

Ces deux formations sont attribuées au Rupélien supérieur (Chattien).

– Une série terminale calcaire, à silex, montrant à Barrême des conglomérats peu développés et se terminant par une mollasse ou des poudingues à stratification entrecroisée comme à Roche Blanche. Elle est datée de l'Aquitanién par la présence d'*Helix ramondi*, et d'*Unio* qui témoignent d'un milieu continental franc, très probablement lacustre.

Le Chattien est discordant sur tous les termes inférieurs, J. BOUSSAC l'a énoncé le premier: «la discordance de la mollasse rouge sur le Nummulitique du bord E du synclinal est du reste un fait général depuis la latitude de Barrême. *On peut s'en rendre compte le long de la route de Moriez*. Alors qu'à l'W on voit les conglomérats à *Natica crassatina* plonger régulièrement sous elle, à l'E, le Nummulitique ne réapparaît pas entre la mollasse et le Sénonien. Immédiatement sur le Crétacé vient une épaisseur formidable (600 m) de conglomérats que M. ZURCHER avait cru représenter le Priabonien, mais qui, en réalité sont la base de la mollasse rouge, qui y forme quelques lentilles rouges ou vertes, et à laquelle ils passent latéralement vers le N».

Bien que la discordance soit un fait général établi, il est curieux de constater qu'en ce point précis, qui correspond à la coupe 2 de la figure 2, il repose sur une identification d'âge inexacte. Pour rétablir les faits, à la lumière des travaux récents, il faudrait rectifier le texte de BOUSSAC en modifiant de la manière suivante les membres de phrases soulignés: ... à l'E, le Nummulitique réapparaît entre la mollasse et le Sénonien. Immédiatement sur le Crétacé vient une épaisseur formidable (600 m) de conglomérats antenummulitiques interstratifiés avec des lentilles de calcarénites bigarrées, qui pourraient les faire confondre avec les conglomérats

à éléments identiques de la mollasse rouge qui reposent en discordance directement sur eux localement.

Rapports et différences avec les poudingues antérieurs

Nous avons montré que ces poudingues sont directement alimentés par le «poudingue d'Argens» avec lequel ils présentent certaines analogies frappantes; même matériel d'origine monogénique clair, de provenance locale, mêmes niveaux de calcarénites bigarrées entre les bancs de poudingues. Ces vases argilo-calcaires sont beaucoup plus développées que dans la série des poudingues antennummulitiques.

Malgré des différences dans le classement des galets, ces analogies sont suffisantes pour qu'on ait pu, et puisse encore dans certains cas, aisément les confondre. Les seuls critères d'identification entre les poudingues oligocènes lacustres et les «poudingues d'Argens» doivent être cherchés dans le contexte géologique, ce qui est parfois très difficile en raison de complexités tectoniques. Les premiers sont souvent associés à des niveaux calcaires lacustres, on pourrait s'attendre à y trouver des «galets perforés» arrachés par érosion au Nummulitique sous-jacent; le poudingue d'Argens n'en renferme jamais.

Le développement considérable de poudingues dans l'Oligocène supérieur et dans l'Aquitaniens dont le matériel est repris au «poudingue d'Argens» ne peut s'expliquer que par un rajeunissement de relief consécutif à la phase alpine majeure.

En conclusion, cette étude sommaire, basée sur l'observation de critères sédimentologiques, apporte un certain nombre de faits. Elle met en évidence:

1° l'existence d'importants dépôts de poudingues torrentiels antennummulitiques confondus, pour certains, avec des poudingues oligocènes de la mollasse d'eau douce; pour d'autres avec les poudingues marins de la base du Nummulitique. Ces poudingues se sont formés par érosion d'un matériel local;

2° elle montre que les «conglomérats d'Argens» sont à l'origine de tous les autres; qu'ils se sont accumulés initialement dans des creux entre des reliefs érodés d'une chaîne provençale sur lesquels la mer nummulitique a transgressé;

3° au cours de l'Oligocène (Rupélien inférieur) l'existence d'éruptions volcaniques basiques qui accompagnent la phase orogénique alpine majeure à un moment où déjà les nappes alpines étaient la proie de l'érosion.

Par voie de conséquence, on peut en déduire:

1° que le dépôt du «poudingue d'Argens» a été précédé d'une forte érosion succédant à une orogénèse provençale que A. F. LAPPARENT situe entre le Lutétien et le Bartonien (p. 269);

2° qu'au cours de l'orogénèse alpine précédée ou accompagnée, dans le secteur considéré, de manifestations volcaniques, se sont effectués des rajeunissements de relief responsables de nouvelles érosions qui se sont succédées pendant l'Aquitaniens encore et ont provoqué l'accumulation, à cette époque, de mollasses d'eau douce, dans lesquelles se déposaient les détritiques arrachés aux «poudingues d'Argens» qui formaient alors des reliefs à la limite du domaine alpin exondé. Les poudingues torrentiels de Roche Blanche en donnent une preuve certaine. Ainsi s'explique l'extra-

ordinaire convergence de faciès entre les «poudingues d'Argens» et ceux de la molasse, déposés cependant dans des milieux sensiblement différents.

Sur un plan plus général, il semble que le «poudingue d'Argens» soit l'homologue du «poudingue à microcodium» décrit par A. FAURE MURET.

Sans doute faut-il le rapprocher aussi des poudingues antennumulitiques du Vallon du Lauzanier au N d'Argentera où ils supportent 15 m environ de «formations à microcodium». Une étude exhaustive doit en être faite prochainement avec A. DE LAFFARENT.

DEUXIEME PARTIE: FLYSCH GRÈS D'ANNOT

Le «grès d'Annot» est cité pour la première fois en 1840, par S. GRAS. Fait remarquable, en cette localité il se présente sous un aspect géomorphologique aberrant qui ne correspond nullement aux descriptions qui en ont été données depuis partout ailleurs; nous reviendrons sur ce point. Le terme est communément appliqué à tout un complexe gréseux autochtone, qui marque la fin du régime marin dans l'avant géosynclinal alpin. Ses dépôts qui ceinturent le massif d'Argentera enregistrent le caractère rythmique d'une sédimentation gréso-schisteuse qu'on peut justement qualifier de «flysch».

Travaux antérieurs

La plupart de ceux qui traitent du sujet sont axés sur l'âge de la formation et accessoirement sur l'origine du matériel qui la constitue. Comme le soulignent très justement A. FAURE MURET, PH. KUENEN, M. LANTEAUME et P. FALLOT⁷⁾ «le matériel quartzeux des diverses variétés du grès d'Annot a toujours été implicitement ou explicitement considéré comme produit de l'érosion de «Cristallin d'Argentera»⁸⁾

C'est tout récemment seulement (1956–1957) que ces auteurs, mettant en œuvre des méthodes sédimentologiques modernes, apportent des vues nouvelles sur les conditions de dépôt de ces grès et sur leur origine dans une aire géographique localisée au SSW–ESE du massif Argentera-Mercantour si remarquablement étudié par A. FAURE MURET (Thèse). Leurs travaux montrent dans le flysch d'Annot la manifestation certaine de courants de turbidité, mis en évidence par des phénomènes de graded bedding; la direction des courants d'apport venant du S (SSW et SSE, loc. cit. p. 17) ressortant de directions d'écoulement mesurées statistiquement d'après les traces de flux, les foliations de rides, les striations des bancs. Ces auteurs remarquent aussi le changement de régime de sédimentation de ce flysch du NNW (où l'élément grossier l'emporte sur l'élément fin avec lequel il alterne), au SSE (où l'inverse se produit). De cet ensemble de faits, ils concluent, pour la région étudiée, que contrairement à l'opinion admise, le matériel détritique des grès ne peut provenir du massif d'Argentera. Ils en voient la preuve dans le fait qu'à L'Aution, au Tournaiet, à quelques kilomètres à peine du massif, le complexe flysch Annot est précisément à grain fin et ne contient pas d'éléments grossièrement détritiques, alors qu'au NNW, à des distances de 30 km du massif, le matériel grossier est dominant.

⁷⁾ Bull. Soc. géol. Fr., 1957, p. 12.

⁸⁾ Deb. et auct.

En outre, l'étude des graviers recueillis par eux en divers points, au Tournairêt notamment, met en évidence la présence de micaschistes (loc. cit. p. 16) étrangers au massif d'Argentera, de granites roses, de rhyolites qui peuvent «provenir de cours d'eaux venus soit des Maures et de l'Estérel, soit d'un massif englouti au S ou au SE de Nice, en tout cas, pas du NE». Aux dires mêmes des auteurs, il reste à savoir si ces conclusions paléogéographiques applicables à la région étudiée le sont aussi plus au N «et si les constatations y seront conformes ou contraires» à celles exprimées dans leur article. Cette remarque nous a encouragés à examiner de plus près le problème dans des coupes types (voir fig. 8) qui se situent toutes à l'W du Massif ancien d'Argentera entre le col de Pourriac au N et la localité d'Annot.

Depuis plus de dix ans je me pose en effet la question de l'origine du volume énorme de quartz que représentent les grès d'Annot sur plus de 2000 km² sur une épaisseur atteignant 600 m (P. CONEY). Un fait m'a toujours frappé, c'est l'abondance, dans ces grès, de grains de tailles variées, ou de graviers de quartz laiteux rappelant étrangement ceux des poudingues permien supérieurs ou de la base du Werfénien. Cette remarque n'a pas échappé non plus à A. FAURE MURET qui écrit dans sa thèse (p. 302) «l'homologie est si étroite et la ressemblance si grande qu'en certains points l'on peut hésiter à attribuer des affleurements isolés au Permien à faciès Bego ou à l'Oligocène».

Les méthodes d'étude

Des levés au 1:20000 accompagnés d'observations précises par G. VERRIER et P. CONEY dans le secteur Allos-Tinée, des coupes détaillées prélevées sous la direction de J. DEBYSER aux points extrêmes d'affleurements des grès, le matériau d'un sondage en carottage continu exécuté par l'EDF⁹⁾ au S du col de la Cayolle, nous ont permis d'aborder l'étude statistique des échantillons au laboratoire. Il s'agit bien d'un «début» dont les résultats ne pourront être valorisés qu'en multipliant les analyses. Nos essais portent:

- sur les observations de terrain,
- les galets des conglomérats,
- la granulométrie des grès,
- les associations de minéraux lourds,
- l'examen pétrographique en lames minces de tous les échantillons traités.

Cette enquête nous a conduit naturellement à examiner au microscope quelques échantillons des arkoses et des poudingues du Permien et du Werfénien du Briançonnais, de la couverture d'Argentera et du dôme de Barrot.

Série stratigraphique

Il n'en sera pas traité ici dans le détail: l'âge inférieur peut être précisé par celui des marnes bleues priaboniennes sous-jacentes avec lesquelles le grès d'Annot est

⁹⁾ Je tiens ici à remercier tout spécialement Monsieur l'Ingénieur en Chef du Secteur Alpes III et M. CROSNIER LECOMTE, Chef du Service Géologique de l'EDF, qui ont bien voulu me confier le matériel de choix du sondage de Sanguinières.

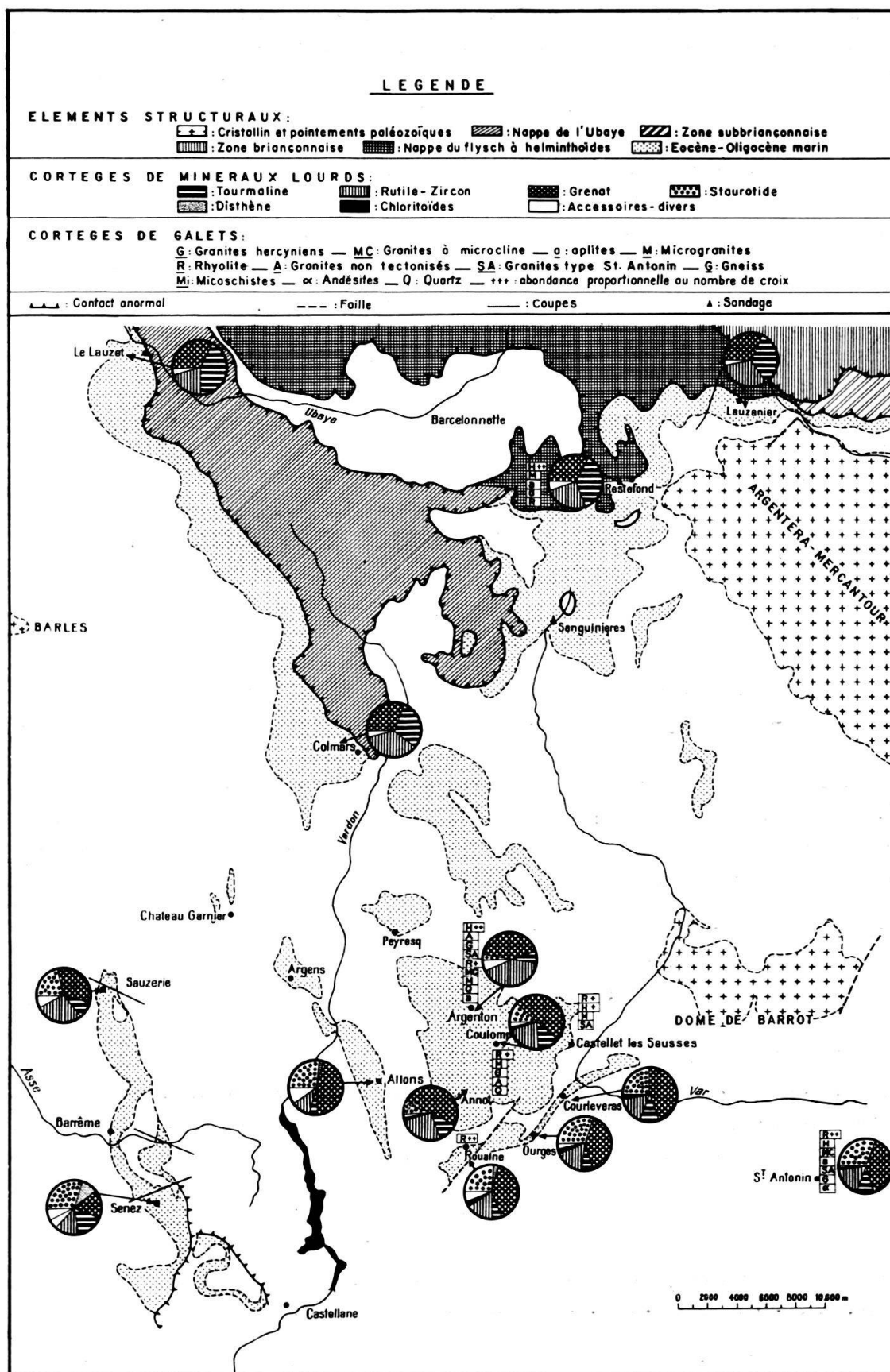


Fig. 8. Emplacement des coupes dans le grès d'Annot

apparemment en accordance stratigraphique. L'âge supérieur ne peut être donné qu'à titre indicatif en raison de l'absence de séries sus-jacentes.

Il convient cependant de noter, dans le cadre de cette étude, que les nappes de l'Ubaye, qui ont glissé par gravité sur les grès d'Annot déjà déformés, étaient déjà soumises à l'époque du dépôt du conglomérat à *Natica crassatina*, daté par J. BOUSSAC entre Oligocène inférieur et moyen; la position des grès dans l'échelle stratigraphique serait donc Oligocène inférieur. Ceci mérite, sans nul doute, une discussion plus serrée qui sera reprise ailleurs.

Sur les cartes géologiques, le grès d'Annot est figuré sous la rubrique m_{III} e 3.

Emplacement des coupes

Toutes sont reportées sur la figure 8. Elles ont été choisies aux points extrêmes du bassin de dépôt, et peuvent être groupées en deux secteurs, géographiquement distincts par la morphologie de leurs affleurements:

Un secteur N qui s'étend d'Argentera à la Durance vers l'W et jusqu'à Annot au S; les grès y ont un faciès typiquement flysch.

Un secteur S où le grès, mal consolidé, est interstratifié dans des marnes (Sauze-ries, Rouaine, Ourges, Puget Théniers) ou bien déposé en lentilles (Allons, Saint-Antonin pars).

Description des affleurements, litage

Nous avons choisi deux coupes qui, dans le secteur N, nous paraissent les plus représentatives de la série: celle du Lauzanier, sur le périclinal N d'Argentera levée par J. FERRAT avec J. DEBYSER, et celle de Braux près d'Annot.

La première (fig. 9) montre un litage parfait très régulier, de bancs grossiers et durs, en relief, d'épaisseur variable et de lits schisteux minces.

La seconde (fig. 10) souligne l'inégalité des bancs; les bancs durs prenant une puissance qui peut dépasser 12 m dans la région d'Annot même.

C'est à Argenton et dans le synclinal de St-Benoit, que M. GOVOROFF et J. FERRAT ont montré le passage d'un type de sédimentation à l'autre.

Au S d'Annot les grès sont mal consolidés, friables, grisâtres, ils alternent avec des marnes dans lesquelles M. SADOUD a récolté *Pycnodonta* sp. aff. *brongniarti* (BRONN); ils ont été décrits par S. JARDINE, M. SADOUD, J. CASTELAIN dans les synclinaux de Rouaine et d'Annot, par PH. MAGNIER dans le synclinal d'Allons.

Nous reproduisons la coupe de Braux (fig. 10) sans commentaires, pour montrer surtout la différenciation des séquences des bancs vers le S. On y observe cependant des phénomènes sédimentaires, graded beddings, pistes, lentilles minces de lignites, très analogues à ceux que nous décrirons au Lauzanier.

La coupe du Lauzanier remarquablement exposée permet, sur 500 m, d'étudier banc par banc les séquences depuis les marnes du Priabonien. On peut y distinguer trois ensembles:

1° à la base, un complexe schisto-gréseux qui débute au niveau du plan du lac supérieur;

2° un complexe à dominance gréseuse;

3° le retour à l'alternance schisto-gréseuse depuis le verrou du lac jusqu'au sommet de la coupe sous le col de l'Enclaousia où la série s'achève par des marnes à Globigérines.

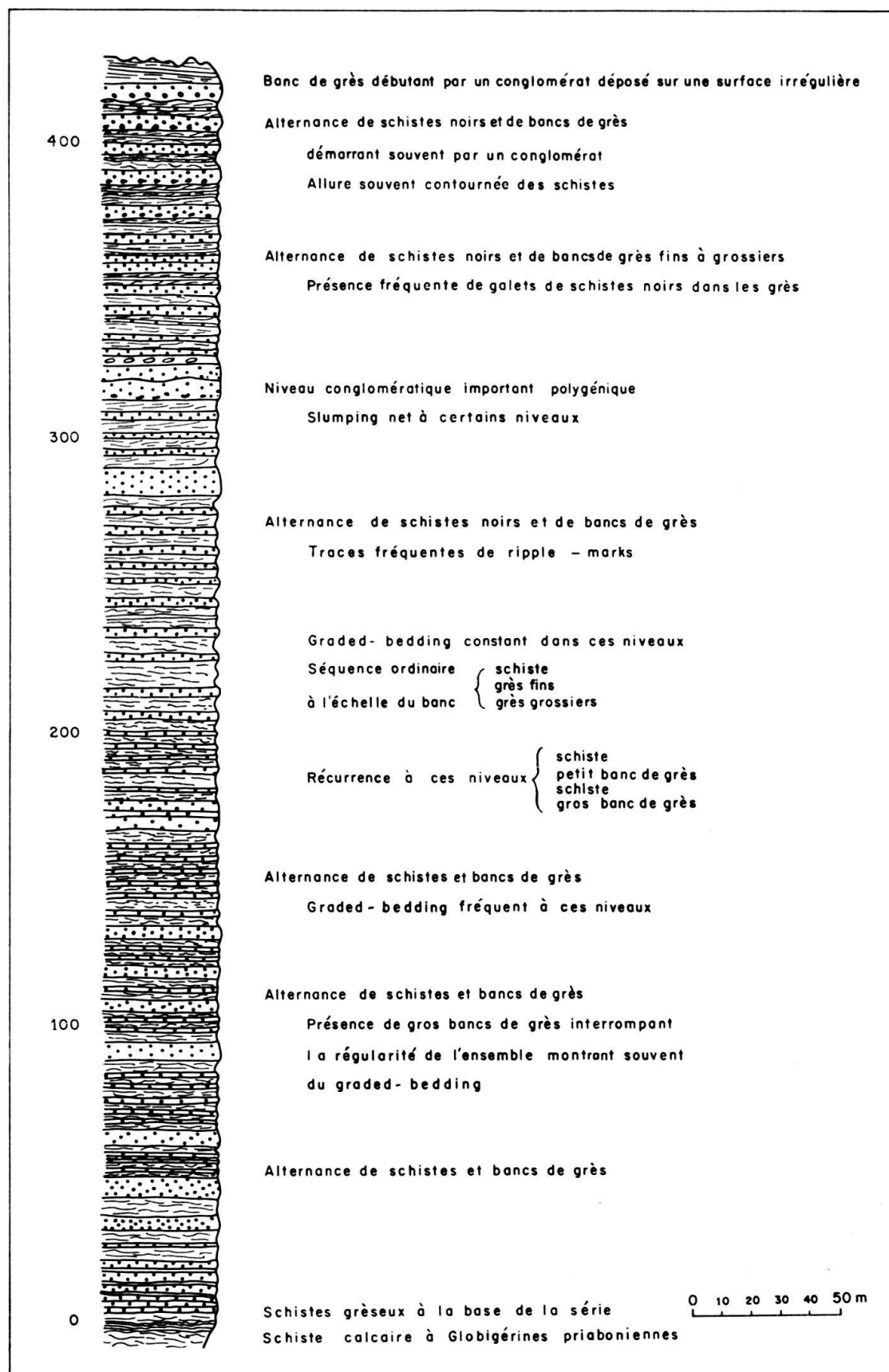
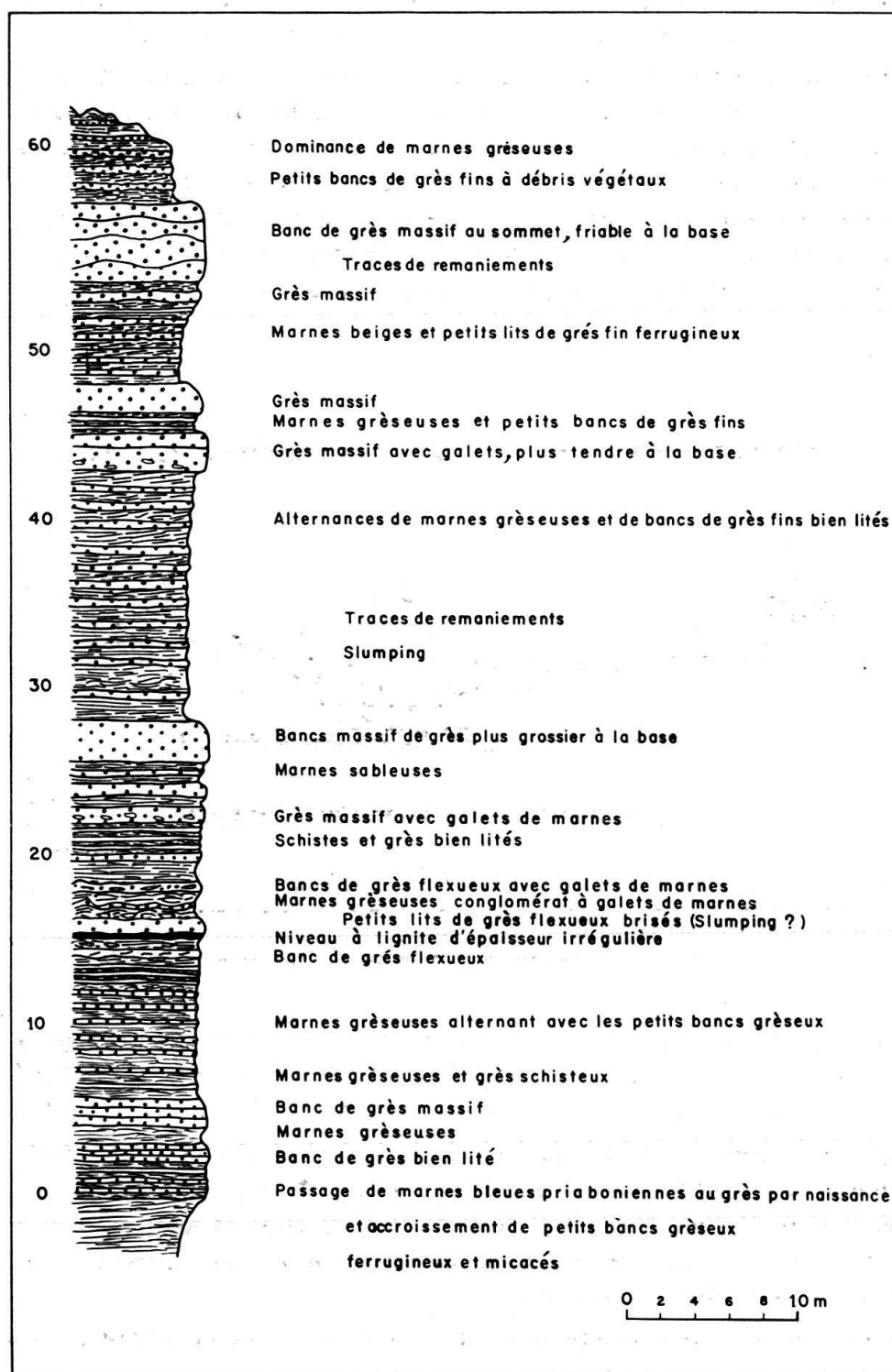


Fig. 9. Coupe du Lauzanier. Base $x = 961,4$; $y = 242$. Sommet $x = 961,2$; $y = 241,5$

Fig. 10. Coupe de Braux. Base $x = 950$; $y = 194,8$

C'est la partie médiane de la coupe qui, du point de vue de l'observation sédimentologique, est la plus intéressante. On y voit sur la surface érodée sous-jacente une formation microconglomératique montrant, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, un graded-bedding provoqué par un courant de turbidité.

Dans la masse conglomératique dont les éléments ne dépassent pas 5 à 6 cm s'observent des fragments anguleux de schistes arrachés aux couches sous-jacentes dont l'angulosité témoigne d'un transfert presque nul. J. DEBYSER estime comme ils sont pris dans la masse détritique, et non déposés à sa base (fig. 11) qu'ils peuvent être considérés comme emportés par l'avalanche sous-marine. On note d'ailleurs dans cette partie moyenne de la coupe, la présence de bancs contournés, indices de slumpings, qui viennent à l'appui de cette hypothèse.

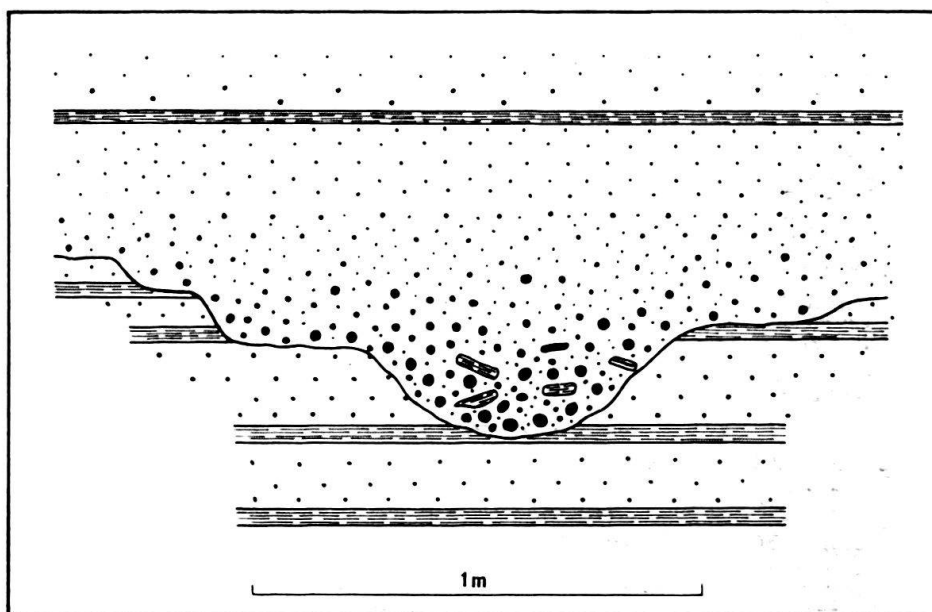


Fig. 11. Accident sédimentaire au Lauzanier

A cela s'ajoute encore un certain nombre de faits: absence de ripple marks, de stratifications entrecroisées, absence totale de macrofaune néritiques. PH. KUENEN et SANDERS suggèrent que ces phénomènes se sont produits en eau profonde.

Les galets toujours arrondis, proviendraient d'un gros apport fluvial rapidement amenés au fond de la mer, mêlés à des éléments anguleux du rivage, de très petite taille, dont la rapidité de transport n'a pas permis l'usure. Cela suggère une absence de talus continental avec descente directe du matériel grossier à de grandes profondeurs sans notable érosion marine.

Du point de vue pétrographique, les matériaux qui constituent cette série peuvent en gros, se répartir en trois lots bien distincts du point de vue granulométrique; ce sont, par ordre décroissant:

- les galets: ils ne constituent qu'un pourcentage très faible de la masse totale;
- les arkoses, les plus nombreuses vers le N;
- les schistes pelitiques.

Conglomérats

En dehors des phénomènes de graded bedding qu'on peut observer localement, il existe de véritables «niveaux» de conglomérats. Ceux-ci ont fait l'objet de levés minutieux de P. CONEY dans la région comprise entre Restefond et le vallon de Gialorgues, sur le versant Tinée. Il y a reconnu trois horizons de conglomérats, de faible épaisseur, dont l'inférieur ne se situe jamais tout à fait à la base de la formation. Plusieurs centaines de mesures ont montré d'une manière précise que l'espacement entre les conglomérats inférieur et moyen est constante. Il s'agit de galets en lits non cimentés, isométriques, enrobés, sans aucune orientation préférentielle, dans des schistes noirs, charbonneux, brisés, le tout évoquant une coulée d'avalanche de l'ENE vers le SSW. Nous n'y avons pas fait de mesures de linéation, préconisées par PH. KUENEN, mais tout porte à croire, entre autres la forme lenticulaire de ces dépôts qui s'épaississent en amas vers l'W, que de telles mesures permettraient de fixer le sens des courants de transport.

On remarque la disparition de 2 des niveaux conglomératiques en se dirigeant vers le S-SW.

Il en existe cependant beaucoup plus au S, dans la région d'Annot même où ils ont été découverts par J. FERRAT près de Braux, et d'Argenton par N. GOVOROFF.

1° Galets:

L'étude des galets a été mise en œuvre par R. JOYES dans le but de les identifier, en fonction de leur fréquence. Pour donner des résultats valables de telles études doivent reposer sur des données statistiques, aussi est-ce à titre tout à fait d'informations qu'on peut utiliser les données obtenues destinées, comme le dit R. JOYES, à aiguiller les études ultérieures plus systématiques.

Cette étude faite en plaques minces apporte des indications intéressantes sur les degrés d'érosion des massifs alors émergés.

250 galets ont été étudiés; ils proviennent des coupes reportées sur la figure 4.

a - Taille: En moyenne, ils ne dépassent pas 15 cm, ils présentent des faces planes dont les angles sont arrondis, à l'exception des conglomérats de St-Antonin dont les éléments qui varient entre 10 et 40 cm. peuvent être plus ou moins anguleux.

Grosso modo, on peut répartir ces galets par ordre de fréquence décroissante entre granites, rhyolites, roches métamorphiques et sédimentaires.

Il est à remarquer que les galets des roches sédimentaires sont très rares, leur taille est toujours inférieure à la moyenne des autres galets. Il convient en outre de distinguer parmi eux, entre ceux des conglomérats du N et ceux du S. Dans les conglomérats N les galets sédimentaires sont dans la proportion de 1 à 2% et formés d'éléments anguleux, de 1 à 2 cm, représentant le Nummulitique, des calcaires oolithiques attribuables au Jurassique, et des quartzites. Dans les conglomérats suds, la proportion de galets sédimentaires est plus grande: grès fins plus ou moins métamorphique ou calcaires recristallisés.

α) Granites: Ils forment un cortège assez homogène et se ramènent à trois types:

- granite à microperthite et biotite très feldspathique, fortement écrasé (h), granite à microcline,

- microgranite à micropegmatite plus ou moins chloritisé (M),
- aplites à biotite (a).

Ces trois types sont très fréquents dans les conglomérats du Lauzanier, Restefond, d'Argenton, et de Castellet-les-Sausses.

Granite rose, pauvre en quartz, à muscovite, fréquent à St-Antonin et Castellet-les-Sausses (SA).

β) Les rhyolites (R) se rattachent à deux types:

- rhyolite fluidale, souvent dévitrifiée, à biotite, que P. BORDET rapproche des rhyolites de l'Estérel,
- rhyolite plus blanche dans laquelle les quartz souvent bipyramidés montrent parfois une extinction roulante.

Les rhyolites sont fréquentes au Lauzanier, à Restefond, à Argenton, à Castellet-les-Sausses, à Braux, à Rouaine, à St-Antonin.

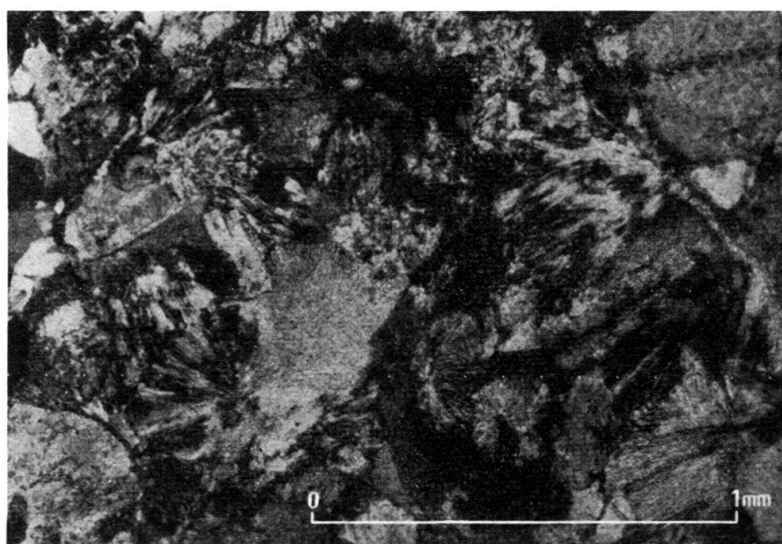


Fig. 12. Elements de rhyolithes dans arkoses. (Sondage de Sanguinières)

γ) Roches métamorphiques: Elles sont beaucoup moins abondantes que les précédentes. Les micaschistes (Mi) n'ont été rencontrés que dans la coupe d'Argenton et de Coulomp, ainsi que des gneiss à deux micas, ces derniers en proportion relativement élevée. A St-Antonin, R. JOYES a noté la présence, en outre, des gneiss œillés, ainsi que des roches effusives andésitiques (α) anciennes.

Pour résumer l'état actuel de nos connaissances, on peut dire:

1° que dans toutes les coupes (à l'exception de celle du Coulomp) les galets de granite hercynien des Alpes sont en proportions importantes, ce qui impose l'idée d'un apport à partir de massifs alpins. Ils diminuent quantitativement depuis Restefond au N où ils constituent 60% des galets, vers le Coulomp où ils ne sont pas connus.

2° que les rhyolites sont également partout présentes, certaines semblent nettement provenir de l'Estérel;

3° qu'il existe localement et fréquemment, dans le S notamment, des granites roses, des micaschistes, des andésites et une variété de gneiss œillés dont l'extension vers le N ne dépasse pas Castellet-les-Sausses et Argenton;

4° à noter partout des graviers arrondis de quartz laiteux;

5° qu'il semble qu'on puisse faire des distinctions entre les galets sédimentaires récoltés au N et ceux recueillis au S. Ce point peut être d'un grand intérêt car l'étude de faciès des galets sédimentaires beaucoup plus variés que ceux du Cristallin, doit conduire, il me semble, à une meilleure précision de l'origine des matériaux.

2° *Ciment:*

Ces galets ne sont pas, ou mal cimentés.

Arkoses

L'utilisation du terme arkoses m'a fait longuement hésiter et dans certaines classifications c'est plutôt de subgrauwackes qu'il convient d'employer. Elles constituent 60% des dépôts du flysch d'Annot; leur étude a pu être faite en lames minces sur le matériel de sondage de Sanguinières qui, sur 220 m, a traversé en carottage continu, sans en sortir, une épaisse tranche de grès dans un compartiment tectoniquement effondré mis en évidence par P. CONEY; 125 préparations ont été examinées. Elles sont figuratives de trois types de roches assez nets: arkoses, grès feldspathiques à ciment calcaire, schistes pelitiques.

Les arkoses sont à éléments anguleux non triés, non cimentés. Les feldspaths (microcline, microperthite, orthose) sont toujours d'une fraîcheur étonnante dans la partie supérieure de la coupe; ils montrent des phénomènes d'altération dans la base du sondage; leur taille est un peu supérieure à celle du quartz. La proportion du feldspath est le plus souvent légèrement inférieure à celle du quartz.

Les microgalets de roches les plus fréquents correspondent à des rhyolites sphérolitiques et à biotite (fig. 12) qui rappellent celles décrites dans l'Estérel par P. BORDET, des dacites, des quartzites, des micropegmatites, microgranites. Les minéraux y sont relativement peu abondants, tourmaline, amphibole orthorhombique, quelques rares chlorites et de rares biotites.

Grès feldspathiques à ciment calcaire: les quartz anguleux y sont isométriques et toujours de plus petite taille que les feldspaths frais. Ils sont liés par un ciment calcaire mais peu abondant; des matières végétales y sont reconnaissables. Ils ne se distinguent des arkoses que par l'apparition d'un ciment.

Schistes pelitiques: Il existe tous les termes de passage entre des silts grossiers abondamment quartzueux et des pelites fines dont les éléments détritiques ne dépassent pas 10 μ .

Les premiers sont les plus répandus et correspondent aux passées fines, sombres et micacées qui séparent les lits d'arkoses.

Au point de vue des détritiques, le quartz anguleux allongé constitue l'élément fondamental: il s'y ajoute (fig. 13) une abondance de lamelles de micas couchées et tordues suivant des plans de stratification qui donnent à la roche son fin rubane-

ment caractéristique. Ces lamelles de mica sont emprisonnées dans une matière brune humique dans laquelle Mlle LANTZ¹⁰) a pu identifier après attaque aux acides,

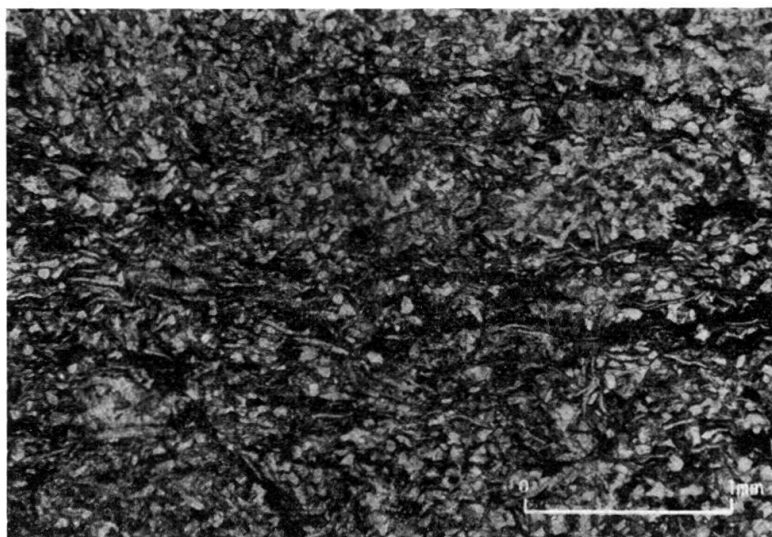


Fig. 13. Grès fin micacé riche (en matière organique en noir). (Sondage de Sanguinières)

des restes certains de végétaux et des pollens magnifiquement conservés. Cette matière organique végétale a pu donner localement des lignites, autrefois exploités dans la région d'Allos.

Il est très remarquable de constater l'enchevêtrement intime des micas et de cette matière végétale qui a dû longuement flotter en surface avant de se déposer sur le fond pendant les périodes de calme entre les avalanches sous-marines.

Dans aucun de ces sédiments fins ne s'observent d'autres microplanctontes que les pollens.

Par contre, dans les arkoses, j'ai constaté au sondage de Sanguinières, dans 11 niveaux différents, la présence de Nummulites toujours brisées et corrodées (fait qui peut être imputable au mécanisme de dépôt). J'ai cru reconnaître aussi des débris d'un Orbitoïdé qui rappelle tout à fait celui décrit par DEB dans le grès de Contes. Il ne me paraît pas, malgré la fréquence relative de ces organismes, qu'on puisse les considérer jusqu'ici avec certitude comme contemporains du dépôt. La raison majeure en est leur mauvais état de conservation, leur rareté par surface de lame. Il semble qu'une seule forme y soit représentée et cela suggère plutôt un matériau arraché quelque part à un talus, lors des avalanches sous-marines.

Minéraux lourds

M. SADOUN a fait une étude de minéraux lourds sur des échantillons provenant de 14 coupes; la figure 8 en reproduit la répartition. Cette figure, établie d'après une moyenne des pourcentages des divers minéraux appelle quelques remarques.

1° la présence constante dans toutes les coupes de certains minéraux granitiques: le grenat notamment, mais en proportions variables, avec prédominance dans le secteur S d'Annot; de la tourmaline avec prédominance très nette dans le

¹⁰) Institut Français du Pétrole.

secteur N; du rutile et de zircon avec proportions plus élevées dans le secteur N également.

2° la présence régionale de minéraux de métamorphisme: de la staurotide dans le secteur S et SW où elle constitue 30% du cortège total; de chloritoïde, de disthène, d'andalousite et de glaucophane dans le secteur S également. Ce cortège d'après Mme RAZAVET, est bien connu dans les formations oligocènes de Provence.

3° Enfin, de divers minéraux accessoires: augite, hornblende, dans la région d'Allons, de sphène dans la région du Lauzanier.

Les courbes correspondant à la répartition de ces minéraux, établies par M. SADOON, permettent de réunir les types de grès en trois groupes qu'on peut répartir ainsi:

- 1) groupe de Restefond - Lauzanier - Lauzet - Colmars au N
- 2) groupe d'Annot - Argenton - Coulomp
- 3) groupe de Rouaine au S.

Cette différenciation suggère une pluralité de source des cortèges minéraux qui coïncide avec des résultats obtenus par l'étude des galets.

Granulométrie

L'étude granulométrique sur sédiments meubles n'a malheureusement pu être menée que dans le secteur S où existent des formations suffisamment meubles, c'est-à-dire dans la région où la calcimétrie est relativement forte (10 à 20%). Après décalcification à HCl à 50% on peut considérer que la fraction restante est représentative de la partie du sédiment.

N. GOVOROFF a procédé à une étude comparative de 26 courbes cumulatives obtenues à partir du matériel prélevé à Rouaine, St-Antonin, Ourges, et la région d'Annot, après avoir éliminé:

- les parties grossières de taille supérieure à $364\ \mu$, de caractère variable,
- les parties fines $< 135\ \mu$ sur lesquelles les erreurs de manipulation sont les plus élevées,

il a recalculé ces courbes en ramenant la fraction considérée à 100% en poids (fig. 14). Ces courbes sont dans cette zone rigoureusement parallèles. N. GOVOROFF considère que leurs décalages respectifs semblent n'être dûs qu'aux erreurs de manipulations.

Ce résultat montre dans les divers grès la présence d'un sable granulométriquement identique qui laisse supposer une parenté entre ces différentes formations.

Calcimétrie

Il ressort du tableau de répartition des taux en carbonates, qui résume une première étude faite par S. JARDINE sur 87 échantillons, qu'il peut exister des variations importantes: sur une même verticale, il varie en raison inverse de la granulométrie; il est plus élevé dans les grès fins et classés; ceci rejoint les observations faites en lames minces; il varie aussi latéralement, et ceci nous l'avons vu au chapitre description des affleurements, tient à des conditions paléogéographiques locales.

Ainsi une transversale passant par 9, 10, 11 montre l'absence presque complète de carbonates dans les roches étudiées, près du massif d'Argentera, ceci est confirmé au microscope par l'absence de ciment de la plupart des arkoses.

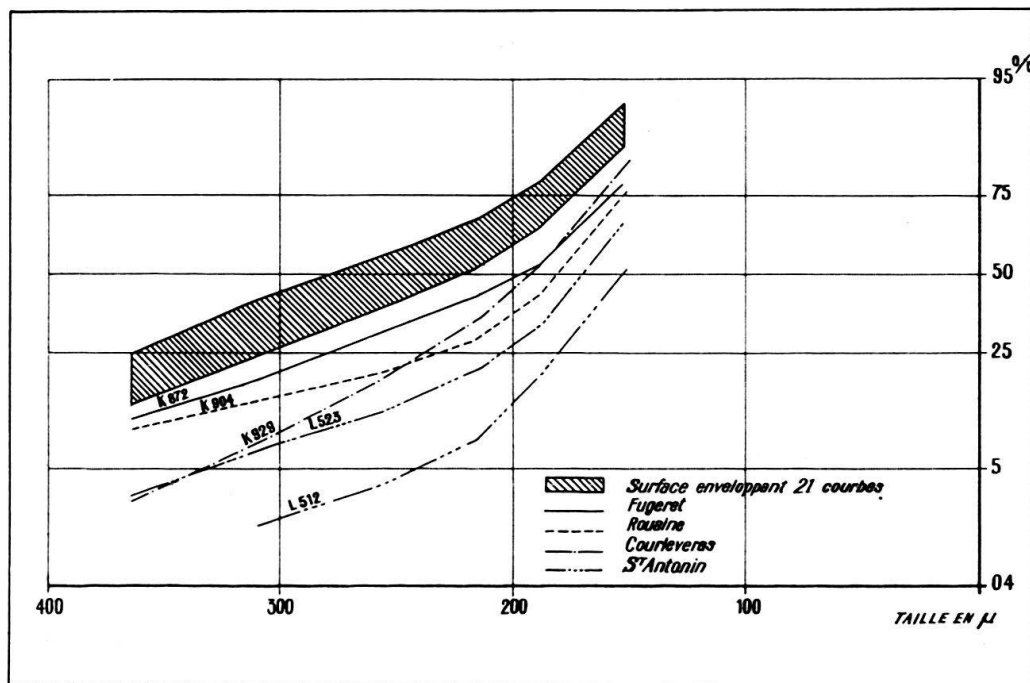


Fig. 14. Granulométrie comparées des sables du secteur sud montrant l'identité de la fraction comprise entre 135 et 364 μ

Les coupes 1 et 2 dans le bassin de Barrême montrent au contraire un pourcentage élevé en calcaire, les éléments détritiques s'y sont déposés dans un milieu carbonaté.

CONCLUSIONS

Dans les conclusions qu'on peut dégager de cette deuxième partie nous distinguerons entre ce qui est du domaine des faits et de l'hypothèse.

LES FAITS

Parmi ceux-ci, il y a lieu de distinguer entre les faits directs, inhérents au problème lui-même et les faits indirects.

Faits directs : Sur le terrain, on peut déjà distinguer entre un ensemble de formations détritiques au N marqué par une sédimentation rythmique constante que souligne le litage parfait des bancs et un ensemble de grès marneux meubles peu ou pas stratifiés au S.

Les analyses pétrographiques et minéralogiques confirment et accusent ces différences :

La zone N qui comprend une aire géographique allant d'Argentera à la Durance ne dépasse pas vers l'W le méridien de Barles, le dôme permien de Barrot au S.

Répartition des pourcentages en Co ₃ Ca															
base —————> sommet															
Sauzeries 1	+○	+○	+○	+○	+○	+○	+○	+○							
	934	935	937	939	943	947	951	953							
	25	45	30	15	25	20	15	10							
Senez 2	+○	+○	+○	+○	+○	+○									
	957	959	960	961	962	964									
	50	55	55	55	55	60									
Rouaine 3	901	+	○	+○	○		+○			+○	+○		+		
	0	10	5	5	10	0	10	25	914	915	917	918	919	920	921
		-	-	-	-	-	-	-	5	0	10	10	0	15	5
Ourges 4	717	720	Courleveras				925	926	927	○	Pt de Gueydan				○
	0	10					5	15	10	15					10
										-					
St-Antonin 5	+○	+			+	+									
	524	523	522	521	516	512									
	40	20	0	0	20	15									
Fugeret 6	869	870	+○	+○	+										
	0	0	5	5	0										
			-												
Coulomp 7	624	+○	+	○	+○	+	+	+	+○	+	+○				
	0	5	0	5	15	0	0	5	10	5	0	0			
		-		-	-				-	-					
Braux 8	+○	+○		+○	+○	+○	+○								
	601	602	603	604	606	607	608								
	15	15	10	10	10	5	15								
Lauzet 9	+○	+○	+○	+○											
	842	845	849	853											
	10	10	10	10											
Restefond 10	+○	+○	+	+	+○	+	+○	+							
	814	815	817	818	833	823	827	831							
	5	0	0	0	5	5	0	15							
Lauzannier 11	+○	+	+		+○	+○	+	+	+	+	+○	+	+		
	301	302	303	304	305	306	307	308	310	312	314	316	317		
	30	0	0	0	0	5	0	0	0	5	0	0	0		

+ grès très consolidé

○ grès fin, classé

- présence ou proximité d'intercalations marneuses ou schisteuses

Les galets qui s'y rencontrent sont uniquement alpins, les cortèges de minéraux lourds ne comportent pas de minéraux de métamorphisme.

La zone S ne dépasse pas au N le dôme de Barrot, vers l'W elle s'étale jusqu'au synclinal de Barrême et vers l'E, elle paraît rejoindre par le Tournairêt la région étudiée par PH. KUENEN et A. FAURE MURET.

Les galets qui s'y rencontrent comprennent outre quelques éléments alpins, des granites non cataclasés et des roches métamorphiques; le cortège des minéraux lourds comporte un stock important de minéraux de métamorphisme. Les sables y accusent une granulométrie moyenne constante.

La limite entre ces deux aires géographiques passerait en gros à la latitude de Castellet-les-Sausses-Argenton, c'est-à-dire au S du dôme de Barrot.

Origines possibles du matériel

Sans présumer encore du sens des apports, ces résultats semblent indiquer deux sources du matériel détritique d'origine différente.

Si on les compare à ceux obtenus par PH. KUENEN, A. FAURE MURET, M. LANTEAUME, P. FALLOT dans les Alpes Maritimes, on est frappé de voir figurer dans la zone S les mêmes associations de galets (granite rose, rhyolite, micaschistes) matériaux jamais rencontrés au N.

Il est permis de penser que ces matériaux dérivent d'une source commune que ces auteurs localisent au SSE et SSW. Cette explication, valable pour les grès du secteur S, ne semble pas s'appliquer au grès d'Annot du secteur N.

Peut être qu'en réunissant tous les faits géologiques connus ou observés, on puisse approcher mieux le problème d'origine, c'est ce qui m'amène à proposer un tour d'horizon assez large.

Faits indirects: Tout d'abord, si l'on compare l'aire de répartition du flysch d'Annot fin, figuré par PH. KUENEN et auct. (p. 17) avec le schéma de répartition des dépôts permien au S de l'Argentera que donne A. FAURE MURET dans sa thèse, on est frappé de la coïncidence des surfaces de répartition de l'un et de l'autre. Là où la couverture permienne est encore conservée, la granulométrie du flysch d'Annot est fine et les auteurs nous ont appris, d'autre part, que les apports détritiques dont se charge ce flysch viennent du S. Ils seraient le produit d'érosion de massifs plus élevés que ne l'était l'Argentera, encore enveloppé à cette époque sous sa couverture permo-triasique. Ces faits méritent d'être retenus.

Autre fait: A. FAURE MURET et P. BORDET nous ont fait connaître en grands détails la pétrographie de ces séries permo-triasiques formées d'arkoses et de conglomérats, produits de destruction de la chaîne hercynienne. Dans la région des Meraviglie, A. FAURE MURET estime à près de 4000 m l'épaisseur du Permien formé par la succession:

1° de la série de l'Inferno, caractérisée par une alternance d'arkoses feldspathiques, de conglomérats à éléments de rhyolites et de dacites, de gneiss, de migmatites et des pelites;

2° de la série des Meraviglie formée de schistes et pelites rouges et verts;

3° de la série de Bego formée entièrement d'arkoses grossières très feldspathiques à plagioclases et orthose. A. FAURE MURET souligne l'absence de trituration des éléments, non calibrés ou presque, toujours anguleux;

4° l'ensemble se termine par des pelites comparables à celles du dôme de Barrot.

On ne peut manquer d'être frappé par l'identité lithologique de tous ces matériaux avec les arkoses et conglomérats du grès d'Annot. Cette ressemblance est telle, au microscope, qu'il n'est pas possible de distinguer certaines arkoses permienues de Léouvé (dôme de Barrot), de St-Sauveur (Hte Tinée), de l'Oronaye (Briançonnais), de celles que nous avons décrites dans la série d'Annot.

D'autre part, tous les types de galets examinés à Restefond, au Lauzanier correspondent à ceux que décrit A. FAURE MURET dans les conglomérats du Permien supérieur de la bordure S d'Argentera.

Par ailleurs, nous savons par les études paléogéographiques qu'en donne A. FAURE MURET, et certaines observations que nous avons pu faire entre Sambuco et Demonte dans la vallée de la Stura, qu'on observe des changements importants de faciès dans les séries qui constituent les enveloppes sédimentaires mésozoïques du massif d'Argentera suivant des directions SW-NE. Ceci est également vrai pour le «grès d'Annot». Grossièrement détritique jusqu'à Vinadio, il devient progressivement moins grossier et prend l'aspect typique du flysch de l'Aution vers Demonte. Autrement dit, le grès d'Annot, dont nous avons vu qu'il est différent au S et au N, tout en conservant son individualité qui reflète la rythmicité de son dépôt, deviendrait nettement plus fin, plus schisteux à l'E d'une ligne Barrot - Vinadio.

Il reste encore une certaine part d'imprécision dans cette proposition car le prolongement du flysch Annot au S de la Stura est particulièrement mal connu et mériterait une étude de détail. De toute façon, le problème d'origine du matériel grossier du «flysch Annot» N se resserre autour de la partie N du massif.

Certains faits d'ordre tectonique doivent être rappelés. C'est l'existence de failles importantes orientées SW-NE qui ont joué tardivement (fig. 1) au moment de la mise en place des nappes ou plus tardivement. Certaines, de même orientation, sont bien antérieures. C'est à elles que se rattachent les grandes failles qui bordent à l'W le dôme de Barrot, leur âge crétacé a pu être prouvé par J. FERRAT à St-Benoit. Nous les avons suivies avec R. JOYES et S. JARDINE jusqu'au S de Rouaine. Ces accidents majeurs ont pu avoir un rejeu considérable; à Servagno, les compartiments en contact, sont dénivelés de plus de mille mètres.

Les hypothèses

Etant donné ces faits, on peut supposer qu'à l'époque de dépôt du grès d'Annot le massif d'Argentera était divisé en compartiments, faillés, les uns enfouis encore, nous le savons, sous leurs enveloppes sédimentaires, les autres surelevés et soumis à l'érosion active. Il semble que sur ce dernier point l'accord soit fait et A. FAURE MURET admet à la Pointe Giassin la présence de galets de granite de provenance Argentera entraînés par des cours d'eau dans l'avant fosse du flysch d'Annot. Ces conglomérats, nous l'avons dit, ne constituent du reste qu'un pourcentage infime de la masse de flysch Annot qui résulte d'un volume de matériel détritique considérable.

D'autre part, il y a tout lieu de supposer, bien que nous n'ayons d'autre moyen de le démontrer que des voies indirectes, que Permien et Werfénien recouvraient encore l'Argentera N au début de cette érosion. Les témoins isolés d'arkoses du Werfénien, à Prenardo et Ponteburnardo, et le lambeau de Permien observé au col de Pourriac (fig. 1) dans la vallée de la Stura, montrent qu'ils ont existé sur la bordure N-NE du massif.

Si donc Permien et Werfénien se sont déposés sur ce massif, ce que tout semble indiquer, sans que nous puissions en faire la démonstration directe, on est amené à considérer que ce vieux matériel a été repris dans le matériel détritique du grès d'Annot.

Indépendamment de tous les éléments pétrographiques et tectoniques évoqués, un argument très fort vient à l'appui de cette hypothèse: c'est l'absence complète de sédiments détritiques dans la série mésozoïque entre Trias supérieur et Oligocène; avant que le socle cristallin ne soit attaqué par les agents de l'érosion, il a bien fallu qu'à un moment il soit dépouillé de ses enveloppes détritiques posthercyniennes.

Je crois que nous sommes au terme de nos connaissances actuelles du problème et qu'il est logique de dire que le grès d'Annot tire son origine non pas du cristallin d'Argentera, mais de sa couverture détritique permo-triasique. Il reste beaucoup à faire et nous reconnaissons les points faibles encore de notre argumentation, notamment l'absence de mesures directionnelles¹¹⁾ qui, sans nul doute, pourraient confirmer le sens de ces apports.

J'ai fait allusion plus haut aux convergences de faciès lithologiques entre certaines arkoses du dôme de Barrot, du Briançonnais d'Argentera, qui pourraient tout autant être à la source du matériel Annot. Y a-t-il une seule source d'origine? y en a-t-il plusieurs? Nous ne sommes pas en mesure d'y répondre. Toutefois, ce qui me paraît essentiel de souligner ici, c'est la place importante des reprises de matériaux détritiques anciens dans des formations plus récentes.

On peut se demander si les grès du Champsaur, les grès de Taveyannaz, ne procèdent pas tous, à des titres variés, d'un vieux fond commun repris aux couvertures permo-triasiques des massifs anciens rajeunis par les déformations alpines. Cette remarque reste encore une simple hypothèse de travail.

OUVRAGES CITÉS EN RÉFÉRENCE

PUBLIÉS

- BELLAI, P. (1957): *Le volcanisme nummulitique du Champsaur*. C.R. Ac. Sci. n° 26, 23 déc. pp. 2515 à 2517.
- BERSIER A., (1938): *Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat*. Bull. Lab. géol. Lausanne, n° 63.
- BORDET P., (1950): *Le dôme permien du Barrôt et son auréole de terrains secondaires*. Bull. Carte géol. France, 43, n° 228, pp. 1-39.
- (1951): *Etude géologique et pétrographique de l'Estérel*. Mém. Carte géol. France.
- BOUSSAC J., (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin*. Mém. Serv. Carte géol. France.
- CAILLEUX A. (1945): *Distinction des galets marins et fluviatiles*. Bull. Soc. géol. France (sér. V) 15, pp. 375-404.
- (1947): *Indice d'émoussé. Définition et première application*. C.R. Som. Soc. géol. France, n° 13-14, pp. 251-252.

¹¹⁾ exécutées depuis par D. STANLEY, ces mesures appuient cette hypothèse. Les résultats en seront publiés en 1960.

- CONTI S., (1950): *Une grande Massiccio frammentario gneissico-granitico nelle Alpi Liguri*. Atti Acad. Naz. Lincei (sér. VIII), 2, Fasc. 3.
- CONTI S. et ROVERETO G., (1951): *Geologia del Gruppo di Monte Besimauda. Moderni problemi di Tettonica e di petrogenesi*. Atti Acad. Naz. Lincei (sér. VIII), 3, Fasc. 3.
- DEB, S. (1938): *Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes Maritimes*. Mém. Soc. géol. France, 16, n° 36.
- FAURE MURET, A., (1955): *Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Mém. carte géol. France.
- FAURE MURET, A., FALLOT, P. & LANTEAUME, M. (1957): *Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Hte Roya)*. C.R.Ac. Sci. 244, p. 1977, séance du 8 avril.
- GOGUEL, J., (1936) *Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var*. Mém. Serv. Carte géol. France.
- (1952) *Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint Antonin*. C.R.Ac.Sci. 234, p. 2211.
 - (1953) *Les Alpes de Provence*. Actualités Scientifiques et industrielles, 1195, Géologie régionale de la France, VIII, Hermann & Cie Paris.
- KUENEN, PH. H., & MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding*. J. Geol., 58, pp. 91-127.
- KUENEN, PH. H. & SANDERS, J. E. (1956): *Sedimentation phenomena in Kulm and Flozleeres graywackes, Sauerland and Oberharz. Germany*. Amer. J. Sci., 254, pp. 649-671, Nov.
- KUENEN, PH. H., LANTEAUME, M., FALLOT, P. & FAURE MURET, A. (1956): *Sur les flyschs des Alpes Maritimes Françaises et Italiennes*. C.R.Ac.Sci. 243, pp. 1697-1701.
- 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, (6° sér.), 7, fasc. 1-3, p. 11-27.
- KUENEN, PH. (1958): *L'âge d'un bassin méditerranéen*. Colloques internationaux du Centre national de la recherche scientifique. 83., Extrait de la Topographie et de la géologie des profondeurs océaniques.
- DE LAPPARENT, A.F. (1938): *Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance*. Bull. Serv. Carte géol. France, n° 198, 40.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mt-Pelerin. Pétrographie, Statistique, origine*. Eclogae géol. Helv., 47, 1.
- VUAGNAT, M. (1952): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du flysch nordhelvétique*. Matér. Carte géol. Suisse (n. sér.) 97° livr.

CARTES GÉOLOGIQUES détaillées de la France au 1:800000°:

Feuille *Castellane*, 1^o édition 1896

Feuille *Castellane* 2^o édition 1936

Feuille *Digne*, 2^o édition 1943

DIPLOMES D'ÉTUDES SUPÉRIEURES UNIVERSITAIRES

- BONAFoux, R. *Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Barrême (partie sud)*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 7 janvier 1957.
- CASTELAIN, J. *Etude géologique de la région Allons-Rouaine (Crétacé Tertiaire)*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 7 janvier 1957.
- CHAVAND, J. C. *Etude du Nummulitique de la région de Peyresq et Thorame Basse*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 4 juin 1957.
- GOVOROFF, N. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 21 décembre 1957.
- GUERIN-DESJARDINS, B. *Synclinal tertiaire de Castellane (B. A.)*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, janvier 1957.
- JARDINE, S. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 21 décembre 1957.
- JOYES, R. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 21 décembre 1957.

- MAGNIER, PH. *Etude du synclinal d'Allons (Partie NW)*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 7 janvier 1957.
- OSMAN ABD EL AZIZ. *Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Blieux*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 22 janvier 1957.
- SADOUN, M. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, 21 décembre 1957.
- VERRIER, G. *Etude géologique de la Haute Vallée du Var, de la Cayolle à Entraune*. Diplôme Etudes Supérieures Grenoble, décembre 1950.

DIPLOMES INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE

- CONEY, P. *Etudes géologiques dans la Haute Tinée et le Haut Var*. Diplôme Institut Français du Pétrole. 1954.
- DOILLON, F. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot (feuille au 1/20.000^e d'Entrevaux n° 4)*. Diplôme Institut Français du Pétrole. 1957.
- FERRAT, J. *Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot (feuilles Entrevaux n° 3-4)*. Diplôme Institut Français du Pétrole. 1957.
- RABATE, J. *Etude stratigraphique et tectonique du synclinal d'Argens. 1955*. Diplôme Institut Français du Pétrole.

58. – ERNST TEN HAAF (Geologisch Instituut Groningen): **Les directions d'apport dans le flysch arénacé des Apennins**. Avec 1 figure dans le texte

RESUME

Les directions de courant mesurées dans les couches sableuses du flysch des Apennins septentrionaux révèlent un apport longitudinal du NW, parallèle à la chaîne. Il s'y rattache quelques conclusions sur la provenance du sédiment.

D'après l'interprétation des «graded beds» comme dépôts de courants de turbidité, un grand intérêt s'attache aux directions manifestées dans leurs structures sédimentaires. Théoriquement, à partir d'une certaine source l'écoulement des grands courants turbides doit suivre la configuration générale d'un bassin sédimentaire, en débordant les irrégularités locales des pentes sous-marines. Et en effet on trouve, en mesurant systématiquement les directions dans les «turbidites», des tendances persistantes: non seulement dans les couches successives d'un seul affleurement, mais souvent aussi dans des séries entières et sur des étendues plus ou moins vastes, comme KOPSTEIN (1954) l'a établi le premier.

Un bel exemple de transport persistant est fourni par le flysch tertiaire des Apennins septentrionaux. L'auteur de ces lignes y a levé les directions de courant dans les trois formations autochtones principales¹). Ce sont le «macigno», d'âge oligocène, qui s'étend par toute la Toscane le long de la ligne de faite; la «formazione marnoso-arenacea» (Miocène inf. et moyen) avoisinante à l'est; et un flysch très semblable du Miocène sup. qui affleure largement dans le Piceno, au nord du Gran Sasso. Toutes se composent d'une alternance de turbidites avec des couches pélitiques. Le macigno contient des grauweekes alternant avec des schistes argileux; dans les deux autres formations ce sont plutôt des bancs de grès calcaire impur interstratifiés de marnes.

¹) Les résultats complets en sont maintenant publiés (ten Haaf, 1959)

Dans les affleurements étendus, comme il y en a surtout dans la région du M. Falterona, il apparaît que la direction du courant est constante dans chaque couche pour autant qu'on puisse la suivre, et que les directions dans de grands nombres de couches successives diffèrent moins d'une quinzaine de degrés de part et d'autre d'une tendance moyenne. Les couches à direction non conforme sont éparses et très rares. Pourtant, les mesurages n'ont été faits que dans les localités où trois couches au moins montrèrent la direction des courants, afin de ne pas prendre un cas aberrant pour le sens principal.

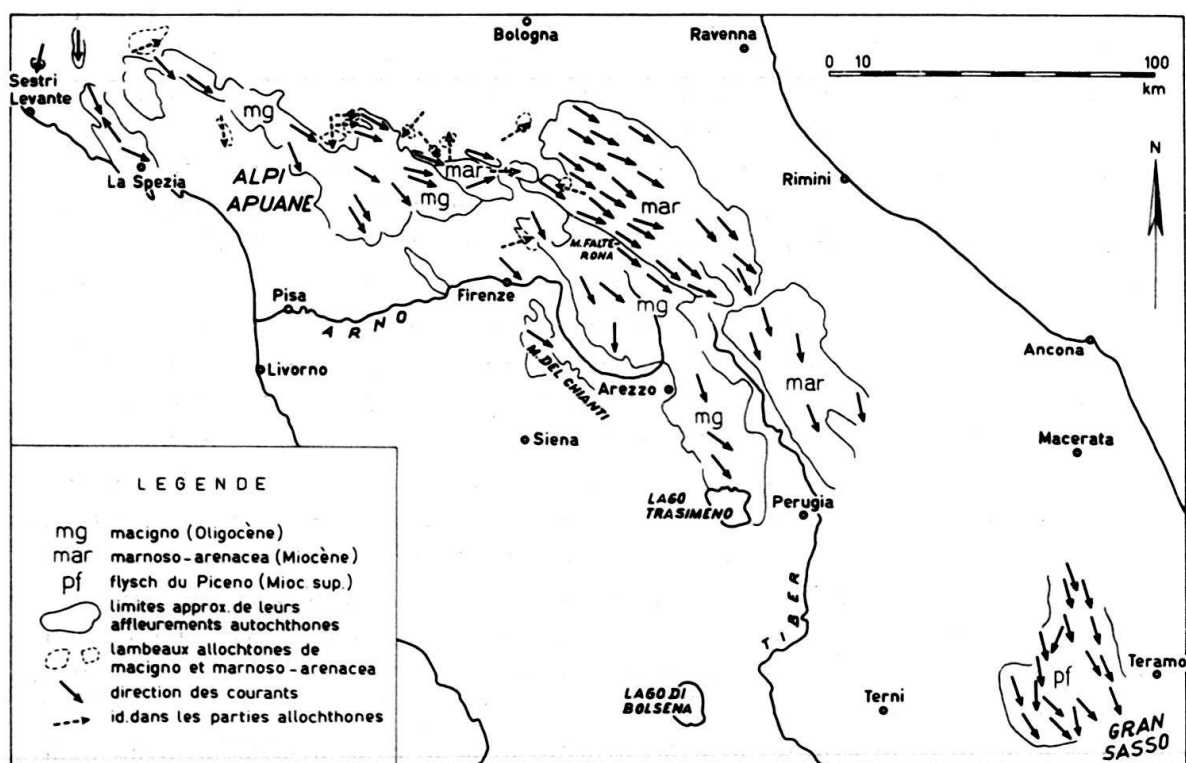


Fig. 1

La carte (fig. 1) donne un aperçu des résultats obtenus dans plus de 500 de ces localités. Chaque flèche y représente plusieurs observations voisines qui ne diffèrent entre elles que de 20° ou moins. La carte figure donc les véritables tendances dominantes, et leur arrangement présente quelques aspects bien remarquables.

1° Dans de vastes régions de l'autochtone, les directions sont *grosso modo* pareilles bien que les divers affleurements représentent des niveaux variés dans les séries épaisses. Il y a même un fort parallélisme entre les trois formations successives. Les sens de transport était donc très constant dans l'espace et dans le temps.

2° Les directions dans les unités allochtones (en tireté sur la carte) s'accordent mal entre elles et avec l'autochtone voisin dont probablement elles ont été arrachées. C'est là un nouvel argument en faveur de leur mise en place par glissement chaotique comme l'imaginent les géologues toscans (TEN HAAF, 1957).

3° L'ensemble des directions autochtones, sauf dans l'extrême NW du macigno, dessine une courbe longitudinale à sens unique parallèle à l'allongement tectonique arqué des Apennins. Même sans mesurage on remarque sur le terrain que, sur des couches redressées, les marques de courant sont le plus souvent restées à peu près horizontales. La courbe se prolonge jusque dans le flysch du Piceno qui, quoique marginal au massif des Abruzzi, se révèle, par le sens d'apport de son sable, en rapport sédimentaire avec les Apennins septentrionaux.

Or, la conception classique des séries du type flysch veut que leurs couches clastiques proviennent de la dénudation d'une cordillère ou massif émergé voisin et soient déposées directement dans l'avant-fosse en face. Pour le macigno cela fut toujours difficile à maintenir parce que, même dans son extension visible réduite par l'érosion et par recouvrement tectonique, il représente des milliers de kilomètres cubes de sédiment détritique dont la majeure partie est constituée par le quartz. Comme source, il lui faut donc une vaste aire de dénudation riche en roches cristallines ou quartzieuses comme il n'en existe pas dans les confins de la péninsule. La série autochtone antérieure au macigno se compose de schistes argileux, marnes et calcaires, et n'est percée que de quelques pointements minimes de roches cristallines. Il faut bien chercher, pour les masses de sable contenues dans le flysch apennin, une provenance plus lointaine; c'est pourquoi les géologues italiens furent parmi les premiers à appliquer l'hypothèse des courants de turbidité.

Il y a de fortes indications qu'un «Paléoapennin» (MIGLIORINI, 1945) ait jadis existé dans la zone d'effondrement de la présente mer tyrrhénienne. Là, l'érosion de roches cristallines aurait pu amasser une quantité suffisante de produits clastiques qui, déséquilibrée par le progrès de l'orogénie vers le NE, se serait débitée en courants de turbidité dans l'avant-fosse jusqu'à constituer le macigno; et, à la suite d'un paroxysme nouveau, la «marnoso-arenacea». Mais, en ce cas, le transport aurait été transversal à la chaîne et dirigé vers l'extérieur – donc perpendiculaire aux directions observées.

A en croire la persistance remarquable des courants, et l'amenuisement vers le sud du macigno et de la «marnoso-arenacea», il faut supposer plutôt que le sédiment clastique venait de la région liguro-piémontaise et suivait en longueur le fond des fosses successives.

Plusieurs considérations peuvent servir à rendre plus vraisemblable cette assertion:

1° Vers l'amont de la direction de transport observée, macigno et «marnoso-arenacea» disparaissent sous la couverture tectonique des «argille scagliose» qui en cache les débuts. Cependant, en Ligurie, affleurent des roches clastiques diverses d'âge éocène, et des conglomérats et grès molassiques oligocènes (MERLA, 1957) qui pourraient bien représenter les restes d'amas détritiques nourriciers du macigno. De la même façon, en amont de la «marnoso-arenacea» les «argille scagliose» de l'Emilia contiennent d'importantes molasses probablement oligo-miocènes. Et la «marnoso-arenacea» même peut bien avoir alimenté le flysch du Piceno qui lui ressemble si fort.

2° Les distances à postuler pour cet apport longitudinal sont grandes, mais à peine plus grandes qu'à partir d'une source tyrrhénienne. Sans compter les directions de courant, l'existence sur toute la Toscane occidentale de petits affleure-

ments du type macigno, et la rareté de dépôts clastiques non resédimentés, relèguent toute source possible de détritiques loin au-delà de la côte présente.

3° La taille des grains dans le flysch apennin ne dépasse que rarement, même dans les parties les plus grossières au NW, celle du sable moyen. D'après KUENEN (voir ce Congrès) les grands courants de turbidité ne peuvent probablement déposer du sable que sur des pentes d'1 % ou moins. Quand on admet une profondeur de dépôt de 1000 à 2000 m, comme l'indiquent les foraminifères benthoniques du macigno (EMILIANI, 1954), il s'en suit que chaque phase de resédimentation pouvait parcourir au moins une centaine de kilomètres.

4° L'évolution tectonique – qui, tout en se propageant vers l'Adriatique, fut plus intense et plus précoce dans le NW – favorisait une légère pente axiale des fosses successives échelonnées et, par émergence progressive, des reprises de la resédimentation. Sur le fond géosynclinal, une fosse à peine ébauchée aurait suffi à canaliser les courants de turbidité.

D'une provenance ligure, on est tenté de chercher la source initiale du sable des flysch péninsulaires dans le cristallin des Alpes occidentales; ou, alternativement, dans un ancien massif situé dans les parages du Golfe de Gênes. D'après KUENEN et al. (1957) c'est de là, et non du massif voisin de l'Argentera-Mercantour, que provient le flysch gréseux des Alpes maritimes. L'une ou l'autre de ces aires de dénudation aurait pu fournir de vastes dépôts éphémères dans la région ligure-piémontaise, qui s'élancèrent à plusieurs reprises le long des fosses orogéniques; tandis que l'émergence des Apennins mêmes n'aurait fourni que des pélites. Mais ce n'est là qu'une conjecture offerte à la critique des experts en géologie apennine.

BIBLIOGRAPHIE

- EMILIANI, C. (1954): *The Oligocene microfaunas of the central part of the northern Apennines*. Pal. ital. 48, pp. 77–184.
- HAAF, E. TEN (1957): *Tectonic utility of oriented resedimentation structures*. Geol. en Mijnb. 19, pp. 33–35.
- (1959): *Graded beds of the northern Apennines*. Thèse, Univ. Groningen.
- KOPSTEIN, F.P.H.W. (1954): *Graded bedding of the Harlech Dome*. Thèse, Univ. Groningen.
- 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 7, pp. 11–26.
- MERLA, G. (1951): *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. geol. Italia, 70, pp. 95–382.
- (1957): *Essay on the geology of the northern Apennines*. AGIP Minerar. Publ.
- MIGLIORINI, C.I. (1945): *Le fasi orogeniche nell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. geol. Italia 64.

59. – FRANZ HOFMANN (Schaffhausen): **Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz).** Mit 3 Figuren und 1 Tabelle im Text.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden zwei verschiedenartige Vorkommen sedimentärer Tonlagerstätten im Kanton Schaffhausen (Schweiz) beschrieben: die sog. Bolustone sind kaolinitische Tone, die als Rückstandspelite unter dem Einfluss lateritischer Verwitterung aus illitischen Toneinlagerungen in kalkigen Sedimenten des oberen Malm durch vollkommene Entkalkung und Auslaugung bei

gleichzeitiger Kieselsäureabwanderung entstanden; die aus prinzipiell gleichartigem mesozoischem Ausgangsmaterial durch fluviatile Verschwemmung zur Molassezeit entstandenen Hegaumergel wurden lediglich umgelagert, konnten jedoch nicht lateritisch verwittern und behielten ihren hohen Kalkgehalt und ihren illitischen Charakter bei. Sekundäre Kaolinitisierung durch Kieselsäureabwanderung unter stellenweiser Bildung von authigenem Quarz erscheint also nur nach völliger Entkalkung in kationenarmem Milieu möglich.

Auf dem Gebiet des Kantons Schaffhausen kommen auf einem relativ kleinen Gebiet zwei Arten tertiärer, sedimentärer Tone vor, die sekundär aus der Verwitterung grundsätzlich gleichartiger, vorwiegend kalkiger Sedimente mit mergeligen Lagen hervorgingen, die dem Mesozoikum angehören. Trotz gleichartigen Ausgangsmaterials entwickelten sich die beiden Lagerstätten-Typen wegen unterschiedlicher Entstehungsbedingungen zu Endprodukten von grundsätzlich verschiedenem tonmineralogischem Charakter. Es handelt sich bei diesem Vorkommen um die vorwiegend alttertiären, sog. Bolustone und um die Pelite (Hegaumergel) der Juranagelfluh-Schüttung der oberen Süsswassermolasse (Jungtertiär).

Geologische Situation und genetische Bedingungen

Die geologische Situation des Gebietes, in dem die untersuchten Tonvorkommen liegen, ist in Figur 1 dargestellt. Der südöstliche Teil des Gebietes gehört zur blossgelegten Hochzone der leicht nach SE abfallenden mesozoischen Schwarzwaldbedeckung (Randen-Reiat-Gebiet). Er grenzt längs der Hegau-Randen-Verwerfungslinie gegen NE an das abgesenkte Gebiet des Hegaus, das zur Zeit der oberen Süsswassermolasse (Mio-Pliozän) durch fluvioterrestrische Sedimentation mit mesozoischem Verwitterungsschutt der sedimentären Schwarzwaldbedeckung ausgefüllt wurde: der nach SE gerichtete Hegau-Molasse-Schuttfächer lagerte mehr als 300 m Material in die Hegausenke ab. In erster Linie wurden Mergel sedimentiert, etwas weniger häufig Konglomerathorizonte (Juranagelfluhen) und nur untergeordnet vorwiegend aus kalkigen Körnchen zusammengesetzte Sande. Die genannte Verwerfung entstand zur Hauptsache an der Wende von der oberen Meeresmolasse zur oberen Süsswassermolasse, weshalb auf dem Hochgebiet nur wenig Molasse abgelagert und zum grössten Teil wieder weggeschwemmt wurde.

Die Bolustone

Die Bolustone und die sie stellenweise vertretenden sandigen und bohrerzföhrnden Ablagerungen entwickelten sich als Rückstandsprodukte unter terrestrischen Bedingungen auf den während des Alttertiärs und teilweise während der Kreidezeit freiliegenden Partien des heutigen Juragebirges (in der Gegend von Schaffhausen wurden nie marine Kreideschichten abgelagert). Diese sog. Siderolith- oder Bohrerzformation ist vor allem in nördlichen und nordwestlichen schweizerischen Juragebiet verbreitet, jedoch auch aus der Westschweiz und aus den Alpen bekannt. WSW Schaffhausen ist sie vor allem in Form von Bohrerzvorkommen vorhanden, N und NE Schaffhausen in Form von Bolustonen. Diese relativ feuerfesten, kaolinitischen Tone werden heute noch technisch verwertet. Ihre Qualität wird lediglich durch einen stets mehr oder weniger ausgeprägt vor-

handenen Eisengehalt beeinträchtigt. Einzelne eisenfreie, völlig weisse Partien kommen nicht in so grossen Mengen vor, dass sie für sich in wirtschaftlicher Weise gewonnen werden könnten. Diese Rückstandspelite entstanden durch Verwitterung und Auslaugung tonhaltiger Partien der höchsten, rein marinen Kalkserien des Malm, insbesondere der Plattenkalke des Portlandien, untergeordnet der Massenkalk des Kimeridgien. Die Rückstandstone unterlagen humiden, tropisch-subtropischen Klimaeinflüssen mit Tendenz zu Lateritisierung bei völliger Entkalkung.

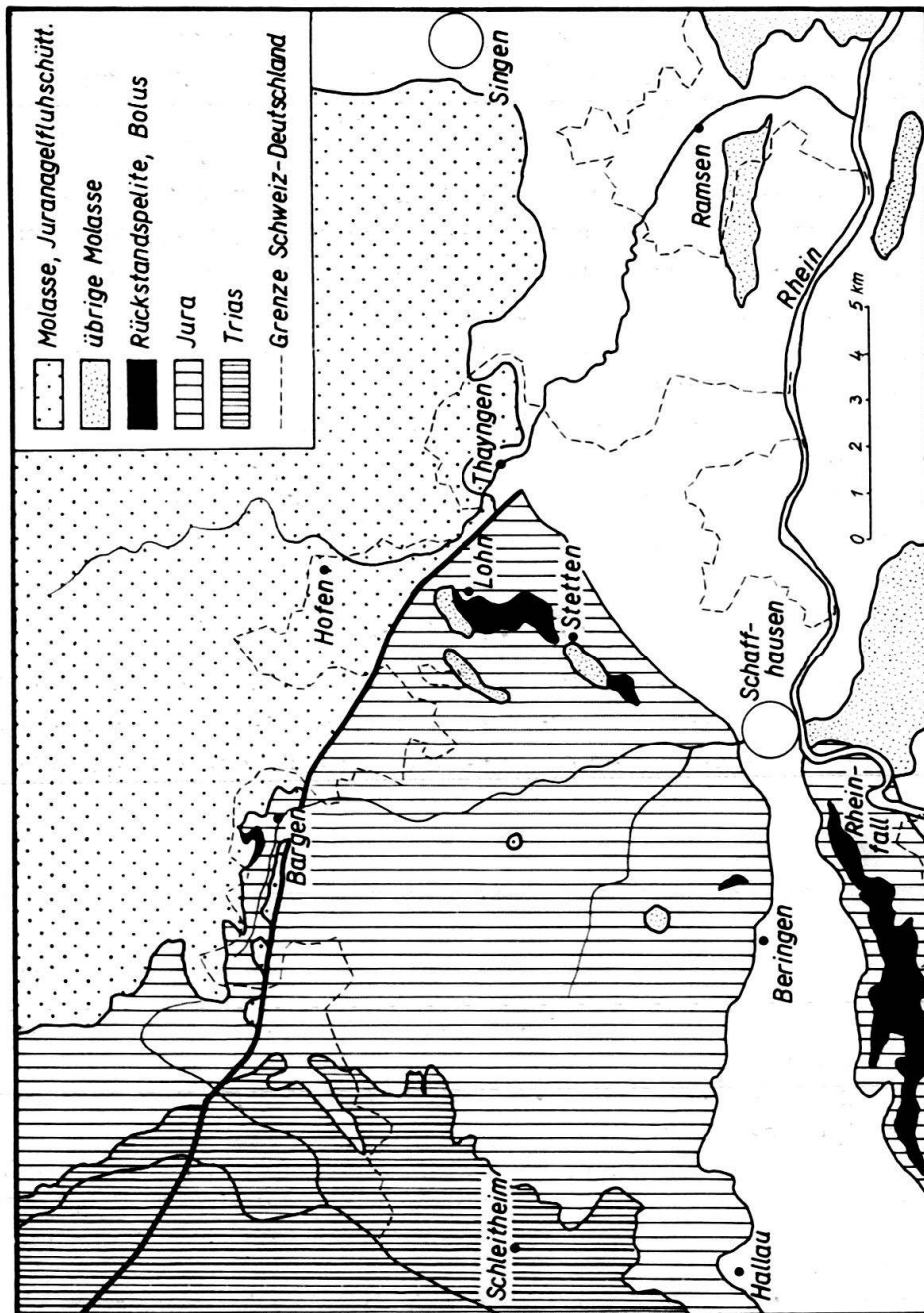


Fig. 1. Geologische Übersichtsskizze des Gebietes der untersuchten Tonvorkommen im Kanton Schaffhausen.

Entsprechend ihrer Entstehungsweise sind die Bolustone nicht geschichtet. Sie zeigen verschiedene Grade der Reinheit und sind stellenweise, längs Klüften, eisenfrei und weiss ausgelugt. Die Tone sind von körniger Struktur und im Natur-

zustand relativ grobdispers und wenig plastisch. Sie liegen in Taschen des karrenartig verwitterten Jurakalkuntergrundes und können lokal zehn und mehr Meter mächtig sein und grössere Areale bedecken.

Die geologischen Verhältnisse zeigen, dass alle beschriebenen Vorkommen in erster Linie Rückstandspelite der Plattenkalkserien sind, die stets mehr oder weniger mächtige mergelige Einlagerungen enthalten.

Die Mergel der Molasse des Hegauschuttfächers

Untersucht wurden Proben der stets stark kalkigen Hegaumergel, die die dominierende pelitische Fazies der fluvioterrestrischen, postoligozänen Juranagelfluhschüttung darstellen. Aus den vorkommenden Geröllhorizonten kann geschlossen werden, dass vorwiegend Malm- und Doggermaterial von der mesozoischen Schwarzwaldbedeckung in den Molassetrog verfrachtet wurde. Erst in den höchsten vorhandenen Schichten dieses Sedimentationsgebietes findet man Buntsandsteingerölle der Trias. In den Geröllhorizonten (Nagelfluhen) sind natürlich nur die transportresistenten harten Kalke vertreten. Sie geben deshalb kein richtiges Bild von der Gesamtheit des aus dem Einzugsgebiet verschwemmten Materials, insbesondere nicht von den bedeutenden Anteilen toniger Sedimente der verfrachteten jurassischen und evtl. triadischen Schichtkomplexe. Diese tonigen Verschwemmungsprodukte finden sich vor allem in den untersuchten Mergeln wieder. Diese Überlegung gilt auch für die übrigen Molasseschuttfächer.

Entsprechend ihrer Entstehungsweise sind die Mergel der Hegaumolasse deutlich geschichtet.

Untersuchte Proben

Es wurden je fünf repräsentative Proben von Bolustonen und von Molassemergeln der Hegauschüttung untersucht. Dazu wurden zu Vergleichszwecken Untersuchungen an tonigen Gesteinen aus dem mesozoischen Einzugsgebiet durchgeführt.

Bolustone

- A Grube Rotacker, NE Stetten, Koord. 691900/288950/580. Ockerfarbener, wenig plastischer Boluston. Substrat: Massenkalk.
- B Grube NW Lohn, Koord. 692050/290250/635. Hellgelber, fetter Boluston. Substrat: Massenkalk.
- C Lokalität wie B.-Violett-lilafarbener Boluston, mittelfett, nesterartig im gewöhnlichen ockerfarbenen Ton vorkommend.
- D Lokalität wie B.-Weisser Boluston, körnig, nesterartig und längs Klüften im gewöhnlichen ockerfarbenen Ton vorkommend.
- E «Tirgihat», NW Barga, Koord. 687000/294450/710. Neuentdecktes Vorkommen. Nur in Äckern und durch Grabung feststellbar. Mächtigkeit vermutlich ca. 10 m. Ockerfarben, relativ fett, mit häufigen, bis 3 mm grossen authigenen, zweispitzigen Quarzkriställchen. Substrat: Massenkalk.
Ein gleichartiges kleines Vorkommen konnte auch SE Barga, am Wegeinschnitt Koord. 688430/293870/628 neu aufgefunden werden.

Mergel des Hegauschuttfächers

- F Mergelgrube Schliffenhalde, am Buchberg bei Neuhaus, E Thayngen, Koord. 697350/289850/510. Sienafarbene Mergel.

- G Strasse Bibertal–Opfertshofen, Koord. 692300/292850/480. Rotbraune Mergel.
- H Hofen; Aufschluss im Dorf W der Post, Koord. 692770/293200/480. Ockergelbe Mergel in vorwiegend sandigen und siltigen Schichten.
- I Verenabrunnen, NE Barga, Koord. 688220/294900/715. Helle, fette, ockergelb/graueflechte Mergel.
- K NE Barga, Koord. 688060/294610/660. Rote Mergel an der Basis der oberen Süßwassermolasse.

Mesozoische Vergleichstone

- L Plattenkalk, Portlanden, ob. Malm. Mühlental/Schaffhausen, Kalksteinbruch der Georg Fischer AG, Koord. 689450/284700/450. Durchschnittsmaterial der tonigen Einlagerungen, die als schmale Schichten von wenigen Zentimetern Mächtigkeit zwischen den 0,2 bis 2 m mächtigen Kalklagen vorkommen. Muttergestein der Bolustone. Kalkgehalt des geschlämmten Materials 56%.
- M Wohlgeschichtete Kalke, Sequanien, Malm. Steinbruch W Teufelsküche (E Beringen). Koord. 686830/283750/510. Bis 20 cm mächtige, kalkige Mergelzwischenlagen, in mauerartig geschichteter, klüftiger Kalkserie mit Lagen von meist 10 bis 50 cm mächtigen Kalkbänken. Kalkgehalt der geschlämmten Mergel 75%.
- N Opalinuston, Aalénien. Grube der Ziegelei Paradies am Langen Randen, SE Schleithem, Koord. 680240/287650/590. Probe aus fetter, 3 bis 4 m mächtiger Partie im mittleren Teil des ausgeschlossenen Komplexes. Kalkgehalt 5,5%, Dolomitgehalt 1,2%, Sandgehalt > 0,02 mm 4,4%.
- O Obtususton (Turneriton), Lotharingen, unt. Lias. E Nebenthal, SE Schleithem, Koord. 679850/287080/565. Gelbbraune, wenig fette Tone. Kalkgehalt 1,5%, Dolomitgehalt 0,5%, Sandgehalt > 0,02 mm 21,0%.
- P Keupermergel, oberster Teil des mittleren Keupers, Trias. Nebenthal, Grube an der Strasse Siblingen–Schleithem, Koord. 679600/286950/535. Violette Mergel mit hellgrünen, fleckigen Einlagerungen. Kalkgehalt 45%, Dolomitgehalt 6%, Sandgehalt > 0,02 mm 5,9%.

Untersuchungsergebnisse

Sedimentpetrographische Untersuchungen

Tabelle I enthält sedimentpetrographische Untersuchungsdaten der Bolustone und der Hegaumergel. Die Hygroskopizität wurde nach Lagerung über 35%iger Schwefelsäure bestimmt, welches Verfahren eine relative Luftfeuchtigkeit von 80% ergab. Die Schwerminerale wurden nach Kochen in konz. HCl bestimmt; da die untersuchten Materialien keine Schwermineralfraktionen mit diagnostisch wichtigem, nennenswertem Apatitgehalt enthielten, konnte dieses Verfahren zur Eliminierung der störenden Flut von Bohnerzkügelchen ohne weiteres angewandt werden. Der Gehalt an Bohnerz im Schlämmrückstand der Bolustone wurde ebenfalls durch Kochen in HCl bestimmt.

Tabelle I zeigt den geringen Sandgehalt der Rückstandspelite (Bolustone), den hohen Kalkgehalt und den meist hohen Kalksandgehalt der Hegaumergel. Die verschiedenartigen Entstehungsweisen kommen in allen sedimentpetrographischen Daten sehr deutlich zum Ausdruck. Auszählbare Schwermineralfraktionen der Bolustone und der meisten Hegau-Molassemergel konnten z. T. erst nach Verarbeitung von mehreren Kilogramm Material gewonnen werden. Die Verteilung der Schwerminerale widerspiegelt allgemein den charakteristischen Zirkon–Rutil-Reichtum der mesozoischen Sedimente, aus denen die untersuchten

Tabelle 1. Sedimentpetrographische Untersuchungsergebnisse

		Hygroskopizität	Schlammstoffgehalt > 20 μ total	Sandgehalt > 20 μ total	Karbonatgehalt (Kalk) total	Karbonatische Schlammstoffe < 20 μ	Karbonatische Sandkörner > 20 μ	Bohrerkörnchen > 20 μ	Silikatische Sandkörner > 20 μ	Schwermineraleien												
		%	%	%	%	%	%	%	%	Granat	Epidot	Staurolith	Disthen	Zirkon	Rutil	Brookit	Anatas	Titanit	Turmalin	Topas	Erz	
Bolustone	A	2,8	93,3	6,7	—	—	—	5,0	1,7	+	—	—	+	73	24	—	—	—	—	2	—	+
	B	3,1	94,4	5,6	—	—	—	2,8	2,8	6	—	+	—	62	27	—	—	—	2	—	—	—
	C	3,7	98,8	1,1	—	—	—	0,7	0,4	2	—	—	1	64	30	—	—	—	3	—	—	—
	D	3,3	99,3	0,7	—	—	—	0,3	0,4	25	—	13	2	32	19	—	—	—	2	—	—	5
	E	5,2	91,8	8,2	0,8	0,8	—	+	8,2*)	+	2	—	—	2	38	27	—	—	3	3	—	27
Molassemergel	F	5,4	82,8	17,2	33,0	24,1	8,9	+	8,3	42	—	+	+	13	16	—	+	—	5	—	—	22
	G	4,5	73,1	26,9	47,0	28,5	18,5	+	8,4	27	—	4	—	13	24	—	—	—	+	—	—	30
	H	3,8	67,0	33,0	33,5	17,6	15,9	+	17,1	13	—	—	—	28	18	+	+	—	1	—	—	38
	I	7,5	78,0	22,0	34,0	23,2	10,8	+	11,2	12	+	—	2	24	16	+	+	+	1	+	—	43
	K	7,0	95,1	4,9	47,5	43,9	3,6	+	1,3	8	—	—	—	—	28	16	—	—	1	—	—	47

*) Vorwiegend authigener Quarz.

Der Karbonatgehalt aller untersuchten Molassemergel ist weitaus vorherrschend kalkig. Der pH-Wert 10% iger Aufschlämmungen in dest. Wasser lag bei den Bolustonen um 6,5 bis 6,8, bei den Hegaumergeln um 7,6 bis 7,8. Der Schlammstoffanteil der Hegaumergel enthält nebst Kalk noch variable Anteile an nichttonigem Mineralstaub (Quarz). Die Hygroskopizität wurde in allen Fällen an geschlämmtem, entkalktem Material bestimmt.

Tone entstanden. Die stratigraphisch weit umfassendere Materialherkunft der Hegaumergel lässt sich in der Verteilung der Schwerminerale deutlich erkennen. Die Bolustone enthalten nur Material aus den obersten Malmkalkhorizonten, die allgemein äusserst sandarm sind. Der Granat- und Staurolith-Gehalt von Probe D ist auf Infektion durch ehemals überlagernde, marine Sande der oberen Meeresmolasse zurückzuführen. Probe E zeigt Anzeichen alter, fluviatiler Einflüsse, also nicht nur reinen Rückstandscharakter. In der Tat findet sich 2 km WNW des Vorkommens E, auf deutschem Gebiet W Neuhaus, ein bei Strassenbausanierungen zum Vorschein gekommenes Vorkommen typischer Huppererde, mit 70% reinem, weissem Quarzsand und (sekundär mit Kalk infiziertem) kaolinitischem Bindeton, analog den Huppererdevorkommen im Berner und Solothurner Jura. Besonders auffallend ist der erhebliche Gehalt an authigenem Quarz bei Probe E. Authigener Quarz kommt aber auch in den andern Bolustonen vor, wenn auch weit weniger häufig. Der effektive Gehalt dürfte jeweils mit den lokalen, speziellen Entstehungsverhältnissen zusammenhängen.

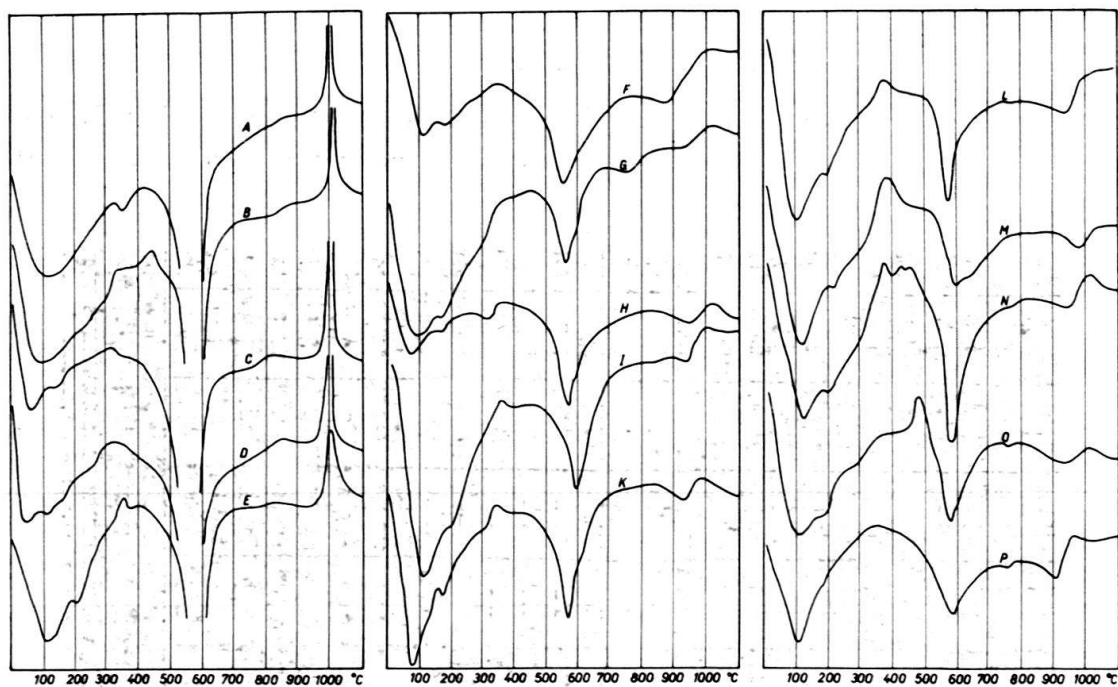


Fig. 2. Ergebnisse der Differentialthermoanalyse der untersuchten Tonvorkommen.
Links: Bolustone; Mitte: Mergel der Hegauschüttung der oberen Süswassermolasse;
rechts: Mesozoische Vergleichstone. Alphabetische Bezeichnung siehe S. 983.

Eine chemische Analyse von Boluston von Lohn ist bei F. DE QUERVAIN (1949) enthalten: eine weisse Varietät (Typus D) ergab 35% Al_2O_3 , ein Gehalt, wie er für gute feuerfeste Kaolinite typisch ist. Auch bei F. SCHALCH (1916) sind chemische Analysen aufgeführt.

Differentialthermoanalyse (DTA)

Die DTA-Kurven der untersuchten Tone sind in Figur 2 dargestellt. Für die DTA-Untersuchungen wurden sämtliche Proben sandfrei geschlämmt. Die Mergel

und die mesozoischen Vergleichstone wurden mit 5%iger Essigsäure entkalkt, gewaschen und mit Ca(OH)_2 -Lösung bis zur Absättigung behandelt und gewaschen. Vorversuche hatten gezeigt, dass die Essigsäurebehandlung das Tonmineral nicht angreift, aber die störenden, starken Karbonateffekte eliminiert.

Die DTA-Kurven der Bolustone zeigen ausgeprägt kaolinitischen Charakter. Bei Probe E scheint noch etwas Illit enthalten zu sein (dieses Vorkommen war – im Gegensatz zu jenen der Gegend von Lohn – durch illitische Molassemergel überlagert und wohl daher etwas infiziert).

Die Thermokurven der Hegaumergel zeigen übereinstimmend vorwiegend illitischen Charakter mit teilweise nicht sehr deutlichen, kaolinitischen Effekten. Montmorilloniteffekte lassen sich nicht erkennen. Diese Kurven stimmen völlig mit jener der untersuchten mesozoischen Vergleichstone überein.

Auch die Kurve von Probe L (Portlandien), dem Ausgangston für die Entstehung der Bolusvorkommen, ist typisch illitisch. DTA-Untersuchungen anderer Molassemergel zeigten ebenfalls stets den Charakter der dargestellten illitischen Tone.

Röntgenographische Untersuchungen

Frl. Dr. E. JÄGER, Bern, hatte die Freundlichkeit, die beschriebenen Bolustone und Molassemergel röntgenographisch zu untersuchen (Guinierkamera), wofür ihr an dieser Stelle bestens gedankt sei.

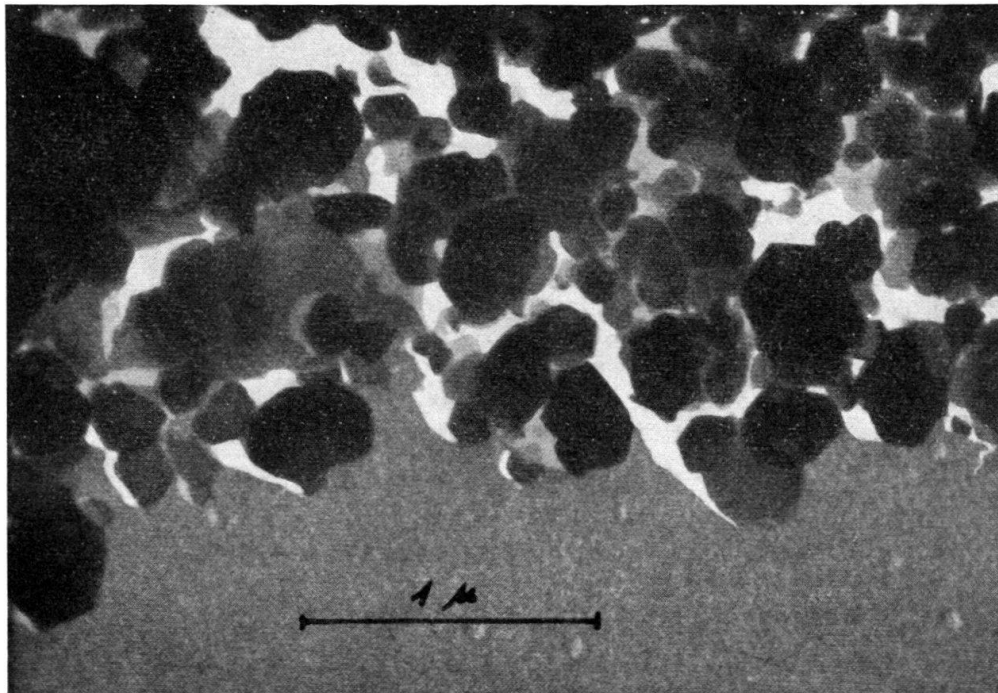


Fig. 3. Elektronenmikroskopische Aufnahme einer Bolustonprobe von Lohn.
Mit freundlicher Genehmigung von Herrn Dr. R. IBERG.

Die Bolustone A bis B ergaben nur Kaolinit-Linien; Probe E enthält nebst vorherrschendem Kaolinit noch etwas Illit. Der Kaolinit der Bolustone tendiert in seinen Charakteristiken in Richtung «Fireclay».

Die Mergelproben enthalten vorwiegend Illit, sehr wenig Kaolinit und meist etwas Quarz. Montmorillonit konnte mit der angewandten Methode nicht nachgewiesen werden und scheint jedenfalls keine Rolle zu spielen.

Elektronenmikroskopische Untersuchungen

Bei R. IBERG (1954) findet sich eine elektronenmikroskopische Aufnahme einer Boluston-Probe von Lohn, die ausserordentlich schön den kaolinitischen Charakter zeigt (gut ausgebildete, sechseckige Kaolinit-Plättchen). Herr Dr. R. IBERG, Heerbrugg, hatte die Freundlichkeit, dem Verfasser eine weitere Aufnahme einer Probe von Lohn zur Reproduktion in der vorliegenden Arbeit zur Verfügung zu stellen (Fig. 3), wofür ihm bestens gedankt sei.

Interpretation der Untersuchungsergebnisse

Die Rückstandspelite (Bolustone) sind sekundär entstandene Kaolinittone. Ihr Ausgangsmaterial war illitisch. Der besonders in Probe E enthaltene authigene Quarz zeigt deutlich die Kieselsäure-Abwanderung, wie sie für lateritische Verwitterung typisch ist und wie sie für die Entwicklung der Kaolinite aus Illiten auch nötig war.

Die Hegaumergel der Juranagelfluhschüttung mit grundsätzlich gleichartigem Ausgangsmaterial zeigen keine Veränderung der Tone, aus denen sie durch Verschwemmung und Wiederablagerung entstanden sind. Eine lateritische Verwitterung war nicht möglich: die Mergel sind unverändert und kalkreich erhalten geblieben.

Der Lateritisierungsvorgang, d. h. die Kieselsäureabwanderung, war nur unter den Auslaugungsbedingungen möglich, wie sie bei der Entstehung der Bolustone geherrscht haben müssen. Voraussetzung dazu war offenbar die völlige Entkalkung und das nachfolgende kationenarme Milieu. Für den Kaolinitisierungsvorgang stand mindestens der Zeitraum des voroligozänen Tertiärs zur Verfügung, sehr wahrscheinlich auch ein Teil der Kreidezeit. Das Klima war warm und humid, und die gute Drainagewirkung der Kalkunterlage förderte die Auslaugung und Umwandlung.

Bei den relativ schnell sedimentierten Molassemergeln standen auch bei an sich nicht ungünstigen klimatischen Bedingungen keine langfristigen Zeiträume zur Verfügung, die eine wesentliche Entkalkung und nachherige SiO_2 -Abwanderung ermöglicht hätten. Der Kalkgehalt blieb deshalb erhalten, und mit ihm der illitische Charakter der Tone, der auch bei den Vergleichsproben des als Beispiel gewählten tonmineralogischen Profils vom Keuper bis zum obersten Malm völlig gleichartig ist.

Dieser Befund steht in Übereinstimmung mit den Forschungsergebnissen von MILLOT (1949), wonach in kalkigem Milieu eine sekundäre Kaolinitisierung von Dreischicht-Tonmineralien (Illite und Montmorillonite) nicht möglich ist.

Die Quarzsande und Huppererden, wie sie stellenweise besonders im Berner und Solothurner Jura vorkommen, sind offenbar nichts anderes, als ausgelaugte fluviatile Sedimente, die vermutlich schon während der Kreidezeit auf den nicht vom Meer überfluteten nördlichen Teilen des Juragebietes durch fluviatile Ver-

schwemmung sandreicher, mesozoischer Sedimente entstanden. Sie wurden nachher ihrerseits in den Auslaugungsprozess miteinbezogen. Dabei wurden die Quarzkörner durch Ausmerzung chemisch nicht resistenter anderer Körner angereichert und die Tonminerale kaolinitisiert. Auch bei diesen Vorkommen kann die Kieselsäureabwanderung direkt nachgewiesen werden: in den Quarzsand-Vorkommen W Court findet man nicht selten knauerartige quarzitisches Partien, entstanden durch Verkittung von Quarzsand mit Kieselsäurezement.

WICHTIGSTE LITERATUR

- ERB, L. (1931): *Geologische Spezialkarte von Baden. Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146)*. Bad. geol. Landesanst., Freiburg i. Br.
- GRIM, R. E. (1935): *Clay Mineralogy*. (Mc Graw-Hill Book Co., New York.)
- HOFMANN, F. (1956): *Die Obere Süßwassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau*. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. Ing. 23/64.
- (1956): *Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands*. Eclogae geol. Helv. 49/1.
 - (1956): *Beitrag zur Kenntnis und zur Untersuchung der Eigenschaften von Bentoniten*. Giesserei, Techn.-Wiss. Beih. 16.
 - (1957): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv. 50/2.
- IBERG, R. (1954): *Beitrag zur Kenntnis von Tonmineralien einiger schweizerischer Böden*. Mitt. Schweiz. Anst. forst. Versuchswesen 30.
- JASMUND, K. (1951): *Die silicatischen Tonminerale*. (Verlag Chemie, Weinheim/Bergstr.)
- KÜNDIG, E., & DE QUERVAIN, F. (1953): *Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz*. Schweiz. Geot. Komm. (Verl. Kümmerly & Frey, Bern).
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, E., & MOSER, R. (1907): *Die schweizerischen Tonlager*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [Geot. Ser.] 4.
- MILLOT, G. (1949): *Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses*. Géol. appl. prosp. min. II/2–3–4.
- V. MOOS, A. (1936): *Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererden der Bohnerzformation im schweizerischen Juragebirge*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 16.
- DE QUERVAIN, F. (1949): *Die nutzbaren Gesteine der Schweiz*. (Verl. Kümmerly & Frey, Bern.)
- SCHAAD, E. (1908): *Die Juranagelfluh*. Beitr. Geol. Karte Schweiz 22 [NF].
- SCHALCH, F. (1916): *Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. Erläuterungen zu Blatt Wiechs-Schaffhausen*. Bad. geol. Landesanst., Freiburg i. Br.
- SCHAUFELBERGER, P. (1956): *Kritische Betrachtungen der Bodenklassifikationen*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 36/2.

GEOLOGISCHE KARTEN

- Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Blatt Nr. 145, Wiechs-Schaffhausen* (F. SCHALCH); 1:25000.
- Geologische Spezialkarte von Baden, Blatt Nr. 146, Hilzingen* (L. ERB); 1:25000.
-

60. — IRINA V. KHVOROVA (Geological Institute. Academy of Sciences of the USSR): **Upper Carboniferous Flysch and Lower Permian Molasse in the Urals.** With 5 figures in the text.

In the Late Paleozoic there stretched along the western margin of the Urals Geosyncline a trough limited by the central Urals Uplift in the east and by the edge of the Russian Platform in the west. In the Upper Carboniferous and Lower Permian periods of this trough there was formed a vast complex of sediments consisting mainly of terrigenous materials with a total thickness about 7000 m.

At the final stage of the Urals orogeny these sediments were deformed into steep linear folds intact by any strong thrusts. In the Carboniferous-Permian folded belt, one can observe a relationship between sediments of different facies throughout the whole cross-section of the trough and their transition into the platform layers. The facial mutual transitions are especially well accessible to examination in the South Urals.

Sedimentation in the Urals trough was mainly governed by the supply of enormous masses of terrigenous materials from the Central Uplift. In the course of time this Uplift was growing, but its elevation was not uniform. Each new orogenic paroxysm shifted different facial zones of terrigenous sediments more and more to the west. Simultaneously the platform margin was also involved in rapid downsinking.

The tectonic activity in the Upper Carboniferous period was different from that of the Lower Permian period and this essentially influenced the character of sedimentation.

UPPER CARBONIFEROUS SEDIMENTATION

Sediments. In the eastern sections of the Upper Carboniferous, there are thick series of coarse-grained terrigenous rocks: conglomerates, gravels and sandstones. The conglomerates vary from small to coarse pebbly with big blocks of Lower Carboniferous limestones. The characteristic feature of the conglomerates is that they consist of well rounded pebbles with an abundant content of limy cement. The sandstones and gravels contain a large amount of lime matrix and there are numerous fossils of marine invertebrates. Stratification of these sediments resembles graded bedding. This stratification is however not primary, but caused by scouring fine-grained layers at the beginning of conglomerates deposition. All these sediments are of near-shore marine origin. They were traced as a narrow 4 km wide and rather uniform belt extending in the longitudinal direction. Westward, the conglomerates disappear and sandstone deposits of various texture with graded bedding appear instead of them. These deposits are known as sandy or coarse Flysch.

Further to the west extends a wide zone of typical Flysch. In most cases this is a terrigenous Flysch, but there can also be found deposits of lime-terrigenous and dolomite-terrigenous Flysch. Like in other areas of Flysch development, the Urals Flysch contains horizons of pebbly mudstones or Wildflysch. In some localities their thickness is not large (3 to 5 m), but sometimes they reach 100 to 150 m and can be traced in an area about 20 km wide. Eastward, pebbly mudstones are

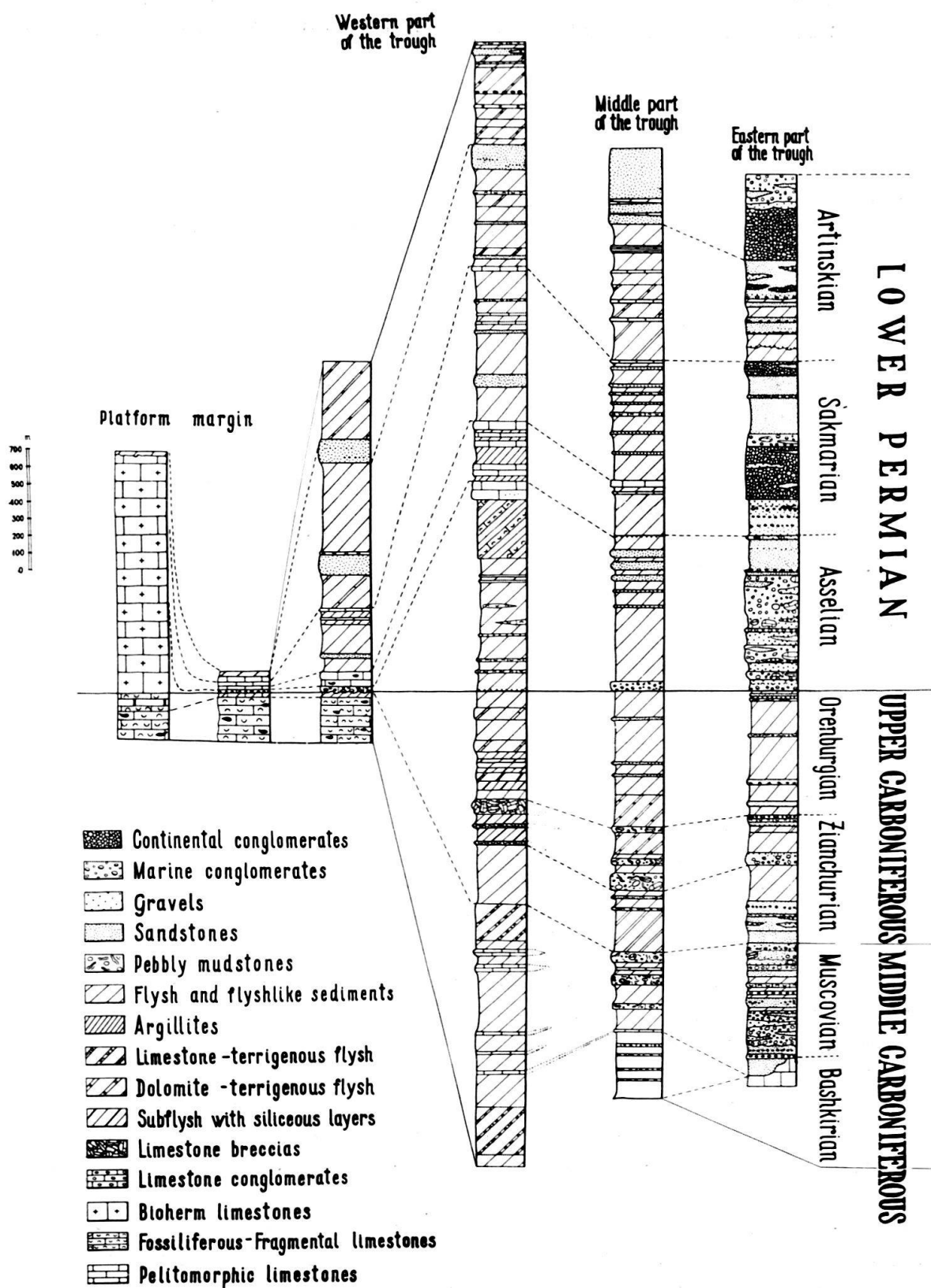
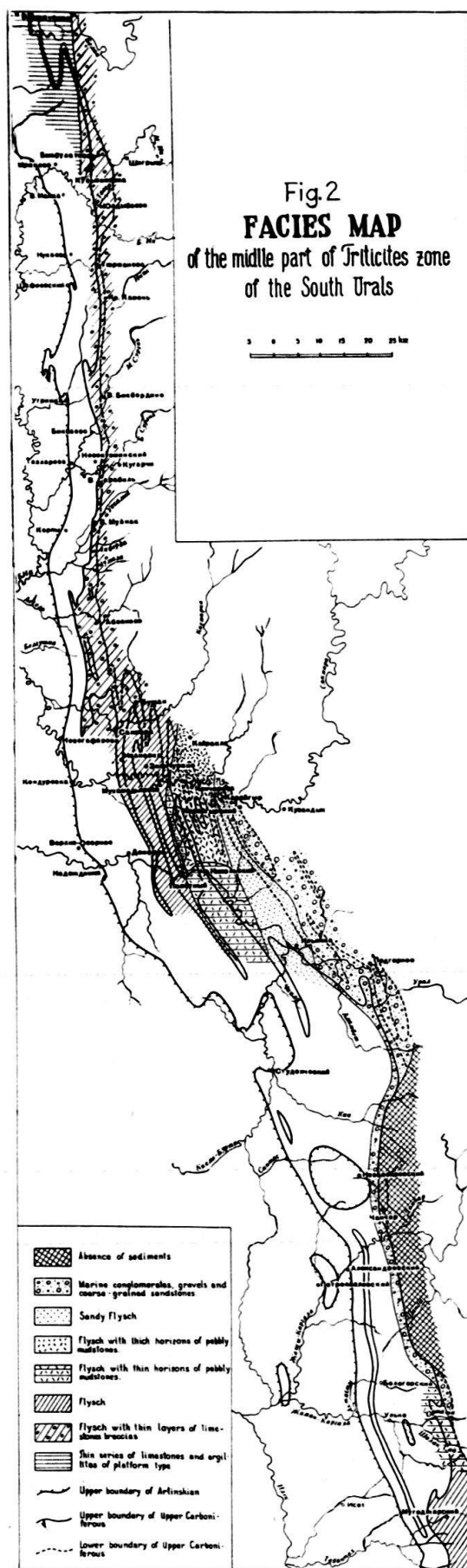


Fig. 1. Columnar sections of the Upper Carboniferous and Lower Permian of the Southern Urals



replaced by conglomerates containing a lot of boulders and blocks. On the west the Flysch becomes more and more shaly and gradually loses its typical appearance turning into a Subflysch. The latter is made up of argillites with embedded thin layers of finegrained sandstones and siltstones. Here also is observed a stratification of graded bedding.

In the western part of the trough the sections become more complicated because of limestone strata and series appearing at certain stratigraphic levels among monotonous Subflysch sediments. In some levels these are pelitomorphie uniform limestones wedging out towards east. In other levels they occur as peculiar limestone breccias. They consist of subangular and angular fragments of various limestones containing fossils from lower horizons of the Carboniferous system. The size of these fragments varies from 1 to 50 cm, but at some places there are many blocks up to 30 or even 100 m. The amount of cement is very scanty. It fills only the space between contacting fragments and consists of fine-grained calcite containing shell debris and oolites. The structure of breccia is chaotic, the debris are arranged at random. Even big blocks are situated with inclination or vertically as regards the bottom contact of the layer. In the eastern direction the breccias become less coarse and soon are wedged out.

Thick Subflysch sediments with limestone layers form the sections which are situated in the extreme west within the trough. At a very short distance, they are replaced by shallow-water limestones of platform type; their total thickness is many times lesser than that of the synchronous Flysch deposits.

Paleogeography. The Upper Carboniferous Urals Sea was a deep and narrow (60 to 70 km) trough basin with asymmetrical profile extending in meridional direction. In the east, it was confined by a rather high mountain archipelago and in the west it was separated from the vast epicontinental East-European Sea by a track of shallow-water banks and shoals. The eastern slope of the Urals basin was rather gentle and the gradient of the bottom in the upper and middle part of the slope did not exceed 3° . Here, often took place small glidings of layers and sometimes big submarine slumps and strong mud floods occurred. The depths in the lower part of the slope achieved 800 to 1000 m. The western slope of the trough was steeper and in some places rather deep-sea depressions were very close to the vertical cliffs of the underwater platform plateau, made up of the Lower Carboniferous limestones. When a sinking of the sea level took place, islands appeared along the edge of this plateau. From these islands detrital limestone material was transported to the adjacent depths. But especially during earthquakes along the underwater cliff there took place grandiose falls of rocks and a lot of big fragments (blocks) were thrown down. Sometimes turbidity currents from the west brought a big amount of limy mud. Simultaneously terrigenous sedimentation was forced to the east and pure lime sediments deposited in the western part of the sea.

The Carboniferous Sea was situated in the seismically active zone, where earthquakes periodically caused strong storms (tsunamis), turbidity currents, submarine slumping and falls of cliff-rocks.

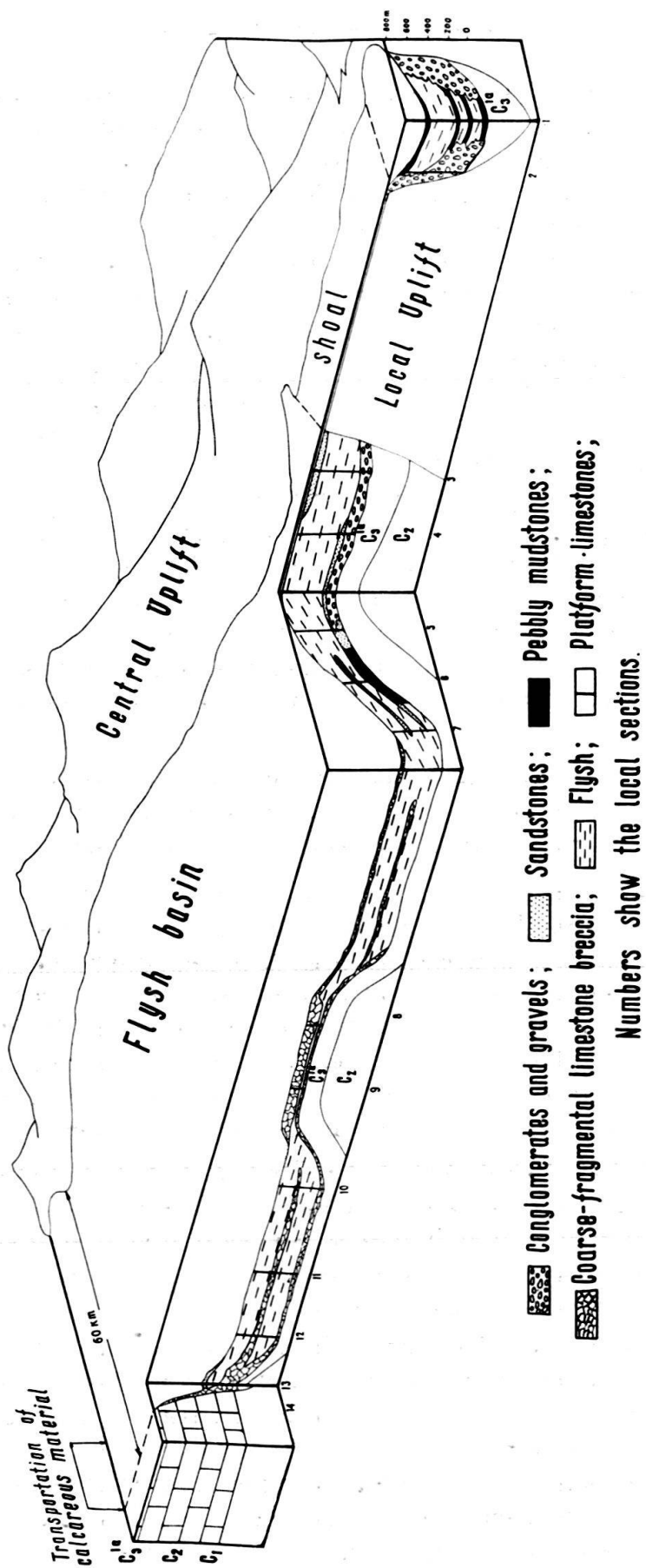


Fig. 3. Block diagram of middle member of the Upper Carboniferous in the South Ural

PERMIAN SEDIMENTATION

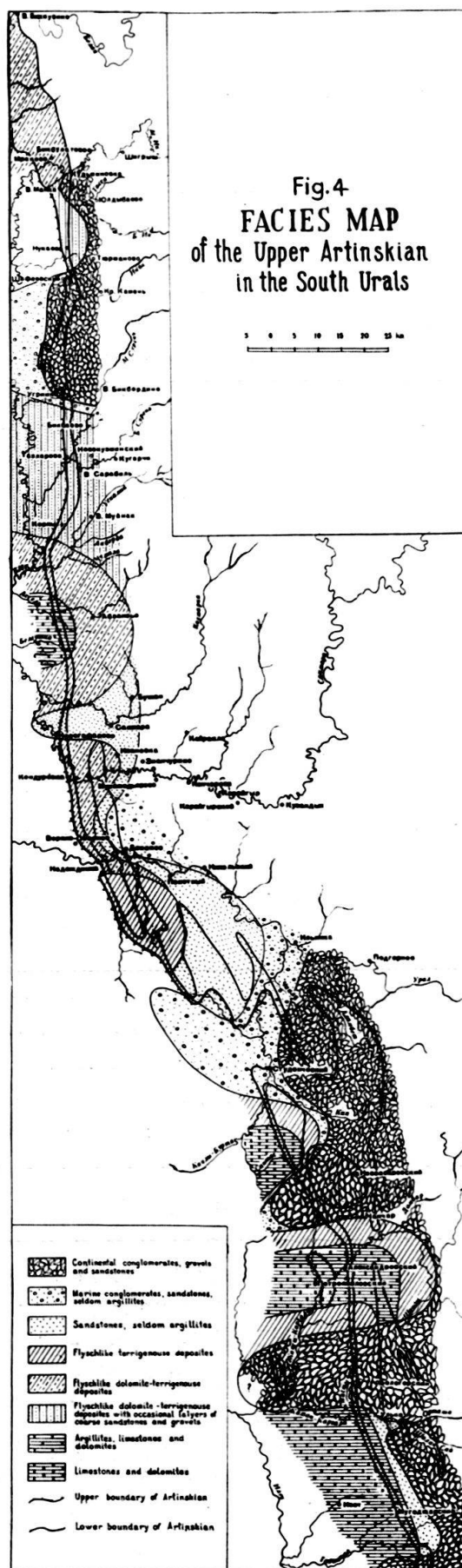
Sediments. The Lower Permian sections are distinguished from those of the Upper Carboniferous by a large amount of coarse detrital rocks and by more complicated lateral changes. In the eastern part of the trough, the sediments become very composite, changing not only in the latitudinal direction, but in the longitudinal one as well. Some sections here contain thick layers of polymictic very coarse conglomerates, many of which have alluvial and proluvial origin. These conglomerates are sharply different from the Carboniferous; they consist of poorly rounded pebbles and, what is most important, there is no singenetical cement. They are distributed in the form of latitudinal tongues 10 to 30 km wide and sometimes up to 50 km long. Other sections pertaining to the areas situated between the conglomerate "tongues" consist of different rocks with no conglomerates. Usually these are like Flysch sand-clay or dolomite-sand-clay sediments with graded bedding. They are however different from the Carboniferous Flysch by a number of specific features. Special hieroglyphs (imprints of drag traces) are peculiar to them. Grading is expressed in them less clearly and, what is most important, singenetic dolomite breccias appear among them. All this testifies shallow-water sediments. In some places between conglomerate "tongues" there appear thick layers of almost pure limestones and dolomites with lenses of cephalopodian limestones and stromatolite bioherms. These rocks indicate shallow water origin.

In the eastern continuation of the conglomerate tongues there often lie belts of coarse-grained sandstones with intercalations of conglomerates, gravels and thin dolomite lenses or dolomite breccias and, on some rare occasions, gypsum.

Westward, all these various and changeable shallow-water sediments are replaced by Flysch. But Flysch here loses its typical monotonous aspect due to the appearance of numerous layers and large lenses of various limestones: detrital, organic and pelitomorphous. Some organic limestones are of local origin, while others were formed by material brought from the west. In the limestone layers and series graded bedding is often expressed clearly. These layers are irregularly intercalated with terrigenous Flysch series, but are not connected with Flysch stratification. They appear in different parts of Flysch rhythms as foreign layers.

Thick series of such sediments near the western edge of the trough at short distance change into substantially different shallow-water carbonate rock series among which there are many limestone conglomerates, breccias and traces of local erosion. The thickness of these rocks is small. They indicate that the Uplift developed along the eastern edge of the platform.

Paleogeography. The Permian basin reflects a rather shallow sea and with the time gradually became more and more shallow. In the east, the sea was limited by a lowland accumulative coast. This accumulative lowland was lying at the foot of a mountain country from which rivers and temporary torrent currents delivered a big amount of coarse terrigenous materials to the coastal plain. This material rapidly formed accumulative capes and beach cusps along the sea shore. Either deeper or very shallow gulfs and bays appeared between them. In many



of them there were coastal currents while others were quiet bays where uniform clay and carbonate muds deposited.

Westward from the wide shallow-water zone the sea became deeper, but nowhere achieved a depth more than 200–250 m.

On the platform side, the Lower Permian Sea was characterized by a complicated belt of banks and islands. The steep cliff which here existed in the Carboniferous period gradually disappeared and the morphology of the basin essentially changed.

The Permian history of the basin is characterized by a regression. The regression was not a gradual diminution of the water-covered area, but was periodically complicated by small transgressions. Such oscillations were especially frequent at the beginning of the Permian period. Periodically, accumulative capes were flooded by the sea and in their environment small bioherms and biostroms appeared. When the sea level fell, many of them were destroyed by erosion and enriched the conglomerates with enormous blocks which contained fossils of the same age as the conglomerates.

The regression was caused by the elevation of eastern land. As a result, the Carboniferous and even earlier Permian rocks deposited in the eastern part of the basin were exposed to erosion and thus fed the younger Permian layers with sedimentary material.

FORMATIONS

Formations are a paragenetic association of sediments which are distinguished from others by particular features of composition and structures formed in the definite tectonic environment. The formations are confined by the borders of big tectonic structures and, in time, correspond to the stage of development of these structures, i. e. are connected with definite tectonic conditions. The character of the formations is in many cases strongly influenced by the climate on which the type of sedimentation is dependent.

A formation is not a homogenous body. Its sediments undergo more or less substantial facies changes in the direction from the formation periphery towards its inner parts. Such a lateral change of sediments permits to subdivide the formation into gradations. The gradations are the formation parts that consist of rock-complexes formed in similar environments. They characterize the lateral change of the formations.

Two formations can be recognized among the sediments considered above. The Upper Carboniferous deposits belong to the Flysch formation, while the Lower Permian belong to the marine Molasse formation. They consist of three gradations each: (1) marginal, near-the-anticlinorium (near-the-Uplift), (2) middle and (3) near-the-platform. The first gradation comprises shallow-water inshore sediments among which there are many coarse terrigenous rocks. The second gradation is represented by various Flysch types. The third gradation is made up of relatively fine-grained terrigenous sediments (Flysch and Subflysch) and is enriched with limestones which were made up by carbonate material brought from the marginal parts of the platform. All three gradations are connected by gradual transitions.

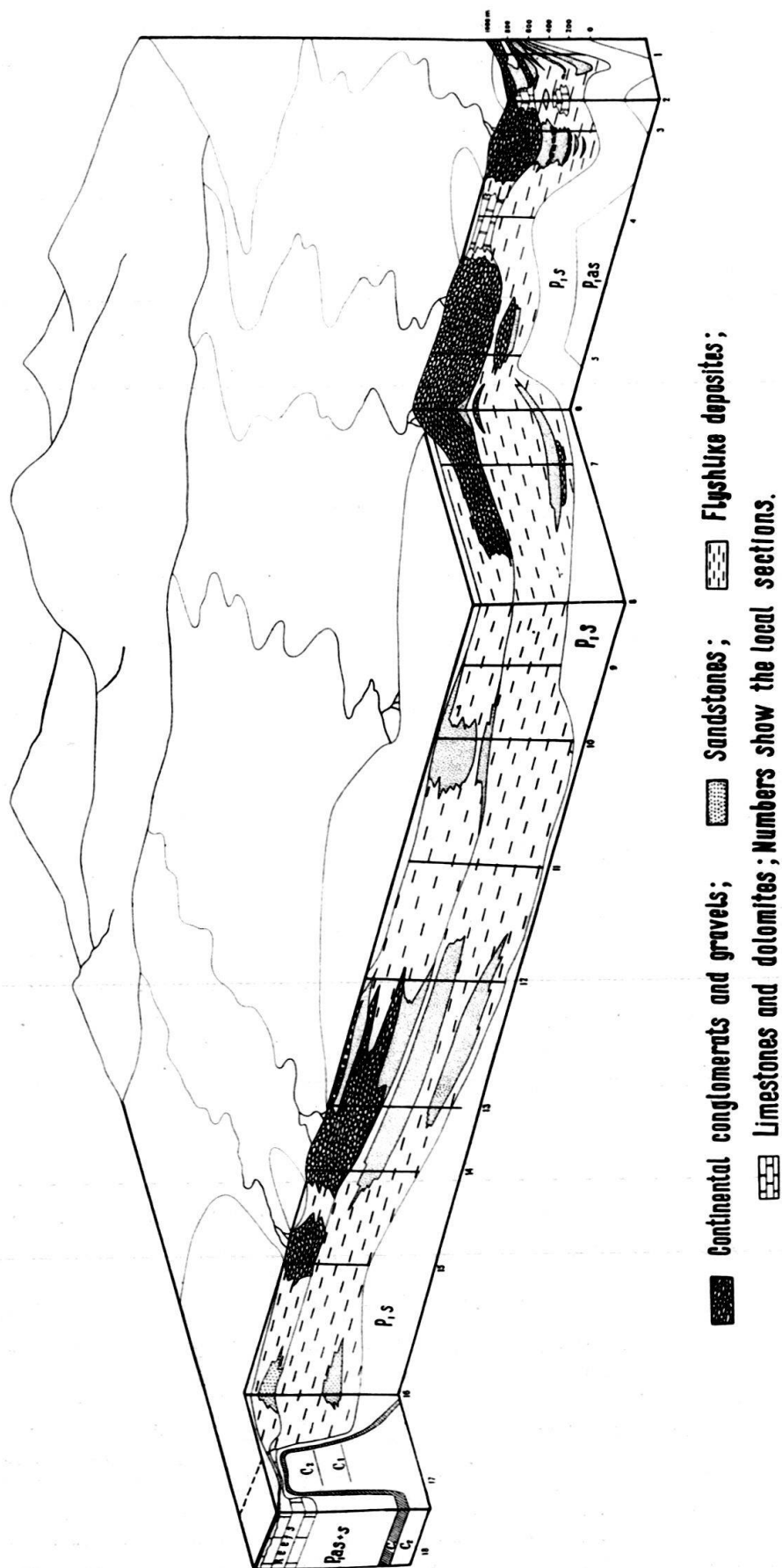


Fig. 5. Block diagram of Artinskian strata in the South Urals

The Flysch formation is characterized by a sharp domination of Flysch sediments (middle gradation) over all the others. The rocks of both marginal gradations are of subordinate importance. Such a formation is conditioned upon paleogeographical conditions and by the character of tectonic movements. The Urals Flysch formation, like all the other similar formations, originated in a geosynclinal trough near which there was an Uplift supplying the trough with detrital material. The depression formed as a result of sinking was not filled with sediments. Their accumulation only compensated the sinking. This depended upon a certain relationship between the rate of rising in the Uplift area and the rate of sinking in the trough. It is the morphology of the basin which had rather steep slopes and its position in the seismically active zone that led to the wide development of the Flysch.

A formation of marine Molasse is distinguished from a Flysch formation by its different composition. The marginal gradations greatly increased while the middle one (Flysch) decreased very much and subsequently disappeared in certain stratigraphic levels. Not only did the relationship of the gradations change in the Permian formation, but their composition also became different. The eastern marginal Carboniferous gradation consists of inshore-marine coarse detrital rocks, while in the Permian it also includes non-marine conglomerates and diverse shallow-water marine layers. The middle Carboniferous gradation is represented by a deep-water Flysch with thick submarine slumping horizons, while its Permian equivalent is formed by more shallow Flysch varieties. The western marginal Carboniferous gradation is different from the Permian by a finer-grained composition of terrigenous rocks and by a lesser amount of limestones.

The marine Molasse was formed in a shallow-water basin which arose at the place of a Flysch trough as a result of the change in tectonic conditions. The rate of sinking in the trough increased as compared with the Carboniferous period, while the rate of rising in the anticlinorium area (Uplift) strongly increased. The supply of detrital material increased many times. The accumulation rate began to exceed the rate of subsiding and the depression was filled up with sediments. The basin became much more shallow, its morphology changed and the character of sedimentation therefore became different.

61. – LEOPOLD KÖLBL (Wien): **Art und Verteilung der Sedimentkörper im Torton des Erdölfeldes Matzen (Wiener Becken).** Mit 5 Textfiguren.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Studium der Sandkörper im Torton des Matzener Ölfeldes zeigte die Abhängigkeit der aus Strömungen zum Absatz gelangten Sandkörper von der Beschaffenheit der Auflagerungsfläche und der Stärke der Materialzufuhr. Ganz allgemein besteht die Tendenz auf einer bestehenden Basisfläche die Sedimentkörper nach Mächtigkeit und räumlicher Anordnung so zu verteilen, dass die sich zum Schluss ergebende Gesamtoberfläche einer Stromlinienfläche möglichst nahe kommt. Bei geringer Sandzufuhr werden zunächst nur die flachen Hohlformen der Basisfläche, Rinnen, Mulden, ausgefüllt. Bei stärkerer Sandzufuhr sind Sandströme zu beobachten, die sich vor kleinen Hindernissen teilen und fingerförmig auseinanderfließen. Bei starker und andauernder Sandzufuhr besitzt die Auflagerungsfläche meist schon annähernd Strom-

linienform. Es bilden sich sichelförmige Wanderformen, die einem analogen Kräftespiel (nur in anderem Medium und anderer Umgebung) ihre Entstehung verdanken, wie die bekannten Sicheldünen. Allen Formen ist es gemeinsam, dass sie im Verhältnis zu ihrer Mächtigkeit grosse räumliche Ausdehnung besitzen und durch sehr kleine Böschungswinkel gekennzeichnet sind. Darin prägt sich der besondere Charakter des marinen Bildungsraumes aus.

Das grosse österreichische Erdölfeld Matzen liegt ungefähr 30 km nordöstlich von Wien in dem nördlich der Donau gelegenen Teil des inneralpinen Wiener Beckens. Es wurde im Jahre 1949 erschlossen und seit dieser Zeit durch zahlreiche Tiefbohrungen abgebohrt, deren gegenseitige Entfernung durchschnittlich 250 bis 270 m beträgt. Die elektrischen Bohrlochmessungen (Schlumberger Diagramme), die von jeder Bohrung zur Verfügung stehen, gewähren einen ausgezeichneten Einblick in den vertikalen Aufbau und in die horizontalen Veränderungen der Schichten der Beckenfüllung und ermöglichen es den folgenden Untersuchungen ein so dichtes Netz von Beobachtungspunkten zugrunde zu legen, wie es bei Untersuchungen in rezenten Meeren wohl kaum möglich wäre. Die Grösse des Gebietes, auf welches sich die Untersuchung erstreckt, etwa 25 km², und die Dichte der Beobachtungspunkte bieten aber auch eine Gewähr dafür, dass die Form der einzelnen Sandkörper in den wesentlichen Zügen richtig erkannt werden konnte. Die einzelnen Kartenbeispiele sind Ausschnitte aus Isopachenkarten, die von dem ganzen Gebiet im Maßstab 1:10000 entworfen wurden. Im gleichen Maßstabe wurden ferner Isohypsenkarten der Auflagerungsfläche der Sandkörper und solche ihrer Oberfläche gezeichnet.

Die Schichtfolge der Beckenfüllung ist in dem Gebiet von Matzen relativ einfach. Über dem Flysch des Beckenuntergrundes folgen Ablagerungen, die dem Helvet, Torton, Sarmat und Pannon angehören. In lithologischer Hinsicht bestehen die Schichtfolgen dieser Alter aus einer Wechsellagerung von Tonmergeln und mehr oder weniger stark verfestigten Sanden von verschiedener Korngrösse, wobei in den gröber körnigen Schichtgliedern stellenweise Gerölleinlagerungen beobachtet werden. In der örtlich verwendeten Gliederung werden die Hauptsandlagen jeder Stufe «Horizonte» genannt und von oben nach unten mit fortlaufenden Nummern bezeichnet. So wurden in diesem Gebiete im Torton 16, im Sarmat 10 solcher Horizonte ausgeschieden und man spricht kurz z. B. vom 8. Tortonhorizont, 10. Sarmathorizont usw.

Vergleicht man in den Profilen der Beckenfüllung die vertikale Aufeinanderfolge von Tonmergeln und Sandlagen, so lässt sich ein Rhythmus in der Intensität der Sandzufuhr erkennen. Dieser Rhythmus wiederholt sich einige Male und ist auf Vorgänge ausserhalb des Beckens zurückzuführen. Die folgenden Beispiele sind jenem Rhythmus entnommen, der im wesentlichen aus den Schichten des Torton besteht.

Figur 1 zeigt ein etwas vereinfachtes Profil durch diese Schichtfolge, die mit den Mergeln unmittelbar im Hangenden des 16. Tortonhorizontes beginnt. Sandlagen treten in diesem Abschnitt untergeordnet und nur in geringer Mächtigkeit auf und sind immer durch grössere Mergelpakete voneinander getrennt. Diese Sandlagen sind ausserdem nicht in dem ganzen Gebiete verbreitet, sondern immer nur auf kleine Teile desselben beschränkt. Fehlen die Sandlagen, dann beherrscht die Mergelfazies den unteren Abschnitt der Schichtfolge.

Gegen das Hangende zu, etwa im Bereiche des 8. und 9. Tortonhorizontes, wird die Zufuhr von sandigem Material stärker. Die einzelnen Sandhorizonte werden mächtiger und bedecken in zunehmendem Masse immer grössere Gebiete; sie sind aber immer noch gut individualisiert und durch Mergellagen klar voneinander getrennt. Die im Hangenden sich noch weiter verstärkende Sandzufuhr hat zur Folge, dass die einzelnen Sandhorizonte enger aneinanderrücken und schliesslich zu Horizontgruppen verschmelzen. Den Höhepunkt in der Zufuhr grobklastischen Materials und gleichzeitig auch das Ende der rhythmischen Sedimentfolge bildet jeweils ein mächtiges Horizontpaket, welches durch das starke Zurücktreten der trennenden Mergellagen besonders kompakt erscheint. In diesem Schlusskomplex prägt sich die gesteigerte Intensität in der Zufuhr gröber klastischen Materiales nicht nur in der Vergrößerung des Kornes, sondern häufig auch in der Einschaltung von Kies- und Geröllagen aus. Wie aus Figur 1 ersichtlich ist, umfasst der Schlusskomplex des tortonen Zyklus den 8. bis 10. Sarmathorizont und den 1. bis 3. Tortonhorizont. Die chronologische Grenze Sarmat-Torton liegt innerhalb des Schlusskomplexes.

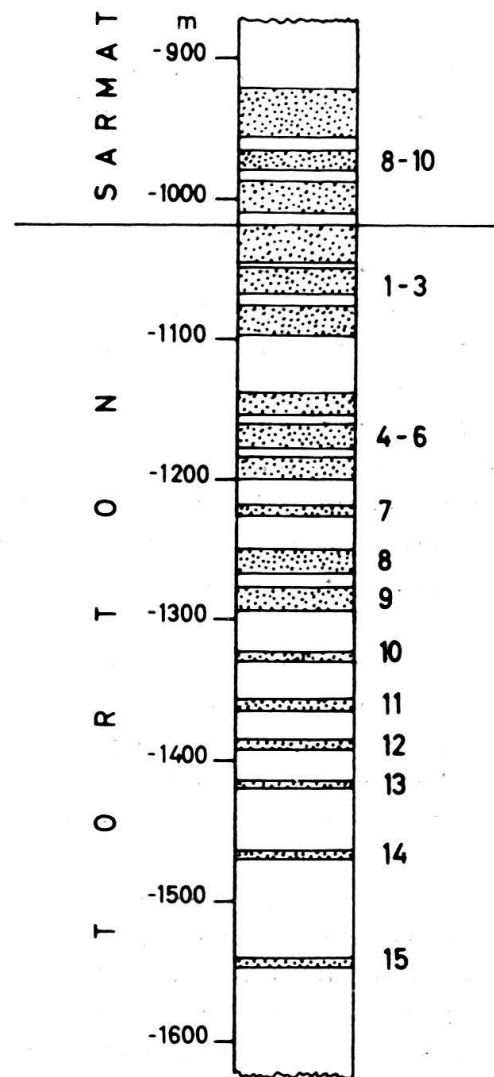


Fig. 1. Verteilung von Mergel (weiss) und Sand (punktiert) im tortonen Sedimentationszyklus von Matzen.

Sandkörper bei relativ geringer Sandzufuhr

Die geringe Sandzufuhr, die im unteren Abschnitt des tortonen Zyklus herrscht, bewirkt, dass die den Mergeln im Profil zwischengeschalteten Sandlagen nur in örtlich begrenzten Bereichen auftreten. Im Schnitt der üblichen Profile treten sie uns demnach als schmale Sandlinsen entgegen, die aber in den verschiedenen Bereichen nicht strenge niveaubeständig sein müssen. Als Beispiel für diese Verhältnisse soll ein Ausschnitt aus der Sandmächtigkeitskarte des 13. Tortonhorizontes dienen (Fig. 2).

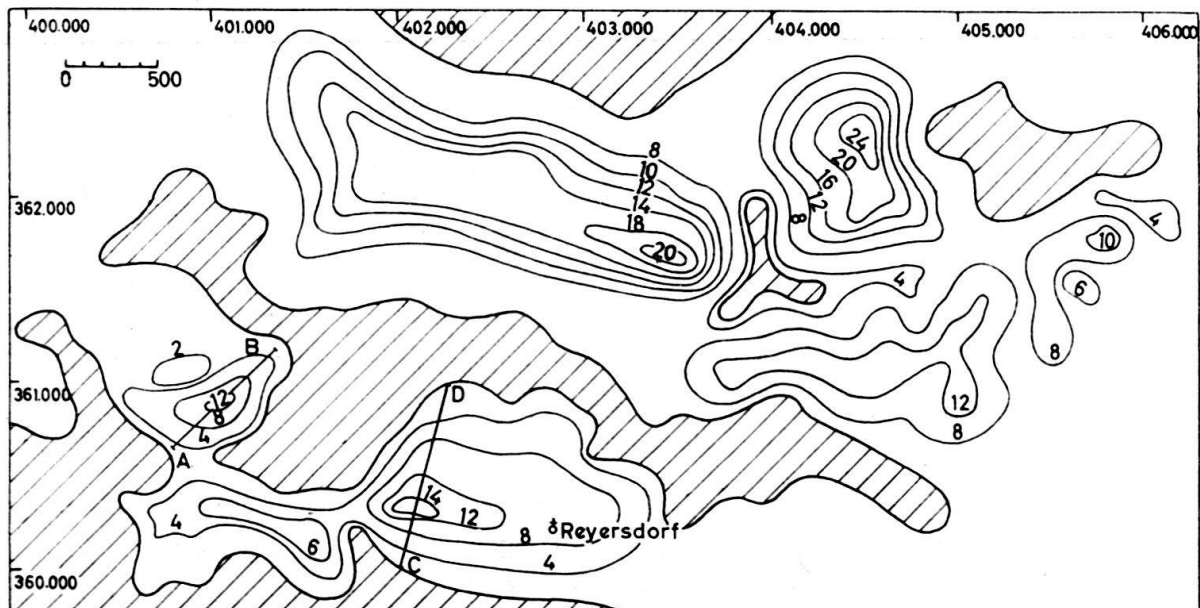


Fig. 2. Sandmächtigkeitskarte im 13. Tortonhorizont (1:50000). Schraffiert: Mergel.

Die schraffierten Flächen der Abbildung umgrenzen jene Gebiete in denen der Sandhorizont fehlt und die Mergelfazies nicht unterbrochen erscheint. Die Isolinen verbinden die Punkte gleicher Sandmächtigkeit, die Zahlen geben die Sandmächtigkeit in Metern an. Aus der Karte lässt sich zunächst entnehmen, dass die zwischen den Mergelgebieten liegenden Sandkörper im allgemeinen längliche oder rundliche Gestalt besitzen. Die Sandmächtigkeiten ändern sich in der Längsrichtung nur langsam, in der Querrichtung bedeutend rascher; die grössten Mächtigkeiten besitzen die zentral gelegenen Teile der Sandkörper. Die Verteilung der Sandmächtigkeiten kann aber erst dann in körperlicher Beziehung richtig gedeutet werden, wenn sie in Beziehung zur Auflagerungsfläche des Sandes gebracht wird. Eine wallartige Aufschüttung mit ebener Basisfläche oder eine Rinnenfüllung mit konkaver Basis können in der Isopachenkarte gleiche Bilder liefern.

Im vorliegenden Falle zeigte die Untersuchung der Auflagerungsfläche, dass die einzelnen Sandkörper eine relativ flache Oberfläche und eine deutlich nach unten gekrümmte Unterseite besitzen. Die tiefste Stelle in bezug auf den Querschnitt ist immer ziemlich zentral gelegen. So ergeben sich beispielsweise für den Schnitt AB folgende Seehöhenwerte für die Auflagerungsfläche des Sandes: -1310 m, -1322 m und -1311 m. Aus dem Vergleich der Isohypsenkarte der Auf-

lagerungsfläche mit der Isopachenkarte lässt sich einwandfrei entnehmen, dass die «Sandlinsen» des 13. Tortonhorizontes Ausfüllungen von ganz flachen Rinnen oder Mulden des aus Mergel bestehenden Untergrundes sind.

Aus diesen Beobachtungen folgt aber die Tatsache, dass die flachen Rinnen oder Mulden bereits vorhanden waren als die Zufuhr und der Absatz des Sandes erfolgte. Der Meeresboden muss damals in unserem Gebiete ein ganz flaches Relief besessen haben. Die Mergelgebiete, welche die einzelnen Sandkörper voneinander trennen und die nicht von Sand bedeckt wurden, sind folgerichtig als Rücken zu betrachten, die die einzelnen Rinnen oder Mulden voneinander trennen. Da auf diesen Rücken kein Sand zum Absatz gekommen ist, während die flachen Hohlformen mit Sand erfüllt wurden, sind sie durch eine zeitliche Unterbrechung der Sedimentation gekennzeichnet. Ihre Oberfläche entspricht einer Omissionsfläche.

In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, dass der feine Sand, der in den flachen Rinnen sedimentiert wurde von Strömungen über einen bedeutend feineren Schlammgrund transportiert werden musste, ohne dass letzterer Zeichen irgendwelcher Störungen zeigen würde. Diese Erscheinung mag zunächst etwas ungewohnt erscheinen. Das tatsächliche Bestehen solcher Vorgänge wurde aber sowohl durch ozeanographische Beobachtungen als auch durch experimentelle Untersuchungen bestätigt. Die kleinen Sandkörnchen bilden kleinste Hindernisse welche die Entstehung kleiner Wirbel verursachen und hiedurch Kräfte auf sich konzentrieren, die sonst über eine grössere Fläche gleichmässig verteilt wären. Bei Überschreiten eines kritischen Wertes werden die Körnchen in Bewegung geraten und können dann ihre Wanderung, den Strömungsverhältnissen entsprechend, in verschiedener Weise durchführen. Um jedoch eine Bodenfläche von feinerem Material in einen Bewegungszustand zu versetzen sind in zunehmendem Masse starke Kräfte notwendig, da einerseits die Konzentration der Kräfte an den Einzelkörnchen fehlt, andererseits aber die Kohäsion sehr rasch zunimmt.

Sandkörper bei stärkerer Sandzufuhr

Im mittleren Abschnitt des tortonen Zyklus nimmt die Intensität der Sandzufuhr merklich zu. Dies lässt sich zunächst daran erkennen, dass die Sandhorizonte eine immer grösser werdende Fläche bedecken und dass die Mergelgebiete, in denen die Sandsedimentation fehlt, mehr und mehr zurücktreten. Die flachen Rinnen und Mulden der jeweiligen Basisflächen sind nunmehr vollständig mit Sand bedeckt, und nur einzelne Mergelrücken sind noch zu verzeichnen.

In diesem Stadium (beispielsweise im 11. Tortonhorizont) erfolgt die Sedimentation der Sande zunächst so, dass sie im Strömungsschatten der flachen Mergelrücken, an den Flanken, zum Absatz gelangen. Im einzelnen ist die Form der Sandkörper und ihre Verteilung an den Flanken so beschaffen, dass einerseits die noch vorhandenen Unebenheiten möglichst ausgeglichen werden, andererseits die Oberfläche der Sandkörper mit der Oberfläche der noch sandfreien Mergelrücken eine neue Gesamtoberfläche bilden, die den Strömungsverhältnissen am besten angepasst ist.

Eine weitere Verstärkung der Zufuhr sandigen Materiales kennzeichnet den Bereich des 8. und 9. Tortonhorizontes. Trotzdem sind beide Horizonte gut individualisiert und deutlich voneinander getrennt. Die Verstärkung der Sandzufuhr prägt sich in einer allgemeinen Zunahme der Horizontmächtigkeit aus und in dem völligen Verschwinden von sandfreien Mergelrücken. Das ganze Gebiet war zur Zeit der Horizontbildung von sandigen Sedimenten bedeckt. Aus diesem Grunde treten die Sandlagen dieser Horizonte in allen Bohrlochdiagrammen auf und beim Zeichnen der üblichen Profile erscheinen sie als durchgehende Sandschichten. Es wäre aber verfehlt aus diesen Bildern zu schliessen, dass diese «Sandschichten» durch einen gleichmässigen, schichtenförmigen Absatz von Sand entstanden wären, der zu dieser Zeit in dem ganzen Gebiet vor sich ging.

Untersucht man die Form der einzelnen Sandkörper aus denen beide Horizonte bestehen, so lassen sich typische Sandströme von zum Teil beträchtlicher Länge erkennen, die den Raum von Matzen in diesem Zeitabschnitt beherrschen. Als Beispiel soll der grosse aus Nordosten kommende Sandstrom dienen, der als «8. Tortonhorizont» den östlichen und mittleren Teil des Matzener Feldes bedeckt. Figur 3 zeigt einen charakteristischen Ausschnitt aus der Isopachenkarte dieses Horizontes.

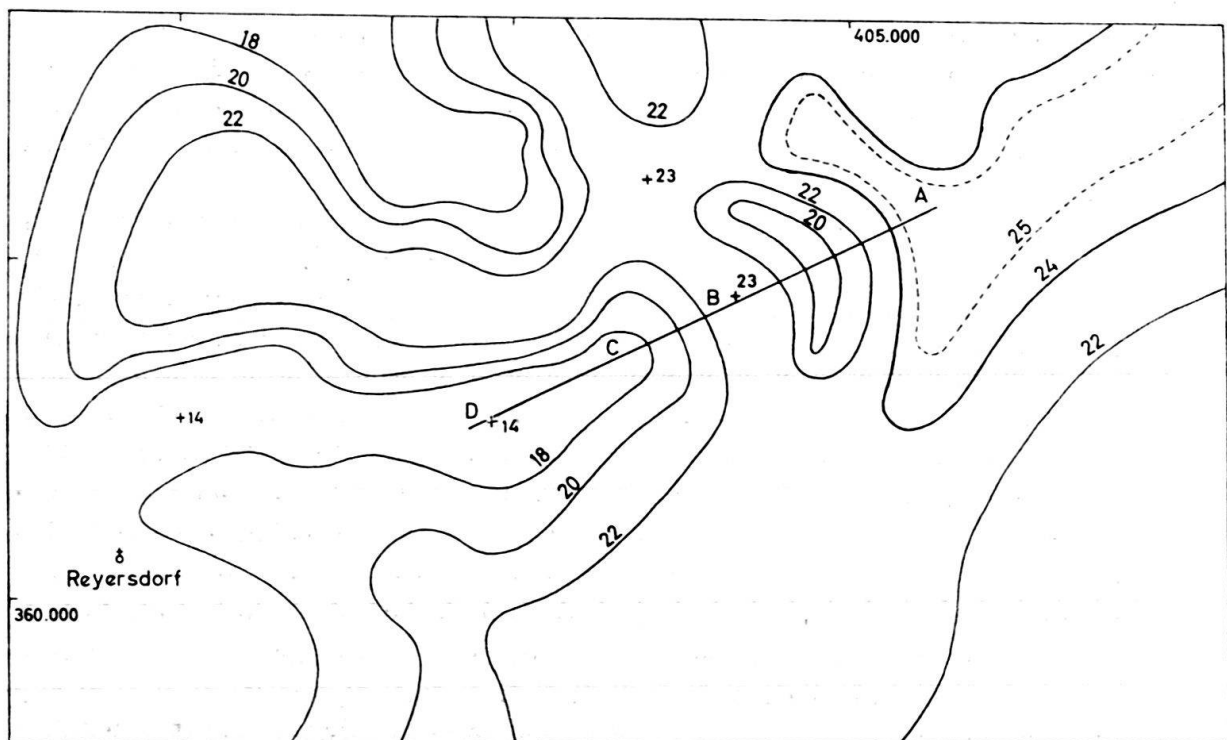


Fig. 3. Verteilung der Sandmächtigkeit im 8. Tortonhorizont (1:27800)
Sandstrom von Nordost nach Südwest. Teilung in Zungen.

Was zunächst die Auflagerungsfläche des Horizontes betrifft, so zeigt diese kein besonderes Relief. Sie hat im allgemeinen eine nur schwach gekrümmte schildförmige Gestalt. Zwischen A und B des Kartenausschnittes wird sie vollkommen eben. Südwestlich von B hebt sich aber ein schmaler Rücken heraus. Der Anstieg des Rückens von B nach C ist etwas steiler, beträgt aber nur 7 m. An

anderen Stellen kann der Anstieg noch etwas steiler sein, im Mittel beträgt er aber nur $1-2^\circ$. Nach Überwindung des Anstieges verläuft der Rücken dann auf eine grössere Erstreckung ganz flach nach Südwesten.

Wenn auch dieser flache Rücken durch die geringe Heraushebung aus der Basisfläche und durch die nur $1-2^\circ$ betragende Neigung seines Anstieges wenig Bedeutung zu haben scheint, so ist dies für die Verhältnisse die am Boden des Meeres herrschen durchaus nicht der Fall. Wir wissen aus Untersuchungen in heutigen Meeren, dass noch geringere Unebenheiten des Bodens, die oft kaum 1 m Höhe erreichen, den Verlauf der Strömungen und damit auch den Transport und die Ablagerung der mitgeführten Sinkstoffe wesentlich beeinflussen.

Trifft eine Strömung in ihrem Verlauf einen flachen Rücken so lässt sich die Wirkung dieses Hindernisses etwa in folgender Weise kennzeichnen. Nur ein Teil der Strömung streicht den flachen Hang empor und zieht dann über den Rücken weiter. Der übrige Teil der Strömung wird bei Erreichen des Hindernisses gezwungen sich zu teilen und fliesst an den beiden Flanken weiter. Die örtlichen Verhältnisse führen zur Ausbildung verschiedenartiger Wirbel, deren Verteilung aber für den Transport und den Absatz der mitgeführten Sinkstoffe bestimmend ist. Im allgemeinen kann man beobachten, dass die Hauptmasse der mitgeführten Sinkstoffe zum Teil vor, zum Teil an den beiden Flanken des Rückens abgesetzt wird. Unmittelbar vor dem Anstieg zu dem Rücken entstehen Leewirbel, die den Absatz von Sedimenten an dieser Stelle verhindern oder zumindest stark beschränken. Auf dem Rücken selbst wird durch den darüber hinstreichenden Strom gleichfalls weniger Material sedimentiert, wobei gleichzeitig eine leichte Verarmung an feinerem Material festzustellen ist.

Naturgemäss zeigen sich mannigfache Modifikationen dieses einfachen Schemas. Die allgemeine Form des Hindernisses, seine Symmetrie oder Asymmetrie, die relative Höhe, der Winkel unter welchem die Strömung auf das Hindernis trifft und noch manche andere schwer zu erfassende Einzelheit wirken gestaltend auf die gebildeten Sandkörper.

Betrachten wir nun den in Figur 3 dargestellten Ausschnitt aus der Isopachenkarte des 8. Tortonhorizontes, so lassen sich die oben erwähnten Einzelheiten klar erkennen. Der Strom kommt aus dem Nordosten und erstreckt sich etwa 9 km nach Südwesten. Bei Erreichen des flachen Rückens der Basisfläche (B) teilt sich der Strom in zwei Arme, die die Erhebung des Untergrundes im Norden und Süden umfliessen. Zwischen A und B lässt sich die Wirkung der Leewirbel an der Verminderung der Sandmächtigkeit klar erkennen und schliesslich verrät sich der flache Rücken der Auflagerungsfläche durch die stark reduzierte Sandmächtigkeit längs seines Verlaufes (C-D und weiter westwärts). In diesem Zusammenhange ist die Beobachtung nicht ohne Interesse, dass die Produktionssonden, die in der Längsrichtung des Rückens der Basisfläche angeordnet sind, lange eruptiv fördern und durch bessere Zuflussbedingungen ausgezeichnet sind. Dies weist darauf hin, dass die Sande, wie dies aus den Sedimentationsbedingungen geschlossen werden kann, auf dem Rücken einen geringeren Gehalt an feinerem tonigen Material besitzen.

Im Westteil des Erdölfeldes herrschen im 8. und 9. Tortonhorizont die gleichen Verhältnisse. Auch hier bestehen die Sandkörper, welche die beiden Horizonte auf-

bauen, aus Sandströmen. Allerdings ziehen diese, im Gegensatz zum Ostteil des Feldes, von Nordwesten nach Südosten. Figur 4 zeigt ein Beispiel aus dem 9. Tortonhorizont.

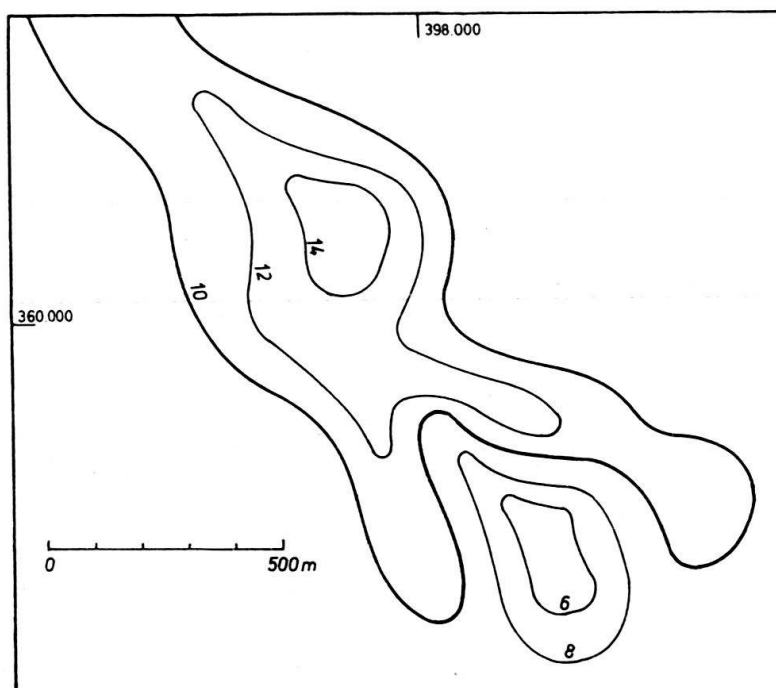


Fig. 4. Sandmächtigkeit. 9. Tortonhorizont (1:20000). Sandstrom.

Die Ablagerungen aus beiden Strömungsrichtungen interferieren ungefähr im ersten Drittel des Feldes, vom Westen aus gerechnet. In diesem Streifen ist der innere Aufbau dieser Horizonte naturgemäss besonders kompliziert und örtlich wechselnd. Dies kommt auch in den Lagerstättenverhältnissen zum Ausdruck.

Obwohl die beiden Horizonte aus verschieden gestalteten und verschieden mächtigen Sandkörpern bestehen, lässt das schliessliche Endergebnis der Sedimentation immer den gleichen Trend erkennen. Die einzelnen Sandkörper aus denen der Hauptkörper des Stromes und die Zungen und sonstigen Teile bestehen sind auf einer gegebenen Basisfläche räumlich und körperlich so verteilt, dass nach Möglichkeit ein Stromlinienkörper gebildet wird, dessen Oberfläche den bestehenden Strömungsverhältnissen den geringsten Widerstand entgegensetzt.

Betrachten wir beispielsweise den Hauptstrom des 8. Tortonhorizontes der im Ostteil und in der Mitte des Matzener Feldes herrscht und von Nordost nach Südwest zieht. Obzwar dieser Strom sich mehrfach in Zungen teilt, obzwar die Sandmächtigkeit örtlichen Schwankungen unterworfen ist, so ergibt sich letzten Endes doch eine Gesamtoberfläche, welche die Form eines ovalen, nur wenig gewölbten Schildes besitzt, dessen Längsachse mit jener der Strömungsrichtung von Nordost nach Südwest zusammenfällt. Die Neigungen dieser schildförmigen Fläche sind sehr gering; in der Scheitelregion wurden sie mit maximal $\frac{1}{2}$ – 1° festgestellt, an den Flanken können sie ein wenig zunehmen. Würde man diesen Horizont nur nach der Form seiner Gesamtoberfläche beurteilen, das heisst nach

der gebräuchlichen «Strukturkarte der Oberkante des Horizontes», so erhielte man den Eindruck einer einfachen, ganz schwachen Schichtaufwölbung. Man würde aber keine oder sogar unrichtige Vorstellungen über die wesentlichen Züge seines inneren Aufbaues erhalten. Und doch führt erst dieser Einblick zu einem Verständnis der Erdölführung, der Wasser- und Gaskontakte und der örtlich wechselnden Förderverhältnisse.

Sandkörper bei sehr starker Sandzufuhr

Sehr bemerkenswerte Ergebnisse die im Bereich der marinen Sedimentation anscheinend bis jetzt noch nicht bekannt sind, lieferte die Untersuchung der Sandkörper, die bei sehr starker Sandzufuhr gebildet werden.

Die Zufuhr klastischen Materiales erreichte im letzten Abschnitt des tortonen Zyklus einen Höhepunkt. Die einzelnen Horizonte rücken enge aneinander und bilden Horizontkomplexe wie beispielsweise jenen des 4. bis 6. Tortonhorizontes und den Schlusskomplex, der vom 8. Sarmathorizont bis zum 3. Tortonhorizont reicht. Der ganze Meeresboden war während der Bildung dieser Horizonte von sandigem Material bedeckt. Als Beispiel soll ein Ausschnitt aus der Isopachenkarte des 6. Tortonhorizontes dienen (Fig. 5).

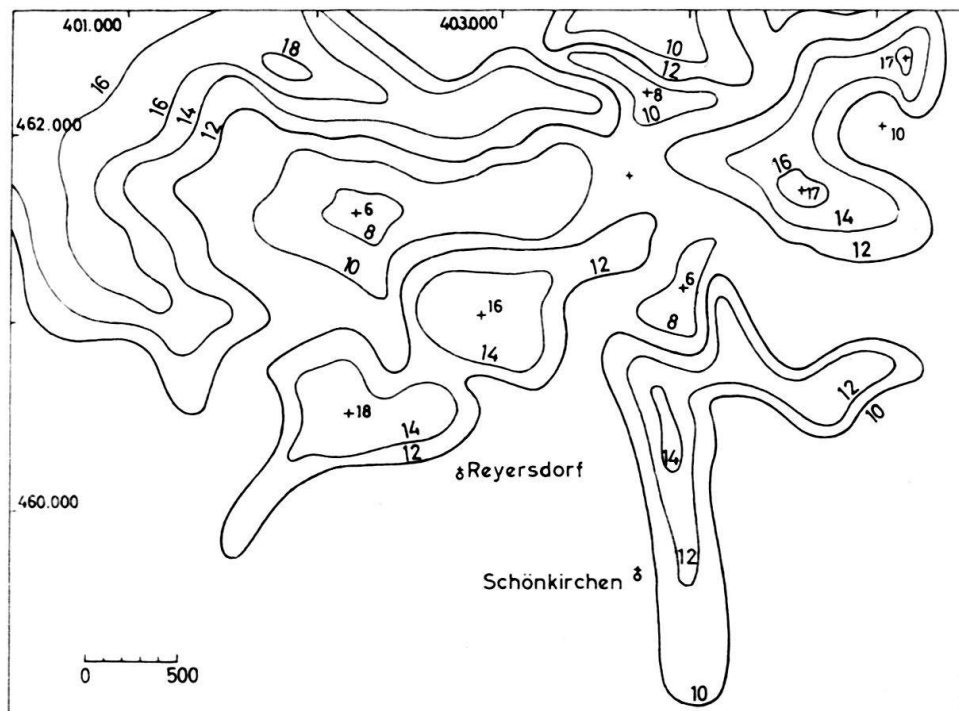


Fig. 5. Verteilung der Sandmächtigkeit im 6. Tortonhorizont (1:50000).
Wanderformen des Sandes.

Die starke Zufuhr sandigen Materials hatte zur Folge, dass alle vorhandenen Unregelmässigkeiten vor Ablagerung des 6. Tortonhorizontes weitgehend ausgeglichen waren. Die Auflagerungsfläche des 6. Tortonhorizontes besitzt dementsprechend eine ganz flache, wenig gewölbte schildförmige Gestalt, die in ihrer

Form bereits weitgehend einer Stromlinienform entspricht. Hat aber eine Auflagerungsfläche einmal den Charakter einer Stromlinienform erreicht und wird unter den gleichen Strömungsbedingungen weiter Material zugeführt, so kann im idealen Falle auf dieser Stromlinienfläche weder Material sedimentiert werden, noch kann solches von der Fläche wieder abtransportiert werden. Es ist natürlich klar, dass die idealen Verhältnisse in der Natur wohl kaum vollständig verwirklicht sind.

Im vorliegenden Falle lassen sich die Sedimentationsverhältnisse etwa folgendermassen charakterisieren. Dem pulsierenden Charakter der Strömung entsprechend wird zunächst ein vorübergehender Absatz der mitgeführten Sinkstoffe in kleinen, unregelmässigen Flecken erfolgen, die durch kleine örtliche Unregelmässigkeiten verursacht werden. Diese Sandflecken wachsen rasch an, erreichen aber sehr bald jene Grenze bei der sie auf der gegebenen Unterlage unter den bestehenden Strömungsverhältnissen nicht mehr beständig sind.

Ist dieses Stadium erreicht, dann beginnen Strömungswirbel im Lee die zeitweilig festgelegten Sande wieder abzutragen. Diese Wirbel schaffen zunächst den «Innenhof» des neu entstehenden Sandkörpers. Neu herbeigeführtes Material wird an den beiden Flanken abgelagert und so schieben sich beiderseits Arme vor. Es entsteht eine sichelförmige Wanderform. Der halbmondförmige Sandkörper, der zwischen den beiden Armen gelegen ist, steigt zunächst flach an, erreicht einen Höhepunkt und erst hinter dieser Kulmination erfolgt ein steilerer Abfall zum Innenhof. Auf diesem Weg kann nur wenig Sedimentmaterial in den Innenhof gelangen, er wird daher nicht aufgefüllt und bleibt ein Gebiet verminderter Sedimentmächtigkeit. Der Neigungswinkel des Abfalles in den Innenhof entspricht ungefähr dem Böschungswinkel des transportierten Materiales in dem strömenden Medium. Schreitet der Umlagerungsprozess weiter fort, dann treten an der rückwärtigen Seite des Sandkörpers Abschnürungen auf, die schliesslich zu einer vollständigen Loslösung des Sandkörpers von seiner Wurzel führen können. Die sichelförmige Wanderform wandert dann als selbständiger Sandkörper in der Strömungsrichtung weiter.

Auch diese Wanderformen sind Stromlinienformen. Sie verdanken ihre Formung einem komplizierten Kräftespiel, welches sich dann einstellt, wenn durch Strömungen immer neues Sedimentmaterial zugeführt wird und dieses auf einer Auflagerungsfläche die selbst Stromlinienform besitzt, vorübergehend abgesetzt wird. Das Weiterwandern der selbständig gewordenen Formen erfolgt mit unterschiedlicher Geschwindigkeit. Einzelne Wanderformen können aufeinander aufgeschoben werden, andere können miteinander verschmelzen und schliesslich werden durch die grosse Zahl von Wirbeln (Leewirbel, Reflexwirbel usw.) die bei der Ausbildung dieser Formen entstehen, die älteren Wanderformen zwangsläufig wieder zerstört werden. Die ganze Sedimentdecke befindet sich in ständiger Bewegung und Umgestaltung, die aber immer in Abhängigkeit von den wechselnden Oberflächenformen, den Änderungen der Strömungsstärke und Strömungsrichtung erfolgt.

Es mag noch erwähnt werden, dass alle diese gestaltenden Vorgänge einen besonderen inneren Aufbau derartiger Ablagerungen bedingen. Linsenförmige Lagen verschiedener Grösse, sprunghafte Änderung grober und feiner Korngrössen,

rasch wechselnde Neigungsrichtungen und Neigungswinkel in verschiedenen Lagen, sind die wichtigsten Merkmale durch die das Gefüge dieser Ablagerungen gekennzeichnet ist. Da aber alle diese Eigenschaften für Porosität und Permeabilität eines Horizontes von massgeblicher Bedeutung sind, wird die Beachtung dieser Sedimentationsverhältnisse für manche erdölgeologische und förder technische Fragen von Wichtigkeit.

Es war notwendig diese allgemeinen Erläuterungen vorzuschicken um den Kartenausschnitt der Isopachenkarte des 6. Tortonhorizontes (Fig. 5) richtig zu verstehen. Am Ostrand und im Nordwesten des Kartenausschnittes sind sehr schön ausgebildete sichelförmige Wanderformen zu erkennen. Zwischen ihnen, nördlich von Reyersdorf, liegen Reste einer Wanderform, die bereits teilweise wieder zerstört wurde. Aus der allgemeinen Anordnung der sichelförmigen Wanderformen kann man entnehmen, dass die Strömungen, durch welche sie geformt wurden von Nordwest nach Südost gerichtet waren.

Es fällt nicht schwer, die geschilderten sichelförmigen Wanderformen etwa mit jenen zu vergleichen, die durch andere strömende Medien z. B. Wind, geschaffen wurden. Die durch Wind geschaffenen Wanderformen, die Sicheldünen, Barchane, sind im Prinzip in ganz analoger Weise entstanden. Die Bildung des Hauptkörpers, des an Sedimenten armen Innenhofes, das Vorschieben der Arme, das Loslösen und Weiterwanderung der reifen Formen bis zur notwendigen Zerstörung der älteren Formen, alle diese Stadien der Entwicklung sind in beiden Fällen auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen. Der wesentliche Unterschied, der nicht vergessen werden darf, besteht in den verschiedenen Grössenverhältnissen und den viel kleineren Neigungswinkeln.

Verschiedene Messungen geben etwa folgende Anhaltspunkte. Im zentralen Teil der sichelförmigen Formen erreicht die Sandmächtigkeit Werte von 16–20 m. Im konkaven Innenhof sinkt die Sandmächtigkeit etwa auf ein Drittel, sie beträgt 6–7 m. Die Länge der vorgeschobenen Arme kann 1000–2000 m betragen. Die Breite der Formen schwankt zwischen 800 und 1500 m. Besonders bemerkenswert sind die kleinen Neigungswinkel. Der flache Anstieg zu dem Rücken der Form beträgt etwa 20', der «steilere» Abfall in den Innenhof etwa 2°.

Diese Zahlen, die sich auf die Oberflächen der geschilderten Formen beziehen und die in ähnlichen Verhältnissen auch für die früher beschriebenen Ströme und Rinnenfüllungen Geltung haben, zeigen, dass alle diese Formen eine im Verhältnis zu ihrer Mächtigkeit weite horizontale Erstreckung besitzen und dass sie gleichzeitig durch sehr kleine Böschungswinkel charakterisiert sind. In beiden Merkmalen spiegeln sich die besonderen Eigenschaften des strömenden Mediums und der submarinen Sedimentation wider.

62. — PHILIP H. KUENEN (Groningen): **Turbidity currents a major factor in flysch deposition.** With 2 figures in the text.

ABSTRACT

Evidence for bathyal depths: Faunal: benthonic foraminifera, hieroglyphs, absence of neritic benthos in place. Inorganic: evidence from the present oceans, absence of shallow-water phenomena. Formation thickness: wedge-shaped units up to 2000 m thick with

depositional currents towards thin ends require depth of water approaching formation thickness. Bottom slopes: estimates of bottom slopes together with distances of transport suggest more than 1000 m depth. **Evidence for turbidity currents and against sliding or creep:** uniform transport for 200 km or more, current features, contact between grains, grading, local slump structures, absence of creep on present steep slopes, etc. Evidence for abnormally steep slopes: fluxo-turbidites, cobbles in sands, lamination in coarse sands. **Evidence for sliding** in some flysch units: psephitic mudstones, boulder conglomerates.

Supplement: In brackish Molasse: absence of reversing tidal currents, if confirmed, excludes all mechanisms except turbidity currents¹).

I. INTRODUCTION

There is no general agreement on the meaning of the term „flysch“ and a wide variety of rocks is included even by the narrowest definition. Some authors add the Culm graywackes and similar older rocks as representatives of more indurated flysch-like formations. The macigno of the Apennines is much the same as far as sedimentary features are concerned. In the present paper the term will be used for: thick, well stratified units of marine geosynclinal sediments of pre-paroxysmal age consisting of an alternation of shales or marls with regular beds of more or less muddy, detrital rocks. The latter, including calcarenites, graywackes, arkoses and grits, may range from siltstones to conglomerates. In the present paper emphasis will be on those formations that show a fair amount of graded bedding and hieroglyphs.

The origin of flysch has been accounted for in a number of ways and the depth of deposition is also debated. In recent years it has been suggested that the mechanism of transport and deposition of the sandy beds showing graded bedding was that of turbidity currents. The evidence in favour of deep water and of these currents will be summarized, because it is scattered in a number of papers and new arguments can now be added. Moreover, this summary may prove useful in forming an opinion on doubtful cases in which the evidence is incomplete, for instance if grading is absent, or if a formation has flysch characteristics but consists of brackish-water deposits.

The extreme variability of flysch excludes the possibility of explaining all units and all beds by one or two mechanisms only. To all generalizations concerning properties exceptions can be found. But if these are scarce they can be ignored in the search for solving flysch problems in general. The following must be looked upon merely as an attempt to find a major factor or the chief factors for the majority of flysch units. The author hopes field workers in flysch areas will test these ideas and that it will thus become possible in the future to decide how great a role turbidity currents have played, as against pure sliding, or what was the contribution of marine currents and waves in depositing flysch.

¹) The excursions of the congress and helpful discussions with many colleagues have modified the author's views. He became aware not only of the complexity of problems, but also of the important role played by sliding in many Swiss flysch units. He has gladly availed himself of the opportunity, kindly given by the Editor to modify the present text accordingly. If the published or unpublished comments on the short summary which was read at the congress now appear to be forestalled to some degree in the text, this is mainly due to the streamlining effect of that constructive criticism.

II EVIDENCE FOR DEEP WATER

A) Definition of "deep water"

In the present paper "deep" is used for depths exceeding neritic. In basins with bathyal depths wave action and tidal currents do not reach the bottom and if there are ocean currents these flow more or less continuously in one direction. Tidal currents can locally agitate water in bathyal depths but only in channels or on seamounts, and hardly on basin floors.

The boundary between neritic and bathyal depth cannot be sharply defined in meters. Light sufficient for plant life gives out before 200 m is reached and the same limit can be set for the action of tidal currents and waves. (This is the limit for coarser grained sediments at outer edge of the shelf). Hence it can be claimed that coarse sand on a basin floor beyond the 200 m-line can only be displaced by gravity acting on the sediment itself, because independent flow of water is incompetent. The only exception is a steady oceanic current, but it is difficult to harmonize the action of such a current with the deposition of the clay beds between the sandy ones in flysch.

With increasing depths beyond 200 m there are only slight and gradual changes in environment and sediment and one must rely more on paleogeography than sedimentary structures for estimating depths.

In the sequel evidence is brought together favouring depths in flysch basins greater than neritic.

B) Faunal evidence

The majority of flysch formations is poor in fossils. The coarse beds contain occasional shallow-water organisms or even a significant percentage of such material, but this may have been redeposited after transportation. In graded beds this is almost certainly the case. Except for planktonic fossils the shales are either barren, or yield a few agglutinating benthonic foraminifera. The only formation with flysch-type deposits containing a rich benthonic fauna of foraminifera known to the author is the Pliocene of the Ventura basin in California. NATLAND has shown that this fauna gives strong evidence of depths gradually diminishing from about 1600 meters in the lower Pliocene to a few hundred meters in the upper Pliocene, through a sequence of 4000 meters of coarse flysch-like deposits.

In flysch rocks the organic hieroglyphs on the soles of the sandy beds are abnormally numerous and variable. Burrowings are plentiful in some beds. The great majority of organic markings are interpreted as traces of worms and naked gastropods, both organisms that can exist in water of low oxygen content. The absence of "Liegespuren" indicates, according to SEILACHER (1954) that light did not penetrate to the bottom. The abnormal fauna without shells is typical of deeper water. Fresh and brackish faunas are absent. There is a strong contrast with the neritic faunas of the same age with well preserved shells, corals, echinoderms, etc., partly in position of growth. In calcarenite incorporated in flysch the organic particles are not in position of growth and dominantly fragmental.

C) Inorganic evidence

a) Recent oceans. EWING and his collaborators ERICSON and HEEZEN have brought together a vast amount of evidence for transport and deposition by turbidity currents in the present oceans. Some important points are the finding of graded beds with littoral shells 50 kilometers from Bermuda, in water 4000 m deep and graded beds with calcareous algae (HALIMEDA) in 4500 m and 90 kilometers from that island. Hills on the deep-sea floor are covered by red clay, but are surrounded by flat-surfaced, lime-rich, silty, graded strata. These latter must have been supplied by currents hugging the bottom and by-passing elevations. Telegraph cables have broken several hours after earthquakes and hundreds of km downslope from the epicentre. A graded bed overlying deep-sea ooze has subsequently been found in one of those regions. Off the Magdalena River cables have broken repeatedly, usually after earthquakes or river floods and always where the cables cross submarine canyons (HEEZEN, 1956). Gravel has been found in deep-sea canyons, and sand in graded beds beyond in the fans at the lower ends of the canyons.

The huge scale of these phenomena far exceeds anything that one must claim in order to explain the emplacement of flysch beds by a similar mechanism²).

b) Sedimentary features. The absence or extreme scarcity of normal shallow-water features is best explained by bathyal depth. The missing features are: symmetrical wave ripple mark, reversing (tidal) current bedding, meandering channel scour, mega ripples, large scale cross bedding, variable thickness of beds especially those of which the top is not flat, beds of well sorted sands, beds of sandy clay, phenomena due to emergence.

c) Formation thicknesses. Important new results have recently been obtained in the Polish Carpathians by KSIĄZKIEWICZ and his pupils (KSIĄZKIEWICZ, 1956, DZULYNSKI, KSIĄZKIEWICZ and KUENEN, in press). From these data new arguments for deep water can be deduced, even for depths of 1000 m or more.

This region is built up largely of flysch rocks ranging in age from Lower Cretaceous to Oligocene. Favourable tectonic conditions and a sufficiency of fossils have permitted the establishment of a rather detailed stratigraphy and the measurement of thicknesses in various units at a number of localities. The investigation of sedimentary features has demonstrated their similarity to those of other flysch areas and the existence of a profusion of graded bedding. An impressive number of measurements of current directions has been made.

The Poles have been able to demonstrate that there were two parallel troughs during the older stages of development to which a third was later added. Several flysch units deposited in them are extremely variable in thickness. Some range from 1000 or 2000 m to only a few dozen meters elsewhere and the significant point is that the currents flowed (in many cases longitudinally) in the troughs from the thick towards the thin parts over distances reaching 100 or 200 km (Godula beds, Istebna beds).

The area of greatest thickness is differently situated for each of these units. There are no beach, tidal-flat, lagoonal, fluvial, or terrestrial intercalations and no delta foresets have been discovered except for one doubtful case (Upper Istebna beds). Gravel is very rarely coarser than 1 cm.

²) For smaller recent basins see EMERY's paper in this symposium.

To start with, an attempt can be made to explain these findings of relatively fine grained flysch units 2000 m thick on the assumption that the depth was neritic, and at no time exceeded 200 meters. Within this small depth-range the maximum difference in load of sediment cannot cause isostatic subsidence. The weight under water of 200 meters of sediment is entirely insufficient to press down the earth's

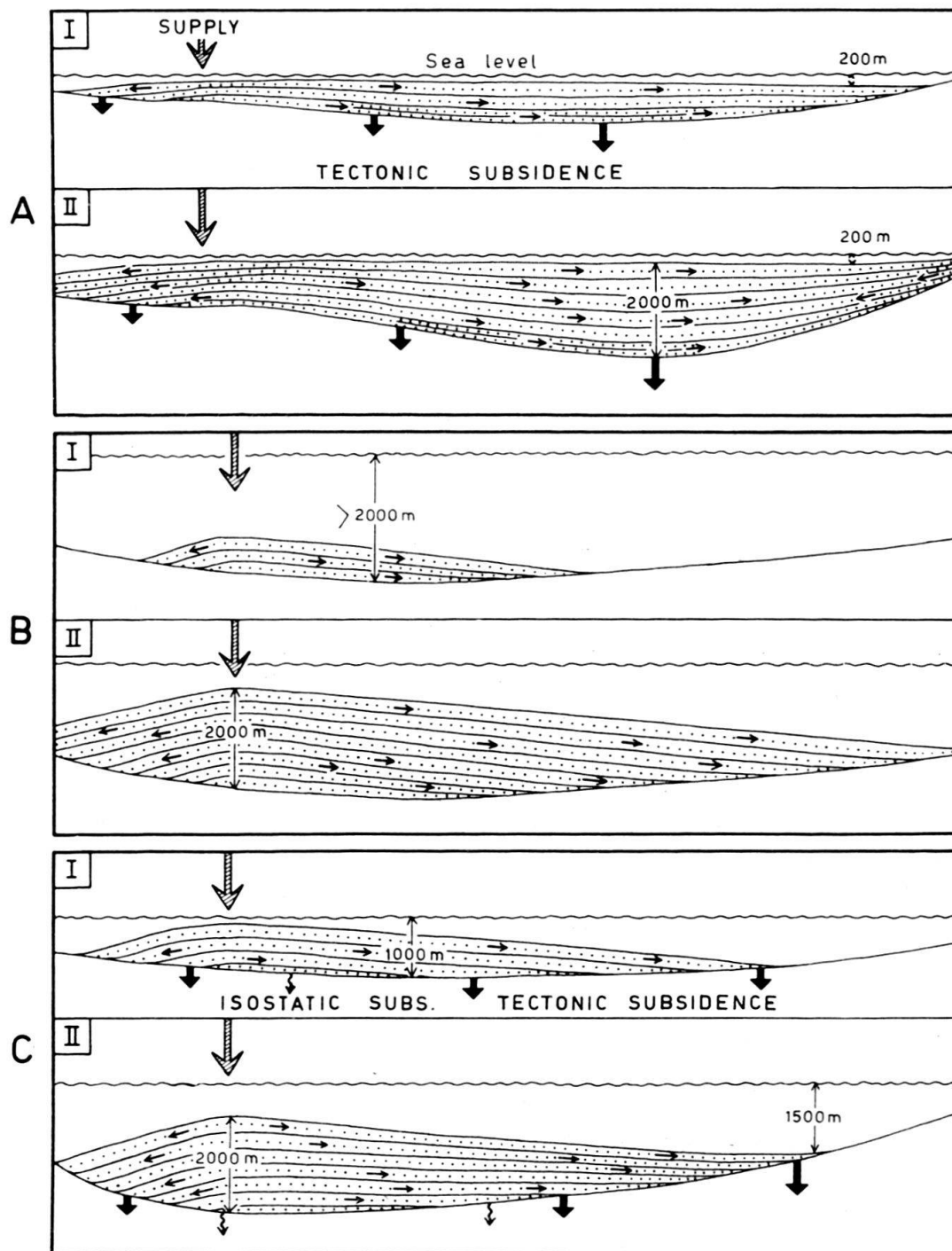


Fig. 1. Trough filling. A: shallow water, greatest thickness produced by tectonic subsidence, transportation towards greatest thickness. B: deep water, to start with, greatest thickness at point of supply, transportation away from greatest thickness. C: deep water, combined with subsidence (partly isostatic); final depth nearly equal to formation thickness.

crust. If this point is granted, the subsidence which accomodated 2000 m of sediment must have been of tectonic nature (Fig. 1, A).

To start with it will be assumed that the place and amount of the supply were not related to the amount of tectonic subsidence in the immediately adjoining part of the basin. With dominantly longitudinal transport over distances of 100 to 200 km such a relation appears impossible. Hence, the sediment must have been transported in each period from the area of maximum supply to the area of fastest subsidence.

Long ago BARRELL suggested that the transporting agents increase in efficiency as the sea floor is built up towards sea level. If this postulate is correct transportation to the deepest points will increase in periods of swift supply. During maximum supply the basin would either be filled above sea level (as the Molasse troughs usually were, but the flysch troughs not) or deeper water outside the geosyncline must have received the surplus. No such areas are known outside the Carpathian geosyncline. If one supposes that the supply was never sufficient to fill the troughs entirely, then during periods of relatively small supply deep water would result. But that is just what this explanation sets out to avoid. It is therefore a priori improbable that thick series of sediment can accumulate in exclusively neritic facies.

But the most telling piece of evidence against shallow water is that the direction of transportation was not towards, but away from, the points of thickest flysch accumulations. Hence, the bottom slope was away from the area of greatest thickness and therefore the cause for greatest accumulation cannot be sought in transportation towards a gradually developing deep of tectonic origin in the trough. For this reason the hypothesis of small depth appears to fail and deep water must be assumed.

If we continue to hold on to the logical postulate that the point of supply did not coincide with a point of maximum subsidence, then at the outset, there need not have been marked slope away from the supply. But as sediment accumulated a slope developed and transportation away from the supply started (Fig. 1, B). This slope was evidently maintained during the accumulation, because transportation is seen to have continued in the same sense.

Two extreme possibilities can be visualized. One is that the trough had an initial depth exceeding the maximum thickness of the flysch unit, that is more than 2000 m (Fig. 1, B). The thick sequence can then obviously be accomodated. The other, more probable, possibility is that the initial depths was less than the thickness, but that subsidence provided the requisite space during sedimentation (Fig. 1, C). However, in that case a depth approaching 2000 m would gradually develop at the far end where accumulation was at a minimum, because the slope was always towards this thin part of the formation.

The depth required, either before or at the close of deposition, can be less if isostatic subsidence under the load of sediment is allowed for. But the amount caused by isostasy cannot have surpassed one third of the thickness at the most.

As there must have remained some depth over the highest point of the sea floor after accumulation and compaction has reduced shale thicknesses, the final result is that the minimum depth needed was roughly equivalent to the greatest formation thickness.

If the logic of this reasoning is admitted then it will also have to be granted that a transporting mechanism has been active in water of more than 1000 m depth, which carried the sand of flysch formations for dozens or even hundreds of kilometers as has happened likewise in the present oceans.

d) Bottom slopes. One of the surprising discoveries made by examining current directions in turbidite formations is the great distances through which these currents appear to have flowed in the same direction during deposition of certain units. In the Apennines TEN HAAF has found longitudinal transportation over a distance of at least 200 km (see this symposium). In the Polish Carpathians similar amounts are found and there is every reason to believe that when the survey is carried right along this mountain chain even larger values will be ascertained.

For the present oceans still greater distances of transport have to be assumed to explain the levelling off of the abyssal plains. But as far as can be judged from present findings these excessively large oceanic flows were so slow that they carried only silt. In submarine canyons concentration of the flow must result in high velocities so that no comparison can be drawn with currents following basins dozens of kilometers wide. In seeking instances analogous to the supposed sheet flows which deposited sandy flysch beds, we must rather turn to the fans at lower ends of canyons and at the foot of continental and insular slopes. There the flows could fan out and it is known that they deposited sand beds.

Data given by ERICSON et al. (1952) show that southeast of Bermuda erosion prevails on slopes of 1 in 10. On the other hand graded calcarenites were cored on slopes of 1 in 250. The currents must have dived down the slope of Bermuda and then continued on a decreasing gradient. Shell fragments up to 45 mm were deposited 54 km from the coast and from there onwards the slope averages 1 in 185 over 45 km and 1 in 250 for the last 20 km to the location of core A 172-21. The latter is described as follows (p. 507) "contains five graded layers 20-35 cm thick of well sorted calcareous sand with abundant *Halimeda* particles, interbedded with brown and red clay of normal facies for the depth."

Sands are found in the fan of the Hudson canyon where the slope is about 1 in 200 over distances of 200 km. The average slope on the fan off Monterey submarine canyon is 1 in 100. Thus, comparison with the present oceans suggests that the longitudinal gradient of flysch troughs varied from 1 in 25, where gravel was deposited, to 1 in 250 for beds with fine sand as maximum grain size, and even less for silt sizes.

This means that gravel could have been transported 25 km and fine sand 250 km from the point at which the original slide had developed into a turbidity current for each 1000 m increase in depth.

The distances of transport therefore imply the existence of depths in excess of 1000 m in the Carpathian flysch troughs. Such amounts are not improbable be-

cause the Gulf of California or the Adriatic are of the same depth and the troughs in the Moluccas are much deeper³).

III EVIDENCE FOR TURBIDITY CURRENTS

In the foregoing section much evidence for bathyal depths in the flysch troughs has been brought together. This means that waves and normal surface currents cannot have been responsible for the transportation of the sand. Hence, gravity acting on the sediment itself must have carried it down a slope. Three mechanisms can be called upon: that of slumping comparatively rapidly below stagnant water, that of slow creep, or that of turbidity flow in which the sediment is suspended in a current of water giving it high density.

A) Arguments against sliding

In a former paper the author (KUENEN, 1955) has pointed out the differences between the mechanisms of slumping (= sliding) and turbidity currents and the contrast between their deposits. The main arguments favouring turbidity currents for graded flysch deposits can be summarized.

(1) Transportation has in some cases been uniformly in one direction for 200 km or more. Such mobility cannot be assumed for a slump.

(2) The sharp contrast between the structures of graded beds and those of occasional slumps intercalated between them shows that there were two independent mechanisms at work.

(3) The sand grains of graded beds tend to be in contact and not separated by clay, hence friction in a slump would have been high. But in a turbidity current with water between the grains the mobility could have been great.

(4) The contact between the grains excludes the possibility of larger ones working downwards after emplacement. A mud flow is too viscous to allow individual sand grains to settle out. Even boulders in a mud flow are usually not graded, and for gravel and sand that is quite out of the question. Hence graded graywackes cannot form from a slide.

(5) Flute casts with corkscrew shapes and other sole markings, flat lamination, ripple lamination, convolute lamination, rippled or smooth upper surfaces, abnormally coarse grains in flute casts, are ubiquitous features in graded beds and these are easily explained by turbidity flow but are incompatible with slumping.

On the strength of all these arguments the emplacement of graded flysch graywackes by sliding may be considered impossible.

³) A test of the deduced slopes can be made by estimating the thickness required for the currents to be fast enough for carrying the grains in suspension. The result is 12 meters for a current carrying gravel, 8 meters for coarse sand, 2 meters for fine sand. Such values are reasonable and show that on much slighter slopes currents of improbable thickness would be needed to attain the requisite speed.

B) The role of sliding

However, sliding does appear to have played a part in the deposition of some beds. Leaving aside the coarse blocks of "Wildflysch" that are generally attributed to sliding and obvious slump structures, then there are some kinds of transition between turbidites and slumped beds.

One type was observed in the Alpes Maritimes (KUENEN et al. 1957). The beds are normal graded graywackes but in their centre they contain an intercalation with large hard-rock boulders and gravel, soft-rock lumps with distorted lamination, clay pebbles, etc. A slide appears to have followed the nose of the turbidity current at only slightly lower velocity. The slower tail of the turbidity current completed the graded bed by deposition on top.

An other type is found here and there in many turbidite units. The abnormal characteristics are: coarse grain, poor grading, poor sole markings, insignificance of shale beds, irregular bedding especially the lower surface, in many cases with more than normal thickness, some coarse current bedding, association with slumps. These features suggest a mechanism of transportation intermediate between turbidity currents and watery slumps.

The term "fluxo-turbidite" has been suggested for this type of bed (DZULYNSKI et al. in press).

The author is strongly inclined to attribute much importance to this mechanism in the emplacement of many Swiss flysch units. Other features common in these units are: horizontal lamination developed in coarse sands, and occasional cobbles or coarse stringers in sandy beds. These may be the result of deposition from a turbidity current on a relatively steep slope on which bottom traction was possible.

Two kinds of conglomerates occur in flysch sediments. In the first place mudstones with pebbles or boulders, e.g. some Wildflysch beds. In the original, water-saturated condition the blocks must have floated in the mud almost without touching each other. Obviously such a deposit cannot be laid down from a current, because the clay would have been winnowed from between the boulders. A mud slide is the only possible mechanism of deposition. In the second place there are sandy conglomerates and these were laid down either by a pure slide without a clay matrix or by a slide combined with a turbidity current which carried away the clay. In the latter event they would belong in the category of fluxo-turbidites.

C) Arguments against creep

A third mechanism for explaining the deposition of the graded flysch sand beds has been proposed by LOMBARD (1956, pp. 325-327). He imagines a slow creep in which the coarser grains travel faster than the finer ones and therefore form the lower parts of the beds. The movement comes to a halt when the slope has diminished in consequence of the growth of the new bed. It starts anew when subsidence has reestablished the slope.

LOMBARD gives no details of how the mechanism operates and he presents little supporting evidence. Neither does he explain any of the sedimentary features of graded rocks, apart from the grading itself, nor does he offer arguments against turbidity currents. It is therefore difficult to form an opinion. As far as the present

author can see there are several objections against LOMBARD's hypothesis. Some oppose the mechanism as such, others its application to graded beds. The former are:

(1) The existence of submarine creep cannot be argued from a comparison with subaerial soil creep. The latter is caused by rain wash, frost, weathering and root burrowing which are all absent on the sea floor, and by animal burrowing which would have destroyed both grading and lamination if it had been significant in the flysch sediments. As, according to LOMBARD, submarine creep is not the same as gravity sliding, we are left in doubt as to what mechanical process it should represent.

(2) The creep must have been as fast as the movement of glaciers. In several cases it cannot have been less than 30 cm per day (1000 years to travel 100 km). Subaqueous bodies like lacustrine deltas, sand- or mud-bars, dams or dykes, are much steeper and thicker than a normal flysch sandstone and should creep even more swiftly. However, no measurable movement takes place under such favourable conditions.

(3) LOMBARD claims (1956, p. 87 and 326) that what happens swiftly in the experimental turbidity currents takes place slowly in nature. However, only in a swift current can vertical turbulence counteract gravity to keep the particles in suspension and separated from each other by a film of water. Irrespective of scale, as soon as the velocity decreases the particles fall out and come into contact. The result is greater friction and immobilization of the deposit.

(4) The sediment contained in a graded bed was a large thick mass of all sizes, more or less mixed, before it moved forward. LOMBARD does not explain how the coarser grains manage to work out of this mass so as to arrive first. If the smaller grains move more slowly how is it that all sizes stop moving at exactly the same angle of repose? This should evidently be the case because all sizes are found laying on top of each other forming a flat graded bed. If the larger grains move faster the beds should tend to become coarser down-current, that is the opposite to what is actually found.

(5) It is hard to understand why the creeping sand stopped moving at a certain moment. For the beds extend many kilometers with apparently constant thickness and the presence of each changes the slope by only an imperceptibly small amount. If a bed reduces the slope it must be wedge-shaped and thicken in the down-current direction. The flysch unit would then also thicken away from the source. Above, it was shown that the opposite tends to be the case.

(6) The sediment for a new bed is supposed by LOMBARD to start moving because of steepening. This change in slope must evidently be at the point of supply. There is no reason why the slope all the way further out should also have increased. But without increase there the creep cannot take place because the former bed was already halted by lack of slope. And if the slope was increased by subsidence why did the last bed deposited not start to move again?

Reasons for denying creep in the case of flysch sandstones are: (7) that the origin of sole markings cannot be explained satisfactorily by any other mechanism than a fast, turbulent, sediment-laden current. The same can be claimed for the extremely common current bedding, lamination, and convolute lamination.

In view of the serious objections to accepting creep on the sea floor, the present writer claims that turbidity flow offers a far more satisfactory explanation for movement of sand in deeper water and therefore for the emplacement of the graded rocks of flysch units.

IV SUPPLEMENT: BRACKISH MOLASSE

The author had an opportunity to inspect briefly a brackish Molasse deposit in the Ammer valley, Bavaria, the Deutenhausener Schichten, under the guidance of Dr. ZEIL. It displays many features characteristic of turbidites: regular bedding of alternating shale and sandstone, grading, flute casts, groove casts, convolute lamination. Current structures indicate flow from west to east. Although these features are not so well developed as in many flysch units it still appears very likely to the author that this Molasse unit was deposited by turbidity currents.

However, the enclosed ostracods indicate brackish water. A coal seam and fresh-water gastropod bed even betoken temporary absence of salinity. Most geologists would hold that these fossils indicate an estuary. In an estuary the action of turbidity currents on a large scale is excluded.

Outside deserts brackish water can develop only by the mixing of rain or river water with sea water. The mixing requires either strong wave action in shallow water, or turbulent currents. In a river mouth in a non-tidal sea the salt water flows inwards in a wedge below an outgoing current of fresh water with an intermediate zone of brackish water (Fig. 2, A). No brackish water can develop further inland than the wedge of sea water reaches.

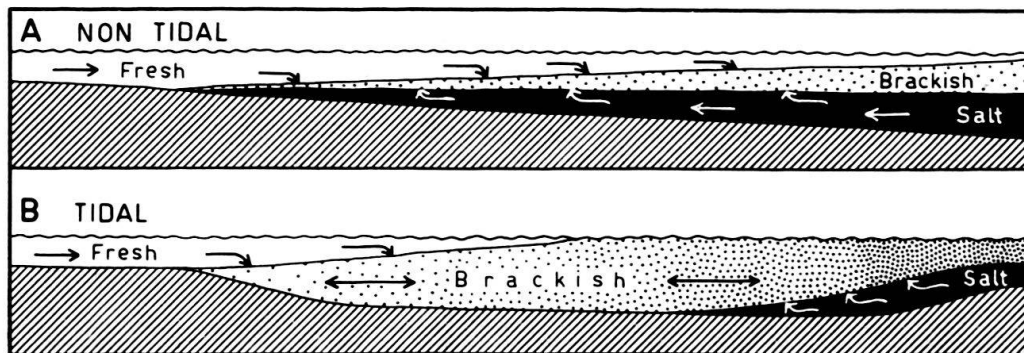


Fig. 2. Estuarine circulation.
A: without tidal currents.
B: with tidal currents.

Brackish water cannot form a constant outward flow along the bottom because sea water must be supplied by inflow below it. Tidal action enhances the mixing and hence the relative amount of brackish water (Fig. 2, B). But currents of brackish water can only reach the bottom in estuaries where tidal action is so significant that a body of mixed water sweeps alternately in and out.

None of these conditions can apply to the described Molasse. In the case of slight tidal action marine and fresh water organisms should dominate over brackish ones. The current touching the bottom is opposed in direction to the fluvial

supply of sediment. If there is a large supply of coarse sandy sediment the river silts up and no brackish water is formed. The opposite case of strong tidal currents is excluded in the Deutenhausener Schichten by the apparent absence of reversing current directions, but this absence requires further checking in the field. The irregular bottom topography of tidal estuaries or tidal flat areas is also lacking. Other arguments against the mouth of a river are the absence of current bedding exceeding a few centimeters in height. The small area of western Europe excludes the existence of a river with an estuary of sufficient size.

It follows that no type of river mouth can provide the requisite conditions. Hence a standing body of brackish water has to be postulated. The only mechanisms that can transport sand in a standing body of water are waves, sudden inflows, or turbidity currents. Waves are excluded because they do not produce flute-casts, nor the other observed sedimentary features. Sudden inflows could be caused by the rupture of barrier beaches on the seaward side of lagoons, or by river flood of deltaic lagoons. However, in both cases the sandy sediment would be spread in overlapping fans originating from shifting points of break-through, hence with directions varying strongly in the course of a long history of deposition. The sand would contain, in addition to the brackish fauna, an admixture of either purely marine or of fluvial organic remains. None of these conditions appears to be fulfilled in the rocks under discussion, and indications of deltas or coastal lagoons are lacking. Hence there is a strong case for postulating the action of the only remaining mechanism, that of turbidity currents.

At first sight this may appear difficult because of the brackish water. But the following working hypothesis can be suggested.

At a certain stage the supply of sediment to the sinking Molasse trough was localized in a delta west of the area under consideration. This resulted in the development of a basin cut off from the sea by a delta, like the Salton Sea in southern California. Sufficient salt water managed to enter the basin to produce brackish conditions. There may even have been stagnant salt water lacking oxygen below the brackish water. Occasional slides off the delta produced turbidity currents which carried the sediment eastwards and deposited it in graded beds, much like those of typical graded flysch. They helped the mixing and production of brackish water. At one time the basin was cut off completely from the sea and plankton bloom produced a lignite bed. During a short period a gastropod plague was induced until a new invasion of salt water brought it to a sudden end.

Obviously this suggestion is entirely provisional and requires testing.

SUMMARY

Evidence is presented that depths in flysch troughs tended to exceed 200 m and in some cases even surpassed 2000 m. By regional mapping of current directions it is found that transportation has occurred over distances of 100 km and more. Sliding cannot account for the sedimentary features of graded beds, which indicate non-viscous flow. LOMBARD has imagined a process of slow creep to account for the emplacement of flysch beds, but several objections can be raised against its application. The only type of current that can explain the characteristics of graded

flysch are turbidity currents. Sliding has occurred only incidentally in such flysch formations. But in the Swiss flysch basins sliding was an important mechanism slopes were steep, and short distances of transport prevailed. Some flysch beds have been formed by a combination of sliding and turbidity flow (= fluxo-turbidites).

It is tentatively suggested that the brackish Molasse of southern Germany (Deutenhausener Schichten in the Ammer valley) contains turbidites.

REMARQUES DE MONSIEUR DE RAAF A LA COMMUNICATION DE MONSIEUR KUENEN

A notre point de vue, les bassins alpins de sédimentation Flysch contiennent bien des dépôts de turbidité, mais en quantité variable suivant le cas et il s'agit dès maintenant de concentrer notre attention sur les couches d'autre origine qui s'y trouvent, et de déterminer l'importance quantitative de tous ces sédiments et leurs relations réciproques. Les courants de turbidité faisaient des irrptions répétées dans un milieu marin subsident de profondeur variable et à instabilité marginale prononcée, milieu qui produisait ses propres sédiments. Ceux-ci nécessitent plus que jamais d'ailleurs une étude paléontologique détaillée apte à fournir des indications précieuses sur l'âge des sédiments et les conditions bathymétriques du bassin.

Des apports étrangers à ce milieu originel à part ceux des dépôts de turbidité, peuvent se présenter entre autres sous forme d'olisthostromes et de diverticules (LUGEON 1943) sans parler de venues occasionnelles de roches basiques. Ceci est loin d'exclure la formation répétée de dépôts clastiques normaux. En effet, on connaît entre autres des types intermédiaires entre Flysch et Molasse et il semble bien que les microfaunes néritiques contenues dans certains grès du Flysch se trouvent in situ.

D'autres caractères sédimentologiques seraient à mentionner (soudaines variations lithologiques dans un même banc, etc.), mais toutes ces considérations montrent déjà la complexité de cette association de faciès qu'on appelle le Flysch alpin.

REFERENCES

- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M., & KUENEN, PH. H. (1959): *Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains*. Bull. Geol. Soc. America 70, pp. 1089-1118.
- ERICSON, D. B., EWING, M., & HEEZEN, B. C. (1952): *Turbidity currents and sediments in North Atlantic*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 36, pp. 489-511.
- HEEZEN, B. C. (1956): *Corrientes de turbidez del Rio Magdalena*. Bol. Soc. Geogr. Colombia 51+52, pp. 135-143.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1956): *Geology of the Northern Carpathians*. Geol. Rdsch. 45, pp. 369-411.
- KUENEN, PH., H. (1955): *The difference between sliding and turbidity flow*. Deep-sea Research 3, pp. 134-139.
- (1957a): *Longitudinal filling of oblong sedimentary basins*. Verh. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genootsch. 18, pp. 189-195.
- (1957b): *Sole markings of graded graywacke beds*. J. Geol. 65, pp. 231-258.
- 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 7, pp. 11-26.
- LOMBARD, A. (1956): *Géologie sédimentaire*.
- NATLAND, M. L., & KUENEN, PH. H. (1951): *Sedimentary history of the Ventura Basin, Calif., and the action of turbidity currents*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 2, pp. 76-107.
- SEILACHER, A. (1954): *Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren*. Ztschr. deutsch. geol. Ges. 105, pp. 214-227.

63. — AUGUSTIN LOMBARD (Genève): *Sédimentologie du flysch.*

INTRODUCTION

Un des thèmes proposés au 5^e Congrès International de Sédimentologie se rapporte au flysch. Il était en effet tout indiqué d'inscrire l'étude de ce groupe de formations sédimentaires au programme d'une session tenue en Suisse. Car si la notion de flysch a été étendue à des séries orogéniques très dispersées, elle n'en reste pas moins spécifiquement et originellement alpine.

C'est en effet il y a 131 ans que BERNARD STUDER (1827) reprenant peut-être un vocable déjà utilisé par SCHYLGGER, décrivait sous ce terme les épaisses formations de schistes et de grès qui s'étendent du lac de Thoune à celui des Quatre Cantons, par Habkern et les Schlieren.

Depuis cette époque et jusqu'à nos jours, l'intérêt des géologues n'a pas cessé de se manifester pour son exploration et son étude. Il n'est pas difficile de comprendre les raisons de cet attrait, car ces séries épaisses et complexes de sédiments résultent et sont l'enregistrement de mouvements, d'érosions et d'accumulations liées aux phases de surrection de la chaîne alpine et au remplissage de sillons en voie de fermeture.

La stratigraphie du flysch, doublée de sa sédimentologie, est donc déterminée par les phases de déformation de mers intérieures et de chaînes qui surgissent. Elle permettra d'établir une succession et une chronologie des phases, ainsi qu'une paléogéographie plus ou moins complète de la chaîne.

Jusqu'ici, de très nombreux travaux ont été publiés non seulement sur la stratigraphie, mais sur la pétrographie, les faunes, la tectonique et la genèse du flysch. Quelques synthèses ont été établies mais il s'agit surtout d'études régionales dont les conclusions ont été étendues et généralisées avec plus ou moins de prudence.

* * *

Le premier intérêt que présente le flysch est donc d'ordre stratigraphique-tectonique. Le second est attaché à la variété de ses sédiments. Cette variété de lithofaciès et leur localisation souvent très limitée a rendu difficile la tâche d'exploration. On peut toutefois considérer que la période des études stratigraphiques est bien engagée. A quelques exceptions près, on passe maintenant à une nouvelle étape, celle des études de détail et de recherches, de sédimentologie en particulier. On peut en attendre des conclusions de portée générale sur de grands problèmes de la sédimentation marine.

GÉNÉRALITÉS SUR LE FLYSCH

Le terme, d'origine alémanique, s'est très vite répandu. On l'a appliqué surtout au flysch helvétique (ARN. HEIM, 1908) puis à la suite d'une extension abusive, il a risqué de perdre son sens bien défini. BOUSSAC (1912) se refusera de parler du flysch en général. Plus récemment, TERCIER (1947) a cherché à lui redonner un sens précis, proposant de n'en pas faire une formation d'âge déterminé mais un ensemble de terrains avec un faciès spécial. C'est d'ailleurs une opinion déjà exprimée par B. STUDER en 1839, en termes un peu différents.

Les définitions données du flysch (B. STUDER, 1827; J. TERCIER, 1947; VAN DER GRACHT, 1931; EARDLY and WHITE, 1947; SUJKOWSKI, 1957 et de nombreux auteurs locaux) se ramènent à quatre groupes de propositions descriptives et génétiques dont voici l'essentiel:

a) *lithofaciès*: le flysch est un faciès particulier qui consiste en épaisses séries de grès (arénites) et de schistes (pélites) nettement disposés en couches distinctes et stratifiées.

A ce faciès principal s'ajoutent des *subfaciès* (SUJKOWSKI, 1957) de conglomérats polygéniques, de brèches exotiques (Wildflysch), de calcaires siliceux, jaspes, etc.

La faune est pélagique dans les schistes, allochtone et microscopique dans les grès, avec des traces, pistes, hiéroglyphes, fucoïdes et de la matière carbonneuse dispersée avec de rares couches à charbon et à végétaux.

Les composants des conglomérats sont étrangers au substratum direct du bassin. Ils sont empruntés à des archipels et à des pointements tectoniques actifs surgis dans ou en pourtour du sillon au cours de l'orogénèse.

b) *Age* par rapport à un paroxysme orogénique: le flysch est un faciès de remplissage d'un sillon en voie de fermeture (géosynclinal, fosse suivant les auteurs). Il précède une phase de paroxysme tectonique.

c) *Emplacement* dans un orogène: le flysch est essentiellement un dépôt interne de chaîne orogénique. Il peut se former plus près de la bordure de cette chaîne et présentera dans ce cas, des termes de passage au faciès de la molasse ou à celui du «Nummulitique».

d) *Milieu de formation*: le flysch est marin. Mais lorsqu'il faut préciser les caractères de ce milieu marin, les opinions divergent entre deux positions extrêmes qui sont: milieu profond et milieu peu profond. Le désaccord vient d'une généralisation hâtive; il existe des flysch du premier type et ce sont les plus fréquents; il en existe du second également. L'opinion prévalant actuellement est celle d'un milieu relativement profond représenté par la formation des schistes. Les grès sont un matériel terrigène côtier mis en place en profondeur par des courants de turbidité, suivant la plupart des auteurs. D'autres mécanismes peuvent toutefois être imaginés, tout aussi probables. Je pense ici à un épandage périodique des arénites sur les fonds en fonction d'une alimentation terrigène active et de déformations du fond marin.

Quelques auteurs ne font intervenir qu'une certaine instabilité dans la région d'alimentation.

Le flysch est déposé en milieu profond, en tous cas pas littoral, étant donné la persistance et l'extension de certains subfaciès (par exemple les schistes siliceux à cherts dans les Carpathes). Il ne se forme pas sur une plateforme puisque la pente est un des facteurs reconnus pour expliquer sa mise en place et son dépôt.

Les fonds sont subsidents. Comme exception à ce milieu, il faut citer le flysch ultrahelvétique externe, avec des caractères relativement littoraux. Ce cas paraît être très rare mais la formation est extrêmement étendue en bordure des Préalpes.

La vitesse de sédimentation a été estimée dans les Carpathes où les séries débutent au Valanginien et atteignent le Maestrichtien. Elle a été évaluée à 4,5 cm. en 1000 ans (SUJKOWSKI, op. cit.) valeur moyenne et probablement sujette à de grandes variations.

SUBDIVISIONS DU FLYSCH ET SÉDIMENTOLOGIE

Tel est l'essentiel des caractères du flysch. Mais il existe de nombreuses variétés de faciès et de subfaciès qui se combinent. Ailleurs, certains types occupent à eux seuls une série entière. Il devient difficile d'établir des catégories dans cet ensemble, catégories auxquelles on puisse attribuer une série régionale bien délimitée.

La tâche du sédimentologue s'inscrit dans l'étude des groupes lithologiques et stratonomiques et de leurs particularités. Elle doit tendre à définir et identifier des catégories avec leurs caractères et leurs limites.

Le géologue a besoin de ces définitions car celles dont il dispose jusqu'ici ne sont pas encore systématisées ni précises.

Le flysch constitue un type de sédiments liés à l'orogénèse alpine. Dans le système alpin, les catégories naturelles de flysch qui s'imposent sont celles qui dépendent d'un bassin tectonique. A chaque unité (nappe) correspond un flysch avec quelques caractères lithologiques et stratigraphiques énumérés plus haut : flysch helvétique, flysch des Médiannes, de la Simme, du Niesen, à Helminthoïdes et d'autres.

Cette division naturelle est évidemment imprécise dans le détail car il y a des termes de passage, des termes communs et des termes banaux. Elle n'est valable que si l'on tient compte d'un ensemble de critères : pétrographie, stratigraphie, faciès et subfaciès, et non de l'un seul d'entre eux. On ne peut pas, par exemple, chercher à caractériser le flysch d'une nappe par sa micrographie seulement. L'emploi du terme de flysch pour une série donnée doit être accompagné de celui de l'unité ou de la zone tectonique à laquelle il se rattache. Viennent ensuite les caractères définis ci-dessus.

EXTENSION DU TERME FLYSCH A D'AUTRES FACIÈS ANALOGUES

On distinguera quelques cas différents les uns des autres. Tout d'abord, quelques séries alpines sans relations avec des phases orogéniques présentent un aspect schisteux, plaqueté, voire gréseux qui a conduit à des confusions dans des régions tectonisées : Lias, Dogger sans fossiles.

Autre cas : la nappe de la Brèche, d'abord confondue avec du flysch. Elle en a toutefois été séparée car ses brèches n'ont pas de composants cristallins ; ils présentent au contraire des origines autochtones et sont empruntés au soubassement immédiat. Les bancs de brèche passent latéralement à des bancs calcaires spathiques. Il y a de nombreuses intercalations de petits bancs calcaires échinodermiques entre les bancs de brèche. Il manque les nombreux bancs gréseux alternant avec des schistes.

Les ressemblances ne manquent pas entre des brèches du flysch (Wildflysch, Aigremont) et celles du Nummulitique transgressif (Mürren, Kandersteg) ou d'autres brèches épaisses (Saluver, Maran, Falknis) mais là encore il ne s'agit que de cas particuliers. Leur matériel n'est pas exotique, ce qui les met dans une classe à part.

Le flysch perd ses caractères typiques dans certains subfaciès. Il passe latéralement au faciès molassique (pli couché helvétique inférieur, domaine parautochtone et autochtone) ou devient calcaire-siliceux, ou schisteux à cherts. Ces faciès particuliers se rattachent cependant au faciès flysch. Mais ces cas-limites peuvent être discutés.

En dehors de l'orogène alpin, il existe des formations épaisses de psammites et de pélites accumulées au cours de déformations orogéniques calédoniennes et hercyniennes. Faut-il leur appliquer le terme de flysch? La réponse est négative si l'on se reporte aux normes données ci-dessus. Ou tout au moins y a-t-il doute. C'est le cas des Marathons (W. Texas), des séries ordoviciennes de New-York et de Pennsylvanie de la phase taconique et du Dévonien moyen de l'orogénèse acadienne. La position tectonique est correcte mais le lithofaciès ne correspond pas. On pourrait allonger cette liste américaine de dépôts d'orogènes par des exemples européens calédoniens et hercyniens qui tous conduisent à cette conclusion: le terme de flysch ne leur est pas applicable. Les conditions tectoniques ont varié d'un orogène à l'autre dans l'espace et dans le temps ainsi que DE SITTER l'a si justement mis en évidence. Il est normal que la sédimentation reflète ce particularisme et que l'on considère le flysch comme étant intimement rattaché à l'orogénèse alpine.

SÉDIMENTOLOGIE DU FLYSCH

L'examen des définitions du flysch, la comparaison de ses lithofaciès et les limites de son acception conduisent tout naturellement à exposer les tâches de la sédimentologie appliquée à son étude.

Jusqu'ici on s'est trop souvent contenté d'y chercher quelque détail de sédimentation qui confirme ou infirme telle théorie génétique en vogue. On manque encore de comparaisons avec des formations actuelles. C'est toutefois dans la description stratigraphique des faciès et des subfaciès que doit s'orienter l'effort. Il manque de définitions et de moyens d'expression permettant des comparaisons. L'introduction de méthodes semi-quantitatives, de mesures statistiques et de diagrammes doit être faite, bien que l'on soit ici aux confins du mesurable et au seuil du monde de la nature qui échappe à la mise en équation. Il existe des normes de sédimentation (R. A. SONDER, 1946; BERSIER, 1950) qui peuvent s'appliquer à la stratification, au litage, aux successions et aux répétitions, à leurs variations et aux lithofaciès avec leurs associations. A force d'analyser et de mesurer à l'échelle du microscope, on a oublié l'importance des autres ordres de grandeur. Biofaciès et paléoécologie interviennent également. Les diverses disciplines de la sédimentologie ne peuvent être dissociées pour arriver à la connaissance complète du flych.

Parmi les faits à observer, il faut citer ceux qui concernent les subfaciès: couleur des schistes, matière organique des argilites, minéraux des argiles, nodules, quartz et arkoses des grès, types de ciments, hiéroglyphes, épaisseurs relatives des bancs de schistes et de grès, variations verticales et horizontales, types de stratifications, proportions grès/schistes/calcaires¹⁾, types de séquences.

L'étude du flysch n'a rien de confus et ne demande pas une spécialisation, ou quelque initiation comme certains le pensent. C'est cependant un groupe de formations si variées et si riches en faits stratigraphiques, lithologiques et paléontologiques que seule une étude très fine et persévérante peut conduire à des résultats certains et des conclusions valables.

¹⁾ Présence et fréquence de turbidites, sujet sur lequel l'auteur se propose de revenir dans ce périodique.

Plusieurs auteurs ont déjà montré la voie mais les études sont encore limitées ou isolées. Il faut, à l'occasion d'un congrès comme celui-ci, multiplier les contacts et les échanges, établir des collaborations.

Je souhaite qu'à l'occasion des réunions de Suisse, il se crée une communauté internationale d'études du flysch dont les bases sont déjà établies et dont j'ai tenté d'esquisser les tâches.

Arrivant à la fin de ces propos d'ordre général, je conclurais volontiers en admettant que le terme «flysch» employé seul est réservé à une formation de l'orogène alpin. Dans ce milieu et à cette époque, chaque série de flysch doit être caractérisée par le nom de la nappe ou la région tectonique à laquelle elle se rattache. Ce faisant, on implique un certain nombre de caractères sédimentaires et stratigraphiques valables pour cette entité tectonique.

Par extension, on pourra appliquer le terme flysch à des séries non-alpines avec les réserves et les définitions complémentaires voulues. Il serait à souhaiter que se crée un terme général pour ces cas divers.

BIBLIOGRAPHIE ABRÉGÉE

- EARDLEY, A. J., & WHITE, M. G. (1947): «*Flysch and Molasse*». Bull. geol. Soc. Amer. 58, p. 979-989.
- STUDER, B. (1827): «*Geognostische Bemerkungen über einige Theile der nördlichen Alpenkette*». Ztschr. Min., n° 1, p. 1-52.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1894): «*Sur les lignes directrices des environs de l'observatoire d'Abbadia (Basses-Pyrénées)*». Bull. Soc. géol. Fr. C. R. Séances.
- STUDER, B. (1839): «*Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thun et de Lucerne*». Mém. Soc. géol. Fr. 3, Mém. n° 10.
- SUJKOWSKI, ZB. (1938): «*Les séries de Szypot dans les Carpathes polonaises orientales - étude géologique et pétrographique d'un complexe du flysch*». Serv. Géol. Poland, trans. 3, livr. 2.
- TERCIER, J. (1947): «*Le flysch dans la sédimentation alpine*». Eclogae geol. Helv. 40, 2, p. 163-198.
- VAN DER GRACHT, W. A., & VAN WATERSCHOOT, J. M. (1931): «*The Permo-Carboniferous orogeny in the south central United States*». K. Acad. Wetensch. Amsterdam. Verh. Afd. Natuurk. deel 27.

64. - JEAN-PHILIPPE MANGIN (Laboratoire de Géologie et de Micropaléontologie de Dijon, France): **Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Eocène en Navarre espagnole¹**. Avec 5 figures dans le texte.

RÉSUMÉ

En Haute-Navarre, entre les Massifs de la zone axiale des Pyrénées et les Sierras sous-pyrénéennes, se développe une région de flysch éocène. La stratigraphie et la structure de ce sédiment sont ici relativement faciles à établir. De ce fait, les observations effectuées dans cette zone permettent de dresser un certain nombre de conclusions relatives à la sédimentologie et à la genèse du flysch. Il paraît certain que ce faciès correspond ici à des dépôts peu profonds, entrecoupés de barres calcaires de type néritique, sédimentés au cours d'orogénèse effectuée par saccades mineures fréquentes et majeures plus espacées, ces dernières responsables des niveaux conglomératiques. La répartition des terrigènes implique une éluviation d'ensemble dans l'espace et le temps et permet d'établir une paléogéographie assez précise. Deux hypothèses sont émises concernant les diasthèmes et le déplacement des blocs exotiques.

¹) Les résultats publiés dans cette note préliminaire, déposée le 28 mars 1958, sont complétés par ceux qui ressortent de l'étude définitive et qui ont été exposés depuis (*Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'O. de l'Aragon*, Thèse de Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences de Dijon, 2 décembre 1958).

Le faciès «flysch» est connu depuis longtemps dans la chaîne pyrénéenne; c'est, je crois, P. W. STUART-MENTEATH (1881, p. 314) qui introduisit ce terme dans la géologie de la région. Depuis, tous les auteurs pyrénéens espagnols ou étrangers y ont fait allusion ou en ont fait une étude partielle. Cependant, parmi les sédiments placés sous ce terme de flysch, tous ne présentent pas les caractères réels de ce faciès; il est vrai qu'il n'en existe aucune définition précise. Seules les caractéristiques générales peuvent être mises en évidence comme, par exemple, dans la remarquable étude de J. TERCIER (1948). En se basant sur les travaux consacrés au flysch alpin et sur l'examen des séries helvétiques, il me paraît possible de grouper ainsi les critères d'ensemble du flysch: «série de couches marines, constituées d'éléments terrigènes de tous diamètres sédimentés en général en une alternance d'éléments fins et d'éléments grossiers, alternance plus ou moins rythmique qui fait apparaître une succession d'horizons distincts, d'épaisseur variable, au sein de chacun desquels les éléments ne sont pas classés au-dessous d'une dimension maximale. La sédimentation de telles couches se fait généralement dans une aire subsidente bordant un orogène en formation et les efforts tectoniques subis par les sédiments du flysch y font apparaître une schistosité variable».

Certains caractères inconstants parmi les divers types de flysch déjà décrits ne me paraissent pas devoir figurer dans cet ensemble de critères généraux.

Ce sont ces critères qui ont servi de base à l'étude du flysch de Haute-Navarre dont l'aire de sédimentation constitue un remarquable exemple: son examen permet une série de conclusions qui seront autant de contributions à l'étude générale du faciès flysch.

Limites géographiques

Le terrain étudié se situe dans la partie septentrionale de la Navarre espagnole. C'est un pays montagneux, dont l'altitude varie de 2.000 à 800 m., qui s'étend de la Zone Axiale de la chaîne aux Sierras sous-pyrénéennes; ces dernières jalonnent approximativement le rivage nord de l'ancien Massif de l'Ebre maintenant effondré (voir carte fig. 1). A l'Ouest, cette région montagneuse passe, au delà du méridien de Pamplona à une zone de plateaux calcaires et, à l'Est, elle se poursuit, en Aragon, avec la même morphologie de sommets arrondis. L'ensemble du pays ainsi délimité est recouvert de flysch éocène, avec une étroite bande de Crétacé de même faciès le long de la Zone Axiale. La structure est mouvementée et les couches, qui ont joué en souplesse, se déversent en général vers le Sud en une succession de plis assez serrés; la zone des Sierras montre une série de chevauchements mais les faciès, ici, à la limite du pays flysch, sont calcaires. Un important anticlinal, que j'appellerai pli d'Oroz-Betelu, constitue l'extrême limite des massifs primaires de la Zone Axiale. Entre lui et le Massif Basque s'étend une étroite bande SW-NE où figure essentiellement le flysch crétacé qui se poursuit ensuite vers le SE au pied des Massifs de Mendibelza et d'Igouze et du grand massif des Eaux-Chaudes.

Limites stratigraphiques

Le faciès flysch représente dans cette zone le Crétacé terminal et l'Eocène inférieur et moyen. Toutefois, la base de l'Eocène inférieur est essentiellement

calcaire ainsi que le Cuisien. L'Eocène supérieur n'est pas conservé ici; il ne figure que plus au Sud, dans le bassin de Pamplona et sous un faciès de marnes bleues.

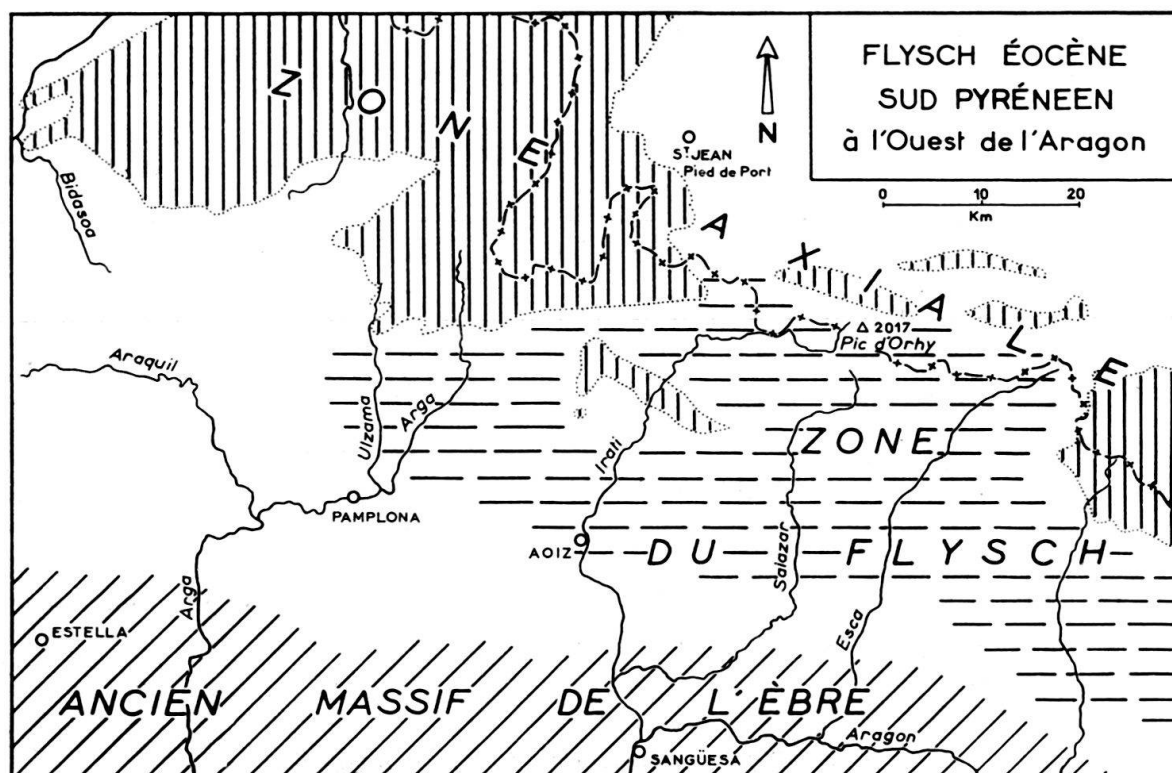


Fig. 1. Carte schématique indiquant la situation du flysch éocène par rapport aux massifs primaires actuels de la Zone Axiale (*rayé vertical*) et à l'emplacement du Massif de l'Ebre encore émergé à la fin de l'Eocène moyen. Les Sierras se situent actuellement entre Irati et Esca, sur la rive droite de l'Aragon.

Parmi les massifs primaires actuels de la Zone Axiale, il faut distinguer d'Ouest en Est: le vaste Massif Basque (à l'Ouest de Saint-Jean-Pied-de-Port) et les Massifs d'Igouze et de Mendibelza au Nord et au Nord-Est du Pic d'Orhy. Enfin, à l'extrémité orientale de la carte commence le grand massif que j'appelle ici «Massif des Eaux-Chaudes».

La répartition du flysch éocène est esquissée sur ce schéma au moyen d'un *tiré horizontal*.

Il serait fastidieux, dans cette note préliminaire, d'énumérer les divers types de flysch avec leurs caractéristiques pétrographiques. Il ne s'agit, ici, que d'une synthèse résumant les observations faites sur le terrain et les analyses de laboratoire. Ces dernières ont consisté essentiellement en une série d'opérations effectuées sur le produit d'un échantillonnage serré réalisé sur toute l'étendue de chaque type de flysch. Une calcimétrie, une granulométrie par tamisage et densimétrie et une étude microscopique de la roche puis de son résidu insoluble sont les termes principaux du travail de laboratoire. Les résultats analytiques seraient d'ailleurs peu significatifs en eux-mêmes s'ils ne permettaient de dresser une synthèse qui tient compte des réalités du terrain et c'est sans réserves que je me range à l'avis de A. LOMBARD lorsqu'il écrit (1956, p. 264):

«... mais l'emploi généralisé du microscope, du tamis et de la balance engage les recherches vers un domaine qui tend à les isoler. On oublie trop souvent de retourner au phénomène général, dans son cadre naturel et stratigraphique.»

Je me contenterai, ici, de tenter une esquisse de l'histoire régionale depuis le Crétacé terminal jusqu'à l'Eocène supérieur.

Histoire géologique de la région étudiée

1. Au Crétacé supérieur, les terres émergées sont au Sud, dans le domaine du Massif de l'Ebre; en effet, dans les Sierras, les affleurements du Maestrichtien sont saumâtres et se présentent sous le faciès du Garumnien. Au Nord, la Zone Axiale n'est représentée que par de rares pointements exondés dans ce qui est aujourd'hui, le Massif Basque et le Massif des Eaux-Chaudes. De l'une à l'autre de ces régions continentales s'étend une mer peu profonde, à fond stable, où se déposent des sédiments de type néritique (calcaires gréseux à faciès «nankin» des Petites Pyrénées) sauf au pied même des rares terres émergées de la Zone Axiale et entre elles, où se développe une aire subsidente étroite qui se remplit de flysch.

Ce flysch présente trois types essentiels:

- a) une alternance de grès à pistes et de marnes gréseuses (avec, souvent, *Navarella joaquina* CIRY ET RAT),
- b) un flysch noir assez schisteux et micacé avec horizons de calcaires gréseux (faune de petits Foraminifères pélagiques),
- c) un flysch clair, lustré, d'aspect schisteux, voire lamellaire.



Fig. 2. Pli dans le flysch crétacé de type a (Vallée du Haut Esca)

Ces trois types n'ont pas de répartition stratigraphique donnée et se superposent les uns aux autres entre Massif Basque et Massif d'Oroz-Betelu, et dans la zone des Massifs d'Igouze et de Mendibelza. Sauf en ce qui concerne le flysch clair, plus fin, la granulométrie d'ensemble montre une médiane ne variant guère autour

de 50 microns avec, surtout dans le flysch noir, des bancs contenant de nombreuses particules de quartz allant jusqu'au millimètre. La répartition d'ensemble des apports terrigènes oblige à penser que les continents pourvoyeurs étaient plutôt à l'Est, ce qui autorise la paléogéographie exposée plus haut. Car, même si l'étude microscopique montre que les grains de tous diamètres se répartissent confusément au sein de chaque horizon, il existe une dimension maximale des particules traduisant la capacité d'apport du courant. C'est de cette seule dimension dont j'ai tenu compte pour évaluer la variation d'ensemble. Cette dernière, synthétique, est le seul critère valable à mon sens pour situer les continents pourvoyeurs dans le temps et dans l'espace. Si les expériences des océanographes prouvent que, même dans la zone des marées (HÄNTZSCHEL, 1953), la répartition, pourtant zonaire, des terrigènes ne semble pas obéir à l'ancienne théorie géologique selon laquelle le dépôt du grain le plus fin se fait le plus loin des côtes, il faut bien admettre, cependant, que l'apparition d'éléments terrigènes nécessite une province d'origine et que la dimension des particules dépend, dans l'ensemble, du relief des régions émergées et de leur éloignement de l'aire de sédimentation.

A ce faciès flysch du Crétacé terminal succède l'épisode calcaire du :

2. Danien-Montien

Ces deux étages, qui commencent l'Eocène (MANGIN, 1957b), se présentent sous un faciès calcaire dans toute la région étudiée ici. Parfois, le calcaire forme de puissantes barres dont l'épaisseur atteint 200 m., d'autres fois, il ne se présente qu'en minces horizons de quelques décimètres qui s'intercalent dans un flysch clair, à forte proportion de CO_3Ca . Ces niveaux sont en parfaite concordance avec le flysch crétacé sous-jacent. Aux abords de la Zone Axiale, dans l'aire de répartition du flysch crétacé, le calcaire est fin, assez peu marneux mais chargé en matières organiques. La faune est exclusivement pélagique, au Danien, et ne comporte que des espèces petites de Globigérines à test mince (MANGIN, 1957a). Le Montien, en continuité lithologique avec le Danien, présente des niveaux conglomérés et des bancs à algues calcaires (groupe de *Solenomeris o'gormanii* DOUVILLE) et, outre des Globorotalidés et des Globigérines à test épais, *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ et une *Operculina* inédite²⁾ qui n'est pas *O. heberti* MUNIER-CHALMAS contrairement à l'opinion répandue et que j'ai, moi-même, exprimée (MANGIN, *ibid.*). Très affectés par la tectonique, les niveaux calcaires présentent souvent l'aspect de vrais calcschistes.

Au Sud, sur le pli d'Oroz-Betelu, le calcaire du danien-montien est d'aspect légèrement différent et passe à des dolomies comme d'ailleurs dans le domaine des Sierras. Entre ces régions, les deux étages se présentent sous le faciès de calcaire à Algues et à Miliolites contenant les mêmes faunes qu'au Nord.

Les terres émergées ne fournissent plus d'éléments terrigènes (pénéplation ou cause climatique?) et leur répartition est difficile à indiquer sauf aux points où se déposent des évaporites. Il est difficile en présence d'une telle paléobiologie d'imaginer une mer de grande profondeur.

²⁾ *Operculina pseudoheberti* nov. sp., in Thèse citée.

3. Eocène inférieur terminal

Sauf dans une zone, au Sud du pic d'Orhy, où se dépose un flysch (cf. fig. 3) du type crétacé (a), le Thanétien se présente sous un faciès calcaire dans toute la région de Haute Navarre avec des Miliolides, des Orthophragmines et, en haut de l'étage, *Fallotella alavensis* MANGIN. Mais, comme le calcaire à Alvéolines sus-jacent, revenant au Cuisien, il a été soumis à une forte érosion, peut-être sous-marine à la limite de l'émersion, dans la Zone Axiale, mais continentale dans le domaine des Sierras (Massif de l'Ebre) comme dans bien d'autres points des Pyrénées. C'est une phase de l'épisode épirogénique de lent exhaussement des socles, qui se marque par des déformations de grande amplitude à l'exclusion de tout plissement caractérisé (paroxysme pyrénéen des auteurs).



Fig. 3. Flysch «thanétien» (Vallée du Haut Arga)

4. Lutétien

Le mouvement épirogénique continue, s'amplifie peut-être et le flysch réapparaît pour toute la durée du Lutétien en Haute Navarre sauf dans le domaine des Sierras où cet étage, transgressif, est représenté par des calcaires à Algues et à Nummulites. Le flysch lutétien est essentiellement calcaire et comporte des alternances de calcaire gréseux très chargés en matières organiques et de marnes esquilleuses dont le grain moyen est de 10 microns. La série comprend, réparties dans son épaisseur, six à huit barres calcaires, conglomératiques, qui fournissent l'ossature de la masse et trahissent la structure d'ensemble. Ces barres calcaires se suivent des abords de la Zone Axiale (hautes vallées de l'Esca et du Salazar où le flysch lutétien est conservé) jusqu'à la limite septentrionale des Sierras.

L'aire de sédimentation déplace son axe subsident vers le Sud et les épaisseurs maximales (1.000m.) se rencontrent sur le parallèle d'Aoiz où s'intercalent au sein du flysch calcaire lutétien supérieur d'énormes blocs exotiques (ou klippes

sédimentaires de P. LAMARE, 1936) de calcaires cuisien; un très bel exemple en est visible à quatre kilomètres au Nord d'Aoiz, dans la vallée de l'Urrobi, où, dans du flysch à pendage sud très faible, s'interstratifie un bloc de près de 80 m. de long. Pour le noter en passant, le grain moyen des terrigènes du flysch lutétien supérieur, au centre du bassin de sédimentation est de 4 microns environ. Mais, aux abords des Sierras, avant de passer latéralement aux faciès calcaires, ce même niveau présente une grosse proportion de débris de quartz anguleux dépassant le millimètre comme aux alentours de la Zone Axiale, aux points où il est conservé.



Fig. 4. Flysch calcaire du Lutétien supérieur aux environs d'Aoiz

La structure type, mais non invariable, d'un niveau intercalaire de conglomérat est la suivante: à la base, un horizon calcaire à grandes Nummulites, Assilines et Orthophragmines passant peu à peu à une couche de conglomérats dont les éléments sont pris au calcaire sous-jacent lui-même («galets mous») ou proviennent, pour les bancs inférieurs, des calcaires thanétiens et cuisien; le ciment est calcaire et contient des Foraminifères lutétiens et des *Lithothamnium*. Suit parfois un épisode de grès mal calibrés sur lequel vient aussitôt le flysch. Une forte proportion de matières organiques remplit l'ensemble et traduit la rapidité de l'enfouissement. Des pistes et empreintes variées recouvrent la face supérieure des horizons durs.

Le flysch du Lutétien passe peu à peu, vers le Sud, aux marnes fines de l'Eocène supérieur qui remplissent le bassin de Pamplona et surmontent les calcaires lutétiens dans le domaine de l'ancien Massif de l'Ebre lequel s'est peu à peu enfoncé, ce qui doit avoir motivé l'avancée vers le Sud de l'aire subsidente, poussée d'autre part par la Zone Axiale en voie d'émersion. Ce n'est qu'à l'Oligocène que débiteront d'abord les faciès «macigno» marins puis la molasse continentale qui emplit actuellement le vaste bassin de l'Ebre.

CONCLUSIONS

Plusieurs conclusions peuvent être déduites de l'étude, schématisée ici, du flysch navarrais.

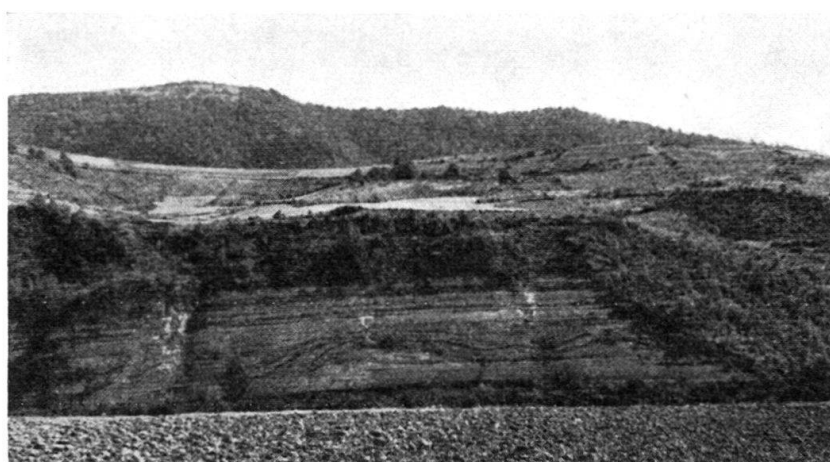


Fig. 5. Glissement sous-marin dans le flysch calcaire lutétien (Vallée du Salazar)

Lithologie et sédimentation

a) un granoclassement s'établit pour l'ensemble de la série dans l'espace et si, dans l'épaisseur de chaque horizon, les éléments terrigènes ne sont pas granoclassés, ils se groupent au-dessous d'une dimension maximale qui est caractéristique de l'horizon donné, avec, dans une certaine mesure, celle du grain moyen.

b) cette dimension maximale, dans l'ensemble, est corrélative à l'éloignement des terres émergées.

c) il est difficile d'imaginer, dans le cas présent, une sédimentation en fosse profonde et ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, rien ne témoigne de la présence des bords d'une fosse: aucun hiatus ne sépare le flysch des formations calcaires auxquelles il passe latéralement, comme le montrent fort bien les affleurements aux abords des Sierras.

On voit mal comment des sédiments, assez réguliers dans leur épaisseur, auraient pu se déposer en continuité le long d'une pente allant du domaine néritique (voire continental) au fond d'une fosse hypothétique. Comment, dès lors, concevoir le fond d'une fosse profonde, où se sédimenterait du flysch, se relever périodiquement pour admettre des dépôts calcaires. Ou bien, il faudrait que cette fosse se remplisse jusqu'à atteindre le niveau élevé nécessaire à de tels dépôts et, dans ce cas, les dernières couches de flysch se seraient déposées en milieu néritique: pourquoi celles-ci et non pas celles-là? La dernière hypothèse, pour défendre la théorie de dépôt bathyal, dans le cas du flysch étudié ici, serait que les algues calcaires aient pu proliférer en milieu profond. Ceci reste à démontrer.

Il est plus plausible de penser que le flysch s'est déposé en faible profondeur mais pas nécessairement dans la zone des marées comme le pense J. GOMEZ DE LLARENA (1956) car aucun indice ne permet de le supposer; au contraire: les vagues ne laisseraient pas subsister de fines coquilles dans les cupules creusées en surface du dernier banc déposé. Pour H. et G. TERMIER (1952, p. 54), l'aire de sédimentation serait constituée

«d'immenses vasières, parfois plus ou moins sablonneuse, où la mer, souvent peu profonde et toujours agitée déposait continuellement de grandes masses de matériaux détritiques».

Bien que cette vue soit très schématique et ne donne aucun renseignement sur le mécanisme du dépôt, je me rangerai à cette idée de sédimentation de mer peu profonde, bien qu'il soit évidemment exclu que cette mer soit toujours agitée et dépose continuellement.

Genèse du flysch navarrais

Dans le cas présent, la stratigraphie et la structure de la région étant clairement lisibles, je proposerais l'hypothèse suivante quant à la sédimentologie du flysch:

L'aire de sédimentation est évidemment subsidente et son fond est susceptible de déplacements dans l'espace mais sa surface reste peu inclinée et sous une faible tranche d'eau. Ce fait permet d'expliquer la formation sporadique de calcaires sur une grande étendue.

Le matériel détritique est évidemment fourni par les terres émergées et l'hypothèse de M. GIGNOUX (1950) est très élégante selon laquelle les différences dans la granulométrie des terrigènes s'expliqueraient par la mise en place saccadée des aires continentales. Dans le cas de la Haute-Navarre, le mouvement épirogénique très lent, débutant avant le Crétacé terminal, avec des pauses comme durant le Danien-Montien, suffirait à expliquer l'érosion par cycles. La théorie de P. NIGGLI (1952) de sédimentation sur *graben intercontinental* est également applicable ici.

L'hypothèse d'une mise en place par saccades suppose des périodes de répit durant lesquelles pourraient se développer les niveaux calcaires aussitôt remaniés³⁾ par des sortes de «tsunamis» lors de la saccade suivante; les reliefs créés alors et qui peuvent rester sous-marins, seraient démantelés et les produits de glyptogénèse déposés dans l'aire de sédimentation par les courants d'eau mis en action lors du mouvement. De plus, dans la zone étudiée, la plate-forme du Massif de l'Ebre s'enfonce et contribue à créer un appel d'eau. Enfin, de part et d'autre de la Zone Axiale, le domaine septentrional et le domaine méridional sont en communication par le détroit entre Massif Basque et Massif des Eaux-Chaudes, comme l'avait suggéré P. LAMARE (1936) et le déplacement de masses d'eau de l'un à l'autre, en pleine orogénèse, est très vraisemblable. Des influences climatiques ont certainement joué aussi, à la suite des répartitions différentes entre mer et terre.

Ainsi qu'il a été dit, l'épandage des terrigènes fins obéit manifestement à des lois mécaniques d'élutriation. Quant aux éléments plus importants, ils se répartissent en deux catégories: les galets de conglomérats et les blocs. Les *galets de conglomérat* proviennent vraisemblablement du mécanisme invoqué ci-dessus faisant intervenir de violentes chasses d'eau analogues aux tsunamis. Ceux-ci sont peu nombreux et doivent correspondre à des phases plus importantes dans l'orogénèse. Les saccades mineures, constantes, ou les ruptures cycliques d'équilibre dans la glyptogénèse permettent l'alternance terrigènes fins-terrigenes grossiers. A ce sujet, il est possible de se demander comment les courants répartiteurs respectent les délicates pistes ou les traces variées laissées à la surface des bancs:

³⁾ Peut-être après émergence et craquellement de la surface pour donner les «galets mous» (J. BOURCART 1952).

l'hypothèse peut être avancée d'une prise en masse de la vase gréseuse ou calcaire déposée, par le phénomène de rigidité bien connu dans les *vases thixotropiques*. Quant aux *blocs*, ils n'ont pas besoin d'une grande pente pour se déplacer. Actuellement, dans la Death Valley, des fragments importants de roches sont mis en mouvement sur des «*playas*», à peine inclinées, lorsque la surface est humide (L. G. KIRK, 1952). A plus forte raison ici, où les vases sous-marines forment un plan très glissant.

Rien ne paraît s'opposer, dans le cas présent, à l'hypothèse d'une formation du flysch au cours de la mise en place d'un orogène, par saccades mineures fréquentes et majeures plus espacées, avec phases de répit; ceci permettrait une glyptogenèse active et cyclique dont les matériaux seraient répartis, avec une élutriation d'ensemble, par des courants en rapport avec l'orogénèse, sur une aire de sédimentation subsidente mais peu profonde.

Telles sont les conclusions d'ensemble qu'il est possible de tirer de l'étude du flysch navarrais.

OUVRAGES CITÉS

- BOURCART, J. (1952): *Les frontières de l'océan*. Paris.
- GIGNOUX, M. (1950): *Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers*. C. R. Acad. Sci. 230, pp. 695-698.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1956): *Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Guipuzcoa II*. Monogr. Inst. Lucas Mallada, n° 15, Consejo Sup. Invest. Cient. Madrid.
- HÄNTZSCHEL, W. (1953): *Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen*. Natur und Volk.
- KIRK, L. G. (1952): *Trails and rocks observed on a playa in Death Valley National Monument, California*. J. Sed. Petrol. 22, n° 3, pp. 173-181.
- LAMARE, P. (1936): *Recherches géologiques dans les Pyr. basques d'Espagne*. Mem. Soc. géol. Fr. [NS] 12.
- LOMBARD, A. (1956): *Géologie sédimentaire - Les séries marines*. Paris.
- MANGIN, J.-PH. (1957a): *La limite Crétacé-Tertiaire sur le versant sud des Pyrénées occidentales*. C. R. Acad. Sci. 244, pp. 1227-1229.
- (1957b): *Remarques sur le terme de Paléocène et sur la limite Crétacé-Tertiaire*. C. R. som. Soc. géol. Fr., n° 14, pp. 319-321.
- NIGGLI, P. (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten*, 2. Bd. *Exogene Gesteine und Minerallagerstätten*. Bâle.
- STUART-MENTEATH, P. W. (1881): *Géologie de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd*. Bull. Soc. géol. Fr. 9, pp. 304-333.
- TERCIER, J. (1948): *Le flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 40, n° 2, pp. 163-198.
- TERMIER, H. et G. (1952): *Histoire géologique de la Biosphère*. Paris.

65. — NAZARIO PAVONI (Zürich): **Die Vorlandsedimentation am Beispiel der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Schweiz**. Mit 1 Textfigur.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Sedimentation der OSM erfolgte auf einer äusserst flachen, weitausgedehnten, nur wenig über dem Niveau des Meeresspiegels gelegenen Schwemmlandebene im Vorland der tertiären Alpen. Überschwemmungsperioden mit rascher Sedimentation (Inundationsphasen) wechselten mit langen Perioden ruhiger oder fehlender Sedimentation oder gar teilweiser Erosion (Rinnenphasen). Von Zeit zu Zeit wurden gewisse Teile der Schwemmlandebene (Immersionsgebiete) entlang deutlich begrenzten Knickzonen, meist parallel zur Trogachse langsam abgesenkt. Die Immersionsgebiete übten eine dirigierende Wirkung auf den Ablauf der Sedimentation aus. Im

Laufe der Zeit wanderten die Knickzonen generell immer weiter ins Vorland hinaus. Die Entstehung des Molassetroges erklärt sich somit durch eine grosse Anzahl relativ kleiner, schrittweise sich folgenden Absenkungen von in sich geschlossenen Teilgebieten der Schwemmlandebene. Die Eigentektonik des Molassetroges als schollenartig gegliedertem Senkungsfeld wiederum war von grundlegender Bedeutung für seine heutige tektonische Begrenzung und Gliederung.

Die Sedimentation der OSM erfolgte auf einer äusserst flachen, sehr weit ausgedehnten Schwemmlandebene im Vorland der tertiären Alpen. Die Schwemmlandebene lag nur wenig über dem Niveau des Meeresspiegels. Infolge ihres ausserordentlich geringen Gefälles vermochten sich die Flüsse kaum in die Ebene einzutiefen. Die Flussbette waren breit und nur wenige Meter tief eingeschnitten. In ihnen wurden unter steter Umlagerung die gut geschlammten Sande und Kiese sedimentiert, welche uns heute in den Knauersandsteinen und zahlreichen Nagelfluhen der OSM erhalten sind. Der Hauptteil der Sedimente der OSM jedoch wurde im Gefolge von weiträumigen Überschwemmungen abgelagert. Diese Inundations-sedimente sind stets mehr oder weniger mergelhaltig, da das Wasser, in welchem sie abgelagert wurden, mit Schlammstoffen reich beladen war. Auf eine Inundationsphase folgte von neuem eine Rinnenphase, wenn ein Gefälle überhaupt noch vorhanden war. Das Wasser konzentrierte sich in diesem Falle auf die einzelnen Flussrinnen, während weite Flächen zwischen den Flüssen trocken lagen und der Verwitterung ausgesetzt waren. Terrestrische Anzeichen, wie primäre Rotfärbung, Entkalkungen, Trockenrisse und autochthone Bodenbildungen sind daher häufig anzutreffen. War überhaupt kein Gefälle mehr vorhanden, so blieb das Wasser liegen. Es entstanden weitausgedehnte, äusserst flachgründige, untiefe Seen und Sümpfe (Limnische Phasen), die nachweisbar Jahrtausende lang bestanden haben.

Die Sedimentation der OSM war unterbrochen von langen Zeiträumen der Ruhe oder selbst Erosion. Eine detaillierte Betrachtung des 300 Meter mächtigen Falätsche-Rütschlibach-Profiles bei Zürich ergibt, dass ca. $\frac{2}{3}$ aller Sedimente rasch abgelagerte Inundationssedimente darstellen, deren Ablagerung geologisch gesehen sozusagen keine Zeit beanspruchte. Die Ablagerung der restlichen Sedimente hingegen erfolgte während langen Zeiträumen. Für die mittlere Dauer einer Rinnenphase erhielten wir eine Zeitspanne von 40000 bis 50000 Jahren (N. PAVONI, 1957).

Die Sedimente der OSM lassen sich wie folgt gliedern:

1. Inundationssedimente: rasch abgelagert, schlecht sortiert, schlammstoffhaltig, massig, kaum geschichtet. Zu dieser Gruppe gehört der Grossteil der Mergel, Silte und Mergelsandsteine ferner auch Nagelfluhen in den zentralen Teilen der Schuttfächer.

2. Rein fluviatile Sedimente: stets wieder umgelagert, geschlammmt, stellenweise gut sortiert, unregelmässig geschichtet. Knauersandsteine, Nagelfluhen.

3. Rein limnische Bildungen: langsam abgelagert, gut sortiert, gut geschichtet, limnische Fossilien. Limnische Mergel, Stinkkalke, Mergelkalke, Glimmermergel, Glimmersandsteine.

4. Terrestrische Bildungen: unregelmässig. Fossile Böden, Rotfärbungen, Entkalkungen, Konkretionen, Zersetzung von Mineralien, Trockenrisse usw.

Von zuunterst bis zuoberst zeigen die monotonen Serien der OSM in einer Mächtigkeit von mehr als 1000 Metern eine vollständig gleichartige Ausbildung. Der Ablagerungsraum war und blieb stets die Schwemmlandebene. Wie ist die durchwegs gleichbleibende Fazies bei so grossen Mächtigkeiten zu erklären? Einzig damit, dass wir annehmen, dass die Schwemmlandebene sich mit der Sedimentation ständig langsam abgesenkt hat. Diese Absenkung des Vorlandes ist als Kompensationsbewegung zum allgemeinen Aufsteigen des Alpenkörpers aufzufassen. Damit erklärt sich auch die erstaunliche Tatsache, dass die Sedimentation so genau mit der Absenkung Schritt hielt: Die Sedimentation im Vorland entspricht dem Abtrag in den Alpen. Dieser wiederum ist direkt proportional der Hebung des Gebirges. Die Absenkung im Vorland ihrerseits entspricht grössenordnungsmässig dem Aufstieg des Gebirges.

Es scheint uns von der Molasse aus gesehen, dass das Miozän eine Periode vorwiegend vertikaler Bewegungen innerhalb der Erdkruste war (Aufsteigen des Gebirges, Absinken des Vorlandes). Tangentiale Zerrungen waren möglicherweise an der Entstehung des Molassetroges beteiligt. Tangentiale Pressungen scheinen wenigstens im Vorland zu fehlen. Ja, es waren die kräftigen alpinen Pressungen zu Beginn des Pliozäns, welche der gleichförmigen, ruhigen Molassesedimentation überhaupt ein Ende setzten (Hebung des Vorlandes).

Wie hat man sich die Absenkung des Vorlandes vorzustellen? Von Zeit zu Zeit wurden bestimmte Teilgebiete der Schwemmlandebene (Immersionsgebiete) entlang deutlich begrenzten flexurartigen Zonen (Knickzonen) langsam abgesenkt. Diese Absenkungsgebiete waren die Gebiete der Sedimentation, dorthin richteten die Flüsse ihren Lauf. Da die Absenkungen langsam erfolgten, war ihre dirigierende Wirkung auf die langsam abgelagerten Sedimente eher grösser. Waren die Immersionsgebiete aufgefüllt, so griff die Sedimentation wiederum weit ins Vorland hinaus. Im Laufe der Zeit verlagerten sich die Knickzonen vergleichbar einer Wellenbewegung immer wieder weiter ins Vorland hinaus. Ein Knick im Vorland bedeutete normalerweise für das gesamte dahinterliegende Gebiet konkordante Auffüllung, während die ausserhalb der Knickzone liegenden, nicht abgesenkten Gebiete trocken lagen und der Verwitterung viel länger ausgesetzt waren.

Die Auffüllung und Entstehung des Molassetroges erklärt sich somit durch eine grosse Zahl von relativ kleinen, gleichartigen Absenkungen (s. Fig. 1). Wir gelangen damit zu einem wesentlich anderen Bild der Sedimentation als es sich bei Annahme eines generellen «Abbiegens» der Schwemmlandebene ergäbe. Sämtliche Beobachtungen, wie Mächtigkeitsunterschiede trotz weitgehender Konkordanz der Schichten in zahlreichen Gebieten, die Verteilung fluviatiler Konglomerat- und Sandschüttungen, die regionalen Unterschiede im Verwitterungsgrad der Molassesedimente, lassen sich damit zwanglos erklären.

Den Knickzonen müssen in der Tiefe Bruchzonen entsprechen, die während der Molassesedimentation immer wieder bewegt wurden. Mit den Knickzonen verlaufen diese Bruchzonen meist parallel zur Trogachse oder dann quer dazu. Somit ist bereits synsedimentär eine tektonische Gliederung des Vorlandes vorgezeichnet. Überhaupt muss bei einer Betrachtung der heutigen Tektonik der

Molasse und des Juragebirges der Eigentektonik des Molassetroges als tektonischem Senkungsfeld bedeutend mehr Rechnung getragen werden, indem bei der kräftigen alpinen Pressung im Pliozän gerade die synsedimentären Bruchzonen erneut aktiviert wurden, diesmal aber in umgekehrtem Sinn. Dadurch erfuhr das gesamte Molasseland seine Hebung. Nach unserer Auffassung wäre auch der heutige N-NW-Rand des Molassebeckens gegen den Jura hin durch ein Netz von synsedimentären Knick- und Bruchzonen vorgezeichnet. Die S Randfalten z. B. am E-Ende des Faltenjuras von Olten bis zum Ostabbruch der Lägern würden in diesem Sinne achsenparallelen Knickzonen entsprechen, während ihre auffallend abrupten E-Begrenzungen durch quer zur Beckenachse verlaufende Knick- und Bruchzonen bedingt wären.

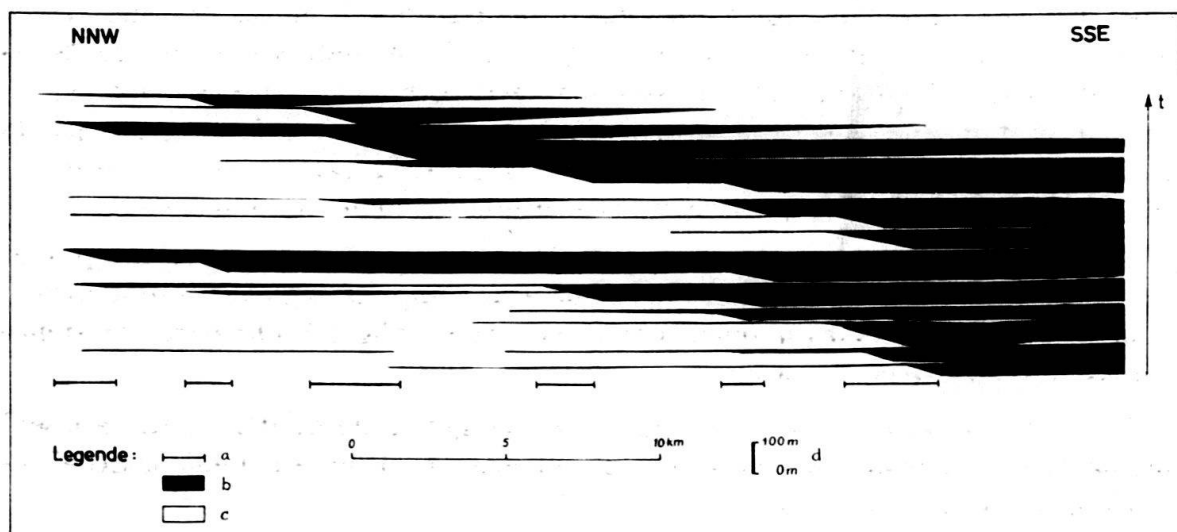


Fig. 1. Schema der Vorlandsedimentation in zeitlicher Abwicklung. a = Lage der Knickzonen, b = Sedimentationsgebiete, c = Gebiete ohne Sedimentation, d = Sedimentmächtigkeiten, t = Zeit. Alpines Gebirgsland weiter im SSE.

Die enge Beziehung von Absenkung, Sedimentation und späterer Tektonik im schweizerischen Molassetrog ist von eindrucklicher Einfachheit.

ZITIERTE LITERATUR

PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, Jg. 102, Abh. Nr. 5. Dasselbst auch weitere Literaturangaben.

66. — MARGUERITE RECH-FROLLO (Toulouse): **Remarques sur la genèse du ciment des grès du Flysch**. Préalpes suisses.

RÉSUMÉ

Il est très important d'étudier le plus complètement possible le ciment d'une série de grès: sa constitution reflète en effet au mieux les conditions de sédimentation du dépôt.

L'étude du ciment des grès du Flysch suisse nous apprend que des phénomènes de consolidation extrêmement rapides sont intervenus dans un dépôt de sables vaseux normalement sédimenté.

La transformation des sables en grès n'est pas un phénomène simple, c'est comme le disait déjà L. CAYEUX, «un sujet singulièrement compliqué». La constitution physique et chimique du ciment d'un grès soulève des problèmes complexes, d'origine, de fixation et de consolidation de ses minéraux constitutants. Il est évident qu'à chaque famille de grès correspond un milieu particulier, l'étude pétrographique de chaque cas apporte des données précises et détaillées sur le milieu sédimentaire en question et sur son évolution immédiate.

Il se révèle que les grès des nappes du Flysch suisse réunissent un certain nombre de caractères communs bien définis ce qui permet de les grouper en une nouvelle famille de grès qu'on désignera sous le nom de «Grès du Flysch suisse». Ils peuvent se définir ainsi: grès à grains fin ou grossier, solidement agrégés, cohérents, à surfaces psammitiques marquées par des paillettes de mica ou de charbon. Grains de quartz à contours anguleux, de diamètres très différents les uns des autres, dépourvus d'accroissement secondaire, et corrodés. Feldspaths, dont l'altération, lorsqu'elle a lieu, se traduit par une calcification, jamais par la formation d'amas quartzo-phylliteux. Ciment calcaire, en calcite grenue, rarement pure, à limonite et pyrite, quelquefois avec argile amorphe ou glauconie.

Le ciment est originel c'est-à-dire que les grains détritiques ne se juxtaposent pas, mais demeurent séparés par un espace (de qq. dizaines de millimètres à plusieurs millimètres) suffisamment grand pour nous obliger à admettre l'existence nécessaire d'un ciment à l'origine.

Il est quelquefois de rares exceptions où les grains de quartz se juxtaposent soit par accroissement secondaire, soit originellement et où le ciment possède une composition autre que calcaire.

Nous laisserons de côté la description des éléments détritiques et le problème de leur origine pour n'examiner dans ce travail que les caractères fondamentaux du ciment.

A. – *Le ciment originel.*

L'existence d'un ciment originel ne se conçoit que si les éléments détritiques arrivent dans le dépôt en même temps que la matière qui constitue le ciment. En d'autres termes les éléments détritiques étaient à l'origine même noyés dans une matière suffisamment consistante pour les maintenir en place, séparés les uns des autres. Ce phénomène est explicable à la lumière de ce qui se passe actuellement dans les mers. J. BOURCART décrit ainsi le dépôt des sables à l'époque actuelle: «les sables sont presque toujours maintenus en suspension par l'agitation des vagues... les grains peuvent se charger d'électricité et des particules plus fines, chargées d'électricité de signe contraire peuvent alors se fixer à la surface: sur les grains de sable par exemple des poudres calcaires et des fragments de micas... Des squelettes d'animaux ou de végétaux peuvent aussi adhérer aux grains: coquilles vides de Foraminifères, spicules d'Eponges, frustules de Diatomées ainsi que de nombreuses Bactéries; bref, tous les éléments de l'écume ou de la vase. Lorsque ces sables vaseux se sont déposés...» (BOURCART, 1949, p. 226). Ainsi donc la première phase de la sédimentation des grès du Flysch

pourrait très bien être assimilé à une première phase normale de tout dépôt de grès¹).

B. – *Le manque d'accroissement secondaire du quartz et sa corrosion.*

La corrosion du quartz des grès du Flysch suisse est un phénomène qui s'est effectué sur place: il n'aurait pas pu se produire antérieurement à son introduction dans le dépôt car les grains sont parfois profondément échancrés, présentant de tels étranglements que la moindre agitation des eaux les aurait fragmentés si les entailles avaient été originelles. Or, le quartz difficilement attaquable par l'eau de mer dans les conditions normales, devient soluble si l'eau de mer s'enrichit en gaz carbonique. Cet enrichissement pourrait être dû aux Bactéries: dans les sables vaseux actuels leur nombre peut atteindre des centaines de millions par gramme de vase. Aussitôt que les sables vaseux se déposent les Bactéries «partant d'un régime aérobie exalent avec ardeur du gaz carbonique et oxydent la matière organique au point de former des acides organiques. Ces deux types de corps acidifient la vase jusqu'à donner un PH faible impropre à la vie» (H. et G. TERMIER, 1952, p. 103-104).

Les premiers processus biochimiques qui s'amorcent à la surface d'un dépôt de sables vaseux seraient très favorables à la corrosion du quartz: on pourrait supposer que l'eau de mer de faible PH, en contact avec le dépôt, s'insinue entre chaque grain de sable et la vase avoisinante grâce à leur défaut d'adhérence, elle attaque d'une part le quartz et d'autre part s'enrichit progressivement en ions Ca perdant à mesure son acidité et par conséquent son pouvoir corrosif.

Normalement cette première phase des processus biochimiques est de courte durée. Aussi dans les grès en général les traces de corrosion du quartz sont-elles relativement rares; le phénomène opposé, nourrissage du grain par un dépôt de silice plus ou moins important, est le cas fréquent. Il correspondrait à un déroulement classique de processus biochimiques puisque le régime aérobie est vite épuisé dans un dépôt vaseux et que les Bactéries anaérobies entrant alors en action doivent déclencher un nouveau cortège de réactions biochimiques.

En somme il s'en suit que dans le milieu où se déposaient les grès du Flysch suisse les choses se passaient comme si seule existait une phase de sédimentation comparable à celle de faible PH des mers actuelles et qui de nos jours n'a qu'une courte durée.

Nous verrons un peu plus loin, en conclusion, quelles hypothèses on pourrait suggérer pour expliquer ce phénomène.

C. – *Le ciment calcaire.*

Il y a tout lieu de croire que la nature calcaire du ciment est originelle: aucun témoin de substitution d'un autre minéral par la calcite n'a jamais été observé dans le ciment des grès du Flysch suisse. Ici aussi on se trouverait en présence d'un phénomène primitif; on sait que le sédiment calcaire est à l'origine de toutes les épigénèses (CAYEUX, 1941).

¹) Il faut penser que le phénomène a dû être semblable pour tous les grès en général: l'existence d'un ciment originel paraît être la règle alors que la juxtaposition des grains de quartz serait plutôt exceptions locales. Ceci ressort de l'étude détaillée des grès, faite par LUCIEN CAYEUX («Roches Siliceuses»).

La calcite du ciment réalise dans les grès du Flysch suisse, la manière d'être ordinaire d'une calcite de précipitation : pour une même roche, des grains cristallins de toutes tailles, éléments microgrenus, grenus, et grands cristaux mâclés. Une seconde génération se signale par l'existence de cristaux rhomboédriques ou d'auréoles fibreuses autour des éléments détritiques. Dans une grande partie du Flysch du Niesen et dans la totalité du Flysch de la Brèche, le ciment calcaire des grès porte l'emprunte de phénomènes dynamométamorphiques postérieurs à leur formation.

L'existence d'un ciment formé exclusivement de carbonate de chaux, assimilable en tous points à un sédiment calcaire quelconque, pose un double problème : celui de l'origine des ions Ca dans le dépôt et celui de leur fixation sous forme de CaCO_3 . Ce dernier problème, surtout d'ordre chimique, a fait et fait encore l'objet sur un plan général, de nombreux travaux. Ont été successivement étudiés : l'influence d'une température élevée et d'une faible profondeur de la mer, celle de la variation du PH en fonction de facteurs purement chimiques ou biochimiques. Dans les mers actuelles, le mécanisme certainement complexe, demeure encore imparfaitement connu. Dans le passé il a dû être intimement lié en outre aux phénomènes de consolidation du dépôt dont on ne sait encore que très peu de choses.

Mais si des ions Ca peuvent être libérés normalement dans les mers actuelles et fixés ensuite sous forme de CaCO_3 , la question se pose pour le passé de savoir quels sont les facteurs permettant au phénomène d'atteindre à certains moments une ampleur exceptionnelle. Il est évident que si on compare le ciment des grès du Flysch suisse à la vase qui entoure les grains de sable dans les mers actuelles on trouve des différences. J. BOURCART parlant des sables vaseux actuels dit « qu'ils renferment toujours une forte proportion, qui peut parfois dépasser la moitié, de calcaire, qui lui, provient de coquilles ou d'autres organismes marins. » (BOURCART, 1949, p. 224). Le ciment des grès du Flysch des Préalpes est calcaire en totalité. Il y a de toute évidence un enrichissement considérable en CaCO_3 alors qu'on connaît la rareté et la localisation dans le temps et dans l'espace des Foraminifères et autres organismes à test calcaire dans l'écume des mers du Flysch.

Dans ces mers on pourrait par contre supposer que les débris organiques étaient remplacés dans l'écume par des poudres détritiques d'origine minérale puisqu'on trouve toujours en assez grand nombre de tels fragments de plus grande taille parmi les éléments détritiques des grès. Il se pourrait encore que la teneur en sels dissous des mers du Flysch ait été différente de celle des mers actuelles : de nos jours cette teneur en sels dissous est due à une activité des eaux douces qui correspond à un minimum fonction d'une période d'équilibre pour les continents. Les mers du Flysch par contre correspondaient à des périodes de perturbation intense entraînant une activité très grande des eaux douces.

La formation d'une seconde génération de calcité accompagnée de limonite et de pyrite, telle qu'elle se présente dans les grès des Préalpes suisses serait une preuve supplémentaire de l'activité biochimique des Bactéries dans le dépôt (LALOU, 1954, 1956). Les Bactéries baissant sensiblement le PH au début des processus favoriseraient un enrichissement supplémentaire en CaCO_3 du dépôt primitif. Si le PH remontait suffisamment, le CaCO_3 se déposait en remplissant les vides produits dans les grains de quartz par les phénomènes de corrosion et de

lessivage. L'excès de carbonate de chaux se déposait en fibres autour de certains grains, où en rhomboédres parfaits un peu partout dans le ciment. C'est à ce moment que se formeraient aussi les plages de limonite dans le ciment envahissant même progressivement les rhomboédres de calcite nouvellement formés. A un stade plus avancé il se déposerait aussi de la pyrite.

En conclusion la genèse du ciment des grès du Flysch suisse pourrait s'expliquer à partir des phénomènes observés dans les mers actuelles avec cette différence cependant que la composition de l'écume marine devait être sensiblement différente.

Une fois les sables vaseux déposés tout devait se passer comme si les processus biochimiques s'arrêtaient à leur phase initiale.

Pour quelles raisons ces bassins marins du Flysch n'ont-ils pas évolué normalement après cette première phase ?

La seule explication possible serait qu'une consolidation rapide est intervenue aussitôt après le dépôt des sables vaseux et que l'évolution biochimique du sédiment a été ainsi brusquement arrêtée¹).

Mais la tâche s'avère très difficile si on veut émettre des hypothèses sur les causes de cette rapide consolidation: le mécanisme de consolidation d'un sédiment, quel qu'il soit, est très peu connu. Actuellement on ne connaît de phénomènes de consolidation, des grès notamment, que s'il y a eu émergence du sédiment.

BIBLIOGRAPHIE

- BOURCART, J. (1949): *Frontières de l'Océan*. Paris, Payot.
 TERMIER, H. et G. (1952): *Histoire géologique de la Biosphère*. Paris, Masson.
 CAYEUX, L. (1941): *Rôle du carbonate de chaux et des phénomènes d'épigénèse dans la genèse des minéraux non détritiques des roches sédimentaires*. C.R. Ac. Sci. 212, p. 737.
 LALOU, CL. (1954): *Sur un mécanisme bactérien possible dans la formation des dépôts de carbonates dépourvus d'organismes*. C.R. Som. S.G.F. fasc. 14, p. 369-371.
 - (1956): *Nouveaux résultats sur la précipitation des carbonates dans les vases de la baie de Villefranche-sur-Mer*. C.R. Ac. Sc. 242, p. 2852-2853.

¹) H. ALIMEN et G. DEICHA, dans une note « *Les grès du Mouka-Ouadda* », parue dans Bull. Soc. Géol. France, fasc. 6-11 1958, après la présentation de ma communication, arrivent à des conclusions analogues pour des phénomènes de même nature (p. 86).

67. – ROLF F. RUTSCH (Bern): *Molasse als Sedimentationstypus*

ZUSAMMENFASSUNG

Der Begriff Molasse entstammt der Volkssprache des frankoprovenzalischen Sprachgebietes und ist seit dem 14. Jahrhundert nachweisbar. Er wurde im 18. Jahrhundert von DE SAUSSURE in die wissenschaftliche Literatur eingeführt. Schon 1825 hat B. STUDER eine «Monographie der Molasse» veröffentlicht. Seither hat man den Begriff auf Sedimente verschiedenster Gebiete und Alters (Algonkium-Kaenozoikum) übertragen. Viele dieser Ablagerungen sind vom Typus in der Schweiz genetisch völlig verschieden. Der Verfasser versucht in seinem Vortrag, den Typus der Molasse zu charakterisieren und zu zeigen, dass der Begriff Molasse nicht etwa rein lithofaziell (z. B. EARDLEY & WHITE), sondern in erster Linie genetisch, durch seine Abhängigkeit von der singulären Erscheinung der alpinen Orogenese und der Eigenart des Sedimentationsraumes zu kennzeichnen ist. Eine ausführliche Darstellung wird später erscheinen.

68. — SERGEI G. SARKISYAN (Petroleum Institute, Academy of Sciences of the USSR, Moscow): **Upper Permian Continental Molasses of the Pre-Urals.**

With 5 figures in the text.

SUMMARY

The Upper Permian and partially Triassic molasse sediments occupy a vast territory in the Urals-Volga oil-bearing region. The absence of fauna and flora and the strong lithological changeability of variegated sediments of the Pre-Urals fore-trough did not allow to compare them with synchronous deposits of the Russian Platform which have exact stratigraphic dates. Thorough petrographic and mineralogic investigation of the variegated sediments made it possible to divide them into mineralogical series and to correlate the sections over the whole territory of the region. This allowed to determine the age of variegated sediments of the trough, to establish separate stages of its development (in the north it was formed in the Kazan period and in the south in the Triassic period) and to outline the sequence of erosion processes which covered the massives of the Urals Range. The accumulation took place mainly in the lakes and sometimes lagoons, fresh-water and sometimes saline basins, while in the foot-hills it is reflected by deltaic conditions.

I. INTRODUCTION

The Upper permian and partially Triassic molasse sediments occupy a vast territory in the Urals-Volga oil bearing region. In the eastern part of this region—Pre-Urals fore-trough—they are represented by continental deposits deprived of guiding fauna and flora, while in its western part – east margin and centre of the Russian Platform – they are made up of littoral-marine and lagoonal formations of the Kazan and Tartar stories. The absence of exact stratigraphic dates in the eastern sections and the sharp lithological changeability of variegated deposits (red beds) did not allow to draw a comparison between the sections not only within the frames of the trough, but also in respect of sections in the west.

To solve this problem, we undertook thorough petrographic and mineralogical investigation of the rocks which make up variegated deposits on the whole territory of the Urals-Volga Region.

II. OCCURRENCE OF VARIEGATED DEPOSITS

The variegated deposits occupy a zone extending 350 km in width and 1.200 km in length with a total area of 420.000 km² (Fig. 1). The character of occurrence of the Upper Permian Continental deposits closely depends on the tectonic elements of their bedrock: the Upper Permian deposits in the Bashkir Republic occur in the form of monocline or fill up isolated troughs, while in the western regions their occurrence is horizontal or almost so.

III. STRATIGRAPHY OF THE UPPER PERMIAN DEPOSITS ACCORDING TOTERRIGENOUS COMPONENTS AND CORRELATION OF THE SECTIONS

The variegated deposits are represented chiefly by a complex of conglomerates, sandstones, siltstones, clays, marls and partially limestones, rarely of dolomites which were formed in the lacustrine and sometimes the fluvial environments with intensive uplift of the Ural mountains. These are the typical molasse formations of continental origin.

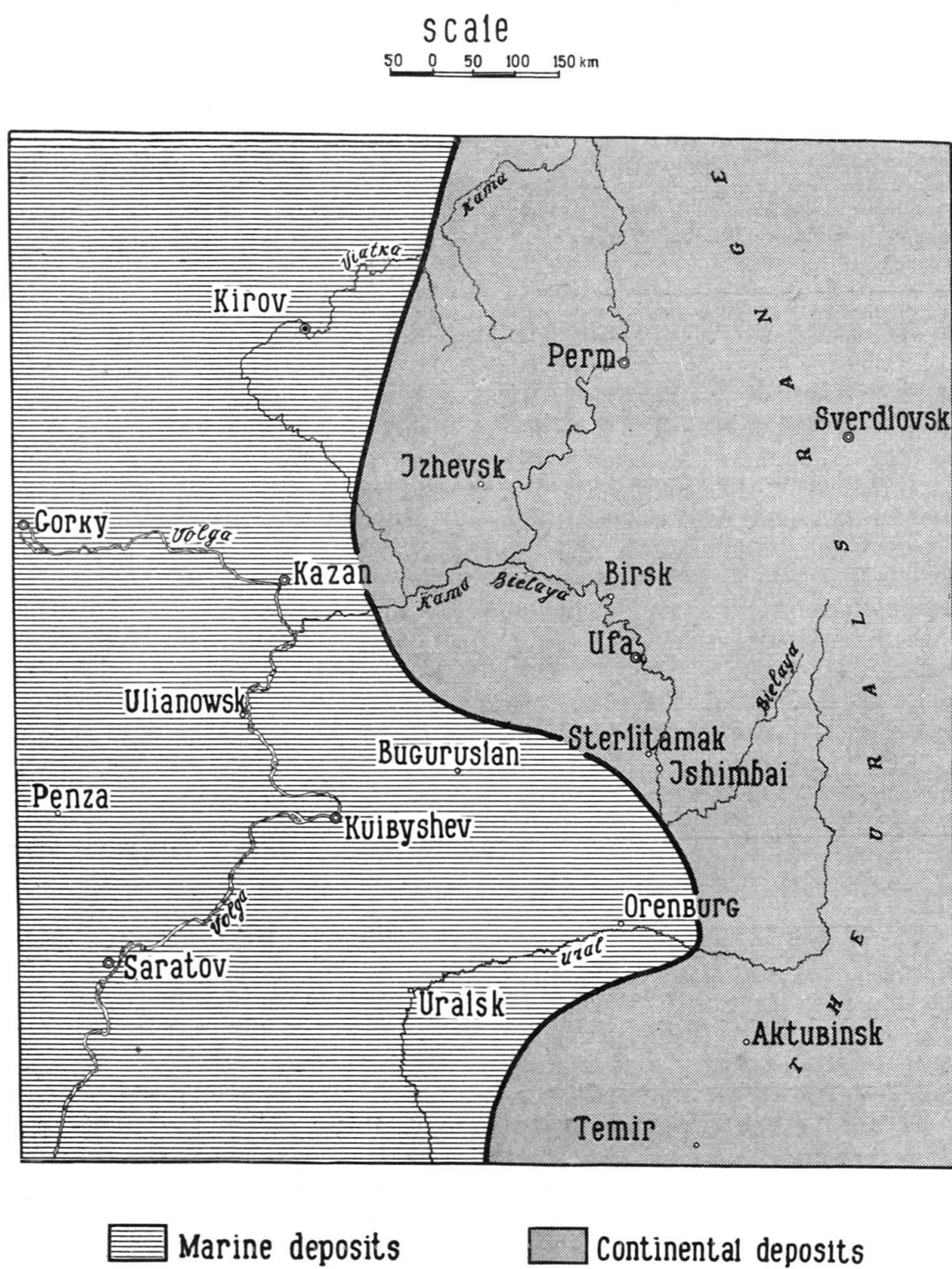


Fig. 1. General map

In order to work out a stratigraphy of variegated deposits based on a study of heavy minerals, it was necessary, first and foremost to answer the following questions:

1. Is it possible to single out paragenetic associations with the help of heavy minerals which would characterize separate parts of the section?

2. To which degree are these associations of minerals stable and permanent under conditions of a sharp lithological changes-ability of rock complexes?

To find an answer of these principal questions, numerous layer by layer mineralogical analyses were made of a number of key sections on the territory of the Bashkir Republic.

In order to avoid a usual variation of the mineralogical composition caused by the size of rocks, we took differentiated weights of samples of rocks for a granulometric analysis in compliance with their petrographic composition. An 8 to 10 gr sample was centrifuged in a heavy liquid and 0.25–0.01 mm mineralogical fraction was determined.

As a result, the study of variegated deposits of the Bashkir Republic made it possible to single out the following mineralogical complexes (from old to young)

1. Pyroxene-hornblende complex with the following horizons:

- a) stable minerals (zircon, garnets, tourmaline, etc.);
- b) epidote;
- c) almandine;
- d) hornblende.

2) Tremolite-hornblende complex with the following horizons:

- a) garnet;
- b) actinolite-glaucophane.

The content of guiding minerals varies between 1 and 40 percent; therefore they can easily be determined in the specimens. In addition to this, they are distinguished by characteristic typomorphic features.

As an example, we give two most complete cross sections of the Upper Permian variegated deposits of the Bashkir Republic, Ishimbai Region, which illustrate that our mineralogical stratigraphy is real (Termen-Yelga monocline and Baikov trough).

The Termin-Yelga monocline extends from the Mashash Mountain through the village of Termin-Yelga to the river of Bielaya. The extension of the section is 7 km while the thickness of the variegated deposits, as geological survey (map) shows, is about 2000 m, whereas wells give 317 m. It was necessary to divide the section and explain the difference in thickness of these deposits. Relying on mineralogical indications it proved possible to single out six series (Fig. 2).

The first series is represented by siltstones, marls and quartz-feldspar sandstones. On rare occasions polymict sandstones and limestones are found and on still more rare occasions one can see dolomites. This series is referred to the horizon of stable minerals of a pyroxene-hornblende complex. The series is 250 m thick (its true thickness is 82 m).

The second series is characterized by polymict sandstones with intermediate layers of marls and siltstones. This series is referred to the epidote horizon of a pyroxene-hornblende complex. The series is 150 m thick (its true thickness is 85 m).

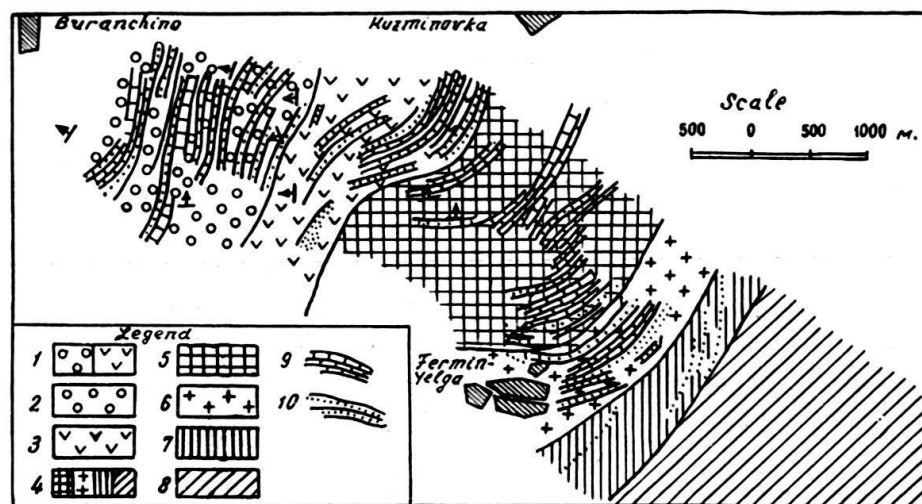


Fig. 2. The Map of occurrence of mineralogical complexes and horizons in Termin-Yelga region

- | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| 1. Tremolite-hornblende complex | 6. Almandine horizon |
| 2. Actinolite-glaucophane horizon | 7. Epidote horizon |
| 3. Garnet horizon | 8. Horizon of stable minerals |
| 4. Pyroxene-hornblende complex | 9. Limestone, marls |
| 5. Hornblende horizon | 10. Sandstones, siltstones. |

The third series is represented by pelitomorphic limestones with intermediate layers of marls. On rare occasions one can see clay siltstones. The series is referred to the almandine horizon of a pyroxene-hornblende complex. The series is 225 m thick (its true thickness is 45 m).

The fourth series is represented by polymict sandstones, conglomerates, less frequently by limestones and marls. The series is referred to the hornblende occurrence in a hornblende horizon of a pyroxene-hornblende complex. The series is 475 m thick (its true thickness is 50 m).

The fifth series consists of polymict sandstones and conglomerates with intermediate layer of siltstones and, on rare occasions, of marls, limestones and dolomites. The series is referred to the garnet horizon of a tremolite-hornblende complex. The series is 150 m thick (its true thickness is 55 m).

The sixth series is represented by conglomerates, pelitomorphic limestones and marls and less frequently by dolomites. The series is referred to the actinolite-glaucophane horizon of a tremolite-hornblende complex. The formation is 375 m thick (its true thickness is 50 m).

The Upper Permian deposits, monoclinaly occurring on the surface, fill up two troughs at the depth: the eastern trough called Kuzminovskaya and the western one Buranchinskaya. The sedimentation began at the same time in both troughs with their differential sinking, owing to which all the elements of the lower part of the series (pyroxene-hornblende complex) are found both in the depressions

and on the uplift which separate the troughs. The development of Kuzminovskaya trough was more intensive owing to which it was entirely filled up with the sediments of a pyroxene-hornblende complex. The development of Burachinskaya trough was slower and ended later and is therefore filled not only with the lower horizons but also with younger, i. e. garnet and glaucophane-actinolite horizons of a tremolite-hornblende complex (Fig. 3). The difference in their thickness is explained by the conditions of occurrence of the variegated deposits.

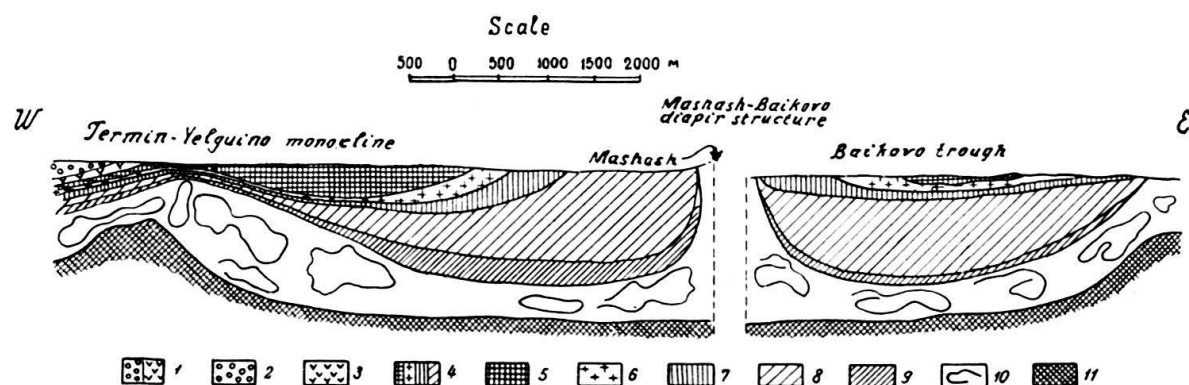


Fig. 3. Conditions of occurrence of the variegated sediments in Termin-Yelguino monocline and Baikovo trough

Drawn by A. A. BOGDANOV and S. G. SARKISYAN

- | | |
|-----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1. Tremolite-hornblende complex | 7. Epidote horizon |
| 2. Actinolite-glaucophane horizon | 8. Horizon of stable minerals |
| 3. Garnet horizon | 9. Transitional bed. |
| 4. Pyroxene-hornblende complex | 10. Hydrochemical sediments (halit, gypsum and anhydrites of Kungurstory of the lower Perm) |
| 5. Hornblende horizon | 11. Sakmar and Artinsk sediments (lower Perm) |
| 6. Almandine horizon | |

Another example. The western wing of Baikovskaya trough is made up of variegated deposits which can be divided into two series (Fig. 3).

The first series is represented by polymict and quartz sandstones with intermediate layers of marls, siltstones and, less frequently, of limestones and conglomerates. The series is referred to the first three horizons of a pyroxene-hornblende complex.

The second series is distinguished by an abundant occurrence of conglomerates. Less frequently one can find there sandstones, siltstones and marls. The series is referred to the hornblende horizon of a pyroxene-hornblende complex.

Comparing Baikovskaya and Termin-Yelga structures, we arrive at a conclusion that the former ended its development earlier than the latter and, when the last trough (Burachinskaya) still continued to develop, the territory of Baikovskaya trough was already an area of sediment transfer.

In the northern part of the Bashkir Republic still continue to develop the sediments with pyroxene-hornblende complexes, while in its southern part one can observe a complete section of the Upper Permian sediments. There appears one more horizon with an epidote association of minerals which is referred to the Triassic period, as will be seen below. So from North to South the section has an increment due to the appearance of younger horizons.

A similar picture can also be observed in transition from East to West. In the extremely eastern sections the sediments are represented by the almandine horizon of a pyroxene-hornblende complex, while the western sections are made up of a complete set of variegated sediments. In order to determine the age of each horizon, we made mineralogical investigations of the faunistically characterized. Upper Permian sediments in the western regions of the Bashkir and partially Tartar Republics which are situated at the latitude of the development of the eastern sections.

A comparison to find out the age of the Upper Permian variegated sediments in the Bashkir Republic gives the following result.

1. The pyroxene-hornblende complex:
 - a) a horizon of stable minerals—the lower part of Ufa formations;
 - b) an epidote horizon—the upper part of Ufa formation;
 - c) an almandine horizon—spiriferous substory;
 - d) a hornblende horizon—conchiferous substory.
2. The tremolite-hornblende complex:
 - a) a garnet horizon—the lower part of the Tartar story (stockwork);
 - b) an actinolite-glaucophane horizon—the upper part of the Tartar story.

In the Perm Region, which is situated to the north from the Bashkir Republic, the Upper Permian Variegated sediments and known as Yougovskaya formation represented by intermediate layers of sandstones, siltstone, marls and clays with intervening layers of conglomerates, limestones and dolomites. No guiding fauna is available in these sediments. Yougovskaya formation is horizontal. The most frequent mineral in these sediments is the epidote with its concomitants: chlorite, biotite and, on rare occasions, ordinary hornblende.

In order to determine the age of Yougovskaya formation, it was necessary to study the mineralogical composition of the faunistically characterized Upper Permian sediments in Kirov Region. The mineralogical composition of Yougovskaya formation appeared to be close to that of Ufa formation and of spiriferous substory. As far as conchiferous sediments are concerned, they are different from Yougovskaya formation because of their higher content of ordinary hornblende, as against the Tartar story with additional presence of tremolite with actinolite. Stratigraphically Yougovskaya sediments are therefore the lowest horizons of the Upper Permian sediments in the Bashkir Republic.

Now we turn to the extreme south of the Pre-Urals fore trough.

In the Orenburg Region the Upper Permian and Triassic variegated sediments have a frequent occurrence. They are also very changeable lithologically and almost have no guiding fauna. The investigations have shown that the rocks of the Ufa formation are characterized by the association of stable minerals (zircon, garnets, etc.). The rocks of the Kazan story are mineralogically similar to those of the Ufa formation, but here rare epidote grains are present. The Tartar story sediments are distinguished by their high content of ordinary hornblende, while those of the Triassic layer by the abundance of epidote.

Similar mineralogical characteristic can be given to the variegated sediments of Aktubinsk Region.

In Emba Region, in the Permian-Triassic variegated sediments the Kazan story is distinguished by the complex of stable minerals; with the Tartar story showing disthen, staurolite and partially epidote. The Triassic sediments are distinguished by their high content of epidote.

As a result of mineralogical investigation, a gradual increment was established of the section from ancient horizons of the Upper Permian sediments in Perm Region (Ufa formation and spiriferous substory) to the appearance of Triassic rocks in the southern part of the Bashkir Republic, Orenburg and Aktubinsk Regions and in Emba Region. This can be explained by the fact that the Pre-Urals fore-trough as a container of Permian-Triassic rocks began to develop simultaneously all over its extension, but in the south its formation ended later (in the Triassic period), than in the north (the Kazan period) (Fig. 4).

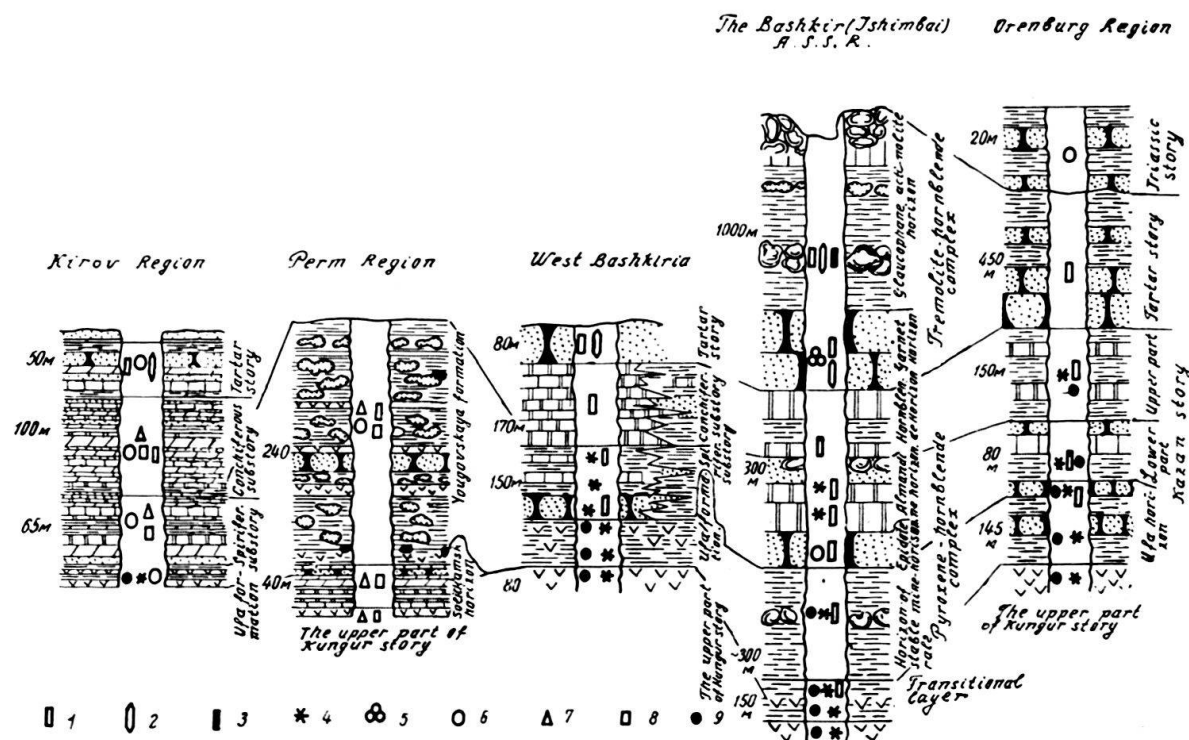


Fig. 4. Comparison between the Upper Permian sediments in the pre-Urals

- | | |
|--------------------------------------|-------------------|
| 1. Hornblende | 6. Epidote |
| 2. Tremolite | 7. Chlorite |
| 3. Glaucophane | 8. Biotite |
| 4. Almandine | 9. Stable mineral |
| 5. Garnets (almandine, grossularite) | |

IV. TERRIGENOUS-MINERALOGICAL PROVINCES; SOURCE AREAS AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION

In some periods of sedimentation of the Upper Permian and Triassic deposits throughout this vast territory a number of terrigenous-mineralogical provinces closely related to parent rocks of the Urals were outlined (Fig. 5).

Four terrigenous-mineralogical provinces were established in the Kazan period:

1. Epidote province–Perm Region;
2. Pyroxene-hornblende province–Bashkir Republic;
3. Province of stable minerals with epidote–Orenburg-Region;
4. Province of stable minerals–Emba Region (Temir).

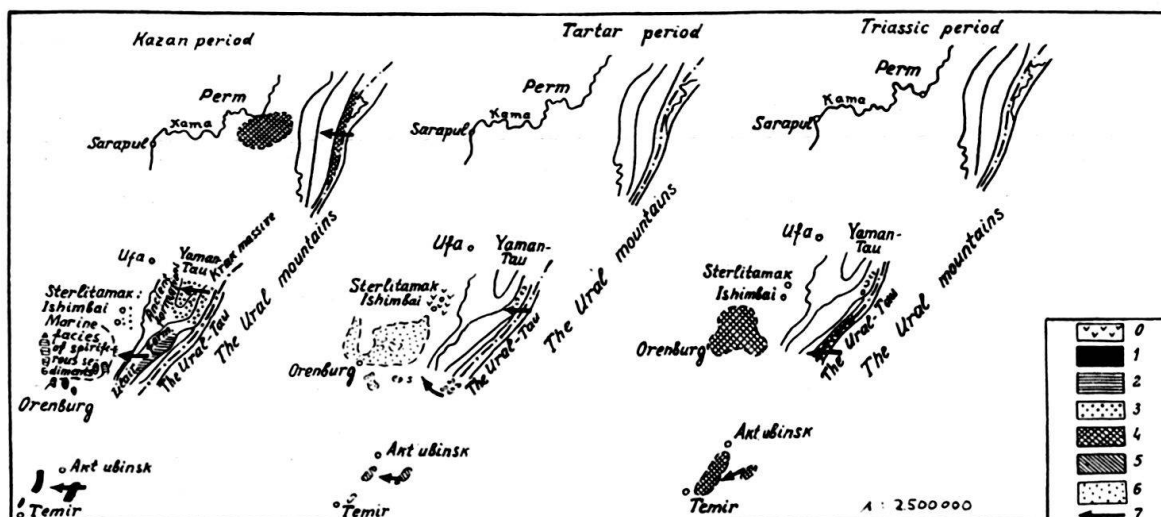


Fig. 5. Terrigenous-mineralogical provinces and feeding areas of the Upper Permian and Triassic variegated sediments in the Pre-Urals

- | | |
|---------------------------------------------|----------------------------------------|
| 0. Tremolite-hornblende province | 4. Epidote province |
| 1. Province of stable minerals | 5. Disthen-staurolite-epidote province |
| 2. Province of stable minerals with epidote | 6. Hornblende province |
| 3. Pyroxene-hornblende province | 7. Source areas |

Three terrigenous-mineralogical provinces are outlined in the Tartar period:

1. Tremolite-hornblende province–Bashkir Republic.
2. Hornblende province–Orenburg Region.
3. Disthen-Staurolite province–Emba Region (Temir).

One epidote province covering South Bashkiria, Orenburg, Aktubinsk and Emba region was outlined in the Triassic period.

A correlation between the paragenetic associations of minerals characterizing separate horizons belonging to the Upper Permian and Triassic sediments as well as the petrographic composition of pebbles and parent rocks of the western slope and central part of the Urals Range almost throughout its entire extension makes it possible to outline a succession of erosions which took place in the geological period under investigation. These erosions consequently covered the massives from west to east which made up the rapidly developing Urals Range and reached the Urals watershed at different stages during the formation of the Upper Permian and Triassic sediments (in the Kazan period in the north of the area under investigation, in the Tartar period in the centre part of the trough and in the Triassic Period in the south). Especially intensive were the stages of erosion related with the strong vertical movements of the Yaman Tau, Krak, Ural Tau massives, etc.

The hydrographical network was conditioned by the tectonic structures of the Urals extending in longitudinal direction. In the areas complicated by the latitudinal dislocations the river beds changed their direction and the water flowed from east to west.

The sedimentation took place under foothill conditions partially in deltaic environment, but mostly in the lakes and lagoons, in fresh-water and sometimes in saline lake bassins (especially during the first stages in which the Upper Urals sediments were formed).

V. CONCLUSION

Our investigations show wide possibilities of petrographical and mineralogical methods in the solution of the problems of singling out, of correlation, determination of age and establishment of the conditions in which the continental sediments were formed.

69. — JAN SCHEERE (Bruxelles¹): **Les conditions de sédimentation des grès du Westphalien A (zone de Genk) du Houiller belge.** Avec 9 figures de texte.

RÉSUMÉ

La composition minéralogique, la texture et la structure des grès westphaliens (Westphalien A, Zone de Genk) du bassin houiller de la Campine suggèrent une origine fluvatile.

Dès lors, de par leur grande extension latérale et par suite des directions des courants dans tous les sens, le système fluvatile était celui des rivières à chenaux entrelacés (braided rivers).

L'étude statistique des 85 mesures des directions de courant indique un large secteur d'écoulement plutôt qu'une direction privilégiée. Ce secteur est entre l'WNW et l'ESE, par le N.

1. INTRODUCTION

La sédimentologie des grès westphaliens n'a fait l'objet que d'un nombre très restreint de publications.

Il est généralement admis que les grès ont une origine fluvatile, sans pour autant que cette origine soit démontrée, ni les conditions de sédimentation précisées.

Parmi les premiers, RAISTRICK et MARSHALL²) ont émis l'opinion d'une sédimentation fluvatile pour les grès du houiller productif.

THIADENS & HAITES³) assument une sédimentation fluvatile pour *tous* les sédiments stériles entre deux couches de houille.

En Belgique, A. DELMER⁴) a attiré l'attention sur les analogies de la sédimentation fluvatile actuelle, telle qu'elle fut décrite par EDELMAN⁵), et la sédimentation westphalienne.

¹) Association pour l'Etude de la Paléontologie et Stratigraphie Houillères, 31, rue Vautier. Bruxelles.

²) RAISTRICK, A., & MARSHALL, C. E., 1939, pp. 26-27.

³) THIADENS, A. A., & HAITES, T. B., 1949.

⁴) DELMER, A., 1952.

⁵) EDELMAN, C. H., 1950.

Enfin, EDELMAN⁶⁾ lui-même a suggéré récemment des analogies possibles entre la sédimentologie du delta Rhin et Meuse et celle du Carbonifère.

Nos levés de détail, exécutés principalement dans le gisement houiller de la Campine et concernant la zone de Genk (Westphalien A supérieur), nous permettent actuellement de préciser davantage les textures et structures des grès et d'avancer une conclusion concernant leur mode de sédimentation.

2. PÉTROGRAPHIE DES GRÈS

a) Caractères macroscopiques

Les bancs de grès ont une extension latérale *considérable*, mais discontinue.

Les grès sont généralement à grain fin. Par endroits ils peuvent enfermer des galets, originellement mous, de schiste et de sidérose⁷⁾, et constituer des conglomérats intraformationnels.

En d'autres endroits on trouve dans les grès des lits continus ou discontinus, des barres, des lentilles ou des nodules de sidérose.

Les grès peuvent contenir des débris de lamellibranches non marins, mais le fait est rare. Beaucoup plus fréquemment on y trouve des tiges et des troncs, ou, le long des joints, une matière charbonneuse résultant de l'empilement de débris végétaux.

b) Caractères microscopiques

La composition minéralogique des grès peut aisément se lire sur le diagramme triangulaire (fig. 1) ci-dessous⁸⁾, où $Q > 0,02$ mm représente des grains détritiques de quartz principalement, de chert, de quartzite et de quelques débris de schiste de dimensions supérieures à 0,02 mm, et

$F > 0,02$ mm, les grains de feldspaths de dimensions supérieures à 0,02 mm;

$M.d.f. < 0,02$ mm est la masse de fond constituée de minéraux (minéraux d'argile principalement, carbonate et grains de quartz) dont les dimensions sont inférieures à 0,02 mm, ainsi que de quelques grains de schiste dont les contours ne sont pas toujours assez précis pour les séparer de la masse des minéraux argileux formant la matrice.

Ces grès sont donc caractérisés par une masse de fond dont le pourcentage est compris entre 24 et 65 % de la totalité de la roche.

Si le pourcentage de la masse de fond est supérieur à 65, la roche passe à un schiste sableux et ensuite à un schiste argileux. Si le pourcentage de la masse de fond est inférieur à 24, la roche passe à un grès quartzeux et à un quartzite.

On peut remarquer que les feldspaths ne sont jamais nombreux (maximum 7,5 %).

D'après la nomenclature américaine, ces grès sont des «sub-graywackes»⁹⁾.

Les grains $> 0,02$ mm ont, pour l'ensemble des grès¹⁰⁾

– un degré d'arrondi de 0,5;

⁶⁾ Id., 1956.

⁷⁾ SCHEERE, J., 1957.

⁸⁾ Ce diagramme complète celui publié par nous en 1954, p. 39.

⁹⁾ KRYNINE, P.D., 1948. PETTIJOHN, F.J., 1957. KRUMBEIN, W.C., & SLOSS, L.L., 1951.

¹⁰⁾ SCHEERE, J., 1954.

- un degré de sphéricité de 0,5 à 0,7;
- un diamètre moyen corrigé $\cong 0,092$ mm¹¹). (Le diamètre moyen maximum correspond à 0,11 mm, avec grain le plus grand 0,24 mm.)

Le classement des grains est moyen à mauvais.

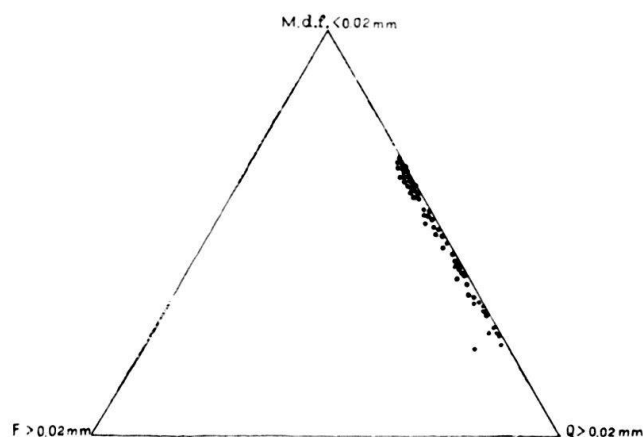


Fig. 1

A titre de comparaison, nous faisons suivre ci-dessous un tableau donnant la répartition granulométrique des sédiments fluviaux détritiques du delta du Mississippi¹²), résultant de la moyenne de 300 analyses. Les traits horizontaux interrompus ont été ajoutés par nous-même pour montrer la similitude avec les grès décrits ci-dessus.

Designation	Diameter of particles in mm	%
Coarse Sand	1-0.50	Tr
Medium Sand	0.50-0.25	Tr
Fine Sand	0.25-0.125	6
Very fine Sand	0.125-0.0625	23
	0.0625-0.0312	30
Silt	0.0312-0.0156	16
	0.0156-0.0078	7
	0.0078-0.0039	7
Clay	< 0.003	11

¹¹) Moyenne de 200 analyses granulométriques au microscope. Une partie de ces grès sont des «siltstones».

¹²) RUSSEL, R. J., et RUSSEL, DANA R., 1955, p. 166.

3. STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

- Dans le cadre de cette publication nous ne traiterons que
- du litage, par quoi nous entendons les joints de stratification internes plus ou moins horizontaux,
 - des ripple-marks,
 - de la stratification entrecroisée.

a) *Le litage*

Du point de vue litage, les grès peuvent être massifs, feuilletés ou straticulés¹³⁾, et généralement un même complexe de grès peut présenter ces trois structures, et les répéter à plusieurs reprises.

La figure 2 montre – pour trois profils – la succession des roches entre deux couches de houille et rend compte des rapports mutuels des grès et des schistes sous- et susjacentes.

Helchteren et Zolder
Sondage N° 1

Helchteren et Zolder
Burquin 812/5

Winterslag. Plan
(Grêle) vers 690

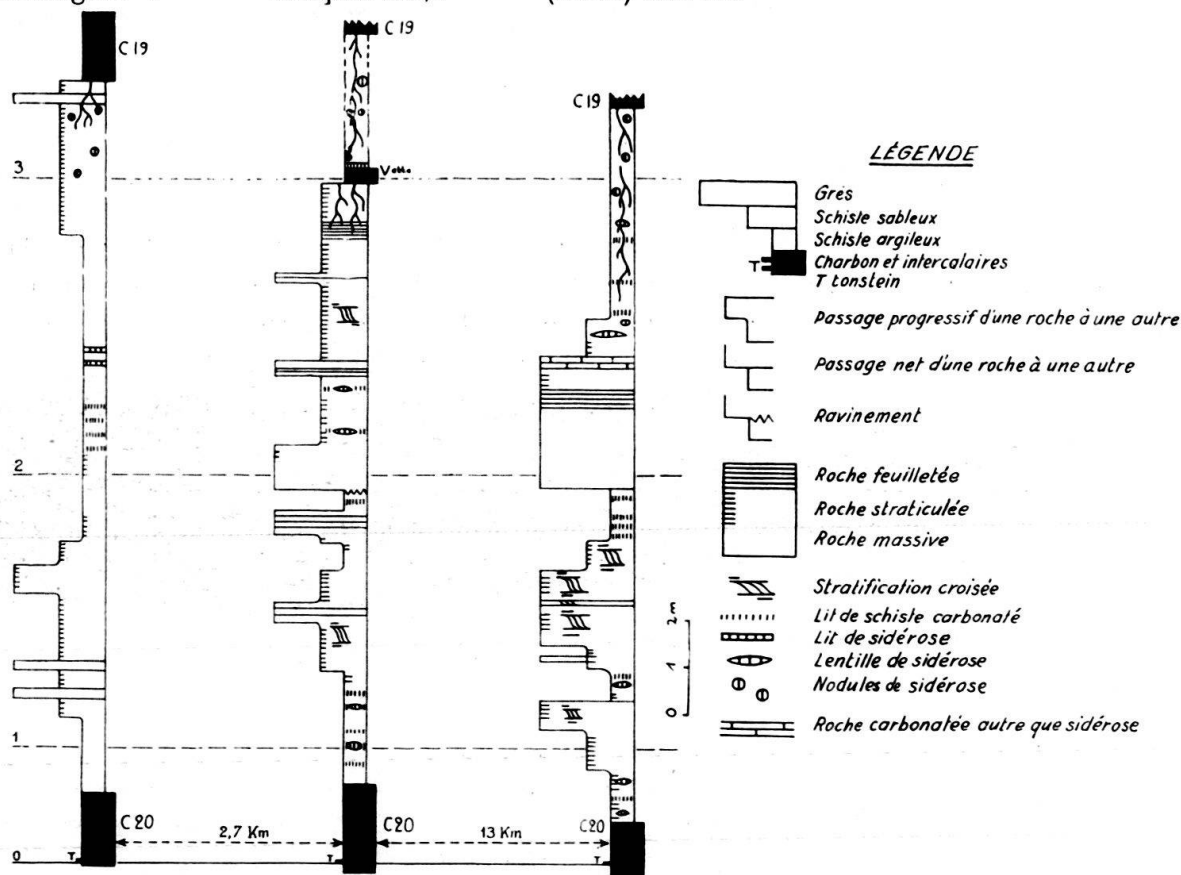


Fig. 2

¹³⁾ SCHEERE, J., 1954.

Grès feuilleté: Grès à joints, réguliers ou irréguliers, très rapprochés (1 à 5 mm), couverts de haecksel charbonneux et de muscovite.

Le feuilletage est sédimentaire.

Grès straticulé: Grès composé d'une alternance de fins (5 à 2 mm) lits de grès et de fins (3 à 0,5 mm) lits de schiste.

Les straticules de grès sont donc plus épaisses que les straticules de schiste. Dans le cas contraire, la roche est un schiste straticulé.

Si le grès n'est ni straticulé, ni feuilleté, il est massif.

Les deux profils de gauche sont distants d'environ 2,7 km et ont été levés au siège de Voort des Charbonnages de Helchteren et Zolder. Le profil de droite a été échantillonné au siège de Winterslag des Charbonnages de Winterslag, distant du siège de Voort de 13 km.

La synonymie des couches inférieures est établie par la présence d'un tonstein¹⁴), pris comme horizontale de base.

Les profils permettent de se rendre compte du fait que *la plus grande partie des roches, tant schistes que grès, sont straticulées*.

Les straticules des grès ne sont pas continues; elles ne sont pas constantes en épaisseur, mais plutôt lenticulaires (lentilles très étirées en coupe normale); elles ne sont pas granuloclassées.

Ces straticules peuvent même raviner (à l'échelle du millimètre ou du centimètre) les straticules schisteuses, et éventuellement présenter des phénomènes de «Scour and fill» avec stratifications obliques (fig. 3 et fig. 4).



Fig. 3

Les roches feuilletées, quoique moins nombreuses que les roches précédentes, ne sont néanmoins pas négligeables. Le feuilletage se rencontre principalement dans les grès et les schistes sableux.

Dans les grès et schistes sableux, ce feuilletage peut être régulier et irrégulier, et il semble bien que le feuilletage irrégulier prédomine.



Fig. 4. Niveau 213 de Helchteren et Zolder

b) Les ripple-marks

Les ripple-marks ne sont pas abondants, ou plutôt nous croyons qu'on ne les identifie que rarement, car il faut pour les déceler que la paroi des travers-bancs horizontaux ou verticaux les recoupe normalement aux crêtes.

Nous en avons trouvé sept pour une puissance totale de roches examinées d'environ 1300 m. Les rides sont asymétriques, avec des amplitudes et des longueurs d'onde très variables; mais le rapport amplitude-longueur d'onde reste sensiblement constant.

Les extrêmes observés sont

	Amplitude	Longueur d'onde	Rapport
Grès sous couche 29 (Winterslag)	0,40 m	4 à 5 m	1/10 à 1/12
Niveau 278 (Helchteren et Zolder)	0,003 m	0,04 à 0,05 m	1/12 à 1/15

¹⁴) SCHEERE, J., 1956.

Les ripple-marks que nous avons pu repérer se trouvent au sommet d'un banc de grès massif ou straticulé, lui-même surmonté par un schiste sableux (ou même argileux) straticulé.

c) *La stratification entrecroisée*

A l'opposé des ripple-marks, les stratifications entrecroisées sont très nombreuses.

α) Il s'agit principalement de stratifications entrecroisées arquées¹⁵), telles qu'elles sont représentées par les figures 5a et 6. En coupe verticale, et dans la direction du courant (voir flèche fig. 5a et b), les straticules sont concaves vers le haut, et la base est sensiblement tangente aux straticules horizontales inférieures, les sommets étant plus ou moins arasés par les straticules horizontales supérieures.

Un ensemble de straticules disposées de cette façon est de forme lenticulaire fortement aplatie, avec le grand axe dans la direction des strates arquées. Dans les grès straticulés de la zone de Genk – Westphalien A supérieur – les lentilles ont en moyenne des axes respectivement de 15, 10 et 2 cm (fig. 7).

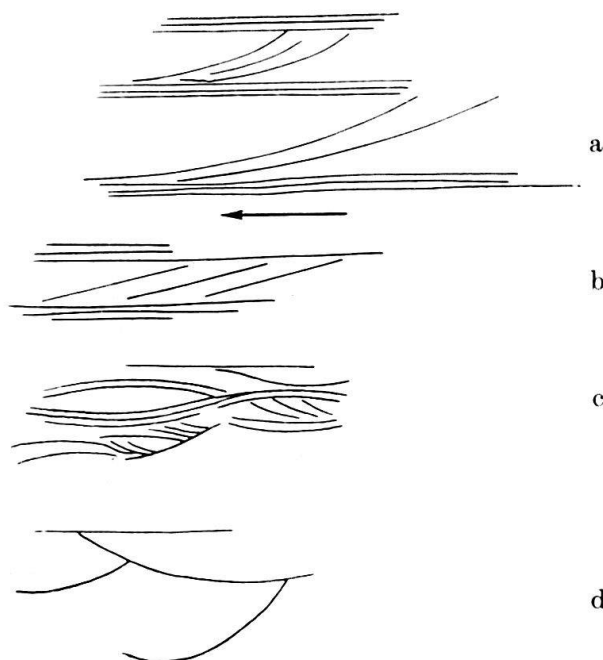


Fig. 5. Types de stratifications entrecroisées.

Pour a et b, la direction du courant est indiquée par la flèche.

Une coupe normale à la première montre ou une stratification oblique ondulée (fig. 5c), ou une straticulation plus ou moins régulière et horizontale.

β) D'autres structures entrecroisées, se produisant dans des grès feuilletés, montrent des straticules obliques ne s'incurvant pas et restant sensiblement parallèles les unes aux autres (fig. 5b).

Ici également la forme de l'ensemble est lenticulaire, et les dimensions des lentilles sont un peu supérieures aux précédentes.

¹⁵) Tabular cross-bedding = current bedding = stratification croisée deltaïque, etc.

Une coupe normale à la précédente montre de la même façon une stratification ondulée (fig. 5c) ou une straticulation plus ou moins horizontale.

γ) Un bon nombre de grès (feuilletés) montrent, quelle que soit la direction du plan de la coupe effectuée, une stratification entrecroisée ondulée (fig. 5c et fig. 7) avec bombement des strates vers le haut ou creusement vers le bas.

δ) Il existe enfin, dans les grès massifs à feuilletés, une stratification oblique lenticulaire (fig. 5d); nous ne l'avons pas observée fort souvent.

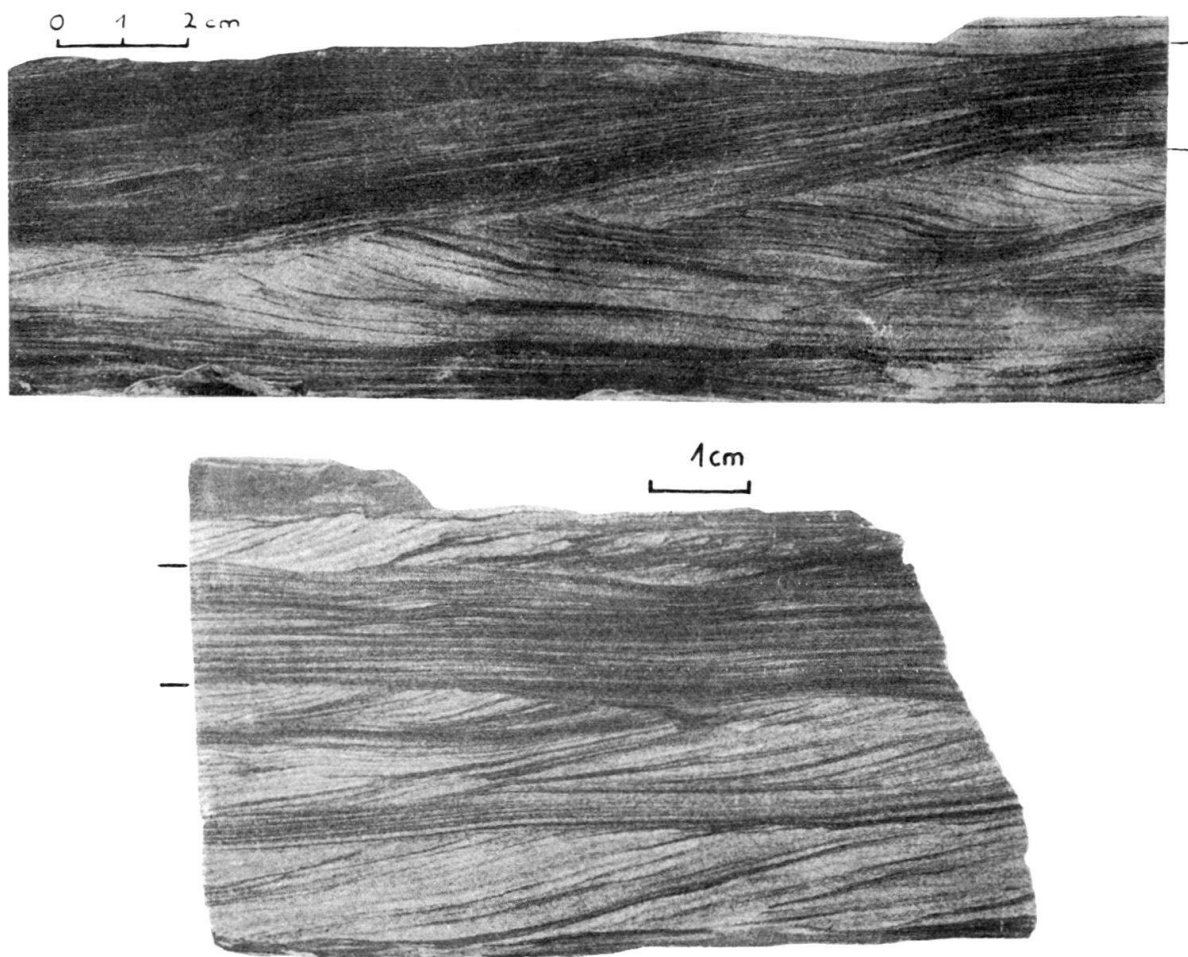


Fig. 6. Niveau 252 de Helchteren et Zolder. Deux faces d'une même roche, montrant la stratification arquée et ondulée (en haut).

L'allure lenticulaire du groupe de straticules: les deux traits horizontaux aux bords des photos permettent le raccord des deux faces.

4. CONCLUSIONS

a) Le faciès fluviatile des grès semble pouvoir se déduire de l'ensemble des observations concernant leur composition minéralogique et leur structure.

Plaident en effet pour une origine fluviatile:

- les changements fréquents de texture et la tendance irrégulière et lenticulaire de la straticulation qui en résulte, de même que l'association intime argile-sable;
- la présence de galets mous de schiste et de sidérose¹⁶;

¹⁶) SCHEERE, J., 1957. DUNBAR, C. O., & RODGERS, J., 1957, p. 64.

- la présence de «current ripple-marks» et l'absence de «wave ripple-marks»;
- l'abondance des stratifications entrecroisées type «current cross-bedding»;
- la granulométrie et le classement moyen à mauvais des grains;
- la présence, rare il est vrai, de lamellibranches non marins.

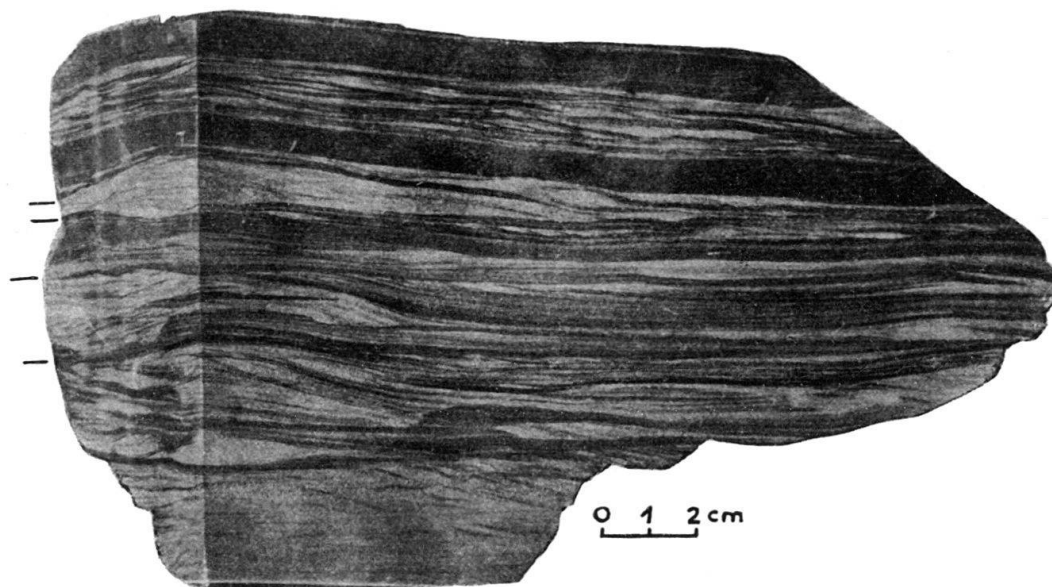


Fig. 7. Niveau 264 de Helchteren et Zolder. Allure lenticulaire des groupes de straticules, bien visible pour les groupes indiqués par des traits.

b) Le système fluvial responsable des grès, dont l'extension latérale est grande mais irrégulière, et dont la succession verticale est très irrégulière (voir fig. 2), semble ne pouvoir être attribué qu'à un système fluvial à chenaux entrelacés et méandres divagants (braided rivers), qui seul peut fournir l'explication du large étalement latéral des grès, ainsi que des discordances d'érosion locales (fig. 2) (celles-ci résultant de débordements lors du colmatage de bras de rivières).

Dans ce système, les grès straticulés (et une partie des schistes sableux straticulés) représenteraient les sédiments des lits fluviaux (sable limoneux), tandis que les grès massifs seraient les bancs de sable se déplaçant au gré des variations de débit.

Une partie des grès feuilletés (à stratification oblique onduleuse) pourrait également représenter un dépôt fluvial, tandis que les grès à straticulation et feuilletage réguliers pourraient être le résultat d'une sédimentation par décantation dans des cuvettes (de ? débordement).

Le système des «braided rivers» fournit de même une explication aux mesures de direction de courant, que nous avons effectuées en nous servant des stratifications entrecroisées (3. c. α et 3. c. β). (Voir 5.)

Nous avons groupé ci-dessous (fig. 8) sur une rose des vents le nombre de mesures fournissant une direction de courant dans la direction de la flèche¹⁷).

¹⁷) Les imprécisions dues aux conditions de travail, à l'orientation de la face du travers-bancs horizontal ou vertical par rapport à la coupe normale la meilleure, nous ont forcé à ramener toutes nos mesures aux quatre points cardinaux et aux quatre directions intermédiaires.

Chiffres extérieurs: Helchteren et Zolder	65 mesures
Chiffres intérieurs: Winterslag	20 mesures
Total	85 mesures

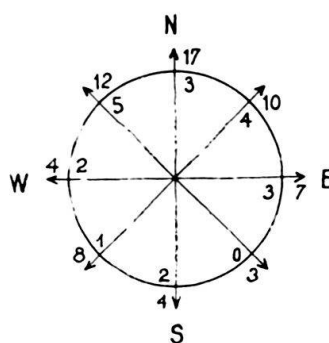


Fig. 8

On peut constater que pour l'ensemble des mesures faites (85), bien qu'il y ait des directions privilégiées, il y a également des courants dans tous les sens; ce qui est bien le fait de chenaux entrelacés à déplacement rapide et continu des méandres.

Pour un même complexe gréseux, des mesures (faites en succession verticale ou en extension latérale) peuvent fournir également des courants de toutes directions.

A la lumière de ce qui a été exposé jusqu'ici, et malgré la schématisation peut-être exagérée, la comparaison des trois profils de la figure 2 permet d'esquisser quelques aspects paléogéographiques.

L'horizontale de base est le tonstein de la couche 20. En effet, nous avons déjà signalé ailleurs¹⁸⁾ que ce tonstein est synchrone sur toute son étendue, et constitue donc une horizontale paléogéographique à un moment bien défini.

Les horizontales 1, 2 et 3 figurées à travers les trois profils, peuvent être considérées comme recoupant les trois profils à des moments sensiblement identiques¹⁹⁾. Les points d'intersection des horizontales avec les trois profils représentent donc:

	Sondage 1	Burquin 812/5	Winterslag
3:	lit fluvial (sable limoneux)	forêt	cuvette (nappe d'eau)
2:	cuvette (nappe d'eau)	banc de sable (sable fluvial)	banc de sable (sable fluvial)
1:	cuvette (nappe d'eau)	cuvette (nappe d'eau)	lit fluvial (sable limoneux)

La multiplication des profils permettrait une délimitation assez précise des zones paléo-morphologiques. Mais il est très difficile d'obtenir un réseau serré de profils, par suite de la nature même des travaux souterrains.

¹⁸⁾ SCHEERE, J., 1956.

¹⁹⁾ Les bases des couches 19 sur la figure ne doivent pas être reliées, car les échelles verticales et les distances horizontales sont trop différentes. La pente réelle entre ces bases n'est même pas de 1% entre les profils de gauche, de 0,01% entre les deux profils extrêmes.

5. ENSEMBLE STATISTIQUE²⁰⁾

L'ensemble des observations, pour les deux Charbonnages (Helchteren et Zolder & Winterslag), comporte 85 mesures réparties suivant 8 directions principales.

Cet ensemble est cyclique.

L'histogramme des fréquences (fig. 9a) indique une distribution de caractère peu prononcé, dont la valeur moyenne $m = 7,2$ et l'écart quadratique $\sigma = 3,464$.

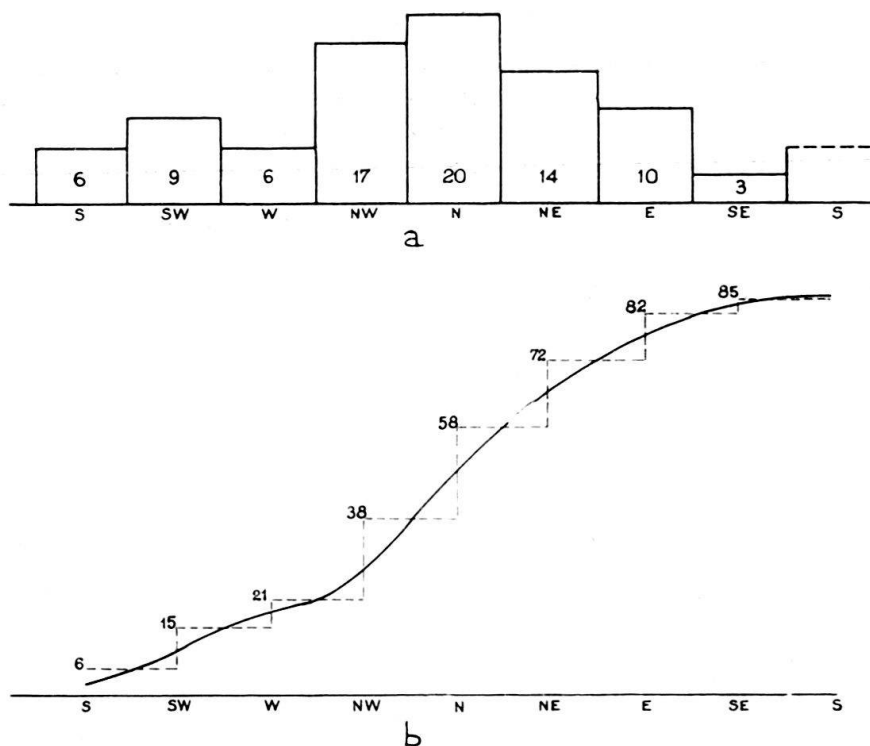


Fig. 9

Cet écart σ est très grand par rapport à la répartition circulaire, puisque pratiquement le domaine total est compris dans

$$7,2 - 2 \times 3,464 < x < 7,2 + 2 \times 3,464$$

$$\text{c'est-à-dire } 0,272 < x < 14,128 .$$

Ces résultats excluent la possibilité d'ajustement par une distribution normale ou autre distribution apparentée.

D'autre part, si la distribution se faisait au hasard, on aurait

$$m_x = 7,5$$

$$\text{et } \sigma_x^2 = 18,75 \quad \text{d'où } \sigma_x = 4,32$$

et on pourrait dire que le σ observé est trop faible pour que l'hypothèse de la distribution uniforme soit admissible.

Il est par ailleurs difficile d'admettre qu'il existe une part de hasard pur, car sur le polygone des fréquences cumulées (fig. 9b) il faudrait qu'aux extrémités du diagramme les pentes soient identiques.

²⁰⁾ Avec la collaboration de M. E. FRANCKX, Professeur de mathématiques à l'Ecole Royale Militaire de Belgique; nous l'en remercions vivement.

Dès lors, on peut se demander si la courbe de fréquence ne résulte pas du mélange de deux variables stochastiques. Le diagramme indique en effet deux maxima:

le premier pour une direction SW: 9

le deuxième pour une direction N: 20.

On pourrait essayer de subdiviser la courbe de fréquence en deux composantes normales suivant la méthode de Pearson, mais une telle décomposition est difficile étant donné le petit nombre d'observations.

Toutefois il est peut-être plus indiqué d'attirer l'attention sur le minimum, qui est situé vers le SE. En effet ce minimum indique la direction dans laquelle peu de courants se sont dirigés, et donnerait de ce fait une direction amont ou une direction générale d'écoulement du SE vers le NW.

Toutefois, le caractère peu prononcé de l'histogramme des directions, tendrait à faire admettre, plutôt qu'une direction privilégiée, un secteur privilégié de directions d'écoulement entre l'WNW et l'ESE, par le N.

BIBLIOGRAPHIE

- DELMER, A. (1952): *La sédimentation cyclique et notamment la sédimentation houillère considérée comme un phénomène d'oscillations de relaxation autoentretenues*. C. R. III^e Congr. Strat. Géol. Carbon. Heerlen 1951, Maastricht, 1, pp. 135-139.
- DUNBAR, C. O., & RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy*. New York, Wiley & Sons, 356 p., 123 fig.
- EDELMAN, C. H. (1950): *Inleiding tot de Bodemkunde van Nederland*. Amsterdam, Noord-Hollandsche Uitgevers Mij, 158 p., 25 foto's.
- (1956): *Sedimentology of the Rhine and Meuse Delta as an example of the sedimentology of the Carboniferous*. Verh. geol.-mijnb. Genoot. Neder. [geol. S.] (= Gedenkboek H.A. Brouwer), 's-Gravenhage, Deel XVI, pp. 64-75, 9 fig.
- KRUMBEIN, W. C., & SLOSS, L. L. (1951): *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco, Freeman & Co., 497 p.
- KRYNINE, P. D. (1948): *The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks*. J. Geol., Chicago, 56, n° 2, pp. 130-165, 15 fig., 4 tabl.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks* (2^d Edition). New York, Harper & Brothers, 718 p., 173 fig.
- RUSSEL, R. J., & RUSSEL, DANA R. (1955): *Mississippi River Delta Sedimentation*, in *Recent Marine Sediments: A Symposium*. Ed. P. D. Trask, pp. 153-177.
- RAISTRICK, A., & MARSHALL, E. (1939): *The nature and origin of coal and coal seams*. London, English Univ. Press.
- SCHEERE, J. (1954): *Contribution à l'étude lithologique du terrain houiller de Belgique. — Les roches stériles de la zone de Genk (Westphalien A supérieur) aux charbonnages de Helchteren et Zolder (Campine)*. Vol. Jub. V. Van Straelen, Bruxelles, vol. I, pp. 1-73, 22 fig., 9 pl.
- (1956): *Nouvelle contribution à l'étude des tonsteins du terrain houiller belge*. Publ. Ass. Etud. Paléont., Bruxelles, n° 26, 54 p., 5 pl.
- (1957): *Conglomérats intraformationnels et à galets mous du Westphalien belge*. Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr., Bruxelles, 66, fasc. 2, pp. 236-251, 3 fig., 2 pl.
- THIADENS, A. A., & HAITES, T. B. (1944): *Splits and Wash-outs in the Netherlands Coal Measures*. Meded. geol. Stichting, Maastricht, Serie C - II - 1, n° 1, 51 p., 5 fig., 2 cartes.

70. — ADOLF SEILACHER (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt a. M.): **Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse.** Mit 1 Textfigur und 3 Tabellen.

Summary: "Flysch" and "Molasse" are facies terms and should be used for two dissimilar types of either iso- or heterochronic formations of a certain lithological, biological and tectonical aspect. While there is little doubt about the shallow water environment of the molasse, the origin of the flysch is still debated. Here invertebrate trails and burrows, which are about the only sure remains of autochthonous benthonic life, play an important role as facies indicators. Their unique ecological character as well as uniformity in time and space indicate a deep rather than shallow water environment for the flysch ichnofossils.

A. Flysch und Molasse als Faziestypen

1. Über die Faziesbegriffe

Einem allgemeinen Gebrauch zufolge sind «Flysch» und «Molasse» Faziesbegriffe. Eine geologische Fazies umfasst eigentlich die «Summe der primären petrographischen und paläontologischen Merkmale einer Ablagerung» (Definition von E. KAYSER in Neufassung von H. SCHMIDT, 1956). Vielfach wird aber auch aus der Gesamtfazies ein einzelner Aspekt als Litho-, Bio- oder auch Tektofazies herausgegriffen, ja man kann noch spezieller z. B. eine chemische Fazies oder eine Ichnofazies unterscheiden.

Fazies ist also zunächst rein empirisch und deskriptiv fundiert und genau wie eine zoologische Art durch Angabe eines Typus-Vorkommens eindeutig fixierbar. Ihren wissenschaftlichen Sinn erhält die Fazieskunde jedoch erst durch die genetische Deutung. Jede Fazies ist Ausdruck eines bestimmten Bildungsmilieus (environment), das mit heutigen Sedimentationsräumen verglichen werden kann. Ebenso kennzeichnen verschiedene Litho-, Bio- und Tektofazies entsprechende Litho-, Bio- und Tektotope. Von der Deutung her erhalten die Faziesbegriffe auch ihre systematische Ordnung, und es hängt weitgehend vom Blickwinkel des einzelnen Forschers ab, ob dabei lithologische, biologische oder tektonische Gesichtspunkte in den Vordergrund gestellt werden (H. SCHMIDT, 1935; ARBENZ, 1919).

Faziestypen sind im Prinzip zeitlos. Zur geologischen Chronologie verhalten sie sich ähnlich wie die ökologischen Anpassungstypen (Lebensformtypen) zur zoologischen und botanischen Systematik. Ebenso wie eine organische Form erst durch Angabe sowohl ihrer taxionomischen als ihrer ökologischen Stellung prägnant charakterisiert ist, wird auch die Deutung eines Gesteins durch gleichzeitige Angabe der chronologischen und der fazziologischen Koordinate am klarsten ausgedrückt.

Da der Faziesbegriff von der Zeit unabhängig ist, kann man mit gleichem Recht gleichaltrige (isochrone) oder verschiedenalttrige (heterochrone) Fazies zueinander in Beziehung setzen – je nachdem die räumliche Verteilung zu einem bestimmten Zeitpunkt oder die zeitliche Entwicklung an einem bestimmten Orte dargestellt werden soll. Dafür besondere Termini einzuführen (Fazies bzw. Lithofazies, vgl. MOORE, 1949 und NABHOLZ, 1951), erscheint weder logisch noch praktisch gerechtfertigt. Die ohnehin unerlässliche Altersangabe wird in jedem Falle zeigen, worum es sich handelt.

Natürlich zeigt eine bestimmte Fazies im Lauf der Erdgeschichte nicht immer das gleiche Bild. Vor allem die Biofazies wird durch verschiedene klimatische Bedingungen und phylogenetischen Formenwechsel variiert; aber auch manche Gesteinstypen lassen durch ihre Zeitgebundenheit einen Zusammenhang mit lebensgeschichtlichen Veränderungen erkennen (DEHM, 1956). Ein Argument gegen das Zusammenfassen heterochroner, aber sonst ähnlicher (isoper) Vertreter einer Fazies lässt sich daraus nicht ableiten, denn auch gleichzeitige Fazies zeigt stets klimatisch oder biogeographisch bedingte Abwandlung. Von solchen historischen Besonderheiten muss man absehen, wenn man zu allgemeingültigen Faziesbegriffen kommen will, so wie umgekehrt erst der von allen faziellen Besonderheiten gereinigte stratigraphische Bericht eine brauchbare Chronologie zu liefern vermag.

In diesem Sinne sollte man auch die Begriffe Flysch und Molasse nicht zeitlich beschränken. Allerdings setzt eine begriffliche Zusammenfassung sehr verschieden alter Schichten grösste Vorsicht und die Berücksichtigung aller Aspekte der jeweiligen Fazies voraus.

2. Tekto-, Litho- und Biofazies von Flysch und Molasse

a) Tektofazies

Flysch und Molasse ähneln sich durch grosse Mächtigkeit und räumliche Bindung an Zonen der Gebirgsbildung und werden als orogene Sedimente den epikontinentalen gegenübergestellt. Sie unterscheiden sich jedoch durch ihre zeitliche Stellung im orogenen Sedimentationszyklus (ARBENZ, 1919).

Der Flysch ist synorogen und fällt mit der Hauptfaltung und der Herausbildung langgestreckter Tröge und schmaler, schuttliefernder Inselketten oder Kordillieren zusammen.

Die Molasse ist postorogen und entspricht der Heraushebung des Gebirgskörpers. Infolgedessen ist meist auch die tektonische Verformung geringer.

b) Lithofazies

In Flysch und Molasse überwiegen die klastischen Sedimente. Diese zeigen aber bei näherer Betrachtung charakteristische Unterschiede.

Die Molasse umfasst neben Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen auch bituminöse Schiefer. Die Sandsteine keilen rasch aus und zeigen neben Schleifmarken und wechsellagerter Schrägschichtung auch Oszillationsrippeln, Flaserschichtung und Prielfüllungen. Sie ähneln dadurch vielen epikontinentalen Sandsteinen.

Im Flysch dagegen fehlen bituminöse Schiefer, Oszillationsrippeln, Flaserschichtung und Prielfüllungen. Dafür treten Saigerungsschichtung (graded bedding), innere Wulst-Texturen (convolute lamination) und Unterseiten-Wülste (load casts) häufiger auf. Die Bankung ist weiträumiger, die aus den Marken ablesbare Strömungsrichtung räumlich und zeitlich konstanter als in der Molasse.

c) Biofazies

Biologisch gesehen ist der Unterschied noch stärker. Der lithologischen Wechselhaftigkeit der Molasse entspricht ein rascher räumlicher und zeitlicher Wechsel von marinen, brackischen und fluviatilen Faunen, von denen reichlich und gut erhaltene Schalenreste, aber auch Lebensspuren vorliegen.

Der Flysch dagegen enthält nur wenige und nur marine Körperfossilien, und zwar noch am häufigsten und formenreichsten in den gröberen Sand- und Konglomerat-Lagen (KREJCI-GRAF, 1930, S. 12). Aber gerade da ist nach neueren Vorstellungen an sekundäre Verfrachtung zu denken. Die pelitischen Lagen dagegen sind sehr arm an Körperfossilien und enthalten vorwiegend nektonische, planktonische oder pseudoplanktonische Arten. Bodenfauna ist fast nur durch Lebensspuren belegt und deutet auf Sauerstoffarmut, d. h. auf Stillwasserfazies im Sinne von H. SCHMIDT, 1935. Der Charakter der Körperfossilien zeigt nach KREJCI-GRAF (1930, S. 14) kaltes Wasser an.

3. Ichnofazies von Flysch und Molasse

Spurenfossilien sind in Flysch und Molasse nicht selten und spielen beim bionomischen Vergleich der beiden Formationen eine besondere Rolle. Ihre Bedeutung ergibt sich schon daraus, dass im Flysch andere Reste der Bodenfauna weitgehend fehlen. Aber darüber hinaus sind ja Spuren in jedem Falle und im strengsten Sinne autochthon und können nicht wie Körperfossilien (etwa durch Trübungsströmungen) aus anderen Lebensräumen herantransportiert sein. Dieser Umstand und die ökologische Aussagekraft machen die Lebensspuren zu Faziesfossilien erster Ordnung. Allerdings müssen sie zu diesem Zweck erst genauer bestimmt werden. Nur wenn man die verschiedensten Typen als «Fukoiden» oder «Hieroglyphen» zusammenfasst, gilt der Satz von STRAUZ (1928, S. 94), dass Spurenfossilien zur Bestimmung der Fazies unbrauchbar seien.

Wie an anderer Stelle (SEILACHER 1954 und 1955) ausführlicher dargelegt wurde, unterscheiden sich die Spurengesellschaften (Ichnocoenosen) von Flysch und Molasse in auffallender Weise. Es handelt sich aber nicht nur um eine Faunenverschiebung in dem Sinne, dass die einzelnen Arten durch andere vikariierend ersetzt wären. Vielmehr herrscht im Flysch ein Lebensformtyp oder, besser gesagt, eine Verhaltensweise, welche in der Molasse kein Gegenstück hat. Wir meinen damit die in vollkommenster Weise «parkettierenden» Weidespuren und Fressbauten, welche jedem Betrachter durch ihre Regelmässigkeit in die Augen fallen (vgl. Tab. 1–3).

Die Spurenfauna der marinen Molasse andererseits ist nicht nur formenärmer, sondern sie erhält durch das stärkere Hervortreten von Ruhespuren verschiedener Art ihr eigenes ökologisches Gepräge.

Dieser Unterschied, welcher durch «Spurenspektren» (Fig. 1) auch graphisch zum Ausdruck gebracht werden kann, erhält sein besonderes Gewicht dadurch, dass er sich bei geologisch viel älteren Ichnocoenosen ebenso nachweisen lässt – allerdings mit anderen, im echten Sinne vikariierenden Spuren-Arten. Ichnocoenosen vom Flysch-Typ finden sich u. a. im Kulm und höheren Devon des variskischen Orogens (RABIEN, 1956), im Silur der britischen Kaledoniden und viel-

leicht sogar schon im Kambrium (bzw. «Eokambrium») Irlands und der Bretagne. Als Fundschichten Molasse-ähnlicher Spurenfaunen seien der Quadersandstein, gewisse Jura-Sandsteine der Kanalküste und Deutschlands, die eotriadischen Seiser-Schichten in Südtirol, Teile des Oberkarbons und Oberordoviziums von Ohio und kambrische Sandsteine in Pakistan, Schweden, Spanien und USA genannt.

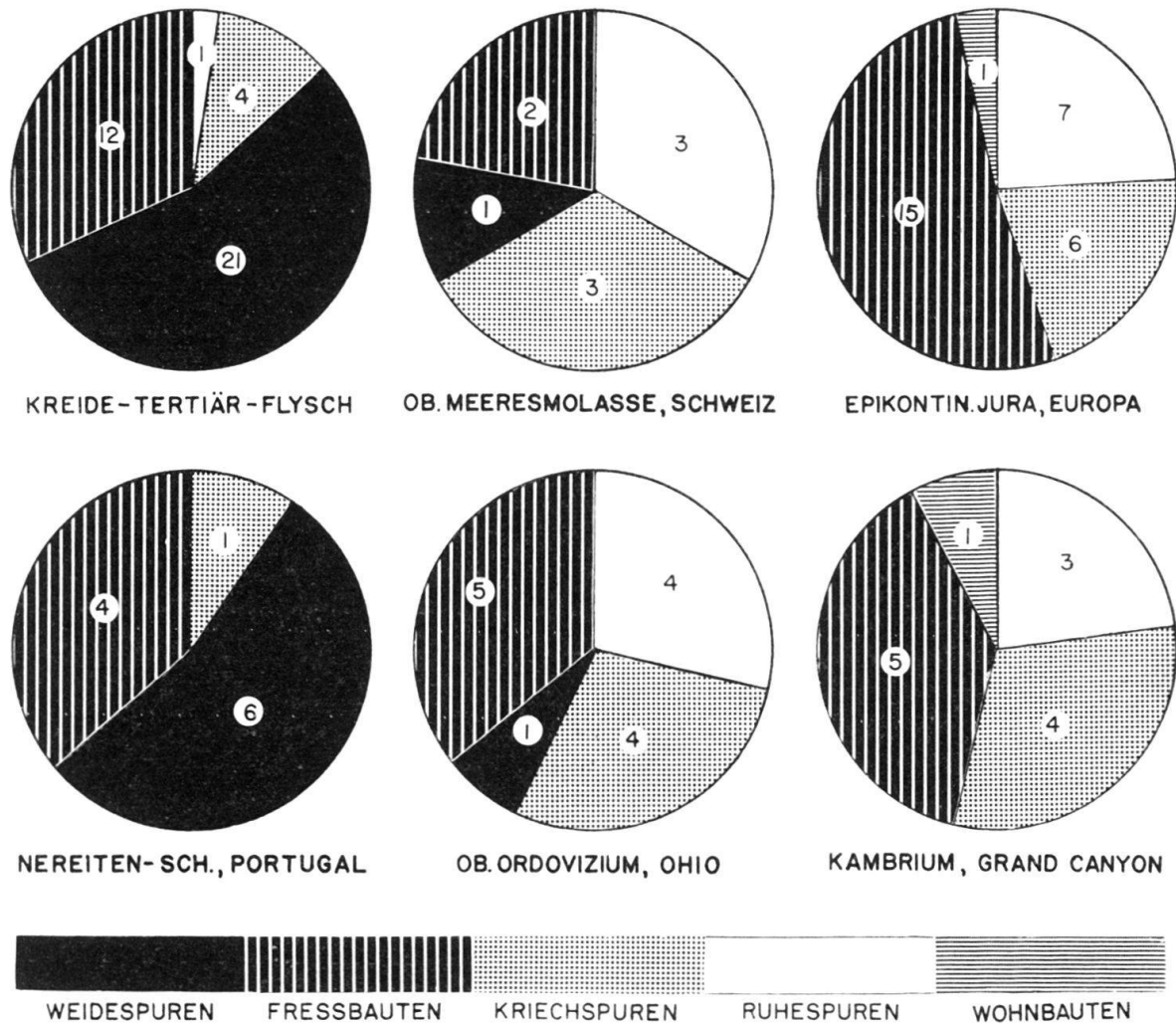


Fig. 1. Spurenspektren von kretazisch-tertiärem und paläozoischem Flysch (links) und von typischen Flachmeer-Ablagerungen. – Berücksichtigt sind nur die Spuren der psammitischen Lagen und im Jura nur aus der Zopfplatten-Fazies des schwäbischen Lias und Dogger und des nordfranzösischen Obermalm. Die Artenzahlen sind in den jeweiligen Sektoren eingetragen.

Flysch und Molasse sind also auch in ichnologischer Hinsicht gute Repräsentanten eines zeitlosen Faziesgegensatzes. Es wird aber schon aus der obigen Zusammenstellung klar, dass nur die Ichnofazies des Flysch-Typs diagnostisch eindeutig ist, indem jedes Vorkommen auch durch Litho- und Tekto-Fazies als echter Flysch ausgewiesen ist. Allenfalls zu den pelitischen Sedimenten der Geosynklinalfazies sind Übergänge angedeutet. Dagegen kehrt die Ichnofazies der Molasse in litho- und tektofaziell ganz verschiedenen Gesteinen in- und ausserhalb der Orogene wieder, aber stets in unzweifelhaften Flachwasser-Ablagerungen.

Der scharfe biologische Gegensatz zur Molasse und die auffallende Parallelität von Tekto-, Litho- und Ichnofazies in allen Flysch-Ablagerungen führen zu der Frage nach den Umweltfaktoren, welche in synorogenen Meeresbecken zugleich die Sedimentation als auch das Grundleben beherrscht und in verschiedenen Erdzeitaltern zu so übereinstimmenden Anpassungen geführt haben.

Bevor wir jedoch eine Deutung versuchen, soll im nächsten Kapitel das Auftreten der Lebensspuren im Kreide-Tertiär-Flysch auf seine Abhängigkeit von Sedimentcharakter, Zeit und Raum geprüft werden.

Ergebnis: Flysch und Molasse werden als Repräsentanten zweier scharf unterschiedener zeitloser Faziestypen betrachtet. Sie sind allenfalls in tektofazieller Hinsicht vergleichbar, während sie sich lithologisch und vor allem biofaziell grundsätzlich unterscheiden. Besonders auffallend ist der immer wiederkehrende Gegensatz der Ichnofazies, welche die Molasse mit epikontinentalen Flachwasserbildungen, den Flysch dagegen mehr mit der vororogenen Geosynklinalfazies verbindet.

B. Verbreitung der Ichnofossilien im Kreide-Tertiär-Flysch

1. Sediment-Abhängigkeit

Die Spurenführung des Flysch unterliegt von Schicht zu Schicht starken quantitativen Schwankungen. Mächtige Pakete von Peliten erscheinen steril, obwohl sie lithologisch völlig mit spurenreichen Lagen übereinstimmen. Ebenso lassen einzelne psammitische Bänke auf ihrer Unterseite jegliche organogene Spur vermissen, während mechanisch entstandene Eindrücke glänzend erhalten sind. Offenbar handelt es sich da um räumliche und zeitliche Schwankungen der Bodenbesiedlung, deren Ursachen sich heute kaum mehr ermitteln lassen. Einfacher ist die Deutung da, wo ein qualitativer Unterschied in der Spurenführung mit einer lithologischen Verschiedenheit zusammenfällt.

Im allgemeinen stehen sich Psammite und Pelite erscheinungsmässig und wahrscheinlich auch genetisch ziemlich scharf gegenüber und prägen durch ihren häufigen Wechsel das Bild des typischen Flysch. Nach Analogie mit den Sand- und Schlickböden heutiger Meere sollte man in beiden Gesteinstypen eine verschiedene Bodenfauna bzw. eine verschiedene Spurenführung erwarten. Tatsächlich sind von den in den Tabellen I–III aufgeführten Formen 68% auf die Psammite und 25% auf die Pelite beschränkt, während nur 7% in beiden Bereichen vorkommen.

Diese Gegenüberstellung gibt aber sicher ein verzerrtes Bild von der ursprünglichen Besiedlung, weil in Psammiten und Peliten durch selektive Erhaltung nur ein Teil, und zwar jeweils ein verschiedener Teil des gesamten Spurenbestandes überliefert ist.

Die auf der Unterseite der Psammite, d. h. als Hyporeliefs erscheinenden Spurentypen machen 62% der ganzen Ichnocoenose aus und sind wohl grösstenteils endogen, d. h. im Inneren des Sedimentes entstanden. Ihre Erzeuger lebten also nicht, wie man bisher meinte, auf Schlickböden, sondern sie scharften und wühlten im Sand und stiessen dabei auch auf die bereits eingedeckte Pelitunterlage. Nur auf solchen Grenzflächen, die im Flysch gewöhnlich sehr scharf ausgebildet sind, konnten sich ihre Spuren erhalten, und zwar ohne Gefahr nachträglicher Auslöschung. Da sich ferner die meisten Sedimentwühler mit Vorliebe an

Grenzflächen im Sediment halten, sind die Spuren oft auf lange Erstreckung und in ganzen Systemen auf den Schichtflächen zu verfolgen.

Während sich in den Psammiten vor allem Kriech- und Weidespuren erhalten haben, waren in den Peliten des Flysch die Erhaltungsbedingungen für Fressbauten günstiger. Das gilt vor allem für die Versatzbauten, deren Hohlräume aktiv mit Kotpillen ausgefüllt sind. Diese Versatzmasse pflegt sich nämlich bei der Diagenese dunkler zu färben und hebt sich dann scharf von dem hell verwitternden Gestein ab. Weidespuren und Kriechspuren dagegen konnten sich in Peliten nur dann erhalten, wenn sie mit Schleim ausgekleidet waren. Die wenigen Weidespuren, welche diesen Voraussetzungen entsprachen (Tab. III, Nr. 41–42) bilden dafür umso vollkommener Beispiele parkettierender Flächenausnutzung und beweisen, dass die ökologische Eigenart des Flysch nicht auf die Psammite beschränkt ist.

Jedenfalls muss man je nach Gesteinscharakter mit einer quantitativen Verschiebung rechnen und sollte daher zum Vergleich von Ichnospektren immer nur gleichartige Gesteine heranziehen (z. B. in Fig. 1 nur Psammite).

2. Zeitliche Verteilung

In früheren Darstellungen (1954 und 1955) habe ich bewusst auf eine Trennung der tertiären und kretazischen Flysch-Spuren verzichtet. Das ergab sich aus der Natur der Unterlagen. Die einschlägige Literatur stammt zumeist aus dem vorigen Jahrhundert und liefert entsprechend unsichere Altersangaben. Dasselbe gilt für das reiche Material in italienischen und Schweizer Museen, welches zwar für morphologische Studien eine ausgezeichnete Unterlage bot, aber ebenfalls nur selten horizontiert gesammelt, ja oft nicht einmal etikettiert war.

Inzwischen hatte ich Gelegenheit, im Flysch des Wiener Waldes und der nordspanischen Küste und flüchtig auch an einigen Stellen der Schweiz und der Toskana in stratigraphisch sicher bestimmten Horizonten selber zu sammeln. Die Professoren M. KSIAZKIEWICZ (Krakau) und N. B. WASSOJEWITSCH (Leningrad) stellten in dankenswerter Weise Spurenphotos aus dem Flysch der Karpathen und des Kaukasus zur Verfügung. Ausserdem konnten im Senckenberg-Museum Frankfurt Aufsammlungen von Prof. KREJCI-GRAF aus Rumänien und von Dr. KUGLER aus Trinidad eingesehen werden. Endlich wurden die Funde aus Alaska (ULRICH, 1904) im U. S. National Museum in Washington nachgeprüft.

Die mir im Augenblick verfügbaren Angaben sind in Tabelle 1–3 zusammengestellt. Es steckt darin sicher mancher Fehler, wo ich auf ältere Literaturangaben zurückgreifen musste¹⁾. Auch ist die Liste noch sehr unvollständig; aber sie mag den im Flysch arbeitenden Kollegen als Unterlage zur Vervollständigung und zur Eintragung eigener Funde dienen.

Immerhin zeigt schon diese Übersicht, dass sich die Spurenführung von Kreide- und Tertiär-Flysch sehr wenig unterscheidet. Wo einzelne Typen auf eine Abteilung beschränkt erscheinen, handelt es sich meist um Einzelfunde oder es

¹⁾ Das gilt vor allem für die schweizerischen und italienischen Vorkommen und ich bin den Herren Professoren AZZAROLI (Florenz) und W. NABHOLZ (Bern) sehr zu Dank verpflichtet, dass sie mir einige genauere Angaben geliefert haben.

TABELLEN I—III

Spurentypen des Kreide-Tertiär-Flyschs und ihre lithologische, zeitliche und räumliche Verbreitung
Unter jeder Form sind die einigermaßen gesicherten Vorkommen in Kreide (untere Leiste) und Tertiär (obere Leiste) und in folgenden Gebieten eingetragen:

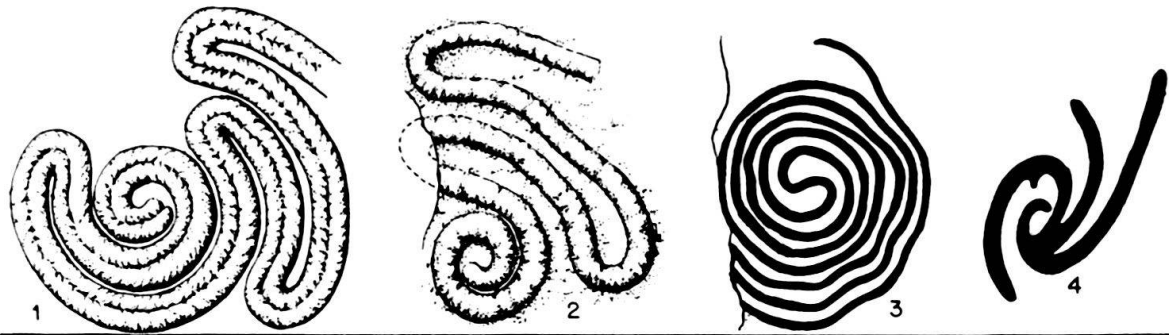
H = Schweiz	S = Spanien
Ö = Österreich	I = Italien
K = Karpathen	G = Griechenland
C = Kaukasus	T = Trinidad
	A = Alaska

Tabelle I

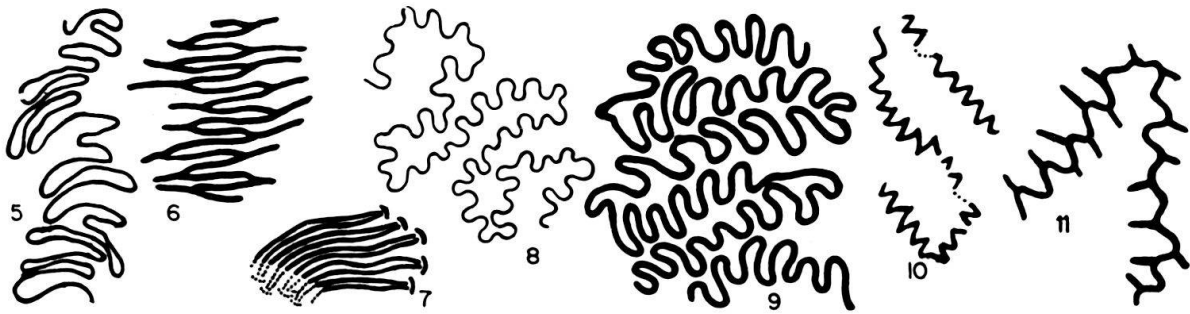
Weidespuren von der Unterseite der Flysch-Psammite

- 1) Mäanderförmige Schneckenspur, spiralig beginnend (*Taphrhelminthopsis* SACCO). $\frac{1}{8}$
- 2) Ähnlich verlaufender einfacher Wulst mit angedeuteter Stopfgliederung (*Münsteria bicornis* HEER, *Ceratophycus* SCHIMPER). $\frac{1}{3}$
- 3) Geführte Spirale, im Gegensatz zu der vorigen von aussen nach innen gezogen. Im Zentrum kehrte das Tier um und kroch zwischen den älteren Windungen wieder nach aussen (*Spiro-rhaphé* FUCHS, *Helminthopsis involuta* DE STEFANI, *Gilbertina spiralis* ULRICH, *Helminthopsis concentrica* AZPEITIA). $\frac{1}{2}$
- 4) Schwer deutbarer Graptoglyph mit spiralig gekrümmten Zweigen (*Gyrodendron* ULRICH 1904 non QUENSTEDT 1880). $\frac{1}{2}$
- 5) Einfache, locker geführte Mäander (*Helminthoidea crassa* SCHAFHÄUTL). $\frac{1}{4}$
- 6) Etwas strenger geführte Mäander mit schwanzförmig ausgezogenen Kehren (*Helminthoidea appendiculata* HEER, *Urohelminthoidea* SACCO, *Hercorhaphé* FUCHS). $\frac{1}{4}$
- 7) Noch engere Mäander mit schleifenförmig erweiterten und senkrecht zur Schichtebene gekippten Kehren. $\frac{1}{3}$
- 8) Mäander mit sinusförmigen Sekundärwindungen in derselben Ebene (*Cosmorhaphé* FUCHS, *Helminthopsis sinuosa* AZPEITIA). $\frac{1}{2}$
- 9) Ähnlich Nr. 8, aber mit grösserer Amplitude. $\frac{1}{6}$
- 10) Ähnlich Nr. 8, aber Kehren spitzig ausgezogen (*Cylindrites zickzack* HEER, *Belorhaphé* FUCHS, *Helicolithus fabregae* AZPEITIA). $\frac{3}{4}$
- 11) Ähnlich Nr. 8, aber mit deutlich abgesetzten Anhängen an den Kehren. $\frac{1}{3}$ ¹⁾
- 12) Mäander mit korkzieher-artigen Sekundärwindungen (*Helicolithus sampelayoi* AZPEITIA). Die oberen, im Sand verlaufenden Windungsabschnitte bleiben unsichtbar. Umkehr des Primär-Mäanders wie bei Nr. 7; stets mit Wechsel des Windungssinnes verbunden. $\frac{1}{2}$
- 13) Wie Nr. 12, aber mit Anhängen in den Kehren. $\frac{1}{2}$
- 14) Sekundärwindungen in der Schichtebene, aber durch doppelte Zuspitzung jeder Windung einem griechischen Mäander gleichend. (*Paleomaeandron* PERUZZI). $\frac{3}{4}$
- 15) Wie Nr. 14, aber mit langen Anhängen an Stelle der Spitzen (*Desmograption* FUCHS). $\frac{1}{2}$
- 16) Sekundäre Schlängelung wahrscheinlich in Vertikalebene; daher erscheinen auf der Schichtfläche nur eng geführte Pustelreihen. $\frac{1}{2}$
- 17) Wie Nr. 16, aber aus 2 regelmässig gekreuzten Systemen bestehend (unfertiges *Palaeodictyon*). $\frac{3}{4}$
- 18) Sehr regelmässiges hexagonales Maschenwerk, entweder durch Verschmelzung der Pusteln aus Nr. 17, oder durch regelmässigen Zusammenschluss aus verzweigten Mäandern abzuleiten (vgl. Nr. 19). (*Palaeodictyon* MENEH. ¹⁾). $\frac{1}{3}$
- 19) Sehr lockeres Maschenwerk, den Übergang zu Nr. 11 andeutend. $\frac{1}{4}$
- 20) Rosenkranzförmige Spur unbekannter Entstehung, rechts mit perlförmigen Anschwellungen (*Hormosiroidea* SCHAEFFER $\frac{1}{3}$), links kleinere Form mit alternierenden Anhängen. $\frac{3}{4}$
- 21) Reihe aus grossen Pusteln in alternierender Anordnung. Deutung unsicher, aber bestimmt keine Arthropoden-Spur, wie ursprünglich angenommen (GOMEZ DE LLARENA 1946). $\frac{1}{8}$

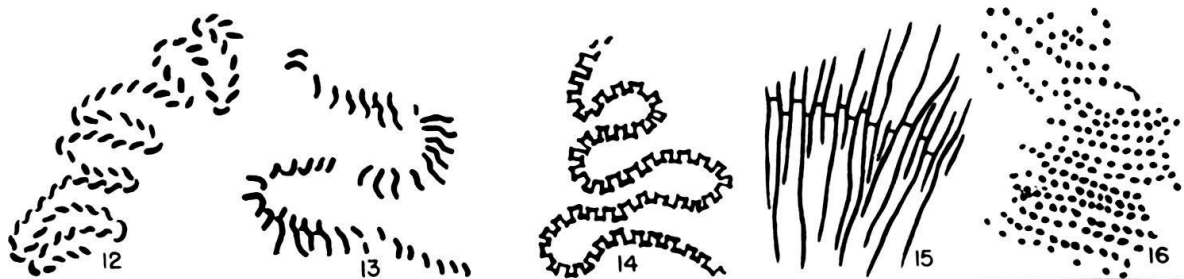
¹⁾ Prof. M. KSIAZKIEWICZ, dem ich die vermutete Beziehung dieser Form zu *Palaeodictyon* ähnlich Nr. 19 brieflich mitgeteilt hatte, benannte sie inzwischen als *Protopalaeodictyon* (Inst. Geol. Biul. 135, Warszawa 1958, Taf. 2, Fig. 1). Die für nomenklatorische Gültigkeit erforderliche Beschreibung scheint aber noch auszustehen.



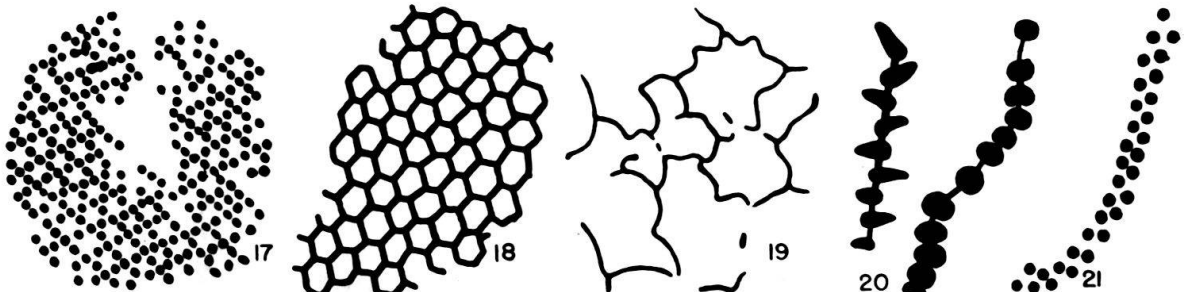
HÖKC SI	HÖ SI	Ö SIG	
	Ö	A	A



H K SIGT	HÖ SI		S Ö	S ÖK	S Ö	S ÖK
SI C A	SI		S	SI A	S	S



SI	S Ö C	SI	S Ö	Ö IG
S	S	S	SI	



Ö SI	ÖK SIGT	H SI	S	
	SI KC A	SI	SI	S

Tabelle I

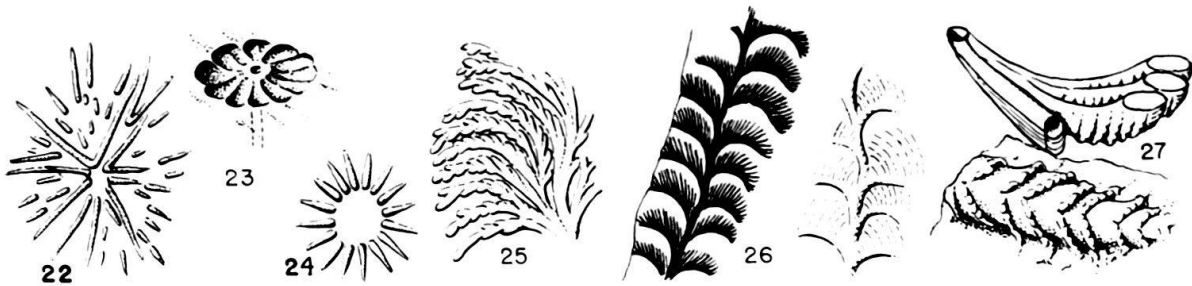
Tabelle II

Fressbauten, Kriechspuren, Ruhespuren und Problematica der Psammite und Fressbauten, welche ausserdem auch in den Peliten vorkommen (unterste Reihe) (Abkürzungen siehe Kopf der Tabelle I)

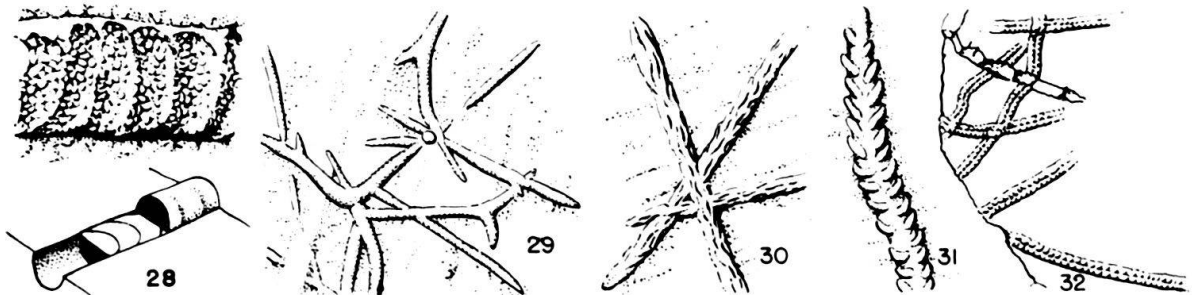
- 22) Sternförmiger Fressbau mit schmalen, V-förmig verschmelzenden Radien (positiv endogenes Hyporelief). $\frac{1}{6}$
- 23) Abart mit blattförmig breiten Radien und zentralem Schacht (*Medusina tergestina* MALARODA). Negatives Epirelief. $\frac{1}{3}$
- 24) Sehr regelmässige Form (*Lorenzina*, *Atollites*). Positives, wahrscheinlich endogenes Hyporelief. Der zugehörige zentrale Schacht begann vermutlich erst darüber im Sediment. $\frac{1}{3}$
- 25) Dicht parkettierender Fressbau mit blind endigenden, fiederförmig angeordneten Gängen (*Criophycus* TOULA, *Lophoctenium* RICHTER). Positiv endogenes Hyporelief. $\frac{1}{2}$
- 26) Fressbau mit alternierenden, fächerförmigen Abbaufeldern (*Polykampton* FISCHER-OOSTER). Auf Spaltflächen (links mit Färbungsunterschied, $\frac{1}{2}$) erscheinen die Fächer radial gegliedert, bei Hyporeliefs vorwiegend konzentrisch skulptiert (rechts). $\frac{1}{3}$
- 27) Fressbau mit transversaler Versatzstruktur und schuppenförmig am Rand gepustelter Grabskulptur. Im Modell (etwa $\frac{1}{10}$) und von unten gesehen ($\frac{1}{2}$). Oft als fossile Pennatuliden gedeutet (*Pennatulites* und *Palaeosceptron* DE STEFANI, «Tannenzapfen-Typus» ABEL, «Schuppenkerne» EHRENBERG, *Virgularia* und *Pteroeides* nach BAYER 1955)¹⁾.
- 28) Einfacher Fressgang mit uhrglasförmig eingestopftem Terminal-Versatz (*Münsteria*). In der Erhaltung als positives Hyporelief (im verkleinerten Modell rechts) kann die Stopfgliederung an Krinoiden erinnern (*Pseudocrinus* ANELLI). Das Stück oben zeigt, dass der Versatz grösstenteils aus ellipsoidischen Kotpillen besteht. $\frac{1}{1}$
- 29) Langgestreckte Gangfüllung mit wenigen, geweihartigen Verzweigungen. Ursprünglich mit Tonpillen austapeziert, daher stets scharf von der umgebenden Schichtfläche abgesetzt (cf. *Granularia* POMEL). $\frac{1}{3}$
- 30) Gestreckte Gänge mit faserförmiger Grabskulptur. Positiv endogenes Hyporelief, streckenweise auch eingesackt und negativ (*Fucusopsis angulatus* PALIBIN). $\frac{1}{4}$
- 31) Riesiges Hyporelief mit alternierenden Querwülsten («Pinsdorfer Versteinerung» ABEL). $\frac{1}{20}$
- 32) Zopfförmige Grabfährte sedimentwühlender Würmer, oft auf benachbarten Schichtflächen vertikal-repetiert (*Gyrochorte* HEER, positiv endogenes Epirelief). $\frac{1}{4}$
- 33) Kriech- und Wühlfährten von Schnecken. Links ein negatives Epirelief («*Palaeobullia*»-Typ), rechts eine vollkörperliche Füllung auf der Schicht-Unterseite («*Subphylochora*»-Typ). $\frac{1}{3}$
- 34) Asteriden-Ruhespur (*Asteriacites quinquefolius* QU.; positiv endogenes Hyporelief). $\frac{1}{4}$
- 35) Problematische, vollkörperliche Röhrchen mit medianer Einsenkung, aus feinerem Material als die Umgebung bestehend (*Terebellina* ULRICH). $\frac{2}{3}$ ²⁾
- 36) Körperliche Gebilde von selber Erhaltungsart, aber aus blasenförmigen Gliedern mit zentraler Eindellung zusammengesetzt (*Hormosira moniliformis* HEER 1877, *Halimeda saportae* FUCHS 1894, *Arthrodendron* ULRICH 1904). $\frac{1}{2}$
Vollkörperliche Versatzbauten, die sowohl in sandigen wie auch in pelitischen Bänken vorkommen:
- 37) Protrusiver Spreitenbau von strengem Wendeltreppen-Typ (*Zoophycos*, Modell; in Wirklichkeit stehen die Windungen meist dichter). Etwa $\frac{1}{4}$
- 38) Geweihförmig zerlappte Abart. $\frac{1}{8}$
- 39) Zu Beginn ähnliche Anlage wie Nr. 38, jedoch mit regelmässig wirteliger Anordnung der Zungen. An ihre Stelle treten in späteren Bauabschnitten zentrifugale Abbaufelder innerhalb einer geschlossenen spiraligen Spreite. Etwa $\frac{1}{12}$
- 40) Flach bandförmiger Gang mit spreitenähnlich gegliedertem Versatz, der aber (ähnlich wie bei Nr. 28) terminal eingestopft wurde (*Münsteria hoessii* HEER, «Bandzonen» EHRENBERG). $\frac{1}{2}$

¹⁾ Eine eingehende Diskussion dieser und anderer vermeintlicher Oktokorallen wurde inzwischen von W. HÄNTZSCHEL (Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 27, 77–87) veröffentlicht.

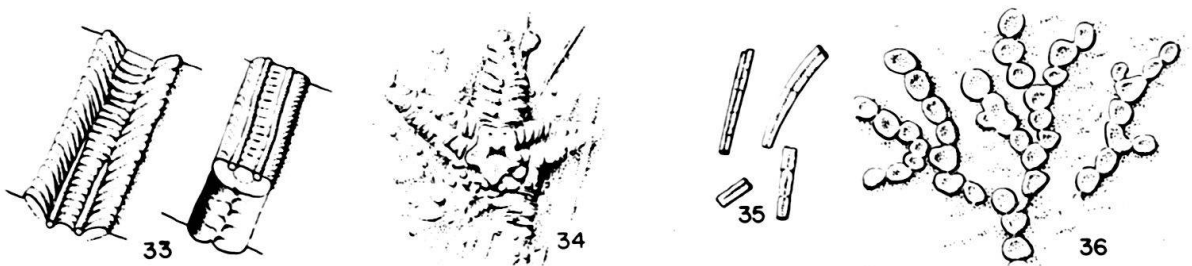
²⁾ Hierher auch *Jereminella* aus dem Senon der franz. Voralpen.



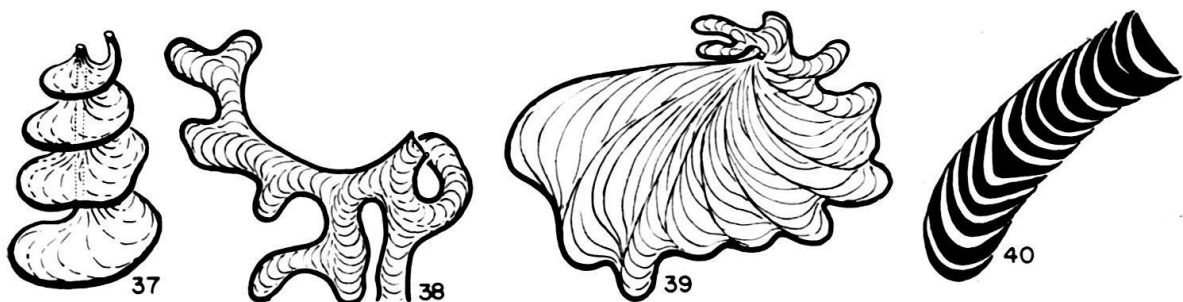
	Ö SI	SI C	HÖ	H	IGT
S K	A	SI K		S Ö	I



Ö	HÖ S	H S		Ö
I	S	SI C	Ö	



HÖK S G		Ö S	HÖ I
SI C A	S	A	H K S A



ÖK I	H I	I	S
S Ö C	HÖ	S	Ö

Tabelle II

TABELLE III

Spurenfossilien der Pelite

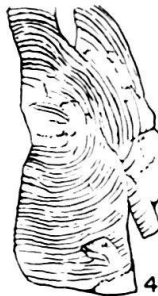






(Abkürzungen siehe Kopf der Tabelle I)

- 41) Sehr eng spiralig geführte Weidespur («*Helminthoida*» *zumayensis*, GOMEZ DE LLARENA). $\frac{3}{4}$
- 42) Sehr regelmässig und eng geführte Mäander (*Helminthoidea* HEER) mit vollkommener Parkettierung. $\frac{1}{2}$
- 43) Sternförmiger Fressbau ähnlich Nr. 23, aber mit mehreren Wirteln von Freßstollen (*Gyrophyllites* GLOCKER). Diese heben sich bei den folgenden Typen (44–50) durch den eingestopften dunkleren Versatz deutlich vom hellen Gestein ab. $\frac{1}{2}$
- 44) Ähnlich Nr. 43, aber Freßstollen nicht wirtelig, sondern wie die Stufen einer Wendeltreppe spiralig um den vertikalen Schacht angeordnet und entsprechend gekrümmt. Im vergrößerten Modell (oben) stehen die Etagen unnatürlich weit auseinander («*Gyrophyllites*» *dobhoffi* L. v. LIBURNAU). $\frac{1}{1}$
- 45) Blattförmige Freßstollen, die von einem schrägen Schacht aus sich in die Schichtfläche ausbreiten (*Hydrancylus* FISCHER-OOSTER). $\frac{1}{2}$
- 46) Im Grundriss ähnlich angeordneter, aber schräg nach oben ausstrahlender Freßstollen. In der Versatzmasse sind noch die quer eingestopften ellipsoidischen Kotpillen zu erkennen (*Zonarites alcicornis* FISCHER-OOSTER, *Caulerpa arcuata* SCHIMPER). $\frac{1}{4}$
- 47) Modell eines Stopfganges ähnlich Nr. 40, aber mit paarig angeordneten seitlichen Erweiterungen («*Halimeda*» *fuggeri* L. v. LIBURNAU). Etwa $\frac{1}{4}$
- 48) Wurzelförmig nach unten ausstrahlende Freßstollen mit sehr deutlicher Stopfgliederung (*Taenidium fischeri* HEER). $\frac{1}{5}$
- 49) Teil eines Fressbaues ähnlich Nr. 48, aber mit dünneren und regelmässiger verzweigten Stollen (*Chondrites intricatus* BRONGN.). $\frac{1}{3}$
- 50) Grösserer und stärker geschwungener Chondriten-Typ (*Ch. affinis* STERNB.). $\frac{1}{6}$
- 51) An Spreitenbauten (Nr. 38) erinnernder, aber anders entstandener Fressbau (*Phycosiphon* FISCHER-OOSTER, *Eterodictyon* PERUZZI, *Palaeodictyon* HEER non MENEHINI). $\frac{3}{4}$
- 52) Mit ellipsoidischen Kotpillen austapezierter Gang. $\frac{3}{4}$
- 53) Glatte Kriechspur (?) mit regelmässigen, gewinkelten Quersfurchen. $\frac{1}{2}$

Die noch nicht in SEILACHER, 1955 Abb. 5 enthaltenen Darstellungen stützen sich auf folgende Unterlagen:

- 3) Nach PAPP 1955, Bild 2; 4) nach ULRICH 1904, Taf. 18 Fig. 3; 8) nach FUCHS 1895; 11) nach einem Stück aus dem Eozän von Greifenstein, Geol. Institut Wien; 12) nach einem Stück aus dem Maastricht von Zumaya, jetzt im Geol. Institut Tübingen; 13) nach einer Photographie aus dem Oberkreide-Flysch, «Museo de las Pistas» bei Zumaya; 16) nach PAPP 1955, Bild 5; 17) nach einem Stück des Naturhistorischen Museums Wien (Eozän-Flysch v. Wiener Wald); 18) nach SILVESTRI 1911, Taf. 7; 19) nach einem Stück aus dem Eozän-Flysch des Monteripaldi, jetzt Geol. Institut Florenz; 20a) nach einem Stück vom Monteripaldi, jetzt Geol. Institut Florenz; 20b) Teilbild eines unetikettierten Stückes aus der Sammlung STROZZI, Geol. Institut Florenz; 21) Eozän-Flysch von Zarauz; 26) linke Abb. nach dem Original von FISCHER-OOSTER 1869, Taf. 4 Fig. 2 aus dem Naturhistorischen Museum in Bern; rechte Abb. nach einem Stück von Poggiali, jetzt im Geol. Institut Florenz; 28) nach einem Stück von Seranza, jetzt Geol. Institut Florenz; 29) nach einer Photographie; Eozän-Flysch von Zarauz; 30) nach einer Photographie aus dem Maastricht von Zumaya; 31) nach ABEL 1935, Abb. 304; 34) Aus dem Maastricht von Zumaya, jetzt im Geol. Institut Tübingen; 36) nach FUCHS 1894, Abb. 1; 38) Teilbild eines Baues aus dem Kreideflysch von Unterpurkersdorf, Wien, jetzt Geol. Institut Tübingen; 39) nach einem Stück aus dem calcare alberese von Pontassieve, jetzt Geol. Institut Tübingen; 40) nach HEER 1877, Taf. 69 Fig. 3; 41) nach GOMEZ DE LLARENA 1946, Taf. 3 Fig. 11; 43) nach einem Stück aus dem Fähnern-Flysch, ETH Zürich; 44) Nach LORENZ v. LIBURNAU 1900, Taf. 4 Abb. 11, S. 53 Fig. 6; 47) Modell nach einem Stück aus dem Salzburger Museum; 50) nach HEER 1877, Taf. 61 Fig. 7; 52) nach REIS aus ABEL 1935, Abb. 395; 53) nach einem Stück vom Monteripaldi, jetzt Geol. Institut Pisa.

hängt mit einem örtlichen lithologischen Umschwung zusammen. So gilt die bekannte *Helminthoidea labyrinthica* (Tab. III, Nr. 42) im Wiener und im rumänischen Flysch als kretazische, in den Apenninen als tertiäre Leitform, nur weil jeweils in diesen Abschnitten die pelitische Ausbildung vorherrscht.

						
	I	H I				
Ö S	HÖK	H K	Ö	HÖ S I	HÖ I	Ö

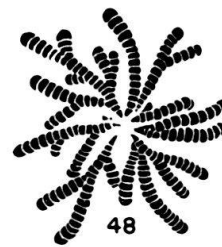

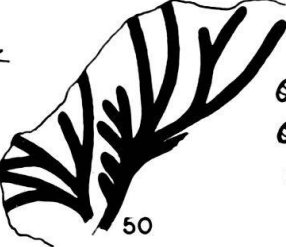

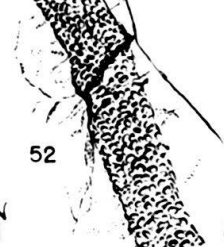
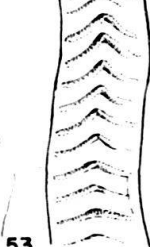
					
	H K S I	K I	HÖ S I	H K S I	I
HÖK C	HÖ S I A	HÖ C	Ö S A	Ö S	I

Tabelle III

3. Räumliche Verteilung

So unspezifisch wie die stratigraphische ist auch die räumliche Verbreitung der Flysch-Spuren. Funde aus so entfernten Gebieten wie Molukken, Kaukasus, Pyrenäen und Trinidad lassen sich ohne weiteres mit Formen aus Mittel- und Südeuropa identifizieren. Selbst der Flysch aus Alaska (ULRICH, 1904) liefert ausser zahlreichen bekannten nur eine einzige neue Spurenform (Tab. I, Nr. 4).

Die Ubiquität der Flyschfazies gilt also nicht nur in lithologischer, sondern ebenso in paläontologischer Hinsicht.

Ergebnis: Innerhalb des Kreide-Tertiär-Flysches ist die Spurengesellschaft in Psammiten und Peliten artlich verschieden, zeigt aber in beiden den für alle Flysche bezeichnenden ökologischen Charakter. Dagegen sind die ichnologischen Unterschiede zwischen kretazischen und tertiären, ebenso wie zwischen räumlich und klimatisch weit auseinanderliegenden Flyschvorkommen auffallend gering.

C. Zur Deutung der Flysch-Fazies

Es fehlt nicht an Versuchen, das Bildungsmilieu der Flysch-Sedimente zu rekonstruieren. Die Ergebnisse sind aber sehr verschieden, je nachdem die sedimentologischen oder die biologischen Eigentümlichkeiten, pelitische oder psam-

mitische Ausbildung, tektonische oder stratigraphische Verhältnisse bei der Betrachtung im Vordergrund standen. Einige dieser Theorien sollen hier im Lichte der paläontologischen Befunde kritisch betrachtet werden.

1. Fossile Mangrove

ZUBER (1901) und ABEL (1927 und 1935) betrachteten die Armut an Körperfossilien als Folge frühdiagenetischer Schalenauflösung und verglichen den Flysch auf Grund seiner Spurenfossilien mit der heutigen Mangrove.

Eigene Untersuchungen in indischen und mittelamerikanischen Mangrove-Gebieten haben gezeigt, dass dieser Vergleich jeder Grundlage entbehrt. Die Ichnocoenose heutiger Wattflächen wird beherrscht von den Wohnbauten verschiedenster Krabben und Würmer, welche ihre Weidetätigkeit mehr an der Sedimentoberfläche als im H_2S -vergifteten Sediment-Inneren entfalten. Mäandrierende Spuren konnte ich nie beobachten.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt WEYL (1953) auf Grund sedimentologischer Studien. Endlich sind die Schichtungsformen der Mangrove anders und wechseln auf kürzeste Distanz, ganz im Gegensatz zu der auf weite Entfernungen hin gleichbleibenden Bankung des Flyschs.

2. Schütteltisch-Sediment

KRAUS (1941, S. 292 und 1942 S. 48) und ähnlich ZEIL (1956, S. 140) sehen als wesentlichsten Faktor eine sehr rasche Sedimentation auf sehr unruhigem Untergrund. Gesteinswechsel und Fältelung (= convolute lamination) gelten als Folgen von häufigen Niveauschwankungen und submarinen Rutschungen. Die rasche Eindeckung hätte zwar viel organische Sinkstoffe konserviert, aber zugleich die Ansiedlung einer normalen Epifauna verhindert. So konnten nur grabende Tiere (welche als solche keiner schützenden Hartteile bedurft hätten) die reiche Nahrungsquelle ausnutzen.

Dazu wäre zu sagen, dass in Gebieten rascher Sedimentation, z. B. im heutigen Wattenmeer, die ganze Bodenfauna auf Verschütten eingestellt ist und auch stärkere Eindeckung ohne weiteres durch Emporwandern zu kompensieren vermag (SCHÄFER 1956).

Andererseits müsste man annehmen, dass die Sedimentation wenigstens zeitweise nachgelassen und vor allem in den Peliten normales Bodenleben ermöglicht hätte. Aber die reichste Epifauna findet sich ja im Gegenteil gerade in den größten, d. h. am raschesten sedimentierten Lagen (KREJCI-GRAF, 1930, S. 12).

3. Turbidite

KUENEN, MIGLIORINI, CAROZZI u. a. fanden in den auch rezent nachgewiesenen Trübungsströmungen (turbidity currents) einen Mechanismus, durch welchen grobkörnige Sedimente mit Pflanzenresten, Schalenbruchstücken, Glaukonitkörnern in sonst rein pelitische Tiefseebecken verfrachtet werden. Zugleich ergab sich eine Erklärung für bezeichnende Sediment-Strukturen (graded bedding, convolute lamination u. a.), wie sie allerorts im Flysch anzutreffen sind.

Wie hätten sich nun solche Strömungen biologisch ausgewirkt? Wenn man von Kabelbrüchen und der Ausfurchung submariner Rinnen durch heutige Trübungsströmungen hört, wird man zunächst an die unmittelbare mechanische Wirkung auf die überrollte Bodenfauna denken. Aber der typische Flysch wurde offenbar in einem Bereich abgelagert, wo die Gewalt der Strömung schon abgeflaut war und die Ablagerung des transportierten Materials überwog. Erosion trat nur noch in der Grössenordnung von Schleif- und Kolkmarken auf. Für die ohnehin im Sediment lebende Fauna war sie also wenig gefährlich.

Keinesfalls darf aus den Spurenausgüssen auf der Unterseite der «Turbidite» auf das Grundleben vor oder während dem Einsetzen der Strömung oder gar auf deren Stärke geschlossen werden. Diese Spuren durchqueren oft die Kolkmarken oder weisen sich durch andere Merkmale als spätere Bildungen aus, welche erst auf der bereits eingedeckten Schichtfläche entstanden sind (SEILACHER 1957).

Biologisch ist es sicher bedeutungsvoller, dass solche Strömungen sandiges, leicht durchwühlbares Sediment und reichlich organischen Detritus in sonst rein pelitische und unterernährte Tiefseebecken bringen (HEEZEN, EWING & MENZIES 1955).

Ein entsprechender Wechsel der Bodenfauna ist durch die von den Peliten abweichende Spurenfauna angedeutet. Aber die eigentliche Erklärung für die ökologische Eigenart der Flyschspuren scheint nicht in dieser Richtung zu liegen; denn die diagnostische Gruppe der parkettierenden Weidespuren ist, wie wir sahen, nicht auf die Psammite beschränkt, sondern kehrt in ein paar anderen, dafür umso vollkommeneren Vertretern auch in den Peliten wieder. Die Pelite sind also, biologisch gesprochen, ebenso echter Flysch wie die Psammite, welche im Licht der neuen Theorien oft als das einzig charakteristische Element erscheinen.

4. Spuren und Wassertiefe

Nach der Vorstellung von KUENEN ist der Flysch in wesentlich grösseren Tiefen entstanden als andere grobklastische Sedimente. Wie verhält sich nun der ichnologische Befund zu dieser Vorstellung?

Leider sind aus heutigen Meeren fast nur die Lebensspuren der Gezeitenzone bekannt und auch von diesen nur ein geologisch weniger wichtiger Ausschnitt (SEILACHER, 1957). So erklärt es sich (HÄNTZSCHEL, 1953), dass spurenreiche Schichten, und mit ihnen auch der Flysch, oft generell als Wattenablagerungen gedeutet wurden. Tatsächlich reicht das rezente Beobachtungsmaterial bei weitem nicht aus, um damit fossile Ichnocoenosen bathymetrisch einzustufen.

Vor Jahren habe ich versucht, die Bildungstiefe des Flysch aus dem Verhalten der Ruhespuren (*Cubichnia*) abzuleiten (SEILACHER, 1954). Ruhespuren verschiedenster Art entstehen, wenn sich vagile Tiere durch flaches Einwühlen vorübergehend im Sand verbergen. Das Fehlen derartiger Spuren im Flysch wurde so gedeutet, dass diese Ablagerungen aus lichtlosen Tiefen stammen, in denen ein optisches Verbergen sinnlos gewesen wäre. Photos von heutigen Tiefseeböden schienen das zu bestätigen.

Inzwischen wurden jedoch Ruhespuren rezenter Seesterne auch in grösseren Tiefen photographisch nachgewiesen.

So kann der hier erstmalig abgebildete Fund eines fossilen Gegenstückes (Tab. II, Nr. 34) im spanischen Flysch nur als Beweis gegen die obige einseitige Deutung des Einwühlvorganges, aber nicht gegen die Tiefseetheorie des Flysches gelten.

Scheiden zwar die Ruhespuren als eindeutige Indikatoren der Wassertiefe aus, so liefern die Flyschspuren doch andere Hinweise auf tiefes Wasser. Wir haben oben die gleichförmige räumliche Verteilung der Flyschspuren hervorgehoben, die sowohl in kleinen als auch in grösseren Bereichen in Erscheinung tritt.

Schon in grossen Aufschlüssen kann man beobachten, dass der Spurenbestand zwar von Bank zu Bank stark wechselt, aber die Verteilung der Spuren innerhalb einer einzelnen Bank nach Art und Dichte ziemlich uniform bleibt. Von der fleckenhaften Besiedlung typischer Flachmeerböden ist nichts zu merken.

Andererseits verblüfft die Uniformität und das fast völlige Fehlen endemischer Formen in den Spurengemeinschaften der entferntesten Flyschtröge. Das deutet auf ein sehr gleichförmiges und klima-unabhängiges Milieu von weltweiter Verbreitung, so wie es die Tiefseebecken darstellen.

Ähnlich steht es mit der zeitlichen Uniformität der Flyschspuren. Von dem sonst so scharfen biologischen Schnitt zwischen Meso- und Känozoikum ist hier wenig zu merken, obwohl es sich gerade bei den Flyschspuren nicht um zeitlose Sammeltypen handelt. Auch das passt gut zur Tiefsee, wo sich Faunensprünge – seien sie nun durch kosmische Strahlung (SCHINDEWOLF, 1954) oder anders ausgelöst – nie so stark auswirken wie in Flachmeeren.

Endlich liefert die Abfolge der Ichnocoenosen in den alpinen Sedimenten ein gewichtiges Argument. Oben ging es vor allem um die biologische Gegenüberstellung von Flysch und typischen Flachmeergesteinen. In Wirklichkeit stehen sich die beiden Ichnocoenosen nicht unvermittelt gegenüber, nur sind die zeitlich und faziell verbindenden Gesteine weniger sandig und daher spurenärmer oder doch ichnologisch noch nicht näher untersucht.

Die Werfener Schichten der Südalpen (LEONARDI, 1935) führen noch ähnliche Spuren wie die Molasse oder die deutschen Jurasandsteine (Zopfspuren, Ophiuren-Ruhespuren, Rhizocorallien). Im alpinen Rhät und Jura wird der flachmeerische, zungenförmige Spreitenbau *Rhizocorallium* durch wedelförmige Typen (*Zoophycos*, Tab. II, Nr. 37–39) ersetzt, welche auch im ausseralpinen Jura tiefes Wasser anzeigen. Daneben tritt *Palaeodictyon* (Tab. I, Nr. 18) im Rhät (WANNER, 1949) und im Dogger von Fribourg (PUGIN, 1956) als erster Vorläufer der eigentlichen Flysch-Spuren auf. Schon in diesen lückenhaften Daten zeigt sich eine ichnofazielle Annäherung an den Flysch und zwar mit einer unbestrittenen Zunahme der Wassertiefe. Was liegt da näher, als die weitere Zunahme derselben ökologischen Tendenz im Flysch als Ausdruck einer weiteren Vertiefung zu deuten? Im ganzen alpinen Bereich tritt die Ichnofazies der Werfener Schichten erst in der Molasse wieder auf und schliesst damit den Sedimentationszyklus.

Ergebnis: Der biofazielle Sondercharakter des Flysch wird also nach wie vor am besten durch grosse Wassertiefe erklärt. Genauere bathymetrische Angaben lassen sich in Ermangelung rezenter Beobachtungen noch nicht machen. Die Schärfe des biologischen Gegensatzes, die Uniformität der Fauna und der Vergleich mit anderen Ichnocoenosen lassen vermuten, dass es sich um abyssische Tiefen handelt.

SCHRIFTEN

- ABEL, O. (1927): *Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit*. 2. Aufl., 714 S., 551 Abb., Jena (Fischer).
 – (1935): *Vorzeitliche Lebensspuren*. 644 S., 530 Abb., Jena (Fischer).
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 64.
- BAYER, F.M. (1955): *Remarkably preserved fossil sea-pens and their Recent counterparts*. J. Washington Acad. Sci. 45, 294–300, 2 Abb., Washington.
- DEHM, R. (1956): *Zeitgebundene Gesteine und organische Entwicklung*. Geol. Rdsch. 45, 52–56, Stuttgart.
- FUCHS, TH. (1894): *Über eine fossile Halimeda aus dem eocänen Sandstein von Greifenstein*. Sitz.-Ber. Acad. Wien, math.-naturw. Kl. 103, 5 S., 1 Taf., Wien.
 – (1895): *Studien über Fucoiden und Hieroglyphen*. Denkschr. Akad. Wien 62, 80 S., 9 Taf., Wien.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1946): *Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretaceo y numulítico de Guipúzcoa*. Notas Com. Inst. Geol. Min. España 15, 1–52, 8 Taf., Madrid.
 – (1954): *Observaciones geológicas en el flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa I*. Monogr. Inst. «Lucas Mallada» 13, 98 S., 18 Abb., 60 Taf., Madrid.
- HÄNTZSCHEL, W. (1953): *Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen*. Natur und Volk 83, 255–262, 4 Abb., Frankfurt a. M.
- HEER, O. (1876–1877): *Flora Fossilis Helvetiae*. 182 S., 70 Taf., Zürich.
- HEEZEN, B. C., EWING, M., & MENZIES, R. J. (1955): *The influence of submarine turbidity currents on abyssal productivity*. Oikos 6, 170–182, 7 Abb., Kopenhagen.
- KRAUS, E. (1941): *Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung*. Geol. Rdsch. 32, 288–303, 7 Abb., Stuttgart.
 – (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch II*. N. Jb. Min., Beilagebd. 87, B, 1–243, Stuttgart.
- KREJCI-GRAF, K. (1930): *Grundfragen der Ölgeologie*. Schrift. Brennstoff-Geol. 4, 182 S., Stuttgart.
- KUENEN, PH. K. (1950): *Marine Geology*. New York (Wiley).
- KUENEN, PH. K., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps*. J. Geol. 61, 363–373, 2 Taf., Chicago.
- LEONARDI, P. (1935): *Il trias inferiore delle Venezie*. Mem. Ist. geol. Univ. Padova 11, 136 S., 8 Taf., Padova.
- MOORE, R. C. (1949): *Meaning of facies*. Geol. Soc. Amer., Mem. 39, 1–34, 18 Abb., New York.
 – (1954): *Modern methods of paleoecology*. Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 41, 1775–1801, 14 Abb., Tulsa, Oklah.
- NABHOLZ, W. K. (1951): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. Eclogae geol. Helv. 44, 131–158, 3 Abb., Basel.
- OOSTER, W. A. (1869): *Die organischen Reste der Zoophycos-Schichten der Schweizer Alpen*. Protozoe Helv. 1, (2), 15–35, Taf. 3–11, Basel.
- PAPP, A. (1955): *Über geführte und eigenbedingte Mäander-Spuren*. Natur und Volk, 85, 345–349, 5 Abb., Frankfurt a. M.
- PUGIN, L. (1956): *Sur la présence d'un Paleodictyon dans le Dogger des Préalpes fribourgeoises*. Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 45, 210–214, 1 Taf., Fribourg.
- RABIEN, A. (1956): *Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde*. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 16, 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wiesbaden.
- SCHÄFER, W. (1956): *Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband*. Senck. leth. 37, 183–263, 2 Taf., 35 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M.
- SCHMIDT, H. (1935): *Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden*. Fortschr. Geol. Palaeont. 12, H. 38, 154 S., Berlin.
 – (1956): *Zur Rangordnung der Faziesbegriffe*. Mitt. geol. Ges. Wien 49, 333–345, 1 Abb., Wien.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1954): *Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte*. N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1954, 457–465, 3 Tab., Stuttgart.

- SEILACHER, A. (1954): *Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren*. Z. dtsch. geol. Ges. 105, 214–227, 3 Abb., Taf. 7–8, Hannover.
- (1955): *Spuren und Fazies im Unterkambrium*. (In SCHINDEWOLF & SEILACHER: *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*). Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. math.-naturw. Kl. 1955, 342–372, 5 Abb., Taf. 16–21, Wiesbaden.
 - (1955): *An-aktualistisches Wattenmeer?* Paläont. Zschr., 31, 198–208, Taf. 22–23, Stuttgart.
- SILVESTRI, A. (1911): *Sulla vera natura dei «Palaeodicyon»*. Boll. Soc. geol. Ital. 30, 85–107. Taf. 6–7.
- STRAUSZ, L. (1928): *Geologische Fazieskunde*. Magyar. Kir. Földtani Intézet. 28, Budapest.
- ULRICH, E. O. (1904): *Fossils and age of the Yakutat Formation*. Harriman Alaska Expedition 4, 125–146, Taf. 11–21.
- WANNER, J. (1949): *Lebensspuren aus der Obertrias von Seran (Molukken) und der Alpen*. Eclogae geol. Helv. 42, 183–195, 5 Abb., Basel.
- WEYL, R. (1953): *Beiträge zur Geologie El Salvadors*. II. *Lithogenetische Studien in den Mangroven der Pazifik-Küste*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1953, 202–218, Stuttgart.
- ZEIL, W. (1956): *Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns*. Geol. Rdsch. 45, 134–143, 4 Abb., Stuttgart.
- ZUBER, R. (1901): *Über die Entstehung des Flysch*. Z. prakt. Geol. 9, 283.

71. — JAMES H. TAYLOR (London): **Pre-Cambrian Sedimentation in England and Wales**. With 1 figure and 2 plates.

SUMMARY

Pre-Cambrian sequences in England and Wales include thick successions of clastic sediments, the products of incomplete weathering and poor sorting. Large parts of the Eastern Longmyndian, the Ingletonian and the Mona Complex display the rapid and regular alternation of different grades, and the textures and structures associated with flysch. They are syn-orogenic sediments. The Western Longmyndian and the Brand Series of the Charnian are sandstone-conglomerate sequences with the features of molasse and are products of the post-orogenic phase. In the rarity of mature sediments the Anglo-Welsh Pre-Cambrian successions resemble the Archean rocks of the Canadian Shield and of southern Finland. They differ from Alpine flysch and molasse in their great content of volcanic debris.

Introduktion

Rocks which are generally believed to be of Pre-Cambrian age crop out from beneath the cover of later sediments at a number of widely scattered localities in England and Wales (Fig. 1). They include igneous, metamorphic and sedimentary series. The latter, are represented in the Longmyndian of the Welsh Borderland, the Ingletonian of Western Yorkshire, the Charnian of Leicestershire and in the Mona Complex of Anglesey and the Llyn peninsular in Carnarvonshire. In none of these areas are they directly overlain by Cambrian strata but their dissimilarity to neighbouring Lower Palaeozoic rocks and their greater degree of induration and deformation leave little doubt that they are of Pre-Cambrian age. The cleavage, jointing and low-grade metamorphism that they have suffered, however, inevitably introduce complications into the study of their original textures and structures.

The more highly metamorphosed Pre-Cambrian rocks include at least two which were probably originally of sedimentary origin. It has been suggested (Pocock and others 1938) that the feldspathic quartz-mica-garnet schists of Rushton in Shropshire represent an original series of gritty shales and flagstones and that the

garnetiferous mica schists and quartz granulites of the Lizard in Cornwall (FLETT 1946) were originally a series of alternating argillaceous and arenaceous rocks. There is little hope of learning much about the sedimentary history of these formations but it may be noted that they are not out of keeping with the general picture of Pre-Cambrian sedimentation presented by the less metamorphosed rocks (p. 1090).

The Longmyndian

The Pre-Cambrian rocks of Shropshire include a volcanic group, the Uriconian, a sedimentary sequence, the Longmyndian and certain metamorphic rocks such as the Rushton Schists and the Primrose Hill Gneisses. The age relations of these groups and of the various beds within them have long been a matter of dispute. The older literature has been admirably summarised by WHITEHEAD (in POCKOCK and others, 1938). Recent contributors (WHITTARD 1952, JAMES 1956) agree in regarding the Uriconian rocks as older than any of the Longmyndian.

The sequence in the Longmyndian sediments may be set out as follows:

Western Longmyndian or Wentnor Series (2000–2700 m)	{ Bridges Group Oakwood and Bayston Groups
Eastern Longmyndian or Stretton Series (4000–4600 m)	{ Portway Group Lightspout Group Synalds Group Burway Group Stretton Shales

WHITTARD (1952) and JAMES (1956) produce evidence in support of the view that the Oakwood and Bayston Groups, separated in the field by the Bridges Group, represent the outcrops of one formation on the limbs of an overfolded syncline. JAMES (1956) as a result of detailed mapping claims the presence of unconformities both above and below the Portway Group which he accordingly separates as a major sub-division, the Mintonian.

The lowest beds of the Longmyndian, the Stretton shales, are purple and green in colour and are separated by a fault from higher beds in which grey or greenish grey shales with occasional calcareous nodules and lenses predominate. The shales are succeeded by the Burway Group in which muddy siltstones and very fine sandstones are interbedded with greenish grey shales. The beds are a typical greywacke-shale sequence with individual bands commonly ranging from about 2–20 cm thick. Some of the beds, both shale and siltstone, show fine lamination, especially towards the top of each unit, but grading is only rarely seen. Rather poor groove-markings, flute-casts and convolutions are locally present and can be seen for example, in Criffin Quarry, 1325 m NNW of the church at Upton Magna. The greywacke bands consist of angular to sub-angular fragments of quartz, quartzite and subordinate sodic plagioclase, commonly between 0.04 and 0.08 mm in grain size but with individuals up to 0.2 mm across. Flakes of musco-

vite and pale green chlorite are plentiful. There is much interstitial chlorite and epidote with subordinate white mica (Plate I, Fig. 1).

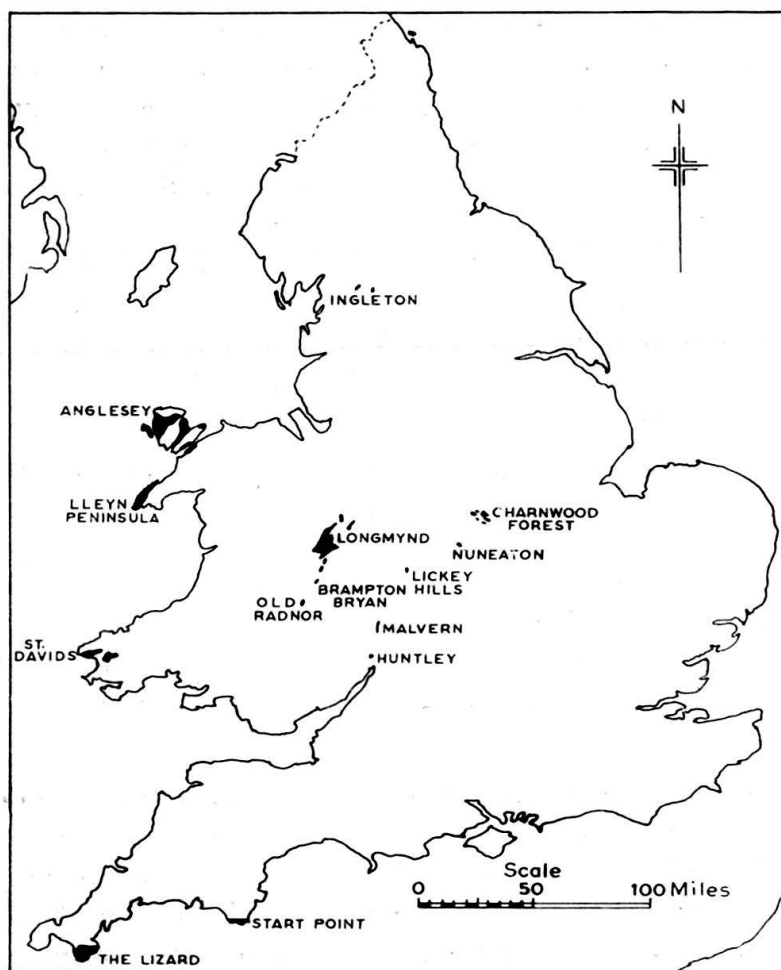


Fig. 1. Principal outcrops of Pre-Cambrian rocks in England and Wales. The size of the smaller outcrops is greatly exaggerated

At the top of the Burway Group there is a massive medium grained greywacke sandstone, the Lower Cardingmill Grit¹⁾, some 40 m thick. Individual units, in which no continuous bedding planes can be seen, range from 8 cm to 2 m and are often separated by micaceous partings. Some beds show wavy laminations and small scale current-bedding. Individual grains are sub-angular, up to 0.5 mm across but averaging about 0.16–0.20 mm. They include quartz, albite, untwinned alkali feldspar, quartzite, chert and ferruginised fine grained volcanic rocks. The dark bands (up to 1 mm thick) which serve to pick out the current-bedding result from concentration of heavy detrital minerals among which magnetite and colourless garnet predominate. Throughout the rock there is much interstitial epidote and pale green chlorite, the latter exceptionally plentiful locally in the magnetite-garnet bands.

¹⁾ The term "grit" has come to have a relative rather than an absolute significance as regards grain size. In the British Lower Palaeozoic rocks it is often applied to any sandstones interbedded with finer grained sediments. Many grits are microbreccias containing tiny rock fragments.

The Synalds Group consists dominantly of purple shales, siltstones and fine sandstones with subordinate grey bands. The range in grade is not great and silty shales are often distinguished from siltstones more by reason of cleavage than of obvious difference in grain size. Individual beds range from about 3 cm up to over 1 m in thickness. Some of the finer grained beds are closely laminated. Grading is not normally discernible in the field but can occasionally be detected under the microscope. The shales frequently carry the oval or circular depressions described as *Arenicolites* by SALTER (1857) and variously interpreted as worm burrows and rain-pits. The siltstones are of greywacke type with angular to sub-angular fragments of quartz, subordinate plagioclase (mainly albite-oligoclase), and perthite. Grains of magnetite and limonite are widespread and there are abundant flakes of white mica. Interstitial material consists of chlorite, discoloured ferruginous clay and tiny micaceous flakes.

Within the Synalds Group there is a well developed greywacke-shale succession of purple shales (15–30 cm thick) interbedded with fine grained purplish grey grits (5–8 cm). This is particularly well exposed on the Pike, in the Cardingmill valley. The grits average 0.12–0.26 mm in grain size. In addition to quartz and feldspar they contain many angular to sub-angular fragments of quartzite, chert, felsite and ferruginised volcanics with relatively little interstitial chlorite, mica and epidote. Tuffs (the Batch Volcanics) occur at at least two horizons within the Group.

The Synalds Group passes up gradually into the Lightspout Group, dominantly fine grained, well cleaved, grey siltstones of greywacke type interbedded with coarser bands of which the Haddon Hill Grit and the Lightspout Grit are the most conspicuous. Lithologically the beds differ little save in grain size and in the somewhat greater angularity of the particles in the finer grained rocks. Grains of quartz, albite-oligoclase, untwinned feldspar, magnetite, limonite, quartzite, felsite and sodic lavas are all widespread, as are laths of white mica and pale green chlorite. There is much interstitial fine grained material including mica, chlorite and epidote.

The Portway Group consists of purple shales with subordinate siltstones, and pebbly sandstones: some grey-green beds are also present. At its base the Huckster Conglomerate has a maximum thickness of about 30 m. Commonly the pebbles occur in bands, many of which are only a few centimetres thick. They are for the most part about 1 cm in diameter (though individuals up to 7 cm occur), moderately well rounded but very poorly sorted. The general purple colour of the conglomerate is due to the large number of reddish or purple fragments it contains. These include purplish silty shale, jasper, silicified vitric and lithic tuffs, rhyolite, andesite and felsite. There are also abundant pebbles of white quartz and quartzites, some micaceous, and smaller grains of sodic plagioclase. Finer grained material occurring interstitially has been almost wholly replaced by epidote with subordinate chlorite. The finer sandstones, typical of the group, carry similar constituents. Many have an average grain size between 0.07 and 0.15 mm and may include large fragments of purplish shale up to 12 cm across. Some of these are rectangular or lenticular banded fragments, others quite well rounded pebbles.

The presence of relatively thin (5 cm) beds of coarse greywacke grit carrying many volcanic fragments (Plate 1, Fig. 2) in a shale succession is not uncommon.

The Bayston and Oakwood Groups both consist of purple and greenish grey sandstones with three prominent bands of conglomerate. The sandstones are typically massive and medium grained but with interbedded finer and coarser material. Ripple-marks and current-bedding are locally present. Micaceous lenses and laminae of red shale a few mm thick are common and irregular flattened masses of shale up to 15 cm across are locally present in the sandstones. The rocks are poorly sorted with sub-rounded to sub-angular grains, predominantly between 0.15 and 0.7 mm but with individuals up to 2 mm. They include quartz, quartzite (often micaceous), chert, plagioclase (mainly albitic but some as calcic as andesine), anorthoclase, perthite and a variety of volcanic fragments which include felsites and felsitic tuffs (occasionally spherulitic) and a suite of intermediate to basic sodic lavas, often partly ferruginised. There is generally little interstitial mica and chlorite but a siliceous cement is sometimes present (Plate I, Fig. 3). Certain bands, however, have an epidote-mica-chlorite groundmass more characteristic of the Eastern than of the Western Longmyndian. Although feldspar is widespread it is generally subordinate to rock fragments and the beds are subgreywackes rather than arkoses.

The conglomerates, where fully developed have thicknesses of 50–150 m. Their pebbles range in size from 1–12 cm and are sub-rounded and poorly sorted. Bedding is clearly seen only where there are intercalated sandstones. Rarely a rather indefinite pebble grading can be detected in bands 20–25 cm thick (for example in Oakwood, 420 m ENE of Earlshill Farm). The pebbles include quartz, quartzite, a variety of felsites and devitrified tuffs, sodic lavas and less commonly soda granite, represented in extremely variable amounts.

The Bridges Group consists of purple mudstones, siltstones and fine sandstones in major units up to several metres thick. Within these units there is often a well-developed banding or lamination of finer or coarser material which often coincides with a grey and purple colour-banding. Bedding planes are commonly marked by micaceous partings. False-bedding and ripple-marks are locally present. The beds tend to show small rhythms rather than true grading. In the sandstones the grains are sub-angular to sub-rounded, and poorly sorted. There is much ferruginous debris, largely of volcanic origin: locally garnet is plentiful. Commonly there is an almost complete absence of matrix but locally considerable amounts of interstitial chlorite and epidote occur.

South and south-west of the Pre-Cambrian outcrops in Shropshire, rocks claimed as Longmyndian in age occur near Brampton Bryan in Herefordshire and Old Radnor in Radnorshire and, to the south-east, at Huntley in Gloucestershire (see Fig. 1). In all cases the beds bear a closer lithological resemblance to the Western than to the Eastern Longmyndian. The Brampton Grits described by Cox (1912) consist of poorly stratified fine to medium grained greenish grey sandstones interbedded with conglomerate. They consist predominantly of quartz, quartzite and felsite, sub-rounded in the conglomerates but sub-angular in the grits (Plate I, Fig. 4). The grains are very poorly sorted and are cemented in part by sparse interstitial mica and chlorite, in part by cryptocrystalline silica.

The Longmyndian rocks of Old Radnor have been described by GARWOOD & GOODYEAR (1918). They comprise medium to fine grained massive greenish and purplish grits with subordinate bands of conglomerate. The sandstones contain poorly sorted angular and sub-angular grains, which include quartz, quartzite, chert, albite, untwinned alkali feldspar altering to secondary mica, felsite, colourless garnet and abundant flakes of white mica. There is some interstitial epidote and pale green chlorite which also partially replace many of the included fragments. The conglomerates contain rounded to sub-rounded pebbles up to 8 cm across which consist in varying proportion of pinkish volcanics and white quartz and quartzites. Locally the pebbles can be seen to be arranged in bands, one 30 cm band, cropping out 350 m W by S of the church at Old Radnor, showing grading from 5 cm pebbles near the base to 1 cm near the top. Pebble grading of this type is however the exception rather than the rule. The pebbles include quartz and quartzite, jasper, devitrified rhyolite and rhyolitic tuff with sodic lavas, subordinate soda granite and chlorite schist. The smaller fragments include much albite, magnetite and garnet. They are separated from one another by a narrow zone of white mica and microcrystalline silica.

The Huntley Quarry Beds of Gloucestershire were claimed as Longmyndian by CALLAWAY (1900) though GARDINER (1920) has expressed doubts. They range from very fine sandstones with an average grain size of 0.08 mm through fine and medium grained rocks (0.12–0.35 mm) to coarse sandstones (0.5–1.0 mm) with individual fragments up to 4 mm. The fragments are sub-angular and poorly sorted. They comprise quartz, quartzite, albite, subordinate microcline, felsites and a series of sodic lavas all more or less ferruginised (Plate I, Fig. 5). There is a little interstitial chlorite and opaque clay aggregate but this is rarely present in any quantity.

The Ingletonian

Sediments regarded as Pre-Cambrian in age crop out in the valley of Chapel-le-Dale, near Ingleton in Yorkshire and in the Ribble valley, 10 km to the east near Horton-in-Ribblesdale. They form a monotonous south-westerly dipping sequence of coarse to fine greenish-grey greywacke sandstones, siltstones and shales. The presence of isoclinal folding suggested by HUGHES (1902) has been verified by LEEDAL and WALKER (1950) and the total thickness of beds visible may be no more than about 500 m.

Variety in the succession is provided almost entirely by changes in the relative proportions of the different lithologies. Parts of the sequence comprise an alternation of fine grained greywacke sandstones and shales (or fine cleaved siltstones). This is most conspicuous where the beds are thin and the contrast in grain size of the neighbouring bands appreciable. In a 55 m succession, visible in the old quarry 750 m WNW of the church at Horton-in-Ribblesdale, the individual bands range from less than 2 cm to about 2 m in thickness. A few beds show grading, from fine sandstone to coarse siltstone. In parts of the succession where shales are absent, as for example in a 110 m sequence in the so-called Ingleton "Granite" Quarry, 1.8 km E by N of Thistleton Hall in Chapel-le-Dale, the superficial impression is of greater lithological uniformity. Here again, however, there is a

rapid alternation of bands of medium to fine greywacke and siltstone, ranging from a few cm to over 1 m in thickness and having sharp planar junctions with one another. Even the shale sequences, on microscope examination are found to consist of alternations of fine siltstone, silty shale and true shale. The thickest homogeneous unit of any kind seen in the Ingletonian is 7 m.

Though grading is occasionally visible in the greywacke bands it is not a conspicuous feature. Small scale current-bedding in units up to a maximum size of about 2 cm is more common as has been recorded by LEEDAL and WALKER (1950). Convolute bedding, referred to as "contemporaneous slump folding" by the same authors, is quite widespread.

As noted by RASTALL (1906) there is a general petrological similarity between the sediments of different grades. All are extremely poorly sorted and the grains are for the most part angular or sub-angular. Only in the coarser deposits do relatively well rounded grains appear in any quantity, usually mixed indiscriminately with more angular fragments. All grades carry an appreciable percentage of fragments well above the general grain size of the rock. Thus, fine grained greywackes with the majority of the grains between 0.04 and 0.2 mm have a number up to 1 mm across while medium grained bands with an average granularity of 0.12–0.4 mm contain fragments up to 2.5 mm. The coarsest beds have a high percentage of their grains between 1 and 2 mm in size. They include abundant quartz, both unstrained and intensely strained, plagioclase, dominantly albitic but with subordinate oligoclase and a few grains as calcic as andesine, orthoclase, perthite, micropegmatite, magnetite, pyrite, limonite, garnet and a variety of rock fragments including quartzite, jasper, quartz-mica schist, quartz-chlorite schist, quartz-albite schist, fine grained greywacke siltstone and shale, devitrified rhyolite and rhyolitic tuff, trachyte and more rarely soda granite and basalt. Flakes of white mica and pale green chlorite are abundant. Many of the constituents of the rock are much altered and replaced by calcite, chlorite, white mica and, more rarely, epidote. There is usually much intergranular chlorite and mica (Plate II, Fig. 4). The great variety of different coloured fragments clearly visible in the coarser greywackes imparts to them a superficial resemblance to an igneous rock and has given rise to the term Ingleton "granite" among quarrymen.

Conglomeratic bands are rarely more than about 1 m in thickness. The most conspicuous occurs in the Ingleton "Granite" Quarry but others are to be seen in the smaller quarry in Chapel-le-Dale, 960 m SSE of Thistleton Hall and in Ribblesdale, 630 m NW of the church at Horton. The first named is the coarsest, containing an occasional fragment up to 60 cm across but the average size is below 10 cm and a large number of the pebbles are less than 1 cm across. The larger fragments are all of fine grained siltstone or shale, sometimes well rounded, but more commonly flattened and often distorted lenses. The indentation of these lenses by harder pebbles and their local extreme attenuation without disruption shows that they were in a plastic condition at the time of deposition and must have been swept along in suspension. The features mentioned above are clearly visible on the microscopic scale (Plate II, Figs. 5–6). The shale lenses and pellets are accompanied by a variety of unsorted sub-rounded to sub-angular fragments of the various rocks present in the greywackes. All gradations can be

seen from a coarse pebbly greywacke with an occasional shale or siltstone lens through rocks with abundant lenses in a sparse gritty matrix to beds which are essentially of laminated shale or siltstone whose continuity is broken by thin lenticular stringers of coarse greywacke grit.

The Charnian

Charnian rocks are exposed in a series of disconnected outcrops, appearing from beneath Keuper Marl in the Charnwood Forest uplands of Leicestershire. They comprise a sequence over 2500 m thick, dominantly pyroclastic in origin. The extensive literature has been summarised by FOX STRANGWAYS (1900) and WATTS (1947). The beds have been divided into three groups:

Brand Series

Maplewell Series

Blackbrook Series

The Blackbrook Series consists of relatively fine grained ashes and tuffs. The Maplewell Series, which appears to have corresponded in time with the climax of vulcanicity, contains two great beds of agglomerate interstratified with a variety of silicified ashes. Much of this pyroclastic material was probably deposited in water and its beautifully bedded character may result in part from aqueous sorting. It contains impressions believed to be algal (Ford 1958). It is only in the Brand Series, however, that deposits which are epiclastic as opposed to pyroclastic play an important part. This group, of which only some 300 m is exposed, passes from conglomerates at the base through coarse and medium grained gritty sandstones to fine sandstones, siltstones and shales.

The conglomerates are at least in part agglomeratic. The maximum thickness visible is 8–9 m on Hangingstone Hills, near Woodhouse. They comprise pebbly bands interstratified with ashes. The largest pebbles are up to 20 cm across their longest diameter but even in the coarsest bands the average size does not exceed 3.5 cm. Although the pebbles are deformed and flattened parallel to the cleavage there is no doubt of the well rounded character of the larger individuals: much of the smaller debris is sub-rounded to sub-angular. The degree of sorting is very low. The pebbles are almost wholly of volcanic origin and include a variety of devitrified rhyolites and trachytes (or rhyolitic and trachytic tuffs), spherulitic felsites and vitric tuffs together with abundant smaller fragments of quartz, sodic plagioclase and highly altered orthoclase. The grains are separated by a thin skin of pale green chlorite which also replaces many of the fragments.

The sandstones and siltstones comprise a uniform and lithologically homogeneous succession. They are massive grey and purple ashy grits, devoid of sedimentary structures and with their bedding not always readily apparent. Material of this type is particularly well exposed in the crags below the church at Woodhouse Eaves. Both here and at other localities (e. g. Nanpanton) there is some interstratification of purple shale and the sandstones occasionally carry irregular fragments and lenses of shale up to 4 cm across. Tuffaceous bands with fragments up to 1.5 cm in size are also present. As noted by WATTS (1957) much of the so-

called Swithland Slate Stage, the highest Charnian rocks exposed, extensively quarried in the past at Swithland and Groby, is really of siltstone grade. True argillites are also present, however, and are represented by the banded slates exposed in the old quarry on Hangingstone Hills, near Woodhouse. There the slates are interbedded with bands, 4 mm to 15 cm thick, of siltstone to fine sandstone grade, a few of which show faint grading.

The coarser sandstones are all poorly sorted. Individual grains up to 5 mm across occur in rocks where the majority of the grains lie between 0.1–0.5 mm. The larger grains are sub-rounded, the smaller sub-angular or even angular. The fine sandstones and siltstones (Plate I, Fig. 6) are often quite well sorted though this is not universally the case. The coarser grains include abundant volcanic fragments, – sodic lavas ranging from rhyolite, through trachyte to basalt, sometimes with their coloured minerals ferruginised, and a variety of devitrified acid and intermediate tuffs. Among the smaller particles quartz is the most abundant; quartzite fragments are rather rare. Feldspar is plentiful, and includes orthoclase heavily altered to secondary mica, perthite and plagioclase, mainly albite-oligoclase but with a little andesine; magnetite, limonite and locally epidote are common. The finer grained sediments carry small flakes of white mica or of intergrown chlorite and mica. Between the grains there is rarely more than a thin skin of pale green chlorite and white mica. In some specimens, however, there has been so much replacement of the grains by these two minerals that a superficial appearance of an abundant chlorite-mica cement is afforded. In fact the separation of argillaceous from arenaceous materials has been reasonably well accomplished during the deposition of much of the Brand Series.

The Mona Complex

The Mona Complex of Anglesey and the Lleyn peninsular in Carnarvonshire provides the largest of the Anglo-Welsh Pre-Cambrian outcrops, but one in which the rocks have suffered a considerable degree of deformation and metamorphism. In Anglesey the complex was the scene of the classic work of GREENLY (1919) who recorded admirable petrographic descriptions of the rocks; in the Lleyn peninsular and the neighbouring Bardsey Island it has been described by MATLEY (1913, 1928). GREENLY subdivided the rocks of Anglesey into an older system of gneisses which he believed to be overlain unconformably, in a series of vast recumbent folds, by a younger system of metamorphosed sediments and volcanics to which he gave the name of the Bedded Succession. Subsequent work (SHACKLETON 1954) has shown that the amount of inversion is much less than originally postulated by GREENLY and that the gneisses probably represent highly metamorphosed portions of the Bedded Succession.

The rocks appear to form a continuous sequence of the order of 5000–6000 m thick, free from major unconformities. Complications are introduced through the lack of continuity between the separate outcrops in Anglesey and on the mainland and by the varying degrees of metamorphism to which the beds have been sub-

jected. The sub-divisions of the succession, in what is now regarded as their probable stratigraphical order, are as follows:

Fydlyn Tuffs

Gwna Group

Church Bay Tuffs – Skerries – Tyfry Group

New Harbour – Amlwch Group

South Stack Series with Holyhead Quartzite

The South Stack Series is predominantly an alternating sequence of pale sandstones with subordinate shales or siltstones. In the Llwyn-y-berth promontory and along the coast south of Henborth these features are beautifully exposed. Grit bands ranging from 5–60 cm in thickness alternate with fine grained beds which for the most part are cleaved siltstones rather than shales. Intensely convolute beds are common. Many of the grit bands are beautifully graded and a few have load-cast bases. Closely spaced light and dark lamination is widespread in the finer grained beds and, in parts of the succession, bands of fine grained laminated sandstones up to 3 m thick are present. All the beds are extremely poorly sorted. Some of the larger grains are sub-rounded but for the most part the particles are sub-angular. The coarsest graded beds contain occasional grains up to 4 mm across. Graded beds range from coarse sandstone grade at the base to fine sandstone at their top or from medium sandstone to very fine sandstone or even coarse siltstone. The grains comprise quartz, both clear and intensely strained, quartzite, chert, chlorite-mica schist, abundant sodic plagioclase, subordinate perthite and untwinned feldspar (much altered to secondary mica), ilmenite (altering to leucoxene), pyrite, zircon, rutile, tourmaline and kyanite. These grains are separated by a variable amount of light to dark green chlorite and muscovite, recrystallised in tiny laths (Plate II, Fig. 2).

Within the South Stack Series there is also a group of much more massive sandstones, the Stack Moor Beds of GREENLY (1919). They range from pale sandstone 2 m or so thick and separated by a few cm of fine siltstones or shales to beds of homogeneous sandstone 3–10 m thick. They are poorly sorted but are predominantly fine to medium grained sandstones. The larger grains are sub-rounded, the fine particles sub-angular. Quartz is the dominant constituent with albite and orthoclase very subordinate; leucoxinised ilmenite, zircon and tourmaline are often concentrated in thin bands which mark the bedding. Tiny pebbles of quartzite and quartz-chlorite schist are not uncommon. Interstitially to the larger grains there is a small amount of chlorite and mica.

The Holyhead Quartzite underlain and overlain by beds of Stack Moor type is a massive white quartzite in which bedding is only rarely visible. Despite a considerable measure of recrystallisation it can be seen to be a poorly sorted rock (Plate II, Fig. 1), for the most part of fine to medium sandstone grade though individual grains up to 4 mm across occur locally. Some of the larger grains are well rounded, the smaller sub-angular. The majority are quartz with occasional quartzite, pink jasper or quartz-mica-chlorite schist. Feldspar is rare but scattered grains of leucoxene, zircon, rutile and tourmaline are widespread. The larger grains

are normally separated by a thin skin of tiny oriented flakes of white mica. Analyses quoted by GREENLY (1919) show that the rock contains 87–96% SiO_2 .

The New Harbour Beds, like their presumed equivalents in the north of Anglesey, the Amlwch Beds, have suffered extensive foliation and recrystallisation. They are greenish grey rocks characterised by a rapid alternation of lighter and darker bands. Commonly this is shown as a lamination between darker more pelitic layers less than 1 mm thick and lighter psammitic bands 2–3 mm thick. In other parts of the succession grit bands average about 1 cm thick (but occasionally up to 5 cm) and are separated by no more than a mm or two of shale. Still other horizons are dominantly pelitic. The Amlwch beds are alternating greenish grey shales or phyllites and fine grained grits. Individual grit bands range from a few mm to about 10 cm in thickness. Impersistent lenses of reddish phyllite are locally present. Interbedded with both New Harbour and Amlwch sediments are pillow lavas with associated ferruginous cherts.

Despite the recrystallisation they have suffered the poorly sorted nature of the New Harbour and Amlwch Beds is apparent. The New Harbour Beds are predominantly of fine and very fine sandstone grade interbedded with muddy siltstones but individual grains up to 0.7 mm in diameter are not uncommon. Quartz, quartzite, albite-oligoclase, magnetite, leucoxinised ilmenite and tourmaline grains are associated with flakes of white mica and pale green chlorite and secondary epidote and sphene. In the more schistose rocks much green biotite has developed. The Amlwch Beds have a particularly abundant mesostasis of fine grained chlorite, white mica and quartz. In addition to the ubiquitous quartz and sodic plagioclase, grains of quartzite, chlorite schist and soda felsite are present, commonly up to 2 mm in size.

The Church Bay Tuffs-Skerries-Tyfry Group consists of poorly stratified, predominantly pyroclastic rocks. Spilitic lavas, albite trachytes and felsites are prominent among the included and highly angular fragments. In the Skerries and Tyfry Beds a proportion of sub-rounded grains are evidently of epiclastic origin. GREENLY (1919) has recorded, from the inaccessible archipelago of the Skerries, conglomerates with well rounded pebbles, the largest up to 50 cm in diameter, which include soda granites and felsites, spilites, quartzites, jaspers and fine grained green and purple grits.

The Gwna Group most commonly occurs in the intensely deformed and brecciated condition called by GREENLY the "Gwna mélange". At Aber Geirch in the Lleyen peninsular where the beds are relatively undisturbed they consist of finely laminated greenish grey to olive grey mudstones, siltstones and fine sandstones. The fine light and dark lamination, in bands 1–3 mm thick, commonly runs through all lithologies and tends to hide the larger scale alternations which are widespread though not conspicuous owing to the very slight variations in grain size involved. These rocks (Plate II, Fig. 3) are excellent greywackes with poorly sorted angular and sub-angular fragments up to 0.4 mm across but averaging 0.08–0.16 mm. They include quartz, albite, chert, felsite, ferruginised spilite and magnetite set in an abundant matrix of white mica, pale green chlorite and a little epidote. The Gwna Green-schist of Anglesey represents similar rocks in a foliated condition.

The Gwna *mélange* is essentially a highly deformed, alternating phyllite and grit series in which exotic blocks and boulders of all sizes occur. Individual grit bands have been disrupted into lenses which in many places preserve the general bedding; elsewhere they appear as the fragments of a breccia. Some of the grits, especially those from the Lleyn peninsular are in a cataclastic state. Others, from Camaes Bay in the north of Anglesey and Dinas Bâch in the south show the typical characteristics of a greywacke. Grains are angular to sub-angular and very poorly sorted. In addition to quartz they include abundant sodic plagioclase, some un-twinned alkali feldspar, quartzite, chert, felsite and spilite with abundant interstitial flaky white mica and pale chlorite. In many places the matrix of the *mélange* is a siltstone rather than a true argillite and repeats the features of the grits.

A white quartzite and a limestone occur as exotic blocks in the *mélange*. These range in size from relatively small boulders or lenses to gigantic masses half a kilometre long. At Camaes Bay in the north of Anglesey many of the fragments are roughly rounded and the *mélange* locally has the appearance of a boulder bed. In the south near Porthcadwaladr the quartzite occurs most commonly in lenses. In the Lleyn peninsular it often has the form of long strips whose length may be over 20 times their breadth. There is clear evidence that many of the larger masses are floating in the *mélange*. The schistose matrix sweeps round them and has been exposed by erosion beneath them. In the relatively few cases where the bedding of the quartzite or limestone can be seen it parallels that of the phyllite-grit *mélange*. The *mélange* was regarded by GREENLY (1919) and MATLEY 1928 as wholly tectonic but SHACKLETON (1953) has suggested a superficial origin.

The quartzite of the Gwna *mélange* is a pure white recrystallised rock. Bedding is occasionally visible on a weathered surface, as at Llanbadrig headland, and is marked by micaceous partings in thin section. The rock is composed almost wholly of interlocking quartz grains showing highly undulose extinction. Occasional grains of chert and sodic plagioclase are present as well as zircon, tourmaline and rutile. Little interstitial mica is present. An analysis quoted by GREENLY shows 96.4% SiO_2 .

The limestone is for the most part a grey crystalline structureless rock interbedded locally with thin black shales. In places it is dolomitised. At a few localities, among which the headland of Trwyn y Parc is the best, structure is preserved and it can be seen to consist of beds of limestone-sandstone (or calcarenite) of varying grade, alternating in units 2–5 cm thick, and interbedded with darker finer grained laminated limestones. The limestone-sandstones consist of a mass of flattened pebbles, up to 1 cm across in the coarsest beds but more commonly 1–2 mm, of pre-existing limestones. Many of these fragments consist simply of granular calcite. Others contain a variety of carbonate grains, some of which (0.25–0.3 mm across) are oolitic showing outer concentric skins with a recrystallised interior. Other structureless carbonate grains have more irregular or polygonal outlines and go up to 0.55 mm in size. Truncation of many ooliths on the margins of the pebbles show that the bodies are erosional and not accretionary. They are set in a matrix of finely granular calcite.

Both in Anglesey and on the Lleyn peninsular spilites and spilitic tuffs occur in the Gwna Group. Pillow lavas are magnificently displayed at Newborough Warren with inter-ellipsoidal red jaspers and pink carbonate rocks.

The Gwna Group shows a gradational contact with the Fydyln beds which are not involved in the *mélange*. They are preserved only in the north-west of Anglesey where little more than 50 m of them are seen. They are massive, almost white, felsitic tuffs.

The Character of the Sedimentation

Throughout the Pre-Cambrian of England and Wales the sediments have certain features in common. They are, with rare exceptions, the products of incomplete weathering and incomplete sorting. Many of the sandstones are micro-breccias in which volcanic fragments figure prominently. Compositionally mature sediments are lacking save for the Holyhead Quartzite and the exotic blocks in the Gwna *mélange*.

The rocks of the Mona Complex, the Eastern Longmyndian and the Ingletonian are, for the most part, typically geosynclinal. The thick successions of clastic sediments, the regularity of the bedding, the poorly sorted muddy greywacke sandstones and, in the case of the Mona Complex, the occurrence of spilites and associated cherts are all characteristic of this environment. The sediments bear every indication of deposition from suspension. Large parts of the successions in their rapid alternation of lithologies and in the presence of graded bedding, convolutions and sole markings, resemble the Alpine Flysch. These features are most characteristically developed in parts of the South Stack Series, the Burway Group, the Synalds Group and the Ingletonian but the successions as a whole abundantly furnish the criteria of syn-orogenic sediments as defined by TERCIER (1947), KUENEN and CAROZZI (1953), DE SITTER (1956) and PETTIJOHN (1957).

In the Eastern Longmyndian the Stretton Shales appear to represent the quiet muddy sedimentation that preceded the orogenic phase, the Portway Group to mark the change from syn-orogenic to post-orogenic conditions. In Anglesey the Stack Moor Group and the Holyhead Quartzite indicate a temporary stabilisation of the geosyncline in the course of which sediments, still poorly sorted, but rich in stable constituents and relatively free from mud, accumulated. With this exception the Mona Complex is built largely of sediments whose conspicuous and rapidly recurring alternation drew special comment from GREENLY (1919, p. 387). The grit and phyllite succession of the Gwna *mélange* is a typical flysch with associated pillow lavas and cherts. The exotic blocks of clean quartzite and well sorted detrital limestone, completely foreign in facies to the beds with which they are associated, inevitably challenge comparison with the argille scagliose of the Apennines and the wildflysch of the Alps. There is no question that they have been deformed and folded together with the enclosing sediments; but to the author it is easier to conceive of their having reached their present position by submarine sliding from the margins of the geosyncline (their true environment) than by purely tectonic transport.

Neither the Western Longmyndian nor the Charnian have the character of syn-orogenic sediments. They contain thick and often structureless sandstones. Where

sedimentary structures occur they are false-bedding and ripple-marking. Conglomerates are present and reach spectacular dimensions in the Bayston and Oakwood Groups. There is a tendency towards rhythmic deposition. Petrographical characteristics are less diagnostic than lithological ones; the sediments are still poorly sorted and contain a variety of rock fragments and unstable constituents but there is less interstitial clay grade material than in flysch and the larger grains tend to be more rounded. Included fragments of mudstone are common. The facies is typical of the post-orogenic molasse and its conglomerates, as pointed out by GARWOOD and GOODYEAR (1918), are comparable to the nagelfluh of the Alps. It extends over the foreland beyond the limits of the geosyncline and it is significant that it is this facies of the Longmyndian that occurs at Brampton Bryan, Old Radnor and Huntley.

The transition from syn-orogenic to post-orogenic sediments in the Longmyndian seems to have been effected largely within the Portway Group. The Huckster Conglomerate has affinities with the molasse while certain grit bands associated with red shales in the higher part of the Group are of flysch type. Here, as in the Oligocene of the Alps, it is difficult to define the boundary between the two phases of sedimentation (BERSIER 1950).

The few available and probably unrelated glimpses of sedimentation in England and Wales during the tremendous span of Pre-Cambrian time are thus all of deposition in orogenic zones of the debris of yet older sediments and of dominantly sodic volcanics. In character the sedimentation differs remarkably little from that of the Lower Palaeozoic geosyncline of the same regions. As in the case of the Archean of the Canadian Shield (PETTIJOHN 1943) and of the Svecofennides (SIMONEN 1953) there is little trace of epicontinental sedimentation. The deposits differ from those of the Alpine orogeny in their abundant content of volcanic material. There is a monotonous uniformity about deposition in orogenic belts throughout geological time and indeed it is largely the extent and nature of the accompanying vulcanicity which imparts to the sediments of each their special character.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author gratefully acknowledges his indebtedness to his colleague Dr. W. S. PITCHER for helpful discussions and to his Chief Technician, Mr. E. O. ROWLAND for his assistance in the preparation of the photomicrographs.

REFERENCES

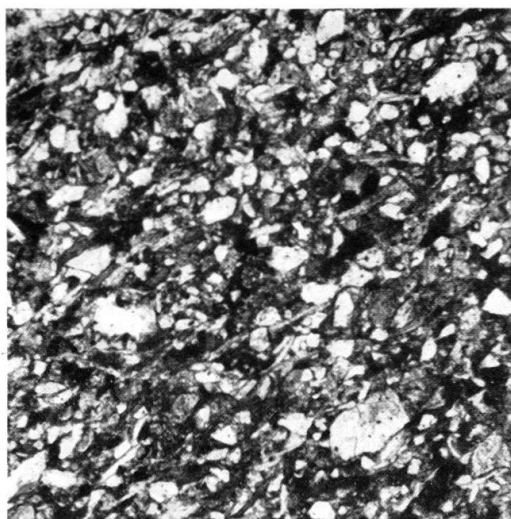
- BERSIER, A. (1950): *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine*. XVIII Cong. géol. intern., London, C. R. 4, p. 83-93.
CALLAWAY, C. (1900): *On Longmyndian inliers at Old Radnor and Huntley (Gloucestershire)*. Quart. J. geol. Soc. 56, p. 511-20.
COX, A. H. (1912): *On an inlier of Longmyndian and Cambrian rocks at Pedwardine (Herefordshire)*. Quart. J. geol. Soc. 68, pp. 364-401.
DE SITTER, L. U. (1956): *Structural Geology*, London, p. 292-9.
FLETT, J. S. (1946): *Geology of the Lizard and Meneage*. 2nd ed. Mem. geol. Surv. G. B.
FORD, T. D. (1958): *Pre-Cambrian fossils from Charnwood Forest*. Proc. Yorks. geol. Soc. 31, p. 211-7.

- GARDINER, C. I. (1920): *The Silurian rocks of May Hill*. Proc. Cotteswold Nat. Field Club 20, Pt III, p. 189-95.
- GARWOOD, E. J., & GOODYEAR, E. (1918): *The geology of the Old Radnor district* (with petrological descriptions by H. H. Thomas). Quart. J. geol. Soc. 74, p. 1-30.
- GREENLY, E. (1919): *The Geology of Anglesey, I*. Mem. geol. Surv. G. B.
- HUGHES, T. McK. (1902): *Ingleborough. Part II, Stratigraphy*. Proc. York. geol. Soc. 14, p. 323-43.
- JAMES, J. H. (1956): *The structure and stratigraphy of part of the Pre-Cambrian outcrop between Church Stretton and Linley, Shropshire*. Quart. J. geol. Soc. 112, p. 315-37.
- KUENEN, P. H., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps*. J. Geol. 61, p. 363-73.
- LEEDAL, G. P., & WALKER, G. P. L. (1950): *A restudy of the Ingletonian Series of Yorkshire*. Geol. Mag. 87, p. 57-66.
- MATLEY, C. A. (1913): *The Geology of Bardsey Island*. Quart. J. geol. Soc. 69, p. 514-33.
- (1928): *The Pre-Cambrian complex and associated rocks of south-western Lley (Carnarvonshire)*. Quart. J. geol. Soc. 84, p. 440-504.
- PETTIJOHN, F. J. (1943): *Archean sedimentation*. Bull. geol. Soc. Am. 54, p. 925-72.
- (1957): *Sedimentary Rocks*. 2nd ed. New York, esp. p. 615-22.
- POCOCK, R. W., WHITEHEAD, T. H., WEDD, C. B., & ROBERTSON, T. (1938): *Shrewsbury District*, Mem. geol. Surv. G. B.
- RASTALL, R. H. (1906): *The Ingletonian Series of West Yorkshire*. Proc. York. geol. Soc. 16, p. 87-100.
- SALTER, J. W. (1857): *On annelid-burrows and surface-markings from the Cambrian rocks of the Longmynd, II*. Quart. J. geol. Soc. 13, p. 199-206.
- SHACKLETON, R. M. (1953): *The structural evolution of North Wales*. Liverpool and Manchester Geol. J. 1, Pt. 3, p. 262-4.
- (1954): *The structure and succession of Anglesey and the Lley peninsula*. Adv. Sci. 41, p. 106-8.
- SIMONEN, A. (1953): *Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supra-crustal rocks in southwestern Finland*. Bull. Comm. géol. Finlande No. 160.
- STRANGWAYS, C. FOX. (1900): *The geology of the country between Atherstone and Charnwood Forest*. Mem. geol. Surv. G. B.
- TERCIER, J. (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 40, p. 163-98.
- WATTS, W. W. (1947): *Geology of the ancient rocks of Charnwood Forest, Leicester*.
- WHITTARD, W. F. (1952): *A geology of south Shropshire*. Proc. geol. Assoc. 63, 143-50.

Plate I

Pre-Cambrian Sediments – Longmyndian and Charnian

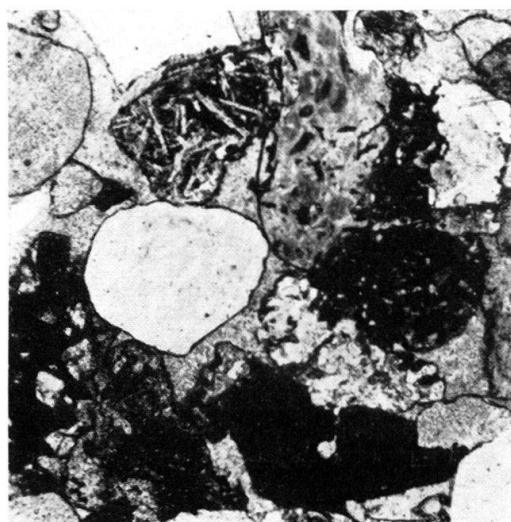
1. Fine grained greywacke. Angular to sub-angular grains of quartz, quartzite and sodic plagioclase, together with mica-chlorite flakes are set in a chlorite-mica-epidote matrix. Longmyndian, Burway Group; Criffin Quarry, 1325 m. NNW of Upton Magna church. Plane polarised light. $\times 45$
2. Coarse greywacke. Sub-rounded to sub-angular grains include a variety of volcanic rocks, – felsitic and vitric tuffs, ferruginised sodic lavas, – quartz and albite with rather sparse interstitial chlorite. Longmyndian, Portway Group; 5 cm. grit band in shales, top of Lightspout Hollow, 610 m. E of Shooting Box. Plane polarised light. $\times 9$
3. Medium grained subgreywacke. Sub-rounded grains include a variety of sodic lavas, partly ferruginised, perlitic felsite, quartz and quartzite in a siliceous cement. Longmyndian, Oakwood Group; 100 m. SW of Oaks. Plane polarised light. $\times 40$
4. Medium grained subgreywacke. Sub-angular fragments of quartz, quartzite and felsite with a sparse cement of chlorite and cryptocrystalline silica. Longmyndian, Brampton Grits; E corner of Brampton Bryan Park. Crossed nicols. $\times 40$
5. Coarse subgreywacke. Sub-angular grains of quartz, albite, felsite and ferruginised volcanics carrying albite laths (probably spilitic). Two fragments of the latter can be seen south of the centre and one (with a single large albite crystal) in the north-west corner. Cementing material is almost absent. Presumed Longmyndian, Huntley Quarry Beds; quarry 390 m. W by S of Huntley church. Plane polarised light. $\times 17$
6. Fine grained subgreywacke. Moderately well sorted sub-angular grains of quartz, magnetite and finely crystalline felsitic rocks with rather sparse interstitial mica and chlorite. Much scattered limonitic material. Charnian, Brand Series; crags below church, Woodhouse Eaves. Plane polarised light. $\times 35$



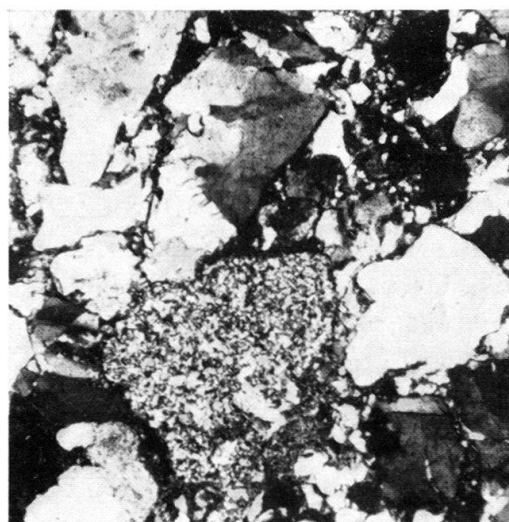
1



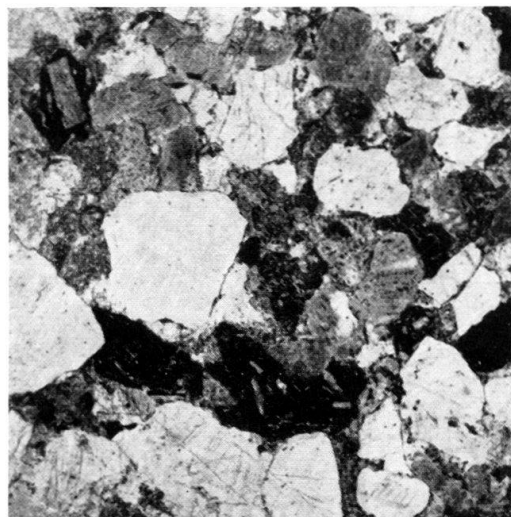
2



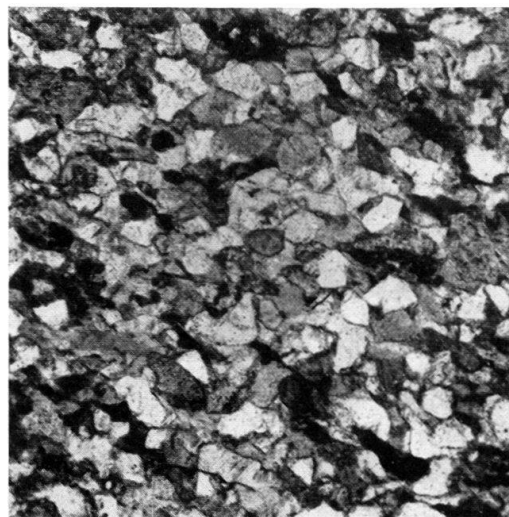
3



4



5

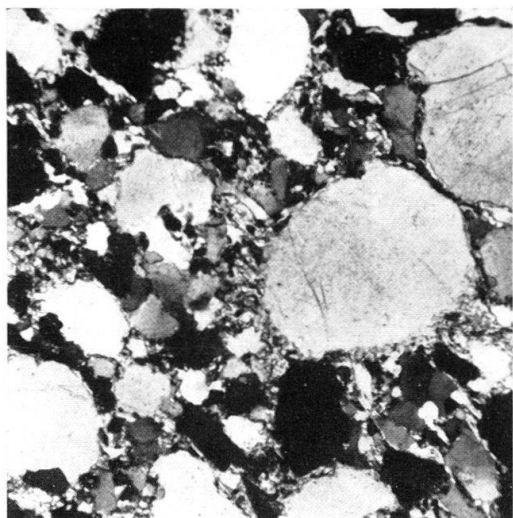


6

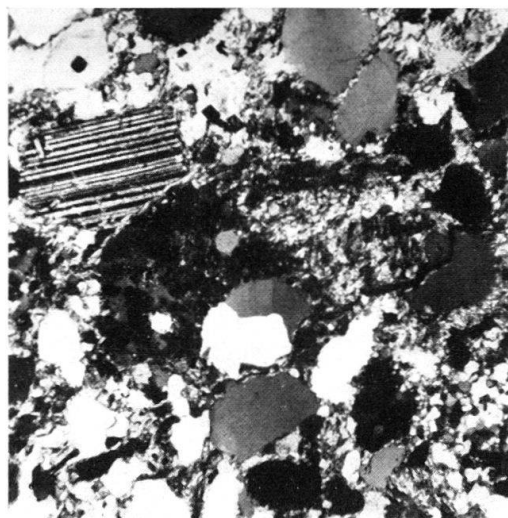
Plate II

Pre-Cambrian Sediments – Mona Complex and Ingletonian

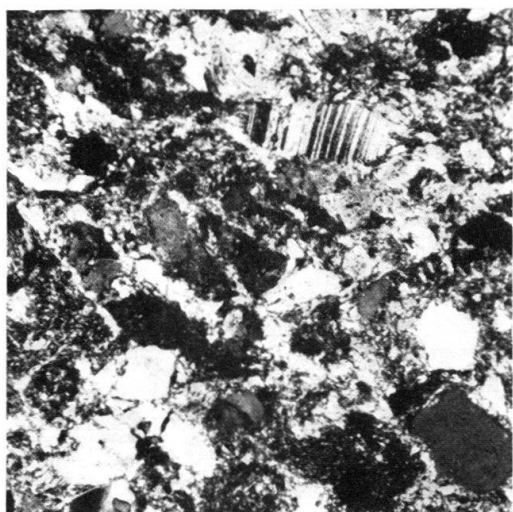
1. Medium grained micaceous quartzose sandstone. Sub-rounded grains of quartz, very poorly sorted, separated by thin skin of white mica. There has been marginal recrystallisation of the quartz grains and some shearing. Mona Complex, Holyhead Quartzite; 140 m. SW of Twr, Anglesey. Crossed nicols. $\times 40$
2. Medium grained greywacke. Poorly sorted, sub-rounded to sub-angular grains of quartz, quartzite and albite with interstitial mica and chlorite. Base of 45 cm. graded bed. Mona Complex, South Stack Series, Llwyn-y-berth promontory, 850 m. WSW of Gors-goch, Anglesey. Crossed nicols, $\times 35$
3. Fine grained greywacke. Angular to sub-angular grains of quartz, albite and devitrified volcanic rocks in abundant chlorite-mica matrix. Mona Complex, Aber Geirch Beds, Gwna Group. Aber Geirch, Llyn peninsular. Crossed nicols. $\times 45$
4. Fine grained greywacke. Poorly sorted angular to sub-angular grains of quartz, quartzite, albite-oligoclase, perthite, felsite and a heavily chloritised sodic lava in a chlorite-mica matrix. Ingletonian. Quarry 960 m. SSE of Thistleton Hall, Chapel-le-Dale. Plane polarised light. $\times 30$
5. Greywacke mudstone conglomerate. Irregular lenses and fragments of mudstone and siltstone together with coarse grains of quartz, quartzite and devitrified volcanics scattered through a fine grained greywacke matrix. Ingletonian. Rowe End, 630 m. NW of church at Horton-in-Ribblesdale. Plane polarised light. $\times 4$
6. Greywacke micro-conglomerate. Coarse sub-rounded to sub-angular grains of quartz, quartzite and devitrified volcanic rocks with mudstone lenses in a fine grained greywacke. Note constriction of clay by two quartzite grains. Ingletonian. Quarry 1,8 km. E by N of Thistleton Hall, Chapel-le-Dale. Plane polarised light. $\times 5$



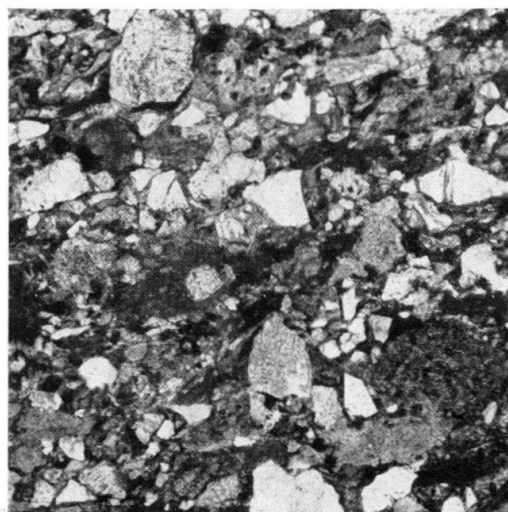
1



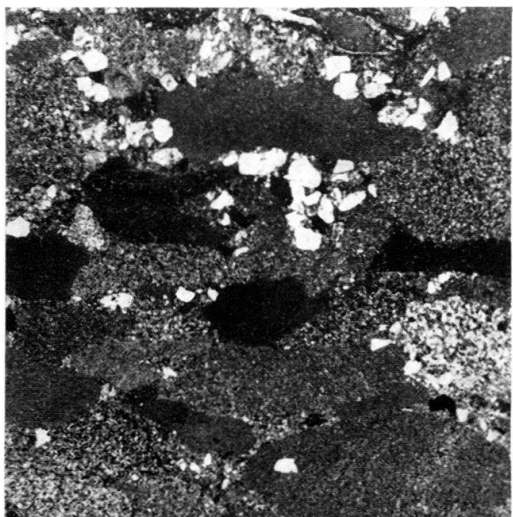
2



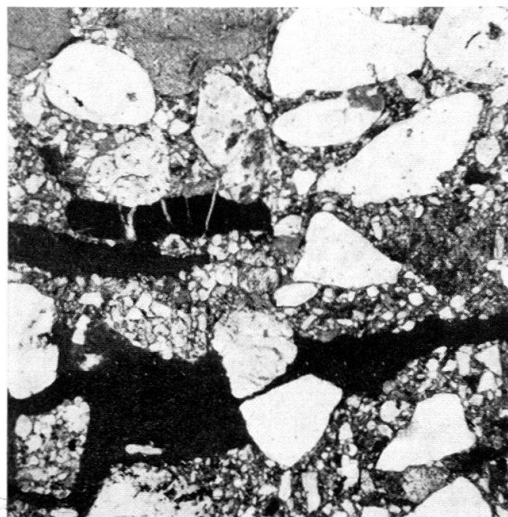
3



4



5



6

72. – G. TCHIMICKIAN¹⁾, Mme J. REULET¹⁾, A. VATAN²⁾: **Etude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de Bresse.** Avec 2 figures et 3 tableaux dans le texte.

RÉSUMÉ

Cette étude, basée surtout sur l'examen des minéraux lourds des matériaux mollassiques de quelques forages de Bresse, se propose d'esquisser les grandes lignes de l'évolution sédimentologique de la série tertiaire bressane.

La méthode minéralogique, utilisant les pourcentages pondéraux en minéraux lourds, est exposée.

Le résultat le plus frappant est la différence de composition minéralogique entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur. Il y a une analogie assez marquée entre la composition minéralogique des matériaux oligocènes du Bassin de Pechelbronn, en Alsace, et celle des mollasses de l'Oligocène inférieur de Bresse, provenant elles aussi du démantèlement local d'un socle ancien où les éléments permo-triasiques jouaient un rôle important.

La formation des Alpes ne se fait alors sentir en Bresse que d'une manière indirecte, par rajeunissement des reliefs. De brèves incursions marines sont marquées par l'apparition de glauconie.

La participation alpine, bien caractérisée par l'apport de minéraux des schistes lustrés, ne se fait sentir qu'à partir de l'Oligocène supérieur.

I. – INTRODUCTION

La plaine de Bresse a fait, ces dernières années, l'objet d'importantes études. D'une part, l'ouvrage de géographie physique, sur les plaines de la Saône, par M. A. JOURNAUX, a fait connaître l'histoire géologique récente de cette région, d'autre part, une série de forages entrepris par la Régie Autonome des Pétroles et le Bureau de recherches géologiques et minières ont apporté d'importants éléments dans la connaissance du sous-sol³⁾.

L'étude des matériaux des forages de la R.A.P. a été faite au Laboratoire de cette Société à Saint-Gaudens. Il a semblé intéressant, en ce qui concerne le Tertiaire, d'en exposer les résultats d'un point de vue sédimentologique.

Nous essayons, dans ce travail, de caractériser l'évolution sédimentologique de la série bressane, à la fois dans l'espace et dans le temps, en envisageant plus particulièrement l'origine des matériaux.

Plan du travail

Après une très brève présentation du cadre géographique, nous donnons un court exposé du problème général des formations détritiques périalpines des régions voisines et en Bresse.

La coupe sommaire des terrains tertiaires traversés par le forage est suivie d'une description pétrographique.

La méthode minéralogique employée dans la suite du travail est exposée avec détail.

Des conclusions sur l'origine du matériel sont tirées des résultats pétrographiques et minéralogiques, par comparaison avec les matériaux des bordures.

¹⁾ Régie Autonome des Pétroles, Saint-Gaudens (H. G.).

²⁾ Institut Français du Pétrole, Rueil (S. O.).

³⁾ *Remerciements:* Les auteurs remercient Monsieur le Directeur Général de la Régie Autonome des Pétroles qui a bien voulu accorder l'autorisation de publier ces résultats.

II. – LIMITES GÉOGRAPHIQUES DE LA BRESSE

La Bresse est une partie d'un bassin d'effondrement qui occupe pratiquement toute la plaine de la Saône sur plus de 200 km entre le système alpin et les vieux massifs hercyniens.

Au Sud, la Bresse se relie au Bassin du Bas-Dauphiné et des Dombes, lui-même limité au Sud, par un seuil rattachant le Massif Central à l'Ile Crémieu et le séparant du Bassin de Valence.

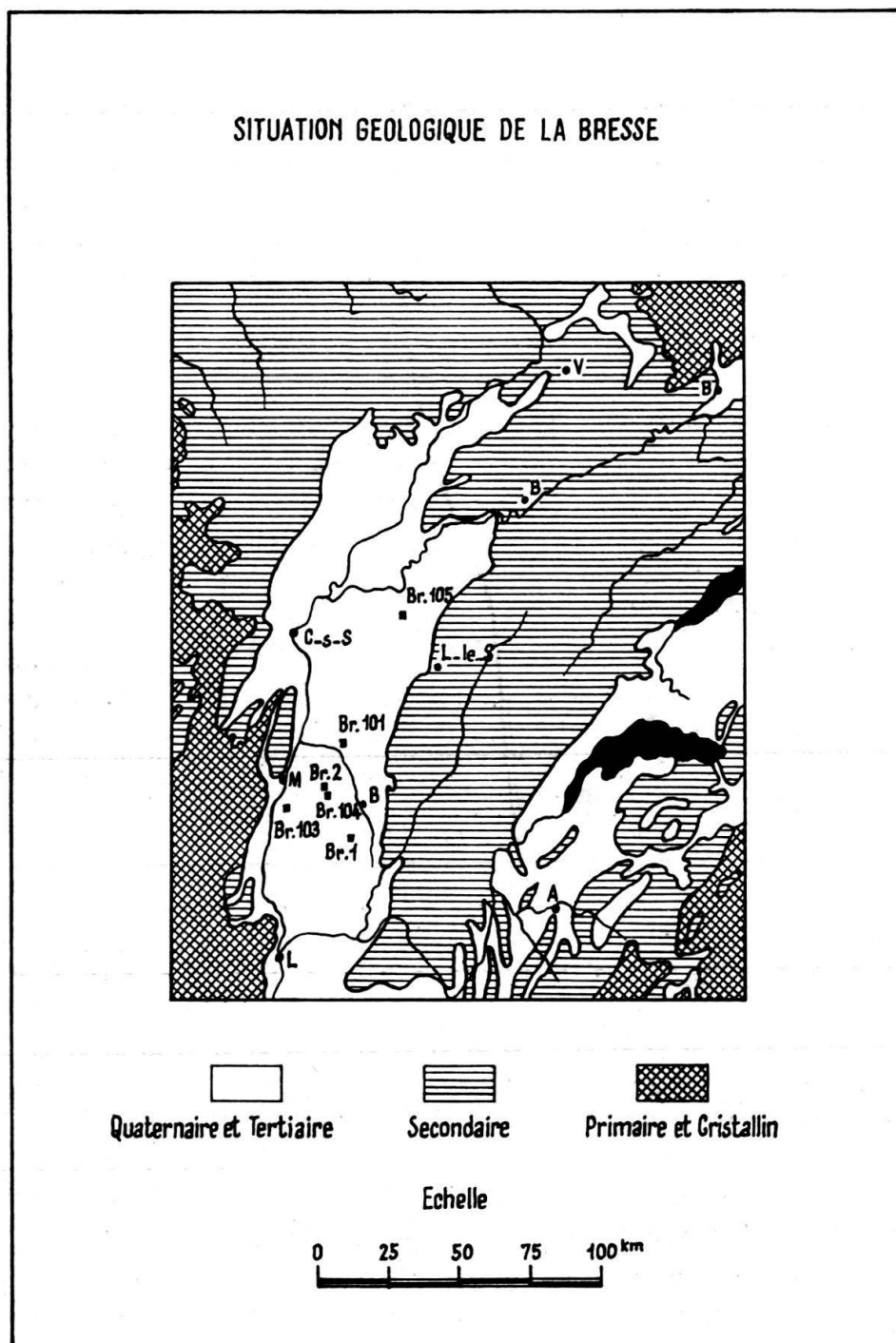


Fig. 1

Vers le Nord, la Bresse se relie également à un autre bassin du même type, au-delà d'un seuil rattachant le Massif de la Serre au Mâconnais.

Pour complément à ce cadre géographique, nous renvoyons le lecteur au travail si documenté de A. JOURNAUX (1956).

En dehors des forages ayant retrouvé le Tertiaire sous des chevauchements du Jura, à l'E de la Bresse et non étudiés dans cette note, six grands forages ont traversé la série tertiaire: Bresse 1 (Br 1), Br 2, Br 101, Br 103, Br 104, Br 105.

Leur emplacement est indiqué sur la carte géologique schématique. Notre étude est limitée exclusivement aux matériaux tertiaires de ces forages.

III. – LE PROBLÈME GÉNÉRAL DES MOLLASSES

Le diastrophisme joue le rôle essentiel dans la formation des mollasses, c'est un fait évident. Les bassins mollassiques enregistrent les pulsations tectoniques: l'arrivée, dans les produits de démolition, de matériaux typiquement alpins, c'est-à-dire essentiellement ceux de la zone des schistes lustrés (les plus reconnaissables par leurs minéraux) est, en quelque sorte, un témoignage historique, un document écrit, pourrait-on dire, des premiers mouvements alpins. Les travaux antérieurs sur les matériaux de Savoie, accomplis au laboratoire de la R.A.P. et restés sous forme de rapports intérieurs, ou ceux de l'I.F.P., publiés par l'un de nous (A. VATAN) seul ou en collaboration, ont esquissé les grandes lignes de la sédimentation dans le domaine subalpin, depuis le Crétacé supérieur. Au Crétacé supérieur, le Massif Central, exondé, fournit par érosion de la mésozone de métamorphisme général, des masses importantes de sables, bien caractérisés par des cortèges typiques de cette zone de métamorphisme.

À l'Eocène, une pénéplanation généralisée est marquée par le remaniement fluvial des sables crétacés, matériaux auxquels viennent s'ajouter des apports directs, surtout granitiques et bien caractérisés dans le Bassin de Valence par exemple.

À cette époque, le Massif Central est auréolé de formations de transport, fortement lessivées par des eaux agressives, ainsi que l'a montré M. SCHOELLER, pour la partie Nord Aquitaine, et, partant, très kaoliniques (J. MILLOT).

Avec les premières manifestations de l'orogénèse alpine, le cortège se modifie progressivement et complètement par des apports de minéraux typiquement alpins et provenant essentiellement des schistes lustrés (Grenat, Chloritoïde, Glauco-phane).

En fait le problème est plus complexe, car l'enregistrement des phénomènes par un marqueur pétrographique n'est pas instantané. En effet, l'érosion, régressive, attaque d'abord les terrains bordiers de la fosse subsidente, c'est-à-dire la surface éocène et son recouvrement sableux.

En Bresse, nous verrons également que les apports locaux dominant également au début de la période de sédimentation post-orogénique.

Depuis la grande monographie classique de DELAFOND et DEPÉRET, et une note du Général de LAMOTHE, R. DOUVILLÉ et G. BOYER sur les cailloutis rhénans de la forêt de Chaux, la Bresse a fait l'objet de l'important travail géographique cité plus haut de M. André JOURNAUX. En ce qui concerne l'aspect sédimentologique,

l'un de nous (A. VATAN) a publié en collaboration avec cet auteur une courte note sur la minéralogie des sables pliocènes.

Ces minéraux alpins se retrouvent presque partout sauf dans les célèbres sables fossilifères de Chagny, dont la physionomie est particulière. Ces sables sont caractérisés par du Sphène, d'origine locale. Il faut remarquer aussi que dans la partie Est de la Bresse, le Pliocène remanie les faciès sableux du Crétacé.

IV. – COUPES SOMMAIRES DES FORAGES (Tertiaire seulement)

Br. 1

x = 820,540

y = 128,873

z = 260,11

- 0 à 64 m. *Quaternaire* – argile sableuse à galets.
- 64 à 340 m. *Pliocène* – argiles à lignite avec passées d'argiles sableuses à graviers.
- 340 à 509 m. *Miocène* – Sables peu consolidés, très fins, gris foncé, calcaires et micacés. A partir de 423 m., des intercalations de sables gris jaunâtres graveleux et petits bancs mollassiques.
- 509 à 920 m. *Oligocène supérieur* – Marnes, marno-calcaires et calcaires lacustres à silex de 532 à 542 et à partir de 711 : grès mollassiques.
- 920 à 1040 m. *Oligocène inférieur* – Marne bariolée à anhydrite, parfois charbonneuse ou bitumineuse.
- 1040 à 1154 m. Sel massif avec anhydrite.
- 1154 à 1288 m. Marne à anhydrite passant vers le bas à des formations lacustres.
- 1288 à 1695 m. Marne plus ou moins argileuse, grise, gris vert, brun rouge, finement sableuse et micacée, à très nombreuses intercalations atteignant 1 m. d'épaisseur de sables et des grès plus ou moins consolidés de granulométrie variable. A partir de 1456 m. quelques intercalations de calcaire. A partir de 1552 m., teinte uniforme rougeâtre à brun rouge avec intercalations de grès très grossiers conglomératiques rougeâtres; à partir de 1630 m., intercalations noires nombreuses et plus marneuses de sables et de grès.
- 1695 à 1908 m. Marne et calcaire à anhydrite avec fines intercalations détritiques.
- 1908 à 1970 m. Sel massif avec anhydrite associée à des marnes.
- 1970 à 1985 m. Marne calcaire grise à petits grains de quartz, faiblement micacée et pyriteuse.
- 1985 m. Crétacé inférieur – Calcaires divers.

Br. 2

x = 804,900

y = 144,500

z = 190

- 5 à 290 m. *Pliocène* – Marne argileuse à niveaux sableux, petites concrétions calcaréo-ferrugineuses, niveaux mollassiques à graviers de roches calcaires ou siliceuses.
- 290 à 300 m. *Miocène* – Sable fin argileux mollassique.
- 300 à 312 m. *Oligocène* – Conglomérat à éléments calcaires, silex et roches éruptives.
- 312 à 447 m. Marnes et marno-calcaires et calcaires lacustres à silex.
- 447 à 825 m. Marnes à gypse et anhydrite avec calcaires lacustres.
- 825 m. Calcaire du Crétacé inférieur.

Br. 101

x = 819,55

y = 163,27

z = 216,50

- Miocène* – Niveaux à gros galets calcaires ou siliceux.
- 343 à 353 m. *Chattien* – Conglomérat à éléments calcaires.
- 353 à 440 m. *Stampien* – Marne ou marno-calcaire avec silex.
- 440 à 449 m. Marne rubanée avec silex noir.
- 449 à 525 m. Marne grise avec gypse.

- 525 à 620 m. Sel massif. Marne avec nodules d'anhydrite.
 620 à 640 m. Marne avec bancs de sel.
 640 à 685 m. Marne.
 685 à 730 m. Marne.
 730 à 840 m. Sel massif. Marne à anhydrite.
- Br. 103
- x = 800,62
 y = 138,07
 z = 219,60
- 0 à 255 m. *Pliocène* – Argile et marne argileuse avec graviers et lignites.
 255 à 258 m. *Miocène* – Conglomérats et graviers constitués de silex, roches éruptives et calcaires.
 258 à 268 m. *Oligocène* – Marne gris clair ou légèrement bigarrée.
 à 268 m. *Callovien*.
- Br. 104
- x = 805,9
 y = 144,01
 z = 191,5
- 0 à 40 m. Alluvions quaternaires.
 40 à 285 m. *Pliocène* – Argiles grises ou jaunes avec lits de graviers et de 246 à 250, de petites concrétions calcaires.
 285 à 303 m. *Miocène* – Sable très grossier à Gastéropodes alternant au sommet avec un grès mollassique, à la base avec une argile grise.
 303 à 395 m. *Oligocène* – Marne argileuse grise ou blanche.
 395 à 458 m. Marne argileuse grise et calcaire marneux à silex.
 458 m. Jurassique supérieur.
- Br. 105
- x = 830,29
 y = 214,050
 z = 206,4
- 0 à 39 m. *Pliocène* – Argile à débris ligniteux.
 39 à 50 m. Cailloutis (graviers de quartz, quartzites verdâtres et calcaires).
 50 à 141 m. Argiles marneuses.
 141 à 145 m. Grès calcaire à éléments calcaires.
 145 à 164 m. Argile marneuse avec lignite.
 164 à 177 m. *Oligocène* – Argile marneuse.
 177 à 306 m. Calcaires lacustres.

Description sommaire des roches

Nous allons décrire rapidement les roches tertiaires du sondage Br. 1. A Bresse 1 l'épaisseur de l'Oligocène est de 1476 m. (de 509 à 1985 m.).

L'*Oligocène supérieur* a sensiblement 450 m. de puissance. Il est essentiellement marno-calcaire avec de rares et fins niveaux détritiques (grès calcaires et calcaires gréseux). Dans l'ensemble c'est une alternance de lits de marnes, de calcaires marneux et de calcaires à silex correspondant au faciès laguno-lacustre. Les débris de fossiles que l'on y trouve se rattachent aux lamellibranches, aux gastéropodes, aux ostracodes. On y trouve également des «grains» de charas.

Les calcaires sont de couleur claire: blanc avec des nuances beiges, roses ou verdâtres. L'aspect des calcaires est souvent «crayeux».

L'étude des calcaires au microscope montre que leur structure est complexe: granuleuse, grumeleuse et détritique. Les substances calcaires sont noyées dans une trame argileuse fine. Les débris calcitiques (parfois siliceux) de fossiles, indéter-

minables en général, sont assez abondants. A part quelques passages, les grains de quartz sont rares. Par contre, les nodules et remplissages de calcédoine sont fréquents. La présence de dolomite finement disséminée est très constante. Localement on trouve de la célestine, tantôt en jolis cristaux, tantôt en imprégnation très fine.

Les calcaires contiennent en moyenne de 65 à 95 % de calcite, de 1 à 15 % de dolomite et de 5 à 20 % de substances argileuses.

Les marno-calcaires et les marnes possèdent les mêmes caractères de structure et de composition qualitative. Ils sont, bien entendu, moins riches en carbonate de calcium. Cependant la teneur en dolomite peut atteindre 20 %.

L'Oligocène inférieur est épais de 1000 m. environ. Il est essentiellement lagunaire, mais néanmoins beaucoup plus détritique que l'Oligocène supérieur. On peut distinguer dans l'Oligocène de Br. 1 trois grandes subdivisions :

- de 990 m. (?) à 1288 m. : Marnes anhydritiques et sel gemme;
- de 1288 m. à 1695 m. : Marnes à intercalations gréseuses;
- de 1695 m. à 1985 m. : Marnes anhydritiques et sel gemme.

En outre, dans tout cet ensemble existent des intercalations calcaires.

Dans la partie supérieure, on trouve les mêmes fossiles que dans l'Oligocène supérieur.

Les assises de l'Oligocène inférieur ont en général des couleurs vives : brunes, rouges, gris-foncé, gris-verdâtre ou noires. Parfois les roches sont versicolores.

L'étude en lames minces de la partie détritique permet de faire la description suivante :

Aspect général des grès

Les grès sont en général fins. La granulométrie varie normalement entre 0,03 et 0,5 mm. avec le diamètre du grain le plus fréquent compris entre 0,07 et 0,25 mm. Mais le matériel est mal classé, car on trouve des passages micro-conglomératiques et même conglomératiques (de 0,5 à 5 mm.). Ce matériel grossier peut constituer de 5 à 10 % de la roche. Dans une même lame, on peut trouver de gros éléments à côté de matériel silteux.

La morphologie des grains est invariablement anguleuse. Parfois les grains sont en éclats.

La teneur en matériel détritique varie de 70 à 90 %. Le ciment est plus ou moins abondant (de 10 à 30 %). Il est de nature mixte, calcaréo-dolomitique et argilo-ferrugineux.

La porosité est très variable : de 7,5 à 29 %.

Composition du matériel détritique des grès

Quartz	de 70 à 85%
Feldspath	de 7 à 16%
Muscovite, Biotite, Chlorite	de 3 à 5%
Glauconite	de 0,5 à 2%
Débris de roches	de 1 à 15%
Débris calcitiques } Débris phosphatés }	irréguliers et variables

L'aspect de certains grains de quartz qui sont en éclats et avec des sinuosités rentrantes semble en indiquer l'origine rhyolitique, tout au moins en partie.

Les feldspaths sont en partie intacts, mais surtout altérés, parfois même complètement transformés en produits d'altération. L'orthose, le microcline et l'oligoclase ont été constatés.

La muscovite et la biotite (souvent décolorée) forment de grandes paillettes souvent écrasées. La chlorite est tantôt fibrolamellaire, tantôt noduleuse confuse.

La glauconite se présente en général en petits grains.

Parmi les débris de roches, on trouve surtout des débris de roches éruptives acides, du type des rhyolites et dacites. Toutes les structures typiques de ces roches ont pu être constatées sur les débris: masse vitreuse recristallisée ou non, masse spongieuse ou sphérolitique, des structures microgrenues, micropegmatitiques, etc.... Les roches schisteuses sont plus rares et il y a aussi des débris dont la nature n'est pas déterminable.

Les débris calcitiques appartiennent parfois aux ostracodes et échinodermes, mais en général ils sont indéterminables et probablement remaniés.

Les débris phosphatés (débris de poissons) sont assez constants.

Les grains de quartz et de feldspath ne sont qu'exceptionnellement nourris.

Les pellicules secondaires sont toujours partielles (accolades).

Le ciment des grès est essentiellement calcaire, plus ou moins dolomitique et argileux. Parfois il est en partie ferrugineux.

La calcite est tantôt grenue, tantôt confuse, plus rarement en agrégats.

La dolomite conserve presque toujours la forme rhomboédrique nette. Les substances argileuses, difficilement déterminables à cause de leur association intime avec les carbonates, forment parfois des fibres ou filaments très fins et assez biréfringents (Illite).

Les marnes sont plus ou moins silteuses et dolomitiques. Elles ne diffèrent des grès que par leur granulométrie plus fine et le rapport entre le matériel détritique et la masse liante qui devient prédominante.

Au sommet et à la base de l'Oligocène inférieur, dans les séries à évaporites, on trouve dans les marnes et dans les calcaires d'abondantes «inclusions» bien cristallisées d'anhydrite et de dolomite.

La fraction argileuse a été étudiée pour deux échantillons de Br. 1: 1872,5 et 1980,2 (Oligocène inférieur). Après avoir été sédimentée en plaquette, soumise aux rayons X, elle a donné, dans les deux cas, un très beau spectre d'illite pratiquement pure.

V. – MINÉRALOGIE

A. Méthode d'Etude

La méthode d'étude et de calcul des fréquences utilisée dans ce travail et employée à la Régie Autonome des Pétroles, diffère peu des méthodes classiques d'étude des fonds de battée. C'est une variante de l'analyse des concentrés alluvionnaires mise au point par L. THIÉBAUT. On prélève environ 200 gr. de roche, on les broie et on les tamise entre les tamis N° 30 (0,60 mm.) et 200 (0,07 mm.). La fraction 30–200 est ensuite débourbée à l'eau et séchée. On en prélève 100 g. pour la séparation au bromoforme. La fraction lourde obtenue est triée à l'électro-

aimant en plusieurs lots (2 à 4) et chaque lot est pesé sur une balance de précision. Dans certains cas, quand la fraction lourde est fortement souillée par des substances complexes mal individualisées (ferrugineuses, carbonatées, pyriteuses, argileuses, sulfatées, etc....) on procède aux attaques par les acides ou alcalis. Dans d'autres cas, si certains minéraux sont trop abondants, on procède à des séparations supplémentaires avec des liqueurs lourdes (Tétrabromure d'acétylène, iodure de méthylène, liqueur de Clerici, etc....).

L'étude elle-même des divers lots s'effectue de la manière habituelle au microscope par immersion dans des liqueurs d'indice. Dans des cas difficiles, on mesure la densité sous le microscope. On peut procéder également à des essais microchimiques.

Les fréquences sont évaluées à la binoculaire pour chaque lot.

On recalcule en milligrammes les pourcentages obtenus par minéral, pour chaque lot. Finalement les courbes cumulatives sont données en pourcentage par rapport au poids de la fraction lourde. Pour homogénéiser les résultats, les minéraux lourds sont groupés en deux ensembles: essentiels et accessoires.

A ces deux groupes correspondent deux courbes cumulatives, l'une à côté de l'autre.

Exemple : Br.1_ 496 - 498													
poids de la fraction lourde - 0,487gr.													
Lots		Densité sup. à 2,97						Densité 2,87.2,97				Composition globale	
		Très attirables		Attirables		Non attirables		Attirables		Non attirables			
Poids des lots		0,135		0,080		0,020		0,200		0,050			
Teneurs		%	mgr	%	mgr	%	mgr	%	mgr	%	mgr	mgr	% approché
MINÉRAUX ACCESSOIRES	Dolomite détr.							5,0	10,0	90,0	45	55	65
	Hématite brune	25	34,0	20	16,0			70,0	140,0			190,0	19
	Biotite	1	1,4	0,5	0,4			3,5	7,0			8,5	3
	Chlorite	1	1,4	0,5	0,4			3,0	6,0			7,0	2,5
	Débris phosph.			2	1,6	4,0	0,8	2,0	4,0	5,0	2,5	9,0	3,5
	Saussurites			10	8,0			6,0	12,0			22,0	7,0
												294,5	100,0
MINÉRAUX ESSENTIELS	Zircon					1,0	0,2					tr	tr
	Magnétite	1	1,4									1,5	0,8
	Ilménite	3	4,0									4,0	2,0
	Leucoxène					2,0	0,4					0,5	0,2
	Sphène			0,5	0,4	tr	tr					0,5	0,2
	Anatase					3,0	0,6					0,5	0,2
	Rutile					10,0	2,0					2,0	1,0
	Disthène					3,0	0,6			0,5	0,2	1,0	0,5
	Staurotide	10	13,5	15,0	12,0			1,0	2,0			27,5	14,0
	Tourmaline	1	1,4	5,0	4,0			1,0	2,0			7,5	4,0
	Grenat	50	67,0	1,0	0,8			2,0	4,0			71,5	37,0
	Andalousite					45,0	9,0			2,0	1,0	10,0	5,0
	Chloritoïde	tr	tr					tr	tr			tr	tr
	Amphiboles			0,5	0,4	2,0	0,4	0,5	1,0	0,5	0,2	2,0	1,0
	Glaucophane			tr	tr							tr	tr
Epidote	7	9,5	40,0	32,0			5,0	10,0			52,5	26,5	
Zoisite	1	1,4	4,0	3,2			1,0	2,0			6,5	3,5	
Apatite			1,0	0,8	30,0	6,0			2,0	1,0	8,0	4,0	
												195,5	99,9

Tableau 1

B. Principaux minéraux rencontrés

Minéraux titanifères: Dans l'ensemble, ce groupe de minéraux ne paraît pas être spécifique d'une province déterminée.

Le Rutile est noir, rouge sang ou orangé, en grains roulés ou prismatiques, parfois même avec des mâcles en genou. En général les teneurs en rutile sont plutôt faibles et on le trouve dans tous les niveaux.

L'Anatase, octaédrique ou tabulaire, de couleur jaune miel à bleuâtre, semble être nettement plus abondante dans l'Oligocène inférieur que partout ailleurs.

Le Sphène, de couleur jaune ou orangé clair, en général en grains anguleux se trouve en très petite quantité (inf. à 1 %) dans les terrains Plio-Miocènes et Oligocène supérieur.

La Brookite n'a été trouvée qu'à l'état de traces.

Le Leucoxène donne des teneurs faibles réparties irrégulièrement dans toutes les formations étudiées.

L'Ilménite donne des teneurs plus appréciables que les autres minéraux titanifères (à part l'Anatase de l'Oligocène inférieur). On la rencontre d'une façon plus ou moins régulière dans tous les niveaux.

Magnétite: teneurs irrégulières; non caractéristique.

Epidote-Zoïsite: Ces deux minéraux auxquels s'ajoute probablement la Clinozoïsite sont absolument caractéristiques de la province Alpine. Dans le Plio-Miocène et l'Oligocène supérieur ils constituent en général près de 50 % de la fraction lourde. L'Epidote est en général plus abondante que la Zoïsite. Les deux espèces sont d'ailleurs souvent mélangées dans un agrégat cimenté par la calcite. L'Epidote est en général de couleur verdâtre et surtout jaunâtre allant à presque incolore.

Bien qu'elle se présente surtout en grains anguleux, en partie prismatiques, on trouve également des grains bizarrement roulés en forme de glaçons et parfaitement luisants.

La Zoïsite est le plus souvent incolore ou blanchâtre, elle constitue d'ailleurs la grande partie de la Saussurite que nous décrivons plus loin en parlant des minéraux accessoires.

Grenat – Il y a lieu de distinguer *deux variétés*, une ordinaire et l'autre corrodée.

La première, de couleur variable, mais surtout rose (parfois saumon, rouge feu ou encore presque incolore) est caractéristique de la province Alpine. Elle se rencontre dans les assises de Bresse dans le Pliocène, dans le Miocène, et dans l'Oligocène supérieur. En général anguleuse, cette variété de Grenat se présente parfois sous forme de grains luisants en «glaçons» (comme l'Epidote).

La seconde variété est toujours rose, sa surface est rugueuse et on voit au microscope qu'elle est constituée par une multitude de figures parallélipédiques d'arrachement ou de corrosion. Nous allons désigner cette seconde variété de Grenat sous le nom de *Grenat «corrodé»*.

Le Grenat corrodé est bien caractéristique des terrains Oligocène inférieur. Dans le sondage Br. 1 les teneurs en Grenat «corrodé» sont très fortes entre 1000 et 2000 m. environ.

En ce qui concerne le Grenat ordinaire, que l'on trouve à partir de l'Oligocène supérieur et plus haut, ses teneurs bien que variables dans des limites assez larges, sont tout de même plus ou moins importantes.

Andalousite – Ce minéral n'existe dans l'ensemble des terrains étudiés qu'en faible quantité (les teneurs varient entre 0,3 et 6%) et uniquement dans les assises supérieures, c'est-à-dire dans le Plio-Miocène et l'Oligocène supérieur. Les grains d'Andalousite sont en général roses avec un fort pléochroïsme, mais on trouve également des grains gris, riches en matières charbonneuses et non pléochroïques. Cette variété grise peut être assimilée à la Chiastolite.

Staurotide: La Staurotide est particulièrement importante pour la distinction des provinces distributives. Bien qu'elle se trouve dans les trois provinces qui ont alimenté la région Bressane, elle possède des aspects minéralogiques différents (Staurotide dite vermiculée pour le Massif Central, Staurotide ordinaire, surtout alpine, Staurotide «corrodée» à pointes). Bien que l'existence de ces trois variétés de Staurotide soit très importante pour la paléogéographie, il ne faut pas oublier que le caractère «vermiculé» ou «à pointes» ne se manifeste en général que sur un nombre plus ou moins limité de grains de Staurotide tirés d'une fraction lourde. De ce fait et surtout pour les fractions faibles, l'interprétation peut être délicate. De plus, les mélanges des provinces et les remaniements peuvent intervenir. Dans ces cas délicats, nous nous guiderons avec les autres minéraux associés et avec la morphologie des grains. Voici comment se répartissent les teneurs en Staurotide dans les terrains tertiaires de la Bresse.

Dans l'ensemble Pliocène – Miocène – Oligocène supérieur, les teneurs en Staurotide sont en général faibles. En grande partie, la Staurotide est de provenance Alpine, mais il y a également de petites quantités de Staurotide «vermiculée» qui proviennent du remaniement des terrains sédimentaires à faciès du Massif Central. Un échantillon de surface de Ceyzériat est particulièrement riche en Staurotide «vermiculée» (Tortonien-Helvétien). Les grains de cette Staurotide sont d'ailleurs bien roulés et plus gros que les grains anguleux des minéraux appartenant au faciès Alpin.

A l'Oligocène inférieur, on ne trouve plus que de la Staurotide «à pointes». Dans ce niveau les teneurs en Staurotide sont beaucoup plus fortes et aussi plus régulières.

Disthène: Le Disthène ne donne que des teneurs faibles, mais assez régulières dans l'ensemble Pliocène – Miocène – Oligocène supérieur. Il n'apparaît, en montant dans la série, qu'à l'Oligocène supérieur.

Le disthène est blanc, le plus souvent avec des taches jaunâtres. La variété avec taches verdâtres, assez constante en Savoie, n'a pas été trouvée en Bresse; mais on a trouvé quelques rares grains à taches bleuâtres pléochroïques qui semblent être caractéristiques du faciès Massif Central. Dans le Miocène de Br. 1 existe une variété grise, un peu fibreuse très riche en inclusions noires. Dans le Tortonien-Helvétien de Ceyzériat les grains de disthène sont gros et bien roulés et accompagnés par la Staurotide «vermiculée».

Tourmaline foncée: Il y a certainement des Tourmalines foncées provenant de régions différentes, mais il est pratiquement impossible de distinguer minéralogiquement leurs provinces distributives.

La Tourmaline est en général brune plus ou moins foncée, la variété bleue est rare. Elle se présente tantôt en grains bien roulés, tantôt en grains anguleux ou enfin en prismes cannelés parfaitement intacts.

De grosses Tourmalines roulées accompagnent les minéraux à faciès du Massif Central. La variété bleue semble être plus fréquente dans l'Oligocène inférieur. C'est dans l'Oligocène inférieur que les teneurs en Tourmaline foncée sont les plus fortes, de l'ordre de 20%.

Par contre dans l'ensemble Pliocène – Miocène – Oligocène supérieur, les teneurs en Tourmaline foncée sont irrégulières et faibles.

Zircon: Les teneurs en Zircon sont très irrégulières. Il semble atteindre son maximum dans le Pliocène. Par contre dans le Miocène, le Zircon n'est souvent qu'en traces.

Dans l'Oligocène, les teneurs en Zircon sont variables mais faibles. Presque toujours, parmi les Zircons d'un même échantillon, on trouve plusieurs types minéralogiques différents. En effet ce minéral particulièrement résistant peut subir des remaniements multiples.

Apatite: Dans toutes les formations tertiaires de Bresse, étudiées dans ce article, on trouve de l'Apatite. La teneur en ce minéral est beaucoup plus forte et régulière dans l'Oligocène inférieur que dans l'ensemble supérieur (Oligocène supérieur – Miocène – Pliocène). Il paraît probable que dans ces deux ensembles, l'Apatite provient d'une part du Nord du Bassin et d'autre part des Alpes.

Nous avons cherché, mais sans résultat, s'il y avait moyen de distinguer minéralogiquement les Apatites de ces deux provenances. Dans les deux cas il s'agit de fluor-Apatite avec un indice compris entre 1,628 et 1,632. Au point de vue morphologique il ne semble pas, non plus, qu'il y ait des particularités permettant de distinguer la provenance de ce minéral. Signalons cependant que dans l'Oligocène inférieur, l'Apatite possède souvent une teinte très légèrement rosâtre ou enfumée, mais ce fait peut être lié à l'abondance des substances ferrugineuses dans les grès de ce niveau.

Amphiboles: Dans les terrains étudiés de la Bresse, les Amphiboles sont d'origine Alpine. Elles caractérisent l'ensemble des terrains Pliocène – Miocène – Oligocène supérieur. Elles ne sont pas présentes dans l'Oligocène inférieur.

Les teneurs en Amphiboles sont en général faibles et irrégulières.

On peut distinguer plusieurs variétés, qui sont d'ailleurs semblables à celles trouvées en Savoie:

Hornblende commune (verdâtre ou brunâtre)

Actinote (verte à bleu verdâtre)

Trémolite (incolore ou blanche)

On trouve également des variétés asbestiformes et des traces d'Anthophyllite.

Pour les agrégats formés par des mélanges intimes d'Amphiboles avec les Epidotes, voir Saussurite.

Glaucophane

Ce minéral absolument typique de la province Alpine est beaucoup moins abondant en Bresse qu'en Savoie. En général les teneurs sont de l'ordre de 1% avec quelques maxima plus importants.

Le Glaucophane forme des grains prismatiques assez courts avec les clivages typiques des amphiboles. On trouve donc le Glaucophane dans les terrains Plio-Miocènes et Oligocène supérieur. Il fait complètement défaut dans l'Oligocène inférieur.

Chloritoïde

Ce minéral, comme le Glaucophane, est bien typique de la province Alpine, mais comme lui, le Chloritoïde n'existe dans les sédiments qu'en très petite quantité.

Voici les caractéristiques essentielles du Chloritoïde de la Bresse.

Le Chloritoïde se présente en grains tabulaires avec des clivages basaux souvent visibles et à cassure conchoïdale. Les grains sont translucides de couleur bleu-verdâtre. Une variété est laiteuse et de couleur plus verdâtre. Elle est constituée par l'enchevêtrement de fines écailles (visibles seulement au microscope) et riche en inclusions diverses. Les grains sont très durs mais fragiles et assez fortement attirables à l'électro-aimant.

La densité varie de 3,5 à 3,3 (variété écailleuse).

L'indice est compris entre 1,73 et 1,74. Biréfringence faible de l'ordre de celle du quartz. Pléochroïsme très net dans les tons bleu et gris-verdâtre sale.

Lawsonite ? Dans le sondage Br. 1, dans les terrains Miocènes (364–449 m.), nous avons trouvé quelques grains d'un minéral d'une couleur blanc-bleuâtre très clair en grains plus ou moins roulés, très durs et à structure finement massive. Pratiquement incolore au microscope, il ne montre pas de pléochroïsme apparent. Son indice est supérieur à 1,66 et inférieur à 1,71 avec l'indice médian qui semble se situer entre 1,67 et 1,68. Son extinction est droite. Les teintes de biréfringence sont vives, de l'ordre de 0,020 environ. La densité est légèrement supérieure à 3,0. Nous savons que les auteurs italiens ont décrit un minéral qui a à peu près les mêmes caractéristiques sous le nom de Lawsonite (CHELUSSI 1910). Les travaux ultérieurs nous permettront peut-être de trouver ce minéral en plus grande quantité.

La Lawsonite est signalée entre autres dans les roches métamorphiques et les Gabbros saussuritisés, comme par exemple dans les hautes Alpes, dans le Piémont, en Corse et dans les Apennins du Sud.

C. Minéraux accessoires

Célestine – La Célestine a été trouvée sporadiquement et uniquement dans l'Oligocène supérieur. Elle forme tantôt de jolis petits cristaux prismatiques, tantôt un agrégat de grains cimentés par la calcite. Elle semble donc être spécifique pour ce niveau.

Anhydrite – L'anhydrite se rencontre sporadiquement dans l'Oligocène inférieur où elle accompagne les formations salifères.

Muscovite, Biotite, Chlorite: Les minéraux micacés sont abondants et d'une manière constante, à l'Oligocène inférieur. Ils sont rares à l'Oligocène supérieur et deviennent plus abondants, mais irrégulièrement au Miocène. Ils sont absents au Pliocène.

Serpentine – La Serpentine, d'ailleurs le plus souvent impure ou agrégative se rencontre en petite quantité dans le Miocène et plutôt dans le Miocène inférieur. Elle se rattache à la province Alpine.

Saussurite – Sous ce terme qui n'est pas rigoureux du point de vue de la nomenclature, nous désignons les produits d'altération des roches éruptives basiques et des amphibolites. Ces produits se présentent en général sous forme de petits nodules à composition très hétérogène. Plus de 90% de ces produits ont une densité inférieure à 3,0. Le reste a une densité comprise entre 3,0 et 3,3. Les grains de saussurite semblent être opaques au microscope.

Cependant en les écrasant et en les observant avec un très fort grossissement on peut partiellement déterminer leur composition. On y trouve en général des mélanges en proportions variables des minéraux suivants: Epidote, Zoïsite, Amphiboles aciculaires (Actinotes, Trémolite), Chlorite, Serpentine (Talc?), Feldspath (Plagioclase), Quartz, Calcite, peut-être Lawsonite etc....

Voici le détail de quelques variétés principales:

- 1) Variété verdâtre – Structure très fine, massive, fibrolamellaire, radiée ou grenue. L'allongement des fibres est indiscernable. L'indice semble être compris entre 1,65 et 1,66. La densité oscille entre 3,0 et 3,18. On y distingue des aiguilles d'Amphiboles (Ouralite?) et des lamelles de Chlorite. Suivant les grains on peut y trouver encore et partiellement les minéraux énumérés plus haut. Les grains de couleur vert prononcé sont attirables à l'électro-aimant et peuvent être considérés comme «Saussurite verte» ou Smaragdite.
- 2) Variété blanchâtre – Structure comme dans la précédente, mais la Trémolite remplace l'Actinote et la Chlorite est remplacée partiellement par le Talc (?). Indice en général plus faible, entre 1,60 et 1,62, densité aussi, entre 3,0 et 3,1. C'est la «Saussurite blanche».
- 3) Variété jaunâtre – La structure est moins fine, nettement agrégative. L'indice est beaucoup plus élevé, supérieur à 1,67. La densité est aussi plus élevée et oscille entre 3,1 et 3,3. Les grains écrasés montrent souvent entre nicols croisés les teintes bleu lavande spécifiques de la Zoïsite. On constate également des débris légèrement pléochroïques d'Epidote. Donc cette variété se compose essentiellement de Zoïsite et d'Epidote avec accessoirement les autres minéraux énumérés plus haut, mais toujours en proportion variable. La variété jaunâtre se rapproche le plus de la Saussurite «classique».

En résumé, tous les minéraux rangés sous ce vocable de «Saussurite» correspondent au démantèlement des roches telles que les Gabbros, les Euphotides, les Amphibolites, les Eclogites, les Schistes amphiboliques et à Glaucophane des Alpes.

On trouve la «Saussurite» en abondance surtout dans le Miocène et en partie dans l'Oligocène supérieur.

Glaucinite – La Glaucinite n'existe qu'en très petite quantité surtout dans l'Oligocène inférieur et ne semble pas jouer un rôle important. Elle est soit authigène, soit détritique. L'existence de Glaucinite authigène dans l'Oligocène inférieur doit être remarquée, soulignant le caractère marin de la formation.

Pyrite – La pyrite non plus ne semble pas jouer un rôle important. On la trouve sporadiquement dans toute la série des roches étudiées.

Hématite brune – De même que pour la pyrite, le rôle de l'Hématite brune semble être assez secondaire. Elle est surtout abondante dans le Pliocène et en partie dans le Miocène où elle forme des petits grains pisolithiques.

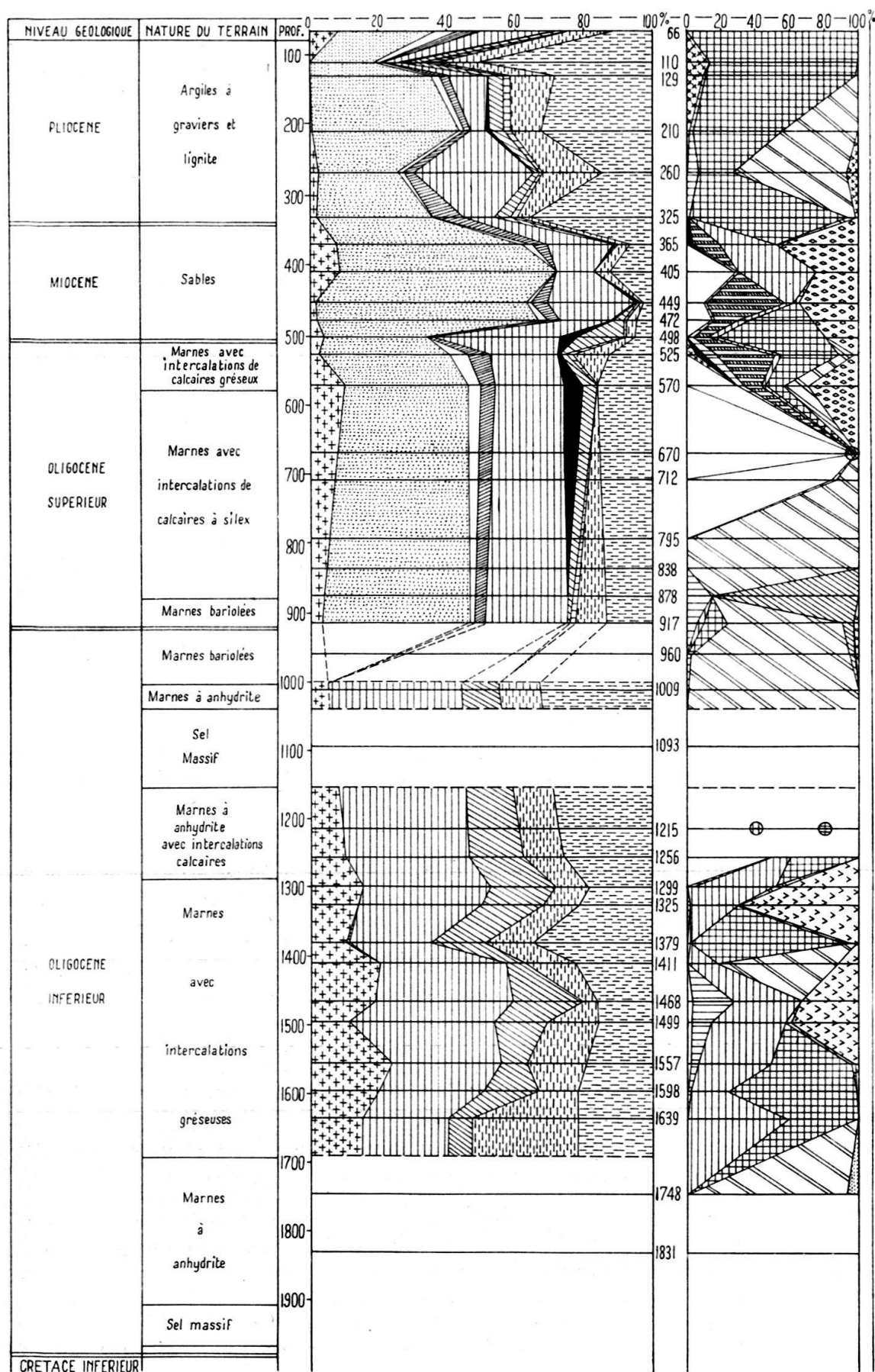
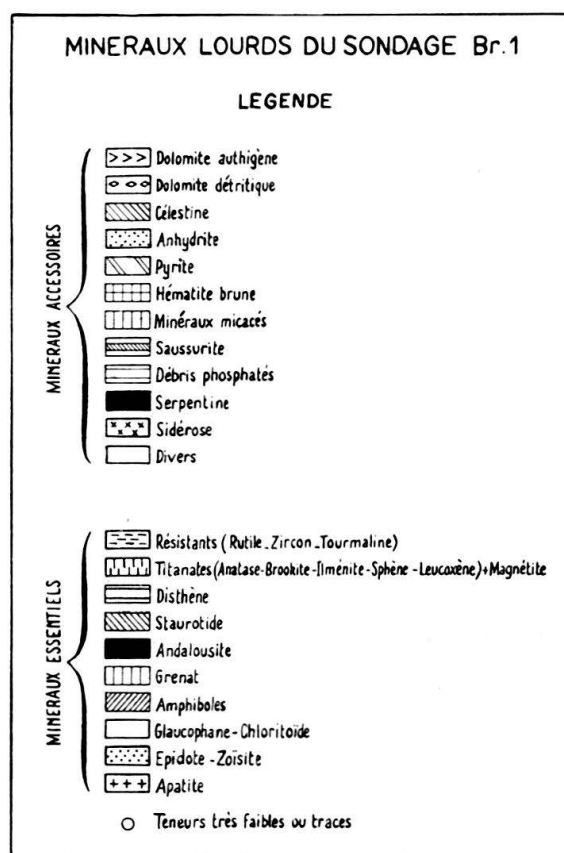


Fig. 2. Minéraux lourds du sondage Br. 1

Dolomite – Il y a lieu de distinguer deux variétés : la Dolomite détritique et la Dolomite authigène. Ce minéral est assez important pour la paléogéographie de la région Bressane.



La *Dolomite détritique* est particulièrement abondante dans le Miocène (surtout Miocène inférieur) et moins importante dans l'Oligocène supérieur.

La Dolomite détritique se présente le plus souvent sous forme de grains roulés, presque ovoïdes, à structure finement cristalline. Elle est tantôt blanche, tantôt jaunâtre ou beige grisâtre. A côté de ces grains bien roulés qui peuvent correspondre au démantèlement des dolomies d'épigénèse de calcaires oolithiques, on trouve souvent des rhomboédres translucides incolores ou blancs avec des angles plus ou moins émoussés ou franchement arrondis. La seconde variété, la *Dolomite authigène* qui est souvent un peu ferrière se trouve en petite quantité dans le Pliocène, mais abonde surtout dans l'Oligocène inférieur. Elle se présente en forme de très petits rhomboédres incolores ou jaunâtres avec des arêtes absolument vives.

Sidérose – La Sidérose n'a été constatée que dans le Pliocène où elle semble constituer un ciment agglomérant des grains de quartz. Elle forme comme la dolomite authigène des grains rhomboédriques.

Débris phosphatés – Les débris phosphatés de natures très variées ont été constatés d'une façon plus ou moins régulière dans tous les terrains tertiaires étudiés dans ce article.

MINÉRAUX LOURDS DU SONDAGE Br.1																							
En pourcentage du poids de la fraction lourde; les analyses ont été faites sur 100gr de roche																							
tr : traces xx : poids négligeable x : teneur très faible																							
PROFONDEURS		66	110	129	210	260	325	365	405	449	472	498	525	534	570	670	712	795	838	878	917	I	
NATURE SOMMAIRE DU TERRAIN		Argiles à graviers et lignite						Sables						Marnes avec intercalations de calcaire gréseux			Marnes avec intercalations de calcaire à silex				Marnes baroïdes		
POIDS DE LA FRACTION LOURDE EN mgr		4,2	41,0	64,0	11,7	2,0	1,0	40,50	70,5	96,00	520,0	195,0	67,0	3,0	2,0	XX		XX	XX	XX	88,5		
MINÉRAUX ESSENTIELS	Rutile	2,5	11,0	4,5	2,5	2,5	7,0	2,0	4,0	0,6	1,5	1,0	4,0	38,5	8,0						2,0		
	Anatase	0,7	4,2	1,0	0,8	1,0		0,5	0,8	0,3	0,6	0,2	1,5	6,5							0,7		
	Brookite	tr	tr	tr				0,1	tr														
	Sphène	0,7	tr	0,6				0,7		tr	0,1	0,2									0,7		
	Leucoxène		1,5	1,0				1,0		0,4	0,4	0,2		2,5							0,7		
	Ilménite	8,5	7,5	8,0	4,3	10,0	2,0	1,5	1,3	0,3	2,0	2,0	6,5	4,0							4,0		
	Chromite																						
	Magnétite	2,5	2,0	1,5	4,3	7,0	2,0	1,2	2,5	0,8	1,0	0,8	2,5	4,0							4,0		
	Oligiste																						
	Allanite																						
	Epidote	22,5	14,5	27,5	30,0	20,0	23,6	43,0	21,5	40,0	50,0	26,5	28,0	1,5	30,0	X		X		X	36,5		
	Zoïsité	7,0	4,2	8,0	13,0	3,5	9,0	12,0	42,0	21,5	15,0	3,5	10,0		6,0						7,0		
	Grenat	22,5	3,5	11,5	4,3	35,0	9,0	18,5	11,0	25,5	15,0	37,0	20,0	5,0	20,0	X		X	X		24,0		
	Andalousite		1,5		0,8			1,0		0,3	0,4	5,0	0,5	1,5	6,0								
	Staurotide	2,0	6,0	4,5	4,3	1,5	5,0	0,1	tr	0,8	2,5	14,0	1,5	4,0	4,0	X			X		0,8		
	Disthène	0,7	3,5	2,0	1,7	1,0	2,0	0,5		0,3	0,4	0,5	2,0								1,4		
	Sillimanite																						
	Tourmaline foncée	3,5	10,0	10,0	8,5	8,5	5,0	4,2	1,7	1,8	3,2	4,0	2,5	6,5	2,0	X					4,0		
	Tourmaline claire							tr															
	Zircon	6,0	29,0	14,0	21,5	3,5	23,5	0,1	6,5	0,2	0,1	tr	6,5	26,0	6,0	X		X	X		7,5		
	Apatite	8,5		tr	0,8	2,5	2,0	7,5	8,5	1,8	2,0	4,0	2,5		10,0	X					3,0		
	Monazite																						
	Spinelles																						
	Amphiboles	7,0	0,5	2,5	1,7	2,5	9,0	4,2		4,4	3,2	1,0	6,5		4,0						3,0		
	Glaucophane	5,0	1,0	0,8	0,8			0,6	tr	0,4	2,0	tr	1,5		4,0						0,4		
	Chloritoïde	0,7	0,5	1,5	0,8	1,5		1,7	tr	0,7	0,4	tr	4,0								0,8		
POIDS DE LA FRACTION LOURDE EN mgr		91,0	281,0	143,0	115,0	17,0	50,0	1590,0	85,0	1590,0	1300,0	290,0	44,0	10,0	6,0	XX	4,0	300,0	40,5	4,0	110,0		
MINÉRAUX ACCESSOIRES	Barytine																						
	Célestine													1,0						85,0	5,5		
	Anhydrite																						
	Muscovite							7,5		0,5	tr	0,5			1,0								
	Biotite							4,0	16,0	1,5	4,0	2,5	2,0								1,5		
	Chlorite	0,1						22,0	29,0	2,0	3,0	2,5	2,0	0,5	1,5						2,5		
	Serpentine				tr			2,5					4,5										
	Saussurite							16,0		47,5	13,0	7,0	34,0		10,0								
	Glaucosite																						
	Pyrite		0,2	1,3	45,0	66,0	5,8						9,5	1,0	15,0	X	13,0	100,0	100,0		68,0		
	Hématite brune	98,5	14,3	49,0	35,0		78,0			2,5	37,0	65,0	34,0	3,5	10,0						14,0		
	Subst. ferr. argil. schist.	1,0	71,0	39,0	16,5	20,0	15,0		29,0	10,0	15,0			94,0	30,0		85,0						
	Dolomite détritrique							47,5	25,0	35,0	27,0	19,0	2,0		30,0						3,0		
	Dolomite authigène	0,5	0,2			7,0	0,2											tr					
	Sidérose		14,3	10,0	1,7								4,5										
	Débris phosphatés			0,7	1,7	7,0	1,0	0,5	1,0	1,0	1,0	3,5	7,5		2,5		2,0				15,0	5,5	
NIVEAU GÉOLOGIQUE		Pliocène						Miocène						Oligocène supérieur									

Tableau 2

MINÉRAUX LOURDS DU SONDAGE Br.1		En pourcentage du poids de la fraction lourde; les analyses ont été faites sur 100gr de roche															
		tr: traces xx: poids négligeable x: teneur très faible															
PROFONDEURS		960	1009	1093	1215	1256	1299	1325	1379	1411	1468	1499	1557	1598	1639	1748	1831
NATURE SOMMAIRE DU TERRAIN		Marnes bariolées	Marnes à anhydrite	Sel	Marnes à anhydrite avec interc. calcaires		Marnes avec intercalations gréseuses										Marnes à anhydrite
POIDS DE LA FRACTION LOURDE EN mgr.		XX	XX		XX	50,0	80,0	0,5	4,2	2,3	40,0	57,0	75,0	90,0	40,0	XX	XX
MINÉRAUX ESSENTIELS	Rutile		x		x		2,5	3,5	2,0	2,0	0,7	2,5	1,2	1,5	4,0		
	Anatase		x		x		3,7	3,5	10,0	9,5	1,8	5,5	14,5	9,0	23,0		
	Brookite											tr		0,5			
	Sphène																
	Leucoxène								3,5		1,8	3,0	1,0		1,0		
	Ilménite		x			6,0	3,7	3,5	1,5	2,5		5,5	1,0	1,0	5,0		
	Chromite																
	Magnétite		x		x	6,0	2,5	3,5		2,5		1,0	1,0	1,0	2,0		
	Oligiste																
	Allanite																
	Epidote	x							1,0								
	Zoisite																
	Grenat	x	x		x	36,0	37,5	36,0	23,5	37,0	40,0	42,5	32,0	30,5	25,0		x
	Andalousite																
	Staurolite		x		x	16,0	19,0	18,0	15,5	6,0	21,0	15,5	7,5	16,0	7,0		
	Disthène																
	Sillimanite																
	Tourmaline foncée		x		x	22,0	12,5	11,0	12,0	12,5	15,0	12,0	16,0	18,5	13,0	x	
	Tourmaline claire																
	Zircon		x		x	4,0	3,7	7,0	21,0	8,0	0,7	1,5	2,3	2,0	5,0		
	Apatite				x	10,0	15,0	14,0	10,0	20,0	19,0	11,0	23,5	20,0	15,0		
	Monazite																
	Spinelle																
	Amphiboles																
	Glaucophane																
	Chloritoïde																
POIDS DE LA FRACTION LOURDE EN mgr.		18,0	11,0		XX	60,0	14,0	3,0	40,0	38,0	17,0	20,0	50,0	51,5	20,0	30,0	XX
MINÉRAUX ACCESSOIRES	Barytine																
	Célestine		3,0														
	Anhydrite															7,5	
	Muscovite		tr			5,0	7,0			5,0	3,0	6,5	21,0	2,0	10,0		
	Biotite		tr			3,5	27,0	20,0		8,0		2,5	5,0	12,5	30,0	tr	x
	Chlorite				x	1,5	16,5	8,0		5,0	35,0	35,0	16,0	9,0	20,0	tr	x
	Serpentine																
	Saussurite																
	Glaucosite							1,0			3,0	2,5	2,0				
	Pyrite	94,0	99,0				1,5	1,0	0,3	68,0		3,5	2,0			92,5	x
	Hématite brune	1,0			x	40,0			94,0				48,0	64,0	40,0		
	Subst. ferr. argil. schist.				x	50,0			4,0					10,5			
	Dolomite détritique	1,0															
	Dolomite authigène	1,0	tr				46,5	70,0	3,0	14,0	35,0	40,0	2,0	1,0			
	Sidérose																
	Débris phosphatés						1,5		1,5		24,0	10,0	4,0	1,0			
NIVEAU GÉOLOGIQUE		Oligocène inférieur															

Tableau 2

VI. – PROVINCES DISTRIBUTIVES

Trois provinces pétrographiques peuvent être à l'origine du matériel: les Alpes, le Massif Central, les Vosges. Nous envisagerons successivement chacune de ces provinces:

1) *Les Alpes* – Les minéraux peuvent provenir, soit des schistes lustrés, soit du socle. Schématiquement, le complexe des schistes lustrés, épais de plusieurs milliers de mètres, peut se diviser ainsi (R. MICHEL, 1952–1953):

a) Faciès albitiques. La moitié inférieure est représentée par des prasinites (gneiss amphiboliques ou chloriteux) riches en épidote, zoïsite et amphibole (surtout actinote);

b) dans la moitié supérieure se trouvent les faciès normaux, représentés par des calcschistes. La chaux n'ayant pu se combiner à la silice, reste sous forme de calcite. L'épidote n'existe donc pratiquement pas.

Ces calcschistes peuvent contenir des amphiboloschistes et des chloritoschistes;

c) les roches vertes, qui peuvent exister aussi dans le socle. Ce sont des roches basiques et ultra-basiques transformées par le métamorphisme alpin en paragabbros et serpentines.

En dehors de ceux cités plus haut, la répartition des minéraux semble être la suivante:

D'après M. R. MICHEL, le chloritoïde se rencontre dans les zones supérieures, où il est particulièrement abondant en Suisse et dans les régions plus méridionales qu'il a étudiées (Grand Paradis – Sesia Lanzo).

Le Glaucophane se rencontre à tous les niveaux et même dans le vieux socle, ainsi que le Grenat.

Il ne faut pas négliger, de plus, la participation de la couverture sableuse crétacée, qui, aussi bien dans la partie occidentale de la zone subalpine qu'à l'emplacement du Jura actuel, a pu fournir du matériel hercynien provenant surtout, semble-t-il, du Massif Central. Une participation des Massifs hercyniens alpins, au Crétacé, paraît peu probable car ils devaient avoir une couverture sédimentaire (voir à ce sujet la communication à ce Congrès de Madame Y. GUBLER).

2) *La province distributive du Massif Central* est caractérisée, au Crétacé supérieur et à l'Eocène, sur toute la bordure du Massif Central, par les minéraux des mica-schistes: Staurotide assez souvent vermiculée et Disthène (parfois avec des taches bleues). Les sables blancs éocènes de Savoie peuvent être considérés comme typiques des matériaux de cette province.

3) *La province vosgienne* est essentiellement caractérisée par les matériaux des Vosges gréseuses issus eux-mêmes des Vosges hercyniennes, surtout granitiques. Les grès à Voltzia et les grès bigarrés ont un cortège nettement granitique (l'Apatite y est particulièrement abondante). Les grains en sont anguleux ou subanguleux tandis que les grès vosgiens, éolisés, ont leurs grains arrondis et un cortège minéralogique formé surtout de résistants.

Si on considère non pas seulement l'aspect minéralogique mais aussi le côté pétrographique, les Vosges comportent des roches éruptives acides (pyromérides,

rhyolites) qui pourraient servir de guide. Une certaine indétermination subsiste à leur sujet car les monts du Charolais et le Morvan peuvent fournir des matériaux semblables. Le domaine des microconglomérats, de très grand intérêt sur toute la bordure des Alpes, reste en grande partie à explorer en ce qui concerne la région étudiée.

Pour préciser la province vosgienne, il est intéressant de dire quelques mots sur l'association des minéraux lourds dans le Permo-Trias et le Carbonifère du Nord-Est de la France et de la Sarre.

Des études systématiques sur des échantillons de sondages et de surface ayant été faites au Laboratoire de la R.A.P., il nous semble utile d'en donner ici un bref aperçu.

Considérons d'abord les formations situées à l'Ouest des Vosges, à savoir régions de Villé, Saint-Dié, Sémonon, sondages de Vacherauville 1 (Va_1), Ancerville 1 (An_1), Mailly 1 (Ma_1), Courgivaux 1 (Cg_1), puis celles situées au Nord des Vosges: régions de Bitche et de la Sarre.

Les échantillons de surface de Saint-Dié, Sémonon, Villé ont fourni de faibles quantités d'Apatite dans les grès vosgiens, devenant plus importantes dans le Permien; le Grenat et la Staurotide y font défaut.

Le Permien de Va_1 , le Permo-Trias d' An_1 , le Trias de Ma_1 , le Permo-Trias de Cg_1 sont riches en Apatite et, excepté à Cg_1 , contiennent du Grenat en teneurs sporadiques mais sont totalement dépourvus de Staurotide.

Considérons maintenant les formations situées au Nord des Vosges: régions de Bitche et de la Sarre. Dans la région de Bitche, les grès bigarrés et le Hauptconglomérat sont riches en Apatite, contiennent parfois du Grenat et plus rarement de la Staurotide en teneurs très faibles; les grès vosgiens supérieurs et inférieurs sont totalement dépourvus de ces minéraux; le Saxonien de cette région contient de très faibles quantités de Grenat et Staurotide.

Dans la région de la Sarre, le Saxonien contient en abondance Apatite et Grenat. L'Autunien supérieur renferme de la Staurotide en teneurs moyennes et également de l'Apatite. L'Autunien moyen et inférieur ainsi que le Stéphanien ont fourni des teneurs relativement importantes en Apatite, faibles à moyennes en Grenat et rarement des teneurs faibles en Staurotide.

Signalons que la Staurotide et le Grenat présentent un faciès corrodé, les grains de Staurotide présentant parfois des pointes; ce faciès est comparable à celui présenté par ces minéraux dans l'Oligocène inférieur de Bresse.

En résumé, les formations Permo-Triasiques et Carbonifères du Nord-Est de la France et de la Sarre sont d'une façon générale riches en Apatite et contiennent sporadiquement du Grenat. La Staurotide fait défaut à l'Ouest des Vosges, mais se rencontre sporadiquement au Nord, dans la région de Bitche et en Sarre.

Notons enfin que ni le Permo-Trias, ni le Carbonifère de Br. 2 et de Br. 103 ne contiennent de Staurotide; dans ces formations, l'Apatite n'est accompagnée que par des traces de Grenat.

La ressemblance de l'association des minéraux lourds du Permo-Trias, Permo-Carbonifère de Bitche et de la Sarre avec celle de l'Oligocène inférieur de la Bresse est frappante.

MINÉRAUX LOURDS DU NORD-EST DE LA FRANCE																
SONDAGES ET SURFACE																
(En pourcentage du poids de la fraction lourde)																
Provenance		Régions de Saint-Dié, Sénonès, Villé			Région de Bitche			Région de la Sarre				Vacherauville 1		Ancerville 1	Mailly 1	Courgivaux 1
Niveau géologique		Grès Vosgiens Conglom. de base	Saxonien	Autunien	Grès bigarrés Hauptconglomerat	Grès Vosgiens	Saxonien	Saxonien	Autunien sup.	Autunien moy. inf.	Stéphanien	Permien sup.	Permien inf.	Grès bigarrés	Grès bigarrés	Permio - Trias
MINÉRAUX ESSENTIELS	Rutile	4,8	10	9,8	12,2	10,1	13,2	5,9	18,6	15,4	14,2	4,8	12,6	7,8	4,7	6,7
	Anatase	10,4	11,1	19,6	9,1	3,2	5,3		11,1	6,9	7,8	2,5	2,4	7,7	24,6	1
	Leucoxène		tr						tr			3,2		5,0	3,3	
	Sphène															1,7
	Ilménite				2,7	1,2	9,8								0,8	1,5
	Magnétite Martite		4,6		1,9									2,9		41,6
	Grenat				3,1		1	47,6		7,2	4,3		1,8	1,4	1,5	
	Staurotide				0,3	tr	0,3		10	0,3	0,1					
	Apatite	1	5,4	24,6	28			29,6	13,3	16,7	23,5	12,5	39,2	33,1	40,6	18,3
	Tourmaline	69,3	56,6	14,7	26,8	68,1	49,4	4,8	33,8	30	23,7	31,5	19,2	26,6	15,4	8,3
	Zircon	14,5	11,9	24,6	15,4	17,4	21,1	11,9	12,8	23,3	25,9	45,5	24,8	19,4	8,9	20,9
	Monazite			6,9	0,4				0,4		0,5					
MINÉRAUX ACCESSOIRES	Dolomite											7,5			3,3	
	Dolomite ferr.												29,6			39
	Anhydrite					tr			tr			21	1,6	69	41,5	21
	Célestine											0,5	10			
	Produits micacés	4,1	tr	5	6,3	tr		2	2,1	18,5	4,3	8,7	55,6	16,5	10,2	24,6
	Hématite Subst. ferrug.	95,9	100	95	93,7	100	100	98	97,9	80,9	95,7	62,2	3,2	6,5	44,9	15,4
	Pyrite													4,8		
	Débris phosph.													3,3		

Tableau 3

VII. – CONCLUSIONS

Quelles conclusions sédimentologiques et paléogéographiques peut-on tirer de cette étude ?

Les forages sont encore trop peu nombreux pour que l'on puisse avoir une idée précise de la répartition des faciès, très variables en nature et en épaisseurs. Les éléments sableux (grès ou mollasses) y jouent un rôle modeste. On peut penser que les parties sableuses formaient des sortes de chenaux.

En Alsace, dans le Bassin de Pêchebron, si bien connu par les nombreux travaux miniers ou forages auxquels il a donné lieu, les lentilles sableuses ou les « Shoestrings » sont fréquents.

Notre travail pétrographique étant essentiellement basé sur l'étude des minéraux lourds, nous ne pouvons, pour le moment, qu'apporter des renseignements sur l'origine possible du matériel détritique.

Le résultat le plus frappant est la différence de composition minéralogique entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur.

Il est nécessaire de comparer ces résultats avec ce que l'on sait des régions voisines. En Savoie l'Oligocène inférieur accuse immédiatement, dans sa composition, l'influence des mouvements alpins mais avec, cependant, des apports locaux importants (conglomérats calcaires et surtout reprise, en masses considérables, de sables blancs éocènes), de sorte que, localement, les matériaux alpins sont très dilués dans les produits d'érosion du Massif Central.

En Alsace, l'Oligocène sableux est surtout bien représenté dans le Bassin de Pêchebron où il a été étudié par l'un de nous (A. VATAN, 1946).

On constate que ce matériel est d'origine locale et provient surtout, manifestement, des Vosges et surtout des Vosges gréseuses, en particulier des grès vosgiens. La composition minéralogique en est très voisine, c'est-à-dire que ce sont surtout des matériaux d'origine granitique, avec quelques éléments métamorphiques en particulier du Grenat et une Staurotide à pointes très constante.

Les éléments légers sont formés surtout de quartz éolisé en tous points identiques à ceux des grès vosgiens.

Il y a ressemblance entre les compositions minéralogiques des sables de l'Oligocène de Pêchebron et de l'Oligocène inférieur de Bresse.

Il faut constater cependant que les éléments légers de Bresse sont plus anguleux que ceux du Bassin de Pêchebron.

Les grès bigarrés des Vosges, de composition minéralogique très voisine de celle des grès vosgiens, mais à grains peu ou pas arrondis, peuvent avoir fourni une importante contribution. Il faut envisager également comme possible une participation des auréoles permien et triasiques du Massif de la Serre. Le Trias et le Permien rencontrés dans les sondages d'Ancerville et de Vacherauville contiennent également des éléments volcaniques.

On peut concevoir aussi, comme possibles, des apports directs du Morvan et des Monts du Charolais, soit directement, soit de leurs couvertures du Permien et du Trias, mais nous manquons malheureusement d'éléments suffisants pour des comparaisons valables, car Vosges hercyniennes et Morvan présentent des points communs.

On peut conclure, qu'à l'Oligocène inférieur, la formation des Alpes ne se faisait sentir que d'une manière indirecte, par un rajeunissement des reliefs hercyniens voisins avec création de fosses d'effondrement régulièrement subsidentes. Cette subsidence s'est continuée pendant tout le Tertiaire avec de brèves incursions marines manifestées par la présence de Glauconie nettement authigène (Br. 101).

Les apports alpins, bien caractérisés par l'apport des minéraux des schistes lustrés, n'apparaissent qu'à l'Oligocène supérieur et se maintiennent au Miocène et au Pliocène, les apports locaux ne restant toutefois pas négligeables.

BIBLIOGRAPHIE

- BERSIER, A. (1938): *Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat*. Bull. Lab. Geol. Geophy. Min. Pal. Un. Lausanne, Bull. No 63.
- BLEICHER, (1900): *Essai sur l'origine, la nature, la répartition des éléments de destruction des Vosges du versant lorrain et des régions adjacentes du Bassin de la Saône*. C.R. Congr. int. géol. Paris 1, p. 539-543.
- CHELUSSE, I. (1910): *Sulla presenza di minerali caratteristici in molte rocce mioceniche dell'Italia centrale*. Alti. Soc. liz. Sci. nat. 21, pp. 105-130.
- DELAFFOND et DEPERET (1893): *Terrains tertiaires de la Bresse*. Etudes des gîtes minéraux de la France, Paris, in 4°, 2, 332 p.
- GIGNOUX, M.: *Géologie stratigraphique* 4^e éd., pp. 542-547.
- GOGUEL, J. (1948): *Prospection gravimétrique de la Bresse*. Publ. B.R.G.G. No 4, 125 p.
- *Prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné*. Id., No 6, 78 p.
 - *Constitution géologique des dépressions périalpines de la Saône et du Rhône d'après la prospection géophysique*. Rev. Congr. géol. Intern. Londres 1948. Part. V, pp. 59-67, 5 fig.
- JUNG, J. (1928): *Contribution à la Géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace*. Strasbourg 1928.
- JOURNAUX, A. (1956): *Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses*. Thèse Fac. des Lettres, Paris, 531 p.
- LEFAVRAIS, A. (1958): *Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds*. Thèse. Fac. Sci. Paris.
- MICHEL, P., APPERT, G., LAVIGNE, J., LEFAVRAIS, A., BONTE, A., LIENHARDT, G. & RICOUR, J. (1953): *Le contact Jura Bresse dans la région de Lons-le-Saunier*. B.S.G.F. (6 sér.) 3, pp. 593-611.
- MICHEL-LÉVY, Albert (1901): *Les terrains primaires du Morvan et de la Loire*. Bull. Serv. Carte Géol. France 1907-08. 18, No 120.
- PELLETIER, M. (1946): *Géologie des pays de l'Ain, Bresse et Dombes*. Bull. Soc. Nation. Ain, p. 126.
- SCHNAEBELE, R. (1948): *Monographie géologique du champ pétrolifère de Pêchebron*. Mém. S.C.G. Alsace-Lorraine, No 7, 254 p., 17 pl.
- THIÉBAUT, L.: *Recherche et étude économique des gîtes métallifères*. 2^e éd.
- VATAN, A. (1946): *Premiers résultats d'un examen pétrographique des matériaux sableux du Bassin de Pêchebron*. (B.R.) C.R.S.S.G.F., pp. 339-340.
- VATAN, A. & JOURNAUX, A. (1949): *Premiers résultats d'une étude pétrographique des matériaux des plaines de la Saône*. C.R.S.S.G.F., 7 mars 1949, pp. 90-91.
- VATAN, A., ROUGE, P. E. & BOYER, F. (1957): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et Jurassien et des régions limitrophes*. Rev. Inst. franç. Pétr. 12, No 4, pp. 468-480.

73. – JEAN-PIERRE VERNET (Université d'Illinois, USA): **Études sédimentologiques et pétrographiques des Formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse**¹⁾. Avec 13 figures dans le texte.

TABLE DES MATIÈRES	Page
Avant-propos	1115
Introduction	1116
Echantillonnage	1116
Granulométrie	1120
Méthode	1120
Résultats et interprétation	1121
Radioactivité	1126
Méthode	1126
Résultats	1127
Interprétation	1127
Minéralogie des fractions sableuses	1127
Minéraux lourds	1127
Minéraux légers	1131
Minéralogie des fractions fines	1132
Méthodes	1132
Résultats	1135
La solubilité des argiles dans l'acide chlorhydrique	1135
Etude aux rayons X des modifications thermiques des minéraux argileux d'une marne aquitanienne	1139
Observations sur les minéraux argileux	1141
Interprétation des résultats	1145
Conclusions	1148
Au Tertiaire	1148
A l'époque glaciaire	1149
A l'époque post-glaciaire	1150
Les alluvions rhodaniennes actuelles	1150
Cartes et Documents	1150
Bibliographie	1151

AVANT-PROPOS

C'est au Fonds National Suisse pour la recherche scientifique que je dois d'avoir pu entreprendre et mener à chef ces recherches.

Les études en laboratoire furent accomplies dans les laboratoires suivants: Laboratoire de sédimentologie de la Sorbonne, Laboratoire de pétrographie sédimentaire de l'Institut français du pétrole, Laboratoire de «Clay Mineralogy» de l'Université d'Illinois et Laboratoire de géologie de l'Université de Lausanne.

Au Fonds National et aux laboratoires susmentionnés j'adresse mes très vifs remerciements.

Messieurs les professeurs A. RIVIÈRE, R. E. GRIM, H. BADOUX et A. BERSIER et Monsieur le Dr A. VATAN, qui dirigent les laboratoires susmentionnés ou une de leurs sections, m'accordèrent leur complet appui. A eux tous va ma profonde reconnaissance.

Mademoiselle S. CAILLÈRE accepta d'étudier deux de mes échantillons, afin de déceler l'éventuelle présence de la berthiérine. Je l'en remercie très vivement.

Monsieur le Dr W. F. BRADLEY examina avec moi certains de mes problèmes, m'apportant ainsi le secours de ses connaissances et de son expérience.

¹⁾ Publié avec l'aide du Fonds National Suisse pour la recherche scientifique.

Monsieur E. LANTERNO, conservateur du département de géologie au Museum de Genève et Monsieur le professeur R. F. RUTSCH me remirent divers échantillons, ce dont je les remercie très sincèrement.

Laboratory of clay mineralogy
University of Illinois
Urbana 1958.

INTRODUCTION

Lorsqu'en 1955, j'achevais mon travail de thèse, la composition minéralogique des sédiments argileux de la molasse du Plateau suisse était quasi inconnue. Seules quelques déterminations éparses étaient accessoirement citées dans la littérature. Tout était à faire et les buts poursuivis en commençant ce travail étaient aussi multiples que vagues. Ce sont eux que je tiens à exposer, afin de bien situer ces recherches.

1° Quels sont les minéraux argileux composant les argiles tertiaires du Plateau suisse ?

2° Peut-on baser une stratigraphie sur leur variété ?

3° S'il y a une variété dans les minéraux, à quoi est-elle due ? Est-il possible d'en déduire les conditions de dépôts (milieux de sédimentation) ou d'apport (stades d'érosion de la chaîne alpine) ?

Voilà les points de départ de ce travail. Plus tard, le plan de recherche fut étendu aux formations glaciaires et actuelles.

Les variations dans le cortège des minéraux argileux ne furent pas recherchées uniquement sur une coupe stratigraphique, mais étendues à l'ensemble du bassin afin de détecter d'éventuelles variations latérales.

Cette étude, au début limitée aux seuls minéraux argileux, a été quelque peu élargie en cours de travail. Ainsi, les minéraux lourds et légers de certains échantillons ont été déterminés. La granulométrie et la radioactivité ont aussi apporté des données complémentaires. Aussi c'est un véritable panorama de la sédimentation argileuse de la partie occidentale du Plateau suisse au Tertiaire et au Quaternaire que l'on peut esquisser, mais il ne faut pas oublier que cette esquisse est basée sur une centaine de déterminations seulement.

ÉCHANTILLONNAGE

Comme ce travail sera publié en Suisse, il peut être important que chaque échantillon soit bien localisé. Aussi, je pense que la plus simple et la meilleure façon de situer un échantillon est de donner les coordonnées de son gisement. Celles-ci ont été relevées sur les Feuilles de l'Atlas géologique suisse au 1:25000.

Tous ces échantillons ont subi une altération de surface à peu près identique. Ils proviennent tous de carrières, de falaises rajeunies par des glissements de terrain, d'affleurements de lits de cours d'eau ou de nouvelles tranchées de routes. Nous admettons donc que le degré d'altération est le même pour tous ces échantillons, à l'exception, bien entendu, des échantillons de limon actuels de rivières et de sédiments lacustres du Léman.

N°	Echantillon	Zone	Etage	Gisement	Coordonnées
C 1	marne lie-de-vin	Mol. rouge	Chat. inf.	La Morges	527,150/151,600
C 2	marne noire à lentilles charbonneuses	Mol. rouge	Chat. inf.	La Morges	526,400/152,200
C 3	marne grise de niveau palustre	Mol. rouge	Chat. inf.	La Morges	526,500/152,300
C 4	marne grise gypseuse	Calc. lac.	Chattien	La Morges	526,500/152,940
C 5	marne grise à tests de mollusques	Calc. lac.	Chattien	La Morges	526,380/152,970
C 6	calcaire lacustre	Calc. lac.	Chattien	La Morges	526,380/152,990
C 7	grès à débris de végétaux	Marnes gyps. inf.	Chat. sup.	La Morges	526,250/153,200
C 8	marnes à lentilles de gypse	Marnes gyps. inf.	Chat. sup.	La Morges	526,250/153,200
C 9	marne plaquetée gris-bleu	Marnes gyps. sup.	Chat. sup.	La Morges	525,700/153,700
C10	grès argileux gris-bleu	Marnes gyps. sup.	Chat. sup.	La Morges	525,470/153,780
C11	grès à tests de mollusques	Marnes gyps. sup.	Chat. sup.	La Morges	525,400/153,930
C12	grès à <i>cyrènes</i>	Marnes gyps. sup.	Chat. sup.	La Morges	525,400/153,930
C13	marne gris-vert	Marnes gyps. sup.	Chat. sup.	La Morges	525,400/153,930
C14	marne lie-de-vin	Grès du Moulin de Clarmont	Chat. sup. ou Aquitan.	La Morges	524,500/155,750
C15	grès argileux gris-vert	Grès du Moulin de Clarmont	Chat. sup. ou Aquitan.	La Morges	524,300/155,980
C16	marne grise à ostracodes	Marnes gyps. inf.	Chat. sup.	L'Aréna	529,900/156,950
G17	varves glacio-lacustres	—	Würmien	Bussigny	531,120/155,600
C18	marnes grises à ostracodes et mollusques	Marnes gyps. inf.	Chat. sup.	St-Sulpice	532,900/151,500
C19	marne plaquetée		Chat. subalp.	La Paudèze	541,250/152,400
C20	marne lie-de-vin		Chat. subalp.	La Paudèze	541,250/152,400
A21	marne bigarrée		Aquit. inf.	La Chandellar	541,150/153,250
A22	marne bigarrée		Aquit. inf.	La Chandellar	541,100/153,255
A23	marne bigarrée		Aquit. inf.	La Chandellar	541,060/153,300
A24	marne grise		Aquit. inf.	La Chandellar	541,075/153,330
A25	marne bigarrée		Aquit. inf.	La Chandellar	541,050/153,360
C26	marne charbonneuse à tests de mollusques		Chat. subalp.	Belmont	541,420/152,120

N°	Echantillon	Zone	Etage	Gisement	Coordonnées
H27	marne (Coll. R. F. RUTSCH)		Helvétien	Fallvor-sassli/	
H28	marne (Coll. R. F. RUTSCH)		Helvétien	Pfaffeien Schwendi- mattwald/ Bowil	589,800/177,700 620,500/192,800
G29	limon des Alluvions de la Côte		Riss-Würm ?	Wdu Signal de Bougy	514,900/148,050
G30	varves		Würm	Coupe de l'Arney	518,900/150,900
G31	argile à blocaux		Würm	Coupe de l'Arney	518,900/150,900
G32	varves		Würm	Villars s/ Yens	522,750/150,600
G33	limon des Bonds		Würm-act.	Bièrè	516,175/153,625
G34	varves (Coll. A. BERSIER)		Würm	La Thioleyre s/Riez	545,650/150,500
G35	argile à blocaux		Würm	Le Toleure	516,600/152,250
G36	argile à blocaux		Würm	Coupe de l'Arney	518,900/150,900
R37	limon du Rhône		Alluvions actuelles	Pte du Sex/ Chessel	557,680/133,150
C38	schiste		Rupélien ou Chattien	Mol. rouge d'Illiez	563,900/121,550
R39	limon du Rhône		Alluvions actuelles	Pt CFF de Massongex	565,950/120,550
V40	schistes noirs du ruisseau de Salvan		Alluvions d'un bassin stéphanien	Vernayaz	568,700/109,250
M41	limon des gorges du Trient		Alluvions d'un bassin de gneiss hercyniens	Vernayaz	569,350/108,900
R42	limon des Dranses		Alluvions actuelles	Martigny- Bourg	570,500/104,050
C43	marne rouge		Chattien ou Rupélien	Vevey	555,275/147,750
C44	marne verte dans les Poudingues du Mt Pélerin		subalpin Chattien subalpin	Gravière d'Attalens	555,050/150,250
C45	marne verdâtre		Chattien subalpin	La Cornal- laz	547,500/149,400
C46	marne verdâtre		Chattien subalpin	Route des Monts	543,750/151,250
B47	marne grise en lentilles dans les grès		Burdigalien	La Bres- sonnaz/Cor- celles	548,250/164,750
B48	marne gris-bleu		Burdigalien	La Mérine/ Sottens	548,250/167,350

N°	Echantillon	Zone	Etage	Gisement	Coordonnées
A 49	marne bigarrée	Grès de Cuarny Marnes bigarrées inf. Marnes gyps. sup. Marnes gyps. inf. Grès de Mathod Calc. lacustres	Aquitanien	Possens	543,750/168,750
B 50	marne grise en lentilles dans les grès		Base du Burdigalien	Montheron	540,500/160,550
A 51	marne verte dans les grès à glauconie		Aquitanien	Bouzenet/Cheseaux	536,950/159,350
C 52	argile rouge		Chat. inf.	Rte d'Oulens	533,450/168,350
A 53	grès micacé gris-vert		Aquitanien base	Cuarny	543,340/180,670
C 54	argile bigarrée		Chat. inf.	«Calamin»/Yverdon	540,200/179,850
C 55	marne grise-jaunâtre		Chat. sup.	N d'Epautheyres	539,250/177,190
C 56	marne grise		Chat. sup.	N de Belmont	537,550/177,690
C 57	grès gris-vert		Chattien	Mathod	533,300/180,650
C 58	marne grise		Chattien moyen	N d'Essert Pittet	535,220/176,050
S 59	grès rouge du Talent		Sidérolithique stratifié	Goumoens-le-Jux	534,900/169,750
S 60	marne rouge de karst du Mormont		Sidérolithique	Gare d'Eclépens	532,100/167,750
C 61	marne lie-de-vin	Mol. rouge	Chat. inf.	«Pied à l'Oie»/Daillens	532,400/166,750
C 62	marne gypseuse		Chat. sup.	Nant d'Avanchet	496,200/119,000
C 63	marne grise		Chat. sup.	Nant d'Avanchet	496,200/119,000
C 64	marne à restes de mammifères		Chattien	L'Avril	492,100/118,200
C 65	marne bigarrée		Chattien	L'Avril	492,100/118,200
C 66	marne verte		Chattien	La London	489,550/120,200
L 67	marne craieuse lacustre	Sondage I	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 68	marne craieuse lacustre	Sondage I	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 69	marne craieuse lacustre	Sondage I	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 70	marne craieuse lacustre	Sondage II	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 71	marne craieuse lacustre	Sondage II	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 72	marne craieuse lacustre	Sondage II	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 73	marne craieuse lacustre	Sondage III	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 74	marne craieuse lacustre	Sondage III	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
L 75	marne craieuse lacustre	Sondage III	Subactuel	Lac Léman	503,500/122,300
G 76	argile à blocs (Coll. A. BERSIER)		Würmien	Lausanne	537,870/152,220

M1-M25 Ces échantillons ont été récoltés uniquement pour une étude des minéraux lourds de la série chattienne de la Morges. Leur localisation a déjà été donnée lors d'une précédente publication (VERNET, 1958).

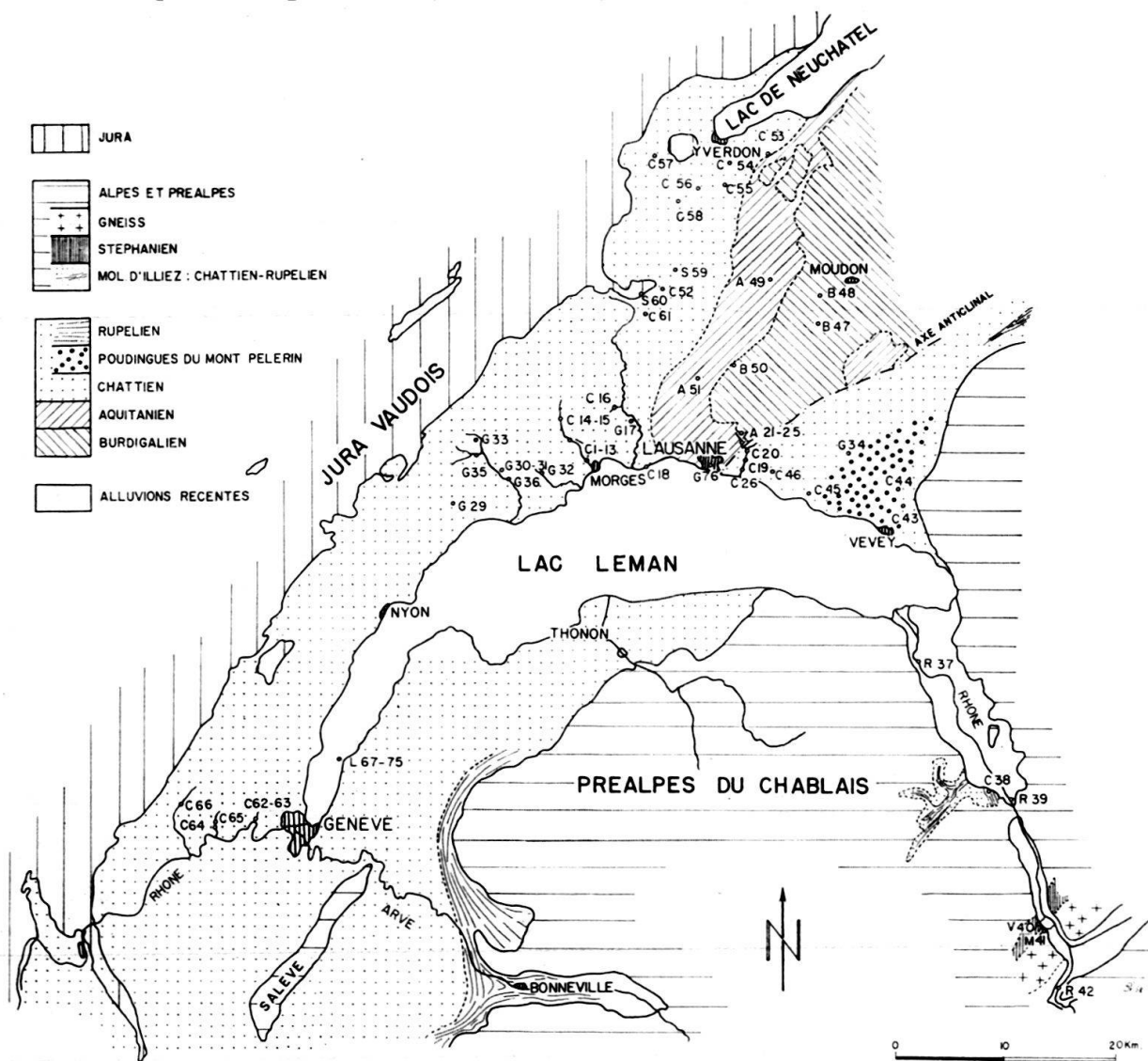


Fig. 1. Situation géologique et géographique des échantillons étudiés

A: Aquitainien G: Glaciaire M: alluvions d'un bassin gneissique
 B: Burdigalien L: marne lacustre R: alluvions du Rhône et de la Dranse de Martigny
 C: Chattien S: Sidérolithique
 V: alluvions d'un bassin stéphanien.

GRANULOMÉTRIE

Méthode

La granulométrie de la fraction sableuse d'un sédiment se fait par tamisage, alors que celle de la fraction fine (inférieure à 40μ) exige une méthode particulière et relativement plus compliquée.

Nous avons utilisé la méthode de la pipette d'Andreasen raccourcie, mise au point par A. RIVIÈRE (RIVIÈRE, 1944 et 1948).

L'appareillage comprend un bac calorifugé dont l'ambiance est homogénéisée et maintenue à une température de 25° , ce qui empêche qu'aucun phénomène

de convection ne se produise et vienne troubler la lente chute des particules. Les vases à sédimentation sont placés dans ce bac. Ils sont fermés par un bouchon portant une pipette de 10 cm³ celle-ci est donc fixée à demeure sur l'éprouvette pendant toute la durée de l'analyse et l'on évite ainsi toutes les perturbations que causent inmanquablement le retrait et la mise en place des pipettes.

L'enfoncement de la pipette dans la suspension argileuse est réglé de telle sorte qu'après la dernière prise, la base du tube capillaire de la pipette affleure la surface libre de la suspension.

Lorsque l'analyse est terminée, on porte les résultats sous forme de courbe cumulative sur un diagramme semi-logarithmique. La courbe ainsi établie est prête à être étudiée.

L'analyse dure 8 jours et les temps de prises sont régulièrement espacés dans le temps, suivant une progression géométrique. On obtient ainsi un espacement régulier des points dans le système de représentation graphique semi-logarithmique. Dans ce système, les abscisses sont proportionnelles aux logarithmes des diamètres des particules et les ordonnées aux pourcentages en poids des particules dont le diamètre est inférieur ou égal à celui dont le logarithme a été porté en abscisse.

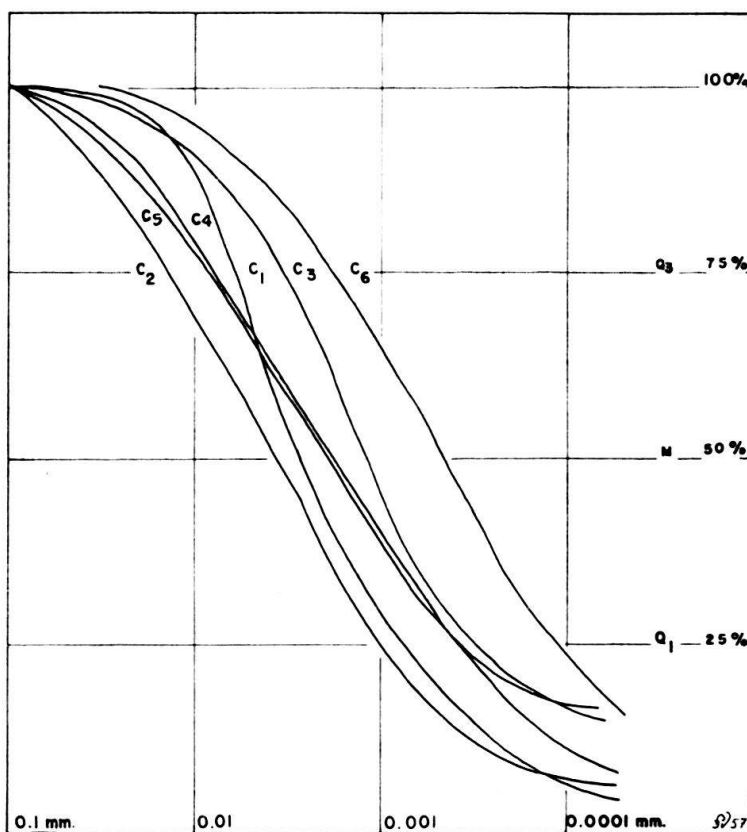


Fig. 2. Courbes granulométriques d'argiles du Chattien inférieur (série de la Morges)

Résultats et interprétation

La façon la plus simple de présenter ces résultats est encore la méthode graphique. Aussi accordons-nous la préférence à cette représentation.

Nous allons premièrement discuter les deux graphiques (fig. 2 et 3) de la coupe stratigraphique du Chattien de la Morges, en appliquant la méthode des faciès

granulométriques, établie par A. RIVIÈRE, mais sans chiffrer nos observations, car les deux extrémités de ces courbes présentent souvent trop de dispersion aléatoire (RIVIÈRE, 1954 et 1957). Cette méthode distingue trois type de faciès: parabolique, logarithmique et hyperbolique (RIVIÈRE, 1952). Le faciès parabolique est celui des sédiments encore peu évolués de rivières, de torrents, etc., puis l'on passe au faciès logarithmique, dans lequel toutes les classes dimensionnelles sont également représentées, c'est une sédimentation par excès de charge. Ce type de faciès se traduit dans les graphiques semi-logarithmiques par une droite. Lorsque le sédiment est granulométriquement très évolué, on arrive dans le domaine du faciès hyperbolique. Il se rencontre au large des côtes ou dans les eaux tranquilles sans apports torrentiels, dans les étangs. A l'intérieur de ces faciès, chaque sédiment a naturellement un degré d'évolution différent, mais comme

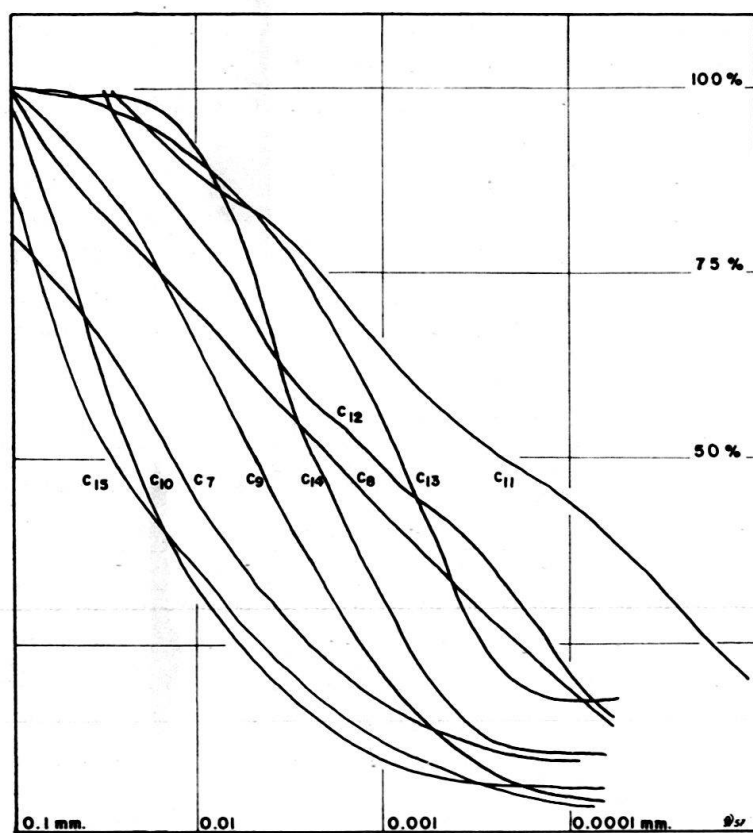


Fig. 3. *Courbes granulométriques d'argiles du Chattien supérieur (série de la Morges)*

nous traitons un problème de sédimentologie ancienne et disposons d'échantillons trop espacés les uns des autres dans les coupes stratigraphiques, nous ne calculerons aucun indice.

Les courbes granulométriques du Chattien inférieur sont remarquablement groupées; les conditions de sédimentation semblent très constantes. Cependant, les trois types de faciès sont présents, mais leur degré d'évolution est faible. La courbe C1 est nettement parabolique. Les courbes C2, C4 et C5 sont logarithmiques, avec une tendance de C2 au faciès hyperbolique. Cet échantillon est une argile

sapropélique probablement déposée dans un marais. C3 et C6 passent au faciès hyperbolique: C3 est une marne sapropélique sur laquelle repose un banc de calcaire lacustre, et C6 une argile extraite d'un échantillon de calcaire marneux lacustre. On a donc une légère évolution des sédiments vers un meilleur classement granulométrique; tout ce Chattien inférieur est très argileux et les grès y sont rares. Il se termine par la «zone des calcaires lacustres».

Les courbes granulométriques du Chattien supérieur ne sont pas du tout groupées; elles sont, pour la plupart, paraboliques ou logarithmiques (C8, C11 et C12). Une seule (C13) est hyperbolique. C'est une marne reposant sur le banc de grès à *Cyrènes*. Elle fait partie ou succède à un épisode saumâtre de cette série. La sédimentation du Chattien supérieur est moins tranquille que celle de l'inférieur. Les courbes montrent des ondulations dues soit à la présence de stocks différents, soit plus probablement à un remaniement des sédiments après leur dépôt. Les épisodes saumâtres et d'eau douce ont dû constamment alterner et la plupart des sédiments doivent être côtiers et torrentiels.

Après cette méthode que nous avons appliquée uniquement qualitativement, tentons d'utiliser des méthodes quantitatives. Si l'on applique la méthode de TRASK, on doit préalablement définir les quartyles des courbes. Le premier quartyle (Q1) correspond au point de la courbe pour lequel 75% du matériel est d'une taille supérieure à celui de la taille considérée. M est la médiane de la courbe (50%) et Q3 correspond au point où le 25% du matériel est d'une taille supérieure à celui de la taille considérée. L'asymétrie est un coefficient donné par la formule:

$$\text{asymétrie} = \frac{Q1 \times Q3}{M^2}$$

Si ce coefficient est supérieur à 1, le classement est meilleur du côté de sédiments fins. S'il est inférieur à 1, le classement est meilleur du côté des sédiments grossiers. Nous donnons maintenant le tableau des quartyles, avant de donner la représentation graphique du coefficient d'asymétrie. Par la même occasion, nous notons les pourcentages des trois fractions granulométriques suivantes: 1. le pourcentage des sédiments inférieurs à 0,0001 mm. qui échappent à l'analyse granulométrique, 2. le pourcentage de la fraction de 0,001–0,02 mm qui représente les «argiles» selon la classification d'ATTERBERG et 3. le pourcentage des sédiments dont la taille est comprise entre 0,02–0,1 mm, soit les «schluff», toujours d'après la classification d'ATTERBERG.

De la représentation graphique du coefficient de TRASK (fig. 4), on ne peut presque rien tirer. Seules les argiles extraites du grès vert à galets d'argile rouge (C2), du grès à débris de plantes (C7), du grès à *Cyrènes* (C12) et de la marne brunâtre (C13) reposant sur ce dernier, montrent un classement meilleur du côté des sédiments grossiers. Cette méthode fait simplement ressortir les argiles gréseuses et ne donne guère de résultats pour les sédiments fins, tout au moins dans ce cas particulier. Sur ce même graphique, dans sa partie supérieure, nous avons dessiné un schéma représentant l'évolution du pourcentage d'argile par rapport au pourcentage de limon, selon la classification d'ATTERBERG. Ce graphique montre une bonne homogénéité de la composition d'argile dans les sédiments du Chattien inférieur (C1–C6), puis la proportion argile-limon varie constamment et dans une

grande mesure, ce qui indique qu'au Chattien supérieur les sédiments ont perdu leur uniformité de composition granulométrique. Les grès sont abondants et tous les bancs argileux sont plus ou moins gréseux. Relevons que dans le cas de l'échantillon C 12 (grès à *Cyrènes*), il y a un mélange d'une fraction gréseuse très grossière et d'une fraction argileuse; les limons sont presque absents.

No éch.	Q3 en	M en	Q1 en	Asymétrie	% inf. 0,0001 mm	% 0,001 0,02 mm	% sup. 0,02 mm
C 1	6,30	2,76	0,775	0,64	7	85	8
C 2	14,10	3,60	1,000	1,08	8	73	19
C 3	3,31	1,15	0,290	0,53	17	79	4
C 4	8,15	1,84	0,380	0,91	11	78	11
C 5	8,70	1,82	0,360	0,95	18	69	13
C 6	1,74	0,43	0,100	0,94	24	75	1
C 7	66,10	12,60	2,400	1,03	9	48	43
C 8	17,00	1,90	0,180	0,85	19	58	23
C 9	15,30	4,80	1,300	0,865	5	75	20
C10	47,90	21,90	6,300	0,63	5	39	56
C11	2,24	0,27	0,020	0,61	41	55	4
C12	7,10	1,12	0,350	1,96	21	70	9
C13	2,51	0,794	0,296	1,18	17	80	3
C14	5,00	3,60	0,740	0,285	10	89	1
C15	72,50	27,60	4,360	0,415	4	41	55

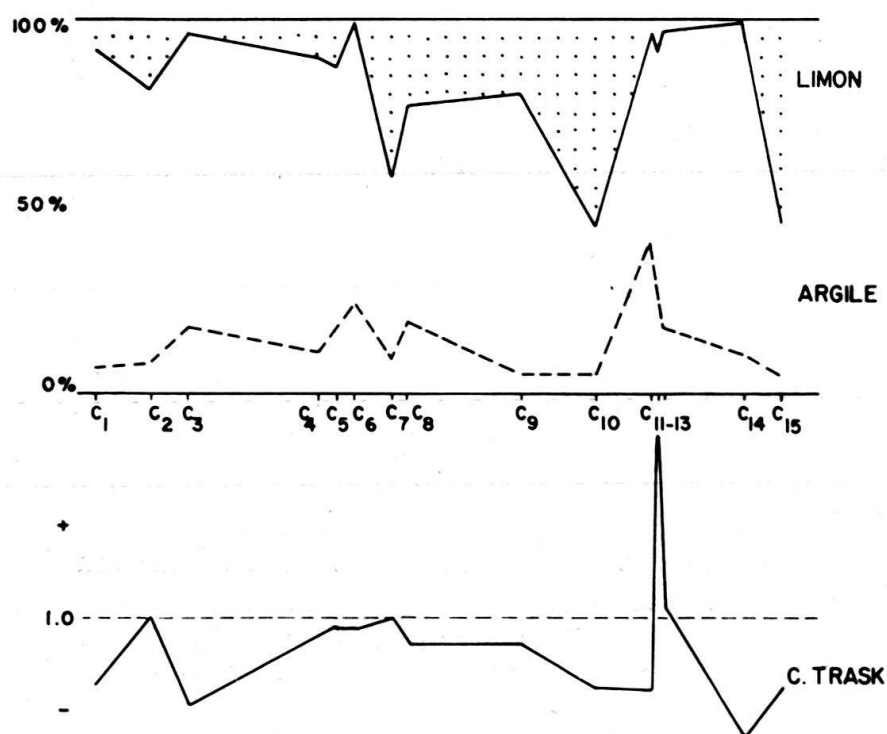


Fig. 4. *Granulométrie du Chattien*
(série de la Morges)

Nous commentons brièvement les deux derniers graphiques (fig. 5 et 6).

Les courbes granulométriques du Chattien subalpin sont semblables à celles obtenues avec les argiles du Chattien inférieur de la série de la Morges. Elles sont paraboliques, sauf une qui est légèrement hyperbolique (C26). Ce dernier échantillon (C26) correspond d'ailleurs à une marne à charbon de la région de la Paudèze. Cette marne recélait de nombreux tests de mollusques d'eau douce.

Les courbes des deux marnes helvétiques sont les plus paraboliques que nous ayons rencontrées dans ces sédiments anciens. Elles correspondent tout à fait aux courbes théoriques d'indice d'évolution 1 à 2 données par A. RIVIÈRE lors de l'exposé de sa méthode (RIVIÈRE, 1952).

Les courbes granulométriques des marnes de la base de l'Aquitaniens sont très semblables à celles du Chattien inférieur, mais la tendance évolutive du faciès parabolique est absente. Les conditions de sédimentation semblent très uniformes. On remarque cependant une ondulation de certaines courbes; elles expriment probablement un remaniement de ces sédiments. Dans la région de la Chandelar, où ces échantillons ont été récoltés, les argiles sont presque toujours en lentilles dans les bancs de grès.



Fig. 5. Courbes granulométriques d'argiles du Chattien subalpin et de l'Helvétien

C = Chattien subalpin de la Paudèze

H = Helvétien (collection R. F. RUTSCH)

Dans une publication précédente, nous avons déjà parlé de la granulométrie des argiles glaciaires et nous n'y reviendrons pas (VERNET, 1957). Dans ce domaine, on distingue très nettement une varve d'une argile à blocs, mais l'utilisation de

la granulométrie des argiles dans ces formations est moins importante, le mode de dépôt apparaissant aisément sur l'échantillon macroscopique.

En résumé, l'application de la granulométrie des argiles a mis en évidence que tous les types de sédimentation se trouvaient dans ces formations. Elle pourra, dans certains cas, nous aider à résoudre un problème de sédimentation dans une série ancienne.

Au point de vue de la minéralogie des argiles, elle n'a pas apporté grand-chose. On observe cependant que toutes les courbes se terminent par un palier bien marqué dans la fraction fine. Ce serait peut-être là l'indice d'une néogénèse, celle-ci apparaissant parfois dans la courbe granulométrique sous forme d'un ou de plusieurs paliers¹).

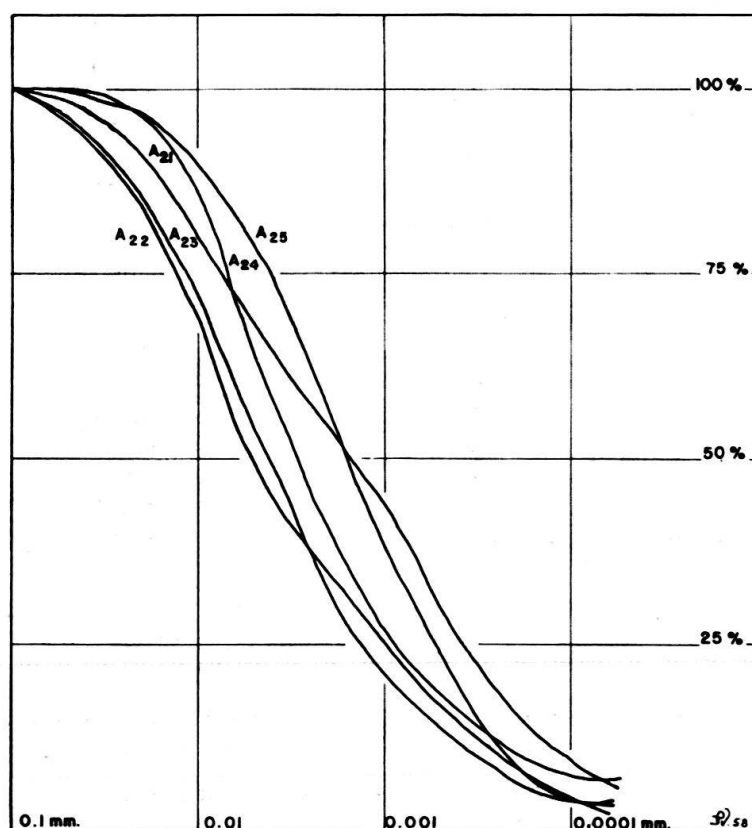


Fig. 6. Courbes granulométriques d'argiles de l'Aquitainien (série de la Chandelar)

RADIOACTIVITÉ

Méthode

L'appareillage se compose d'un compteur électronique, d'un château de plomb et d'un compteur de Geiger-Müller cylindrique de rendement très élevé en rayonnement β et voisin de 1% en rayonnement γ . On broye les échantillons en poudre que l'on verse entre les deux parois d'un anneau cylindrique fermé en haut et en bas. Le même anneau cylindrique est utilisé pour chaque échantillon; la quantité de poudre est donc toujours la même et de l'ordre de 250 grammes. Le tout est

¹) A. RIVIÈRE, communication personnelle.

placé dans le château de plomb cylindrique et le compteur de Geiger-Müller occupe le centre du dispositif. L'anneau cylindrique occupe donc tout l'espace compris entre la paroi interne du château de plomb et le compteur de Geiger-Müller.

La mesure dure plus ou moins longtemps, jusqu'à ce que le compteur électronique ait enregistré quatre mille coups au minimum. Puis on calcule le nombre de coups à la minute et de ce nombre on déduit le fond continu. C'est ainsi que les rayonnements β et γ de chaque échantillon ont été mesurés. Il est évident que le fond continu doit être mesuré aussi souvent que possible. Le pourcentage d'erreurs est inférieur à 5%.

Résultats

	<i>No échant.</i>	<i>Ray. β</i>	<i>Ray. γ</i>
Série de la Morges	C1 marne	54,14	2,66
	C2 marne	74,99	
	C3 marne	58,99	3,42
	C4 marne	54,90	
	C5 marne	35,16	2,52
	C6 calcaire lacustre	19,53	
	C7 marne	47,05	3,04
	C8 marne gyps. et dol.	24,10	
	C9 marne	65,51	3,85
	C10 marne	94,95	
	C11 marne	50,30	2,78
	C12 grès calcaire	34,02	
	C13 marne	45,45	2,78
	C14 marne	79,30	
	C15 marne	49,49	3,61
Alluvions du Rhône	R37 limon	62,26	1,90

Interprétation

La variation des rayonnements β et γ est désordonnée et ne permet aucun espoir stratigraphique.

Cette radioactivité ne semble pas due aux minéraux lourds, puisque ces argiles en sont quasiment dépourvues et que les rayonnements les plus faibles sont enregistrés avec le grès et le calcaire lacustre. Il faut donc en voir la source presque exclusivement dans la fraction fine.

Deux explications sont alors possibles: 1° les argiles ont adsorbé des éléments radioactifs, ou 2° cette radioactivité est due aux minéraux potassiques, donc aux illites et aux feldspaths. Le cortège des minéraux argileux composant ces marnes est trop complexe pour pouvoir en dire plus.

MINÉRALOGIE DES FRACTIONS SABLEUSES

Minéraux lourds

L'étude des minéraux lourds dans un but stratigraphique a été entreprise pour la série chattienne de la Morges et a fait l'objet d'une précédente note (VERNET, 1958). Pour cette partie du travail, nous ne citerons que les conclusions, renvoyant à cette note les lecteurs que cela intéresse.

Dans cette série, qui va du Chattien inférieur aux grès du Moulin de Clarmont représentant probablement la base de l'Aquitanién, l'étude qualitative des miné-

raux lourds de sept échantillons de marnes avait montré la présence de minéraux d'origine éruptive comme l'hypersthène, l'augite et une hornblende brunâtre. Ces minéraux étaient de fort petite taille et n'ont pu être retrouvés dans les préparations faites à partir d'échantillons de grès (M1-M25).

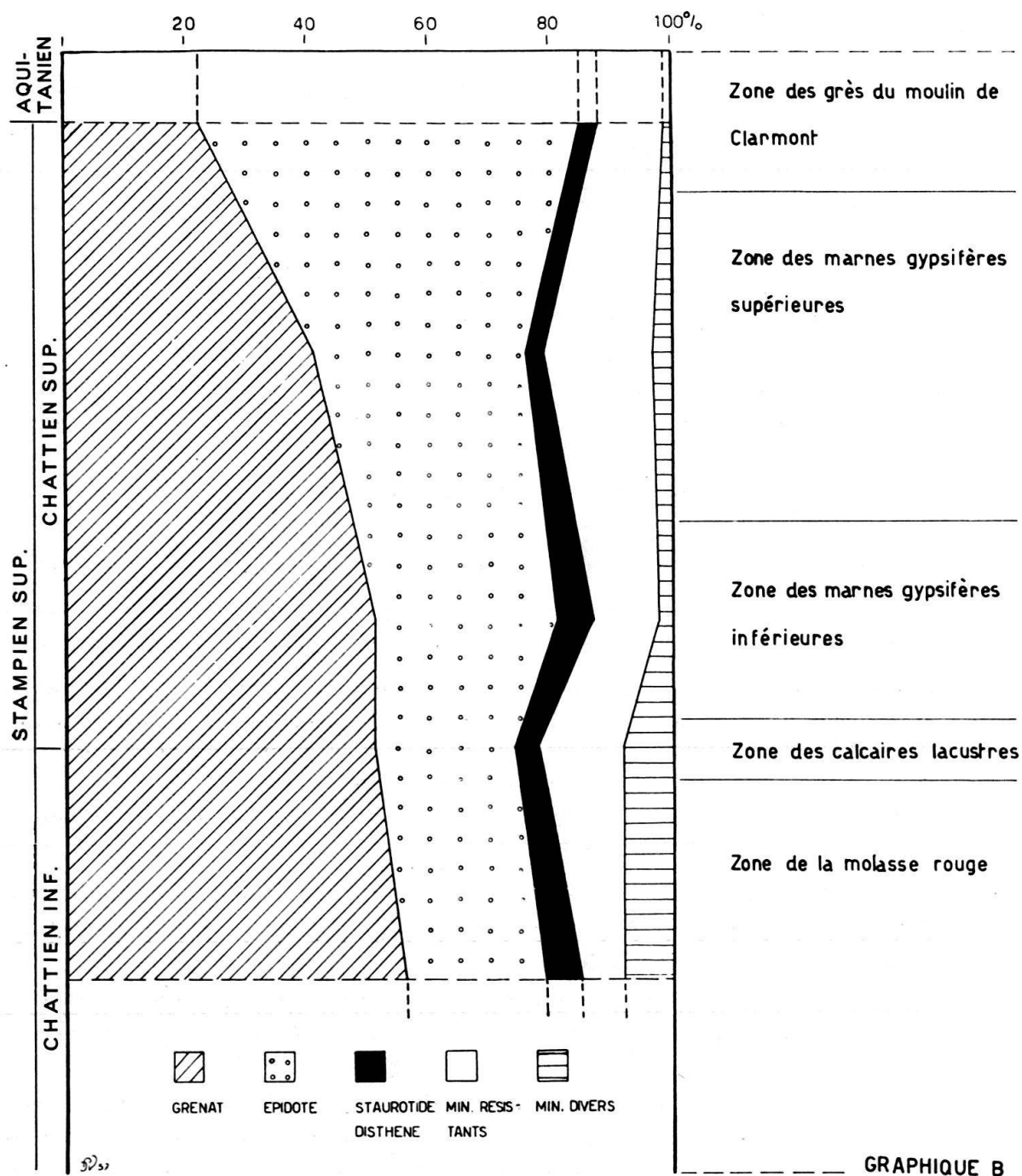


Fig. 7. Répartition stratigraphique des minéraux lourds de la série chattienne de la Morges

(Cliché dû à l'obligeance de la Société vaudoise des sciences naturelles)

Le graphique (fig. 7) présente clairement les résultats de cette étude; c'est un graphique simplifié établi dans un but stratigraphique; il ne donne que les moyennes des pourcentages des différents minéraux ou associations de minéraux de chaque zone stratigraphique du Chattien.

Ce graphique permet les constatations suivantes:

1° Grenat et épidote sont largement prédominants et représentent le 80 % environ du cortège des minéraux lourds.

2° Le pourcentage d'épidote augmente progressivement et fortement lorsqu'on se rapproche du Chattien supérieur, alors que celui du grenat évolue en sens inverse.

3° Le pourcentage des «minéraux divers» diminue fortement au Chattien supérieur.

D'autres constatations n'apparaissent pas dans ce graphique:

La staurotide prédomine largement sur le disthène.

Le zircon est plus fréquent que la tourmaline et le rutile. Son pourcentage augmente vers le sommet de la série.

Glaucophane, zoïsite, chloritoïde et sphène sont plus particulièrement présents au bas de la série.

Monazite et apatite sont très rares et apparemment localisées vers le milieu de la série.

L'anatase est rare et plus spécialement présente vers le haut de cette série.

Le cortège des minéraux lourds de la molasse chattienne de la coupe de la Morges est le suivant:

<i>Minéraux principaux:</i>	grenat, épidote sont prédominants; zircon, staurotide et tourmaline.
<i>Minéraux accessoires:</i>	disthène, glaucophane, zoïsite, chloritoïde, amphibole claire, anatase, brookite, hornblende verte, monazite, apatite, sphène et rutile.
<i>Minéraux annexes:</i>	glauconie, chlorite, limonite et pyrite.
<i>Minéraux exceptionnels:</i>	(seulement présents dans quelques argiles): hornblende brunâtre, hypersthène et augite.

Les grains de glauconie sont fort rares (deux à trois par plaque mince) et une étude microscopique ne permet malheureusement pas de trancher la question de leur origine sur un matériel si pauvre.

Ce cortège de minéraux lourds ne montre pas de variations appréciables et seule l'étude quantitative a permis d'en tirer une utilisation stratigraphique intéressante.

La suite de cette étude des minéraux lourds est uniquement qualitative; elle porte sur la fraction sableuse, soit le refus du tamis dont le diamètre des mailles est de 50 μ . Pour récolter sans aucune difficulté ce refus, il a été nécessaire, au préalable, de défloculer et de mettre en suspension les marnes.

Il n'y a pas eu de comptages, mais seulement une appréciation générale des proportions. Elle est indiquée par un nombre variable de croix: 1 = présent; 2 = rare; 3 = commun; 4 = abondant; 5 = très abondant.

1° Echantillon C 18: marne à micro et macrofaunes, de milieu saumâtre, du gisement bien connu de St-Sulpice (Chattien, marnes gypsifères inférieures).

Epidote	+	+	+	+
Grenat	+	+	+	+
Staurotide	+	+	+	
Zircon	+	+		
Tourmaline	+	+		
Rutile	+	+		
Apatite	-			

Comme dans tout le Chattien, grenat et épidote sont largement prédominants et la staurotide joue un rôle important.

2° Echantillon G 17: varve glacio-lacustre würmienne de la marnière de Bussigny.

Epidote	+	+	+	+
Grenat	+	+	+	
Hornblende brunâtre	+	+	+	
Glaucophane	+	+		
Chloritoïde	+	+		
Sphène	+			
Rutile	+			
Tourmaline	+			
Apatite	-			

Hornblende, glaucophane et chloritoïde sont très répandus dans les dépôts glaciaires du Plateau suisse.

Les minéraux lourds d'une série d'échantillons d'alluvions actuelles de la vallée du Rhône ont aussi été étudiées, mais sans comptages.

Les échantillons N^{os} R37 et R39 sont des limons du Rhône. Le premier a été récolté au Pont du Scex près de Chessel et le second près de Massongex, à l'endroit où la ligne de chemin de fer traverse le Rhône.

Les échantillons N^{os} V40, M41 et R42 représentent des alluvions d'affluents de la rive gauche du Rhône. Le premier vient du ruisseau descendant de Salvan et passant près de l'usine électrique de Vernayaz; il est composé uniquement de débris de schistes noirs de la formation stéphanienne. Le second, récolté au débouché des gorges du Trient, est une alluvion de la formation gneissique du Massif des Aiguilles-Rouges. Le troisième est un limon de la Dranse, récolté en amont de Martigny-Bourg, au point où la route traverse la Dranse.

La plupart des micas renferment des aiguilles de sagénite.

Ce n'est pas avec cinq échantillons que l'on peut espérer déterminer quoi que ce soit de l'histoire d'un bassin aussi complexe que celui du Rhône actuel. Bornons-nous à quelques constatations très générales:

On retrouve dans ces alluvions du Rhône et de ses affluents, la plupart des minéraux lourds de la molasse chattienne du Plateau.

L'hornblende brune est présente en faible proportion. Elle semble donc provenir simplement du massif alpin.

La staurotide est abondante et le disthène n'a pu être mis en évidence.

Il y a de si fortes différences entre les deux échantillons du Rhône, qu'il est indispensable de les expliquer avant de parler de la présence ou de l'absence d'un

minéral. Il faudrait donc procéder à un nouvel échantillonnage, mais à mailles serrées celui-ci. Nous pensons que la différence entre les deux prises est avant tout due à un triage granulométrique causé par le transport. L'échantillon aval est une boue de crue plaquée contre le talus, à un mètre au-dessus du fleuve, alors que l'échantillon amont est un limon recueilli au bord du fleuve, sur une petite langue d'alluvions.

Minéraux	Rhône		Vernayaz Stéphanien V 40	G. Trient Gneiss M 41	Dranse à Martigny R 42
	Chessel R 37	Massongex R 39			
Grenat	++	++	+	++	++
Staurotide	+	+			+
Glaucophane	+++	+			++
Epidote	++	+++		+	++
Zoïsité		+			+
Chloritoïde		+			+
Trémolite					++
Brookite	+				
Hornblende verte	+++	++++			++
Hornblende brune					+
Fibrolite				+	
Apatite		+			+
Sphène	+	+		+	
Zircon	++	+	++	++	+
Tourmaline	+	+	++		+
Rutile	+	+			
Chlorite	++++	++		+++	+++
Biotite		++	++	++	
Muscovite		++	++++		

Les minéraux légers

La séparation des minéraux légers des minéraux lourds se fait à l'aide du bromoforme: les premiers surnagent.

Dans les minéraux légers, on détermine les pourcentages de quartz et de feldspaths par la méthode de la mesure des indices de réfraction, en immergeant les minéraux dans le benzène monochloré ($N = 1,526$). Une troisième catégorie de minéraux a été distinguée, les altérites. Ce sont principalement des feldspaths altérés et tous les minéraux trop abîmés pour être déterminés.

Cette étude des minéraux légers, faite sur quelques fractions sableuses extraites uniquement de marnes, fut arrêtée, vu le peu de résultats qu'elle apportait. Le pourcentage trop élevé d'altérites lui enlève toute valeur.

Les échantillons C1 à C15 proviennent de la coupe de la Morges, et C18 est la marne à macro et microfaunes saumâtres de St-Sulpice. Tous sont chattiens.

L'échantillon G17 est une varve würmienne de la marnière de Bussigny.

Tous les échantillons ont un très fort pourcentage d'altérites, alors que les varves würmiennes ont un pourcentage plus faible.

Il est difficile de raisonner sur un nombre si faible d'échantillons; nous n'avons pas observé d'augmentation du pourcentage de feldspaths au Chattien supérieur (A. VATAN, 1957).

	Quartz en %	Feldspaths en %	Altérites en %
C 1	32	2	63
C 5	33	1	66
C 7	41	4	45
C 9	45	—	55
C10	57	6	37
C11	65	5	30
C12	57	5	38
C15	70	3	27
C18	53	9	38
G17	68	3	29

MINÉRALOGIE DES FRACTIONS FINES

Méthodes

Les méthodes utilisées pour l'étude pétrographique des fractions fines sont: l'analyse roentgenographique, l'analyse thermique différentielle et la micrographie électronique.

Les appareils de rayons X avec lesquels nous avons travaillé sont de deux types, demandant chacun une préparation spéciale de l'échantillon.

Le premier type est une installation à tube à foyer fin GUINIER et chambre DS semi-cylindrique. Le tube est démontable et conçu de telle façon que l'on puisse changer la nature du métal anticathode sans le démonter. La circonférence de la chambre est de 24 cm. Pour obtenir dans de bonnes conditions les réflexions des premiers ordres des argiles à grand écart réticulaire, on utilise la méthode des pellicules orientées, avec l'oscillation continue des préparations de 15° de part et d'autre de l'axe de sortie du faisceau de rayons X. Les pellicules orientées d'argile sont obtenues par sédimentation et séchage à l'air d'une suspension argileuse. L'argile est préalablement décarbonatée avec précaution, défloculée et dispersée par une agitation mécanique de 16 heures. De cette suspension, on prélève avec une pipette, après un temps de sédimentation suffisant pour éliminer la plupart du quartz, la fraction de 0-2 μ qui donnera les pellicules par séchage à l'air dans une capsule de Pétry. Tout le fond de capsule est recouvert d'une plaque d'argile orientée, et c'est dans celle-ci que l'on taille une fine pellicule de 2-3 mm de large sur 5-8 mm de long. Cette pellicule est délicatement montée sur le porte-objet et c'est elle qui oscillera dans le faisceau de rayons X. Cette méthode a été décrite plus en détail par A. RIVIÈRE (RIVIÈRE, 1946, 1948 et 1954).

Le second type d'installation que nous avons utilisé est un diffractomètre à compteur de Geiger-Müller. Le compteur est placé de façon à recevoir les rayons diffractés par l'échantillon. En déplaçant ce compteur, on fait varier l'angle et l'on obtient la courbe de l'intensité diffractée en fonction de l'angle 2θ . Le diffractomètre à compteur de Geiger-Müller donne donc directement la position et l'inten-

Etage	Gisement	N° Ech.	Appareillage		Micros. Electronique	A T D	Illite	Mixed-Layer	Chlorite et Kaolinite
			DS	GM					
Rupélien ?	Val d'Illiez	C38		N			+	+	
	Vevey	C43		N	+		+	T	+
Chattien subalpin	Poud. Pèlerin	C44		N	+		+	+	+
	La Cornallaz	C45		N			+	+	+
	Rte des Monts	C46		N			+	+	+
	La Paudèze	C19	D	N			+	+	+
	La Paudèze	C20	D	N			+	+	+
	La Paudèze	C26	D	N			+	+	+
Sidérolithique et base du Chattien	Mormont	S60		D	+		T	+	F
	Goumoens-le-Jux	S59		D	+		+	+	+ F
	Rte Bavois	C52		D			+	+	
	Pied à l'Oie	C61		D			+	+	+
Chattien	Morges	C 1	D	N & D	+	+	+	+	+
	Morges	C 2	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C 3	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C 4	D	N		+	+	+	+
	Morges	C 5	D			+	+	+	+
	Morges	C 6	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C 7	D	D		+	+	+	+
	Morges	C 8	D	N		+	+	+	+
	Morges	C 9	D	N & D	+	+	+	+	+
	Morges	C10	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C11	D	N		+	+		+
	Morges	C12	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C13	D	N & D		+	+	+	+
	Morges	C14	D	N		+	+	+	+
	Morges	C15	D	N & D		+	+	+	+
	L'Aréna	C16	D	D		+	+	+	+
	St-Sulpice	C18	D	N & D		+	+	+	+
	Yverdon	C54		D			+	+	+
	Epautheyres	C55		D			+	+	+
	Belmont	C56		D			+	+	+
	Mathod	C57		D			+	+	+
	Essert Pittet	C58		D			+	+	+
	Nant d'Avanchet	C62		D	+		+	+	+
	Nant d'Avanchet	C63		D			+	+	T
	L'Avril	C64		D			+	+	+
	L'Avril	C65		D			+	+	+
	La London	C66		D			+	+	+

Etage	Gisement	N° Ech.	Appareillage		Micros. Electronique	A T D	Illite	Mixed-Layer	Chlorite et Kaolinite
			DS	GM					
Aquitaniien	La Chandelar	A 21	D				+	+	+
	La Chandelar	A 22	D	N			+	+	+
	La Chandelar	A 23	D	N			+	+	+
	La Chandelar	A 24	D	N	+		+	+	+
	La Chandelar	A 25	D	N			+	+	+
	Possens	A 49		D			+	+	+
	Bouzenet	A 51		D			+	+	T
	Cuarny	A 53		D			+	+	+
Burdigalien	La Bressonnaz	B 47		D			+	+	+
	La Mérine	B 48		D			+	+	+
	Montheron	B 50		D			+	+	+
Helvétien	Fallvorsassli	H 27	D				+	+	+
	Schwendimattwald	H 28	D				+	+	+
Glaciaire	Bussigny	G 17	D	N & D		+	+	+	+
	Bougy	G 29		N & D		+	+	+	+
	Arney	G 30		N & D		+	+	+	+
	Arney	G 31		N & D		+	+	+	+
	Villars s/Yens	G 32		N & D		+	+	+	+
	Bière	G 33		D		+	+		+
	La Tioleyre	G 34		D		+	+		+
	Le Toleure	G 35		D		+	+		+
	Arney	G 36		N & D		+	+	+	+
	Lausanne	G 76		N			+	+	+
Subactuel	Léman	L 67		D			+	+	T
	Léman	L 68		D			+		+
	Léman	L 69		D			+	+	T
	Léman	L 70		D			+	+	+
	Léman	L 71		D			+	T	+
	Léman	L 72		D	+		+	+	+
	Léman	L 73		D			+	+	+
	Léman	L 74		D			+	+	+
	Léman	L 75		D	+		+	+	+
Actuel	Rhône	R 37		D			+	T	+
	Rhône	R 39		D	+		+	T	+
	Ruisseau Vernayaz	V 40		N			M		T
	Gorges Trient	M 41		D			+	T	+
	Dranse Martigny	R 42		D	+		+	T	+

+ = présent; T = traces; M = muscovite; F = kaolinite-Fe (v. p. 1146);
D = décarbonaté; N = non décarbonaté.

sité des raies du diagramme de diffraction. La préparation des argiles fut légèrement différente avec cette deuxième installation. Nous avons évité toute décarbonatation. Pour chaque étude, il a été fait un diagramme de poudre et une série de diagrammes avec plaque d'agrégats d'argile orientés. Ces plaques sont obtenues par sédimentation et séchage à l'air d'une suspension défloculée d'argile sur une lamelle de verre (CLARK, GRIM et BRADLEY, 1937).

L'analyse thermique différentielle a aussi été faite avec deux appareillages différents. L'un est composé de 4 fours verticaux (BARON, 1956) et l'autre de 2 fours horizontaux (GRIM et ROWLAND, 1942). Tous deux utilisent à peu près 1-2 grammes d'argile par opération. Pour le reste, il n'y a pas de différences sensibles; la plupart du temps, il fut nécessaire de décarbonater trop fortement les échantillons, ce qui enlève beaucoup d'intérêt aux résultats obtenus.

Résultats

Nous donnons ici, sommairement, les résultats qualitatifs de tous les échantillons étudiés aux rayons X, en spécifiant s'ils ont été analysés avec l'appareillage à chambre DS et enregistrement sur film photographique ou avec le diffractomètre à compteur de Geiger-Müller, et s'ils ont été décarbonatés ou non.

Si la présence de chlorite est certaine, celle de la kaolinite est douteuse. Ce problème est débattu en détail plus loin (v. p. 1143 et suivantes).

Comme on le voit sur le tableau général des résultats, il y a une remarquable homogénéité des cortèges de minéraux argileux de toutes les formations. On peut dire que le cortège type est le suivant:

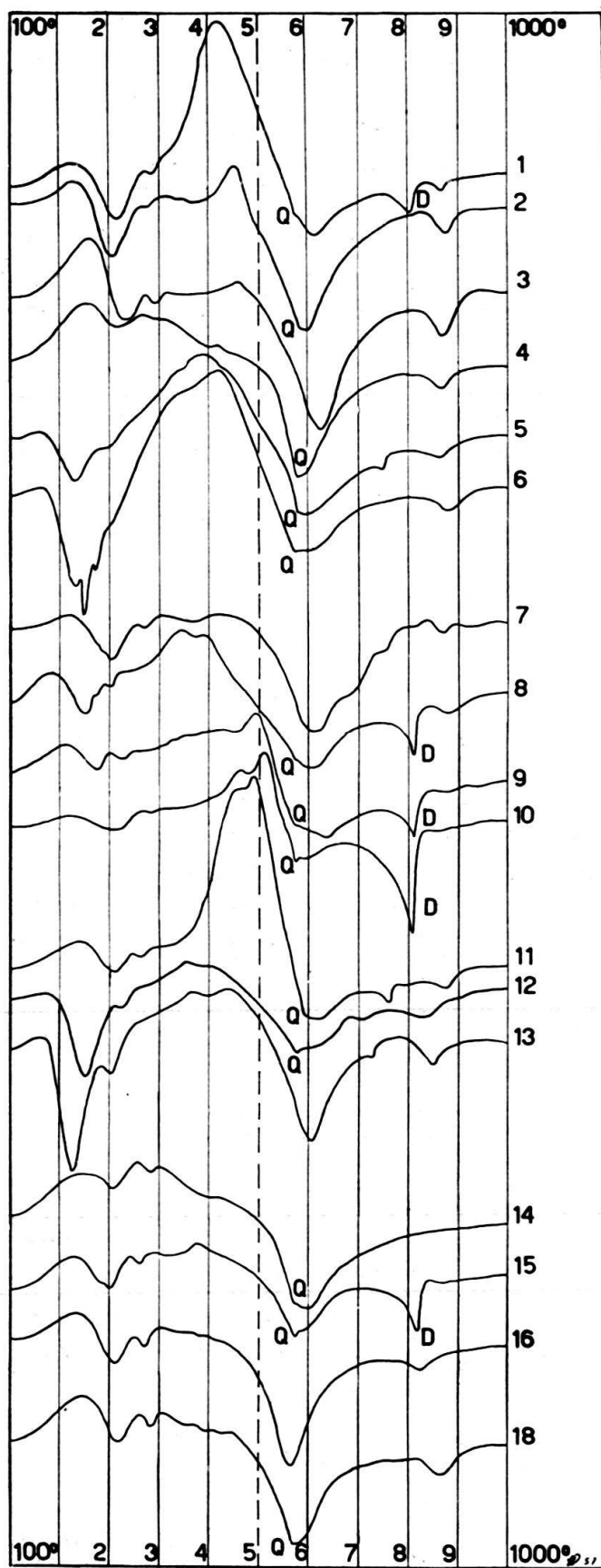
Minéraux principaux: illite, chlorite et un mixed layer.

Minéraux accessoires et très rares: kaolinite, vermiculite, hydrobiotite et chlorite gonflante (non portés dans ce tableau).

L'analyse thermique différentielle n'apporte guère de résultats. Les essais ont été faits avec la fraction du sédiment décarbonaté inférieure à 50 μ . Le double pic endothermique entre 150-300° et la grande dépression endothermique entre 500 et 700° sont probablement dus aux réactions combinées de l'illite et de la montmorillonite. Le grand accident exothermique s'étendant entre 300 et 500° dans plusieurs courbes est dû à la présence de matières organiques. Quelques diagrammes ont un pic exothermique entre 400 et 500° dû apparemment à la présence de sulfure. Vers 570°, le quartz apparaît sous forme d'un petit pic ou d'une certaine déformation qui rend la grande dépression endothermique asymétrique. La courbe numéro 16 est parfaitement symétrique; le quartz est absent de cet échantillon. Le pic endothermique asymétrique de 800° est dû aux carbonates. Comme les argiles ont été décarbonatées avant leur passage à l'analyse thermique différentielle, nous pensons que ce pic indique la présence de dolomie. Il n'y a pas trace de kaolinite dans ces diagrammes.

La solubilité des argiles dans l'acide chlorhydrique

La solubilité des minéraux argileux dans les acides dépend d'un grand nombre de facteurs: nature et concentration de l'acide, durée de l'attaque, température du milieu, sans oublier les proportions relatives des deux constituants du mélange acide-argile. De nombreux travaux traitent de cette question.



Q = quartz

D = dolomie

1-18 = courbes des échantillons C1 à C18

(Chattien des environs de Morges)

Fig. 8. Courbes d'analyse thermique différentielle

PASK et DAVIES (1945) ont utilisé l'acide sulfurique, de même que MURRAY qui expérimenta aussi la solubilité des argiles dans l'acide phosphorique. Ce dernier, travaillant sur des kaolinites de divers gisements, a mis en évidence l'importance du degré de cristallinité de ces minéraux sur leur solubilité dans les acides (MURRAY, 1951). THIÉBAUT étudia la solubilité de certains minéraux argileux attaqués pendant deux heures par l'acide chlorhydrique à 50% et à une température de 80–85° C. Il a trouvé que la biotite avait une solubilité de 100%, la montmorillonite de 62%, la muscovite de 5–32%, la kaolinite de 10% et l'halloysite de 6–15% (THIÉBAUT, 1925). WOLF montra l'importance de la concentration de l'acide (HCl) sur la solubilité des kaolinites (WOLF, 1933).

Jusque vers 1930, avant que les méthodes modernes d'analyses des argiles se développent, l'industrie céramique avait mis au point une méthode de détermination appelée «analyse rationnelle», basée sur les différences de solubilité des divers minéraux argileux (HARKORT H. et HARKORT H. J., 1942). Dans l'analyse rationnelle, on appelait couramment la partie de l'argile étudiée, soluble dans l'acide chlorhydrique à chaud: allophane. La partie insoluble dans cet acide, mais soluble dans l'acide sulfurique, était appelée: kaolin (GRIM, 1953). CORRENS signala l'importance de la taille des particules sur la solubilité des minéraux argileux (CORRENS, 1933).

Nous avons exécuté une série d'expériences sur la solubilité des argiles dans l'acide chlorhydrique, montrant dans quelle mesure l'attaque acide agit sur le cortège de minéraux argileux de la molasse suisse. Une marne glaciaire würmienne (G76), relativement fraîche, fut utilisée pour ces différents essais.

Un traitement différent fut réservé à chacune des six fractions prélevées à cet échantillon G76. Puis, chaque fraction fut lavée à l'eau distillée et centrifugée, autant de fois qu'il fut nécessaire pour obtenir la défloculation. Six agrégats orientés furent préparés et étudiés aux rayons X. Voici la liste des six traitements exécutés:

- 1° Aucun traitement. L'échantillon est mis en suspension sans adjonction d'aucun corps chimique.
- 2° La prise est attaquée pendant $\frac{1}{2}$ heure à froid par HCl $\frac{1}{10}$ n.
- 3° La prise est attaquée pendant $\frac{1}{4}$ d'heure à ébullition par HCl $\frac{1}{10}$ n.
- 4° La prise est attaquée pendant 2 heures à froid par HCl $\frac{1}{10}$ n.
- 5° La prise est attaquée pendant 1 heure à ébullition par HCl $\frac{1}{10}$ n.
- 6° La prise est attaquée pendant $\frac{1}{4}$ d'heure à ébullition par HCl concentré.

Pour pouvoir comparer les résultats, on décide de calculer le rapport entre les intensités des pics de la kaolinite-chlorite et de l'illite, soit les pics à environ 7 et 10 Å. Ces pics sont mesurés sur les diagrammes obtenus avec les agrégats orientés glycolés au diffractomètre à compteur de Geiger-Müller:

L'illite est le moins destructible de nos minéraux. On peut dire, après ces expériences, que le ou les minéraux représentés par le pic à 7 Å se détruisent par l'attaque acide beaucoup plus facilement que l'illite.

La figure 9 montre deux diagrammes de rayons X non glycolés. Celui de droite correspond à l'expérience No 1 et celui de gauche à l'expérience No 5. Cette figure montre bien la destruction partielle de la chlorite et de la kaolinite (si celle-ci est

présente), alors que l'illite n'est apparemment pas touchée. On voit très bien aussi la destruction du mixed-layer, mais nous reviendrons sur cette question lorsque nous parlerons de ce minéral.

No	Traitement	7 Å/10 Å
1	—	1,1
2	½ heure à froid HCl 1/10 n	1,0
3	¼ heure à chaud HCl 1/10 n	0,9
4	2 heures à froid HCl 1/10 n	0,89
5	1 heure à chaud HCl 1/10 n	0,64
6	¼ heure à chaud HCl concentré	—

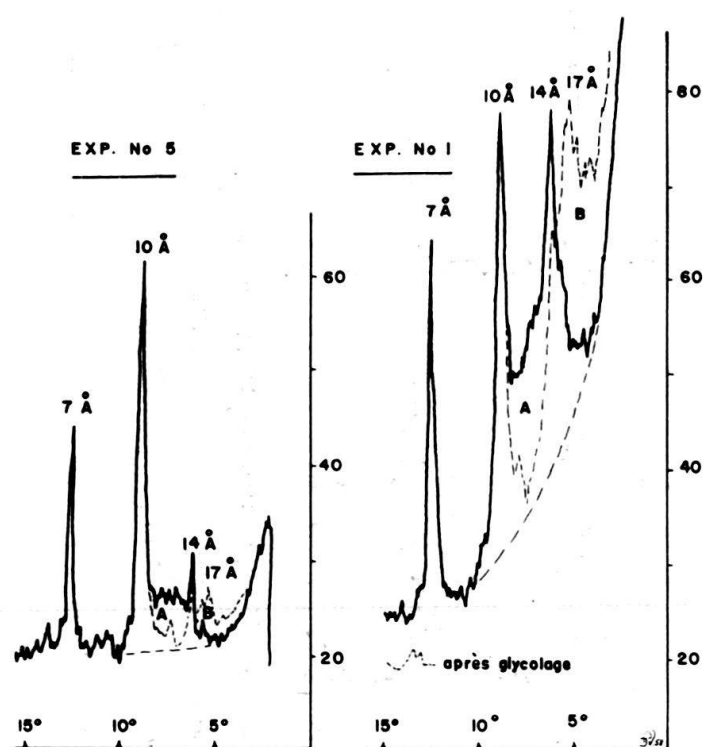


Fig. 9. *Expériences de décarbonatation*

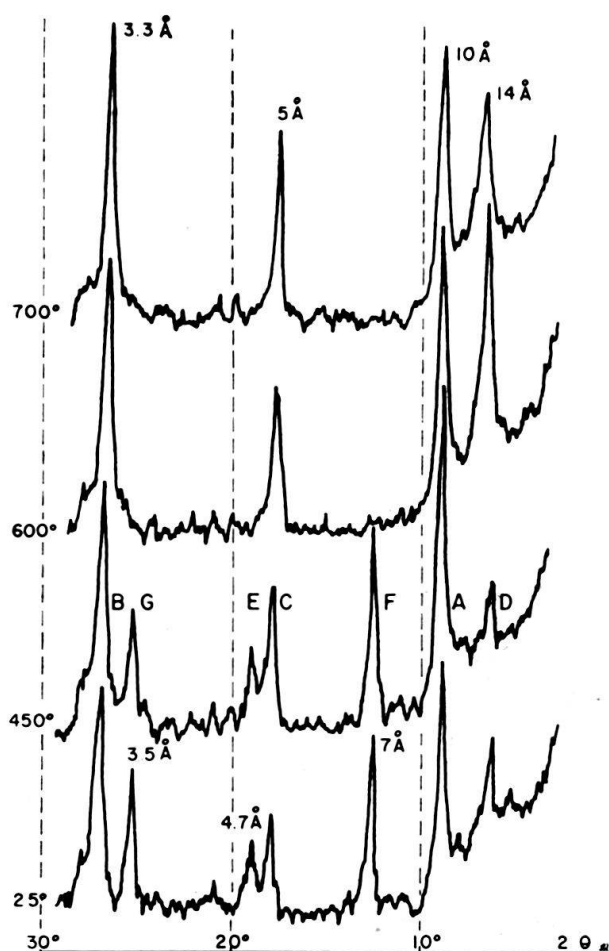
17 Å: montmorillonite 7 Å: chlorite et kaolinite
 14 Å: chlorite A: position du mixed-layer
 10 Å: illite B: position du mixed-layer après glycolage.

Ces expériences de décarbonatation montrent que le ou les minéraux représentés par le pic à 7 Å sont attaqués quelles que soient la concentration de l'acide et la modération de l'attaque. En voulant détruire par un traitement à l'acide les minéraux accompagnant la kaolinite, on attaque forcément celle-ci dans une mesure qui dépend de la taille des particules, du degré de cristallinité, d'un excès de substitution dans le feuillet octaédrique, du type d'attaque acide que l'on utilise, etc.

Etude aux rayons X des modifications thermiques des minéraux argileux d'une marne aquitanienne

L'appareillage utilisé a été décrit récemment d'une façon détaillée (KULBICKI, 1956; GRIM et KULBICKI, 1957). Il permet l'étude continue, par diffraction des rayons X, des modifications thermiques subies par les minéraux argileux. G. KULBICKI nous initia à cette méthode; nous lui en exprimons ici notre gratitude.

L'échantillon choisi pour cette étude est une marne aquitanienne (A24) composée vraisemblablement des minéraux argileux suivants: illite, chlorite, mixed-layer et d'une kaolinite dont la détermination douteuse sera discutée plus loin. Avec cette marne dispersée à l'eau distillée, on prépare des agrégats orientés par sédimentation.



Légende des Fig. 10 et 11

- 14 Å = D: chlorite (001)
- 10 Å = A: illite (001)
- 7 Å = F: chlorite (002) et kaolinite (001)
- 5 Å = C: illite (002)
- 4,7 Å = E: chlorite (003)
- 3,5 Å = G: chlorite (004) et kaolinite (002)
- 3,3 Å = B: illite (003) et quartz (év.)

Dans les Fig. 10 et 11, les ordonnées (intensités des réflexions) sont logarithmiques. Dans la Fig. 10, les abscisses (angle 2θ) sont arithmétiques. Dans la Fig. 11, les abscisses (températures de chauffage) sont aussi arithmétiques.

L'intensité des raies principales de chacune des phases de l'échantillon est enregistrée en fonction de la température. La vitesse de chauffage du four est très lente, de l'ordre de 3° par minute et l'enregistrement est arrêté à 1000° C, après destruction des réseaux de tous les minéraux argileux présents dans cette marne.

La figure 10 représente les diagrammes de diffraction du produit, à différentes températures.

Les courbes A, B, C, D, E, F et G de la figure 11 représentent l'intensité des diverses raies en fonction de la température. On observe les variations d'intensité suivantes:

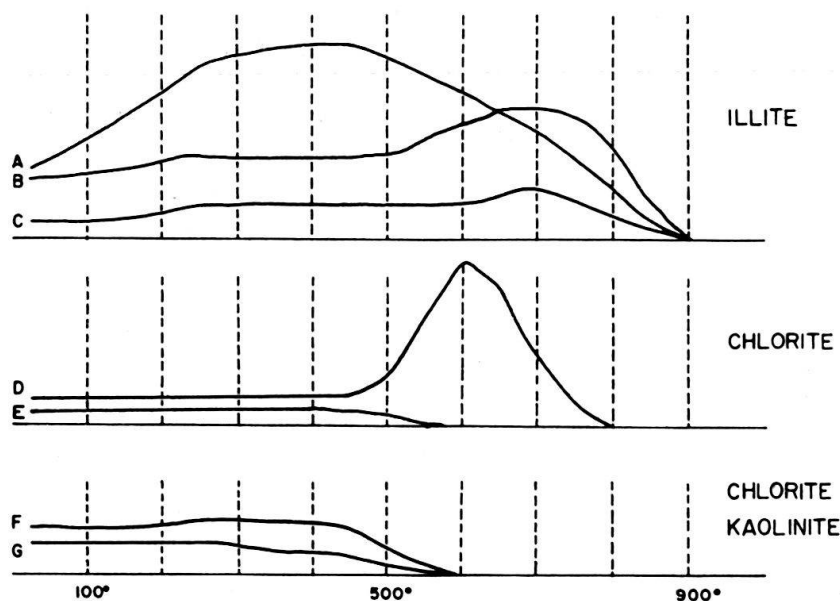


Fig. 11

I. Les raies A, B et C sont celles des plans (001), (003), (002) de l'illite.

A croît rapidement jusqu'à 250° , puis très lentement et très peu jusqu'à 450° et enfin décroît régulièrement jusqu'à sa disparition vers 900° .

B augmente légèrement jusqu'à 250° , puis se stabilise jusqu'à 500° . Elle croît alors rapidement jusqu'à 700° et disparaît vers 900° .

C, même schéma, sauf que l'augmentation d'intensité à 700° est faible.

II. Les raies D et E sont celles des plans (001), (003) de la chlorite.

D augmente brusquement d'intensité à partir de 450° , atteint son maximum à 600° et diminue régulièrement pour disparaître à 800° .

E ne varie pas jusqu'à 400° environ puis s'affaiblit progressivement jusque vers 550° .

III. Les raies F et G sont celles des plans (002), (004) de la chlorite et des plans (001), (002) de la kaolinite.

F montre une diminution progressive de l'intensité à partir de 425° et une disparition à 575° .

G présente le même schéma, mais la diminution commence à 300° environ et s'achève aussi légèrement plus tôt.

Il est possible de relier les variations d'intensité qui viennent d'être décrites, avec les réactions qui se produisent aux mêmes températures dans ces minéraux.

Par déshydratation de la montmorillonite entre 100° et environ 350° , une structure du type illite se forme; ceci se traduit par une nette augmentation des intensités des réflexions à 10 \AA (A) et $3,3 \text{ \AA}$ (B), et dans une mesure moindre à 5 \AA (C). Au-dessus de 500° , le réseau de l'illite-montmorillonite commence à perdre ses hydroxyles. On sait que ce départ d'hydroxyles entraîne une sensible diminution de l'intensité de la réflexion (001) et une nette augmentation de la réflexion (003). La disparition progressive des réflexions au-dessus de 800° marque l'effondrement du réseau.

L'augmentation d'intensité de la raie basale ($14 \text{ \AA} = D$) de la chlorite est simultanée à l'affaiblissement de ses homologues (002), (003), (004), soit les courbes F, E et G de la figure 11 (WEISS et ROWLAND, 1956 – BRINDLEY et ALI, 1950). Ce phénomène, dû probablement à la déshydratation de la couche brucitique, est partiellement contemporain au départ des hydroxyles de la couche octaédrique. Le départ des hydroxyles a un effet inverse à celui de la déshydratation; il tend à diminuer l'intensité de la réflexion (001) de ce minéral (BRADLEY, 1953). La diminution progressive des réflexions au-dessus de 600° peut être attribuée au départ de ces hydroxyles et à la destruction progressive du réseau.

E. J. WEISS et R. A. ROWLAND ont constaté, avec une kaolinite de la Caroline du Sud, une rapide chute des intensités des pics (001) et (002) (F et G de la fig. 11) au voisinage de 525° . Rien de semblable n'apparaît avec notre échantillon et la présence de la kaolinite reste incertaine.

Observations sur les minéraux argileux

Il est moins important de mettre un nom sur un minéral argileux que de le bien définir. C'est à cette tâche que nous allons d'abord nous attacher.

Illite: Nous appelons illite une argile micacée sédimentaire déterminée par ses raies ou pics à $9,9 \text{ \AA}$, $4,8 \text{ \AA}$ et $3,3 \text{ \AA}$. C'est donc un terme général (GRIM, BRAY et BRADLEY, 1937).

Dans le cas de l'échantillon V40, ce minéral est une muscovite typique.

Chlorite: Nous appelons chlorite un matériel chloritique dans lequel la vermiculite est parfois présente en très faible proportion. Cette vermiculite est plus aisément décelable sur les films photographiques que sur les enregistrements au compteur de Geiger-Müller. Le traitement au CaCl_2 amène probablement la vermiculite à 15 \AA , tout en laissant la chlorite à 14 \AA (examen sur film DS). Au diffractomètre, un pic mal déterminé entre $12\text{--}13 \text{ \AA}$ a été attribué à la vermiculite. La présence probable d'hydrobiotite a été décelée dans deux échantillons; cette détermination est basée sur la présence d'une raie à $11,5 \text{ \AA}$ sur les films photographiques. La vermiculite et l'hydrobiotite sont en traces. Il y a tous les passages de ces minéraux à la chlorite, aussi, lorsque nous parlons de chlorite, nous pensons à un groupe de la chlorite dans lequel les deux minéraux susmentionnés sont compris.

Mixed-layer: C'est le minéral le plus important et le plus intéressant de ce cortège. Pendant longtemps nous l'avons ignoré, déterminant à sa place une montmorillonite. A cette époque nous ne travaillions qu'avec l'appareillage à

chambre DS. Après traitement à la glycérine, une raie large et diffuse apparaissait vers 17–18 Å que l'on attribuait à une montmorillonite assez mal cristallisée.

La détermination de ce minéral au diffractomètre à compteur de Geiger-Müller apporte les précisions suivantes:

1° Avec un échantillon brut, non traité, le mixed-layer ne présente pas de pic particulier. On observe une «bosse» très mal définie, s'étendant largement entre 10 Å et 15 Å. Le pic à 14 Å de la chlorite et parfois celui à 10 Å de l'illite reposent sur cette «bosse» et leur intensité réelle apparaît, pour celui de l'illite après glycolage, et pour celui de la chlorite jamais nettement si la proportion de ce mixed-layer est importante.

2° Après glycolage, le mixed-layer gonfle et se déplace aux environs de 17 Å. La «bosse» aux contours mal définis se situe vers 17 Å. Le pic de la montmorillonite apparaît uniquement si la proportion de celle-ci dans le mixed-layer est suffisante.

Avant d'aller plus loin dans la détermination de ce mixed-layer, nous conseillons à nos lecteurs de se reporter à la Fig. 9 qui est un excellent exemple du mécanisme relaté dans la description susmentionnée.

Nous savons pour l'instant que l'on a affaire à un mixed-layer de montmorillonite et d'un autre minéral qui peut être l'illite ou la chlorite (bien entendu dans le sens du «groupe de la chlorite» défini précédemment).

Pour tenter de connaître le second composant, on procède à deux traitements, l'un avec du chlorure de magnésium, l'autre avec du chlorure de potassium.

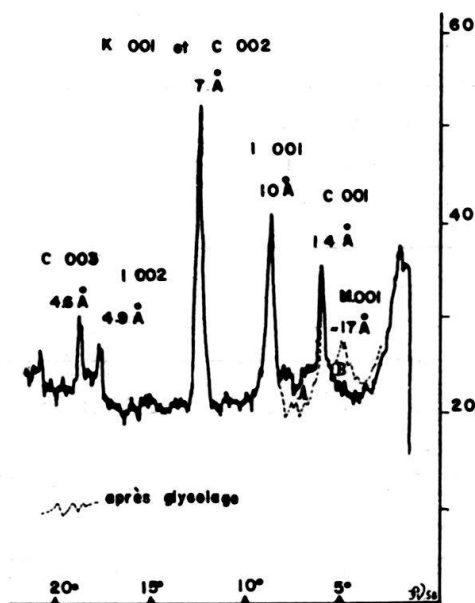


Fig. 12. *Traitement par $MgCl_2$*

M: montmorillonite

I: illite

C: chlorite

K: kaolinite

A-B: mixed-layer

En mettant à disposition de l'argile des ions Mg^{++} par le traitement au $MgCl_2$, on espère régénérer, dans une certaine mesure, les chlorites dégradées et fixer leur intensité basale à 14 Å. On a en effet obtenu, après le traitement au $MgCl_2$

et le glycolage des plaques d'argile orientée, deux pics bien distincts: l'un de chlorite à 14 Å et l'autre de montmorillonite à 17 Å environ. Précédemment, ces agrégats orientés et glycolés ne montraient qu'une bosse indiquant la présence du mixed-layer entre 14 et 18 Å.

Avec le traitement au KCl, on espérait obtenir le même résultat dans le cas d'un mixed-layer provenant d'une illite dégradée. Ce traitement n'a fait apparaître aucun pic particulier.

Il semble donc que l'on se trouve en présence d'un mixed-layer de chlorite et de montmorillonite. Nous en étions d'ailleurs quasiment certain en se basant sur les observations suivantes: dans tous les échantillons où ce mixed-layer n'est pas trop abondant, sa présence est limitée au voisinage immédiat du pic à 14 Å de la chlorite. Après glycolage, le diagramme ne montre pas d'augmentation de l'intensité du pic à 10 Å de l'illite et le mixed-layer se localise vers 18 Å, avec parfois une individualisation du pic de la montmorillonite, si la proportion de ce minéral dans le mixed-layer est suffisante.

Ainsi sont mis en évidence les deux composants du mixed-layer: la chlorite et la montmorillonite. Le composant principal est la chlorite et le composant secondaire, la montmorillonite, est un produit d'altération de la chlorite. Cette montmorillonite est une chlorite dégradée restée si intimement liée au minéral qui lui a donné naissance qu'elle a formé avec ce dernier un mixed-layer, c'est-à-dire un minéral dont la structure est à «couches mixtes».

Dans un travail récent sur des essais de synthèse des mixed-layer, L. A. ROMO et RUSTUM ROY (1955) pensent que les mixed-layer ne peuvent se former par «cosédimentation de deux argiles secondaires ou par croissance directe ou diagenèse, à partir de gels de composition convenable». Les seuls cas bien connus de minéraux à «couches mixtes» semblent être ceux pour lesquels les deux couches différentes dérivent du même minéral, et le seul mécanisme par lequel ils peuvent prendre naissance est l'altération partielle de certains minéraux argileux, notamment les micas et les chlorites.

Kaolinite: L'exécution des clichés, sur film photographique, d'agrégats orientés, a fait apparaître l'existence d'un minéral représenté par des raies à 7,1–7,2 Å et à 3,5–3,65 Å. Ces raies correspondent aux écarts réticulaires de la kaolinite. Elles disparaissent totalement ou sont très fortement affaiblies par le traitement à l'acide chlorhydrique concentré à chaud pendant dix minutes environ.

A. RIVIÈRE n'avait rencontré ce cas que deux fois: dans une argile de la molasse suisse et dans une vase à radiolaires de 5480 m de profondeur fournie par M. PETTERSON (RIVIÈRE, 1954). Toutes les autres kaolinites étudiées par A. RIVIÈRE³⁾ seul ou avec P. MUNIER, avaient résisté à l'attaque acide et les raies à 7,1 et à 3,5–3,65 Å avaient persisté.

La première idée venant à l'esprit est que nous sommes en présence d'une chlorite, mais deux faits semblent l'infirmier:

1° Un des échantillons étudiés avec la chambre DS n'est composé, apparemment, que de kaolinite, d'illite et de mixed-layer. Il est possible cependant que la

³⁾ A. RIVIÈRE, communication personnelle.

tache diffuse qui représente la réflexion du plan 001 du mixed-layer masque une raie de faible intensité à 14 Å.

2° Par cuisson des agrégats entre 425° et 450°, les raies de la kaolinite persistent, mais la réflexion à 14 Å de la chlorite est parfois très légèrement affaiblie. Entre 525 et 550°, la raie à 7,1 Å disparaît presque complètement. La kaolinite est alors détruite et ce qui reste de la raie à 7,1 Å correspond à la chlorite. L'illite n'est absolument pas touchée par ce traitement.

Mlle S. CAILLÈRE pensait que ce minéral détruit par l'attaque acide pouvait être une berthiérine, aussi lui avons-nous communiqué deux de nos échantillons, le C 1 et le G 17. Par l'ATD et la courbe thermopondérale, seule l'illite put être mise en évidence. Par les rayons X l'illite, la montmorillonite et une phyllite à 7 Å ont été déterminées. Nous citons maintenant le rapport de Mlle CAILLÈRE, qui conclut:

«L'analyse chimique, méthode de choix pour caractériser la berthiérine, ne peut être concluante puisqu'on se trouve ici en présence d'un mélange.

Dans ces conditions, il n'est pas possible de conclure d'une manière certaine à la présence de berthiérine dans les échantillons C 1 et G 17.»

Résumons maintenant toutes les observations faites sur nos échantillons, concernant la kaolinite:

a) La solubilité de ce minéral dans l'acide chlorhydrique est beaucoup trop grande comparativement à celle des kaolinites connues.

b) L'analyse thermique différentielle ne présente pas le pic exothermique caractéristique de la kaolinite.

c) L'étude aux rayons X des modifications thermiques des minéraux argileux d'un échantillon typique de cette série n'a pas montré la chute rapide des intensités des réflexions à 7 Å et 3,5 Å entre 475 et 525°.

d) W. F. BRADLEY a exposé dans une note les critères permettant de distinguer l'une de l'autre, la chlorite, la kaolinite et la vermiculite (BRADLEY, 1953). Ces critères sont parfaitement adaptés à la série des «underclays» de l'Illinois, mais chaque série a des caractères chimiques et pétrographiques particuliers qui font que les critères valables pour les minéraux argileux d'un bassin ne sont pas nécessairement applicables aveuglément à ceux d'un autre bassin. W. F. BRADLEY a eu l'amabilité de s'intéresser à nos diagrammes de rayons X. La présence de la chlorite en forte proportion est certaine; les réflexions de ses plans 001 et 003 sont significatives. La présence de la kaolinite est quasi certaine si l'on observe la présence de la réflexion du plan 003 à 37,5° (BRADLEY, 1953). L'intensité de cette réflexion 003 est approximativement le huitième de celle du plan 002. Dans nos diagrammes, nous n'avons jamais observé de pic à 37,5°. W. F. BRADLEY a aussi montré dans sa note que le pic 004 de la chlorite et le pic 002 de la kaolinite ne sont pas confondus à 25°, mais ont une légère indépendance. Le pic 004 de la chlorite est à environ 25,1° et le pic 002 de la kaolinite est à environ 24,8°. Nous n'avons pu faire cette distinction que sur sept diagrammes: trois d'échantillons du Rupélien et du Chattien (C 43, C 44 et C 62), deux de vases du Léman (L 72 et L 75), deux d'alluvions récentes, soit une du Rhône (R 39) et une des Gorges du Trient (M 41). Dans ces sept cas, le pic à 24,8° environ est très petit comparativement à celui à 25,1° environ.

e) Douze de nos échantillons ont été examinés au microscope électronique. Dans ces douze, sont compris les sept échantillons susmentionnés. Aucun ne révéla la présence de kaolinite; par contre, tous mirent en évidence la mauvaise conservation des minéraux argileux des argiles tertiaires et quaternaires.

De ces cinq séries d'observations, aucune n'est une preuve de la présence ou de l'absence de la kaolinite. Après avoir étudié cette centaine d'échantillons par de nombreuses méthodes, nous pensons que si la kaolinite est parfois présente dans ces formations tertiaires et quaternaires du Plateau suisse, elle ne s'y trouve probablement qu'en trace (GRIM, BRADLEY et WHITE, 1957).

Interprétation des résultats

Le cortège des minéraux argileux des séries tertiaires et quaternaires est le suivant:

Minéraux principaux: illite, chlorite et mixed-layer (chlorite-montmorillonite).

Minéraux accessoires: kaolinite⁴), vermiculite et hydrobiotite.

Les analyses aux rayons X ont été purement qualitatives. Nous allons tenter maintenant une classification quantitative en nous basant sur les critères suivants:

1° Seules entrent en ligne de compte les analyses faites avec le diffractomètre à compteur de Geiger-Müller. Sur les diagrammes des échantillons non glycolés, on mesure l'intensité du pic à 14 Å (mixed-layer et chlorite). Sur les diagrammes obtenus après traitement au glycol, on relève les intensités des pics à 10 Å (illite), à 14 Å (chlorite) et à 17 Å (montmorillonite).

2° Il n'est pas établi de pourcentages en valeur absolue, mais on calcule simplement les proportions des différents minéraux entre eux.

3° Ces proportions sont basées sur les moyennes des intensités des pics susmentionnés de tous les échantillons d'un étage géologique.

Etage	Nb. d'éch.	14 Å*/10 Å	14 Å/10 Å	17 Å/10 Å	17 Å/14 Å
Rupélien subalpin . . .	2	0,47	0,44	0,02	0,05
Chattien subalpin . . .	6	0,70	0,47	0,25	0,54
Chattien	21	1,12	0,45	0,98	2,20
Aquitaniens	7	0,60	0,34	0,50	1,44
Burdigalien	3	0,85	0,45	0,79	1,74

* Intensité du pic à 14 Å relevée sur le diagramme de l'échantillon non glycolé (= mixed-layer et chlorite); les autres intensités ont été mesurées sur le diagramme de l'échantillon glycolé.

Il est infiniment regrettable, pour cet essai quantitatif, qu'une grande partie de nos échantillons ait été étudiée seulement avec l'appareillage à chambre semi-cylindrique DS. La valeur de cet essai en est singulièrement restreinte. Le tableau ci-dessus donne cependant de précieux renseignements:

1° La proportion chlorite-illite ne varie guère. Elle est presque constante du Rupélien au Burdigalien, quel que soit le type de formation.

⁴) La kaolinite est un cas particulier que nous venons d'exposer. Si nous plaçons la kaolinite dans les minéraux accessoires, c'est en fonction d'une opinion personnelle basée sur plusieurs observations dont aucune n'est une preuve dans un sens ou dans un autre.

2° Le mixed-layer manque au Rupélien. Absent des formations chattiennes subalpines de la région de Vevey, il augmente quantitativement lorsqu'on se rapproche de Lausanne. Dans la région de Belmont, il est aussi abondant que dans la molasse chattienne du Plateau.

Dans les séries molassiques du Plateau, le mixed-layer est plus abondant, par rapport à l'illite, au Chattien qu'à l'Aquitaniien et au Burdigalien.

3° L'illite semble être en beaucoup plus forte proportion à l'Aquitaniien que dans tous les autres étages.

La base du Chattien est caractérisée par des argiles rougeâtres, aussi l'appelle-t-on « zone de la molasse rouge ». Il est probable que cette couleur soit due en grande partie au fer des sédiments sidérolithiques sur lesquels repose le Chattien. Le dépôt du Sidérolithique a été suivi d'une période d'érosion. C'est alors que se sont déposées les couches sidérolithiques stratifiées de Goumoens-le-Jux. Aussi avons-nous étudié la région du Mormont qui nous donne tous les types de dépôts susmentionnés :

S60: argile sidérolithique à pisolithes de fer recueillie dans un karst:	mixed-layer kaolinite-Fe illite en traces
S59: Sidérolithique stratifié à pisolithes de fer:	mixed-layer kaolinite-Fe illite chlorite
C52: argile de la base du Chattien, presque au contact du Mormont (récoltée dans un talus de route et malheureusement trop altérée):	mixed-layer illite
C61: argile chattienne de la région du Mormont (marnière du Pied à l'Oie):	mixed-layer illite chlorite kaolinite-Fe en traces

Le plan détaillé donne la situation exacte des échantillons (fig. 13). De cette étude, on peut extraire les conclusions suivantes:

1° L'illite manque dans l'échantillon du Sidérolithique karstique.

2° Les autres échantillons présentent le même cortège de minéraux argileux que celui déterminé dans les formations tertiaires du Plateau.

3° Le minéral représenté par les raies à 7 Å et 3,5 Å peut aussi bien être une kaolinite qui contient du fer, une chlorite riche en fer ou une chamosite. Dans l'échantillon C52 qui est très altéré, on remarque la disparition simultanée de la kaolinite-Fe et de la chlorite. Il semble que, comme dans les argiles tertiaires, la kaolinite est absente ou en traces. Il reste donc une chlorite riche en fer que l'on pourrait tout aussi bien appeler chamosite.

Ce tableau est basé sur les mêmes calculs que celui de la page 45. Voici les déductions que l'on peut en tirer:

1° La quantité de mixed-layer par rapport à celle d'illite est plus faible dans les formations quaternaires que dans celles du Tertiaire. Le mixed-layer est absent des alluvions du Rhône.

Formation	Nb. d'éch.	14 Å*/10 Å	14 Å/10 Å	17 Å/10 Å	17 Å/14 Å
Glaciaire	9	0,61	0,43	0,29	0,69
Lacustre (Léman) .	9	0,55	0,35	0,25	0,69
Fluvatile (Rhône) .	3	0,37	0,33	0,01	0,03

* Intensité du pic à 14 Å relevée sur le diagramme de l'échantillon non glycolé (= mixed-layer et chlorite); les autres intensités ont été mesurées sur le diagramme de l'échantillon glycolé.

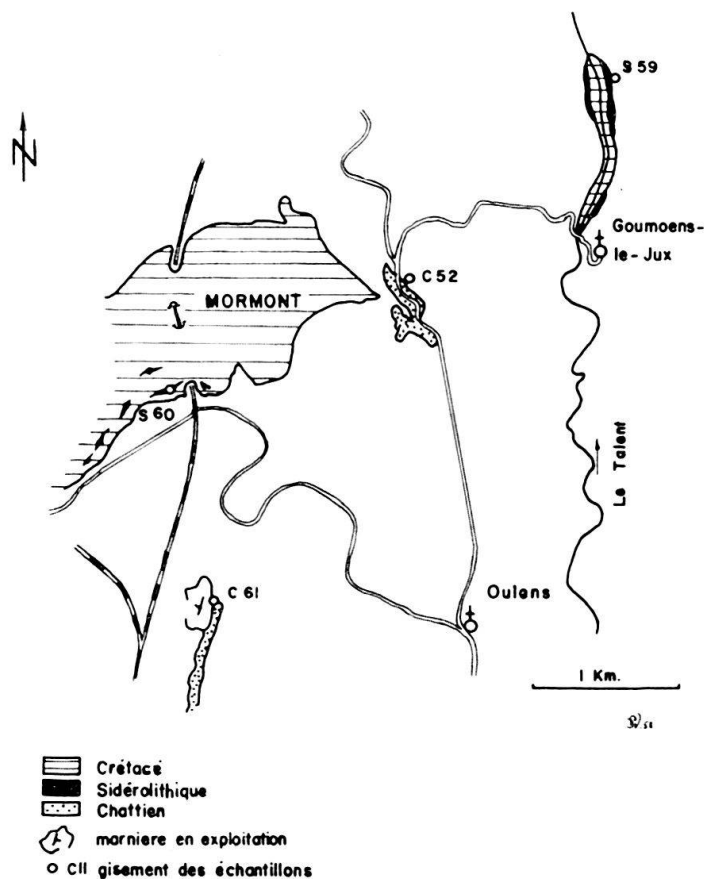


Fig. 13. Gisement des échantillons de la région du Mormont

2° La proportion chlorite-illite est la même dans les argiles glaciaires que dans les argiles tertiaires. Elle diminue dans les marnes lacustres récentes et les alluvions fluviales actuelles.

Nous allons maintenant donner quelques observations complémentaires sur les argiles quaternaires.

Lors d'une précédente étude des argiles tertiaires (VERNET, 1957), nous n'avions pas rencontré de mixed-layer. En reprenant l'étude de ces argiles sans les décarbonater, le mixed-layer est apparu, mais il est en proportion très variable suivant les échantillons. Les essais de décarbonatation cités précédemment ont été exécutés sur une argile glaciaire (G 76) et ils ont fait apparaître la très faible résistance à l'acide du mixed-layer (voir fig. 9). Nous pensons maintenant que l'attaque à l'acide chlorhydrique à 50%, à froid, sur une suspension argileuse, est beaucoup

trop violente et que tout le mixed-layer a été détruit (échant. G29-G36). Même dans le cas de l'échantillon G17 décarbonaté par une attaque à chaud par HCl à 10% ajouté goutte à goutte jusqu'à coloration rose de l'héliantine, le mixed-layer a été détruit. Pourtant, passablement de nos argiles tertiaires ont été décarbonatées par ce second procédé et toujours ce minéral avait résisté. Il semble donc que le mixed-layer des formations glaciaires est plus fragile, moins résistant à l'attaque acide, que celui des formations tertiaires étudiées. Cette faiblesse peut être due au malaxage, au laminage et à la trituration de ces argiles par l'action du glacier. Ces argiles glaciaires ont été entraînées sur de longs parcours, broyées et comprimées par la masse du glacier. Il est possible que dans ces conditions une partie du mixed-layer a pu être détruite et que le restant soit moins résistant. Dans les formations argileuses de l'Etat d'Illinois (U.S.A.), on observe aussi, semble-t-il, une destruction partielle du mixed-layer en profondeur, par la compression exercée par les couches supérieures⁵). D'autres formations américaines ont présenté le même phénomène (WEAVER, 1958).

Les argiles lacustres nous ont été fournies par E. LANTERNO, conservateur du département de géologie au Museum de Genève. Elles proviennent des sondages faits par E. JOUKOWSKI dans les vases craieuses au large de la Belotte, dans la partie occidentale du lac Léman appelée le «petit lac» (JOUKOWSKI, 1938).

Ces échantillons, trois par forage, montrent une grande homogénéité dans leur cortège des minéraux argileux. Celui-ci est presque identique à celui des formations tertiaires et glaciaires du Plateau, mais moins riche en chlorite et mixed-layer. Il est d'ailleurs probable que ces vases soient composées en grande partie de sédiments arrachés par l'érosion aux deux formations susmentionnées.

Les alluvions du Rhône et de ses affluents montrent une prédominance très nette de l'illite et de la chlorite. Dans l'alluvion de ruisseau de Vernayaz, on ne trouve que des débris de schistes noirs stéphaniens dont la fraction fine est composée presque uniquement de muscovite, avec des traces de kaolinite. D'une manière générale, dans ces alluvions, la kaolinite est rare et le mixed-layer en traces infimes.

CONCLUSIONS

Nous allons tenter d'esquisser brièvement un panorama de la sédimentation argileuse de la partie occidentale du bassin molassique suisse, au Tertiaire et au Quaternaire.

Au Tertiaire

La granulométrie des fractions fines a montré la variation continue de la sédimentation; l'on trouve dans ces formations, d'une façon désordonnée, presque tous les types de dépôts.

L'étude des minéraux lourds permet l'établissement d'une échelle stratigraphique basée surtout sur les variations quantitatives de certains d'entre eux. Ce résultat est loin d'être obtenu par l'étude des argiles, et les variations observées sont à plus grande échelle.

⁵) R. E. GRIM et W. F. BRADLEY, communication personnelle.

Au point de vue stratigraphique, il est possible d'utiliser les minéraux argileux dans les formations molassiques de la partie occidentale du Plateau suisse, mais avec beaucoup de prudence. Pour cela, il faut se baser sur les constatations suivantes:

Au Rupélien, le mixed-layer semble faire défaut (la restriction est due au fait que nous n'avons pu étudier qu'un très petit nombre d'échantillons rupéliens). Au Chattien, ce mixed-layer est à son maximum d'abondance; sa proportion diminue très fortement à l'Aquitaniien pour augmenter de nouveau sensiblement au Burdigalien.

L'Aquitaniien est caractérisé par une forte augmentation de la proportion d'illite par rapport à la chlorite et au mixed-layer.

Il est presque impossible d'interpréter ces variations, car trop de facteurs nous sont inconnus. Nous pensons cependant que dans le cas du Rupélien, trois causes pourraient expliquer l'absence de mixed-layer:

1. Les apports détritiques auraient changé entre le Rupélien et le Chattien.

2. Les argiles rupéliennes subalpines se seraient sédimentées dans un bassin situé plus au sud que celui où se sont déposées les formations molassiques du Plateau; les conditions de sédimentation régnant dans ce bassin rupélien seraient différentes de celles établies par la suite dans le bassin chattien.

- 3° L'orogénèse alpine, en écaillant et comprimant les formations rupéliennes, aurait détruit le mixed-layer. Ce serait le même mécanisme observé par R. E. GRIM et W. F. BRADLEY dans les formations de l'Etat d'Illinois; mais dans ce cas, aucune action tectonique ne peut être invoquée; seule la pression exercée par la masse de sédiments sur les couches profondes est en cause⁵). Cette destruction du mixed-layer dans les assises inférieures a aussi été observée dans d'autres régions des U.S.A.

A l'époque glaciaire

Dans les formations glaciaires, la granulométrie a aussi enregistré les différents modes de dépôts (VERNET, 1957).

La proportion de mixed-layer par rapport à la chlorite a fortement diminué, tout comme celle du complexe chlorite-mixed-layer par rapport à l'illite. A part ces deux constatations, le cortège des minéraux argileux est le même que celui des formations tertiaires.

Cette diminution de la teneur en mixed-layer est probablement due au fait que les matériaux argileux d'origine alpine forment un pourcentage important de ces argiles glaciaires. Dans ce cas, le mixed-layer aurait été fourni aux formations glaciaires par l'action de rabottage exercée par le glacier sur les assises tertiaires. Cela expliquerait aussi que ce mixed-layer ait été rendu fragile par cette action abrasive, par le malaxage de ces matériaux lors de l'avance du glacier et par la pression très forte exercée sur ces sédiments par la masse du glacier. La proportion de mixed-layer dans les argiles glaciaires diffère fortement d'un échantillon à l'autre. Cela s'explique par le fait que les matériaux argileux d'origine alpine ont probablement été enrichis localement et d'une façon très variable par les matériaux arrachés aux assises tertiaires.

A l'époque post-glaciaire

Les argiles lacustres du Léman ont le même cortège de minéraux argileux que les sédiments tertiaires et quaternaires, à l'exception du mixed-layer qui y est en quantité plus faible et dont la résistance à l'attaque chlorhydrique est très variable suivant les échantillons. Ces vases lacustres sont composées de matériaux enlevés aux formations tertiaires et glaciaires par l'érosion superficielle. Le mélange de ces matériaux de deux origines n'est pas homogène. Il en résulte cette variation dans la résistance à l'attaque acide observée dans ces échantillons de vases lacustres. Le mixed-layer des formations tertiaires est, rappelons-le, beaucoup plus résistant à l'attaque chlorhydrique que celui des formations glaciaires. Donc, suivant que l'échantillon d'argile lacustre sera composé de plus de matériaux d'une origine que de l'autre, la résistance de son mixed-layer variera en conséquence.

Les alluvions rhodaniennes actuelles

Ces alluvions sont composées d'illite et de chlorite. La kaolinite est très rare et le mixed-layer n'apparaît qu'en traces infimes.

Les diagrammes de rayons X de l'échantillon R42 montrent un faible pic à 12,27 Å et le microscope électronique permet d'observer la présence d'un minéral fibreux. Il semble très probable que l'on soit en présence de sépiolite en traces.

Remarque: Il n'est pas possible de dire à quel moment la dégradation de la chlorite donna naissance au mixed-layer. On observe cependant les faits suivants:

Du Tertiaire jusqu'à aujourd'hui, le cortège des minéraux argileux des formations géologiques de la partie occidentale du Plateau suisse ne présente que deux différences importantes:

Le mixed-layer est présent dans toutes les formations, mais dans les alluvions actuelles, il ne se trouve qu'en traces si infimes que l'on peut dire qu'il en est absent.

Le degré de cristallinité est très élevé dans les sédiments actuels du Rhône et faible dans les autres formations.

L'époque glaciaire a été marquée par l'arrivée de nouvelles argiles d'origine alpine, qui se sont mélangées avec des argiles du substratum tertiaire. Il en est résulté une diminution sensible de la teneur en mixed-layer de ces argiles glaciaires. Apparemment, tout le mixed-layer de ces argiles est hérité des marnes tertiaires du substratum.

Après avoir fait ces observations, il semble normal d'émettre l'hypothèse suivante: les venues détritiques de minéraux argileux n'ayant vraisemblablement pas varié du Tertiaire jusqu'à aujourd'hui, le mixed-layer est né de la chlorite dégradée après le dépôt de ce minéral dans le bassin périalpin. Nous ne pouvons pour l'instant donner plus de précision quant au moment exact de cette formation de mixed-layer.

CARTES ET DOCUMENTS

BERSIER, A. (1953): *Feuille 27 de l'Atlas géologique suisse au 1:25000.*

– *Notice explicative.* Comm. géol. Soc. Helv. Sci. nat.

CUSTER, W. (1935): *Feuille 5 de l'Atlas géologique suisse au 1:25000.*

– *Notice explicative.* Comm. géol. Soc. Helv. Sci. nat.

- FALCONNIER, A. (1951): *Feuille 25 de l'Atlas géologique suisse au 1:25000*.
 – *Notice explicative*. Comm. géol. Soc. Helv. Sci. nat.
- GAGNEBIN E. (1925): *Carte géologique des Préalpes entre Montreux et du Mont Pélerin*. Carte spéc. N° 99., Comm. géol. SHSN, 1922.
- JORDI, A. (1955): *Geologie der Umgebung von Yverdon*. Beitr. Geol. Schw., Lfg. 99.
- JOUKOWSKI, E., & BUFFLE, J. P. (1938): *Constitution physique et chimique des sédiments du lac de Genève*. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. 41, fasc. 4, pp. 415–466.
- LETSCH, ZSCHOKKE, ROLLIER & MOSER (1907): *Die schweizerischen Tonlager*. Mat. Carte géol. suisse [sér. géot.], Lfg. 4.
- PARÉJAS, ED. (1938): *Feuille 12 de l'Atlas géologique suisse au 1:25000*.
 – *Notice explicative*. Comm. géol. Soc. Helv. Sci. nat.

BIBLIOGRAPHIE DES OUVRAGES CITÉS

- BARON, G., LEVANDOWSKY, J., & SACOVY, N. (1956): *Analyse thermique différentielle. Appareillage et possibilités d'identification des minéraux argileux et des carbonates naturels*. Rev. Inst. fr. Pétrole 11, 6, pp. 818–830.
- BRADLEY, W. F. (1953): *Analysis of Mixed-layer Clay Mineral Structures*. Analytical Chem. 25, pp. 727–730.
- BRADLEY, W. F. (1953): *X-ray Diffraction Criteria for the Characterization of Chloritic Material in Sediments*. 11th Nat. Clay Conf., Publ. 327, Nat. Res. Council, pp. 324–334, 1954.
- BRINDLEY, G. W., & ALI, S. Z. (1950): *Thermal transformations in magnesian chlorites*. Min. Mag. 3, pp. 25–30.
- BRINDLEY, G. W. (1951): *X-ray Identification and Cristal Structures of Clay Minerals*. Mineral. Soc. Londres.
- CLARK, G. L., GRIM, R. E., & BRADLEY, W. F. (1937): *Notes on the Identification of Minerals in Clays by X-rays Diffraction*. Z. Krist. (A) 96, pp. 322–324.
- CORRENS, C. W. (1936): *Über die Bestandteile der Tone*. Z. dtsh. geol. Ges. 85, pp. 706–711.
- GRIM, R. E., BRAY, R. H., & BRADLEY, W. F. (1937): *The mica in argillaceous Sediments*. Am. Mineral. 22, pp. 813–829.
- GRIM, R. E., & ROWLAND, R. A. (1942): *Differential thermal analyses of clay minerals and other hydrous materials*. Am. Mineral. 27, pp. 746–761 et pp. 801–818.
- GRIM, R. E. (1953): *Clay mineralogy*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- GRIM, R. E., & KULBICKI, G. (1957): *Etude aux rayons X des réactions des minéraux argileux à haute température*. Bull. Soc. fr. Céram., pp. 21–27.
- GRIM, R. E., BRADLEY, W. F., & WHITE, W. A. (1957): *Petrology of the Paleozoic shales of Illinois*. Ill. State geol. Surv. Report Investig. 203, pp. 1–35.
- HARKORT, H., & HARKORT, H. J. (1941): *A Rapid Rational Analysis*. Sprechsaal 65, pp. 705–707, 723–726 et 739–741.
- KULBICKI, G. (1956): *High temperature phases in montmorillonites*. Vth Nat. Clay Conf., Urbana 1956 – Nat. Res. Council (Publicat. 1958).
- MUNIER, P., & RIVIÈRE, A. (1946): *Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique (Fasc. I)*. C. Nat. Etudes et Rech. Céram., N° 14, pp. 1–111.
- MUNIER, P., & RIVIÈRE, A. (1948): *Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique (Fasc. II)*. Inst. Cér. Fr., N° 17, pp. 1–126.
- MURRAY, H. (1951): *The Structure of Kaolinite and Its Relation to Acid Treatment*. Ph. D. Thesis, Univ. Ill. (USA).
- PASK, J. A., & DAVIES, B. (1945): *Thermal Analysis of Clays and Acid Extraction of Alumina from Clays*. US Bur. Mines Tech. Paper 664, pp. 56–78.
- RIVIÈRE, A. (1944): *Sur les méthodes granulométriques de sédimentation*. Bull. Soc. géol. France [5^e sér.] 14, pp. 409–437.
- (1952): *La granulométrie des sédiments argilo-vaseux est susceptible d'une expression analytique générale*. C. R. 234, pp. 2628–2630.
- (1952): *Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles*. Bull. Soc. géol. France [6^e sér.] II, pp. 146–167.
- (1954): *Généralisation de la méthode des faciès granulométriques. Evaluation de la dispersion aléatoire*. C. R. 238, pp. 2326–2328.

- RIVIÈRE, A., VISSE, L., FRIDMAN, R., & VERNHET, S. (1954): *Nouvelles recherches sur les argiles sédimentaires*. Bull. gr. fr. Argiles 6 [n. sér.] N° 1, pp. 13–18.
- RIVIÈRE, A. (1957): *Sur le caractère intrinsèque de l'indice d'évolution dans la méthode des faciès granulométriques*. C. R. 244, p. 1389–1391.
- ROMO, L. A., & RUSTUM, ROY (1955): *Essais de synthèse des minéraux argileux dits à «couches mixtes»*. Bull. Soc. fr. Minér. Crist. 78, pp. 433–448.
- THIÉBAUT, J. L. (1925): *Sédiments argilo-calcaires du bassin de Paris*. Nancy, France.
- VATAN, A., ROUGE, P. E., & BOYER, F. (1957): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes*. Rev. Inst. fr. Pétrole 12, 4, pp. 468–480.
- VERNET, J.-P. (1957): *Sur quelques argiles glaciaires de la région lémanique*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 66, pp. 409–419.
- (1958): *Les minéraux lourds d'une série chattienne de la molasse du Plateau suisse*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 67, pp. 93–101.
- WEAVER, CH. E. (1958): *Geologic interpretation of argillaceous sediments*. Bull. A.A.P.G. 42, N° 2, pp. 254–309.
- WEISS, E. J., & ROWLAND, R. A. (1956): *Oscillating-Heating X-ray Diffractometer Studies of Clay Mineral Dehydroxylation*. Am. Mineral. 41, pp. 117–127.
- (1956): *Effect of Heat on Vermiculite and Mixed-layered Vermiculite-Chlorite*. Am. Mineral. 41, pp. 899–914.
- WOLF, L. (1933): *Zur Chemie des Kaolins*. Ber. dtsh. Keram.-Ges. 14, pp. 393–403.

74. — NIKOLAI WASSOJEWITSCH (USSR): **Der Flysch - eine geohistorische Formation.**

Im Jahre 1827 hat der Schweizer B. STUDER erstmalig den Begriff «Flysch» in die Literatur eingeführt, ihn definiert und die Grundlagen für die weiteren Forschungen auf diesem Gebiete geschaffen. Während der letzten 130 Jahre wurde Flysch auch in anderen Gebieten der Erde entdeckt und von vielen Geologen erforscht. Der Begriff «Flysch» erwies sich nicht als starr und unabänderlich, sondern unterlag einer bestimmten Evolution. Heute kann man auf die Frage «Was ist Flysch?» eine ganze Reihe von Antworten geben, welche folgerichtig die Natur des Flysches immer genauer wiedergeben. Die kürzeste Bestimmung (durch Gattungs- und Artunterschiede) ist die: Flysch ist eine sedimentäre Geogeneration, die einer bestimmten Etappe in der Entwicklung der Geosynklinale entspringt und durch die Gesamtheit der ihr eigenen Züge charakterisiert wird.

Die Grundlage zum Verständnis von Flysch, Molasse und ähnlichen Geogenerationen wurde ebenfalls in der Schweiz und zwar schon im Jahre 1894 durch den bedeutenden französischen Geologen MARCEL BERTRAND geschaffen.

Morphologisch kann man den Flysch als verhältnismässig mächtige Serie (Hunderte und sogar Tausende von Metern) von Meeresablagerungen mit klarer rhythmischer Schichtfolge ansehen, die durch die abwechselnde Wiederholung von nach Zusammensetzung und Mächtigkeit ($n-n \cdot 10$ cm) mehr oder weniger stark variierenden kleinen Zyklolithemen gekennzeichnet wird. In jedem dieser Zyklolitheme beobachtet man eine Abnahme der Korngrösse (angefangen mit kleinen Psaphiten bzw. Psammiten bis zu Peliten) und unterscheidet danach innerhalb der Zyklolitheme bestimmte Elemente, am häufigsten drei: I. EZ; II. EZ; III. EZ. Das erste EZ wird durch körnige, das II. und III. durch pelitische Gesteine vertreten.

Flysch ist arm an gut erhaltenen Makrofossilien, doch manchmal erscheinen Bruchstücke davon im I. EZ in offensichtlicher Sortierung. Im II. und III. EZ findet man nicht selten Mikrofossilien. Sehr charakteristisch für den Flysch sind ausserdem verschiedenartige Bioglyphen (= Spuren der Lebenstätigkeit der Infauna), sowie Mechanoglyphen (= Auswaschungsspuren) und Deformationen thixotroper Ablagerungen (Reoglyphen).

Flysch kennen wir in terrigener, kalkiger, kieselig-kalkiger, mergeliger und tuffogener Ausbildung mit oder fast ohne Anreicherung organischer Substanz.

Das Alter des Flysches kann sehr verschieden sein, sogar vorkambisch je nach der Zeit, in welcher die Geosynklinale in das Orogenstadium eintrat.

Die Länge der Flyschbecken betrug oft Hunderte, die Breite nur einige Zehner von Kilometern. Auf einer oder auf beiden Flanken wurde der Trog durch Kordilleren begrenzt.

Im südöstlichen Teil des Kaukasus war der Flyschtrog (unteres Senon) im Norden durch eine Kordillere mit einem breiten Randstreifen von Konglomeraten begrenzt, während die südliche Grenze durch eine untermeerische Schwelle gebildet wurde.

In anderen Fällen, wo die Breite der Einsenkung zwischen 2 Kordilleren 100 km überstieg, bildete sich in der Mitte des Beckens Subflysch, in welchem das I. EZ zurücktritt und immer seltener und schwächer die charakteristischen Oberflächentexturen aufweist.

Durch Gegenüberstellung von Rhythmogrammen (diese Methode wird bisher mit gutem Erfolg nur in der Sowjetunion angewandt) gelang es, einige Gesetzmässigkeiten in der räumlichen Verbreitung einzelner Flyschzyklotheme sowie ganzer Schichtkomplexe zu präzisieren. Die Kürze des Vortrages gestattet es leider nicht, genauer auf die Methode der Konnexion und ihre Resultate einzugehen, obwohl diese Methode sehr ergiebig und fruchtbringend ist und ihr für die Lösung einer Reihe von praktischen Aufgaben grosse Bedeutung zukommt.

Ich will hier nur eine Frage berühren, nämlich die Frage nach den Gründen der rhythmischen Sedimentation im Flysch, d. h. das interessanteste und am meisten diskutierte Problem des Flysches überhaupt. Welcher Mechanismus bei der Bildung der Flyschzyklotheme auch vorherrschte, bilden die Bewegungen der Erdkruste die letzte und hauptsächlichste Ursache für den Rhythmus.

Die Tektonik ist im allgemeinen der herrschende Faktor der Sedimentation. Sie bildet die Flyschtröge und die sie umrahmenden Kordilleren und bewirkt eine andauernde Absenkung und Ausfüllung der Tröge mit Sedimenten und eine ständige Hebung und Denudation der Kordilleren.

Kohlenführende Ablagerungen und einige andere Formationen (z. B. Big-Blue-Serie) mit Zyklothemen grösserer Ordnung, ebenso wie die Entwicklung der Terrassen auf dem Festlande liefern überzeugende Beweise für die Ungleichmässigkeit der tektonischen Schwingungen (Schwankungen). Diese Schwingungen (Schwankungen), die im Falle der kohlenführenden Ablagerungen in der Nähe des Meeresspiegels vor sich gehen, bewirken die Bildung von Zyklothemen mit einer mittleren Dauer von $n \cdot 10^4$ – $n \cdot 10^5$ Jahren.

Im Falle des Flysches, der sich in den labilen Zonen der Erdkruste gebildet hat und dazu noch in der Periode, wo sich der Kampf zwischen Hebungs- und Ab-

senkungstendenzen verschärfte und die Geosynklinale sich in gefaltetes Bergland umzuwandeln begann, müssten die Oszillationen häufiger, grösser und heftiger gewesen sein. Die mittlere Dauer der Flyschzyklotheme kann auf $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$ Jahre geschätzt werden – das sind 2 Ordnungen weniger als im Falle der kohlenhaltigen Zyklotheme.

Wie beeinflussten diese fortwährenden, intermittierenden Schwingungen die Sedimentation?

Die Antwort auf diese Frage hängt davon ab, welche Tiefe des Flyschtroges man sich vorstellt. Die Geologen, welche turbidity currents als Ursache des graded bedding im Flysch betrachten (diese Theorie erhielt nach der klassischen Arbeit von PH. KUENEN grosse Verbreitung), gehen von der Annahme grosser Wassertiefe aus. Man kann jedoch auch zu der Annahme kommen, dass für die turbidity currents grosse Wassertiefen absolut nicht nötig sind. Nach meiner Meinung hatte das Flyschbassin zum grössten Teil geringe Wassertiefen, und sein Boden war nur schwach geneigt. Dafür sprechen:

1. ausgedehnte Streifen von Konglomeraten am Rande der Kordilleren, welche bis zu 10 km Breite erreichen;
2. der allmähliche Übergang von den Konglomeraten zur Zone der regulären Anhäufung feinerer Psephite;
3. das unbedingte Vorhandensein der litoralen Zone, in welcher Flachwasserorganismen (darunter auch Wasserpflanzen) leben konnten;
4. die Tatsache, dass Erdrutsche unter dem Wasserspiegel die Achsenzone des Flyschtroges nicht erreichten;
5. dass die am stärksten thixotropen Ablagerungen – die Aleurite¹⁾ – nur unbedeutend abrutschten und fast an der Stelle ihrer Ablagerung deformiert wurden.

Gegen die turbidity currents mit etwas erhöhter Dichte als erstrangigem Grund für die Bildung der Zyklotheme im mergeligen oder kalkig-mergeligen Flysch spricht ebenso das Vorhandensein von kryptomerem Ton im III. EZ.

Die angeführten Fakten halten mich einstweilen noch zurück, auf die Position der turbidity currents überzugehen, zumal ich bisher noch nicht die Möglichkeit hatte, mich mit der umfangreichen Literatur bekanntzumachen. Es muss jedoch gesagt werden, dass trotz Anerkennung der turbidity currents als Bildungsmechanismus der Flyschzyklotheme letzten Endes die tektonischen Bewegungen diesen Mechanismus ausgelöst und richtungsweisend auf ihn eingewirkt haben.

¹⁾ Russische Einteilung für Korngrössen: 1,0–0,1 mm Sand; 0,1–0,01 mm Aleurit, < 0,01 mm Pelit.

75. – HANS WIESENER und INGEBORG MAURER (Petr. Institut, Universität Wien): **Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens.** 11 Textfiguren und 1 Tafel (I).

ABSTRACT

The Vienna Basin is filled with sediments of Helvetian, Tortonian, Sarmatian and Pannonian sediments. The basement is formed of alpine formations mainly flysch. The filling has a total thickness up to 5000 m.

Argillaceous marls, clays, sands and sandstones are rock types the most distributed in all formations whereas conglomerates and limestones are of minor importance. Extensive mineralogical and heavy mineralogical studies have revealed that the sediments of Helvetian-Sarmatian consist mainly of weathered products of flysch, mesozoic limestones, dolomites and metamorphic rocks. In Pannonian carbonatic rock fragments are almost lacking but the alpine Garnet-Epidote-Amphibole-heavy mineral association become important.

Epidote and Amphibole, widely distributed in the surface samples, are nearly absent in the cores of greater depth of the same age. These differences in heavy mineral suites cannot be explained by the assumption of different distributive provinces but only by interstratal solutions under the influence of aggressive brines.

Die Aufschlusstätigkeit der Erdölindustrie im Wiener Becken ist sehr weit fortgeschritten. Ca. 1700 Bohrungen mit nahezu 3000000 Bohrm Metern wurden abgeteuft und haben im Zusammenhang mit den Kartierungsarbeiten zu einem nahezu lückenlosen Bild der Stratigraphie und Tektonik dieses Gebietes geführt. Seit 1948 wird auch der sedimentpetrographischen Untersuchung der Schichten zunehmende Aufmerksamkeit zugewendet. Ausgehend von Schwermineraluntersuchungen, deren Ergebnisse mithalfen Fragen der Paläogeographie und Stratigraphie zu klären, wurden diese Studien allmählich auf den Gesamtmineralbestand der Ablagerungen ausgedehnt. Seit unserer ersten Mitteilung (WIESENER 1952) hat sich das Beobachtungsmaterial wesentlich ausgeweitet. Allgemeine Ergebnisse über die bereits kurz berichtet wurde (WIESENER 1953), und von denen wir annehmen, dass sie ein über den lokalen Rahmen hinausreichendes Interesse beanspruchen dürften, konnten auf eine breitere Beobachtungsgrundlage gestellt werden.

ZUR GEOLOGIE UND LITHOLOGIE DES WIENER BECKENS

Zur Einführung und zum Verständnis der nachfolgenden Darlegung vermitteln wir eine kurze, dem gegenwärtigen Stande der Aufschlusstätigkeit entsprechende Darstellung der geologisch-lithologischen Verhältnisse des Wiener Beckens (Tafel I und Fig. 1). Es handelt sich bei dieser geologischen Einheit um ein inneralpines Senkungsfeld von etwa 200 km Länge und 60 km Breite. Ein erheblicher Teil fällt auf das Gebiet der Tschechoslowakischen Republik und konnte daher in unsere Studien nicht einbezogen werden. Im Untergrund des Beckens sind vor allem Flysch (Eozän und Oberkreide) im Norden und kalkalpine Gesteine im Süden angefahren worden. Die Beckenfüllung besteht aus Ablagerungen des Helvets, Torton, Sarmats, Pannons und lokal auch noch aus solchen des Oberpliozäns und des Pleistozäns. Die Mächtigkeit der Sedimente erreicht nach seismischen Untersuchungen 5000 m. An Gesteinen sind Tonmergel, Tone (zurücktretend), Sande, Sandsteine und untergeordnet auch Konglomerate, Brekzien und Lithothamnienkalke (besonders in den Randgebieten ohne wesentliche terrigene Zufuhr) ver-

a. Z. über Zistersdorf gegen Malacky in der ČSR. Sie ist offenbar helvetischer Anlage, aber auch im Torton, Sarmat und Pannon wirksam, wie sich aus der grossen Mächtigkeit der Sedimente in ihrem Bereich ergibt.

Das Helvet des Wiener Beckens, paläontologisch durch Funde von *Oncophora partschi* in den Raggendorfer Bohrungen bestätigt, ist vom Torton durch eine deutliche Diskordanz getrennt. Das Helvet zerfällt in einen nördlichen und in einen südlichen Ausbildungsbereich. Das nördliche Gebiet ist besonders durch die Tiefbohrungen im «Zistersdorfer Erdölgebiet», das von Neusiedl a. d. Zaya bis Hohenrappersdorf reicht, bekannt geworden und besteht aus dem liegenden Flyschschutt, der in den hangenden Schlier übergeht. Man versteht unter Schlier graue, fossilarme, feste Tonmergel mit Sandbelag auf den Schichtflächen. Wir kennen diese rein marine Entwicklung im Bereich des Wiener Beckens bisher nur aus dem Gebiet der Mistelbacher Scholle, da ostwärts vom Steinbergbruch Helvet nicht einwandfrei nachgewiesen werden konnte.

Die südliche Helvetfazies ist in den Feldern Matzen, Aderklaa, Zwerndorf und im Bohrgebiet von Enzersdorf verbreitet. Im Felde Matzen lässt sich eine tiefere brackische Serie, bestehend aus hell-dunkelgrauen Tonmergeln und grauen Sandsteinen und eine höhere, stark ausgesüsst Schichtfolge grauer und bunter Tonmergel mit Sandsteinen und einzelnen Schotterlagen unterscheiden. Die Sandsteine bestehen aus 65–80% splittriger Quarzkörnchen, deren Korngrösse nur selten über 0,2 mm liegt, bis zu 30% Calzit und Dolomit, wobei der letztere zur Gänze detritär ist, während der Calzit als allothigener Kalkgrus und als Gesteinszement auftritt. Gegitterter Mikroklin ist bis zu 3 Vol.% vorhanden. Die Plagioklasse sind getrübt, mit unbestimmbaren Mikrolithen erfüllt oder in Feinkornaggregate zerfallen. Im Anteil unter 0,002 mm wurden mit Hilfe der Röntgen-Diffraktions- und DTA-Analyse Illit, Quarz, Calzit, Dolomit, Chlorit, sowie Mineralien der Kaolinit-Montmorillonit- oder Vermiculitgruppe nachgewiesen.

In der Zusammensetzung des feinen Anteils der Sande und der Pelite besteht nach den bisherigen Untersuchungen kein wesentlicher Unterschied. Die akzessorischen Gemengteile der Sande werden als Schwerminerale in dieser Darstellung ihre Berücksichtigung finden.

Die nachgewiesene Maximalmächtigkeit des Helvets im Gebiet von Matzen beträgt ca. 800 m. In Aderklaa und Enzersdorf ist auch das tiefere Helvet weitgehend ausgesüsst. Das Verhältnis der nördlichen zur südlichen Fazies konnte durch direkte Beobachtungen nicht geklärt werden, es ist jedoch wahrscheinlich, dass sich ein allmählicher Übergang vollzieht. Nördlich von Matzen keilt das Helvet an einem unterirdischen Flyschsporn aus, den die Verfasser als Spannberger Sporn bezeichnen. Ostwärts davon vollzieht sich wahrscheinlich der Übergang der Schlierfazies in die Helvetfazies von Matzen. In der weiteren Verbreitung grobklastischen Basisschuttes im nördlichen Gebiet des Helvets gegenüber dem nur vereinzelt Auftreten solcher Bildungen im südlichen Bereich, drückt sich wohl ein primärer Unterschied der morphologischen Gestaltung des Beckenuntergrundes aus. Geringeren Höhenunterschieden im Tiefschollenbereich stand offenbar ein stärker akzentuiertes Relief auf der Hochscholle gegenüber.

Ähnlich wie das Helvet lässt auch das Torton eine Gliederung in mehrere Faziesbereiche erkennen. Wir unterscheiden das zentrale- (Matzen), das südliche

und östliche- (Aderklaa, Enzersdorf, Spannberg O und Zwerndorf), das nördliche- (Mühlberg-Rabensburg) und das westliche- (Mistelbacher Scholle) Faziesgebiet. Die Korrelation dieser Faziesgebiete, die sich aus den mikropaläontologischen und aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen ergeben hat, ist in Tafel 1 dargestellt. Auf ihre Begründung kann hier aber nicht näher eingegangen werden, da das Ziel dieser Arbeit in der im Titel angegebenen Richtung gelegen ist.

Im zentralen Bereich beginnt das Torton mit dem interessantesten Gestein des Wiener Beckens, mit dem Matzener Sand, der zugleich das wichtigste Speichergestein darstellt, das bereits über 13 Mill. t Rohöl geliefert hat. Er ist bisher auf einem Areal von etwa 500 km² nachgewiesen und schwankt in seiner Mächtigkeit von 10–100 m. Im Gegensatz zu den Sandlagen im Hangenden und im Liegenden ist er arm an detritärem Karbonat. Da aber neben Kalkgrus auch Dolomit vertreten ist, im Bindemittel dagegen nur der Calzit auftritt, sind jene Lagen dieses Gesteins MgCO₃-arm, die lokal stark verkittet sind. Die Korngrösse dieses Sandes liegt zwischen 0,5–0,02 mm, wobei häufig zwischen 0,3–0,2 mm ein Minimum ausgeprägt ist. Gelegentlich treten an der Basis Gerölle auf, die neben Quarz auch kalkalpine Komponenten enthalten und aus umgelagerten helvetischen Schotterlinsen und von einem Flyschrücken stammen dürften. Der Tongehalt ist im produktiven und daher besser bekannten Teil gering, nimmt aber nach Norden und Süden zu. Der Matzner Sand besteht bis zu 95% aus Quarz, der Rest wird von detritärem Calzit, Dolomit, Mikroklin, Plagioklas (stark zersetzt) und Muskovit eingenommen. Biotit fehlt fast vollständig. Im Anteil unter 0,002 mm wurden Illit, Quarz, Calzit, Dolomit und ein Mineral der Kaolinitgruppe nachgewiesen.

Im Hangenden folgen, getrennt durch ein etwa 100 m-mächtiges Tonmergelpaket, 15 korrelierbare Sandlagen, die nach oben immer dichter aufeinanderfolgen. 13. und 15. Horizont sind durch eine deutlich erkennbare Diskordanz voneinander getrennt. Die Mächtigkeit des Torton beträgt in diesem Gebiet 600 m. Während der Matzner Sand ziemlich einheitlich texturiert ist, sind diese Sandlagen in sich reich gegliedert, so dass die letzten lithologischen Einheiten nur wenige Meter oder Dezimeter mächtig sind. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Sande ist recht einheitlich. Sie bestehen aus 60–70% Quarz, etwa 30% Dolomit und Calzit, 1–3% Mikroklin und zersetzten Plagioklasen. Muskovit ist selten und der Biotit fehlt fast ganz. Der Schwermineralgehalt der Sande des Helvets und des Torton liegt durchwegs unter 1%. Im Feinkornbereich herrscht der Illit vor, zu dem noch Quarz, etwas Calzit, Dolomit, Chlorite und ein Mineral der Kaolinitgruppe treten. Am Südrand von Matzen, in Aderklaa, Kagan, Zwerndorf, Eckartsau und Enzersdorf, kurz im ganzen südlichen Bereich, tritt an der Basis des Torton ein 150–200 m mächtiger Schotter-Sandkomplex auf, der nach seinem erstmalig beobachteten Vorkommen in den Aderklaaer Bohrungen als Aderklaaer Konglomerat bezeichnet wird. Die einzelnen Gerölle befinden sich in einer sandigen bis sandig-mergeligen Grundmasse, ohne sich zu berühren. Es wäre daher denkbar, dass die Ablagerung in Form von Schuttströmen vor sich gegangen ist. Unter den Geröllen herrschen im allgemeinen kalkalpine Gesteine vor. Häufig sind graue und gelbgraue Dolomite, daneben treten auch Guttensteiner Kalke und Kieselkalke auf. Flyschgesteine und kristalline Gerölle treten dagegen zurück. In Eckartsau wurden vor allem kristalline Komponenten festgestellt, und zwar

Quarz, Sericitphyllit, Biotitglimmerschiefer und an Einzelmineralien Mikroklin, Biotit, Muskovit und Chlorit. Kalkgerölle kommen zwar vor, treten aber gegenüber dem Kristallin, das zentralalpinen Charakter hat, zurück. Über dem Konglomerat folgt eine Reihe von Sandlagen, die wir aus petrographischen Gründen (geringer Karbonatgehalt, gleiche Schwermineralverteilung) mit dem Matzener Sand gleichstellen. Die darüber folgenden Schichten sind vorwiegend pelitisch ausgebildet. Nur an der Sarmat-Tortongrenze und im Mitteltorton finden sich auch Sandeinsagerungen. Der Vergleich der elektrischen Bohrlochdiagramme zeigt, dass der Sandgehalt und die Korngrösse von N nach S abnehmen, so dass wir mit NS gerichteten Transporten rechnen können. Da aber das liegende Aderklaaer Konglomerat aus dem Süden kommt, wurde der Matzener Sand abgelagert, als die zuerst SN gerichtete Transportbewegung von einer NS gerichteten abgelöst wurde. Der Matzener Sand stellt durch seinen Mineralbestand (wenig Karbonat), gleicher Schwermineralbestand wie das Helvet, häufig doppeltes Maximum in der Korngrössenverteilung, ein typisches Beispiel für ein umgelagertes Sediment dar. Alles spricht dafür, dass das Material des Matzener Sandes im wesentlichen aus umgelagertem Helvet besteht. Bei diesem Vorgang sind die weicheeren Karbonate weitgehend zerrieben worden. Auch die regionale Verteilung der Korngrössen lässt sich in diesem Sinne deuten. Das grösste Korn findet sich in den höchsten Teilen der Struktur, während nach Norden und Süden zu das Material feiner wird. Das Feinere wurde von der schon im Torton angelegten Hochzone durch die Wasserbewegung an die Flanken gespült. Einer Parallelisierung des Matzener Sandes mit dem Aderklaaer Konglomerat können wir aus allen diesen Gründen nicht zustimmen, zumal in der Aufschlussbohrung Gänserndorf 1 das Aderklaaer Konglomerat deutlich unter dem Matzener Sand liegt.

Im Nordbereich ist so wie in Matzen eine Abnahme der Sandschüttung mit zunehmender Tiefe zu beobachten. Auch nach Osten zu gewinnen die pelitischen Gesteine an Raum. Die nachgewiesene Tortonmächtigkeit beträgt hier über 1200 m. Von den bekannten 27 Sandhorizonten entsprechen die Horizonte 1–24 nach unserer Korrelierung den Horizonten 1–15 von Matzen.

Infolge der Aktivität der Brüche während des Torton ist die Mächtigkeit dieser Stufe auf der Mistelbacher Scholle geringer als östlich vom Steinbergbruch. Im Gebiet von Neusiedl–St. Ulrich, Hauskirchen und Prinzendorf besteht das Torton fast ausschliesslich aus Sanden verschiedener Korngrösse mit geringen Tonmergelzwischenlagen. Gegen Maustrenk zu sind nur die tieferen Schichten sandig entwickelt, während das Hangende aus braungrünen Tonmergeln mit dünnen Sandzwischenlagen besteht. Auch hier spricht die Zunahme des Sandgehaltes nach Westen für eine Materialzufuhr aus dieser Richtung. Geringe Wassertiefen zeigen die Lithothamnienkalke des Steinberges und die Lithothamnienmergel im Mitteltorton von Matzen an. Ihr Auftreten in den Randgebieten des Beckens ist allgemein bekannt. Der nördliche Teil des Beckens ist im Torton durch gelbliche und rötliche Farbtöne gekennzeichnet. Die auf Landeinschwemmung zurückzuführende bunte Fazies greift auch auf den Untersarmat über.

Meist scharf aber ohne merkbliche Diskordanz folgt das brackische Sarmat im Beckeninneren über dem marinen Torton. Die fazielle Differenzierung ist viel weniger ausgeprägt als im Torton. Immerhin lässt sich auch hier eine nördliche

Entwicklung (Mühlberg–Hohenrappersdorf, Rabensburg) von einer zentralen und südlichen, sowie von einer Hochschollenentwicklung unterscheiden. Im Beckeninneren ist das Sarmat durch Tonmergel und Sande vertreten, die in ihrer Zusammensetzung ziemlich genau denen des Torton entsprechen.

Die Absenkungstendenz ist so wie im Torton des nördlichen Teiles stärker ausgeprägt als im südlichen. Einer Mächtigkeit von 1200 m (Ringelsdorf) bzw. 800 m (Tiefsscholle Steinberggebiet) steht eine solche von nur 350–400 m im Zentralgebiet bzw. 500 m in Enzersdorf gegenüber. Im zuerst genannten Abschnitt ist das Sarmat durch 20 Sandlagen, die sich zu 4 Gruppen zusammenschliessen lassen, gegliedert. Im Matzener Gebiet stehen diesen nur 10 solcher Sandlagen gegenüber, wobei aus mikropaläontologischen Gründen die ersten 14 Horizonte des Nordraumes den Horizonten 1–6 in Matzen entsprechen. Innerhalb des Sarmats sind im Matzener Gebiet zwischen 6. und 8. Horizont Diskordanzen zu erkennen. Im südlichen Gebiet (Enzersdorf) ist das Sarmat wieder mächtiger (500 m), so dass die Matzener Struktur auch im Sarmat als ein Schwellengebiet wirksam war.

Auf der Hochscholle finden sich neben den bereits erwähnten Gesteinen auch oolithische Kalke und Kalksandsteine. Die ovalen Ooide sind 0,5–0,3 mm gross und enthalten meist ein Quarzkörnchen als Kern. Die Schichtmächtigkeit ist in diesem Gebiet auf 150–200 m reduziert.

Die Ablagerungen oberhalb der Sarmatoberkante bis zur Obergrenze des Mittelpannon sind sehr gleichförmig ausgebildet und lassen keine grösseren Mächtigkeitsschwankungen erkennen. Ohne Diskordanz aber mit scharfer Grenze folgt im Beckeninneren das Unterspannon über dem Sarmat. Mittel- und Unterspannon werden durch je 3–6 charakteristische Sandlagen unterteilt. Kennzeichnend ist das Zurücktreten der detritären Karbonate in den Sanden und Peliten. Auch in der Schwermineralführung tritt ein charakteristischer Wechsel ein, der durch diagenetische Vorgänge allein, so sehr wir solchen Bedeutung bei der Entstehung der Schwermineralassoziationen zuweisen möchten, nicht zu erklären ist. Das Oberpannon ist vollständig ausgesüsst und nach FRIEDL (1948) in eine untere Blaue Serie und in eine obere Gelbe Serie gegliedert. Da die Schichten von der Obergrenze Mittelpannon bis zur Tortonunterkante nur durch kleinere Diskordanzen gestört sind, ist es im Wiener Becken möglich gewesen, die ölhöflichen Strukturen in diesen Schichten durch Flachbohrungen zu ermitteln, die ihrerseits ein sehr reiches Untersuchungsmaterial für die mikropetrographische Gliederung der obersten, fossilarmen bis fossilfreien Schichten geliefert haben. Mit dem Pannon ist die regionale Absenkung des Beckens beendet, nur lokal erreichen noch das Oberpliozän (Rote Lehm-Serie bei Hohenrappersdorf) und das Pleistozän (Mitterndorfer- und Lasseer-Senke) grössere Mächtigkeiten, durch den dort noch andauernden Senkungsvorgang.

DIE SCHWERMINERALASSOZIATIONEN DES WIENER BECKENS

Wir wollen uns nun dem Hauptthema unserer Betrachtung zuwenden, nämlich der Darstellung und Interpretation der zahlreichen Schwermineralanalysen, die im Laufe der letzten Jahre durchgeführt wurden. Aus Gründen der Übersichtlich-

keit wurde von der sonst üblichen Angabe der Zahlen Abstand genommen, und eine statistische Wiedergabe der Ergebnisse versucht, wie sie sich beim Vorliegen eines grossen Untersuchungsmaterials und gut korrelierbarer Horizonte als zweckmässig erweist. Eine Erläuterung der Graphiken ist wohl nicht erforderlich, Angaben über die Verbreitung der seltenen Mineralien finden sich bei deren Beschreibung.

Figur 3 lässt für das Helvet eine deutliche Zweigliederung der Schwermineralassoziationen des Helvets für das zentrale Gebiet erkennen. Die Horizonte 10–17 sind reicher an Granat, während die Horizonte 1–10 weniger Granat und dafür mehr Zirkon führen. Diese Grenze fällt mit dem Wechsel der brackischen tieferen Abteilung zu den stärker ausgesüsstten oberen Horizonten zusammen. Als distributive Provinz des tiefen Helvets könnte man an den Oberkreideflysch des Untergrundes denken, während der zirkonreichere Eozänflysch als Liefergebiet der oberen Abteilung in Betracht kommt. Staurolith und Disthen weisen darauf hin, dass bereits im Helvet Kristallin freigelegt war, da die älteren Sedimente, das damals wohl verdeckte Oligozän ausgenommen, diese Minerale entweder gar nicht oder nur sehr selten führen.

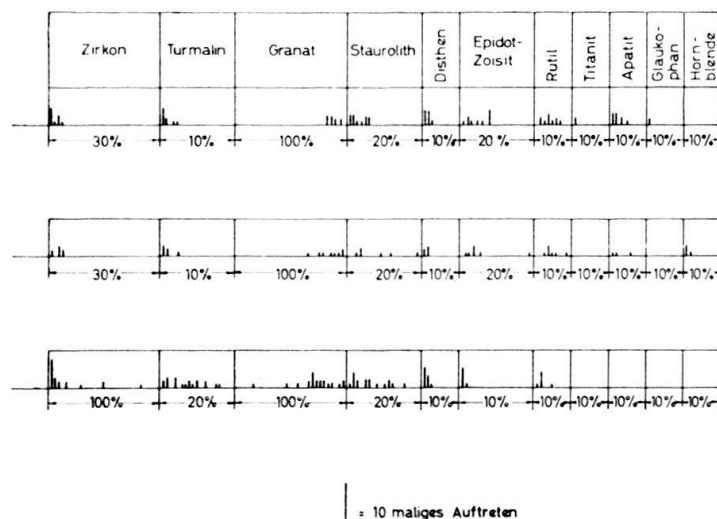


Fig. 2. Oben: Helvet-Torton, Grunder Schichten.
Mitte: Torton, Alpenvorland N der Donau.
Unten: Schlier der Mistelbacher Scholle.

Das Helvet der Mistelbacher Scholle (Fig. 2) unterscheidet sich in seinem Schwermineralbestand in auffälliger Weise von der vorher beschriebenen Helvetassoziationen durch das Auftreten von Epidot, der im Tiefschollenbereich praktisch fehlt. Ähnliches gilt für die Grunder-Schichten des nördlich der Donau gelegenen Alpenvorlandes, die früher in das Helvet, jetzt aber zum Teil in das Torton gestellt werden (Fig. 2). Da wir aus regionalgeologischen und lithologischen Verhältnissen mit einer Materialanlieferung aus dem Westen rechnen müssen, bereitet die Erklärung dieses Unterschiedes beträchtliche Schwierigkeiten. Wir wollen zunächst nur festhalten, dass die Proben mit Epidotgehalt von der Oberfläche oder aus Tiefen bis zu höchstens 900 m stammen, während die epidotfreien

Proben aus Tiefen von 1600–2500 m kommen. Eine Erklärung dieser Erscheinung kann aber erst nach der Besprechung der Schwermineralführung des Torton und Sarmats gegeben werden.

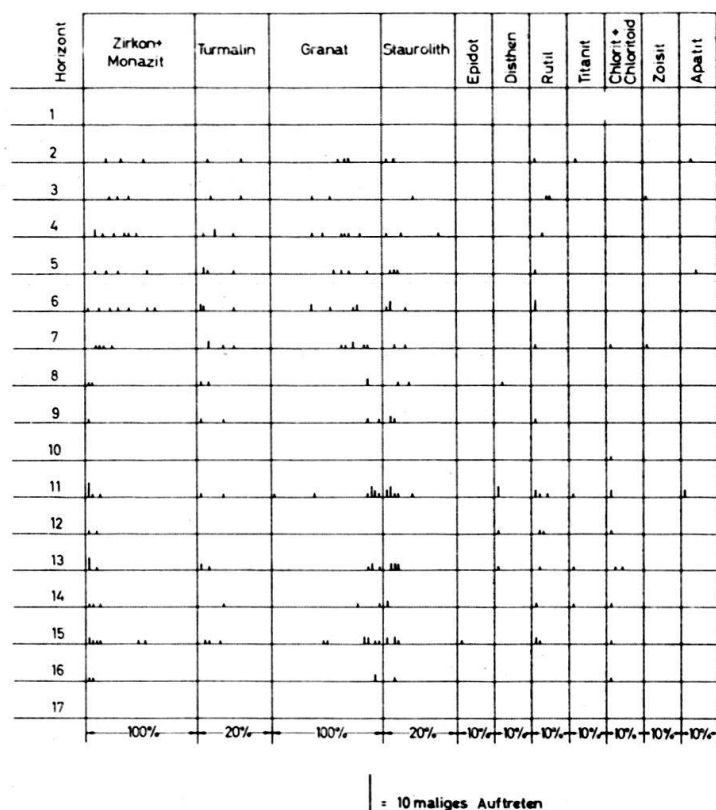


Fig. 3. Helvet von Matzen.

Der oben charakterisierte Matzener Sand ist in seiner Schwermineralführung mit dem oberen Helvet identisch (Fig. 4, 3) und unterscheidet sich deutlich von den im Hangenden folgenden Sandlagen. Der Turmalingehalt übertrifft den Staurolith-Disthengehalt, und der Zirkon tritt ebenfalls stärker hervor. Wir haben vorher gesehen, dass der Matzener Sand vom Liegenden Helvet durch eine grössere Diskordanz getrennt ist. Der Matzener Sand selbst aber weist durch seine Korngrößenverteilung (doppeltes Maximum) auf eine Umlagerung hin. Wir sehen daher im Matzener Sand vor allem Aufbereitungsprodukte des Helvets. Dies erklärt auch das starke Zurücktreten der Karbonatkomponente gegenüber den hangenden und liegenden Sanden, da die weichen Karbonate bei der Umlagerung weitgehend zerrieben worden sind. Auch die Abnahme der Korngrösse und der Durchlässigkeit vom Zentrum gegen die Flanken der Struktur, lässt sich mit dieser Annahme gut erklären, da die gröberen Körner auf der bereits im Torton angelegten Hochzone zurückblieben, während das feinere Material an die Flanken gespült wurde. Die durch eine stärkere Tonmergellage getrennten oberen Horizonte 1–15 sind in ihrer Schwermineralführung untereinander sehr ähnlich und unterscheiden sich durch das Überwiegen von Staurolith und Disthen gegenüber Turmalin vom Matzener Sand und Helvet. Im näher untersuchten 8. Horizont ist auch in der regionalen Korngrößenverteilung ein charakteristischer

Unterschied gegenüber dem Matzener Sand zu verzeichnen. Von Norden nach Süden steigt die Vermergelung, was auf eine Transportrichtung aus dem NW schliessen lässt. Feinschichtung ist charakteristisch und doppelte Maxima in der Korngrössenverteilungskurve fehlen. Dies alles deutet auf primäre Sedimente, womit sich auch der höhere Gehalt an metamorphen Mineralien erklären liesse.

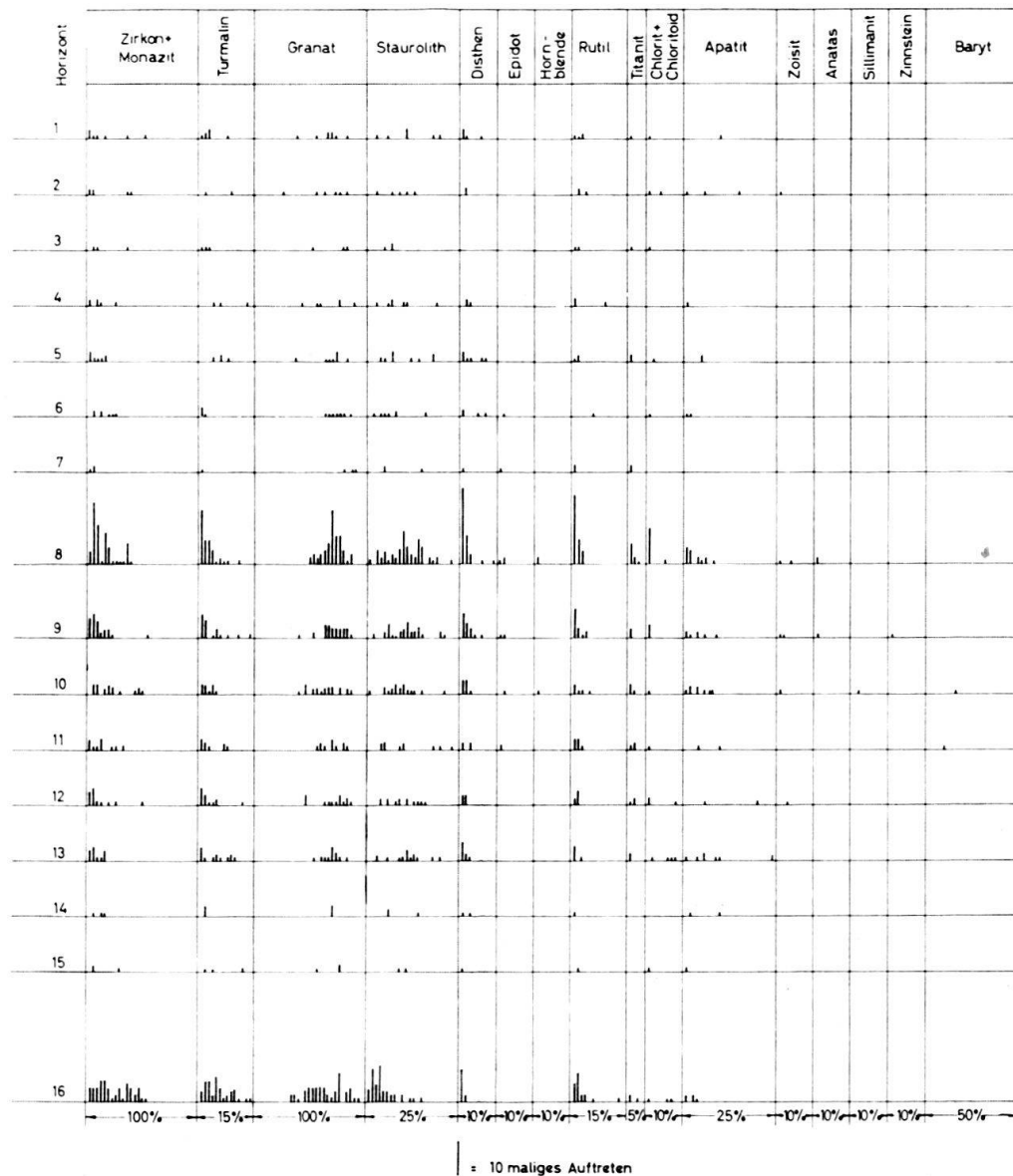


Fig. 4. Torton von Matzen.

Im Nordbereich (Fig. 5) ist die Entwicklung des Ober- und Mittel-Tortons, jener des Zentralbereiches ziemlich ähnlich, nur der Matzener Sand hat hier kein Äquivalent. Zwischen den tieferen Horizonten (19–26) und den höheren (1–19) besteht ein kennzeichnender Unterschied. Die ersteren sind besonders granatreich, während in den zuletzt genannten ein sehr charakteristisches Staurolithmaximum auftritt.

Im Südbereich (Fig. 6, 7) treten die typischen metamorphen Mineralien Staurolith und Disthen stärker zurück. Man wird diese Erscheinung wohl mit dem NS-gerichteten Materialtransport in Zusammenhang bringen dürfen.

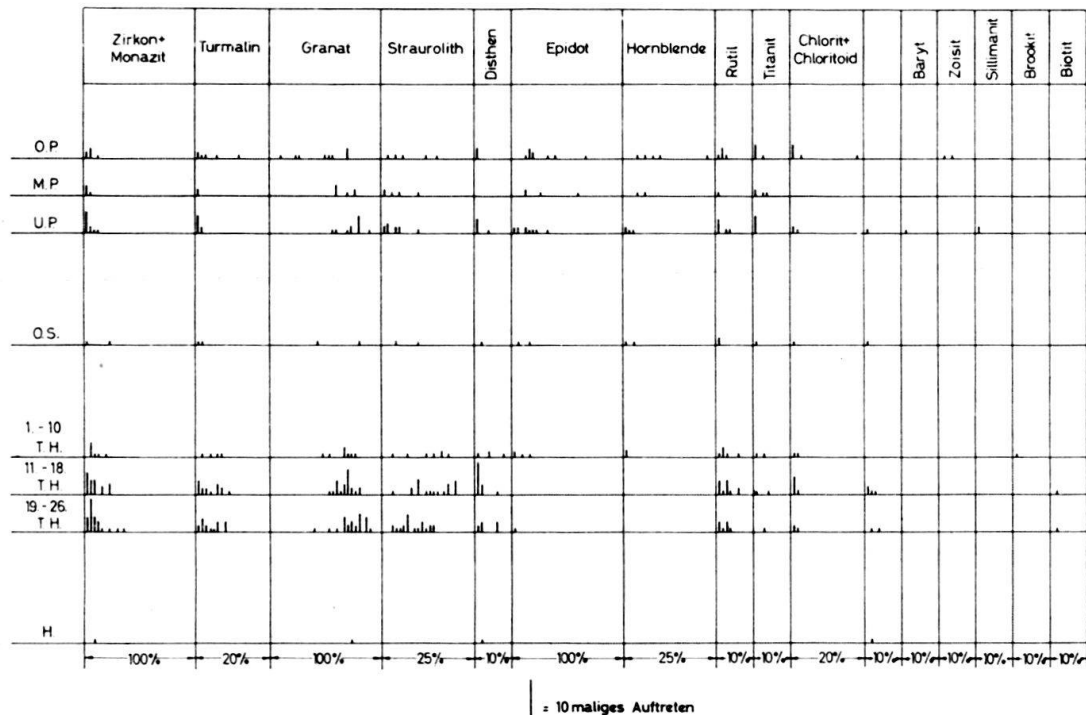


Fig. 5. Nördlicher Teil des Wiener Beckens (Mühlberg-Rabensburg).

O.P. = Oberpannon
M.P. = Mittelpannon
U.P. = Unterpannon

O.S. = Obersarmat
T.H. = Tortonhorizont
H. = Hvet.el

Während im gesamten bisher besprochenen Torton der tiefliegenden Strukturen Epidot ein ausgesprochen selten auftretendes Mineral ist, kommt er in den Grunder-Schichten, im Torton des Alpenvorlandes (Fig. 2) nach unveröffentlichten Untersuchungen von WORISKA am Westrand und nach ebenfalls unveröffentlichten Analysen von WESSELY am Ostrand des Beckens in der sedimentären Umrahmung der Hainburger Berge als regelmässiger Bestandteil der Schwermineralassoziationen vor, das heisst, dass die oberflächennahen Tortonssande des Beckenrandes das genannte Mineral regelmässig enthalten, während sie in den gleich alten Sedimenten tiefer Lage fehlen oder nur sporadisch auftreten. Da aus regionalen Gründen, wie ein Blick auf die beigegegebene Kartenskizze zeigt, verschiedene Einzugsgebiete nicht in Frage kommen, ist es nur möglich, diesen Unterschied auf eine Veränderung des Mineralbestandes nach der Ablagerung zu erklären. Ehe wir diesen Gedanken weiter verfolgen, betrachten wir noch die Schwermineralassoziationen der jüngeren Schichten.

Im Sarmat tritt im Gegensatz zum Torton in den Bohrkernen bereits ziemlich regelmässig Epidot auf (Fig. 8), der übrige Schwermineralbestand ist von dem des Torton nicht verschieden. Regionale Unterschiede wurden nicht festgestellt. In sehr kennzeichnender Weise tritt der Epidot im Unterpannon als wichtiges

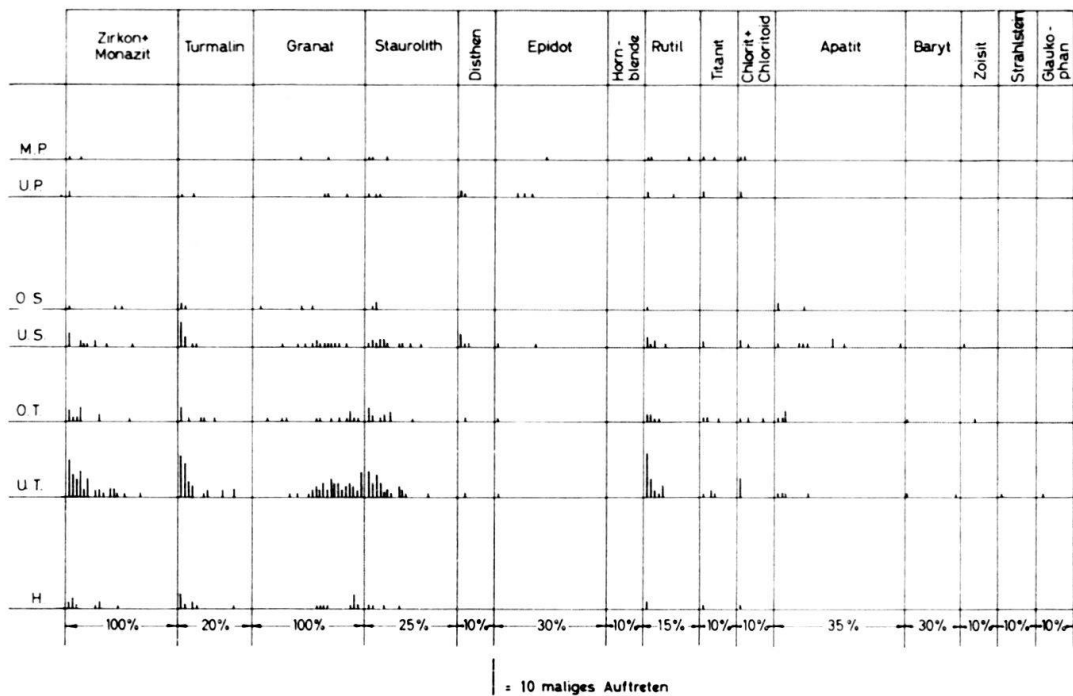


Fig. 6. Südlicher Teil des Wiener Beckens (Aderklaa-Enzersdorf)

M.T. = Mittelpannon

O.T. = Obertorton

U.P. = Unterpannon

U.T. = Untertorton

O.S. = Obersarmat

H. = Helvet.

U.S. = Untersarmat

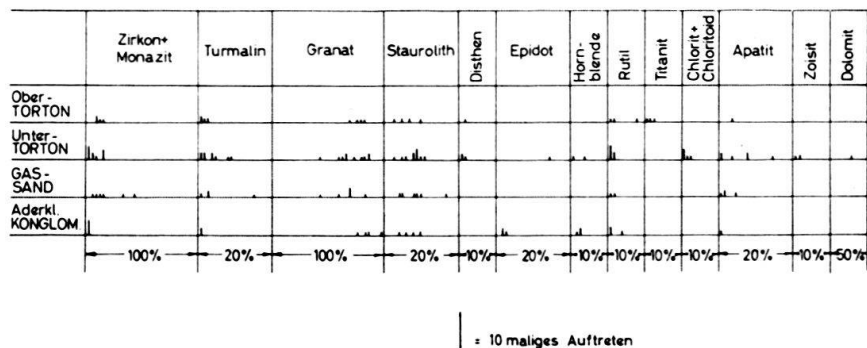


Fig. 7. Torton von Zwerndorf.

Schwermineral hervor, teilweise schon von Hornblende begleitet. Im Mittelpannon ist die Hornblende vielfach Hauptschwermineral (Fig. 9).

Sehr charakteristische Unterschiede konnten im Oberpannon herausgearbeitet werden. In der Blauen Serie, die ihre charakteristische Farbe feinverteiltem Pyrit verdankt, treten lokal überaus kennzeichnende Andalusithorizonte auf. Das Mineral ist von Sillimanit, Turmalin, Zirkon und Disthen begleitet (Fig. 10). Ausserdem kann eine obere hornblendereiche Zone von einer tieferen granatreichen geschieden werden. Die Gelbe Serie besteht aus durch Limonit gelb gefärbten Sanden, sandigen Tonen und Tonmergeln. Sie ist durch das Überwiegen des Epidots und das deutliche Hervortreten des Rutils ausgezeichnet. Wir sehen also

eine sehr beträchtliche Änderung des Schwermineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens in vertikaler Richtung. Dies bedarf einer Erklärung, wenn die Ergebnisse dieser Untersuchungen für Korrelationen oder paläographische Rekonstruktionen verwendet werden sollen.

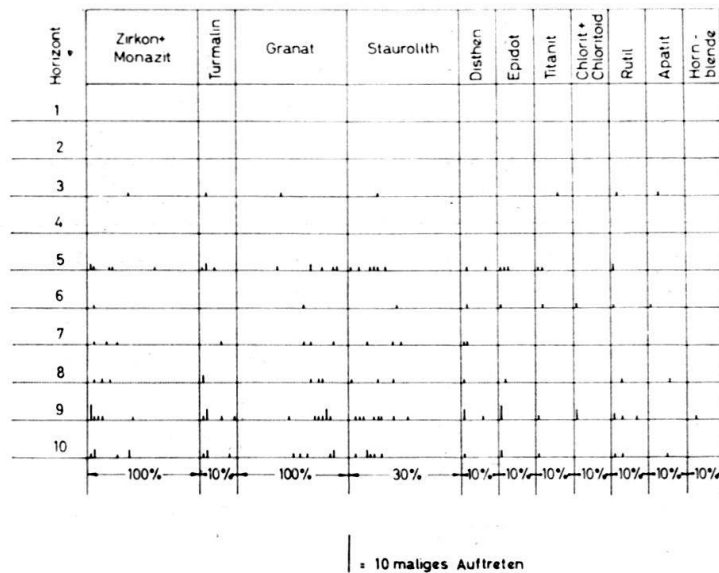


Fig. 8. Sarmat von Matzen.

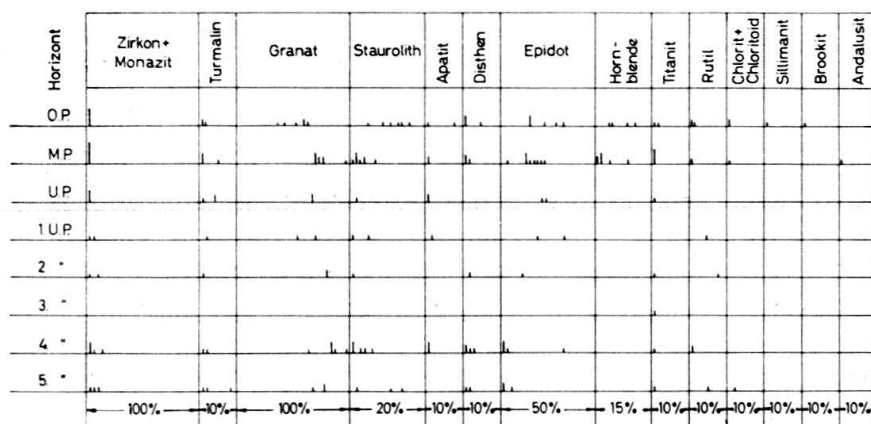


Fig. 9. Pannon von Matzen.

DER MINERALBESTAND DER SEDIMENTE

a) Hauptgemengteile

Quarz. Kommt durchwegs in isometrischen, splittrigen Körnchen vor und ist Hauptgemengteil aller sandigen Sedimente. Durch Röntgenanalyse bis in die feinsten Korngrößen nachgewiesen. Menge mit sinkendem Korndurchmesser abnehmend. Besonders im Pannon wurden undulös auslöschende Körnchen beobachtet. Hornsteinfragmente sehr selten. Neubildungen von SiO_2 -Mineralien im Wiener Becken nicht beobachtet. Einschlüsse selten.

Mikroklin. Tritt relativ selten auf (bis zu etwa 3 Vol.%). Meist Spaltplättchen nach (001) typische Zwillingsgitterung. In geringer Menge in allen Sedimenten des Wiener Beckens.

Plagioklase mit undeutlicher Zwillingslamellierung und Einschlussmikrolithen (Serizit, Klinozoisit) kommen in geringer Menge (1–2 Vol.%) vor. Feinkornaggregate, die aus Quarz und

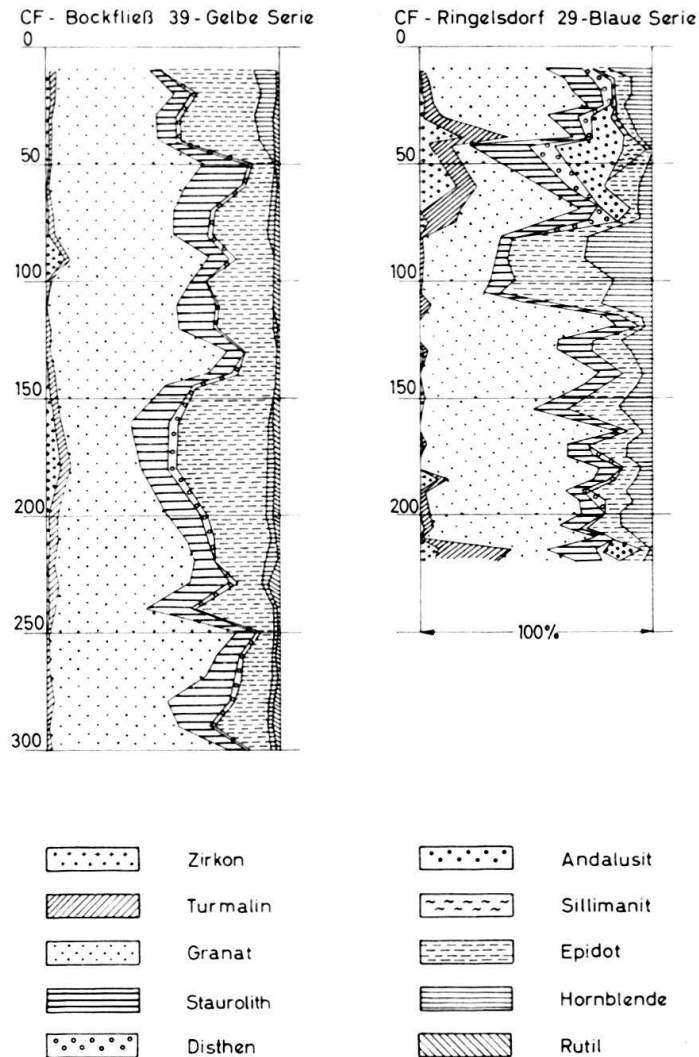


Fig. 10. Als Beispiel für das Oberpannon.

unverzwillingten Plagioklasen bestehen, dürften Verwitterungsbildungen darstellen. Im Tonanteil konnten Feldspäte nicht nachgewiesen werden.

Muskovit. Auffallend selten in Sanden des Torton und Sarmats, im Helvet und Pannon dagegen häufiger. Illit in erheblicher Menge (bis zu $\frac{1}{3}$ des Tonanteils der Sedimente).

Biotit. Frische braune, unregelmässige, zum Teil sechseckige Blättchen. Im Helvet und Oberpannon verbreitet. Im Torton und Sarmat sehr selten.

Chlorite. Hellgrüne opake Blättchen dürften chloritische Verwitterungsprodukte des Biotits darstellen. Grüne Blättchen von sehr niedriger Interferenzfarbe und manchmal anormaler Doppelbrechung (lavendelblau) wurden dem Chlorit zugeordnet und dürften detritär sein.

Tonminerale. Neben Illit konnten durch Röntgen- und DTA-Analysen bisher Vertreter der Kaolinitgruppe im Torton und Helvet, solche der Montmorillonitgruppe im Helvet nachgewiesen werden.

Kalkstein. Ist als mehr oder weniger gerundetes Gesteinsfragment in den Sanden des Helvets, Torton und Sarmats, bis zu 30% vorhanden. Sekundär auch als Gesteinszement. Mit sinkender Korngrösse nimmt der Karbonatgehalt der Proben ab, ist aber bis unter 0,002 mm nachzuweisen.

Dolomit. Verbreitung wie der Kalk, jedoch niemals als Bindemittel.

Glaukonit. Gelegentlich in allen Stufen anzutreffen. Rundliche, wohl vorwiegend detritäre Körnchen, vermutlich aus dem Eozän stammend. Im allgemeinen selten.

b) *Opake Schwermineralien*

Magnetit. Regelmässig aber in wechselnder Menge in allen Stufen vertreten. Oktaeder und rundliche Körnchen.

Ilmenit. Vorkommen wie Magnetit. Nur bei erkennbarer Kristallform von diesem zu trennen.

Chromit. In unregelmässigen Körnchen, anscheinend lagenweise im Torton angereichert.

Pyrit. In Sanden als Kriställchen, meist durch (100) oder (210) begrenzt. In den Tonmergeln oft als Ausfüllung der Foraminiferenschalen. In allen Schichten mit Ausnahme der Gelben Serie des Oberpannons.

c) *Durchsichtige Schwermineralien*

Zirkon. Farblos, prismatisch, mit pyramidalen Endigung. Rundliche Körner seltener. Das Mineral findet sich in abgerundeter Form bereits im Ausgangsgestein. Im Helvet häufiger als im Torton, Sarmat und vor allem im Pannon. Nur in den Andalusithorizonten stärker hervortretend. Zum Teil aus dem Eozänflysch (zirkonreich) stammend.

Monazit. Gelbliche, gerundete Körnchen. Auch kristallographisch durch (101), (001), (110) und (100) begrenzt. Lagenweise im Torton angereichert.

Turmalin. Prismatisch und gerundet. Braun, schwarz und seltener tintenblau. Verrundung vermutlich primär. Aus aufgearbeitetem Flysch und aus dem Kristallin.

Granat. Mit Ausnahme der Andalusithorizonte des Pannons häufigstes Schwermineral in allen Schichten. Splittig und seltener kristallographisch begrenzt (110). Hellrosa, seltener kräftig rot (Pyrop?) mit steigender Tiefe Zunahme der Ätzwärzchen, Ätzgrübchen und -leisten. Stammt wohl vorwiegend aus dem moldanubischen und alpinen Kristallin.

Staurolith. Unregelmässige, in grösserer Tiefe häufig geätzte Körnchen, keine Einschlüsse. Neben Granat häufigstes Schwermineral.

Herkunft: alpines, moldanubisches und moravisches Kristallin.

Disthen. In typischen Spaltplättchen, seltener rundlich. Regelmässig, jedoch in geringer Menge. In den Andalusithorizonten häufig. Die Korrelation mit Andalusit spricht für Abkunft aus dem Waldviertel-Kristallin.

Sillimanit. In typischen Sillimanitbüscheln, wie sie aus Gneisen des Moldanubikums bekannt sind. Nur aus dem Oberpannon, besonders häufig in den Andalusithorizonten.

Andalusit. Unregelmässig prismatisch. Herkunft aus dem moldanubischen Kristallin. Auf das Oberpannon beschränkt.

Epidot. Unregelmässige Körner, leicht gelbgrün. In den Bohrproben im Pannon und jüngeren Schichten häufig, im Sarmat selten, im Torton sporadisch, im Helvet fehlend. In Oberflächenproben dagegen auch im Helvet und Torton regelmässig, aber nicht so häufig wie im Pannon.

Zoisit. Meist prismatisch ausgebildet. In geringer Menge den Epidot begleitend.

Grüne und bräunliche Hornblenden. Durchwegs Spaltplättchen nach dem Prisma. Nach Farbe und Pleochroismus dürfte es sich ausschliesslich um Hornblenden kristalliner Schiefer handeln. In den Bohrproben nur im Mittelpannon und jünger. In Oberflächenproben auch im Helvet und Torton. Anätzungen häufig in allen Proben.

Glaukophan. Unregelmässige Spaltplättchen nach (110) mit charakteristischem Pleochroismus. Das Mineral ist selten und wurde vereinzelt im Helvet (Hochscholle), Torton und Pannon beobachtet. Kommt wahrscheinlich aus dem unterostalpinen- oder penninischen Kristallin.

Chloritoid. Das Mineral ist im Torton und Sarmat häufig und dürfte aus alpinen phyllitischen Gesteinen stammen.

Rutil. Meist prismatische Kristalle mit pyramidalen Endigung. Unregelmässige Körner selten. Im Oberpannon und Flysch häufig. Im Neogen regelmässig, jedoch in wechselnder Menge. Dürfte zum Teil aus dem aufgearbeiteten Flysch stammen.

Anatas. Tafelig nach (001). Sehr selten im Torton beobachtet.

Brookit. Braune oder gelbliche Körnchen. Tafelig nach (100). Im Torton, besonders von Matzen, nicht selten. Das Mineral ist häufiger als man nach seiner Verbreitung im Anstehenden erwarten könnte. Es dürfte aus alpinen Klüften stammen.

Titanit. Ist im Sarmat und Torton relativ häufig und oft geätzt.

Apatit. Kommt in gedrungenen, sechseckigen Säulchen und in unregelmässigen Körnchen vor. Teilweise stark angeätzt.

Anhydrit. Tritt in unregelmässigen Körnchen als Neubildung im Helvet auf.

Korund. Das Mineral wurde nur einmal in einer Oberflächenprobe sarmatischen Alters beobachtet.

Zinnstein. Das Mineral wurde nur einmal im Torton von Matzen gesichtet.

URSACHEN DER RÄUMLICHEN UND ZEITLICHEN ÄNDERUNG DER SCHWERMINERALASSOZIATIONEN

Der in vielen Arbeiten vertretene Grundgedanke über die Ursache der vertikalen Änderung der Schwermineralassoziationen ist sehr einfach. Die im Liefergebiet nacheinander abgetragenen Gesteine spiegeln sich im charakteristischen Schwermineralbestand der Sedimente wieder und sind damit ein hervorragendes Mittel für die Korrelation fossilfreier und fossilarmer Schichtfolgen.

Leider ist diese einfache Auffassung zur Interpretation der im Wiener Becken gewonnenen Ergebnisse nicht ohne weiteres anzuwenden, da, wie wir gesehen haben, ein Unterschied in den Mineralführungen gleichalter Schichten verschiedener Tiefenlage besteht, der nicht auf verschiedene Einzugsbereiche zurückgeführt werden kann. Wir haben daher 1952 zum erstenmal der Auffassung Raum gegeben, dass mit einer Veränderung des Schwermineralbestandes nach der Ablagerung zu rechnen ist, wobei wir scharf zwischen der Verwitterung an der Oberfläche und der diagenetischen Veränderung des Mineralbestandes zu unterscheiden versuchten. Als Zeichen der Instabilität findet sich an verschiedenen Schwermineralien Ätzerscheinungen, wie sie an und für sich aus der Literatur bekannt sind. Wir konnten diese kennzeichnenden Spuren des Lösungsangriffes an Hornblende, Epidot, Granat, Staurolith, Apatit und Titanit beobachten. Die Ätzungen an Granat und Staurolith wurden statistisch ausgewertet, während dies für die Hornblende und den Epidot nicht durchgeführt werden konnte, da diese Mineralien nur im Pannon in grösserer Menge vertreten sind. Es muss noch hinzugefügt werden, dass niemals alle, sondern immer nur ein Teil einer Mineralart in einem Präparat die Ätzerscheinungen aufweist. Wir glauben dies darauf zurückführen zu können, dass die Minerale zum Teil durch Umhüllung von Tonsubstanzen oder von stärkeren Karbonatkrusten vor dem Angriff aggressiver Porenwässer geschützt waren. Die Auswertung der Beobachtungen hatten folgendes Ergebnis:

Das Zahlenmaterial lässt deutlich den Einfluss der Tiefe auf die Stabilität der untersuchten Mineralien Granat und Staurolith erkennen. Die noch grössere Instabilität der Minerale Hornblende und Epidot ist allgemein bekannt, doch konnten wegen ihrer geringen vertikalen Verbreitung keine Statistiken gegeben werden. Es ist aber naheliegend, den Unterschied in der Mineralführung des an der Oberfläche anstehenden Torton gegenüber dem Torton der Bohrungen auf den Angriff der Porenwässer zurückzuführen. Epidot und Hornblende werden

in der Tiefe weitgehend zerstört und verschwinden aus dem Schwermineralbestand. Untersuchungen von Tiefenproben der Lagerstättenwässer haben ergeben, dass diese, dem höheren Druck entsprechend, in 1600 m Tiefe im Bereich von Matzen 1500–2500 mg/l freie Kohlensäure enthalten, gegenüber nur 20–50 mg/l in den Oberflächenwässern. Dass dieser Unterschied bei der gleichzeitig erhöhten Temperatur im Laufe geologischer Zeiträume Auswirkungen haben muss, liegt auf der Hand. Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass auch der Gehalt an SiO_2 in den Schichtwässern mit der Tiefe zunimmt. Im übrigen haben wir begonnen, diesen Fragenkomplex auch experimentell zu überprüfen.

Teufe	Anzahl der Präparate	Ätzungen beobachtet in % der Gesamtanzahl der Präparate	
		Granat	Staurolith
0 –0,5 km	650	0%	0%
0,5–1 km	51	14%	6%
1 –1,5 km	195	15%	9%
1,5–2 km	132	25%	20%
2 –2,5 km	38	60%	fast kein Staurolith

Man würde aber fehlgehen, würde man annehmen, dass die Unterschiede in der Schwermineralführung der Schichten des Wiener Beckens in der Vertikalen allein auf diagenetische Veränderungen zurückzuführen sind. Wir haben schon früher betont, dass die zeitlich aufeinanderfolgenden Helvetassoziationen nur auf Änderungen im Liefergebiet zurückgeführt werden können. Als distributive Provinz kommt die Kalkalpen- und die Flyschzone in Frage. Aber auch Kristallin muss bereits erodiert worden sein, da das Helvet neben Granat, der bereits in älteren Sedimenten auftritt, auch Staurolith und Disthen führt. In den Grunderschichten des Vorlandes (Helvet-Torton) ist Epidot regelmässig enthalten. Eine Lokalisierung dieses Kristallins ist jedoch noch nicht möglich. Das Untertorton ist durch eine grobklastische Schüttung aus dem Süden (Aderklaaer Konglomerat) charakterisiert. Die geringe Probenanzahl dieses Gesteins verhinderte ein eingehenderes Studium seiner Zusammensetzung, seine Verbreitung ist aber aus den elektrischen Bohrlochdiagrammen sehr gut bekannt. Der darüber folgende Matzener Sand konnte durch seine Textur und mineralogische Zusammensetzung als ein Aufarbeitungsprodukt erkannt werden. Er ist an die bereits im Torton angelegte Matzener Hochzone gebunden und besteht im wesentlichen aus Aufarbeitungsprodukten helvetischer Schichten.

Über dem Matzener Sand beginnt eine neue Schüttung. Die Materialzufuhr erfolgt hauptsächlich aus dem Westen und Nordwesten. Die Art des zugeführten Materials bleibt das Torton und Sarmat hindurch ziemlich gleich. Der Unterschied in der Epidotführung der beiden Stufen wird auf interstratale Lösung dieses Minerals zurückgeführt. Kalkalpines Material tritt stark hervor, Flyschkomponenten sind dagegen nur untergeordnet nachzuweisen. Der höhere Staurolith- und Disthengehalt des Torton dürfte mit verstärkter Zufuhr kristallinen Materials zusammenhängen, da mit der Verlandung des Molassebeckens im Untertorton die subalpine Entwässerung in Erscheinung tritt.

An der Wende Sarmat-Pannon muss abermals eine entscheidende Umgestaltung der paläogeographischen Verhältnisse stattgefunden haben. Von diesem Zeitpunkt an ist kalkalpiner Detritus viel weniger häufig. Im Unterpannon wird der Epidot, im Mittelpannon die Hornblende wichtiges durchsichtiges Schwermineral. Die rasche Zunahme dieser Komponenten spricht dafür, dass hier tatsächlich auch eine verstärkte Zufuhr der genannten Mineralarten stattfand. Diese auch für viele andere Gebiete sehr charakteristische Assoziation Granat-grüne Hornblende-Strahlstein-Epidot, ist anscheinend alpiner Herkunft, wobei dem mesozonalen alpinen Kristallin besondere Bedeutung zukommt. Ob das starke Zurücktreten der kalkalpinen Komponenten auf ein Versinken dieser Zone im Molasseschutt oder auf klimatische Ursachen zurückgeht, lässt sich noch nicht entscheiden. Im tieferen Oberpannon sind die zweifellos aus der moldanubischen Zone der Böhmisches Masse stammenden Einstreuungen von Andalusit, Zirkon, Disthen und Sillimanit überaus kennzeichnend. Die Abnahme des Hornblendegehaltes innerhalb des Pannons dürfte aber ebenfalls auf diagenetische Vorgänge zurückgehen. Für die Epidotanreicherung in der Gelben Serie des Oberpannons dürften dagegen schon Verwitterungsvorgänge, bei denen es zu einer Reduktion des Hornblendegehaltes kam, verantwortlich sein.

Wir sind also durch unsere Beobachtungen gezwungen anzunehmen, dass die Schwermineralassoziationen wesentlich komplizierteren Vorgängen ihre Entstehung verdanken, als man im allgemeinen anzunehmen geneigt ist. Wir finden uns hier aber auf einer Linie mit PETTIJOHN (1957, 514), der schon seit längerer Zeit die gleiche Meinung vertritt.

Es erhebt sich nun die Frage, wieweit die mikropetrographische Methode geeignet ist, für Korrelationszwecke verwendet zu werden. Wir möchten hierauf ebenfalls mit PETTIJOHN antworten, dass es vor allem die Variationen der stabilen Minerale sind, die hierfür geeignet sind. Im Wiener Becken war es möglich, Oberkreideflysch und Eozänflysch des Beckenuntergrundes zu trennen. Flysch und Helvet konnten einwandfrei auch dort unterschieden werden, wo dies mit anderen Mitteln nicht mehr gelang. Ebenso wurde die Frage nach der Herkunft des Materials aus Sandeinbrüchen produzierender Sonden einwandfrei gelöst. Das Schwergewicht der mikropetrographischen Untersuchungsmethode liegt unseres Erachtens neben der Charakterisierung der Sedimente hinsichtlich ihres Reifungsgrades in der paläogeographischen Auswertbarkeit der Ergebnisse. Der stratigraphische Wert der Schwermineralanalysen entspricht etwa dem der elektrischen Bohrlochdiagramme.

Die petrographische Analyse der Sedimente des Wiener Beckens hat bisher zur Feststellung von 3 aufeinanderfolgenden Hauptschüttungen geführt.

1. Die Helvet-Untertortonsschüttung, deren Material hauptsächlich aus dem kalkalpinen und dem Flyschbereich stammt. Die untergeordnete kristalline Komponente dürfte zentralalpiner Herkunft sein und jenem Kristallin entsprechen, dessen Schutt in den Basisschichten von Eckartsau nachgewiesen werden konnte. Für diese Assoziation ist das Überwiegen des Turmalins gegenüber dem Staurolith sehr charakteristisch. Der Matzener Sand stellt ein durch Aufbereitungsvorgänge einem höheren Reifegrad zugeführte Varietät dieser Schüttung dar.

2. Die mitteltortone bis sarmatische Schüttung ist ebenfalls durch detritäres, aus den Kalkalpen stammendes Karbonat gekennzeichnet. Flyschdetritus tritt zurück, metamorphes Kristallin (Stauroolith, Turmalin) dagegen stärker hervor. Die Korngrößenverteilung der Psammite spricht dafür, dass das Material aus dem Westen durch ein subalpines Gerinne antransportiert wurde und alpines und moldanubisches Schuttmateriale an der Zusammensetzung der Sedimente beteiligt ist. Der Unterschied in der Mineralführung der über Tage entstehenden Schichten und der Bohrkerngeleichen geologischen Alters grösserer Tiefe lässt sich zwanglos als die Folge diagenetischer Vorgänge erklären.

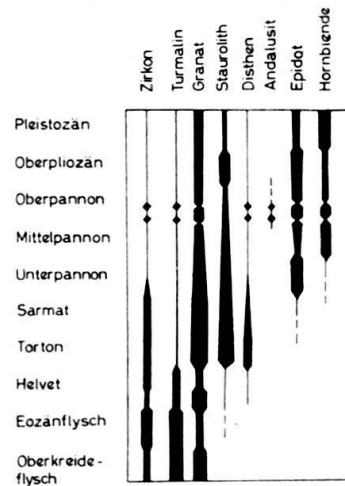


Fig. 11. Die durchsichtigen Schwermineralien der Sedimente des Wiener Beckens.

3. Im Pannon tritt der detritäre Karbonatgehalt zurück. Epidot und Hornblende werden neben dem Granat die Hauptschwerminerale. Diese so kennzeichnende Assoziation Granat-grüne Hornblende-Strahlstein-Epidot stammt aus dem ostalpinen Kristallin höherer metamorphose und ist auch aus anderen Sedimentationsräumen gut bekannt. Die im unteren Oberpannon auftretenden Zirkon-Andalusit-Sillimanit-Disthen-Assoziationen sind einwandfrei moldanubischer Herkunft. Die Zunahme des Hornblendegehaltes vom Mittel- zum Oberpannon geht aber wohl auch auf sekundäre Veränderungen des Mineralbestandes zurück. Das starke Hervortreten des Epidots in der Gelben Serie ist unseres Erachtens bereits ein Einfluss der Oberflächenverwitterung.

Eine Übersicht der zeitlichen Variation der Schwermineralassoziationen gibt Figur. 11.

LITERATURVERZEICHNIS

- FRIEDL, K. (1956): *Erdölgewinnung in Österreich*. Neue Technik und Wirtschaft, Wien 10, 73-86.
- JANOSCHEK, R. (1955): *Das Inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung*. Erdöltschr. 71, Wien, Celle 75-82.
- PETTIJOHN (1957): *Sedimentary Rocks*, II. Aufl. Harper a. Brothers, New York.
- WIESENER, H. (1952): *Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung*. Verh. geol. Bundesanst. Wien 207-222.
- (1956): *Zur Kenntnis der neuen Erdöl- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken*. Erdöl und Kohle 9, 357-363.

Korrelation der wichtigsten geologischen Profile des Wiener Beckens

