Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 56 (1963)

Heft: 2

Artikel: Compte rendu de la 79e Assemblée générale de la Société Géologique Suisse à Sion : samedi 31 août 1963

Autor: [s.n.]

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163048

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: 05.10.2025

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

Compte rendu de la 79e Assemblée générale de la Société Géologique Suisse à Sion

Samedi 31 août 1963, au Collège de Sion

A. Rapport du Comité pour 1962/63

Rapport du président

Le Comité est formé des membres suivants:

Président: Prof. Dr Augustin LOMBARD
Vice-président: Dr F. ROESLI
Secrétaire: Dr L. PUGIN
Trésorier: Dr E. WITZIG
Rédacteur: Prof. Dr W. NABHOLZ
Assesseurs: P.D. Dr H. JÄCKLI
Dr F. BURRI
Archiviste: Dr H. SUTER
Vérificateurs des comptes: M. J. NEHER
P.D. Dr R. CHESSEX

Il s'est réuni deux fois pour gérer les affaires courantes de la Société. Celles-ci portent pour l'instant sur les points principaux suivants: Demande de subside annuel à la S.H.S.N. Cette demande, refusée par les autorités fédérales a été formulée à nouveau en un rapport circonstancié accompagné de graphiques. Il a été remis au Comité S.H.S.N. et présenté avec d'autres demandes analogues émanant des deux Commissions et de Sociétés sœurs de la S.H.S.N. L'ensemble a été approuvé par le Sénat et transmis par le C.C. aux instances fédérales.

Expédition antarctique. Votre Président a suivi de très près l'évolution de cette malheureuse entreprise et a veillé à ce que notre Société ne soit pas prise dans cette aventure.

Le Guide géologique suisse progresse. C'est maintenant l'ensemble des manuscrits qui a été remis à l'imprimeur et au clicheur. Des épreuves à corriger ont déjà circulé.

Au Comité National Suisse de Géologie (séance du 27 avril 63) diverses informations ont été données sur l'Union Internationale de Géologie, son organisation et quelques projets de recherches dont l'Upper Mantle Project est celui qui nous touche le plus près.

Représentation de la Suisse au 22ème Congrès géologique international: Les candidats sont M. M. BADOUX et WENK. Aucune décision n'est parvenue quant à leur nomination.

Comité

Le président adresse ses remerciements à ses collègues du Comité pour leur dévouement ainsi qu'aux Rédacteurs du Guide. Il exprime également sa gratitude aux co-directeurs de l'excursion MM. BADOUX et FURRER, regrettant l'absence de ce dernier et au trésorier le Dr WITZIG.

Membres et effectif

Des vœux et félicitations ont été adressés à ceux de nos membres qui ont 50 ans de présence dans notre Société, soit à:

Prof. Dr. G. DYRENFURTH, Ringgenberg BE (membre depuis 1912)
P. PLACIDUS HARTMANN, Engelberg OW (membre depuis 1913)
Dr ERNST RITTER, Bâle (membre depuis 1913; membre à vie depuis 1923)
M. WALTER RIS, Bâle (membre depuis 1913)

Depuis notre dernière séance à Schuls en septembre 1962, nous avons accueilli les nouveaux membres suivants:

MM. JEAN NORBERT, Lausanne
HENRY DE RÖMER, Argentine
ROBERT HUBER, Tunisie
ERNST G. ZURFLÜH, Etats-Unis
ALFRED MEIER, Fällanden
THOMAS LOCHER, Minusio
JEAN-MICHEL JAQUET, Genève
RALPH BIEL, Libye
WILLIAM FLUMET, Genève
ULRICH SCHÄR, Berne
GUSTAVE-ADOLPHE LOUP, Lausanne
ROLF SCHROEDER, Espagne
COY H. SQUYRES, Libye
JOACHIM LEIBER, Allemagne
MM. ROGER LAURENT, Carouge
KARL NEBERT, Turquie
JEAN-MICHEL MARGOT, Peseux
HERBERT INGLIN, Pakistan oriental
Mlle ANNE FAURE-MURET, Maroc
M. JEAN-PIERRE TRIPET, Genève
Mlle KATHARINE VON SALIS, Zollikofen
MM. JOSEPH O. G. MAUTNER, Lausanne
MARCEL G. JOOS, Bâle
HENRI A. C. KRUYSSE, Zürich
LEROY J. PERRY, France
Mlle CÉCILE GENDROT, Maroc
Mme CARMEN SCHLAEPFER PEDRAZZINI, Mexique

Membres impersonnels:

Naturhistorisches Museum: Geologische Abteilung, Bâle
Instituto de Investigaciones Geologicas, Santiago/Chili

L'effectif de la Société comporte ainsi:

Membres personnels à l'étranger	205
Membres collectifs à l'étranger	64
Membres personnels résidant en Suisse	354
Membres collectifs en Suisse	39
Total des membres	662

Votre Président a le regret de vous annoncer le décès des membres suivants:

M. TH. H. F. KLOMPE, Hollandais et professeur de Géologie à l'Université de Malaya.

M. J. D. FAVRE, de Territet, jeune géologue mort accidentellement en Afrique.

M. le Dr Samuel SCHAUB, de Riehen. Ce paléontologiste est né à Bâle en 1882 et fit sa thèse en zoologie. Sa carrière fut consacrée à l'enseignement moyen et parallèlement il s'intéressa aux Vertébrés fossiles, à l'évolution des oiseaux et publia maintes études sur les antilopes, les cervidés, les cerfs, tapirs et édentés. Il fut un collaborateur éminent du Professeur H. Stehlin.

FRÉDÉRIC MONTANDON, né à Genève en 1880, fut un spécialiste des tremblements de terre et publia, malgré une carrière dans la banque, une chronique suivie et documentée, sur les calamités naturelles telles que séismes, inondations et avalanches. L'Université de Genève lui décerna le titre de docteur honoris causa en 1961.

JAKOB HÜBSCHER, de Schaffhouse fut professeur à l'Ecole Normale à Neuhausen et collaborateur de la Commission. A ce titre, il fut l'auteur de la feuille d'Atlas de Diessenhofen, parue en 1960.

M. E. HERMANN de Pinerolo a illustré la science géologique italienne par une série de travaux sur la tectonique des Alpes italo-franco-suisses. Chacun connaît les deux feuilles des Alpes nord-orientales au 1:200000 qui couvrent un des secteurs les plus importants de la chaîne.

Le Professeur Bernhard PEYER, de Zürich, laisse le souvenir d'un homme érudit, d'un savant de grand mérite. Il s'est attaché à décrire les faunes de Vertébrés du célèbre gisement triasique du Me. Sn. Giorgio et j'évoque ici le souvenir excellent d'une réception de la Société à sa maison de vacances non loin de la célèbre carrière, en 1940.

Enfin, le Professeur René VERNIORY nous a quittés brusquement alors qu'il développait son enseignement et ses recherches dans le domaine de la micropaléontologie.

Nous exprimons nos sentiments de sympathie aux familles et aux amis de ces disparus.

Je rappellerai enfin que notre Société a tenu l'an dernier son assemblée générale annuelle à Schuls le 8 Septembre et que deux excursions dirigées par les Professeurs CADISCH, WENK et EUGSTER ont eu lieu dans la région de la fenêtre de la Basse-Engadine.

En 1964, la Société Helvétique des Sciences Naturelles tiendra ses assises à Zürich

Augustin LOMBARD

Bericht des Redaktors

Im Berichtsjahr sind die beiden Hefte des Bandes 55 der *Eclogae geologicae Helvetiae* erschienen. Sie umfassen 691 Druckseiten mit 322 Figuren und 5 Tabellen im Text, ferner 50 zugehörige Tafeln. Von letzteren wurden zwei im Vielfarbendruck erstellt. Auf die vielseitigen Themata, die in den 14 Einzelarbeiten und im anschliessenden Bericht der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft über die letztjährige Tagung in Scuol behandelt werden, sei hier nicht eingegangen. Den letzten Teil von Heft 2 nimmt wie gewohnt der Bericht der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft ein; dessen Redaktion besorgte Herr Dr. FRITZ BURRI aus Basel, wofür ihm hier der beste Dank ausgesprochen sei. Über das im August 1963 zum Versand gelangte Heft 1 von Band 56 wird in einem Jahr zu berichten sein.

Die Druckkosten für Band 55 betrugen fast 60000 Fr. Zahlreiche Kostenbeiträge verminderten den Betrag, den unsere Gesellschaft an diese grosse Kostensumme zu leisten hatte, auf ca. Fr. 32000. Wir verdanken dem Schweizerischen Nationalfonds

für wissenschaftliche Forschung einen grossen Kostenbeitrag, weitere ferner zwei Autoren und dem AUGUST-TOBLER-FONDS des Naturhistorischen Museums Basel. Die Schweizerische Paläontologische Gesellschaft konnte wie gewohnt einen grossen Teil der Druckkosten ihres Berichts selbst übernehmen. Die Nachfrage nach Eclogaeheften bei unserem Verlag war auch dieses Jahr wiederum sehr erfreulich und brachte unserer Gesellschaft mehr ein als die Mitgliederbeiträge.

Bern, im August 1963 Der Redaktor: W. NABHOLZ

Rechnungsbericht pro 1962 und Budget pro 1963

I. Betriebsrechnung per 31. Dezember 1962

A. Einnahmen

	Rechnung 1962		*Budget 1963*	
a) *Allgemeine Verwaltung*	Fr.	Fr.	Fr.	Fr.
Mitgliederbeiträge	17417.10		18000.—	
Zinsen	3536.85		3600.—	
Verkauf Eclogae	20403.10		21900.—	
Beitrag Geologische Kommission	—.—		1000.—	
Total Einnahmen Allgemeine Verwaltung		41357.05		44500.—
b) *Eclogae*				
Beiträge aus Stiftungen, Inseraten, Rechnungen des Redaktors				
vol. 53	11041.75		—.—	
vol. 54/1	5805.—			
vol. 54/2	16828.95		2700.—	
vol. 55/1	9901.45		2450.—	
vol. 55/2 und 56/1	—.—		30000.—	
Einbände	1601.15		1650.—	
Total Einnahmen Eclogae		45178.30		36800.—
Total Einnahmen		86535.35		81300.—

B. Ausgaben

a) *Allgemeine Verwaltung*				
Unkosten und Spesen	6421.95		6500.—	
Spesen Geologischer Führer	1150.05		500.—	
Beitrag an Paläontologische Ges.	—.—		5100.—	
Reservefonds	14500.—		—.—	
Total Ausgaben Allgemeine Verwaltung		22072.—		12100.—
b) *Druckkosten Eclogae*				
vol. 54/2	35194.85		6700.—	
vol. 55/1	24560.50		3200.—	
vol. 55/2	2181.90		29000.—	
vol. 56/1 und 2	627.20		40000.—	
Einbände	1740.—		2000.—	
Total Ausgaben Eclogae		64304.45		80900.—
Total Ausgaben		86376.45		93000.—
Einnahmeüberschuss		158.90		
Ausgabeüberschuss Budget 1963				11700.—

II. Reservefonds

Bestand am 1. Januar 1962	7500.—
Einnahmen aus Verkauf Eclogae	14500.—
Bestand am 31. Dezember 1962	22000.—

III. Bilanz per 31. Dezember 1962

Aktiven	Fr.	*Passiven*	Fr.	Fr.
Postcheckkonto	29522.81	Unantastbares Kapital		
Schweiz. Bankgesellschaft		Fonds Tobler	60000.—	
Wertschriften	110000.—	Fonds Erb	10000.—	
Depositenkonto	6755.35	Schenkungen	17100.—	
Kasse	7.70	Lebenslängl. Mitglieder	22306.30	109406.30
		Verwaltung		14879.56
		Reservefonds		22000.—
	146285.86			146285.86

IV. Vermögensänderung

Bruttovermögen am 1. Januar 1963	116156.30
Bruttovermögen am 31. Dezember 1963	131406.30
Vermögensvermehrung	15250.—

V. Erstellungskosten der Eclogae, Vol. 54

	Band 54/1 288 Seiten 19 Tafeln	Band 54/2 385 Seiten 25 Tafeln
	Fr.	Fr.
Druckkosten zu Lasten SGG	12387.55	11245.55
Beiträge	11084.40	20805.—
Total der Erstellungskosten	23471.95	32050.55
Versandkosten	779.20	901.90

Schaffhausen, im Februar 1963

Der Kassier: E. Witzig

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1962

Die unterzeichneten Revisoren haben die Jahresrechnung 1962 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung befunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen.

Die auf den 31. Dezember 1962 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Postcheck- und Bankausweise belegt. Die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist richtig vorgenommen worden. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1962 zu genehmigen, dem Herrn Kassier Décharge zu erteilen und ihm für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 2. März 1963 Die Revisoren: J. NEHER und R. CHESSEX.

B. 79e Assemblée générale ordinaire

Samedi, le 31 août 1963

Séance administrative, à 9 h, au Collège de Sion

Le président, M. AUG. LOMBARD souhaite la bienvenue aux 16 membres présents et, rétablissant l'ordre du jour statutaire abandonné depuis quelques années, donne lecture du rapport annuel pour 1962–63. Les rapports du rédacteur, du trésorier pour 1962 et des vérificateurs des comptes n'ayant soulevé aucune objection, décharge est donnée à l'unanimité au Comité de sa gérance pour l'année écoulée.

Puis le trésorier présente le budget pour 1963 se soldant par un déficit présumé de fr. 11700.– qui, espérons-le, sera couvert par une subvention de fr. 10000.– demandée au Comité central de la Société helvétique des sciences naturelles. Le budget ayant été accepté, le président propose que le montant de la cotisation reste inchangé, ce qui est accepté avec satisfaction. Cependant, notre éditeur annonce une légère hausse du prix de la reliure des Eclogae de fr. 5,80 à fr. 6,50 pour 2 fascicules.

A la suite de la démission de M. Johannes NEHER à qui le président adresse des remerciements, et sur la proposition du Comité, l'Assemblée choisit M. ALBERT MATTER, Berne, en qualité de nouveau vérificateur des comptes.

L'Assemblée accepte la proposition suivante du Comité: la liste des membres sera dorénavant imprimée sur la base de la liste d'adresses de notre éditeur et envoyée, par le trésorier, aux membres qui lui en feront la demande.

La présidence de la séance scientifique du matin a été assurée par M. le Dr FRANZ ROESLI, vice-président de notre Société. Mme Dr ALICE SCHNORF, présidente de la Société Paléontologique Suisse, ayant décliné cet honneur, M. le Dr EMILE G. BONNARD a assumé cette charge l'après-midi.

Le secrétaire: L. PUGIN

Séance scientifique, samedi le 31 août 1963

Séance simultanée de la section de géologie de la S. H. S. N. (en partie en commun avec la Société Paléontologique Suisse).

---

1. – HÉLI BADOUX (Lausanne): **Introduction aux thèmes de l'excursion et présentation de la feuille Lenk de l'Atlas géologique au 1:25000.** — Voir le Rapport de l'Excursion, dans ce fascicule p. 941.

---

2. – NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Certaines particularités des lignes directrices tectoniques observées dans les tunnels du Grand-St-Bernard et du Mont-Blanc.**
Avec 1 figure dans le texte

Quelques observations géologiques présentées ici se rapportent au tunnel du Grand-St-Bernard et à celui du Mont-Blanc. Elles ont été récoltées sur place lors de mes fréquentes visites, pendant leur creusement, dans les moitiés septentrionales de chacun de ces tunnels, soit sur une longueur de 2930 m du tronçon suisse du tunnel du Grand-St-Bernard et sur la longueur de 5800 m du tronçon français du tunnel du Mont-Blanc. J'ai pu aussi visiter rapidement le tronçon italien du Mont-Blanc, notamment dans sa partie creusée lors de la première période des travaux et, ensuite, dans la dernière partie encore non revêtue de la galerie, juste après la jonction des deux tronçons. Mais je n'ai pas eu l'ocassion de visiter personnellement le tronçon italien du tunnel du Grand-St-Bernard. Par contre, le Musée de géologie de Lausanne a reçu des échantillons de roches, prélevés systématiquement dans les tronçons italiens des tunnels du Grand-St-Bernard et du Mont-Blanc[1]).

Je n'entre pas ici dans la description pétrographique détaillée des complexes des roches percées par les tunnels du Grand-St-Bernard et du Mont-Blanc. Mon but est limité par le désir d'attirer l'attention des géologues sur certaines particularités des structures géologiques observées lors des percements. D'une part, elles confirment, en l'affinissant, ce qui a déjà été constaté antérieurement; d'autre part – elles posent de nouveaux problèmes.

Le percement de tunnel présente pour le géologue une occasion exceptionnelles de pénétrer dans les entrailles des chaînes de montagnes. Toutefois, il ne faut pas oublier que les conditions d'observations à la surface et en souterrains sont fort différentes. A la lumière du jour, le géologue possède la possibilité d'étendre ses observations sur de grandes surfaces et, dans les pays montagneux, même dans le sens vertical, en examinant les formations dans leur épaisseur. Autrement dit, les observations s'effectuent plus ou moins dans les trois dimensions.

Le souterrain n'offre qu'une seule dimension. Ceci est particulièrement exact pour les galeries de petite section (3–4 m²). Les grandes sections des tunnels routiers modernes (tunnel du Grand-St-Bernard – 64 m², tunnel du Mont-Blanc – 92 m²) présentent des conditions un peu plus favorables. Toutefois, les deux dimensions dans le plan perpendiculaire à l'axe du tunnel n'offrent au géologue que des longueurs de 7 à 8 m. Aussi, même dans les tunnels à grande section, il y a lieu d'être extrêmement prudent si l'on essaye d'utiliser certaines observations pour l'extrapolation. En mesurant la direction d'une faille qui traverse la galerie, on est à la merci d'une possibilité de déviation purement locale. Par contre, dans un souterrain, les observations peuvent être faites d'une façon absolument continue suivant l'axe de la galerie, tandis que sur la surface de la terre cette continuité n'est réalisée que rarement et souvent même elle est tout à fait compromise.

---

[1]) Je saisis cette occasion pour exprimer ici mes remerciements de l'accueil aimable et prévenant qui m'a été toujours réservé par l'administration lors de mes visites dans ces deux tunnels. Je pense avec une sincère gratitude à mes collègues français et italiens qui ont été chargés de la surveillance géologique du tunnel du M.-B., de même qu'au Directeur des travaux représentant l'Entreprise et au Directeur local représentant la Société du tronçon français de ce tunnel. Par leur bonne grace, et dans les moindres détails, ils ont grandement facilité mes visites de ce gigantesque chantier.

Tunnel du Grand-St-Bernard (moitié suisse)

L'entrée suisse de ce tunnel est située à proximité de la Cantine d'en Haut sur la route du Grand-St-Bernard (voir feuille 585 de la Carte nat. de la Suisse). L'autre extrémité du tronçon suisse est située à la verticale sous la boucle de la même route cotée 2276 sur la carte.

La nature de la roche, sur toute cette longueur, varie peu. C'est principalement un micaschiste, à muscovite et à biotite dont la proportion varie. Par places, la participation plus abondante des feldspaths classe la roche dans la catégorie des gneiss. Quelques zones d'amphibolite s'intercalent aussi dans ces micaschistes et ces gneiss. Sur toute la longueur du tunnel, les micaschistes et les gneiss sont lardés de courts mais d'assez épais filons de quartz, qui représentent, visiblement, le résultat de la migration purement locale du quartz vers les courtes fissures ouvertes lors du plissement. La dimension de ces filons varie beaucoup: ils ont 30 à 100 cm et plus de longueur, et 2 à 5 cm de largeur, et même davantage.

Le percement a été effectué par la section définitive sur toute la longueur du tronçon suisse. Malgré la structure schisteuse de la roche, l'avancement en section entière et les coups de mines puissants, la stabilité de la masse rocheuse n'a pas été compromise. Les places d'évitement avec leur largeur mesurant 24 m apportent une preuve particulièrement probante de ce fait. En effet, la voûte des places d'évitement pouvait rester pendant plusieurs mois sans revêtement, et l'on ne constatait aucune dégradation de la roche signalant un danger. Ceci ne s'explique que par la grande compression latérale à laquelle a été soumise la zone en question pendant le *plissement antéalpin*, ce qui l'a rendue compacte. Ce plissement a soumis les couches du complexe micaschistes-gneiss non seulement à une forte pression, mais également à une épreuve de glissement réciproque des lits, d'où ont résulté des stries d'écrasement avec accumulation de séricite et la formation des «miroirs».

La plupart des cassures qui coupent les plans des couches obliquement, appartient au type des diaclases, soit des cassures sans déplacement réciproque des lèvres.

Quant aux véritables failles, elles sont rares. En voici deux exemples:

La faille au km 0,380 coupe l'axe du tunnel sous un angle de 70° environ, (donc son orientation géographique est approximativement E-W) et plonge de 70° au N.

Une autre faille a été rencontrée à environ 2,365 km. Elle est courbe et c'est la plus importante de toutes celles qu'on a rencontrées. Sa zone d'écrasement est relativement large, variant entre 5 et 30 cm, avec formation de grands miroirs de faille.

Parmi les faits constatés dans le tunnel du Grand-St-Bernard (partie suisse) les deux suivants sont les plus frappants:

1) la remarquable constance, sur toute la longueur du tronçon (presque 3 km), de la direction des couches de micasschistes-gneiss, soit, en gros N 15° E;

2) de même la position, par rapport à l'horizon, des couches de micaschistes-gneiss est marquée par sa constance. Elle s'approche, en moyenne, de la verticalité. Mais les couches penchent aussi tantôt à l'E, tantôt à l'W, avec un écartement de la verticalité allant jusqu'à 14°.

Cette constance remarquable de la position des couches (leur direction et leur inclinaison) a été observée d'une façon ininterrompue sur une distance de 3 km. Probablement, elle se continue encore, sur une certaine distance, dans le tronçon italien du tunnel.

Tunnel du Mont-Blanc

Les conditions pétrographiques que l'on observe le long des parois de ce tunnel sont beaucoup plus variées que celles du tunnel du Grand-St-Bernard. Cependant, tout comme dans le chapitre précédent, les problèmes pétrographiques ne seront pas examinés ici et toute notre attention sera réservée à la géométrie des masses rocheuses et aux problèmes tectoniques[2]). Toutefois, pour mieux situer les problèmes tectoniques, il est nécessaire de rappeler l'aspect géologique général du massif, correspondant au tracé de l'axe du tunnel. Le croquis de la partie de la carte géologique située le long de ce profil (voir fig. 1) montre le tracé du tunnel ainsi que, schématiquement représentèe, la succession des zones géologiques les plus marquantes.

La section exceptionnellement grande de ce tunnel offrait une vaste surface à l'examen. Aussi l'observateur est frappé, de prime abord, par l'abondance des cassures qui morcellent la roche dans tous les sens. Ces cassures donnent l'impression d'avoir une orientation tout à fait désordonnées. Mais, en analysant attentivement ce réseau de cassures, on arrive rapidement à la conclusion qu'elles appartiennent à deux groupes distincts. L'un de ces groupes comprend les cassures importantes qui sectionnent le tunnel, chaque cassure étant visible sur les deux piédroits et sur la voûte; ces cassures sont presque parallèles entre elles, tant la variation de leur direction est minime. La schistosité se classe aussi dans ce groupe de fractures.

Le second groupe comprend les petites cassures à extension nettement limitée, mais formant des réseaux serrés, grâce au croisement des plans différemment orientés et souevnt très rapprochés.

Un examen attentif montre que les cassures du premier groupe sont de la nature des failles: elles portent, par places, sur leurs plans, des traces du déplacement réciproque des deux plaques rocheuses voisines. Comme les observations de surface l'ont montré, il s'agit là de longues cassures dont la direction et l'inclinaison sont ordonnées directement par la poussée orogénique et qui sont accompagnées de la schistosité ayant la même orientation. Elles représentent donc les éléments de l'appareil cinématique général qui a permis d'effectuer le mouvement de surélévation des masses rocheuses qui ont été poussées des grandes profondeurs aux grandes altitudes.

Toutefois, lors de ce mouvement général d'érection, les divers compartiments de la masse rocheuse n'ont pas été soumis à une pression homogène. L'inégalité initiale de la pression et ses variations dans le temps obligent les roches d'un compartiment donné à s'y adapter, ce qui se réalise par l'apparition des réseaux de petites cassures, des diaclases, qui restent même à l'état potentiel jusqu'à ce que se produise localement une détente. Ce sont tout particulièrement ces réseaux de diaclases qui donnent un aspect spécial aux parois d'un souterrain. Cet aspect

[2]) Les deux organismes (BRGM – pour la partie française et CNSGP delle Alpi del CNR – pour la partie italienne) ont décidé de publier l'exposé des observations géologiques, pétrographiques et géophysiques faites lors du percement du tunnel du M.-B.

est comparable à celui d'une «maçonnerie sèche», où chaque élément, séparé de ses voisins par des cassures, se maintient toutefois en équilibre, en s'appuyant sur les blocs qui l'entourent. Les tunnels creusés directement par grandes sections offrent la possibilité de constater, à quel point cette «maçonnerie sèche» peut être solide, si l'on a affaire à des roches compactes par leur composition et non pas à des roches fluentes. J'en ai déjà donné plus haut un exemple, en parlant des places d'évitement dans le tunnel du Grand-St-Bernard.

Revenons aux cassures de la première catégorie. Leur fréquence et leur orientation sont conditionnées par la nature de la roche, de même que par la disposition des couches ou des masses rocheuses en général par rapport au vecteur de la poussée orogénique.

Le tunnel du Mont-Blanc présente une remarquable illustration de cet énoncé théorique. En projetant à la verticale, sur l'axe du tunnel, les limites des diverses formations, on constate qu'en partant de l'entrée française le tunnel traverserait:

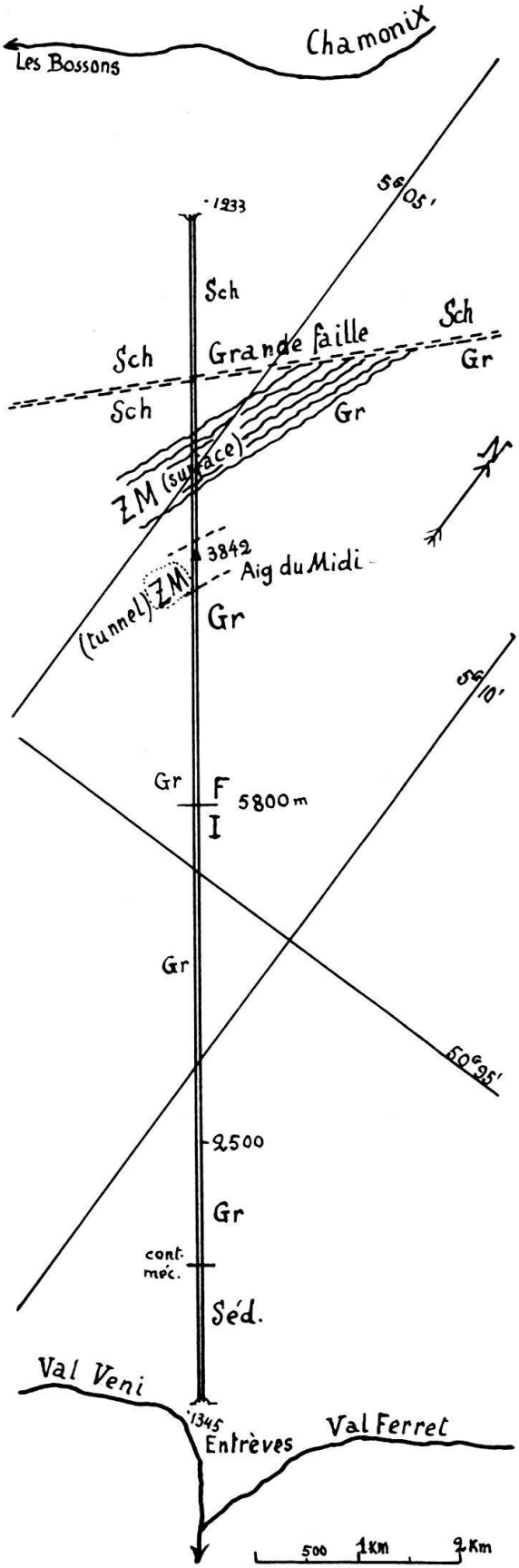


Fig. 1. Situation du tunnel du Mont-Blanc. (Le lecteur est prié de compléter ce dessin en plaçant le chiffre 3700 au point situé sur le tracé du tunnel et à la distance de 45 mm de l'entrée du tunnel à Entrèves).

Sch = schistes cristallins, *Gr* = granite, *ZM* = puissante zone de métamorphisme de contact entre les schistes cristallins et le granite. Sa situation est indiquée d'après les observations faites sur la surface, donc à l'altitude moyenne de 2700 m, (*tunnel ZM*) = la situation de la même zone constatée par le percement du souterrain, soit à l'altitude approximative de 1350 m, *F/I* = point de rencontre des deux tronçons du tunnel: français et italien, *Séd* = complexe de roches sédimentaires (du Secondaire), *cont. méc.* = contact mécanique (mylonitisation) entre le granite et les roches mésozoïques à la distance de 1300 m de l'entrée italienne.

1) sur 2100 m environ, des schistes de nature gneissique, à grain tantôt fin, tantôt plus grossier à mica et à chlorite; 2) ensuite, il pénétrerait dans la zone – large approximativement de 500 m – du métamorphisme de contact caractérisée par de fortes injections (microgranite, granite), zone que l'on pourrait appeler migmatitique (dans le *sens classique* de ce terme). Ensuite, on passerait à la troisième zone, celle des masses granitiques plus ou moins homogènes. Les chiffres qui indiquent, plus haut, la puissance des deux premières zones traversées par le tunnel, ont été obtenus par des mesures sur la carte géologique. Le souterrain a montré, qu'en profondeur, les conditions sont plus compliquées par rapport à l'aspect que présente la surface. (Evidemment il faut tenir compte du fait que l'exploration géologique de surface, dans la région du tunnel du Mont-Blanc, est sensiblement gênée par la présence des grandes étendues de glaces et des dépôts morainiques qui voilent les roches en place.) On a constaté, dans le tunnel, que la première zone a une largeur approximative de 3100 m, et que la zone de métamorphisme par injection est large de 425 m environ.

La fréquence des grandes cassures n'est pas la même dans la zone des schistes cristallins et dans la masse granitique. Dans les schistes cristallins, à partir de l'entrée (française) et jusqu'à la zone d'injections, zone de métamorphisme de contact, les grandes cassures sont très fréquentes, tandis que dans le granite, elles sont largement espacées. Voici l'orientation des cassures observée dans le tunnel:

La *direction* de la forte majorité des grandes cassures, *dans les schistes cristallins*, est, en moyenne, N 30° E avec de très faibles écarts, en plus ou en moins. *Dans la zone granitique*, la *direction* la plus fréquente des cassures est N 50° E.

L'*inclinaison* des grandes cassures, *dans la zone des schistes cristallins*, est en moyenne de *60°–64° au S.* Dans *la zone granitique*, la *position* des grandes cassures est *verticale* avec quelques variations dans les deux sens. (Je reviendrai plus bas sur la signification de ces variations.)

Au delà de 2,400 km une zone est caractérisée par la présence, dans la masse rocheuse, d'une forte proportion de gneiss, très compact. La cohésion interne des composants de cette roche est encore augmentée par de nombreux filons de quartz.

Il est frappant de voir que, dans cet ensemble, les grandes cassures changent considérablement d'orientation. On trouve N 13° E ou même N 10° E, pour la direction des cassures et de la schistosité dans cette zone particulière au voisinage de la puissante masse des schistes cristallins, plus tendres, que l'on suit en partant de l'entrée française.

Entre le paquet des schistes et la masse granitique qui contient des roches étrangères, sous forme d'enclaves éparses, se trouve une zone large de 425 m (de 3100 à 3525 m), caractérisée par un mélange, en diverses proportions, de matériaux de nature variée: schistes cristallins (micaschistes, gneiss, cornéennes, amphibolites, etc.) et granite accompagné de microgranite, syénite, etc. Cette seconde portion morcèle, disloque, bouscule le matériel inerte des schistes.

Les caractéristiques des grandes cassures qui sectionnent la roche dans cette zone sont les suivantes (moyennes approximatives): 1) direction – N 55° E (de 40° à 70°); 2) inclinaison de 84° au Sud, variant entre 70° et 90°.

Cependant cette direction et cette inclinaison des cassures et de la schistosité ne caractérisent que l'appareil tectonique alpin. Et la largeur du tunnel du Mont-Blanc

ne suffit pas pour permettre de faire une exacte constatation quant à la position de la ZM (voir fig. 1) lors de sa formation, soit encore avant le plissement hercynien. La connaissance approximative de son orientation à cette époque s'obtient par des observations à la surface. Heureusement, dans la région qui nous intéresse en ce moment (versant nord-ouest du massif de l'Aig. du Midi), les glaciers et le Quaternaire en général sont moins dévéloppés que partout ailleurs dans le massif du Mont-Blanc (voir la feuille de l'Aig. du Midi de la carte géol. du massif du Mont-Blanc au 1:20000). On constate tout d'abord, que la ZM, à la surface, est orientée au N 15°–20° E. Mais dans cette direction la ZM butte rapidement contre une nouvelle zone («Grande faille» sur la fig. 1), celle d'une puissante mylonitisation qui fait partie de l'appareil tectonique alpin et que l'on peut suivre sur une distance de près de 40 km. Par conséquent, dans la région de l'Aig. du Midi se situe un remarquable point de rencontre des lignes directrices des deux appareils tectoniques: 1) celui de l'orogenèse alpine et 2) cet autre d'une puissante orogenèse antéhercynienne, qui a déterminé la formation du granite du Mont-Blanc (en grande partie par anatexie). On voit, sur la fig. 1, que la lèvre nord-ouest de la «Grande faille» est partout taillée dans des schistes cristallins. Par contre, sur sa lèvre sud-est les masses rocheuses sont présentées par trois zones fort différentes quant à leur composition. En passant du SW au NE on y voit des schistes cristallins, ensuite la ZM (large de 500 m environ) et puis du granite (sur une distance de 25 km) (Oulianoff 1947, 1959).

Mais le souterrain (altitude de 1350 m en chiffre rond) a rencontré la ZM directement sous l'Aig. du Midi (fig. 1). On trouve alors, par une simple construction, que la ZM est en pente vers le SE et fait un angle de 60° avec l'horizon. On peut admettre, avec une forte présomption, qu'initialement la ZM se trouvait en position verticale ou même inclinée à l'W. Seule l'orogenèse alpine, par sa puissante poussée orientée du SE au NW, a pu faire glisser les masses rocheuses, lame sur lame, de façon à ce que la ZM se situe, dans le grand massif, avec une inclinaison vers le SE.

Nous pénétrons maintenant dans le grand massif granitique qui se maintient, à partir du km 3,525, jusqu'à la fin du tronçon français, soit jusqu'au km 5,800.

Toute cette masse granitique est aussi fracturée. La densité du réseau des fractures varie par places considérablement. Leur direction moyenne est N 50° à 55° E et leur inclinaison, variant très peu, est souvent proche de la verticale, mais pour la plupart elle est de 85°–75° vers le SE. Cependant, à quelques reprises, le pendage des zones mylonitiques et des cassures tourne au NW.

Quatre publications italiennes (Baggio, Elter e Malaroda 1960 et Baggio e Malaroda 1961, 1962, 1963) exposent les conditions géologiques et pétrographiques dans le tronçon italien du tunnel du Mont-Blanc. La seconde et la troisième publication comprennent d'importants graphiques en couleur intéressant la section entre km 1,300 et km 3,700 en partant de l'entrée italienne. Justement au km 1,300, commence la zone granitique. Les planches des publications italiennes (Baggio e Malaroda, 1961, 1962) enregistrent de très nombreuses mesures de direction et d'inclinaison de la schistosité et des principales failles dans la zone granitique du tunnel, sur une longueur de 2400 m pour laquelle les observations ont été publiées jusqu'à présent (août 1963). On constate dans ce tronçon également que l'inclinaison varie, étant tantôt verticale, tantôt plongeant vers le SE, ou au contraire, vers le NW. Toutefois, ce changement de sens ne se produit pas d'une façon

désordonnée. Il est soumis plus ou moins à une certaine succession par vagues: le plongement au SE, par exemple, passe par la verticale, qui se maintient sur une distance de quelque 20–30 m, avant que l'inclinaison ne devienne NW. Cependant, parfois les trois tronçons caractérisés par des inclinaisons différentes présentent la succession suivante: inclinaison NW – vertical – de nouveau inclinaison NW.

Quelques conclusions s'imposent après avoir examiné les faits de nature structurale dévoilés par le percement du tunnel du Mont-Blanc.

La direction et l'inclinaison des grandes cassures et de la schistosité créées par le même effort tectonique ne sont pas identiques dans chacune des zones lithologiques que traverse ce tunnel. La comparaison des chiffres correspondants est très instructive. Le mécanisme de l'effort tectonique qui a surélevé et déplacé le massif du Mont-Blanc (proprement dit) est connu dans ses grandes lignes. La vallée de Chamonix et le Val-Ferret italien sont deux grands synclinaux complexes logés dans deux zones de cassures. L'orientation de ces cassures (qui est en moyenne N 45° E) nous révèle l'orientation du vecteur de la poussée orogénique alpine, soit du SE au NW.

Pour ne pas nous perdre dans les détails, nous pouvons classer les roches qui composent le massif du Mont-Blanc (p.d.) en trois groupes:

1) roches granitiques,

2) schistes cristallins (micaschistes, gneiss, amphibolite, etc.) ayant, tous, la structure initiale (dès leur genèse) en couches, en lits parallèles et comprenant dans leur composition minéralogique, une proportion considérable de minéraux du groupe des phyllosilicates,

3) roches mixtes, de migmatisation avancée, passant au stade d'anatexie. Telle est la zone du métamorphisme de contact dans la partie française du tunnel. Telle est aussi la zone, dans la partie italienne, qui se situe entre km 2,345 et km 2,460 et qui est désignée, par nos collègues italiens comme «granito aplitico microgranulare, perloppiu con residu di orientazione scistosa (anatessiti)» (Baggio e Malaroda, 1961, p. 918).

Quel a donc été le comportement de ces trois types de roche lors de la poussée orogénique venue du SE?

Dans la masse granitique centrale, les cassures importantes et avec elles les plans de schistosité sont caractérisés par une direction moyenne N 50° E avec inclinaison au SE de 80° en moyenne.

Le granite, étant par sa structure plus ou moins isotrope, a répondu à la pression alpine par une soumission exacte aux exigences d'un calcul théorique pour une masse homogène cassante, ou de faible plasticité. L'orientation des grandes fractures qui le traversent, est, en moyenne, parallèle aux deux zones de plis alpins dans le Mésozoïque et le Tertiaire, celles de Chamonix et du Val Ferret italien.

Mais le granite du Mont-Blanc conserve d'abondantes reliques de roches métamorphiques anciennes sous forme d'enclaves, qui sont alignées, orientées approximativement suivant le méridien. Au-delà du massif granitique, les *schistes cristallins anciens* (micaschistes, gneiss, amphibolites, etc.) se prolongeaient, formant une couverture cristallophyllienne composée d'une succession de zones lithologiquement variables mais parallèles entre elles.

Pendant le plissement alpin, ces schistes cristallins, redressés jusqu'à la verticale et orientés suivant le méridien ont subi une pression venue du SE. Bien entendu, ils ont été partiellement fracturés. Mais l'effet obtenu par la pression orogénique sur ces schistes et que nous observons actuellement ne pouvait être réalisé que grâce à la «plasticité» du matériel de cette zone. Et cette «plasticité» dépend de l'abondance des minéraux tels que les micas, les chlorites, etc., ce qui, notamment, facilitait le développement de la schistosité. Ainsi, la pression orogénique manifestait par deux voies, son action sur les schistes en question:

1) par la fracturation,

2) par le glissement réciproque des lits riches en micas, etc.

Vu que la pression s'exerçait obliquement (à 45° environ) par rapport à la direction des lits des schistes, ces derniers se ployaient obliquement à l'axe de la vallée de Chamonix. Les efforts conjugués de ces facteurs ont produit le changement de direction et d'inclinaison des schistes. Au lieu de la direction N-S et de leur position verticale, les schistes de cette première zone (km 0,0–3,100 dans le tunnel) sont orientés N 30° E avec une inclinaison moyenne de 62° au S.

J'ai déjà attiré l'attention sur ce changement de direction dans les schistes du massif du Mont-Blanc (p.d.) en étudiant les rapports entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (Corbin et Oulianoff, 1925, 1926, 1927). Le même problème a été repris par mon collègue et ami J. Bellière (1956).

Pour souligner encore davantage cette influence de la nature des roches et de leur orientation sur les effets produits par la même poussée orogénique, examinons le segment du souterrain qui débute à 2400 m. On se rappelle que la lithologie de la masse rocheuse de ce segment se distingue considérablement de celle des schistes (micaschistes, gneiss, etc.) qui caractérisent la première zone en partant de l'entrée française du tunnel.

Elle est composée également de gneiss, mais qui sont, par leur nature, très compacts, à grains fins. La cohésion et la dureté de cette roche sont encore augmentées par des filonnets de quartz qui en bouchent toutes les anfractuosités. Faisant partie de l'ensemble des schistes cristallins de cette région, les roches de ce segment se trouvaient initialement (avant le plissement alpin) en position verticale, ayant une orientation approximative N-S. Vu la grande compacité et la dureté de ce matériel, on pouvait s'attendre à ce qu'il se conduise pendant l'orogenèse alpine comme le granite, c'est-à-dire en laissant à la poussée orogénique produire des cassures et une schistosité perpendiculaires au vecteur de la poussée – ou ce qui revient au même – parallèles à la vallée de Chamonix. Et bien, non! C'est la stratification de cette roche qui a forcé la décomposition du vecteur-poussée. C'est la composante-pression perpendiculaire à la stratification qui a produit la schistosité secondaire et les failles à orientation allant jusqu'à N 10° E, orientation qui ne se distingue presque pas de la direction initiale antéalpine des couches en question.

Quelques mots encore sur les variations de l'inclinaison des cassures et de la schistosité alpine dans la masse granitique. On a déjà vu plus haut que le pendage de cette schistosité est tantôt SE, tantôt vertical, ou encore NW. En examinant les parois rocheuses des crêtes, dans le massif du Mont-Blanc (p.d.), qui sont orientées

tantôt au NW, tantôt au N (comme La Noire ou les Périades, ou encore les Aiguilles Rouges du Dolent), j'ai pu constater (CORBIN et OULIANOFF, 1933), une tendance, parfois très prononcée, du granite, à accuser une structure *lenticulaire* des grandes masses rocheuses. Il est évident que cette structure ne pouvait être réalisée que pendant l'orogenèse alpine.

On dit, que lors de l'orogénèse, le déplacement vertical de la masse granitique a été réalisé grâce à son débit en lames. C'est exact; mais on voit aussi que ce phénomène est, en réalité, plus complexe et qu'il mérite d'être analysé avec plus de détails. Je reviendrai prochainement sur cette question.

Il nous faut donc constater, une fois de plus, que le tunnel du Mont-Blanc a permis de procéder à des observations continues, ce que refuse le terrain recouvert par de vastes nappes de glace. Ces observations, dans le tunnel, augmentent aussi considérablement la documentation concernant la structure de la masse granitique et, entre autres, la structure lenticulaire des grands compartiments, tout en confirmant les énoncés que j'ai pu formuler précédemment à ce sujet.

PUBLICATIONS CITÉES

BAGGIO, P., ELTER, G., e MALARODA, R. (1960:) *Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco italiano alla progressiva 1300.* Acad. Naz. dei Lincei, Rendiconti Cl. Sc. ser. VIII, vol. XXVIII, fasc. 4.

BAGGIO, P., e MALARODA, R. (1961): idem: *progressiva 1300 alla progressiva 2500.* Idem: vol. *XXX*, fasc. 6.

– (1962) idem: *Nota III: progressiva 2500 alla progressiva 3700.* Idem: vol. *XXXIII.*, fasc. 3–4.

– (1963): *I tipi litologici incontrati nella parte italiana del traforo del Monte Bianco tra le progressive 2500 e 3700.* Idem: vol. *XXXIV*, fasc. 3.

JACQUES BELLIÈRE (1956): *Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc.* B. S. G. F. (VI) vol. *VI*, 691–6.

CORBIN, P., et OULIANOFF, N. (1925): *Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.* Bull. Soc. géol. France (V) vol. *25*, 541–553.

– (1926): *De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont-Blanc et des Aig. Rouges)* CR. Ac. Sc. Paris. *185*, 291.

– (1927): *De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges).* Bull. Soc. géol. France. *27*, 267–274.

– (1933): *Sur l'inclinaison des lames du granite dans le massif du Mont-Blanc.* C.R. Ac. Sc. Paris. *196*, 1136.

OULIANOFF, N. (1947): *Infrastructure des Alpes et tremblement de Terre du 25 janvier 1946.* Bull. Soc. géol. de France (5) XVII, 39-54.

– N. (1959): *La géologie et les grand tunnels alpins,* «Bull. Technique de la Suisse Romande» *9*, 121–129, avec 8 fig. et l'«Autoroute», org. off. de la Soc. suisse des Routes Automobiles. *28*, 6, Bâle, 96–102, avec 8 fig.

Cartes à consulter:

Grand Saint-Bernard (1958): Feuille 33 de l'Atlas géologique de la Suisse, 1:25000, par N. OULIANOFF et R. TRÜMPY.

Carte géologique du massif du Mont-Blanc (partie française) au 1:20000, 12 feuilles (1927–1959) par P. CORBIN et N. OULIANOFF. En particulier les feuilles de Chamonix, de l'Aig. du Midi et du Tacul.

3. – MARC WEIDMANN (Lausanne): **Analyse palynologique sommaire du «Complexe schisteux intermédiaire» (synclinal de la Gruyère, Préalpes Médianes).**[1]) Avec 3 tableaux dans le texte

INTRODUCTION

Au point de vue de l'analyse sporopollinique, le «Complexe schisteux intermédiaire» est intéressant à plus d'un point de vue: tout d'abord par ses caractéristiques lithologiques à priori favorables au dépôt et à la conservation des microfossiles organiques, par son âge qui s'étend de l'Albien au Turonien, enfin et surtout par la très remarquable étude stratigraphique et micropaléontologique de J. KLAUS (1959) qui permet de placer les diagrammes sporopolliniques dans une échelle stratigraphique précise.

Tableau 1

N° paly-no	dénomination et numérotation des affleurements	description des affleurements page	lignes	faunizones	attributions stratigraph.	résultats de l'analyse palynologique
59	Ruisseau d'Afflon coupe n° 7	780	12–18	no 7, à Praeglt. et Glt.	Turonien sup. –Coniacien	stérile
				lacune		
163	Gare de Lessoc (rive gauche de la Sarine) coupe n° 5c	777 – 778	passim (niveaux 134–136)	n° 6, à Praeglt.	Turonien moy.	stérile
216	La Combaz	765	14–16	n° 6, à Praeglt.	Turonien moy.	très bon
217	La Combaz coupe n° 3	765	21–23	n° 6, à Praeglt.	Turonien moy.	très bon
				lacune		
161	La Forclaz (série du col) coupe n° 8b	783	16–17	n° 5, à Rotalipora	Turonien inf. –Cénom. sup.	très bon
160	La Forclaz (série du col) coupe n° 8b	783	13–15	n° 5, à Rotalipora	Turonien inf. –Cénom. sup.	très bon
162	Gare de Lessoc (rive gauche de la Sarine) coupe n° 5c	777	28–32 (niveaux 120–130)	n° 4, supérieure à Thalmanninella	Cénomanien moyen	très bon
58	Ruisseau d'Afflon coupe n° 7	780	1–9	n° 4, supérieure à Thalmanninella (?)	Cénomanien moyen (?)	très bon
218	Pont de bois de Lessoc, coupe n° 4	767	15–22	n° 3, moyenne à Thalmanninella	Cénomanien inférieur	très bon
57	Ruisseau d'Afflon coupe n° 7	780	9–10	n° 3, moyenne à Thalmanninella	Cénomanien inférieur	moyen
				lacune		
70	Ruisseau Rouge coupe n° 1	763	1–15	n°s 2 et 3, inf. et moy. à Thalmanninella	Cénom. inf. –Albien sup.	bon
71	Ruisseau Rouge coupe n° 1	763	1–15	n°s 2 et 3, inf. et moy. à Thalmanninella	Cénom. inf. –Albien sup.	très bon
61	Usine de Neirivue coupe n° 6	779	22–25 (niv. 17)	limite des zones 2 (inf. à Thalm.) et 1 (à Hedbergella)	Albien sup.-moy. (?)	très bon
60	Usine de Neirivue coupe n° 6	779	14–26 (niv. 1)	n° 1, à Hedbergella	Albien inf. –Aptien (?)	moyen

[1]) Ce travail a bénéficié de l'aide du Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique.

Précisons d'emblée que le but de cette étude n'est pas de faire un inventaire détaillé et aussi complet que possible des nombreuses espèces de microfossiles organiques présentes dans cette série. Nos préoccupations sont, actuellement du moins, d'ordre beaucoup plus stratigraphique que paléontologique; aussi n'avons-nous pas poussé très loin l'étude individuelle des formes pour nous attarder plutôt à l'évolution des grands groupes morphologiques de microfossiles organiques.

On trouvera dans un travail récent (H. BADOUX et M. WEIDMANN, 1963) des indications concernant les méthodes de prélèvement, de préparation et d'examen des échantillons. Le mémoire de J. KLAUS (1959) contient une revue historique détaillée et un aperçu stratigraphique général sur le «Complexe schisteux intermédiaire».

PROVENANCE ET AGE DES ÉCHANTILLONS

Le tableau 1 donne tous les renseignements sur la provenance, la microfaune et la position stratigraphique des échantillons analysés. A part les numéros de la première colonne, toutes les autres numérotations sont reprises du travail de J. KLAUS (1959).

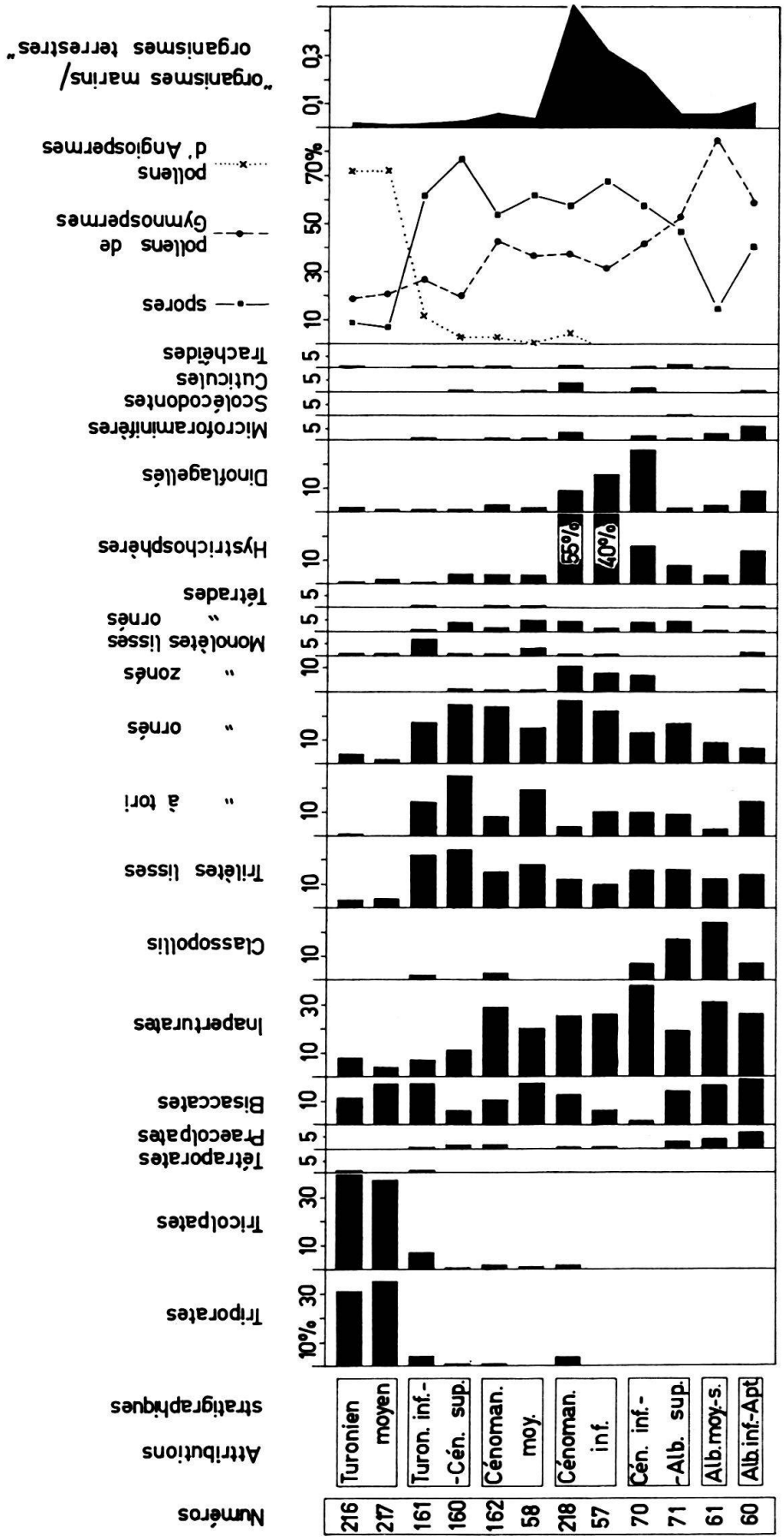
LISTE DES MICROFOSSILES ORGANIQUES

Nous ne donnerons ici qu'une liste des genres inventoriés, les déterminations spécifiques n'étant ni très nombreuses, ni très sûres; il est cependant certain que la plupart des genres cités ci-dessous comprennent plus d'une espèce. Il faut encore préciser que cette liste n'est pas complète et qu'une étude approfondie des échantillons révèlerait d'autres genres.

Tableau 2

Attributions stratigraphiques	Aptien (?)–Albien inf.	Albien moy.–sup.	Albien sup.–Cénom. inf.	Cénom. inf.	Cénom. moy.	Cénom. sup.–Turon. inf.	Turon. moy.
Faunizones	1	1–2	2–3	3	4	5	6
Planctontes							
Hystrichosphaera O. WE.			+	+			
Hystrichosphaeridium (DEFL.)	+			+	+		
Baltisphaeridium EIS.				+			
Cannosphaeropsis O. WE.				+			
Micrhystridium DEFL.				+	+	+	
cf. *Raphidodinium* DEFL.		+	+				
Deflandrea EIS.				+			
Broomea COOKS. & EIS.				+			
Dingodinium COOKS. & EIS.				+			
Pterodinium EIS.				+			
Ovoidites (R. POT.)			+				
Spores							
Cicatricosisporites R. POT. & GELL.	+	+	+	+	+	+	
Microreticulatisporites (KNOX)				+	+	+	

Attributions stratigraphiques	Aptien (?)–Albien inf.	Albien moy.–sup.	Albien sup.–Cénom. inf.	Cénom. inf.	Cénom. moy.	Cénom. sup.–Turon. inf.	Turon. moy.
Faunizones	1	1–2	2–3	3	4	5	6
Punctatisporites IBR.				+	+	+	+
Appendicisporites WEYL. & KRIEG.				+	+	+	
Trilites COOKS.			+	+	+	+	+
Corrugatisporites WEYL. & KRIEG.			+	+	+	+	+
Polypodiaceoisporites R. POT.			+	+	+	+	+
Baculatisporites TH. & PF.						+	
Echinatisporites KR.				+		+	
Verrucosisporites IBR.					+		
cf. *Cyclosporites* COOKS. & DETT.						+	
Rugulatisporites PF.						+	
Duplexisporis DEAK.				+	+		
Toroisporis KR.	+	+	+	+	+	+	
Gleicheniidites (ROSS)			+	+	+	+	
Concavisporites PF.			+	+	+	+	
Sphagnumsporites RAATZ				+	+	+	+
Leiotriletes (NAUM.)	+	+	+	+	+	+	+
Divisisporites (TH. & PF.)						+	
Triplanosporites (TH. & PF.)	+		+	+	+	+	
Schizaeoisporites (R. POT.)	+		+		+		
Cicatricososporites TH. & PF.					+		
Verrucatosporites TH. & PF.			+				
Extrapunctatosporites KR.						+	
Punctatosporites (IBR.)			+	+	+	+	+
Laevigatosporites IBR.				+	+	+	+
Pollens							
cf. *Cycadopites* (WODEH.)			+			+	
Inaperturopollenites TH. & PF.	+	+	+	+	+	+	+
Sciadopityspollenites RAATZ		+		+	+	+	+
Classopollis	+	+	+		+	+	
cf. *Pinuspollenites* RAATZ	+	+	+	+	+	+	+
cf. *Pityosporites* (SEWARD)	+	+	+	+	+	+	+
cf. *Podocarpidites* (COOKS.)			+				
Vitreisporites LESCH.				+			
Eucommiidites ERD.	+	+	+	+	+	+	
Oculopollis PF.							+
Trudopollis PF.							+
Minorpollis KR.							+
cf. *Plicapollis* PF.							+
Latipollis KR.							+
cf. *Triatriopollenites* PF.							+
cf. *Subtriporopollenites* PF.							+
cf. *Monstruosipollis* KR.							+
Tetrapollis PF.						+	+
cf. *Turonipollis* KR.							+
Complexiopollis KR.							+
Tricolpopollenites PF.					+	+	+
Tricolporopollenites PF.					+	+	+


Numéros
Attributions stratigraphiques
Turonien moyen
Turon. inf.-Cén. sup.
Cénoman. moy.
Cénoman. inf.
Cén. inf.-Alb. sup.
Alb.moy-s.
Alb.inf.-Apt
216 217 161 160 162 58 218 57 70 71 61 60
Triporates
Tricolpates
Tétraporates
Praecolpates
Bisaccates
Inaperturates
Classopollis
Triletes lisses
" à tori
" ornés
" zonés
Monoletes lisses
" ornés
Tétrades
Hystrichosphères
Dinoflagellés
Microforaminifères
Scolécodontes
Cuticules
Trachéides
spores
pollens de Gymnospermes
pollens d' Angiospermes
"organismes marins/ organismes terrestres"
55%
40%

Tab. 3.

Les autres types de microfossiles organiques (microforaminifères, scolécodontes cuticules, trachéides) sont énumérés sur le tableau 3; on trouvera ailleurs (M. WEIDMANN, 1963) quelques renseignements supplémentaires à leur sujet.

RÉPARTITION DES FORMES PAR GRANDS GROUPES MORPHOLOGIQUES

Le tableau 3 donne le diagramme d'ensemble pour tout le «Complexe schisteux intermédiaire». Ce diagramme ne prétend pas être définitif, car il n'est basé que sur un nombre restreint d'échantillons; il serait souhaitable d'analyser d'autres échantillons de cette série provenant notamment d'affleurements situés en dehors du synclinal de la Gruyère.

Un premier fait attire immédiatement l'attention: l'apparition des Angiospermes au Cénomanien inférieur et leur très rapide prolifération au Turonien moyen; ce brusque «saut» dans le diagramme est certainement accentué par la lacune que J. KLAUS (1959, p. 844) admet entre les faunizones 5 et 6. Si de nombreux auteurs signalent les premiers pollens d'Angiospermes déjà dans l'Albien et même dans des niveaux plus anciens (E. BOITZOVA et alii, 1960; R. COUPER, 1962; J. et C. GROOT, 1962; G. VACHEY, 1961; Y. ZAKLINSKAYA, 1960; etc...), L. G. MARKOVA (1962) note dans les plaines de Sibérie occidentale et dans la région Oural-Tourgaï une apparition et un développement tardifs des Angiospermes qui ne se fait sentir qu'au Turonien. Il est cependant possible que des recherches plus poussées que les nôtres mettent en évidence des formes angiospermiques dès les premiers niveaux du «Complexe schisteux intermédiaire», aussi est-il prématuré de tirer des conclusions à ce sujet.

Le diagramme montre d'autre part le déclin et la disparition des Praecolpates et des *Classopollis* au cours du Cénomanien; il est en effet très probable que la présence occasionnelle de ces formes dans le Flysch à Helminthoïdes maestrichtien soit due à un remaniement de dépôts cénomaniens (H. BADOUX et M. WEIDMANN, 1963).

L'ensemble des pollens de Gymnospermes donne une courbe décroissant régulièrement de l'Albien au Turonien, alors que la variation globale de l'ensemble des spores, ainsi que les variations individuelles de leurs divers groupes morphologiques, permettent de tracer des coupures plus fines dans la série. Il faudrait cependant vérifier si ces coupures fines restent valables à l'échelle régionale.

Un dernier élément important du diagramme réside dans le rapport «organismes d'origine marine/organismes d'origine terrestre»: la courbe nous donne un pic très prononcé qui souligne bien le Cénomanien inférieur. La cause de cette subite abondance relative des planctontes est inconnue et ce phénomène, si l'on s'en réfère aux descriptions de J. KLAUS (1959), ne semble pas affecter la microfaune et n'est absolument pas marqué par un changement de la lithologie.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

On trouvera dans le travail de G. VACHEY (1961) les références détaillées de la plupart des autres ouvrages consultés.

BADOUX, H. & WEIDMANN, M. (1963): *Sur l'âge du Flysch à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes.* Eclogae geol. Helv. *56*, 2, 513–528.

BOITZOVA, E. P., et alii (1960): *Spore and pollen complexes of Mesozoic deposits of the USSR* (en russe, rés. angl.). Pre-Quaternary Micropaleontology, Int. Geol. Congress, XXI Session, Report of Soviet Geologists, Problem 6, 211–221, Moscou.

COUPER, R. A. (1962): *Spore-pollen correlation of Cretaceous rocks of Northern and Southern hemispheres.* Bull. Am. Ass. Petr. Geol., *46*, 2, 262, Abstracts of A.A.P.G.-S.E.P.M. papers.

GROOT, J. et C. (1962): *Aptian, Albian and Cenomanian plant microfossils of Portugal.* Pollen et Spores, *4*, 2, 349, rés. Int. Conf. Palyno., Tucson, 1962.

KLAUS, J. (1959): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes Médianes).* Eclogae geol. Helv., *52*, 2, 753–851.

MARKOVA, L. G. (1962): *Spore and pollen complexes of Mesozoic deposits of the West-Siberian Lowland.* Pollen et Spores, *4*, 2, 362, rés. Int. Conf. Palyno, Tucson, 1962.

VACHEY, G. (1961): *Bibliographie palynologique du Crétacé inférieur.* Pollen et Spores, *3*, 2, 373–383.

WEIDMANN, M. (1963): *Sur quelques microfossiles nouveaux dans les flysch préalpins.* Bull. Lab. Géol., Min., Géoph. Univ. Lausanne, *137*, 1–6.

ZAKLINSKAYA, Y. (1960): *The role of Angiosperm pollen in the stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene.* Dokl. Akad. Nauk SSSR, *133*, 2, 431–434, trad. Am. Geol. Inst., 1961.

---

4. – RENÉ HERB (Zürich): **Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus.** Mit 4 Textfiguren.

Über den geologischen Bau der Wildhauser Mulde, die in einem generell W–E gerichteten Verlauf das Toggenburg mit dem sanktgallischen Rheintal verbindet und dabei etwas schief zum regionalen Streichen der helvetischen Decken verläuft, sind wir durch eine Reihe vorzüglicher Arbeiten gut orientiert. Es sei hier nur an die genauen Aufnahmen erinnert, die ARN. HEIM in seinen Kartenwerken, in der «Geologischen Karte der Gebirge am Walensee» von 1905 und in der «Geologischen Karte der Alviergruppe» von 1917, sowie in der «Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe» (1910) aufgezeichnet hat; ferner an die grundlegenden Arbeiten von W. LEUPOLD (1937 und 1943), die den besonderen Charakter des Schuppenbaus und die Bedeutung der darin vorkommenden Nummulitenkalke hervorhoben, sowie an die moderne Bearbeitung, die M. FORRER (1947, 1949) dem Inhalt der östlichen Wildhauser Mulde gewidmet hat. Weitere Bemerkungen über die hier zur Diskussion stehende Zone finden wir u. a. in den Arbeiten von P. MEESMANN (1925) und M. RICHTER (1925, 1957). W. LEUPOLD und M. FORRER, wie auch M. RICHTER in der zuletzt zitierten Arbeit, haben dabei erstmals auch neuere mikropaläontologische Untersuchungsmethoden zu Hilfe gezogen, Methoden, wie sie unterdessen in allen Flyschzonen der Alpen in ähnlicher Weise zur Anwendung gekommen sind.

Gerade die Mikropaläontologie hat aber seit dem Erscheinen dieser Arbeiten weitere Möglichkeiten für eine Analyse der oberkretazisch-alttertiären Serien eröffnet. H. BOLLI hat 1957 ein detailliertes Zonenschema der planktonischen Foraminiferen des Alttertiärs von Trinidad aufgestellt, das auch für eine Gliederung der helvetischen Globigerinenmergel als Ausgangspunkt und Maßstab dienen kann. BOLLI konnte diese Möglichkeit anlässlich der Untersuchung einiger Globigerinenmergelproben aus der Amdener Gegend bereits demonstrieren (siehe

R. HERB 1962, p. 62–64). Im Anschluss an jene Untersuchungen hat es der Verfasser unternommen, auch die ausgedehnten Vorkommen von Globigerinenmergeln in der Wildhauser Mulde, der östlichen Fortsetzung der Muldenzone von Amden, etwas auf ihren Mikrofossilinhalt zu prüfen. Angesichts des beträchtlichen Arbeitsaufwandes, den eine detaillierte mikropaläontologische Analyse erfordern würde, besitzen die hier mitgeteilten ersten Resultate noch einen sehr summarischen und vorläufigen Charakter.

Weitere Ziele dieser Arbeit bestanden in der besseren altersmässigen Fixierung einiger der zahlreichen Nummulitenkalkvorkommen der Wildhauser Gegend sowie in der Erfassung und bestmöglichen Datierung des auch hier im stratigraphisch Hangenden der Globigerinenmergel auftretenden «Südhelvetischen Flyschs». Im stratigraphischen Teil sollen diese Probleme näher erläutert werden.

Tektonische Übersicht

M. FORRER hat in den zitierten Arbeiten im Hangenden der Säntis-Decke klar drei tektonische Einheiten unterschieden:

c) Grabser Klippen,
b) Kreideflysch,
a) Schuppenzone.

Die Grabser Klippen, die hier als tektonisch höchste Einheit figurieren, im Grunde genommen aber, ebenso wie der Kreideflysch, jedoch südlich von diesem, der Schuppenzone aufruhen, wurden nicht in die Untersuchung einbezogen. Auch der Kreideflysch soll hier nur insofern Erwähnung finden, als es sich um neuentdeckte Vorkommen handelt.

Die Schuppenzone oder genauer Wildhauser Schuppenzone (R. HERB 1962, p. 4 und 8) wird einesteils aus einer grossen Anzahl von Schuppen mit einer prinzipiell gleichbleibenden, im Detail aber oft abgewandelten Schichtreihe aufgebaut: Leistmergel – Wangschichten (nur im E) – Nummulitenschichten – Globigerinenmergel – Südhelvetischer Flysch (oft fehlend) – Wildflysch (nur in vereinzelten Vorkommen). Daneben beobachten wir aber sehr oft eine Verschuppung von Leistmergeln mit Wildflysch, d. h. je des höchsten und tiefsten Schichtgliedes der eben aufgestellten «Normalschichtreihe» dieser Schuppenzone. FORRER (1949, p. 38) deutete solche Vorkommen von Wildflysch als normalstratigraphische Einlagerungen in die Leistmergel. Nummulitenfunde haben nun auch in diesen Fällen ein sicher tertiäres Alter ergeben (siehe auch R. HERB 1962, p. 72). Vermutlich hatte schon während der Sedimentation des Wildflyschs, wohl als Folge von submarinen Gleitbewegungen ganzer Sedimentpakete, eine gewisse Verschuppung in der oberkretazisch-alttertiären Haut der Säntis-Decke eingesetzt. Dies hatte zur Folge, dass wir den Wildflysch als quasi syntektonisches Sediment sowohl als höchstes Schichtglied des südhelvetischen Tertiärs, wie auch als Bedeckung der durch die Abgleitung solcher Oberkreide-Alttertiär-Pakete entblössten tieferen Anteile der Leistmergel vorfinden. Bei dieser Betrachtungsweise wäre der Wildflysch zum mindesten der NE-Schweiz noch ein durchaus helvetisches und nicht ein ultrahelvetisches Sediment. Diese Ansicht wird

u. a. gestützt durch Übergänge zwischen südhelvetischem Flysch und Wildflysch, wie wir sie sowohl im Gebiet von Amden, wie auch in der Wildhauser Gegend, beispielsweise SE Unterwasser, gelegentlich beobachten können. Dies schliesst nicht aus, dass andernorts, insbesondere in der Zentral- und SW-Schweiz (Habkern-Flysch), Wildflysch möglicherweise in sowohl süd-, wie auch ultrahelvetischen Räumen sedimentiert worden ist.

Es ist nicht der Zweck dieser Arbeit, eine detaillierte tektonische Beschreibung der Wildhauser Mulde zu geben, sondern das Ziel bestand zunächst im Versuch, neuere Resultate der Biostratigraphie mit planktonischen Foraminiferen auch auf die südhelvetische Tertiärschichtreihe anzuwenden. Die Angaben über die Detailtektonik beschränken sich auf die nachstehend aufgeführte Beschreibung von Aufschlüssen und Profilaufnahmen, die als Basis für die stratigraphische Auswertung gedient haben. Tektonische Komplikationen auch innerhalb der einzelnen Schuppen, wie Ausscherungen oder Anhäufungen einzelner Schichtglieder, ergeben mannigfache Abweichungen von der oben aufgestellten Normalschichtreihe der Schuppenzone. Insbesondere ist das oberste Schichtglied, der Südhelvetische Flysch, in einem Grossteil der Schuppen tektonisch ausgeschert. Dies mag wohl der Grund sein, weshalb wir ihn bei Forrer noch nicht als durchgehendes Schichtglied der Schuppenzone aufgeführt finden.

Einige Profile und Aufschlüsse der Wildhauser Schuppenzone

Östliche Wildhauser Mulde

In dem von Forrer untersuchten Gebiet geben uns zunächst die Aufschlüsse an der Bromegg, zwischen Burst und Loch sowie zwischen Abendweid (Obetweid und Matschils gute Einblicke in das Tertiär der Säntis-Decke und in die unmittelbar südlich daran anschliessenden Schuppen. Sie wurden bereits von Arn. Heim (1910, p. 138), L. Rollier (1923, p. 72) und M. Forrer (1949, p. 13 und 24) im Detail beschrieben und gezeichnet, so dass wir uns hier auf diese Darstellungen stützen können. Das von Forrer (l. c. p. 13) wiedergegebene Profil im Graben östlich Abendweid zeigt allerdings nach unserer ersten, noch lückenhaften mikropaläontologischen Analyse der Globigerinenmergel etwas kompliziertere Verhältnisse, als dieser Autor sie angenommen hat. Normalstratigraphisch auf der Oberkreide der Säntis-Decke liegen einzig der unter 1 (l. c) erwähnte Nummulitenkalk (geringmächtiger Grünsand des unteren bis mittleren Cuisian, überlagert von einem bis 8 m mächtigen Kalk, vermutlich dem oberen Teil des mittleren oder dem oberen Cuisian angehörend) sowie die darüberfolgenden, 5–10 m mächtigen, etwas siltigen, feinsandigen Globigerinenmergel (Globigerapsis kugleri- bis Globorotalia lehneri-Zone). Die von Forrer danach erwähnte Bruchfläche ist wohl eher als Überschiebung zu deuten, längs welcher, am rechten Ufer mit Leistmergeln, am linken mit Nummuliten-Grünsand beginnend, eine nächste, allerdings wohl nur geringfügig verschürfte Schuppe aufgeschoben wurde. Diese zeigt keinen Nummulitenkalk mehr – ob aus stratigraphischen Gründen oder infolge tektonischer Unterdrückung muss dahingestellt bleiben –, sondern über dem Grünsand folgen direkt Globigerinenmergel, zunächst von wiederum siltig-feinsandiger Fazies, nach Forrer (l. c.) in einer Mächtigkeit von rund 70 m und mit Einlagerung einer rot-

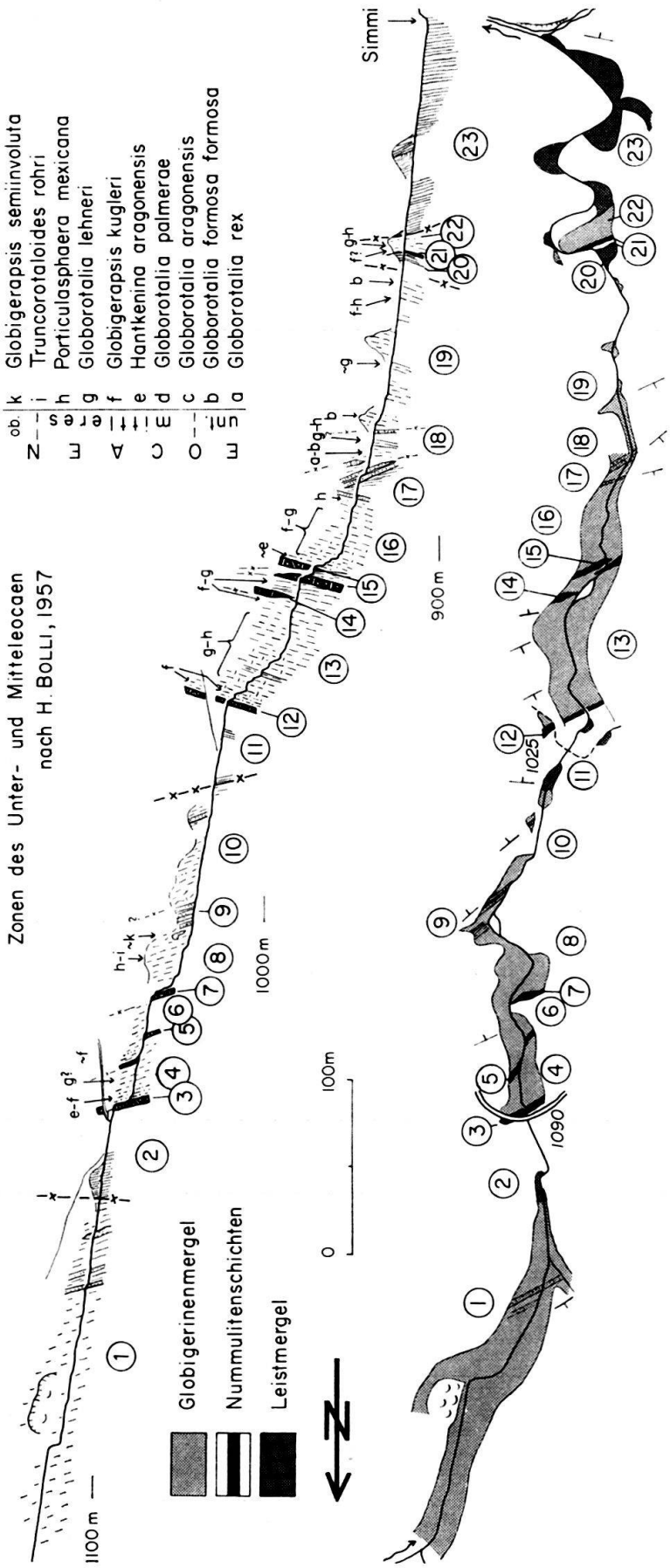


Fig. 1. Plan- und Profilskizze der Aufschlüsse im Letzibach E Wildhaus, Koord. 747 500 / 229 300–230 200. mit ungefährer Zuordnung der untersuchten Globigerinenmergel zu Zonen der planktonischen Foraminiferen nach BOLLI.

gefärbten Zone. Doch auch diese Globigerinenmergelzone ist nicht einheitlich. Während die stratigraphisch tieferen Anteile dem Bereich zwischen Hantkenina aragonensis- und Globorotalia lehneri-Zone d. h. dem unteren bis mittleren Mitteleocaen angehören, so finden wir in einer Schichthöhe von 12 m wieder wesentlich ältere Faunen aus der Globorotalia formosa formosa- bis Globorotalia aragonensis-Zone, d. h. des allerobersten Untereocaens. Die «Priabonen Sandkalke», die dann stratigraphisch höher als Abschluss dieser Schuppe folgen (Nr. 4 im Profil von FORRER, l. c.) werden erneut von Globigerinenmergeln des Mitteleocaens über-

---

1. Bis 150 m mächtige Zone von gelblichen, fleckigen, kalkigen Globigerinenmergeln, im stratigraphisch oberen Teil mit Einlagerung einzelner, 30 cm – 1 m dicker, ziemlich homogener, glimmerführender Sandsteinbänke;
2. dunkelgraue, an der Basis tektonisch stark gestörte Leistmergel;
3. 6 m mächtige Bank eines dunkelgrauen, glaukonitischen, spätigen Kalkes mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen;
4. Globigerinenmergel, an der Basis in Form von braunen, feinsandigen, kalkigen Schiefern, im Hauptteil als Fleckenmergel ausgebildet;
5. bis 3 m mächtige, glaukonitische Nummulitenschichten wie 3.;
6. graue bis gelbliche, fleckige Globigerinenmergel;
7. glaukonitführender Nummulitenkalk, nicht mit Sicherheit anstehend;
8. schieferige, z. T. etwas bankige, kalkige Globigerinenmergel, übergehend in
9. Südhelvetischen Flysch: ein- bis mehrere dm dicke, feinkörnige Kalksandsteinbänke, wechsellagernd mit braunen, siltigen Mergelschiefern, dazu bis 2 m mächtige Bänke von ziemlich homogenem, glimmerführendem Sandstein;
10. Globigerinenmergel wie 8., gegen oben wiederum vereinzelte Sandsteinbänke aufnehmend;
11. graue, schieferige, weiche Mergel: Leistmergel;
12. bis 7 m mächtige, spätige, etwas glaukonitische, dunkelgraue Kalkbank mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen;
13. hell anwitternde Globigerinenmergel, an der Basis noch feinsandig und dunkler, darüber in kalkiger Fleckenmergelfazies, wandbildend, gegen oben mit etwas abnehmendem Kalkgehalt;
14. grauer, etwas spätiger Nummulitenkalk mit *Assilina laxispira* (Fig. 4a);
15. glaukonitischer, dunkler, spätiger, sandiger Kalk mit Nummuliten, kleinen Assilinen und Discocyclinen, darunter *Nummulites irregularis* (Fig. 4c), *N. pratti* (Fig. 4d) und *N.* cf. *vonderschmitti* (Fig. 4f);
16. Globigerinenmergel wie 13.: an der Basis wenige Meter bräunlich, feinsandig-kalkig, darüber hell anwitternde, kalkige Fleckenmergel, Wasserfallstufe bildend, im oberen Teil etwas weniger kalkig und übergehend in
17. etwas bräunliche, siltige Mergel mit Einlagerung einzelner dünner Sandkalkbänklein, die teilweise ziemlich grobkörnig sind und dann im Dünnschliff eine reiche Nummuliten-, Assilinen- und Discocyclinenfauna zeigen; darüber mehrere Meter mächtige Glimmersandsteinbänke, an der Basis mit Graded Bedding, sonst aber ziemlich homogen;
18. Globigerinenmergel (Fleckenmergel) mit Einlagerung einer 3 m mächtigen Zone von weicheren, dunkleren Mergeln mit rel. spärlicher Mikrofauna;
19. kalkige Globigerinen-Fleckenmergel;
20. graue, weiche, geschieferte Leistmergel;
21. geringmächtige Grünsandbank, an der Basis als Konglomerat mit Nummulitenkalkgeröllen und phosphoritisierten Mollusken in gelblicher, mergeliger Globigerinenkalk-Fazies ausgebildet, gelegentlich jedoch auch mit Nummuliten in der Grundmasse (*Nummulites subdistans* ?);
22. schieferige Globigerinenmergel, an der Basis bräunlich-feinsandig;
23. mächtige Zone von ziemlich homogenen, geschieferten, grauen Leistmergeln, vereinzelt mit Einlagerung von siltigen, dünnen Kalkbänklein.

lagert (Nr. 5 im Profil von FORRER). Die Globigerinenmergel erscheinen somit hier durch lokale Verschürfungen in der Tertiärhaut der Säntis-Decke etwas angehäuft. Demgegenüber sind sie im Normalprofil der Säntis-Decke an der nördlichen Bromegg (vgl. hiezu M. FORRER 1949, Fig. 2, p. 24ff.), wohl ebenfalls tektonisch, stark reduziert; die beiden untersuchten Proben unmittelbar im Hangenden der Nummulitenschichten sowie einige Meter darüber im Liegenden des Flysches zeigten Mikrofaunen der Globigerapsis semiinvoluta- und der Globorotalia cerroazulensis-Zone. Diese geringmächtigen Globigerinenmergel werden überlagert von einem schlecht aufgeschlossenen und stark verrutschten Flysch, der als westliche Fortsetzung der «Priabonen Sandkalke» zu betrachten ist. (Globigerinenmergel und dieser südhelvetische Flysch wurden in der Kartenskizze von FORRER nicht speziell unterschieden.)

Die darüber folgenden grauen, kalkigen Globigerinenmergel (Nr. 1 der Kartenskizze von FORRER) sind wiederum älter (ca. Hantkenina aragonensis- bis Globorotalia lehneri-Zone) und somit bereits überschoben. Nach einer Einschaltung von Leistmergeln folgt eine mächtige Zone von Globigerinenmergeln in recht kalkiger Fleckenmergelfazies, die aber, mit geringmächtigen Nummulitenschichten an der Basis (darunter ein fossilreicher Kalk mit *Nummulites formosus*, *N.* cf. *regulatus*, *N.* cf. *kaufmanni*, *Assilina reicheli* [Fig. 4b] und grossen Operculinen) wiederum eine basale Abspaltung zeigt: die von FORRER unter Nr. 3a in seiner zitierten Kartenskizze ausgeschiedenen Nummulitenschichten (Grünsande mit *N. irregularis* und *N. subdistans* [Fig. 4] liegen nicht im unteren Teil der Globigerinenmergel, sondern besitzen an ihrer Basis eine weitere, äusserst geringmächtige und stark verschürfte Einschaltung von Leistmergeln. Die Hauptmasse der danach folgenden Fleckenmergel gehört ungefähr in den Bereich der Globorotalia lehneri-Zone, reicht aber nach oben bis in die Globigerapsis semiinvoluta-Zone. Hier bereiten Einschaltungen von Sandstein- und Breccienbänken mit reicher Nummuliten- und Discocyclinenfauna den Übergang in Südhelvetischen Flysch vor. Darüber setzt die nächste, mit Leistmergeln beginnende Schuppe ein (vgl. FORRER l. c.).

Als südliche Fortsetzung dieser Aufschlüsse an der Bromegg kann uns das praktisch lückenlose Profil im Betraien- oder Letzibach dienen (Fig. 1). Es wurde in seinem unteren Teil schon von ARN. HEIM in der Alvier-Karte prinzipiell richtig wiedergegeben; vgl. ferner M. FORRER 1949, Taf. I. Das Profil ist besonders für das Verhältnis der Nummulitenschichten zu den Globigerinenmergeln von Interesse, indem mehrfach Nummulitenbänke in die Globigerinenmergel eingeschaltet erscheinen.

Es stellte sich hier das Problem, ob diese Einschaltungen stratigraphischer oder tektonischer Natur sind, was im stratigraphischen Teil näher diskutiert werden soll (p. 893). Über den mächtigen Globigerinenmergeln im oberen Teil (Nr. 1 in Fig. 1) folgen 4 Hauptschuppen, bestehend aus Leistmergeln, Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln mit teilweisem Übergang in südhelvetischen Flysch, wobei die Analyse der Mikrofaunen innerhalb der Tertiäranteile weitere Verschuppungen zweiter Ordnung ergeben hat.

Die im untersten Teil des Letzitobels sowie anschliessend an der Simmi anstehenden, mächtigen Leistmergel dürften die Basis der weiter östlich im Schutzgonten gut aufgeschlossenen Schuppe darstellen (vgl. Fig. 2, sowie M. FORRER

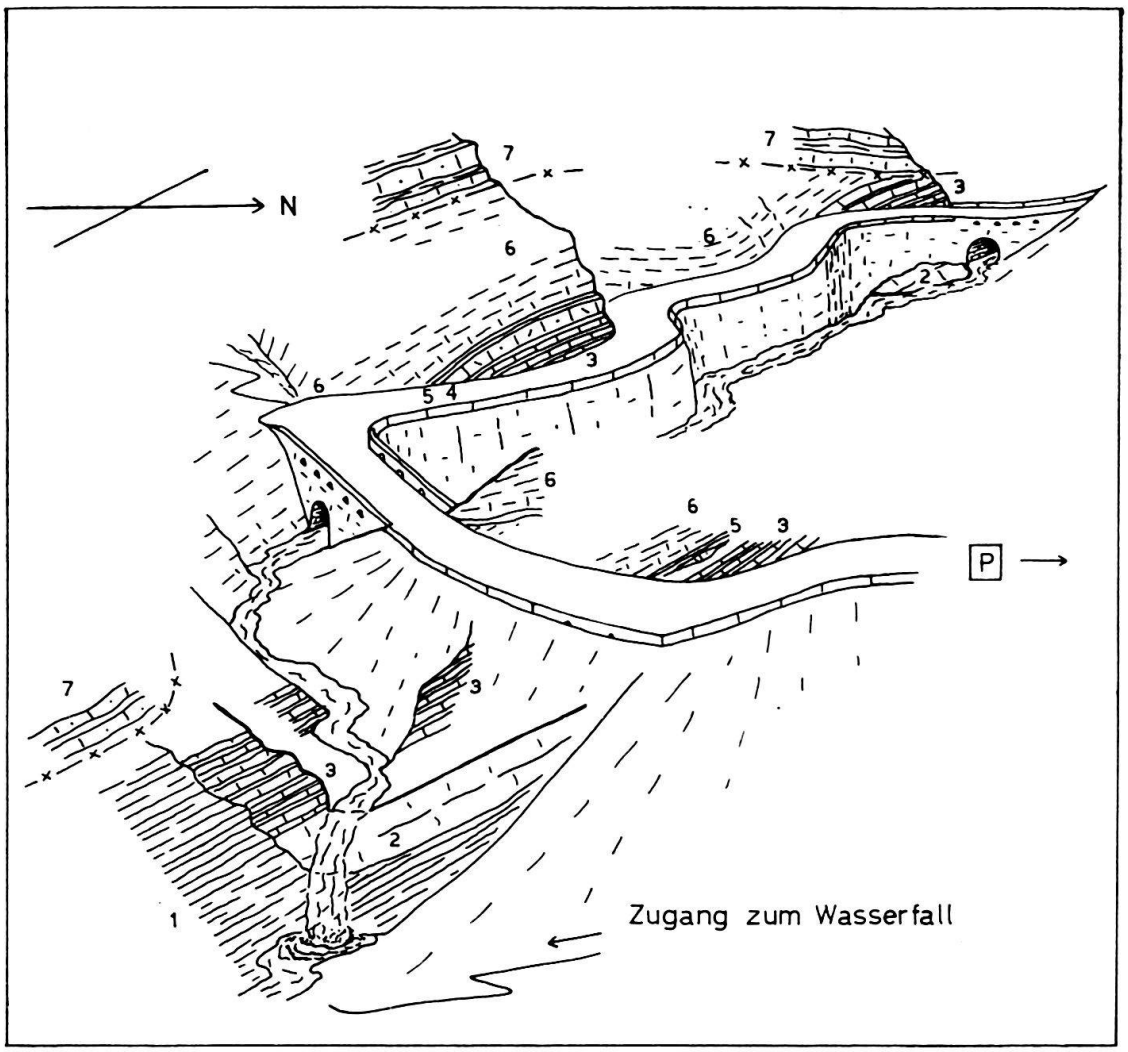


Fig. 2. Ansichtsskizze der Aufschlüsse im Schutzgonten, an der Strasse Wildhaus – Gams.

1. Leistmergel;
2. grobgebankte Wangschichten;
3. dünnbankige Wangschichten mit sandigen Mergelschiefer-Zwischenlagen; Globotruncanen des Maastrichtian;
4. glaukonitische Transgressionsbank des Tertiärs (Ilerdian ?);
5.–6. dunkle Globigerinenschiefer:
5. basale, weiche Mergelschicht mit Globigerinen und Globorotalien der Globorotalia velascoensis-Zone;
6. sandig-kalkige Hauptmasse der Globigerinenschiefer;
7. Kreideflysch (Basis-Serie).

1949, Taf. I und p. 30). Das Profil zeigt gegenüber den vorangehenden, nördlicheren, einige markante Faziesänderungen. Zunächst schalten sich hier unter der Tertiärbasis die Wangschichten plötzlich in beachtlicher Mächtigkeit ein. Sodann zeigen die Globigerinenmergel die Fazies von dunkelgrauen, fast schwarzen, teilweise recht kalkigen Schiefern, die an ihrer Basis bereits wesentlich älter sind als die nördlicheren Fleckenmergel (siehe p. 897).

Eine ähnliche Fazies zeigen Wangschichten und Tertiär im mittleren Teil des Strickerentobels (Nr. 2–6 in FORRER l. c. p. 34) – allerdings mit Einschup-

pungen von tertiärem Wildflysch –, ferner im unteren Simmitobel westlich Tiefenbrunnen (FORRER, l. c. p. 31).

Zentrale und westliche Wildhauser Mulde

In der näheren Umgebung der Ortschaft Wildhaus sind die Aufschlüsse sehr lückenhaft. Unter der Moränenbedeckung können wir die Fortsetzung der an der Bromegg aufgeschlossenen Schuppen vermuten. Die wenigen sichtbaren Nummulitenkalke (Lisighaus, Wildenburg) zeigen aber hier bedeutend grössere Mächtigkeiten als weiter im Osten, worauf im stratigraphischen Teil noch zurückzukommen sein wird.

Demgegenüber bieten die bewaldeten Hänge im Süden von Wildhaus einen etwas besseren Einblick in den Aufbau der Muldenfüllung. Schon in der Alvierkarte von ARN. HEIM (1917) tritt eine ganze Anzahl von Schuppen, bestehend aus Leistmergeln, Nummulitenkalken und Globigerinenmergeln, deutlich zutage. Allerdings sind hier die Leistmergel nicht überall konsequent ausgeschieden. Eine genaue Neukartierung wird ferner noch abzuklären haben, in welchen Fällen die als «Fucoidenschiefer und Fleckenmergel» in dieser Karte ausgeschiedenen gelblichen und grauen, oft sehr kalkigen Mergel nun Globigerinenmergel des Mitteleocaens im Hangenden der Nummulitenkalke darstellen, und in welchen Fällen es sich um oberkretazisch-paleocaene Leimernschichten handelt. Pakete solcher Leimernkalke und -mergel treten besonders in diesem Teil der Wildhauser Mulde sehr zahlreich und oft in beachtlichen Dimensionen im Wildflysch auf. Ein besonders instruktives Vorkommen dieser Art finden wir im Wurzentobel und östlich davon. Es bildet die Erhebung von Pkt. 1219 und wurde schon von ARN. HEIM (1917) mit der erwähnten Signatur der «Fucoidenschiefer» gekennzeichnet.

Ein gutes Querprofil durch diesen Teil der Wildhauser Schuppenzone treffen wir im südlichen Quellbach der Wildhauser Thur, zwischen Tobbach und Vorder Schwendi, südlich Lisighaus (siehe auch ARN. HEIM 1910, p. 75). Unterhalb des Strässchens, das von Lisighaus nach Schwendi führt, steht zunächst eine Schuppe mit Leistmergeln, Lithothamnienkalk (siehe nähere Beschreibung durch ARN. HEIM, p. 81) und Globigerinenmergeln an (letztere unmittelbar über dem Lithothamnienkalk ungefähr der Porticulasphaera mexicana-Zone zuzuordnen). Oberhalb der Brücke folgt eine ca. 300 m mächtige, nicht lückenlos aufgeschlossene Zone von Leistmergeln, in der wir vier Einschaltungen von Wildflyschhorizonten in Form von dunklen Mergeln mit Sandkalk-, Breccien und Ölquarzitphakoiden sowie Leimernschmitzen vorfinden. In den Breccien konnten auch hier stellenweise Nummuliten und Discocyclinen gefunden werden.

Der oberste und zugleich mächtigste dieser Wildflyschhorizonte wird überlagert durch teilweise stark verschieferte Globigerinenmergel, die nach oben feinkörnige Sandkalk- und Siltkalkbänke aufnehmen und in Südhelvetischen Flysch übergehen. Östlich Pkt. 1117 treffen wir im Bachbett schliesslich noch einzelne schlechte, isolierte Aufschlüsse von Leistmergeln und Wildflysch. Nicht aufgeschlossen ist der Kontakt zum nächst höheren Nummulitenkalk-Zug von Hopsgeren. Immerhin demonstriert das Profil recht deutlich das spezielle Auftreten

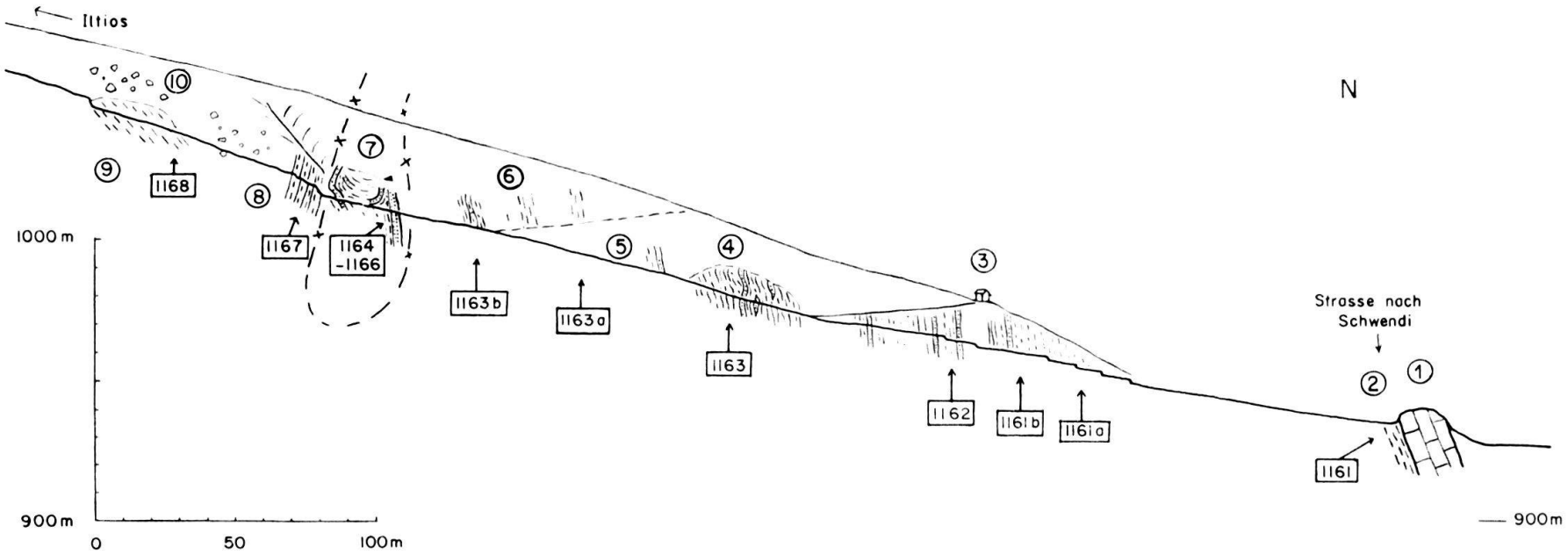


Fig. 3. Profil im unteren Teil des vom Iltios herkommenden, SE Unterwasser beim Bernetstein in den Talboden einmündenden Tobels. Die eingerahmten Zahlen bezeichnen die Nummer der am Geologischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule deponierten Schlämmproben.

1. Grauer, spätiger Nummulitenkalk des Untereozäns;
2. gelblich-grau anwitternde z. T. kalkige, etwas bräunlich-sandige Globigerinenmergel (Fleckenmergel); Mikrofauna ungefähr der Globorotalia lehneri-Zone entsprechend;

3.–6. *Südhelvetischer Flysch* (?):

3. Serie von gelblich-bräunlich anwitternden, siltigen, teilweise etwas knorrigen Mergelschiefern mit Einschaltungen von kalkigen Fleckenmergeln, durchschossen von feinkörnigen, grauen Sandsteinbänken mit schlecht entwickeltem Graded Bedding; Mikrofauna des Paleozäns und der höheren Oberkreide;
4. braune, teilweise schwarze, unruhig gelagerte Mergelschiefer mit vereinzelten, oft linsig-knolligen Sandstein- bis Siltsteinbänken, wildflyschartig; eine Einschaltung von etwas helleren Mergeln enthält Globotruncanen des Maastricht (*G. stuarti* ?, *G. arca*, *G. contusa*);

5.–6. vereinzelte Aufschlüsse von gelblichen, teilweise siltigen Fleckenmergeln mit Einlagerungen einzelner dünner Sandstein- bis Siltsteinbänke; teilweise reiche Mikrofauna des Maastricht (1163 b):

Globotruncana contusa (CUSHMAN)	*Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)	*Bolivinoides draco draco*
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)	*Globotruncana lapparenti* cf. *tricarinata* (QUEREAU)	Gümbelinen (*Racemiguembelina* sp.)
Globotruncana elevata stuartiformis (DALBIEZ)	*Rugoglobigerina* sp.	Nodosarien;

7. *Rombach-Serie:* Wechsellagerung von meist feinkörnigen Sandsteinbänken und dunkeln Mergelschiefern; an der Basis ein typischer Kleinzyklus, beginnend mit einer grünlichen polygenen Brekzie, übergehend in zunächst grobkörnigen, feingeschichteten, im oberen Teil feinkörnigen Flyschsandstein; danach Übergang in graue, feinsiltige, blätterige bis schieferige, kalkige Mergel. Mikrofauna fast ausschliesslich aus *Globotruncana lapparenti* ssp. bestehend;
8. gelblich anwitternde, ziemlich kalkige, schieferige Globigerinenmergel (Fleckenmergel);
9. graue, ziemlich homogene, grobstengelig zerfallende Leibodenmergel mit Mikrofauna des Santon, überlagert von
10. grünem Glaziallehm mit Geröllen.

des Wildflyschs zusammen mit Leistmergeln, getrennt von den normalen Schuppen mit Nummulitenschichten.

Als schmale Synklinale in die Wildhauser Schuppenzone eingespitzt, lässt sich sodann im unteren Rosswald über eine Distanz von ca. 1–1$^1/_2$ km noch ein Zug von Kreideflysch verfolgen, der allerdings noch nicht mikropaläontologisch nachgewiesen werden konnte und noch genau abzugrenzen sein wird. Jedenfalls sind die schon von Arn. Heim ausgeschiedenen roten Tone mit den Rinderbachschichten bei Amden völlig identisch.

Noch weiter im Westen, bei Unterwasser, erhalten wir durch die Aufschlüsse an der Strasse Unterwasser–Wildhaus und in dem von Iltios her beim Bernetstein in den Talboden einmündenden Tobel nochmals ein mehr oder weniger zusammenhängendes, wenn auch lückenhaftes Querprofil durch die ganze Mulde. Insbesondere ist der Kontakt zwischen den Leistmergeln der Säntis-Decke und der Muldenfüllung auf der Nordseite bei Au nicht aufgeschlossen. Der von Arn. Heim (1910, p. 68 und 167, Fig. 54) beschriebene Flysch an der Säntisthur gehört nach seiner Lithologie und nach den Funden von Nummuliten in einer feinkonglomeratischen Bank, sowie von Globigerinen in den Sandsteinbänken, zum Typus des Südhelvetischen Flysches.

Typischen Wildflysch in Form von schwarzen, unruhig gelagerten Mergeln und mit Einschaltung mehrerer Linsen von Leimernschichten konnten wir dagegen in künstlichen, anlässlich der Strassenkorrektur entstandenen Aufschlüssen bei der grossen Rechtskurve oberhalb Unterwasser in Richtung Wildhaus erkennen. Globigerinenmergel der Porticulasphaera mexicana-Zone mit Einschaltung von roten, ziemlich kalkarmen Horizonten stehen an derselben Strasse, etwas weiter oben an.

Beim Bernetstein, auf der Südseite der Wildhauser Thur, handelt es sich um einen banalen, echinodermenbrecciösen Nummulitenkalk des Untereozäns mit kleinen Nummuliten (vgl. Arn. Heim 1910, p. 79). Südlich daran anschliessend folgen gelbliche Globigerinenmergel, ungefähr der Globorotalia lehneri-Zone entsprechend. Das im Tobel oberhalb davon aufgeschlossene Profil ist in Fig. 3 dargestellt. Es zeigt nach einer aufschlusslosen Zone im untersten Teil einen ziemlich mächtigen, nicht durchgehend aufgeschlossenen Komplex von gelblichen, meist siltigen Fleckenmergeln, in die in unterschiedlichem Ausmasse feinkörnige Sandkalk- und Siltkalkbänklein sowie braune, siltige Mergelschiefer eingeschaltet sind. Im mittleren Teil ist ferner eine durchaus wildflyschartige Zone enthalten. Seiner Lithologie nach wird man diesen Flyschkomplex ohne weiteres als Südhelvetischen Flysch bezeichnen, wobei die häufig eingeschalteten Fleckenmergel noch Rekurrenzen der Globigerinenmergel darstellen würden. Die mikropaläontologische Auswertung ergab dagegen, dass diese Fleckenmergel oft sehr reiche Mikrofaunen des Maastrichtian und des unteren bis mittleren Paleozän enthalten. Eine gerichtete Abfolge, im Sinne eines allgemeinen Älter- oder Jüngerwerdens nach oben, lässt sich allerdings nicht deutlich ermitteln, auch wenn die Faunen des Maastricht im allg. über, diejenigen des Paleozäns unterhalb des Wildflyschhorizontes (Nr. 4 in Fig. 3) gefunden wurden. An sich besteht die Möglichkeit, dass hier ein separater Flyschkomplex vorliegt, der vom übrigen südhelvetischen Muldeninhalt abzutrennen wäre. Ebensogut aber kann es sich bei den Flecken-

mergeln, die diese ältere Fauna geliefert haben, um Leimernschichten handeln, die in den südhelvetischen Obereozänflysch als ganze Pakete umgelagert wurden. Schliesslich aber könnten auch lediglich die Mikrofaunen aus solchen Leimernschichten aufgearbeitet sein. Bis dieses Problem gelöst sein wird, schlagen wir den in Frage stehenden Flysch einstweilen zum «Südhelvetischen Flysch» und Wildflysch.

Eine schmale Einspitzung von echtem Kreideflysch steht dagegen auf Kote 1110 m an (Nr. 7 in Fig. 3). Schon lithologisch fällt die absolute Übereinstimmung mit der Unteren Langenegg-Serie oder der Rombach-Serie bei Amden auf (siehe R. HERB 1962). Eine mergelig-grobsandige Lage aus dem in Fig. 3 speziell erwähnten Kleinzyklus zeigte eine Foraminiferenfauna, die fast ausschliesslich aus *Globotruncana lapparenti* mit den bekannten Subspezies besteht, womit die Zugehörigkeit zur Rombach-Serie gesichert sein dürfte.

Oberhalb davon folgen Globigerinenmergel der Wildhauser Schuppenzone, darüber Leibodenmergel, von denen nicht mit Sicherheit ermittelt werden kann, ob sie bereits zur Kreide der Churfirsten-Nordabdachung gehören.

Stratigraphie

Amdenerschichten

Da die Abscherung der oberkretazisch-alttertiären Schuppen jeweils in den mittleren bis oberen Anteilen der Amdenerschichten stattgefunden hat, bilden die Leistmergel das tiefste in der Wildhauser Schuppenzone erhaltene Schichtglied. Es handelt sich um grau anwitternde, weiche, im Bruch dunkelgraue, im obersten Teil fast schwarze, geschieferte Mergel. Die Mikrofauna wurde hier nur stichprobenweise untersucht, wobei sich dieselbe Zusammensetzung wie bei Amden ergeben hat (R. HERB 1962, p. 38). Gegenüber den Leibodenmergeln der Säntis-Decke, von denen ein weiteres Vorkommen im Tobel SE Unterwasser hier erwähnt sei (Fig. 3, Nr. 9) ist das Überhandnehmen benthonischer Foraminiferen gegenüber den Globotruncanen festzuhalten.

Wangschichten

Über Lithologie und Verbreitung der Wangschichten siehe M. FORRER 1949. Das Profil im Schutzgonten zeigt lithologisch eine deutliche Dreiteilung: an der Basis, mit den Leistmergeln im Liegenden durch einen Übergang verknüpft, sandige Schiefer; darüber, im mittleren Teil, grobbankige, sandige Kalke und zuoberst eine Wechsellagerung von geringmächtigen Sandkalkbänken mit sandigen, mergeligen Schiefern. Entgegen M. FORRER (l. c., p. 22) sind wir der Meinung, dass zwischen den Leistmergeln und den tiefsten Wangschichten stets ein lithologischer Übergang besteht. Die oft beobachteten scharfen Kontakte, so beim Wasserfall unterhalb des Schutzgonten (Fig. 2 und M. FORRER 1949, Fig. 3, p. 30), gehen wohl alle zu Lasten von tektonischen Bewegungen und lassen noch nicht auf ein transgressives Übergreifen der Wangschichten schliessen. Diese Gliederung entspricht recht genau den Verhältnissen, wie wir sie in den Wangschichten von Batöni im Gebiet des Weisstannentals angetroffen haben (vgl. auch W. RÜEFLI 1957, p. 9, Fig. 2 und 4).

Das auffällige nordwärtige Vorspringen der Wangschichten in der östlichen Wildhauser Mulde und jenseits des Rheins wurde von M. FORRER (l. c. p. 40) auf eine schief zum alpinen Streichen verlaufende Isopenrichtung in der Oberen Kreide zurückgeführt. Indessen muss immerhin damit gerechnet werden, dass schon vor dem Einsetzen der basalen Tertiärtransgression teilweise beträchtliche Anteile von Wangschichten wieder abgetragen worden sind, so dass die heutige Verbreitung der Wangschichten vielmehr auf den schiefgerichteten Verlauf der Tertiärtransgression hindeuten würde. (vgl. F. ZIMMERMANN 1936, 52).

M. RICHTER (1957, p. 159) zieht die Zuweisung der Wangschichten zum Maastricht für gewisse Vorkommen im unteren Simmitobel in Zweifel. Die von ihm untersuchten Leistmergel sollen in Wirklichkeit Leimernschichten darstellen und ins Danian zu stellen sein, wogegen die Wangschichten Dan- bis Untereozän-Alter ergeben hätten und zu den von ihm speziell unterschiedenen «Schwarzen Leimernschichten» gehören sollten. Da wir auch bei Amden wesentliche Anteile der Wangschichten auf Grund der Mikrofauna ins Paleozän stellen mussten, haben wir die Aufschlüsse im Schutzgonten (Fig. 2) etwas näher auf ihren Mikrofossilinhalt geprüft. In einer Anzahl von Dünnschliffen aus den Kalkbänken sowie in Schlämmproben aus den schieferigen Zwischenlagen konnten allerdings bis in die unmittelbar unter der transgressiven Tertiär-Grünsandbank (Nr. 4 in Fig. 2) gelegenen Horizonte hinauf lediglich oberkretazische Foraminiferen des Maastrichtian vorgefunden werden:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT),
Globotruncana falsostuarti SIGAL,
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ,
Globotruncana contusa (CUSHMAN).

Die darüber folgende, glaukonitisch-spätige Basisschicht des Tertiärs ist auf jeden Fall nicht älter als Ilerdian, wie im nächsten Abschnitt noch näher ausgeführt werden soll. Unteres Paleozän, inkl. Danian, fehlt in diesem Profil vollständig. Auch für die Aufschlüsse weiter unten im Simmitobel, westlich Tiefenbrunnen, können wir die von FORRER (1949, p. 31/32) gegebene Darstellung nur bestätigen. Die Leistmergel nehmen im obersten Teil eine auffallend schwarze Farbe an und leiten in die unteren Anteile der Wangschichten über, von denen aber nur die tieferen Anteile des Obercampan bis Untermaastricht erhalten sind. Diese werden wiederum von der gleichen glaukonitischen, Nummuliten führenden Basisbank wie im Schutzgonten transgressiv überlagert.

Im weiteren untersuchte der Verfasser die Wangschichten der schon zitierten Lokalität Batöni im Val Lavtina sowie diejenigen südlich von Ober-Iberg speziell auf eventuell vorhandene Paleozän-Anteile. Es hat sich dabei gezeigt, dass die Wangschichten offenbar nur an sehr wenigen Lokalitäten noch bis in den unteren Teil des Paleozäns hinauf erhalten sind, nämlich, ausser den Vorkommen am Fliegenspitz bei Amden, lediglich in den obersten und südlichsten Schuppen bei Batöni (z. B. im Piltschinabach, siehe W. RÜEFLI 1957, Fig. 16). Bei Ober-Iberg (bei Alp Wang und am Seeblistöckli) scheinen auch die stratigraphisch höchsten Horizonte unter den Nummulitenkalken nach den darin vorgefundenen Foraminiferen der Oberkreide anzugehören. Insbesondere gilt dies auch für die Kalke mit

Navarella joaquini, wie sie etwa bei Seebli, über der Wandstufe oberhalb von Alp Wang angetroffen werden. Die zitierte Lituolidenspezies ist im übrigen nicht identisch mit der von uns aus den paleozänen Wangschichten von Amden beschriebenen *Lituola* sp. aff. *grandis*, wie direkte Vergleiche ergeben haben.

Nummulitenschichten

Nummulitenführende Bänke treten in der Wildhauser Mulde bekanntlich in recht grosser Zahl und in mannigfaltiger Entwicklung auf, teils als helle Kalke, teils als glaukonitisch-sandige Kalke ausgebildet und oft als markante Geländerippen von weitem sichtbar. Einige davon wurden schon von ARN. HEIM (1910, p. 79–85) im Detail beschrieben. Bei genauerer Betrachtung tritt allerdings eine derartige Mannigfaltigkeit in bezug auf Fazies und Mächtigkeit der Nummulitenschichten als ganzes, wie auch einzelner, anhand der Nummuliten- und Assilinenfaunen darin unterscheidbarer Horizonte zutage, dass eine detaillierte Aufnahme aller für die Gewinnung eines Gesamtbildes notwendiger Profile sowie ihre mikropaläontologische Auswertung den Rahmen einer solchen Arbeit bei weitem sprengen würde. So müssen wir uns hier mit der Aufzeigung einiger Grundzüge begnügen.

Für einen Teil der Nummulitenkalke sind schon ARN. HEIM (l. c. p. 139) und L. ROLLIER (1923, p. 72) die Analogien aufgefallen, die zu gewissen Zonen der Einsiedler Kalke bestehen. Auch W. LEUPOLD, der die feinstratigraphische Bedeutung der Nummuliten erkannt und für eine Gliederung und Datierung der Nummulitenschichten herangezogen hatte, bestätigte diese Analogien. Er stellte im Letzibach bzw. Betraienbach (siehe Fig. 5), verschiedentlich geringmächtige Nummulitenschichten als Einlagerungen in die Globigerinenmergel fest (W. LEUPOLD, 1937, p. 14) und verglich diese Vorkommen mit den Verhältnissen im sog. Ragazer Flysch, wo sich an der Basis einer «Haupt-Nummulitenbank» weitere, geringmächtige Bänke abspalten, die von der Hauptmasse und auch untereinander durch Schieferzwischenlagen getrennt sind (siehe W. LEUPOLD 1939, Taf. XII). Für die Wildhauser Mulde sah W. LEUPOLD (l. c.) im mächtigen Nummulitenkalk von Lisighaus einen Vertreter der Haupt-Nummulitenkalkbank, wogegen die geringmächtigeren Vorkommen im genannten Letzibach meist diese älteren Abspaltungen an der Basis darstellen sollten. Bei solcher Annahme folgt zwangsweise, dass die zwischen die Nummulitenkalke eingeschalteten Globigerinenmergel auf jeden Fall älter als die Hauptnummulitenbank, aber ungefähr gleich alt wie die tieferen Bänke und somit untereozänen Alters sein müssten. Es sei hier vorweggenommen, dass die Bestimmung der planktonischen Foraminiferen aus diesen zwischengelagerten Globigerinenmergeln dieser Annahme nicht entsprochen hat. Im Gegenteil gehören die Mikrofaunen aller fraglichen, zwischen den Nummulitenbänken auftretenden Globigerinenmergel bereits dem Mitteleozän an. Auch bei den Nummulitenschichten dürfte es sich nach den bisherigen Untersuchungen stets um ein und denselben Horizont des unteren bis mittleren Cuisian handeln, so dass, im ganzen gesehen, im Profil des Letzibachs E Wildhaus (Fig. 1) eine sekundäre Verschuppung innerhalb der aus Leistmergeln, Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln bestehenden Schuppen vorliegt.

Für die Faziesentwicklung der Nummulitenschichten in der Wildhauser Mulde lassen sich folgende Grundzüge erkennen: Die nächste Verwandtschaft mit den

Einsiedler Nummulitenkalken zeigt das senkrecht stehende Riff von Lisighaus. Es besteht an der auf der Nordseite gelegenen Basis zunächst aus ca. 4 m mächtigen, dunkelgrauen, echinodermenbrecciösen, Lithothamnien führenden Kalken mit *Nummulites subdistans* (?) und *Nummulites irregularis* (ca. unteres Cuisian). Die darüber folgende Hauptmasse, die auch die höchste Erhebung des Hügels bildet, enthält zur Hauptsache etwas grünliche, teils auch rötliche, grobspätige Kalke mit vorwiegend kleinen Nummuliten, nesterweise jedoch auch mit *Nummulites regulatus* (DE LA HARPE) oder *N. archiaci* SCHAUB[1]); ferner treten in verschiedenen Niveaux Anreicherungen von Lithothamnien auf. Diese Hauptmasse dürfte dem mittleren Cuisian angehören. Sie wird auf der Nordseite des Hügels von einem im obersten Teil siderolitisch infiltrierten «Distanskalk» mit *Nummulites distans* DESHAYES, *N.* «*complanata* var. *minor*» und *Assilina major* HEIM überlagert (siehe auch ARN. HEIM 1910, p. 80).

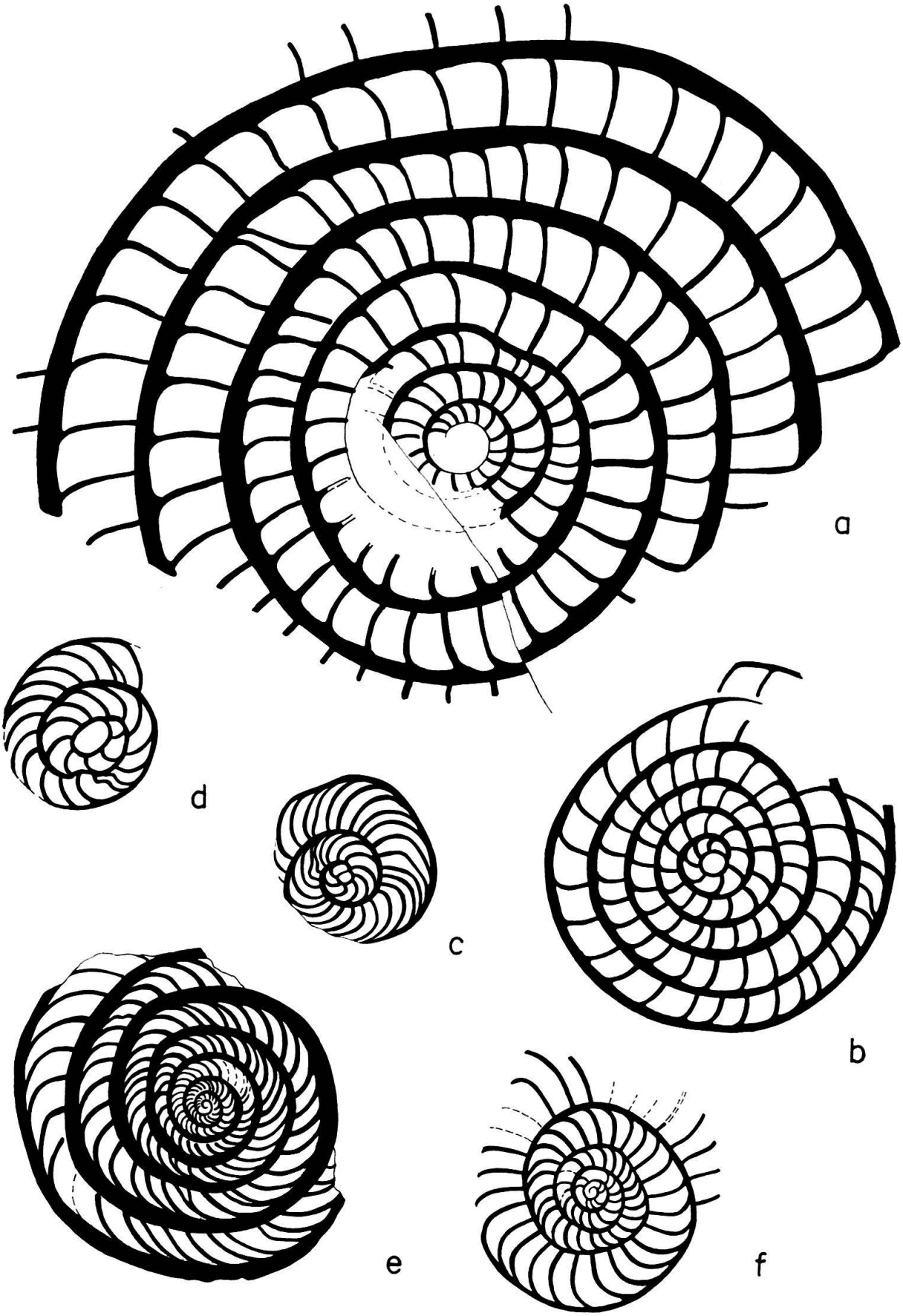
Dieses charakteristische, meist äusserst fossilreiche Distans-Niveau des obersten Cuisian lässt sich weiter östlich noch im bekannten Vorkommen von Burst bei Loch erkennen (ARN. HEIM 1910, p. 138, W. LEUPOLD 1937, p. 13). Die flächenmässig ausgedehnten Nummulitenkalke zwischen Wildhaus-Oberdorf und Aelpli enthalten stellenweise ebenfalls ein Niveau mit recht grossen Assilinen, die zum grossen Teil *Assilina major* aus dem obersten Cuisian darstellen dürften. Die Hauptmasse dieser Kalke wie auch der Nummulitenkalk von Hopsgeren und die verschiedenen Rippen beidseits der Strasse ESE Wildhaus besitzt dagegen die Fazies eintöniger, echinodermenspätiger Kalke mit kleinen Nummuliten sowie *Tubulostium spirulaeum*. Sie gehören zur Hauptsache dem unteren bis mittleren Cuisian an und stimmen nach Fazies und Mikrofauna mit den Nummulikenkalken von Looch am Fliegenspitz bei Amden überein (siehe R. HERB 1962, p. 54). Die bei Lisighaus noch mögliche lithologische Differenzierung und die Parallelisierung mit den Einsiedler Kalken in ihrer klassischen Entwicklung ist in diesen Kalken schon sehr südlicher Fazies weitgehend verlorengegangen.

[1]) Anmerkung: *Nummulites regalutus* (DE LA HARPE) (Synonymie siehe R. HERB, 1962, 49) und *Nummulites archiaci* SCHAUB (siehe H. SCHAUB 1962, 546) besitzen beide einen sehr charakteristischen schmalen, fast assilinenartigen Axialschnitt und sind deshalb auch in Zufallsschnitten sehr leicht zu erkennen. Ihre gegenseitige Abgrenzung ist jedoch nur im Äquatorialschnitt unter Beachtung der Septenform möglich und bleibt im übrigen noch näher zu definieren.

Fig. 4. Äquatorialschnitte von Nummuliten und Assilinen aus den Nummulitenschichten der Wildhauser Schuppenzone. alle 10 ×

a) *Assilina laxispira* DE LA HARPE, B.; Letzibach E Wildhaus (siehe Fig. 1, Nr. 14); W 60/1 –
b) *Assilina reicheli* SCHAUB, A.; Bromegg E Wildhaus (vgl. 886); 1190/1 –
c) *Nummulites irregularis* DESHAYES, A.; Letzibach E Wildhaus (Fig. 1, Nr. 15); W 53/1 –
d) *Nummulites pratti* D'ARCHIAC, A.; Letzibach E Wildhaus (Fig. 1, Nr. 15); W 53/2 –
e) *Nummulites subdistans* DE LA HARPE, B.; Exemplar mit auffallend dickem Dorsalstrang; Bromegg E Wildhaus (vgl. 886); 1195/1 –
f) *Nummulites* cf. *vonderschmitti* SCHAUB, B.; Übergangsform zu *N. vonderschmitti tenuis* SCHAUB; Letzibach E Wildhaus (Fig. 1, Nr. 15); W 53/3 –

Alle abgebildeten Exemplare sind in der Sammlung des Geologischen Instituts der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich deponiert.


a
d
c
b
e
f

Im bereits erwähnten Profil von Burst bei Loch, in der östlichen Wildhauser Mulde, finden wir an der Basis des Distans-Kalkes einen sandigen, spätigen Glaukonitkalk, den wir auch an der Bromegg sowie im Profil des Letzibachs in einer Mächtigkeit von 3–6 m vorfinden. Er enthält dort hauptsächlich Nummuliten und Discocyclinen, darunter *Nummulites irregularis* DESHAYES, *Nummulites pratti* D'ARCHIAC, *Nummulites vonderschmitti* SCHAUB und *Nummulites subdistans* DE LA HARPE (Fig. 4c–f). Er ist demnach ins untere bis mittlere Cuisian zu stellen. An der Bromegg (vgl. p. 886) und im Letzibach (Fig. 1, Nr. 14) kann daneben stellenweise ein fast glaukonitfreier Kalk von variabler Ausbildung beobachtet werden, der sich durch eine etwas jüngere Grossforaminiferenfauna des mittleren Cuisian mit *Nummulites formosus* (DE LA HARPE), *N.* cf. *regulatus* (DE LA HARPE), *N.* cf. *kaufmanni* MAYER, *Assilina laxispira* DE LA HARPE und *A. reicheli* SCHAUB auszeichnet (Fig. 1a, b). Sein spärliches, unregelmässiges Vorkommen deutet auf eine auch stratigraphisch lückenhafte Verbreitung.

Der genannte Grünsand, der seiner stratigraphischen Stellung nach mit dem sog. «Mittleren Grünsand» der Einsiedler Nummulitenkalke verglichen werden kann, stellt in der östlichen Wildhauser Mulde einen recht konstanten, in allen Schuppen des Letzibachprofils wiederkehrenden Horizont dar. Er weist an seiner Basis häufig einen ausgesprochenen Aufarbeitungshorizont auf, so in der noch zur Säntis-Decke gehörenden Bank an der Bromegg (siehe L. ROLLIER 1923, p. 72, Fig. 3, Schicht b) und, besonders schön entwickelt, im unteren Letzibach (Fig. 1, Nr. 21). Dieses letztere, von W. LEUPOLD (1937, p. 15) erstmals beschriebene Vorkommen zeigt überdies bis faustgrosse Gerölle eines aufgearbeiteten Kalkes mit kleinen Nummuliten. Das Gebiet, in welchem diese Grünsande heute verbreitet sind, wurde somit schon früher im Tertiär, vermutlich im Ilerdian, von einer Transgression erreicht, deren Ablagerungen allerdings vor dem Absatz der Grünsande wieder vollständig abgetragen worden sind. Zu dieser älteren Transgression gehört vermutlich die Nummulitenbank im Schutzgonten (Fig. 2, Nr. 4). Die Nummulitenfauna dieser Bank ist schwierig zu bestimmen, scheint aber etwas älter zu sein als diejenige der Grünsande und ist vergleichbar mit der in den erwähnten Geröllen vorgefundenen. Abgesehen davon sind auch die schwarzen Globigerinenschiefer, die unmittelbar über der Nummulitenbank im Schutzgonten folgen, älter als die ältesten, in den nördlicheren Schuppen bisher vorgefundenen.

Generell können somit in der zentralen und östlichen Wildhauser Mulde vier Fazieszonen der Nummulitenschichten unterschieden werden:

1. eine nordwestliche Fazies mit «Einsiedler Nummulitenkalken» inkl. typisch entwickeltem Distans-Kalk,
2. eine südwestliche Fazies mit grauen, echinodermenbrecciösen Kalken (abgewandelte Einsiedler Fazies),
3. eine östliche Fazies mit geringmächtigen Grünsanden des unteren bis mittleren Cuisian und Resten von Kalken des mittleren Cuisian,
4. eine südöstliche Fazies mit glaukonitischer, später Nummulitenkalkbank, vermutlich dem Ilerdian abgehörend.

Globigerinenmergel

Schon M. FORRER (1949) hatte die Fazieswechsel beachtet, die die Globigerinenmergel in der östlichen Wildhauser Mulde mehrmals aufweisen. Es lassen sich von N nach S prinzipiell vier Faziezonen unterscheiden:

1. gelblich-grau anwitternde, im Bruch hellbeige, feinsandige Mergel, die auf das in sich wieder verschuppte Tertiär des Säntis-Südrandes beschränkt sind;
2. hellgrau anwitternde, im Bruch graue, feinsiltige, oft sehr kalkige Mergel, unmittelbar über dem unter 1. aufgeführten Tertiär des Säntis-Südrandes auftretend (FORRER 1949, p. 24, Fig. 2, Nr. 1);
3. hellgelblich anwitternde, im Bruch graue, oft sehr kalkige Mergel mit braunen Flecken (Fleckenmergel); sie bilden die Hauptmasse der Globigerinenmergel in der Wildhauser Mulde, u. a. auch an der Bromegg (mittlere und südlichere Schuppen) und im Letzibach, ferner im Tertiär der Säntis-Decke am Südrand der Wildhauser Mulde;
4. dunkelgraue, im nassen Zustand schwarze, oft ziemlich harte, feinsandige, teilweise etwas glaukonitische Mergelschiefer, auf die südlicheren Schuppen in der östlichen Wildhauser Mulde (Simmitobel, Strickerentobel) beschränkt.
   Besonders scharf ist der Fazieswechsel zwischen den Zonen drei und vier.

Um das Alter der Globigerinenmergel genauer festlegen zu können, wurden über 50 Proben aufgesammelt, aufbereitet und die darin vorkommenden planktonischen Foraminiferen nach Möglichkeit bestimmt. Die meisten Proben entstammen den Profilen bei Abendweid, an der Bromegg und im Letzibach in der östlichen Wildhauser Mulde, weitere von Einzelaufschlüssen oder Profilen im Simmitobel, bei Gapels (Grabserberg) und in der Umgebung von Unterwasser. Angesichts des oft sehr hohen Kalkgehalts war für die Aufbereitung die Anwendung von Spezialmethoden erforderlich. Das konventionelle Verfahren mit Wasserstoffsuperoxyd ergab in der Regel nur schlechte Resultate, so dass eine Nachbehandlung mit Beloran (Produkt der CIBA) notwendig war (siehe auch R. ECKERT 1964). Schliesslich wurde zur Reinigung der Foraminiferen ein kleiner Teil der Probe der Ultraschallwirkung ausgesetzt, wobei wiederum eine Beloran-Lösung als Medium diente. Die Proben wiesen fast ausnahmslos einen ausserordentlichen Reichtum an planktonischen Foraminiferen auf, wogegen benthonische Formen in der Regel stark zurücktreten. Der Erhaltungszustand der Faunen ist unterschiedlich, in manchen Fällen für alpine Verhältnisse jedoch ausgezeichnet.

Es wurde in erster Linie versucht, die Faunen mit dem feingliedrigen Zonenschema, das H. M. BOLLI 1957 von Trinidad beschrieben hatte, in Verbindung zu bringen. Die Faunen von Wildhaus zeigen allerdings in ihrer Zusammensetzung einige Unterschiede gegenüber denjenigen von Trinidad, so dass ein direkter Vergleich nicht immer möglich ist und man sich damit begnügen muss, eine ungefähre Zuordnung zu einer oder mehreren Zonen vorzunehmen. Auf diese Schwierigkeiten hatte uns übrigens schon H. M. BOLLI selbst bei der Untersuchung der Globigerinenmergel von Amden aufmerksam gemacht (siehe R. HERB 1962, p. 64).

Die ältesten Faunen haben wir an der Basis der dunklen Globigerinenschiefer beim Schutzgonten vorgefunden. Das unmittelbar über der glaukonitisch-spätigen Nummulitenbank folgende, zurückwitternde Band von weichen, schwarzen Mer-

geln enthielt u. a. *Globorotalia acuta* TOULMIN, *G. velascoensis* CUSHMAN, *G. aequa* CUSHMAN und RENZ, *G. whitei* WEISS, eine Fauna der velascoensis- oder gar der pseudomenardii-Zone.

Die über diesem Horizont folgende kalkigere Hauptmasse der dunklen Globigerinenmergel liess sich nur sehr schwer aufbereiten und erlaubte keine sichere Bestimmung der darin immer noch reichlich vertretenen planktonischen Foraminiferen. Es treten jedoch im höheren Teil bereits Formen mit kugeligen Umrissen auf, die den Gattungen *Globigerapsis* oder *Globigerinatheka* angehören dürften, so dass dieser Komplex jedenfalls ins Mitteleozän hinaufreicht.

Etwas jünger als die Basis dieser dunklen Globigerinenmergel sind die ältesten der in den übrigen drei Fazieszonen vorgefundenen Faunen. Sie sind durch *Globorotalia* cf. *rex* MARTIN (teilweise), *G. formosa formosa* BOLLI, *G. formosa gracilis* BOLLI, *G. quetra* BOLLI und *G. aragonensis* NUTALL charakterisiert und gehören der Globorotalia formosa formosa- und der G. aragonensis-Zone an. Allerdings treten diese Horizonte nur sehr lokal und in geringer Mächtigkeit auf; sie bezeichnen das Einsetzen einer tektonisch höheren Schuppe im Profil des Säntis-Südrandes bei Abendweid (vgl. p. 883) und konnten auch in den obersten Schuppen der Globigerinenmergel im Letzibach-Profil wiederholt nachgewiesen werden (Fig. 1, Nr. 18–19).

Die komplizierten tektonischen Verhältnisse zeigen sich in diesen Fällen erst nach der Bestimmung der Mikrofaunen. Bei dieser Situation fällt allerdings auf, dass wir diese ältesten, noch ins alleroberste Cuisian zu stellenden Faunen, bisher nirgends direkt im Hangenden der Nummulitenschichten vorfinden konnten, obschon sie dem Alter nach an diese neritischen Horizonte des mittleren Cuisian direkt anschliessen würden. Dies deutet für die Globigerinenmergel auf eine im Hangenden der Nummulitenschichten vorerst nur lokal und lückenhaft einsetzende Sedimentation, die erst im Verlaufe des Mitteleozäns allgemeine Verbreitung erlangt hat.

Einige Schwierigkeiten bereitet der Nachweis der Globorotalia palmerae-Zone, schon deshalb, weil das Zonen-Leitfossil, *Globorotalia palmerae* CUSHMAN und BERMUDEZ, in den helvetischen Globigerinenmergeln bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Ähnliche Probleme bestehen in bezug auf die Hantkenina aragonensis-Zone, in welche im Letzibach-Profil ein Teil der direkt auf die Nummulitenschichten folgenden sandigen, bräunlichen Mergel zu fallen scheint. *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN und *G. bullbrooki* BOLLI treten hier noch mit der an sich älteren *Globigerina soldadoensis* BRÖNNIMANN auf, so dass sehr wohl noch Aufarbeitungen vorliegen könnten.

Die grauen Globigerinenmergel der Fazieszone 2 sowie der Hauptanteil der Fleckenmergel der Fazieszone 3 fallen in den Bereich der Globigerapsis kugleri-, der Globorotalia lehneri- und der Porticulasphaera mexicana-Zone. Formen wie *Globigerapsis kugleri* BOLLI, LOEBLICH und TAPPAN, *Globigerapsis index* (FINLAY), *Globigerinatheka barri* BRÖNNIMANN, *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN, *G. spinuloinflata* (BANDY), *G. lehneri* CUSHMAN und JARVIS sowie *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) treten in manchen Proben in typischen Exemplaren auf. Dagegen konnte *Porticulasphaera mexicana* noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, während andere Formen, wie z. B. eine etwas gekielte, stark umbili-convexe mit

vertieften Suturen, wohl eine Weiterentwicklung von *Globorotalia bullbrooki*, noch einer Zuordnung bedürfen.

Hantkeninen treten in den Proben der kugleri- bis mexicana-Zonen verschiedentlich, wenn auch sehr untergeordnet auf und gehören meist zu *Hantkenia dumblei* WEINZIERL und APPLIN; dagegen fehlen sie in allen jüngeren Proben.

Schwierigkeiten bereitet die Unterscheidung der Truncorotaloides rohri- und der Globigerapsis semiinvoluta-Zone. Die beiden Zonenfossilien konnten bisher nur sehr selten vorgefunden werden. In diesen Bereich gehören nach den bisherigen Untersuchungen die unmittelbar unter dem Einsetzen der Flyschfazies gelegenen Horizonte in der grossen Fleckenmergelzone der Bromegg (Nr. 4 in Fig. 2 von M. FORRER 1949) sowie im Letzibachprofil (Fig. 1).

Etwas höher hinauf als die Fleckenmergel der Fazieszone 2 reichen die feinsandigen Mergel der Zone 1 vom Südrand der Säntis-Decke, wo wir unmittelbar unter den «Priabonen Sandkalken» in einer Fauna von ausgezeichnetem Erhaltungszustand bereits typische Exemplare von *Globorotalia cerroazulensis* COLE vorgefunden haben.

Es wurde hier absichtlich darauf verzichtet, eine detaillierte Fossilliste mit allen Fundorten wiederzugeben, da eine genauere mikropaläontologische Bearbeitung des ganzen Materials noch aussteht. Eine solche wird später auch die Analogien und die Differenzen, die zwischen den planktonischen Foraminiferen aus dem helvetischen Tertiär der Ostschweiz und denjenigen von Trinidad bestehen, im Detail und anhand von Abbildungen herauszuschälen haben. Für die vorliegende Arbeit bestand vorläufig als erstes Ziel die ungefähre stratigraphische Fixierung der Globigerinenmergel unter Berücksichtigung der Fazieswechsel.

Beim Abschluss des Manuskriptes konnten wir dank dem freundlichen Entgegenkommen von Herrn Prof. Reichel und Herrn Luterbacher, Basel, Einsicht nehmen in das Manuskript der Arbeit von R. ECKERT über die Obereozänen Globigerinenschiefer der Zentralschweiz. Den genannten Herren sowie Herrn Dr. Eckert sei auch an dieser Stelle hiefür bestens gedankt. Nach den Resultaten von ECKERT entsprechen nur die allerjüngsten Horizonte unserer Globigerinenmergel, nämlich diejenigen der semiinvoluta- und der cerroazulensis-Zone ihrem Alter nach den Stadschiefern, wogegen ältere Horizonte dort nicht mehr in dieser Facies vorliegen. Ein Resultat in dieser Richtung war generell zu erwarten, weil dort bereits die Nummulitenschichten sehr hoch ins Mitteleozän hinaufreichen und ihrerseits noch von der Hohgant-Serie überlagert werden, bevor über die Schimbergschiefer die Stadschiefer-Horizonte erreicht werden. Wenn die von anderer Seite über die Nummulitenfaunen der Hohgant-Serie im Gang befindlichen Untersuchungen abgeschlossen sein werden, und das Alter der Hohgant-Serie festgelegt ist, wird das Resultat der Arbeit von ECKERT für die genauere Festlegung der Grenze Mitteleozän-Obereozän in der Zonenabfolge der planktonischen Foraminiferen von grösster Wichtigkeit sein. Die Grenze von Mittel- und Obereozän wird bisher meist zwischen die Truncorotaloides rohri- und die Globigerapsis semiinvoluta-Zone gelegt, doch neigen BLOW und BANNER (1962, p. 66) immerhin dazu, sie etwas tiefer in die rohri-Zone hineinzuverlegen, eine Ansicht, der wir ebenfalls beipflichten möchten, auch wenn sie uns im Moment noch nicht restlos beweisbar erscheint.

Die in unseren Globigerinenmergeln festgestellte Faunenabfolge lässt im weiteren gute Vergleiche mit der von H. HAGN (1960, p. 55) für das Helvetikum im östlichen Oberbayern aufgestellten Zonierung zu. Die Stockletten, die ihrer Fazies nach mit den Globigerinenmergeln aus dem schweizerischen Helvetikum vergleichbar sind, sind an ihrer Basis bereits etwas älter als die Stadschiefer, enthalten sie doch nach den Angaben von HAGN (l. c.) noch *Globorotalia lehneri*. Sie entsprechen jedoch immer noch nur dem oberen Teil der südhelvetischen Globigerinenmergel von Wildhaus. Äquivalente der älteren Anteile kommen in Oberbayern, wiederum nach HAGN, lediglich im dortigen Ultrahelvetikum in der Fazies von pelagischen Mergeln vor.

Südhelvetischer Flysch

In ihrem oberen Teil nehmen die Globigerinenmergel allmählich vermehrt Einschaltungen von Sandsteinbänken auf, zunächst nur vereinzelte, oft aber relativ dicke Bänke von glimmerführenden Kalksandsteinen ohne oder mit nur schwach entwickeltem Graded Bedding, dann aber teilweise in dichter Folge Sandstein- oder Siltsteinbänke unterschiedlicher Dicke, wobei nun auch die dazwischenliegenden Mergel durch ihre dunklere Farbe, den zunehmenden Siltgehalt und das rasche Zurücktreten der planktonischen Foraminiferen allmählich einen Flyschcharakter annehmen. Solche Einschaltungen von Südhelvetischem Flysch lassen sich, wenn auch in geringer Mächtigkeit, an verschiedenen Stellen des Letzibach-Profils feststellen, wo sie teilweise schon von ARN. HEIM in der Alvierkarte (1917) als «Wildflysch», bzw. «Flysch mit Sandstein» ausgeschieden wurden. In manchen Schuppen, besonders in den weiter nördlich an der Bromegg aufgeschlossenen, ist die Schichtreihe jedoch schon vor Erreichen dieser Niveaux durch die Überschiebung der nächsthöheren Schuppe abgeschnitten.

Einen besonderen Typ von Südhelvetischem Flysch hat bereits M. FORRER (l. c. p. 13) aus der Schichtreihe der Säntis-Decke im Gebiet Bromegg–Lochalp–Abendweid als «Priabone Sandkalke» eingehend beschrieben. Es handelt sich um einen etwas dickbankigeren Flysch, der auch seinem Alter nach von den eben erwähnten südlicheren Vorkommen unterschieden werden kann. Im Falle der «Priabonen Sandkalke» gehören die direkt darunter liegenden Globigerinenmergel bereits in die cerroazulensis-Zone. Die Altersbestimmung als Priabon, d. h. höheres Obereozän, lässt sich somit auch auf diesem indirekten Wege bestätigen. Dagegen deuten die mit den Flyschvorkommen der Schuppenzone an der südlichen Bromegg und im Letzibach noch verknüpften Globigerinenmergel auf ein etwas höheres Alter dieses Südhelvetischen Flysches. Er würde nach diesen Bestimmungen noch in die Zone der *Globigerapsis semiinvoluta* oder der *Truncorotaloides rohri*, also in den unteren Teil des Obereozäns, zu stellen sein.

Lithologisch mit dem Südhelvetischen Flysch vollkommen übereinstimmend ist ferner die im unteren Teil des Tobels SE Unterwasser bis Kote 1105 anstehende Serie von gelblichen bis braunen Fleckenmergeln, oft von feinkörnigen Sandstein- und Siltsteinbänken durchzogen und im mittleren Teil durch das Vorherrschen von schwarzen Mergeln mit Sandsteinphakoiden in Wildflysch übergehend (siehe Fig. 3, Nr. 3–6). Die aus den Fleckenmergeln gewonnenen Mikrofaunen gehören allerdings ausnahmslos ins Maastrichtian und ins untere bis mittlere Paleozän.

Nur in einem Falle könnte eine Vermischung mit mittel- bis obereozänen Globigerinen und Globorotalien vorliegen. Die sonst jedoch feststellbare Einheitlichkeit dieser Faunen spricht indessen gegen eine Aufarbeitung, doch bleibt schliesslich noch die Möglichkeit offen, dass es sich um einsedimentierte Schollen von Leimernschichten handelt. Die Aufschlüsse sind hier zur restlosen Abklärung jedoch ungenügend.

Wildflysch

Wie schon erwähnt wurde, tritt Wildflysch in zwei verschiedenen tektonischen und stratigraphischen Positionen auf:

1. Im Hangenden des Südhelvetischen Flysches und mit diesem durch Übergänge verknüpft. Ein solches Vorkommen konnte im Hangenden der «Priabonen Sandkalke» zwischen Loch und Burst (ENE Wildhaus) beobachtet werden, allerdings in versackter Position. Ferner geht der allerdings noch etwas fragliche, vorhin erwähnte Südhelvetische Flysch SE Unterwasser ebenfalls stellenweise in Wildflysch über.
2. Als Einschuppungen zwischen die Leistmergel, so im Strickerentobel (östliche Wildhauser Mulde) zwischen den Koten 1070 und 1190 und südlich Tobbach bei Lisighaus zwischen den Koten 1020 und 1100 (siehe p. 888). Zahlreiche weitere Vorkommen scheinen ähnlich eingelagert zu sein, doch lassen mangelhafte Aufschlüsse dies nicht mit Sicherheit beobachten.

Lithologisch ist der Wildflysch durch dunkelgraue bis schwarze Mergel charakterisiert, in die in wechselndem Masse Sandstein- oder gelegentlich Ölquarzitphakoiden eingelagert sind. Kristallinblöcke sind i. a. recht selten. Hingegen treten im Wildflysch der Wildhauser Mulde in reichem Masse Späne und Schollen von oberkretazischen bis paleozänen Leimernschichten auf: mehr oder weniger mergelige, oft fleckige, meist hellgraue Kalke mit reicher Mikrofauna von planktonischen Foraminiferen. Solche Einschaltungen von Leimernschichten konnten besonders zahlreich in den bei der Korrektion der Strasse Unterwasser–Wildhaus entstandenen Aufschlüssen bei der ersten grossen Rechtskurve oberhalb Unterwasser in Richtung Wildhaus beobachtet werden. Ein besonders mächtiges Paket von Leimernschichten tritt, wie schon erwähnt, im Wurzentobel, SE Wildhaus, bei Pkt. 1219, auf.

Auch in der östlichen Wildhauser Mulde zeigen einige der nicht besonders zahlreichen Wildflyschvorkommen Einschlüsse von Leimernschichten. Dazu gehören die von M. Forrer (1949) in Taf. 1 mit «Co» bezeichneten, im Text (p. 35 und 80) fälschlicherweise mit den Couches Rouges der Grabser Klippen in Verbindung gebrachten Fleckenmergel mit *Globotruncana stuarti* de Lapparent, aber auch Forrers «Seewerschiefer» zwischen Sommerweid und Gapels. Die lithologischen Analogien dieses letzteren Vorkommens mit den Seewerschiefern sind zwar gross, doch ist die darin enthaltene Mikrofauna mit *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *G.* cf. *rosetta* (Carsey), *G. area* (Cushman) und *G.* cf. *tricarinata* deutlich jünger als diejenige aus den Seewerschiefern der Säntis-Decke (vgl. R. Herb 1962, p. 38) und gehört ins Campanian.

Die weite Verbreitung, die die Leimernschichten in der Wildhauser Mulde besitzen, wurde schon von M. Richter (1957, p. 159) erkannt. Allerdings werden

dazu auch die Couches Rouges der Grabser Klippen gerechnet, wozu unserer Meinung nach keine zwingenden Gründe vorliegen. Zwar ist die Ähnlichkeit von Leimernschichten und Couches Rouges tatsächlich sehr gross und es bleibt fraglich, ob sich diese beiden Schichteinheiten überhaupt im isolierten Aufschluss unterscheiden lassen. Die Vorkommen am Grabserberg stehen jedoch in derart naher Verbindung mit dem übrigen Mesozoikum der Grabser Klippen, dass ihre Zuordnung zu dieser Einheit weit logischer erscheint. Ferner unterscheidet RICHTER im unteren Simmitobel sog. schwarze Leimernschichten. Vermutlich liegt eine Verwechslung mit Wangschichten des Obercampan bis Maastricht und mit schwarzen Globigerinenschiefern des Unter- bis Mitteleozäns vor (vgl. p. 892).

Für M. RICHTER bilden die Leimernschichten das Glied einer speziellen Decke, der Liebensteiner Decke, die er von den verschürften Anteilen der südlichen Säntis-Decke getrennt halten möchte. Aus diesem Grunde lehnt er auch den Ausdruck «Schuppenzone» im Sinne von M. FORRER und R. OBERHAUSER (1953, 1958) ab. Unserer Ansicht nach handelt es sich jedoch bei den Leimernschichten um Schollen und Pakete verschiedenster Dimensionen, die in den Wildflysch einsedimentiert wurden, während dieser Wildflysch selbst im ganzen als stratigraphisch jüngstes Schichtglied noch dem südlichsten Helvetikum angehören dürfte. Der Ausdruck «Schuppenzone» wurde deshalb im Sinne der genannten Autoren hier übernommen und als «Wildhauser Schuppenzone» präzisiert.

Zur Frage der Beheimatung der Wildhauser Schuppenzone auf dem Rücken der Säntis-Decke

Zur Beantwortung dieser Frage wurde die Fazies der Schuppen in der östlichen Wildhauser Mulde mit den Tertiärprofilen der Säntis-Decke in dieser Gegend verglichen, und zwar mit dem Profil bei Abendweid auf der Nordseite der Mulde und mit dem von FORRER (1949, p. 19) beschriebenen Profil westlich Gapels auf der Südseite der Mulde. Über den geringmächtigen, auf Leistmergel transgredierenden Nummulitenschichten (Grünsanden und Kalken) folgen im letzteren Profil gelbliche Fleckenmergel, die aber bereits von dunklen Mergeln ähnlicher Fazies wie die Globigerinenschiefer des Schutzgonten durchschossen werden. Es scheint uns wahrscheinlich, dass die an der Bromegg und im Letzibach aufgeschlossenen Schuppen noch aus dem Untergrund der Mulde oder dann nur wenig südlich davon entstammen. Dagegen sind die Schuppen des Schutzgonten und des Schwendi- und Strickerentobels (siehe FORRER, l. c. Taf. I) sicher südlicher als das erwähnte Profil von Gapels zu beheimaten. Dass wir hier, im Gegensatz zum benachbarten Strickerentobel, noch keine Wangschichten vorfinden, ist, neben den Differenzen in bezug auf die Globigerinenmergelfazies, ein weiterer Hinweis hiefür, auch wenn wir berücksichtigen, dass die heutige Verbreitung der Wangschichten jedenfalls sehr schief zum alpinen Streichen verläuft.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Wildhauser Schuppenzone setzt sich aus einer grossen Anzahl von Schuppen zusammen, die aus oberkretazischen und alttertiären, vom Rücken der südlichen Säntis-Decke stammenden Sedimenten bestehen. Darin kann einerseits eine Normalserie unterschieden werden, die von Leistmergeln über Wangschichten

(nur im Osten), transgressiven Nummulitenschichten, Globigerinenmergeln bis in den sog. Südhelvetischen Flysch, stellenweise bis in den Wildflysch hinaufreicht. Daneben beobachtet man, besonders im südlichen Muldenteil, Verschuppungen von Leistmergeln (z. T. auch mit Wangschichten) und priabonem Wildflysch. Diese scheinbar transgressive Auflagerung des Wildflyschs auf die Oberkreide wird durch Abgleitungen der zuerst genannten «Normalserie» während der Sedimentation des Wildflyschs zu erklären versucht.

Im stratigraphischen Teil konnte zunächst das Maastricht-Alter auch für die obersten Horizonte der Wangschichten sichergestellt werden; Paleozän ist darin nicht mehr vertreten. Bei den Nummulitenschichten wurden vier verschiedene Fazieszonen unterschieden, von denen sich nur die nördlichsten noch mit den Einsiedler Kalken direkt vergleichen lassen. Zur Hauptsache gehören diese Kalke und Grünsande dem Untereozän, in der südlichsten Fazieszone jedoch dem Ilerdian an. Die an mehreren Stellen auftretende Wechsellagerung mit Globigerinenmergeln geht auf tektonische Ursachen zurück.

Aus den Globigerinenmergeln wurden die planktonischen Foraminiferen anhand zahlreicher Proben untersucht und darauf basierend eine Zuordnung zu den Zonen der planktonischen Foraminiferen nach Bolli versucht. Die Hauptmasse der Globigerinenmergel fällt demnach in den Bereich des Mittleren bis Oberen Mitteleozäns. In den nördlichsten Profilen reichen diese bis in die Zone der *Globorotalia cerroazulensis*, d. h. bis ins obere Obereozän hinauf. Verschiedentlich konnten auch Faunen des obersten Untereozäns gefunden werden, vor allem in den südlicheren Profilen. Die Basis der südlichsten Fazieszone (schwarze Globigerinenmergel) fällt sogar in die Zone der *Globorotalia velascoensis* (unterstes Untereozän).

Im stratigraphisch obersten Teil gehen die Globigerinenmergel in die Fazies des Südhelvetischen Flyschs über; auch dieser Übergang setzt im Süden früher ein (im Unteren Obereozän) als im Norden (im Oberen Obereozän = Priabon).

Der Wildflysch enthält zahlreiche Einschlüsse von oberkretazischen bis paleozänen Leimernschichten, die als einsedimentierte Schollen gedeutet werden.

Im zentralen Teil der Mulde konnten als zusätzliches Resultat zwei weitere Vorkommen von Kreideflysch vermutlich penninischer Herkunft notiert werden, die sich vor allem mit den entsprechenden Serien von Amden vergleichen lassen.

ZITIERTE LITERATUR

Blow, W. H., & Banner, F. T. (1962): *The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae*. In: Eames, Banner, Blow & Clark: Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical Correlation. Cambridge Univ. Press.

Bolli, H. M. (1957a): *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene – Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B. W. I.* U. S. Nat. Mus. Bull. *215*, 61.

– (1957b): *Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I.* U. S. Nat. Mus. Bull. *215*, 155.

Eckert, R. (1964): *Die obereocaenen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer zwischen Pilatus und Schrattenfluh.* Eglogae geol. Helv. *56*/2. (1963).

Forrer, M. (1947): *Über den Flysch der östlichen Wildhauser Mulde.* Eclogae geol. Helv. *39*/2.

– (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde.* Ber. (Jahrb.) St. Gall. natw. Ges. *73*, 3.

Hagn, H. (1960): *Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern.* Geologica Bavarica, *44*.

Heim, Alb. (1905): *Das Säntisgebirge.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *16*.

HEIM, ARN. (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *35.*
– (1910): *Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *20*/1.
HERB, R. (1962): *Geologie von Amden.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *114.*
LEUPOLD, W. (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *30*/1, 1.
– (1939): *Die Flyschregion von Ragaz.* Eclogae geol. Helv. *31*/2 (1938), 403.
– (1943): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *35*/2 (1942), 248.
MEESMANN, P. (1925): *Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales.* Diss. Univ. Basel.
OBERHAUSER, R. (1953): *Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel.* Verh. Geol. Bundesanst., Wien *1953.*
– (1958): *Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg).* Verh. Geol. Bundesanst. Wien, *1958*/2, 121.
RICHTER, M. (1925): *Beitrag zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein.* Mitt. geol. Ges. Wien, *17* (1924), 12.
– (1957): *Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten.* Zeitschr. deutsch. geol. Ges. *108*/2 (1956), 156.
ROLLIER, L. (1923): *Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *53.*
RÜEFLI, W. (1959): *Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland).* Diss. Eidg. Techn. Hochsch.
SCHAUB, H. (1962): *Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten.* Eclogae geol. Helv. *55*/2, 529.
ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee. Diss. Univ. Bern.*

GEOLOGISCHE KARTEN

HEIM, ALB. (1904): *Säntisgebiet.* Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *38*, 1:25000.
HEIM, ARN., & OBERHOLZER, J. (1905): *Geologische Karte der Gebirge am Walensee.* Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *44*, 1:25000.
– (1917): *Geologische Karte der Alviergruppe.* Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte *80*, 1:25000.

---

5. – RENÉ HERB (Zürich): **Über Vorkommen von Amdenerschichten im mittleren Säntisgebirge.** Mit 2 Tafeln (I und II)

Über die Bezeichnung der jüngsten, in den inneren Säntisketten vorkommenden Schichtglieder der Oberkreide herrscht in der Literatur bisher keine Einheitlichkeit. ALB. HEIM (1905, p. 22) zitiert von mehreren Stellen, so u.a. vom Kalbersäntis und vom Schrennenweg, Seewerschiefer, die als höchste Horizonte in den nördlicheren Seewerkalkmulden noch erhalten seien. Dagegen lässt L. SCHLATTER (1941, p. 52) seine Schichtreihe ausdrücklich mit dem Seewerkalk enden und betrachtet die fraglichen Aufschlüsse von schieferigen Gesteinen als verschieferten Seewerkalk.

Der Verfasser beobachtete im Sommer 1962, anlässlich einer Exkursion in der weiteren Umgebung des Seealpsees, im nordöstlichen Teil des mittleren Säntisgebirges, zwei Vorkommen von mergeligen Gesteinen, die ihrer lithologischen Ausbildung wie auch der stratigraphischen Stellung nach vollkommen mit dem unteren Teil der Amdenerschichten bei Amden übereinstimmen. Die eine Fundstelle befindet sich im oberen Hüttentobel südlich von Wasserauen, am Weg, der von Wasserauen über Hütten zur Bogartenlücke führt, auf einer Höhe von 1110 m, noch westlich des Sax-Schwendi-Bruches. Am Wegrand selbst stehen

hellgraue, schieferige Kalke an (Seewerschiefer). Unmittelbar darüber folgen jedoch schon weichere Gesteine: ziemlich homogene, relativ wenig verschieferte, etwas grünlich-graue Mergel, ihrer Ausbildung nach mit den Leibodenmergeln bei Amden übereinstimmend.

Das zweite Vorkommen liegt am sog. Schrennenweg, der südlich über dem Seealpsee von der Meglisalp nach Hütten führt. Es handelt sich wohl um das von ALB. HEIM (1905, p. 22) zitierte Auftreten seiner «Seewerschiefer». Hier stehen, ebenfalls am Weg aufgeschlossen, zwischen der Schirm-Hütte und Hogsberer, bei der Spitzkehre auf Kote 1400, dunkelgraue, stark verschieferte Mergel an, die auf Grund ihres schon beträchtlichen Tongehaltes jedenfalls keine Seewerschiefer im moderneren Sinne darstellen, sondern sicher höher, vermutlich in den Grenzbereich zwischen Leibodenmergel und Leistmergel einzustufen sind.

An beiden Fundstellen wurden Proben entnommen und auf ihren Mikrofossilinhalt untersucht. In beiden Fällen konnte aus diesen Amdenerschichten eine reiche Foraminiferenfauna isoliert werden, wobei die Leibodenmergel vom Hüttentobel eine für alpine Verhältnisse derart gut erhaltene Fauna lieferten, dass deren spezielle Erwähnung und teilweise Abbildung schon aus diesem Grunde gerechtfertigt erscheint. Folgende Formen wurden bisher bestimmt (Probe 945):

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
,, *lapparenti bulloides* VOGLER
,, *coronata* (BOLLI)
,, *tricarinata* (QUEREAU)
,, *concavata concavata* (BROTZEN)
,, cf. *thalmanni* GANDOLFI
,, cf. *bollii* GANDOLFI
,, *globigerinoides* BROTZEN
Stensiöina gracilis (BROTZEN)
,, *exculpta* (REUSS)
Neoflabellina deltoidea (WEDEKIND)
,, *deltoidea «rhombica»* HILTERMANN & KOCH 1957
,, *deltoidea «ovalis»* HILTERMANN & KOCH 1957
Gavellinella cf. *costata*
Praebulimina sp.
Lenticulina sp.
Marssonella oxycona (REUSS)
Valvoreussella cf. *bronni* (REUSS)

Vereinzelt treten auch Ostrakoden auf.

Die Fauna stimmt im ganzen gesehen mit derjenigen der Leibodenmergel von Amden überein (siehe R. HERB 1962, p. 39), doch müssen einige Unterschiede hervorgehoben werden. So liegt *Globotruncana concavata* hier noch in der vermutlich älteren Subspezies *concavata* vor, wogegen die Leibodenmergel der Typlokalität schon die weiter entwickelte *G. concavata carinata* enthalten, ein Hinweis, dass die Leibodenmergel im Säntis unter Umständen etwas älter sein könnten als bei Amden. Dem widerspricht allerdings die Anwesenheit von Formen aus dem Kreis von *Globotruncana bollii* und *G. thalmanni*, die von D. HERM (1962) aus dem

Campan und Maastricht der Ostalpen beschrieben werden. Allerdings ist beizufügen, dass über die stratigraphische Verbreitung dieser bisher weniger beachteten Formen noch verhältnismässig wenig bekannt ist. In der Tat deuten die Neoflabellinen und Stensiöinen darauf hin, dass der hier beschriebene Horizont seinem Alter nach von den Leibodenmergeln des Typusgebietes nicht sehr verschieden sein kann und damit dem unteren Teil des Santon angehören dürfte.

Die Fauna vom Schrennenweg ist etwas weniger reich und nicht mehr so vorzüglich erhalten; die Foraminiferen sind oft tektonisch deformiert, doch lassen sich immerhin folgende Formen erkennen (Probe 944):

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
,, *tricarinata* (QUEREAU)
,, *coronata* (BOLLI)
,, *concavata* cf. *carinata* DALBIEZ
Neoflabellina cf. *deltoidea* (WEDEKIND)
Gavellinella cf. *costata*

Globotruncana concavata zeigt hier schon grössere Ähnlichkeit mit der Subspezies *carinata*. Die daraus vermutbare geringfügige Altersdifferenz gegenüber den Leibodenmergeln stimmt mit der etwas höheren Einstufung im stratigraphischen Normalprofil überein.

Mit diesen beiden Funden kann der Nachweis erbracht werden, dass eine Aufteilung der Amdenerschichten in einen geringmächtigeren unteren, noch ziemlich kalkigen Anteil (Leibodenmergel) und eine darüberfolgende Hauptmasse von weicheren Mergeln (Leistmergel) auch ausserhalb des Typgebietes von Amden durchaus möglich ist. Auch in der Wildhauser Mulde wurden beide Horizonte wieder vorgefunden (siehe die Leibodenmergel SE Unterwasser, p. 891), doch ist die fragliche Zone im Grenzbereich Seewerschiefer–Amdenerschichten dort fast ausnahmslos durch eine Schuttzone verdeckt, so dass keine kontinuierlichen Profile zugänglich werden.

ZITIERTE LITERATUR

HEIM, ALB. (1905): *Das Säntisgebirge*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 16.

HERB, R. (1962): *Geologie von Amden*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 114.

HERM, D. (1962): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg)*. Bayer. Akad. Wissensch., math.-natw. Kl., Abh., N. F. 104.

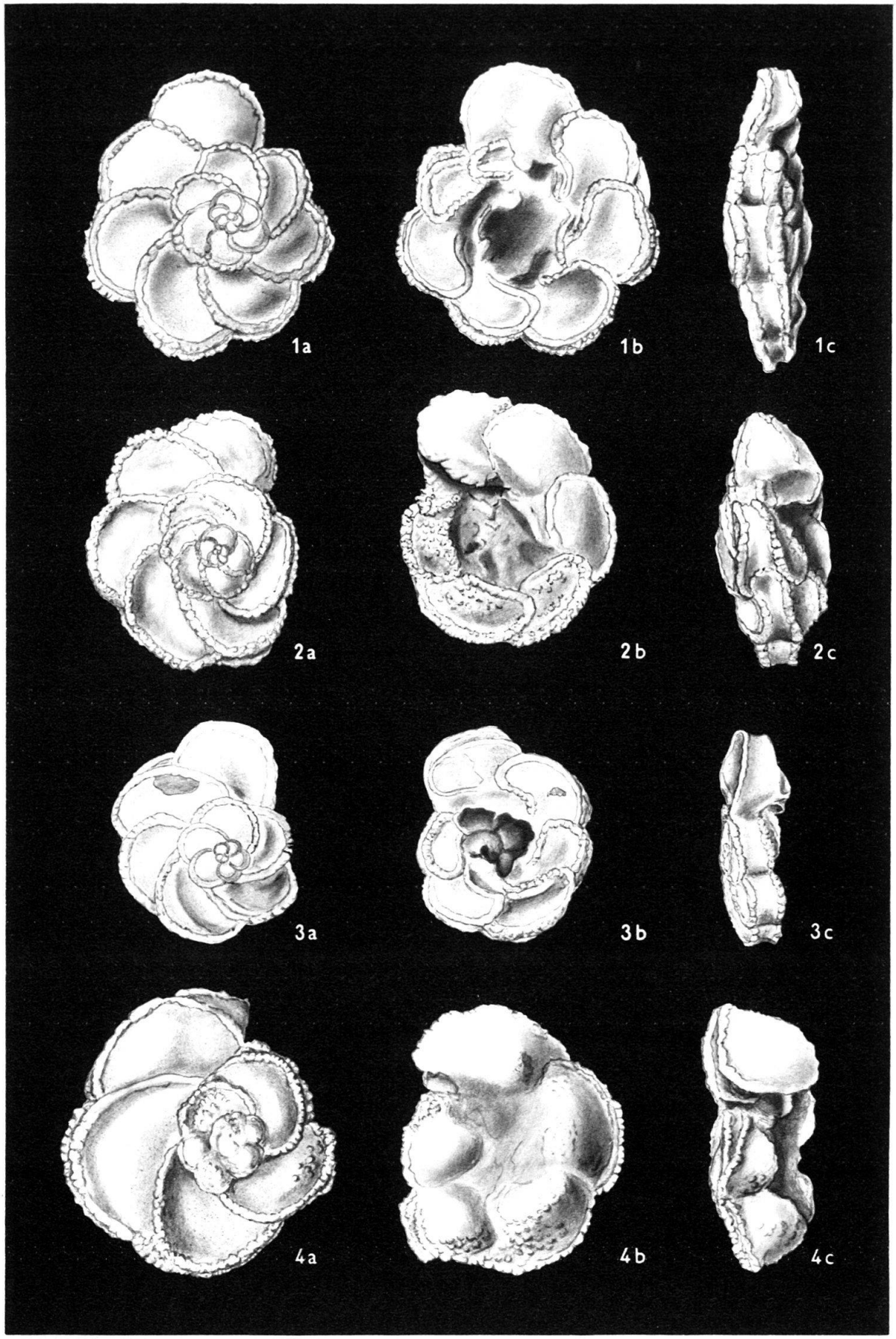
SCHLATTER, L. E. (1941): *Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge*. Ber. (Jb.) St. Gall. Natw. Ges. *70*, 27.

Tafel I

Mikrofauna der Leibodenmergel im Hüttentobel, südlich Wasserauen (Säntisgebirge)
Vergrösserungen 50×

1 a–c *Globotruncana coronata* (BOLLI); 63/C 945/1.
2 a–c *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU); 63/C 945/3.
3 a–c *Globotruncana lapparenti lapparenti* (BROTZEN); 63/C 945/4.
4 a–c *Globotruncana concavata concavata* (BROTZEN): 63/C 945/2.

Alle abgebildeten Exemplare entstammen derselben Probe und sind in der Sammlung des Geologischen Instituts der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich deponiert.

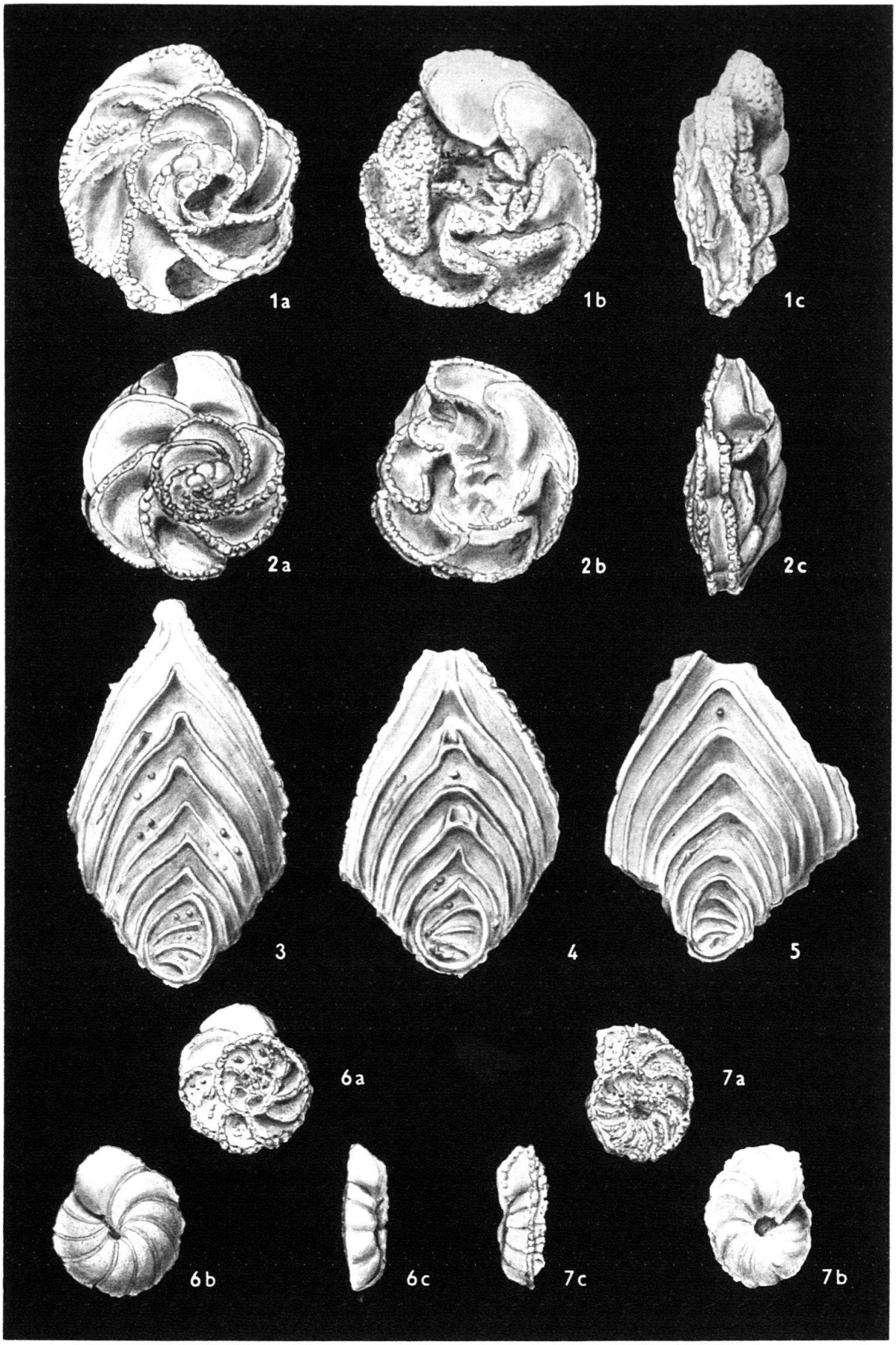

1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
4a
4b
4c

Tafel II

Mikrofauna der Leibodenmergel im Hüttentobel, südlich Wasserauen (Säntisgebirge)
alle Vergrösserungen 50 ×

1 a–c *Globotruncana* sp. aff. *thalmanni* GANDOLFI, möglicherweise Übergangsform zu *Globotruncana flexuosa* VAN DER SLUIS; 63/C 945/5.
2 a–c *Globotruncana* sp. aff. *thalmanni* GANDOLFI, Übergangsform zu *Globotruncana bollii* GANDOLFI letzte Kammer fehlend; 63/C 945/6.
3 *Neoflabellina deltoidea «ovalis»* HILTERMANN & KOCH 1957; 63/C 945/7.
4 *Neoflabellina deltoidea «rhombica»* HILTERMANN & KOCH 1957; 63/C 945/8.
5 *Neoflabellina deltoidea* (WEDEKIND); 63/C 945/9.
6 a–c *Stensiöina gracilis* (BROTZEN); 63/C 945/10.
7 a–c *Stensiöina exculpta* (REUSS), letzte Kammer fehlend; 63/C 945/11.

Alle abgebildeten Exemplare entstammen derselben Probe und sind in der Sammlung des Geologischen Instituts der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich deponiert.


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3
4
5
6a
7a
6b
6c
7c
7b

6. – CHARLES CHENEVART (Paris): **Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine.** Avec 7 figures dans le texte.

TABLE DES MATIERÈS

Introduction 907
I. Le bassin du Magdalena supérieur et moyen et sa bordure orientale 909
1. Brève description de la série stratigraphique 909
2. Variations latérales de faciès des termes extrêmes du cycle sédimentaire crétacé . . . 911
3. Variations latérales de faciès de la formation éocène de Chicoral 914
II. Le bassin du Magdalena inférieur et sa bordure occidentale 916
1. Brève description de la série stratigraphique 917
2. Variations de faciès du Carreto inférieur et du San Jacinto 918
III. Ordonnance des courbes d'isofaciès dans les deux bassins du Magdalena 920
IV. Position ancienne et actuelle des sources d'apport sédimentaire 922
V. Définition des dorsales transverses anciennes. Les dorsales de Colombie 924
VI. De quelques dorsales transverses anciennes d'Amérique latine 926
Conclusions 927

INTRODUCTION

La Colombie forme, entre le 4e degré de latitude sud et le 12e degré de latitude nord, l'extrémité nord-occidentale du continent sud-américain.

Les Andes, énorme muraille monolithique, qui, des confins de la Terre de Feu, courent le long de toute la côte pacifique de ce continent, éclatent en trois cordillères dès leur entrée en Colombie; conservant leur direction subméridienne, elles s'appellent alors: Cordillère occidentale, Cordillère centrale et Cordillère orientale.

Entre les Cordillères centrale et orientale, s'étend la large vallée du fleuve Magdalena qui a sa source en Colombie méridionale, puis coule du S au N sur plus de 800 km, coupe ensuite, en direction NW, l'étroite aire d'ennoyage de la Cordillère centrale, de El Banco à Magangué, puis reprend sa direction méridienne jusqu'à son embouchure dans la Mer des Caraïbes, près de Barranquilla.

C'est dans la vallée du Magdalena que se situent, parmi les autres bassins colombiens représentés sur la figure 1, les deux bassins sédimentaires du Magdalena supérieur et moyen et du Magdalena inférieur dont la stratigraphie constitue la base de la présente étude.

Au cours des travaux d'exploration entrepris, en Colombie, pour la Standard Oil Co. N.J., de 1951 à 1958, j'avais été frappé par *les divergences existant entre la direction des axes structuraux des cordillères andines et la direction des axes le long desquels s'ordonnent les lignes de faciès* des sédiments affleurant dans ces deux bassins.

La découverte, en Colombie, de nouveaux gisements d'hydrocarbures et les faits acquis durant ces 5 dernières années mirent en évidence l'existence d'unités tectoniques de subsurface, qui me paraissent présenter avec ces *divergences d'axes* une relation de cause à effet. Je propose d'appeler ces unités tectoniques «Dorsales transverses anciennes» et, avant d'en fournir une définition, d'examiner les données stratigraphiques qui, dans les bassins du Magdalena, ont permis de pressentir leur présence.

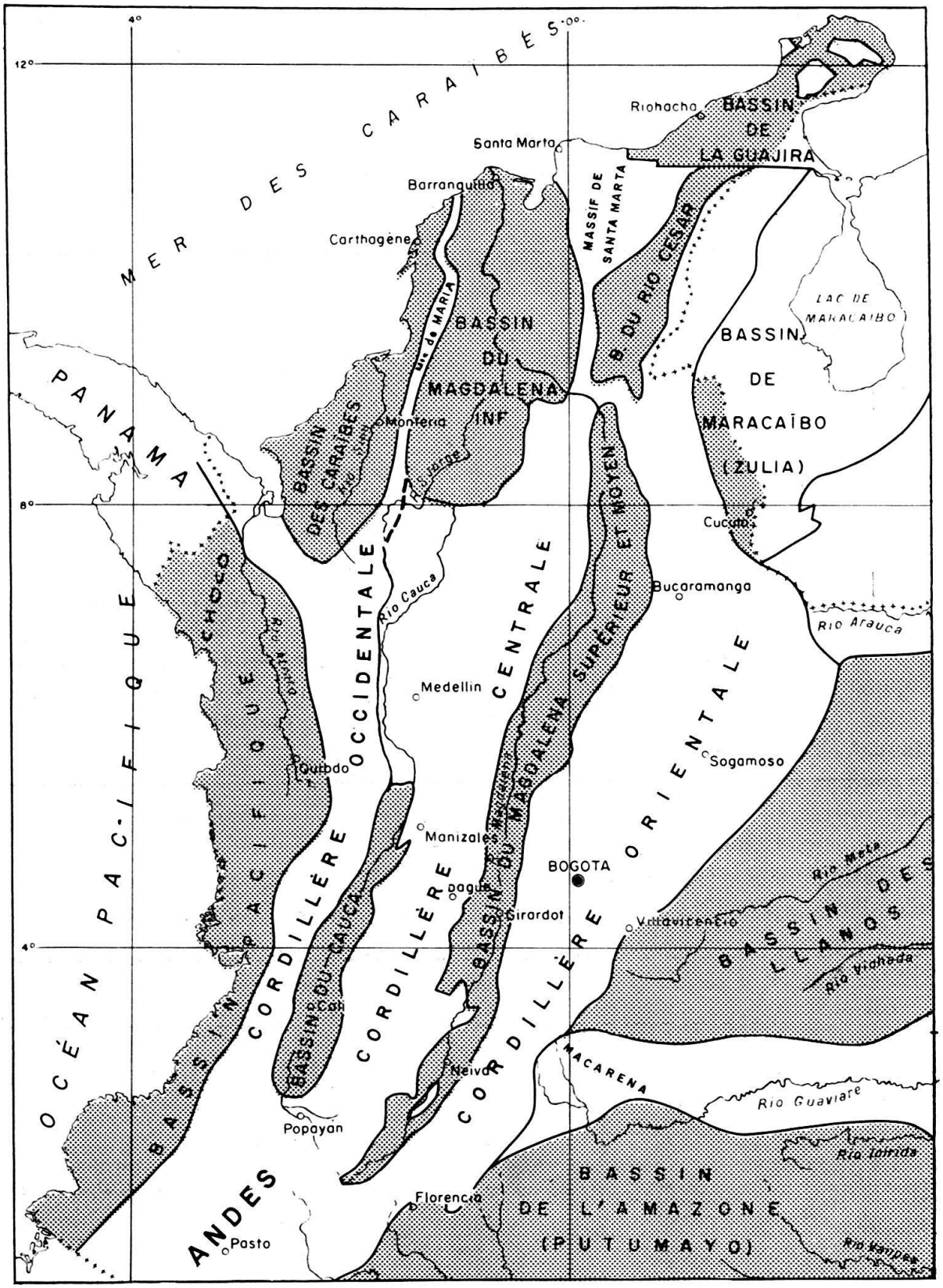


Fig. 1. Carte de Colombie donnant la position des bassins sédimentaires. Echelle 1:7500000

1. Le bassin du Magdalena supérieur et moyen et sa bordure orientale

Le bassin du Magdalena supérieur et moyen, de forme très allongée, parallèle à la direction N–S des Andes (fig. 1), a une superficie de 42500 km². Il comprend une série stratigraphique plissée qui va du Crétacé inférieur au Miocène et fait partie de l'aire sédimentaire de la Cordillère orientale, dont il n'a été séparé que lors du paroxysme miocène de l'orogénèse andine. Nous incluerons donc dans l'étude stratigraphique de ce bassin, les séries affleurant dans la Cordillère qui forme sa bordure orientale.

1. BRÈVE DESCRIPTION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE (Fig. 2)

Une grande transgression marine, qui envahit l'aire sédimentaire de la Cordillère orientale, annonce le début du Crétacé. Les dépôts qu'elle laisse sont essentiellement néritiques: conglomérats et grès sont connus sous le nom de Tambor, marnes et calcaires sous le terme de Rosa Blanca.

La formation de Tambor affleure largement dans la Cordillère orientale, notamment à Arcabuco où elle a 465 m d'épaisseur et à Pomeca où 624 m ont été mesurés sans que soit atteinte la base de la formation. Ces conglomérats et grès sont stériles.

La formation de Rosa Blanca comprend une épaisse série de marnes dans sa partie inférieure et des calcaires marneux, localement subrécifaux, dans sa partie supérieure. Son épaisseur varie de 600 à 1600 m. La première faune rencontrée ne se trouve qu'à 750 m du sommet; elle est d'âge valanginien à hauterivien, ce qui signifie que la base de la formation peut dater du Valanginien inférieur. Citons: *Astieria*, *Leptoceras*, *Neocomites*, *Exogyra*. La faune du sommet est d'âge hauterivien à barrémien.

Formation de Paja. La mer s'approfondit. Les sédiments consistent en shales noirs extrêmement homogènes verticalement et latéralement. Epaisseur: 1740 m près de Villeta et 1120 près de Velez. La base de la formation est barrémienne avec *Nicklesia dumasiana retrocurvata*, mais la plus grande partie des shales de Paja représente l'Aptien avec *Cheloniceras*, *Deshayesites*, *Parahoplites*.

Formation du Tablazo. Comprend souvent deux membres calcaires séparés par des marnes. Epaisseur: 400 à 800 m. La partie inférieure de la formation contient une faune aptienne. Le sommet est caractérisé par la *Zone à Oxytropidoceras* d'âge albien moyen à supérieur.

Formation de Simiti. Shales gris prédominants, de 650 à 1200 m de puissance et datés de l'Albien supérieur par sa faune, mais son sommet stérile peut représenter la base du Cénomanien. Comprend localement les grès de Buenavista.

Formation de la Luna. A la base, calcaires de Salada, surmontés des shales de Pujamana. Au sommet, silex et siltstone de Galembo. La base de la formation est cénomanienne à turonienne inférieur tandis que le sommet est coniacien à campanien.

Formation de Monserrate. Grès quartzeux en bancs épais. Sa partie médiane renferme des bancs de silex très fossilifères: *Siphogenerinoides*, *Globotruncana*.

Epaisseur: 300 à 500 m. Elle représente l'intervalle stratigraphique compris entre le Campanien inférieur et le Maestrichtien.

Formation de Tequendama ou Umir. Dans la localité-type, près de Bogota, la formation de Tequendama consiste principalement en shales, avec lentilles de charbon parfois exploitables. D'âge maestrichtien, les shales de Tequendama présentent d'extrêmes variations d'épaisseur par suite des changements latéraux de faciès du Monserrate, changements latéraux dont nous reparlerons au chapitre suivant et qui aboutissent à la complète substitution des grès par les shales, dont l'ensemble porte alors le nom d'Umir. Epaisseur de la formation à la localité-type: 86 m.

La formation de Tequendama représente la transition du faciès marin au faciès continental qui va s'instaurer avec les argiles de Guaduala.

Formation de Guaduala. Les argiles rouges de Guaduala, de faciès continental, reposent, en continuité stratigraphique manifeste, sur les shales lagunaires de Tequendama. Le passage de l'une à l'autre formation est graduel. Quelques intercalations gréseuses apparaissent dans les parties médiane et supérieure du Guaduala. Epaisseur: 350 à 460 m. La présence de *Rzehakina* en fait du Crétacé supérieur-Paléocène.

Formation de Chicoral. Le régime continental persiste. Le relief est soumis à une intense érosion. Les sédiments clastiques qui en dérivent sont des grès et des conglomérats dont la localité-type se trouve près de Chicoral, dans le Magdalena supérieur. La formation de Chicoral a une puissance de 250 à 320 m. Elle repose, sans discordance, sur les argiles et grès de Guaduala, ce qui, à défaut de fossiles, permet de lui assigner un âge éocène inférieur à moyen.

Formation de Potrerillo. La base de la formation consiste en une alternance de grès grossiers et d'argiles rouges. Plus haut, les grès deviennent plus fins, les argiles s'épaississent,

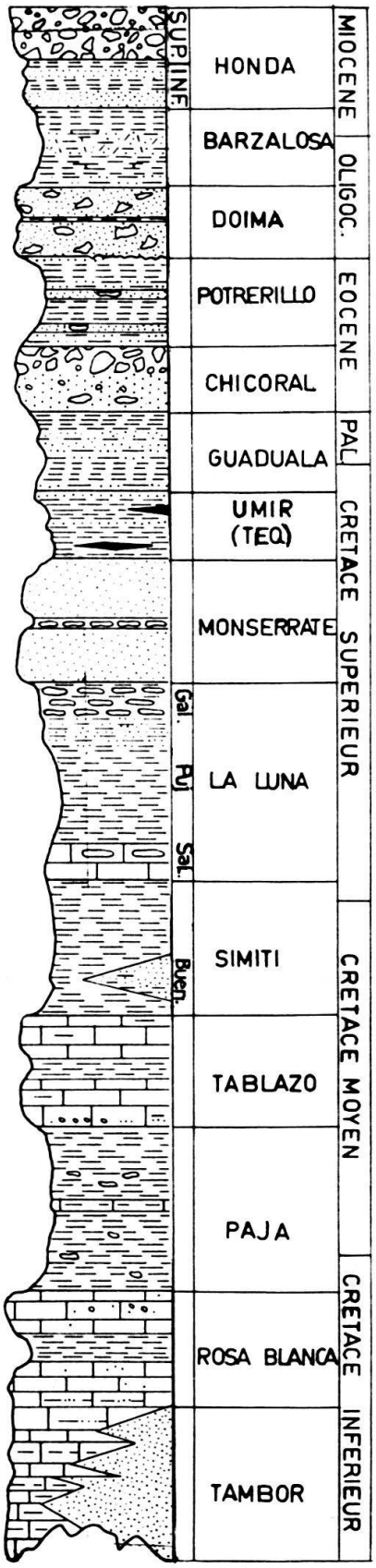


Fig. 2. Coupe stratigraphique du Magdalena supérieur et moyen.

deviennent peu à peu prédominantes et finissent par former, à elles seules, toute la partie supérieur du Potrerillo. Epaisseur: de 150 à 450 m. Age: Eocène supérieur.

Formation de Doima. Une très forte discordance angulaire marque souvent la base de cette formation qui repose sur des sédiments de tout âge, du Crétacé inférieur à l'Eocène. Lorsque ces derniers sont représentés par le Potrerillo, la discordance s'atténue, devient diastème et, en maints endroits, il y a continuité de sédimentation entre les argiles de Potrerillo et les grès conglomératiques qui constituent essentiellement la formation de Doima. Epaisseur: 350 à 700 m. Age: Oligocène inférieur et moyen.

Formation de Barzalosa. Reposant en continuité stratigraphique sur le Doima, les grès et marnes de Barzalosa comportent plusieurs niveaux à lumachelles, dites «lumachelles de la Cira» ainsi que quelques lentilles de charbon. Epaisseur: 500 à 800 m. Age: la faune de la Cira est oligocène supérieur à miocène inférieur, ce que confirme l'étude palynologique des charbons.

Formation de Honda. La partie inférieure consiste en une alternance de grès et de marnes qui se distinguent du Barzalosa sous-jacent, par la présence, dans les grès, de nombreux grains de hornblende et par la nature plus calcaire des marnes. Les grains du hornblende confèrent à l'ensemble gréseux une couleur très caractéristique qui l'a fait appeler «salt and pepper sandstone».

La partie supérieure de la formation est une série de grès grossiers et de conglomérats coupée de rares horizons de marnes à concrétions calcaires. Dans la localité-type, près de la ville de Honda, les conglomérats contiennent plus de 80% de galets de hornblende et autres roches éruptives et 20% de galets de quartz, de silex, rarement de calcaire. Epaisseur: près de San Antonio, au Nord de Honda, 2810 m ont été mesurés, dont 1090 m pour la partie inférieure et 1720 m pour la partie supérieure. Age: En l'absence de fossiles, on peut inférer que, reposant en continuité stratigraphique sur le Barzalosa, la formation de Honda est d'âge miocène inférieur à supérieur.

2. VARIATIONS LATÉRALES DE FACIÈS DES TERMES EXTRÊMES DU CYCLE SÉDIMENTAIRE CRÉTACÉ

La série stratigraphique cretacée, que nous venons de décrire, représente, dans son ensemble, un cycle sédimentaire complet. Le premier terme de ce cycle est la formation transgressive de Tambor, son dernier terme marin les grès du Monserrate.

A l'exception des shales de Paja, toutes les formations crétacées du Magdalena supérieur et moyen sont marquées par d'importantes variations latérales de faciès (fig. 3). Celles procèdant de la grande transgression du Crétacé inférieur sont, évidemment, fonction de la distance aux rivages graduellement submergés. Celles du Crétacé moyen et d'une partie du Crétacé supérieur expriment surtout les oscillations marines connues notamment dans l'Albien et le Cénomanien de la région étudiée. Celles provenant de la grande régression de la fin du Crétacé supérieur, présentent une relation directe avec la distance aux terres nouvellement émergées.

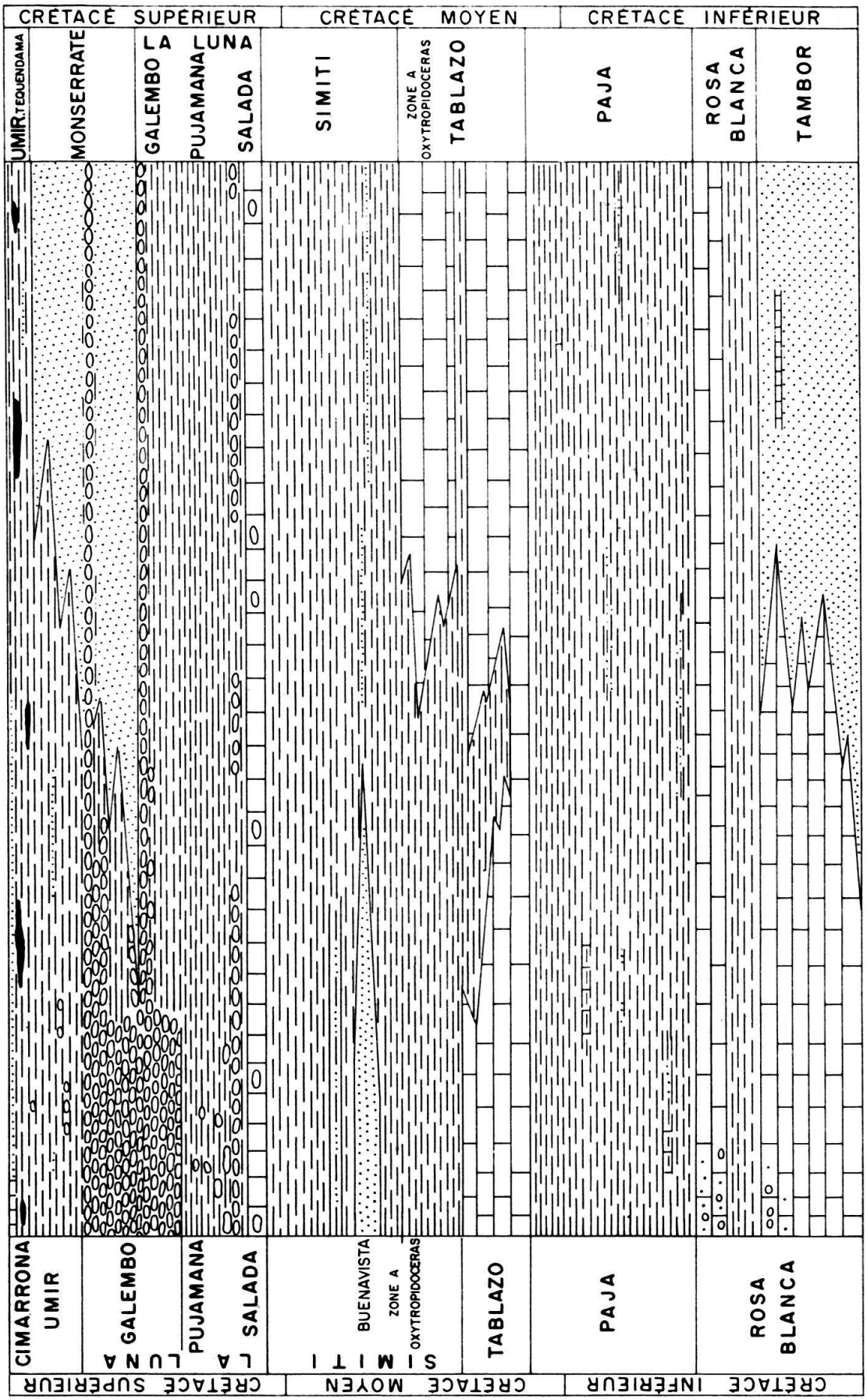


Fig. 3. Représentation schématique des variations latérales de faciès du Crétace du Magdalena supérieur et moyen.

Dans les limites du présent travail, il nous suffira d'examiner les variations latérales de faciès des termes extrêmes du cycle crétacé, soit celles des formations de Tambor-Rosa Blanca et du Monserrate-Umir.

Les variations de faciès de la formation Tambor-Rosa Blanca sont particulièrement bien observables dans la région comprise entre Bucaramanga et Girardot (fig. 1). Nous les suivrons du N au S.

Au cœur de l'anticlinal d'Arcabuco, la section commence par 15 m de conglomérat aux galets tantôt anguleux, tantôt arrondis. Les 450 m restant consistent en grès massifs dans lesquels s'intercalent 4 niveaux de conglomérats de même nature que celui de la base.

A Pomeca, les 624 m mesurés comportent les mêmes grès qu'à Arcabuco, avec ces différences, cependant, qu'il ne s'y trouve aucun horizon conglomératique et que la partie supérieure de la coupe présente une alternance de grès et de calcaire de 40 m d'épaisseur.

Dans les deux localités, les grès sont surmontés de marnes noires et d'un gros banc calcaire ayant livré la faune hauterivienne-barrémienne du sommet Rosa Blanca.

A partir de Pomeca, l'alternance grès/calcaire de 40 m présente un lent accroissement des calcaires aux dépens des grès. A 20 km au S de Pomeca, les grès de Tambor ont disparu de l'alternance et ils n'existent plus qu'à 150 m au-dessous des marnes hauteriviennes-barrémiennes. A Florian, 650 m de section ont été mesurés au-dessous de ces dernières marnes, 650 m ne comprenant que des calcaires et des marnes, sans nulle trace de grès. La formation de Rosa Blanca se présente alors sous un de ses aspects typiques, de haut en bas:

Calcaire supérieur subrécifal 90 m,
Marnes à faune de l'Hauterivien-Barrémien 210 m,
Calcaire inférieur alternant avec des marnes, 650 m.

Le calcaire inférieur du Rosa Blanca s'est donc substitué aux grès de Tambor.

Suivons, en direction sud, les très larges affleurements de Rosa Blanca. De Florian à Piache et Talauta, le calcaire inférieur alterne avec des bancs de marnes de plus en plus nombreux. Entre Utica et Tobia, soit 105 km au S–SW de Florian, la calcaire inférieur n'est plus représenté que par de rares bancs calcaires dans une coupe de 540 m de marnes et shales de faciès plus profond.

Alors que le calcaire inférieur présente de fortes variations latérales de faciès, les marnes intermédiaires à faune hauterivienne-barrémienne sont d'une remarquable constance lithologique aussi bien à Arcabuco, Florian, Sogamoso, Zapatoca et le long de l'énorme anticlinal de Chipata (entre Socorro et Velez), qu'à Tobia, Villeta et Apulo.

Le calcaire supérieur, par contre, passe du faciès subrécifal, qui le caractérise dans la région de Florian, à un faciès nettement détritique vers le S. Ainsi, à Villeta et à Apulo, il est représenté par des conglomérats et des grès à ciment calcaire, des calcaires gréseux, des lumachelles de *Trigonia* à ciment gréseux, des siltstones à nodules calcaires, le tout couronné d'un banc de 3 à 5 m de calcaire cristallin parsemé de grains de sable.

Ces variations de faciès de la formation Tambor-Rosa Blanca sont représentées schématiquement dans la figure 3.

Les variations de faciès de la formation Monserrate-Umir peuvent être suivies, sans difficultés, du S au N de la région étudiée.

Au S, elle est essentiellement un grès massif, compris entre les bancs de silex de Galembo à faunule coniacienne-campanienne et les argiles rouges continentales de Guaduala.

Le sommet des grès massifs du Monserrate, est, dans la région de Girardot, caractérisé par la présence de nombreux galets de quartz, arrondis, de 5 à 10 mm de diamètre, connus sous le terme de «Shoe buttons». De Girardot à Bogota, ces «Shoe buttons» disparaissent graduellement et sont remplacés par des grès de plus en plus fins alternant avec des shales, alternance qui passe latéralement à la formation de Tequendama. Cette formation, dont nous avons mentionné les 86 m d'épaisseur à la localité-type, atteint 360 m de puissance au Paramo de Pacho, sommet situé 56 km au N de Bogota. Les grès massifs du Monserrate sous-jacent, qui mesurent 390 m dans la région de Bogota, sont réduits, ici, à 240 m et intercalés de siltstone.

Les mêmes constations s'imposent lorsque, s'approchant du fleuve Magdalena, l'on parcourt, du S au N, les affleurements compris entre Girardot, Tibacuy, Apulo, La Sierra et Guaduas. A Tibacuy, les formations de Tequendama et du Monserrate ont respectivement 42 et 294 m, à l'W d'Apulo 132 et 247 m; 15 km au N d'Apulo il ne subsiste du Monserrate que quelques intercalations gréseuses et dans les collines qui s'étalent de la Sierra à Guaduas, la formation de Monserrate a disparu en tant qu'unité lithologique. L'intervalle stratigraphique compris entre les silex coniaciens-campaniens de Galembo et les argiles rouges de Guaduala est entièrement occupé par la formation de Tequendama dite alors formation d'Umir.

La formation d'Umir persiste, dès lors, dans toute la partie du bassin du Magdalena supérieur et moyen, située au N de Guaduas, avec cependant quelques variations de son sommet (apparition sporadique des calcaires et conglomérats de Cimarrona) et de sa base (l'invasion graduelle de bancs siliceux, ne permet plus de la différencier lithologiquement du Galembo sous-jacent, Fig. 3).

3. VARIATIONS LATÉRALES DE FACIÈS DE LA FORMATION ÉOCÈNE DE CHICORAL

Le cycle sédimentaire crétacé se clôt avec le retrait de la mer et l'émersion concomitante de terres dont l'érosion se poursuit, sous régime continental, durant le Paléocène et l'Eocène. Le conglomérat éocène de Chicoral résulte de cette érosion. Il est surmonté des argiles rouges de Potrerillo, lesquelles marquent une période de tranquillité, au terme de la pénéplanation partielle des régions qui constituaient les sources d'apport sédimentaire du Chicoral.

Au début de l'Oligocène, les eaux continentales envahissent les pénéplaines. Le conglomérat de Doima s'y dépose, transgressant les structures tronquées parfois jusqu'à leur noyau de Crétacé inférieur.

La figure 4 met en évidence la position réciproque des deux conglomérats, telle qu'on l'observe sur le terrain: le Chicoral est essentiellement *un conglomérat de régression*, le Doima, *un conglomérat de transgression*. Les variations latérales de faciès du premier sont beaucoup plus rapides et plus marquées que celles du

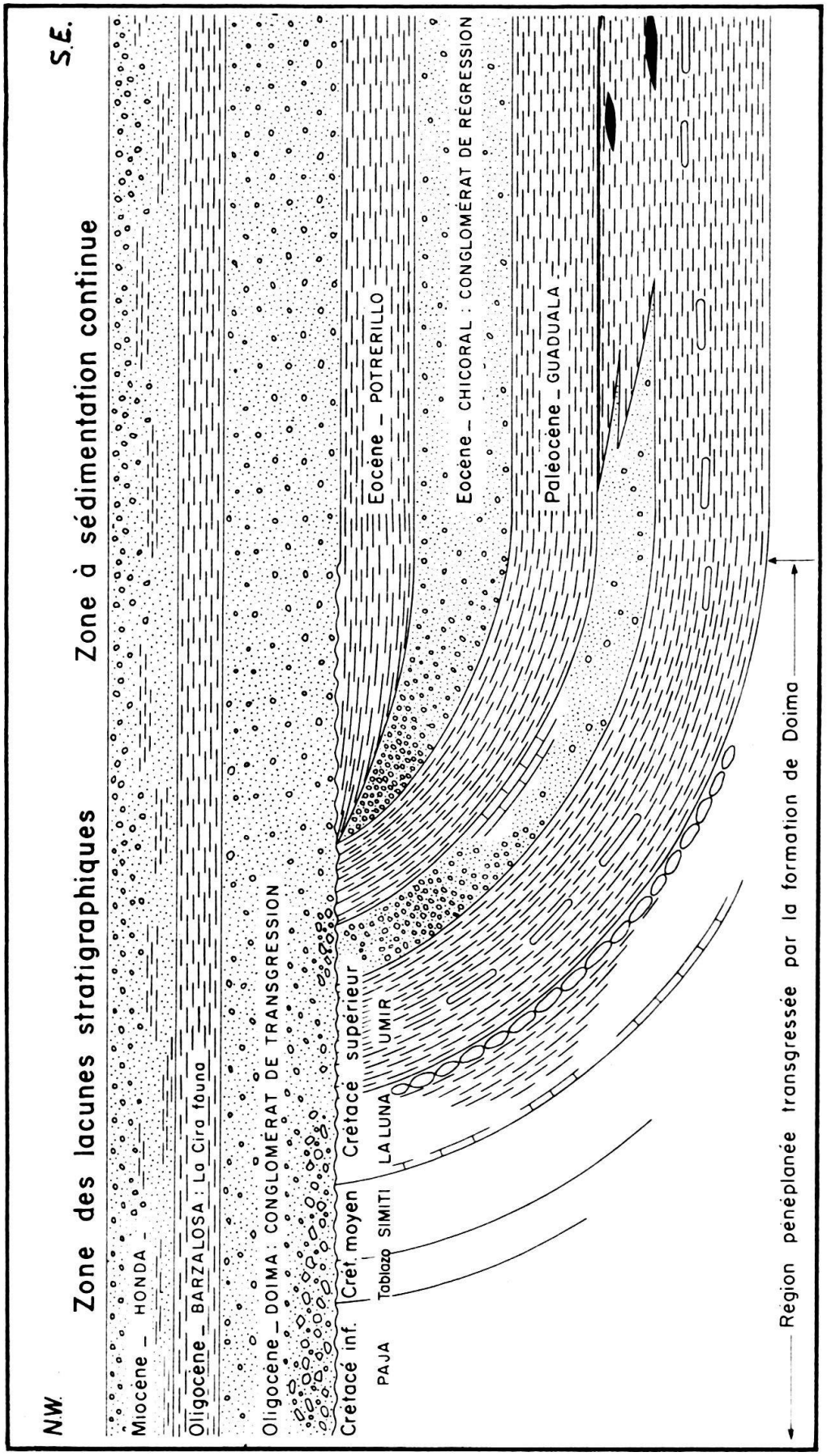


Fig. 4. Position stratigraphique et structurale des sédiments tertiaires du Magdalena supérieur et moyen.

second. Voyons ce que sont ces variations en nous dirigeant du S au N du Magdalena supérieur et moyen.

Au bord du Rio Prado, environ 55 km au S de Girardot, la formation éocène de Chicoral consiste en 422 m de conglomérats et de grès. Les conglomérats sont très rares dans les $^2/_3$ inférieurs de la section et en constituent tout le $^1/_3$ supérieur.

En suivant, de part et d'autre de son axe, le magnifique synclinal de Lozania, on constate une diminution progressive des conglomérats et, à Dos Aguas, 35 km au NE de la coupe du Rio Prado, la formation de Chicoral est entièrement représentée par des grès intercalés de siltstone.

Environ 15 km au NNW de Dos Aguas, les conglomérats réapparaissent dans la formation de Chicoral des deux flancs du synclinal de Carmen de Apicala. On y trouve de haut en bas:

55 m de grès conglomératiques, à galets arrondis.
80 m de conglomérats à stratification entrecroisée.
82 m d'argiles rouges.
160 m de conglomérats à galets anguleux.

377 m au total.

A Nilo, 20 km au N de Carmen, les 490 m de Chicoral ne comportent plus que 83 m de grès conglomératiques à la base de la formation et 48 m de conglomérats au sommet, le reste étant fait d'une alternance de grès et de siltstone.

A Silvania, 24 km au NW de Nilo, toute la formation de Chicoral est représentée par une alternance de grès grossiers et de siltstone, sans aucun galet de conglomérat. Il en est ainsi jusqu'au Boqueron dans les environs de Bogota.

Sur le parallèle de Bogota, 72 km plus à l'W, la section du Bebedero, près de Puli, comprend de haut en bas:

24 m de conglomérats à galets sub-anguleux.
4 m d'argiles rouges.
83 m de grès à lentilles conglomératiques.
17 m d'argiles rouges.
81 m de conglomérats à galets sub-anguleux.
28 m de grès grossiers.

237 m au total.

Au Cerro Vianicito, 30 km au NW de Puli, la formation de Chicoral est presqu'entièrement constituée par des conglomérats à stratification entrecroisée, d'une épaisseur de 357 m.

Le long de l'axe S–N du grand synclinal de Guaduas, jusqu'aux derniers affleurements de la bordure occidentale du bassin du Magdalena moyen, la formation éocène de Chicoral exprime, par les variations du degré de clasticité de ses sédiments, la multiplicité des sources d'apport dont il nous restera à déterminer la direction dans un prochain chapitre.

II. Le Bassin du Magdalena inférieur et sa bordure occidentale

Avec ses 39750 km² de superficie, le bassin du Magdalena inférieur s'étend entre le massif cristallin de Santa Marta, pronlongement de la Cordillère centrale,

et les Monts de Maria, prolongement de la Cordillère occidentale des Andes (fig. 1). Ses plaines et ses collines basses ne présentent, dans sa plus grande partie, que des affleurements miocènes et récents. Les formations plus anciennes, à partir du Crétacé supérieur, sont cependant connues sur sa bordure occidentale.

1. BRÈVE DESCRIPTION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE (Fig. 5)

Les plus anciennes formations datées paléontologiquement sont d'âge crétacé supérieur. Il est pourtant possible que l'alternance de calcaires et de shales noirs, stérile, exposée dans un torrent entre Aya et No Me Embromes, représente le passage du Crétacé moyen au Crétacé supérieur (sommet Simiti-calcaire Salada du Magdalena moyen). Ne pouvant la rattacher à la série stratigraphique qui affleure largement dans les Monts de Maria, je ne la décrirai pas ici. Voici cette série, de bas en haut:

La formation de San Cayetano inférieur consiste principalement en siltstones d'un gris foncé, à patine rougeâtre, intercalés des marnes à concrétions calcaires et de bancs siliceux blanchâtres connus sous le terme de «pierre de Cansona». Vers le sommet, les siltstones deviennent localement glauconitiques. Au pied du Cerro Maco, 422 m de San Cayetano inférieur ont été mesurés. On n'en connaît pas la base. Son âge, campanien à maestrichtien, est donné par *Globotruncana arca*, *Globotruncana* aff. *austinensis*, *Globotruncana plummeri*, *Bulimina*, *Gümbelina*, *Globigerina*.

La formation de San Cayetano supérieur repose, en continuité stratigraphique, sur les siltstones marins du Crétacé. Elle est essentiellement une alternance de siltstone et de grès fins, de faciès marin, constituant un passage graduel des sédiments fins du San Cayetano inférieur aux grès et conglomérats du Carreto. Epaisseur: 350 à 500 m. Age: Paléocène, avec *Rzehakina epigon*, *Spiroplectammina grzybowski*.

La formation de Carreto inférieur accuse une sédimentation plus clastique en milieu marin. Elle présente de nombreuses variations, des grès aux conglomérats, aussi bien verticalement que latéralement. Nous en reparlerons dans le chapitre suivant. Epaisseur: 250 à 400 m. Age: Paléocène à Eocène inférieur, par sa position stratigraphique.

La formation de Carreto supérieur est une alternance de siltstone, de grès fins et de marnes, le tout couronné du calcaire lenticulaire de San Juan. Le Carreto supérieur a une puissance de 88 m près de Chalan et de 360 m près du village de San Juan, 45 km au N de Chalan. Age: Eocène moyen sur la base de la microfaune du calcaire de San Juan datée du sommet de l'Eocène moyen.

La formation de San Jacinto ne présente, avec la formation sous-jacente aucune interruption de sédimentation. Lorsqu'elle repose sur le calcaire lenticulaire de San Juan, elle débute par un grès à ciment calcaire passant graduellement à un conglomérat massif, vers le milieu de la section. Lorsque le calcaire éocène moyen de San Juan est absent, la lithologie du Carreto supérieur persiste au-delà de la limite paléontologique et l'on retrouve, plus haut, un calcaire de même faciès que le calcaire de San Juan mais contenant une faune typique de

l'Eocène supérieur. Ce calcaire est également disposé en lentilles et se rencontre parmi les grès et conglomérats qui constituent la moitié supérieure de la formation de San Jacinto. Latéralement, grès et conglomérats passent à des marnes et siltstones. Epaisseur moyenne: 450 m. Age: Eocène supérieur à Oligocène inférieur.

La formation de Porquero est essentiellement marneuse. Elle témoigne de la persistance du régime marin, dans le bassin du Magdalena inférieur, durant tout l'Oligocène et une partie du Miocène. Elle comprend localement une importante série gréseuse, dite «Grès de Catalla». La formation de Porquero peut atteindre 5200 m de puissance. Elle renferme une abondante microfaune de l'Oligocène inférieur, moyen et supérieur, ainsi que du Miocène inférieur.

La formation de San Antonio marque la fin du régime marin. Sa partie inférieure comprend des grès et marnes lagunaires, sa partie supérieure des grès et conglomérats de faciès continental. La base des sédiments continentaux est localement discordante. Epaisseur: 1550 à 5000 m. Age: Miocène inférieur à supérieur.

2. VARIATION DE FACIÈS DU CARRETO INFÉRIEUR ET DU SAN JACINTO

Le conglomérat marin du Carreto inférieur est l'équivalent du conglomérat continental de Chicoral du Magdalena supérieur, en ce sens qu'il exprime comme lui une régression, une intensification de l'érosion, donc l'apparition de terres nouvellement émergées entre le Paléocène et l'Eocène moyen.

De même, la légère récurrence marine que révèlent les calcaires de San Juan et de San Jacinto et les conglomérats qui accompagnent ce dernier, cette légère

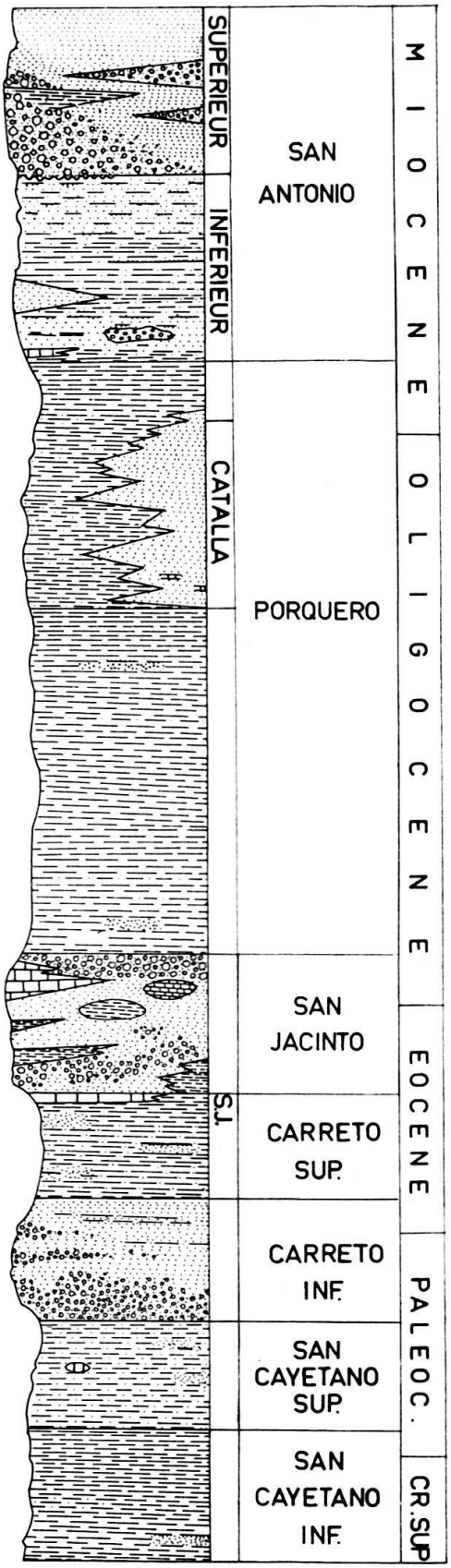


Fig. 5. Coupe stratigraphique du Magdalena inférieur.

récurrence marine, dans le Magdalena inférieur, se répercute dans le Magdalena supérieur et se traduit, par une invasion d'eau douce et le dépôt du conglomérat de Doima durant l'Oligocène inférieur.

Ces deux unités, essentiellement clastiques, du Carreto inférieur et du San Jacinto présentent d'importantes variations de faciès. Nous en examinerons les principales.

Les variations de faciès du Carreto inférieur, apparaissent clairement lorsqu'on parcourt, du S au N, les chaînes constituant les Monts de Maria. L'affleurement le plus méridional se trouve le long de l'Arroyo Seco, près de Tolu Viejo. Le conglomérat y a une épaisseur de 376 m. Sa base comprend des galets de 4 à 10 cm de diamètre, tous formés de roches sédimentaires. En montant dans la section, le diamètre des galets augmente. Parmi les galets sédimentaires, on aperçoit, épars, quelques galets de roches éruptives. Ces derniers s'accroissent lentement et, vers le sommet de la formation, ils constituent le 80% des éléments clastiques dont le diamètre peut alors atteindre 3 m.

A 14 km NE de ToluViejo, la section de Chalan comprend 240 m de Carreto inférieur, dont seulement 20 m de conglomérats à la base et quelques lentilles conglomératiques, de quelques cm d'épaisseur maximum, disséminées dans les 160 premiers m de la formation. La partie supérieur est entièrement constituée par des grès massifs.

Entre les parallèles de Chalan et de Carmen, le Carreto inférieur affleure largement sur les deux flancs, W et E, des Monts de Maria. Sur le flanc W, le conglomérat est réduit à quelques lentilles, de 1 à 2 m d'épaisseur et de 2 à 8 m de longueur, confinées à la base de la formation. Sur le flanc E, il apparaît sur 50 à 150 m, également à la base de la formation. La dimension des galets a fortement diminué sur les deux flancs, n'atteignant que rarement 8 cm.

Sur une tranche de 7 km au N d'une droite qui relierait Carmen de Apicala à San Onofre, les éléments conglomératiques disparaissent complètement des assises du Carreto inférieur.

Ils réapparaissent en grand nombre au Cerro Capiro, approximativement 25 km au N de Carmen. A 4 km W de ce point, 136 m de conglomérat forment le synclinal perché du Cerro Maco. Les galets, en majorité de roches basiques, ont un diamètre de 1 à 25 cm.

Sur les 22 km qui séparent le Cerro Capiro du village de Carreto, localité-type, la formation devient de moins en moins conglomératique. A Carreto, elle comprend, de haut en bas:

60 m d'une alternance de grès fins et de siltstones.
144 m de grès massifs; diamètre des grains croissant de haut en bas.
23 m de grès conglomératiques.
14 m de conglomérats à galets de quartz et de silex, de 1 à 3 cm de diamètre.
9 m de grès conglomératiques.

250 m au total.

Dans le voisinage immédiat du village de Carreto, un fort plongement axial fait disparaître momentanément les Monts de Maria. Ils émergent de nouveau au N avec leur axe légèrement décalé vers l'W (Fig. 1).

Le Carreto inférieur affleure alors le long de l'axe de l'anticlinal qui, de Villanueva, s'étend par Tabla jusqu'à la Cienaga de Luruaco. Près de Villanueva, les conglomérats sont un peu plus abondants qu'à Carreto, mais ils décroissent rapidement en nombre, tandis qu'augmente la puissance de la formation (380 m entre Luruaco et Pendales).

Les variations de faciès de la formation de San Jacinto se manifestent par l'apparition sporadique des calcaires que nous avons mentionnés dans la description de la série stratigraphique et par le développement intermittent des conglomérats. Les plus importantes accumulations de ces derniers se trouvent au N du plongement axial des Monts de Maria: 180 m au Cerro Nispero, 115 m au Cerro Repelon, 220 m à Jenequen, tandis qu'à la localité-type, au S de ce plongement, le conglomérat ne mesure que 59 m. Notons encore qu'en divers endroits, notamment au S de San Jacinto et à 4 km de la section du Cerro Repelon, l'intervalle stratigraphique compris entre le calcaire de San Juan et les marnes de Porquero est entièrement occupé par des marnes rouges et des siltstones.

III. Ordonnance des courbes d'isofaciès dans les deux bassins du Magdalena

Faisant la synthèse des variations latérales décrites dans les chapitres précédents, j'ai tenté d'établir la carte de faciès des formations suivantes:

1. Tambor-Rosa Blanca du Crétacé inférieur.
2. Monserrate-Umir du Crétacé supérieur.
3. Chicoral de l'Eocène inférieur à moyen.
4. Carreto inférieur du Paléocène-Eocène inférieur.
5. San Jacinto de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

Les 3 premières de ces formations appartiennent au bassin du Magdalena supérieur et moyen, les 2 dernières à celui du Magdalena inférieur.

Les données relatives au Tambor-Rosa Blanca ne me permirent de déterminer que très précairement une direction générale N 60° W–S 60° E de quelques courbes d'isofaciès, au S du Massif cristallin de Bucaramanga.

Une première tentative de tracer les courbes d'isofaciès du Monserrate-Umir aboutit à une carte très fragmentaire indiquant une direction générale S 70°W–N 70° E, dans la partie méridionale du bassin, avec incurvation vers l'W à la latitude de Honda.

Par contre, 26 coupes mesurées et analysées dans tous leurs détails et 88 points d'observations me fournirent les éléments nécessaires à l'élaboration d'une carte de faciès du Chicoral, carte dont je donne la partie médiane (fig. 6). Les courbes d'isofaciès indiquent le pourcentage de conglomérats; la direction des axes, autour desquels elles s'ordonnent, est comprise entre N 20° W et N 40° W.

La carte de faciès du Carreto inférieur, basée, comme celle du Chicoral, sur le pourcentage de conglomérats, montre nettement une direction générale N 78° W–S 78° E des courbes de pourcentage maximum, notamment dans les environs de Tolu Viejo et du Cerro Maco. Dans les régions de Carreto et de Villanueva, ces courbes tendent vers la direction W–E.

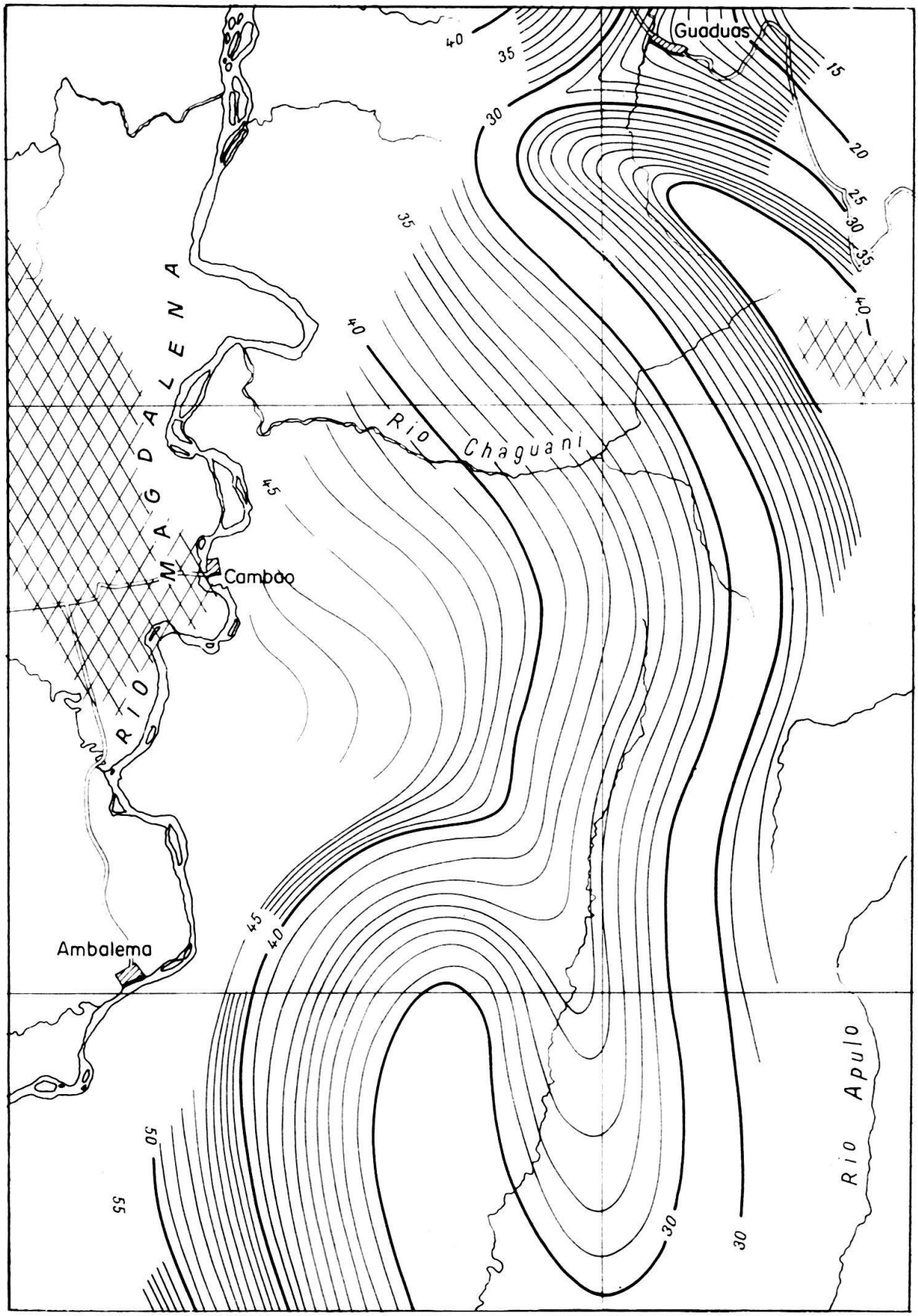


Fig. 6. Carte de faciès de la formation éocène de Chicoral.
Les courbes indiquent le pourcentage de conglomérat, les zones quadrillées les sources d'apport sédimentaire. Echelle 1 : 200 000.

Je n'ai pu tracer les courbes d'isofaciès du San Jacinto que dans le N du bassin. Leur orientation varie de N 75° W à W-E.

Etant donné que la direction S 36° W–N 36° E est le «trend» général de la Cordillère orientale entre le S de la Colombie et Bucaramanga, les angles que forment, avec cette cordillère, les axes, autour desquels s'ordonnent les courbes d'isofaciès, ont la valeurs suivantes:

96° pour le Tambor-Rosa Blanca du Crétacé inférieur,
34° pour le Monserrate-Umir du Crétacé supérieur.
56° à 76° pour le Chicoral de l'Eocène inférieur à moyen.

Les Monts de Maria étant orientés S 24° W–N 24° E, ces angles seront, dans le bassin du Magdalena inférieur:

102° tendant vers 114° pour le Carreto du Paléocène-Eocène inférieur.
99° à 114° pour le San Jacinto de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

Ces chiffres, qu'il ne faudrait évidemment pas parer de rigueur mathématique, n'ont de valeur que placés dans leur contexte. Comme tels, ils expriment l'obliquité des courbes d'isofaciès par rapport à la direction générale des Andes.

IV. Position ancienne et actuelle des sources d'apport sédimentaire

L'ordonnance des courbes d'isofaciès, dont il vient d'être question, est, bien entendu, fonction de la position originelle des sources d'apport sédimentaire. Dès lors que cette ordonnance est connue, la position de ces dernières l'est également. Dans le cadre de la présente étude, il serait prématuré d'en conclure que l'édifice orogénique qui alimenta l'aire de sédimentation du Crétacé inférieur, ou celle du Crétacé supérieur, s'étendait en direction N 60° W ou S 70° W respectivement. Les faits constatés dans les chapitres précédents sont insuffisants pour l'établir.

Il n'en va pas de même des chaînes d'où dériva l'énorme volume des conglomérats de Chicoral. Leur direction N 20° W à N 40° W est confirmée par la répartition horizontale des lacunes qui affectent la série stratigraphique entre le conglomérat régressif de Chicoral et le conglomérat transgressif de Doima (fig. 4). Les régions pénéplanées, qui furent les sources d'apport sédimentaire du Chicoral et furent ensuite envahies par le Doima, sont observables le long d'une zone, de part et d'autre de laquelle, le Chicoral réapparaît dans une succession stratigraphique continue. Suivons cette zone du N au S.

A Barzalosa, près de Girardot, le conglomérat de Doima repose, en discordance angulaire, sur le Crétacé supérieur du flanc oriental de l'anticlinal de Girardot et ce contact peut être observé sur toute la bordure périsynclinale d'Agua de Dios.

Près de Tocaima, le Doima forme le sommet du Cerro de la Herradura. A quelques mètres du sommet, on le voit reposer sur le Crétacé inférieur représenté ici par la base des shales de Paja.

A 3 km au N de Tocaima, sur une arête du Cerro Guacana, le Doima, transgresse les grès et silex du Monserrate. Ses galets, anguleux, sont en majorité constitués par des silex remplis de *Siphogenerinoides*.

Du Cerro Guacana à la Muelle, hameau situé en bordure de la route Tocaima-Viota, le Doima recouvre successivement les formations de La Luna, Simiti et Tablazo.

A La Muelle, un magnifique affleurement de Paja, contenant de nombreuses ammonites aptiennes, forme la rive droite du Rio Bogota. Les bancs de shales noirs ont un pendage de 40 à 55° et sont surmontés des conglomérats de Doima en position sub-horizontale.

Ce contact, à forte discordance angulaire, entre le Crétacé moyen et le Doima, peut être suivi, en direction nord, jusqu'au sommet de l'anticlinal d'Apulo.

Au NW de l'anticlinal d'Apulo, le long du sentier qui joint La Virgen à l'hacienda Betania, le Doima est transgressif, du S au N, sur le Guaduala, le Chicoral et le Potrerillo.

Bien que les structures originelles aient été tronquées par l'érosion éocène et, la direction de leurs axes, oblitérée par l'orogénèse andine, cette répartition géographique et stratigraphique des lacunes et discordances angulaires permet de reconstituer aisément la position ancienne des sources d'apport sédimentaire dont la direction forme avec celle des Andes un angle de 56 á 76 degrés.

Notons encore que de nombreuses failles transversales actuelles présentent cette même orientation, qui est aussi celle des droites joignant, à travers la vallée du Magdalena, les culminations axiales des chaînes andines. Les principes de la tectonique transversale énoncés par E. Paréjas et J. W. Schroeder trouvent, dans ce dernier cas, leur application.

Quant à la position ancienne des sources d'apport des sédiments paléocènes et éocènes du Magdalena inférieur, elle est clairement définie par les courbes d'isofaciès du Carreto inférieur, au S du bassin et par celles du San Jacinto au N. Qu'en est-il de leur position actuelle?

Lors de l'élaboration des cartes montrant, du S au N, les directions N 78° W, W–E et N 75° W des axes autour desquels s'ordonnent les courbes d'isofaciès, les études de subsurface n'avait apporté que des renseignements épars sur les zones marginales du bassin, notamment au N (région de Tubara) et au NE (champs d'El Dificil) Les gisements pétrolifères de Cicuco n'avaient pas encore été découverts.

C'est cette découverte et les travaux d'exploration et de développement subséquents qui mirent en évidence l'existence, au niveau du socle cristallin, d'une dorsale plus ou moins parallèle au tronçon du Rio Magdalena compris entre El Banco et Magangué. Nous avons déjà mentionné cette partie du fleuve, dans l'introduction à la présente étude, en indiquant qu'elle coupe, en direction NW, l'étroite aire d'ennoyage de la Cordillère centrale.

La dorsale s'étend au-delà de cette aire d'ennoyage et traverse, par Magangué, la partie centrale du bassin du Magdalena inférieur. A 60 km SE de Corozal, gros bourg situé au pied des Monts de Maria, elle se trouve à environ 2100 m de profondeur. Son noyau cristallin est alors couronné par des calcaires récifaux oligicènes, lesquels sont surmontés des formations de Porquero et de San Antonio.

Aux environs de Corozal, la dorsale, que nous appellerons dorsale de Magangué, échappe à nos investigations, mais, dans son prolongement NW, se trouve la trouée de Sincelejo. Or c'est précisément au N de cette trouée que se situe la plus grande accumulation de conglomérats du Carreto inférieur: 376 m dans la coupe de Tolu Viejo, décrite en page 919. Etant donnée la nature pétrographique

des galets et leur répartition verticale dans cette coupe de Tolu Viejo, il me semble ne faire aucun doute que leur source d'apport ait été une unité tectonique à noyau cristallin recouvert d'une faible couche sédimentaire.

D'autre part, au S de la trouée de Sincelejo, le forage de Sahagun a traversé une puissante série de conglomérats semblable à celle de Tolu Viejo.

Me basant sur ces faits et sans avoir à suppléer par l'hypothèse et l'a priori à ce que ces faits ne sauraient révéler, je crois pouvoir considérer la dorsale de Magangué comme la source d'apport sédimentaire du Carreto inférieur. Sa position actuelle ne diffère de sa position ancienne que dans la mesure où elle a été affectée par les mouvements orogéniques post-éocènes.

Les mêmes constatations s'imposent au N du bassin du Magdalena inférieur, dans la région de Jenequen (p. 920), où le conglomérat de San Jacinto atteind son maximum de puissance. En bordure des derniers affleurements, les forages ont rencontré une dorsale de granite qui s'étend le long de la langue de terre barrant d'E en W, la Ciénaga Grande et aboutit à Campito, au NW de Barranquilla.

Comme la dorsale de Magangué, cette dorsale de Campito a été soumise à une intense érosion qui l'a dépouillée de sa couverture sédimentaire jusqu'à sa nouvelle immersion durant l'Oligocène. Elle nous révèle pourtant deux faits, inconnus à Magangué mais supposés dans le Magdalena supérieur:

a) Dans sa partie orientale, la dorsale de Campito s'aligne sur les structures E–W du massif ancien de Santa Marta et se trouve dans le prolongement du plus haut sommet de ce massif.

b) Dans sa partie occidentale, elle aboutit à une culmination axiale et à un fléchissement vers l'W de l'anticlinal de Puerto Colombia.

De ces deux faits nous concluons que la dorsale de Campito était, dans sa position ancienne, un élément structural d'un édifice orogénique préandin, élément qui a constitué un obstacle au déferlement des plis dont procèdent les Monts de Maria.

Sa position actuelle, tout comme celle de la dorsale de Magangué, ne diffère de sa position ancienne que dans la mesure où elle a été affectée par les mouvements orogéniques et taphrogéniques post-éocènes. Ces mouvements ont provoqué l'affaissement des deux dorsales plus qu'ils n'ont modifié leur direction générale. Cette direction générale demeure essentiellement oblique à la direction des Andes actuelles. C'est en raison de cette obliquité et de leur âge, que je propose d'appeler les dorsales de Magangué et de Campito des «dorsales transverses anciennes».

V. Définition des dorsales transverses anciennes. Les dorsales de Colombie

Par rapport aux chaînes actuelles nées des derniers paroxysmes orogéniques, les dorsales transverses anciennes sont des unités tectoniques aberrantes, dont la direction est perpendiculaire ou oblique à la direction générale de ces chaînes. Elles constituent généralement un élement de subsurface des avant-pays, situé dans le prolongement des massifs anciens affleurant.

Issues de mouvements antérieurs aux derniers paroxysmes orogéniques, les dorsales transverses anciennes ont été, successivement, sources d'apport

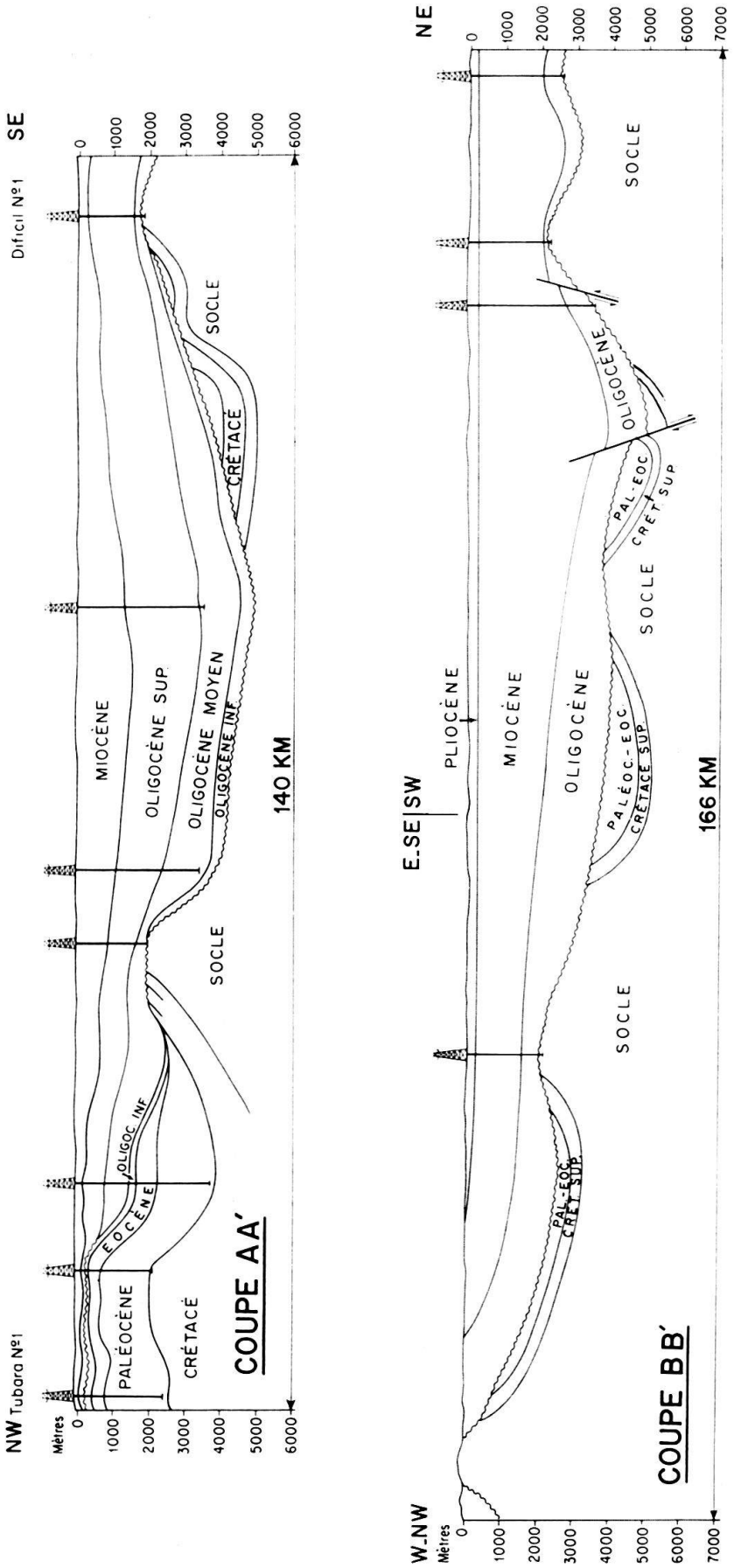


Fig. 7. Coupes structurales du bassin du Magdalena inférieur. Coupe AA' à travers la région des biseaux paléocènes et éocènes. Coupe BB' le long de la dorsale transverse de Magangué.

sedimentaire et massifs-obstacles. Comme telles, elles déterminent, d'une part, la direction des axes autour desquels s'ordonnent courbes d'isofaciès, biseaux, diastèmes, lacunes stratigraphiques et discordances angulaires et conditionnent, d'autre part, la répartition de certains accidents structuraux, notamment des culminations axiales, failles et incurvations.

Des dorsales colombiennes, auxquelles s'applique l'essentiel de cette définition, nous connaissons, jusqu'ici, celles de Magangué et de Campito. Il en existe d'autres, sur lesquelles ont porté mes recherches, mais dont je ne puis encore définir le tracé sinon très sommairement. Je citerai la dorsale transverse ancienne d'El Carmen qui détermine la plus importante culmination axiale des Monts de Maria, la culmination de Canzona. C'est au pied de la culmination de Canzona que s'étale l'énorme volume de conglomérats des Cerro Maco et Capiro (p. 919). Elle court à travers le bassin du Magdalena inférieur, alignée qu'elle semble être sur l'une des structures de la vallée de César à l'E.

Dans le Magdalena supérieur, la subsurface de la plaine de Girardot (ce grand gisement potentiel de Colombie) a révélé, aux forages, quelques indices de dorsales transverses qu'il serait prématuré de mentionner.

Dans les Llanos, immense pampa située à l'E de la Cordillère orientale, la dorsale transverse ancienne du Guaviare sépare le bassin des Llanos de celui de l'Amazone-Putumayo (Fig. 1).

Il est vraisemblable qu'une dorsale transverse de l'Arauca existe au N du bassin des Llanos. Elle peut être en relation avec le fléchissement vers l'W de la Cordillère orientale et l'ennoyage de la Cordillère centrale. Si cette hypothèse se vérifiait, notre dorsale de Magangué ne serait que le prolongement, vers le NW, de cette dorsale.

VI. De quelques dorsales transverses anciennes d'Amérique latine

J'ai parcouru les principaux bassins sédimentaires connus de l'Amérique latine en vouant une attention particulière aux dorsales transverses du Brésil, de la Bolivie, du Paraguay et de l'Argentine.

Brésil. A partir des travaux des géologues brésiliens et des publications récentes de W. Link et L. Morales, j'ai tenté de déterminer le sens de certaines anomalies géophysiques existant dans le bassin de l'Amazone. Mes conclusions aboutissent au tracé, dans l'W de ce bassin, de deux dorsales transverses, alignées, l'une sur la bordure méridionale du bouclier des Guyanes, l'autre sur la bordure septentrionale du bouclier brésilien. La premiére se trouverait prolongée vers l'W par notre dorsale colombienne du Guaviaré.

Quant aux dorsales traversant le bassin brésilien du Parana, leur localisation requiert un travail minutieux de levé de cartes de faciès et des isopaques du Paléozoïque affleurant dans la périphérie brésilienne, uruguayenne, argentine et paraguayenne d'un immense plateau recouvert de laves triasiques. Nous n'en parlerons pas ici.

Bolivie et Paraguay. Une dorsale transverse ancienne, tangente à la courbe que forment les Andes vers le 18e parallèle sud, s'étend de la province boli-

vienne de Santa Cruz à la plaine paraguayenne du Gran Chaco. Vue d'avion, elle affleure sporadiquement en un chapelet de petites collines orientées NW–SE.

ARGENTINE. A 1000 km SW de Buenos Aires, s'étend, au pied des Andes, le bassin pétrolifère de Neuquen. Une vingtaine de gisements y sont exploités, tous groupés sur les deux flancs d'une dorsale transverse ancienne, de direction W–E, donc perpendiculaire à la direction générale des Andes.

Le noyau de cette dorsale transverse de Neuquen est formé de roches du socle cristallin et recouvert d'une série porphyritique d'âge triasique. Lors de la transgression marine du Lias, elle alimenta l'aire sédimentaire de Neuquen.

Elle est essentiellement une dorsale de subsurface, n'affleurant que sporadiquement.

Notons, pour terminer, la direction W–E des anticlinaux du flanc nord du bassin argentin de Comodoro Rivadavia et celle N–S des axes structuraux de la région de Sarmiento.

CONCLUSIONS

Les faits exposés au cours de ce travail m'ont amené à donner des dorsales transverses anciennes une définition (p. 924) qui fait de ces éléments tectoniques aberrants, la cause des divergences existant entre la direction des axes structuraux andins et la direction des axes le long desquels s'ordonnent les courbes d'isofaciès.

Réciproquement, étant donné l'intérêt pétrolier que présentent les dorsales transverses anciennes, leur localisation au pied des chaînes actuelles peut se faire par l'étude stratigraphique et tectonique des sédiments constitutifs de ces chaînes, préalablement à toute campagne géophysique.

Puissent de telles études, dont le présent travail n'est qu'une ébauche, révéler de nouveaux aspects des bassins sédimentaires de ces pays si attachants de l'Amérique latine.

---

7. – ALICE SCHNORF (Lausanne): **Les Steinerella des Marnes valanginiennes d'Arzier.** Voir «Compte rendu de la Soc. paléontologique suisse», dans ce fascicule p. 1131.

---

8. – NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Sur deux poussées orogéniques distinctes, produites au cours du plissement du Carbonifère dans les Alpes.** Avec 4 figures dans le texte.

Le complexe du Carbonifère de la zone Châtelard-Salvan comprend les roches suivantes (N. OULIANOFF, 1952, p. 29–30): 1° Conglomérats, y compris le Poudingue de Vallorcine (conglomérats à gros éléments); 2° Grès compacts et schistes gréseux. Leurs grains sont pour la plupart petits; 3° Schistes ardoisiers, argileux.

Ce Carbonifère a été plissé tout en étant pris dans un étau par deux masses de Cristallin qui font partie, *actuellement*, du massif des Aiguilles Rouges[1]). La direction de l'axe des plis est N 30–35° E.

[1]) Je souligne le mot «*actuellement*» pour rappeler que le massif cristallin des Aiguilles Rouges s'est individualisé seulement pendant l'orogénèse alpine, après sa séparation du massif du Mont-Blanc, par suite de l'apparition de l'immense fracture, désignée communément comme synclinal complexe de Chamonix. (OULIANOFF, 1937, 1944, 1947, 1953, 1963.)

La géométrie de ce plissement (hercynien, antétriasique) a été accentuée lors de l'orogénèse alpine, et la violence des effects conjugués est rendue visible par les zones de mylonitisation des schistes cristallins et du granite (en particulier, sur le flanc nord-ouest). Les roches du Carbonifère, peu métamorphisées, comprenant une forte proportion de schistes argileux, ardoisiers et gréseux, se prêtaient à la formation de la schistosité secondaire. Cette dernière, dont le plan accuse une position presque verticale, affecte toute la masse des roches et contribue à oblitérer (OULIANOFF, 1934) la stratification peu prononcée, par suite de la nature monotone des sédiments.

Ainsi, en parcourant cette zone du Carbonifère, on a l'impression que la structure des plis de toute la masse rocheuse est isoclinale.

En réalité, l'observation, que j'ai déjà mentionnée plus haut (OULIANOFF, 1934, p. 420), devrait servir d'avertissement lors des discussions tectoniques concernant la structure de la zone carbonifère en question. Cet exemple, dont j'ai fait la démonstration lors d'excursions géologiques, a même frappé l'observateur hors ligne qu'était M. LUGEON. J'ai attiré, sur cet affleurement, l'attention des géologues, dans le «Guide géologique de la Suisse» (1934, fasc. VI). Il s'agit

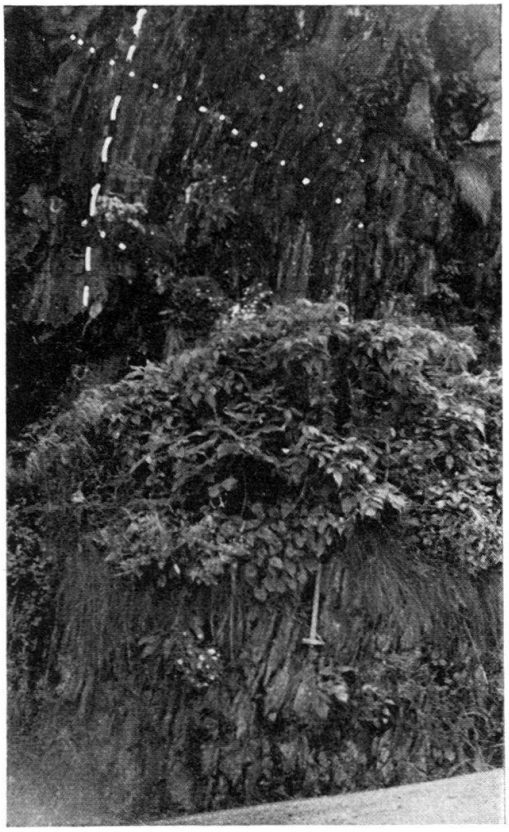


Fig. 1. La paroi rocheuse du Carbonifère au village du Châtelard. Les pointillés soulignent quelques exemples de l'orientation des traces de la stratification. La ligne en traits interrompus indique la position de la schistosité produite pendant le plissement hercynien. La direction des couches est N 28° E. Elles s'inclinent au N faisant 27° avec l'horizon, ce qui permet de supposer que nous sommes ici sur le flanc nord d'un anticlinal. Le marteau, long de 43 cm, sert d'echelle.

de la «fausse stratification qui n'est qu'une schistosité masquant la vraie position des couches». La figure 1 représente ce phénomène d'oblitération de la stratification par la schistosité secondaire, à l'affleurement qui se trouve au milieu du village du Châtelard, à quelque 30–40 m de l'entrée nord du petit tunnel de la ligne Martigny–Châtelard.

Or, l'analyse systématique, le long de toute la zone du Carbonifère, qui aurait pour but de constater la véritable stratification, serait condamnée d'avance à l'échec, vu que la stratification est presque complètement effacée par la schistosité secondaire.

On mettait cependant un certain espoir dans la présence des zones conglomératiques qui indiqueraient la position de la base des couches tout en admettant que la série stratigraphique est simple. Les niveaux conglomératiques, les plus marquants sur le terrain, ont été enregistrés par moi sur la carte (OULIANOFF, 1952). Toutefois, la mise en pratique de cette méthode n'a pas abouti aux résultats désirés pour la reconstitution des synclinaux et des anticlinaux dans la zone du Carbonifère. Mais un examen attentif des affleurements conglomératiques a permis de constater, ici et là, la présence de galets noirs, parmi les éléments roulés composant leur fraction grossière. Provenant d'une roche schisteuse à grain très fin, ils sont très aplatis. Le faciès de cette roche correspond exactement à celui des schistes ardoisiers largement représentés dans le complexe Salvan–Le Châtelard. Dans ces galets, je n'ai pas réussi à trouver des empreintes végétales. Il est évident que la probabilité de les trouver est tout à fait minime, étant donné que l'extraction même des galets schisteux de la masse conglomératique présente des difficultés considérables. Toutefois, l'hypothèse qui classerait dans le Carbonifère les schistes noirs des galets en question est assez plausible. Deux arguments seraient en sa faveur:

1° l'identité frappante du faciès, ce qui est indiqué plus haut;

2° pour le second argument, nous nous adressons au soubassement cristallin. Or, ce soubassement ne contient pas, parmi les micaschistes, les gneiss, les amphi-

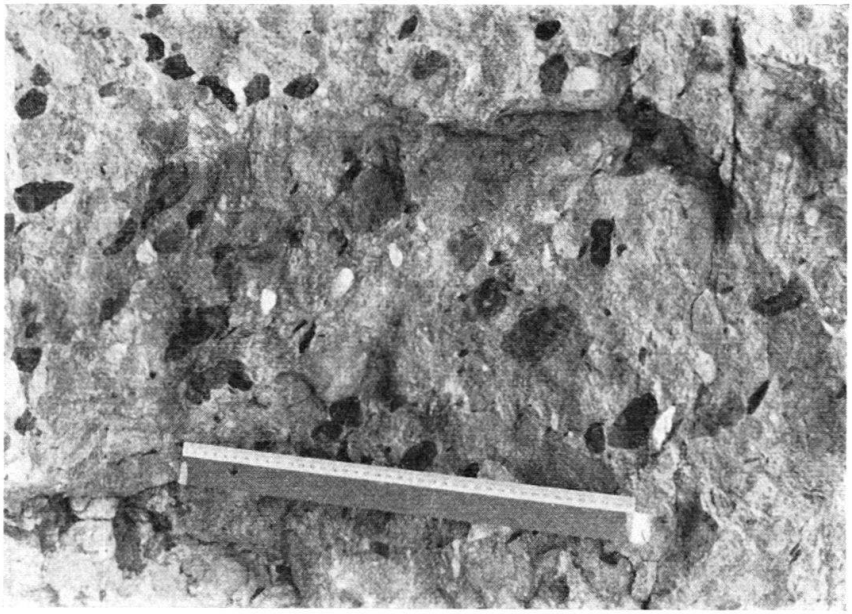


Fig. 2. Surface parallèle à la stratification d'une couche de conglomérat carbonifère. Les cailloux roulés qui participent à la composition de ces conglomérats sont taillés principalement dans des roches cristallines. Mais les galets de schistes noirs ardoisiers sont aussi nombreux. Ils sont très aplatis. Leur forme sur la photo indique qu'il s'agit ici s'une surface stratigraphique. La règle, longue de 40 cm, donne la valeur de l'échelle de cette image. Affleurement au-dessus de Salvan.

bolites, les granites, etc. des schistes noirs ardoisiers comparables à ceux des galets en question. On rencontre parfois la couleur gris foncé presque noire dans certaines zones de mylonite. Cependant, la structure intime de ces mylonites diffère de celle des schistes ardoisiers. La couleur seule ne permet pas de classer les schistes des galets dans la catégorie des mylonites (ce qui est exact aussi pour le cas inverse: voir DÉVERIN 1942).

En me basant sur ces deux arguments, j'admettais donc *hypothétiquement* l'existence d'un épisode supplémentaire lors du plissement du Carbonifère, j'entends du Carbonifère véritable révélé comme tel par la présence des fossiles (O. HEER, 1872 et W. JONGMANS, 1950).

Mais, voici encore une nouvelle observation faite dans ce complexe des couches du Carbonifère. La construction récente de la route de Salvan au Vallon de Van (voir la f. Martigny-E au 1:50000, compartiment à l'W de l'ordonnée 568 et au N de l'abscisse 108) a mis à jour un affleurement intéressant. On croirait, en jetant un coup d'œil rapide sur ces rochers, qu'une bande de conglomérats s'appuie ici contre une zone de schistes ardoisiers et que ces deux formations appartiennent au même complexe stratigraphique qui se trouve en position verticale. Heureuse-

Fig. 3. Une paroi verticale de Carbonifère taillée dans deux formations différentes: en bas, une couche en position verticale du conglomérat à galets noirs ardoisiers (voir fig. 2) présentant la surface stratigraphique et recouverte (en haut), en discordance, par une couche de grès. en position horizontale. Une courte ligne en pointillé indique l'orientation de la stratification de ce grès. Le marteau long de 43 cm donne l'idée de l'échelle de cette photo. Affleurement au-dessus de Salvan.

ment, quelques coups de mine ont permis à l'observateur de voir des sections plus ou moins perpendiculaires à l'orientation générale de la zone complexe du Carbonifère. Voici les résultats de l'examen de ces sections. Les galets noirs des schistes ardoisiers que l'on voit nombreux à la surface du conglomérat parallèle à la route, ont une forme à peu près *ronde* (fig. 2). Par contre, sur les faces perpendiculaires à la direction de la route, les galets noirs ont une forme de lentilles *très aplaties* (fig. 4). Leur grand diamètre, par leur position verticale, indique que nous avons affaire à des couches redressées.

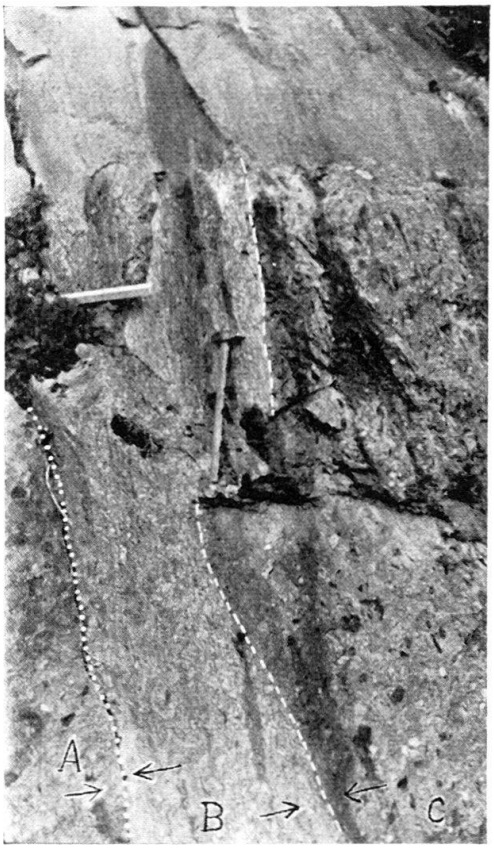


Fig. 4. Une paroi verticale taillée dans les formations du Carbonifère au-dessus de Salvan. En haut, une couche horizontale de grès compact en discordance sur la surface d'érosion d'une couche en position verticale du conglomérat carbonifère à galets noirs ardoisiers. La photo présente la possibilité d'observer à la fois deux sections dans la couche conglomératique: l'une – parallèle à la stratification, l'autre – perpendiculaire aux strates. La vision en relief de cet ensemble ne pourrait être offerte qu'au moyen d'une paire stéréoscopique de photos. Toutefois, même avec une seule photo, on peut restituer ce relief par l'imagination en tenant compte que: 1° les plans A et C sont parallèles entre eux, le plan A étant plus en arrière par rapport au plan C; 2° le plan B est presque perpendiculaire aux plans A et C; 3° l'angle formé par l'intersection des plans A et B est *rentrant* (son arête est indiquée par un pointillé), tandis que celui formé par l'intersection des plans B et C, est *saillant* (son arête est indiqué par une ligne en traits interrompus); 4° les plans A et C étant des surfaces stratigraphiques, le plan B coupe la couche conglomératique perpendiculairement à la stratification. Ceci se distingue facilement en examinant les galets noirs ardoisiers: sur les plans A et C la plupart des galets exposent leur face d'aplatissement, tandis que le plan B est caractérisé particulièrement par les sections lenticulaires des galets coupés perpendiculairement à l'aplatissement. La position verticale de ces sections témoigne encore la position redressée de la couche conglomératique.

Comme je l'ai mentionné plus haut, la première impression, lors de l'examen de cet affleurement, fait croire que *derrière* les couches conglomératiques se trouvent des couches de schistes ardoisiers en position verticale elles aussi. En réalité, cette impression est fausse. Les sections perpendiculaires à la direction des couches montrent que les bancs de conglomérat sont coupés par une surface d'érosion à peu près horizontale et sont surmontés par des couches, également horizontales, de schistes ardoisiers gréseux et compacts (fig. 3 et 4). L'absence d'éléments minéralogiques, tels que mica ou chlorite, rend peu manifeste la stratification.

Cette *discordance très évidente* nous révèle donc l'existence d'un épisode compliquant l'histoire du plissement du Carbonifère, épisode pendant lequel les couches

conglomératiques même ont été froissées et, par places, redressées. Ensuite de nouveaux sédiments ont recouvert ces plis créant ainsi un effet de discordance.

Il est permis de compléter ces considérations par l'*hypothèse* qui se rattache à la présence des galets noirs schisteux dans la masse des conglomérats en question. En admettant que ces galets représentent des débris de schistes ardoisiers de Carbonifère (voir ci-dessus), nous sommes obligés d'envisager la réalité d'un épisode de plus, effort partiel de l'orogénèse générale qui a plissé les roches à la veille du Trias. La succession des diverses étapes de cette orogénèse générale se présenterait alors ainsi:

1° sédimentation et diagénèse des roches du Carbonifère composées de grès, de conglomérats et d'une forte proportion de schistes ardoisiers;

2° premier effort tectonique hercynien;

3° érosion;

4° sédimentation, avec la formation des conglomérats comprenant de galets de schistes ardoisiers;

5° nouvelle période de plissement dans laquelle ont été entraînés ces conglomérats (4);

6° nouvelle érosion;

7° troisième période de sédimentation;

8° nouveau stade de plissement hercynien, probablement le plus violent des trois, pendant lequel les roches du Carbonifère ont été fortement comprimées entre deux blocs de cristallin. L'apparition d'une schistosité secondaire, largement développée et oblitérant la stratification dans les schistes ardoisiers, prouve la puissance de cette compression.

PUBLICATIONS CITÉES

OULIANOFF, N. (1934): *Dans le «Guide géologique de la Suisse»* publié par la Soc. géol. Suisse, Fasc. VI, excursion 17, p. 420.

HEER, O. (1872): *Le Monde primitif de la Suisse.* Genève et Bâle.

DÉVERIN, L. (1942): *Les roches broyées de la région du Simplon.* Actes Soc. Helv. sc. nat., p. 113.

JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz. I.* Eclogae geol. Helv. *43.*

OULIANOFF, N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords.* Mat. pour la carte géol. Suisse N. S. *54*[2].

OULIANOFF, N. (1937): *Superposition des tectoniques successives.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat., Lausanne, vol. 59, p. 429.

OULIANOFF, N. (1944): *Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine.* Eclogae géol. Helv. 37, p. 31.

OULIANOFF, N. (1947): *Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1946.* Bull. Soc. géol. France (5), t. 7, p. 39.

OULIANOFF, N. (1952): *Stratigraphie et pétrographie de la zone permo-carbonifère de Salvan - Le Châtelard.* Dans la «Notice explicative» pour la feuille géologique de Finhaut (F. 24 de l'Atlas géologique) au 1:25000 publié par la Commission géol. Suisse, p. 29–30.

OULIANOFF, N. (1953): *Superposition successive des chaînes de montagnes.* Scientia, Asso-Como, Italie, 47e année, VIe série.

OULIANOFF, N. (1963): *Morphologie du massif du Mont-Blanc dans ses rapports avec les tectoniques superposées de cette région.* Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, t. II, p. 317.

Carte géologique de Finhaut (F. 24 de l'Atlas géol. de la Suisse) par L. N. COLLET, AUG. LOMBARD, N. OULIANOFF, ED. PARÉJAS, M. REINHARD. 1952.

9. – CHARLES CHENEVART (Paris): **Pièges structuraux et synclinaux perchés de la subsurface paléozoïque du Sahara.** Avec 3 figures dans le texte.

INTRODUCTION

Dans une étude stratigraphique et tectonique récente, j'ai donné des dorsales transverses anciennes la définition suivante:

«Par rapport aux chaînes actuelles nées des derniers paroxysmes orogéniques, les dorsales transverses anciennes sont des unités tectoniques aberrantes, dont la direction est perpendiculaire ou oblique à la direction générale de ces chaînes. Elles constituent, généralement, un élément de subsurface des avant-pays, situé dans le prolongement des massifs anciens affleurant.

Issues de mouvements antérieurs aux derniers paroxysmes orogéniques, les dorsales transverses anciennes ont été, successivement, *sources d'apport sédimentaire* et *massifs-obstacles*. Comme telles, elles déterminent, d'une part, la direction des axes autour desquels s'ordonnent courbes d'isofaciès, biseaux, diastèmes, lacunes stratigraphiques et discordances angulaires et conditionnent, d'autre part, la répartition de certains accidents structuraux, notamment des culminations axiales, failles et incurvations.»

Parmi les unités tectoniques actuellement connues au Sahara, deux aux moins répondent à l'essentiel de cette définition.

1. Les dorsales transverses anciennes du Sahara

S'enracinant dans le massif pré-cambrien du Hoggar, deux dorsales paléozoïques prolongent les horsts d'Arak et d'Amguid et s'étendent, en direction subméridienne, jusqu'aux latitudes d'Hassi R'mel et d'Hassi Messaoud.

Leur obliquité par rapport à la direction générale des chaînes atlasiques est manifeste.

Elles s'enfoncent graduellement du Sud au Nord et, à partir de la limite méridionale de la région étudiée (fig. 1), elles se trouvent enfouies sous une série de sédiments mésozoïques de plus en plus épaisse.

Issues d'orogénèses antérieures aux derniers paroxysmes atlasiques, dans quelle mesure ont-elles été successivement *sources d'apport sédimentaire* et *massifs-obstacles?* Les courbes d'isofaciès paléozoïques ou triassiques s'ordonnent-elles autour de ces dorsales et existe-t-il des culminations axiales dans leur prolongement à travers les chaînes de l'Atlas?

Apporter tous les éléments connus d'une réponse à ces questions serait déborder du sujet d'une communication qui doit rester brève. S'il peut, assurément, être ardu de démontrer que les dorsales sahariennes sont, en tout point, conformes à la définition donnée ci-dessus, constatons cependant qu'elles répondent à l'essentiel de cette définition et appelons-les: dorsale transverse ancienne d'Arak et dorsale transverse ancienne d'Amguid, la première étant la plus occidentale.

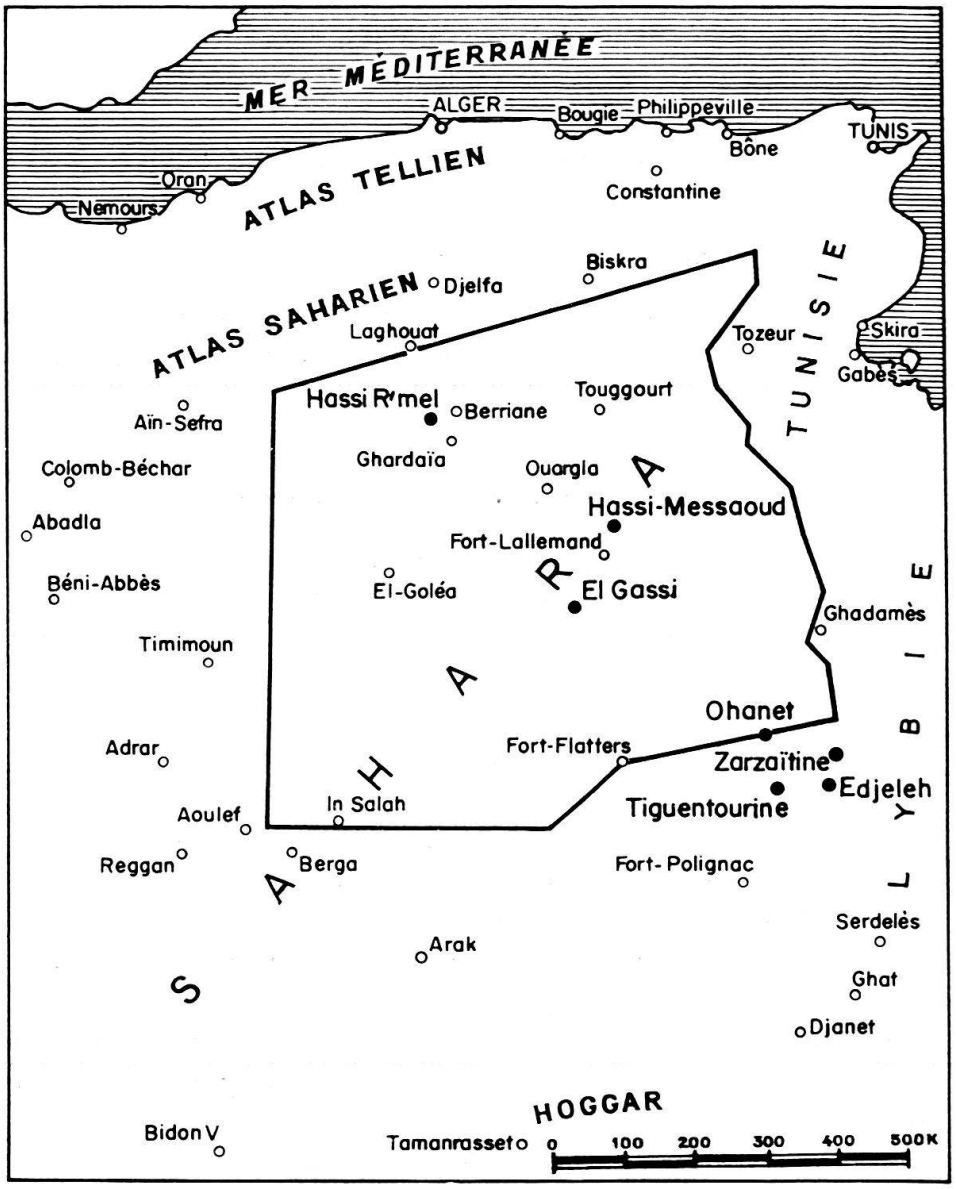


Fig. 1. Carte index de la région étudiée.

2. Du style tectonique des dorsales transverses anciennes d'Arak et d'Amguid

Les forages implantés sur ces deux dorsales n'y ont généralement rencontré que de très faibles pendages. Cette subhorizontalité structurale, confirmée par la sismique, a parfois conduit à la notion de tectonique molle, c'est-à-dire de *style tectonique caractérisé par de vastes anticlinaux à grand rayon de courbure.* Une telle notion implique que les dorsales transverses d'Arak et d'Amguid ont été très peu affectées par les orogénèses successives. En fait, en est-il ainsi?

Parmi les effets des orogénèses, récapitulons brièvement ceux que constituent les discordances. Voici, pour chaque orogénèse, les discordances connues dans la série stratigraphique des deux dorsales:

Orogénèse précambrienne:

1 discordance entre le Suggarien et le Pharusien.

1 discordance entre le Pharusien et l'Infracambrien.

Orogénèse infracambrienne:
1 discordance au sommet de l'Infracambrien.

Orogénèse calédonienne:
3 discordances de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur.

Orogénèse hercynienne:
4 discordances du Dévonien supérieur au Carbonifère supérieur.

Ces 10 discordances ne sauraient, à elles seules, témoigner de l'intensité de la tectonisation de nos deux dorsales; elles ne permettent qu'un premier pas vers la détermination de leur style tectonique.

3. Structure en «horst et graben»

Les discordances, que nous venons d'énumérer, conférent un caractère syntectonique à une grande partie des sédiments paléozoïques des dorsales d'Arak et d'Amguid. Le socle précambrien constitue le support, le noyau de ces dorsales. C'est donc sur ce support précambrien que se sont moulés leurs sédiments syntectoniques.

Quel aspect structural revêt ce noyau? Vraisemblablement le même que celui qu'il présente à l'affleurement.

Dans le Hoggar, situé à 150 km au S de la région étudiée, de vastes affleurements permettent d'observer une série sédimentaire, actuellement catamétamorphique, qui a été violemment disloquée par l'orogénèse précambrienne du Suggarien. Les pendages y atteignent souvent la verticale et les failles, de direction générale N–S, présentent de très forts rejets.

Sur cette série reposent, en discordance angulaire très marquée, les conglomérats provenant de la pénéplanation des chaînes suggariennes et qui forment la base du Pharusien (conglomérats du Sersouf de C. Killian et M. Lelubre). Ces conglomérats et les quartzites, phyllades, calcaires à *Collenia* qui les surmontent, ont été, à leur tour, violemment disloqués.

Il est manifeste que les effets du paroxysme orogénique pharusien expriment les grands traits structuraux du Suggarien et que ces grands traits structuraux caractérisent un style tectonique en «horst et graben».

Cette ordonnance, en môles et fossés séparés par des failles à grands rejets verticaux, s'est maintenue, dans le Hoggar, à travers toutes les orogénèses qui suivirent le paroxysme pharusien. Cela implique la permanence de rejeux de failles le long de zones à tectonique préférentielle, zones de direction méridienne à subméridienne.

Ces zones, bien délimitées dans le Hoggar, débouchent, en direction nord, dans des régions sismiquement sourdes. Sans pouvoir entrer dans le détail des faits étayant une vraisemblable homologie, je crois qu'il est justifié de substituer à la notion de tectonique molle, souvent admise, celle de tectonique brisante et d'attribuer ainsi, à la couverture paléozoïque des dorsales transverses sahariennes, cette même ordonnance en «horst et graben» qui caractérise leur noyau cristallin.

4. Cinématique et inversion de relief

Le relief saharien, né des orogénèses paléozoïques, va se modifier profondément durant le Mésozoïque. Dès le début du Rhétien, l'orogénèse cimérienne se déclenche. Elle aboutira à un *basculement d'W en E et du S au N* de toute l'aire sédimentaire objet de la présente étude. Ces basculements se traduisent, notamment, par une migration des axes de subsidence et une avancée progressive des transgressions marines, au rythme de l'affaissement du continent.

L'orogénèse alpine, en accentuant l'effet des basculements cimériens, fait ressortir le parallélisme structural entre la subsurface paléozoïque saharienne, disposée en gradins s'abaissant d'W en E et les chaînes atlasiques à plongement axial vers l'E.

La position actuelle des dorsales transverses d'Arak et d'Amguid, comparée à leur position précimérienne, présente maints exemples de ces basculements généraux. Citons en deux brièvement:

1. La région d'Hassi Messaoud, que n'atteignirent pas les grès du Trias, était, lors du dépôt de ces grès, topographiquement plus haute que la région d'Hassi R'mel: elle est actuellement de 1600 à 2000 m plus basse.

2. Dans l'intervalle compris entre les orogénèses hercynienne et cimérienne, la partie septentrionale de ces deux dorsales fut soumise à une intense érosion qui atteignit les formations cambriennes et localement le socle, tandis que leur partie méridionale gardait presqu'intacte sa couverture carbonifère. Or la partie septentrionale, la plus profondément érodée, donc originellement la plus haute, se trouve, actuellement, quelques milliers de m plus bas, topographiquement, que la partie méridionale.

La cinématique nous révèle donc une *inversion de relief affectant l'ensemble* de la surface d'érosion du Paléozoïque. Cette inversion se retrouve parfois dans certains *détails* structuraux des dorsales d'Arak et d'Amguid. Ceci apparaît clairement lorsqu'on superpose la carte des isobathes à celle de l'écorché du sommet de ces dorsales.

La représentation graphique ci-après (fig. 2) qui, bien que strictement théorique, fait la synthèse de quelques cas concrets, montre un segment de dorsale. Dans un but de simplification, nombre de failles ont été supprimées, failles qu'impliquerait une tectonique en horst et graben. Un synclinal perché, exprimé dans du Dévonien, forme le plus haut sommet topographique. Son axe court le long du flanc occidental et, en s'écartant de la ligne de crête, va se perdre dans l'une des failles qui délimitent le horst au NW. Sur le flanc oriental, en position basse par rapport à l'axe topographique, figure un anticlinal comprenant un noyau cristallin, des grès cambriens, des quartzites ordoviciens et des shales du Gothlandien. Cet anticlinal a été pénéplané par l'érosion précimérienne.

Bien que, dans l'ensemble saharien, l'inversion de relief revête un tel caractère de généralité que sa cause doit être considérée comme étant essentiellement tectonique, il est évident que l'érosion précimérienne a joué un rôle dans le lent déroulement de ce phénomène d'inversion. Du point de vue de l'exploration pétrolière, l'importance de ce rôle s'accroît lorsque l'érosion s'est exercée sur une formation sédimentaire présentant les caractéristiques d'un bon «marker» sismique. En

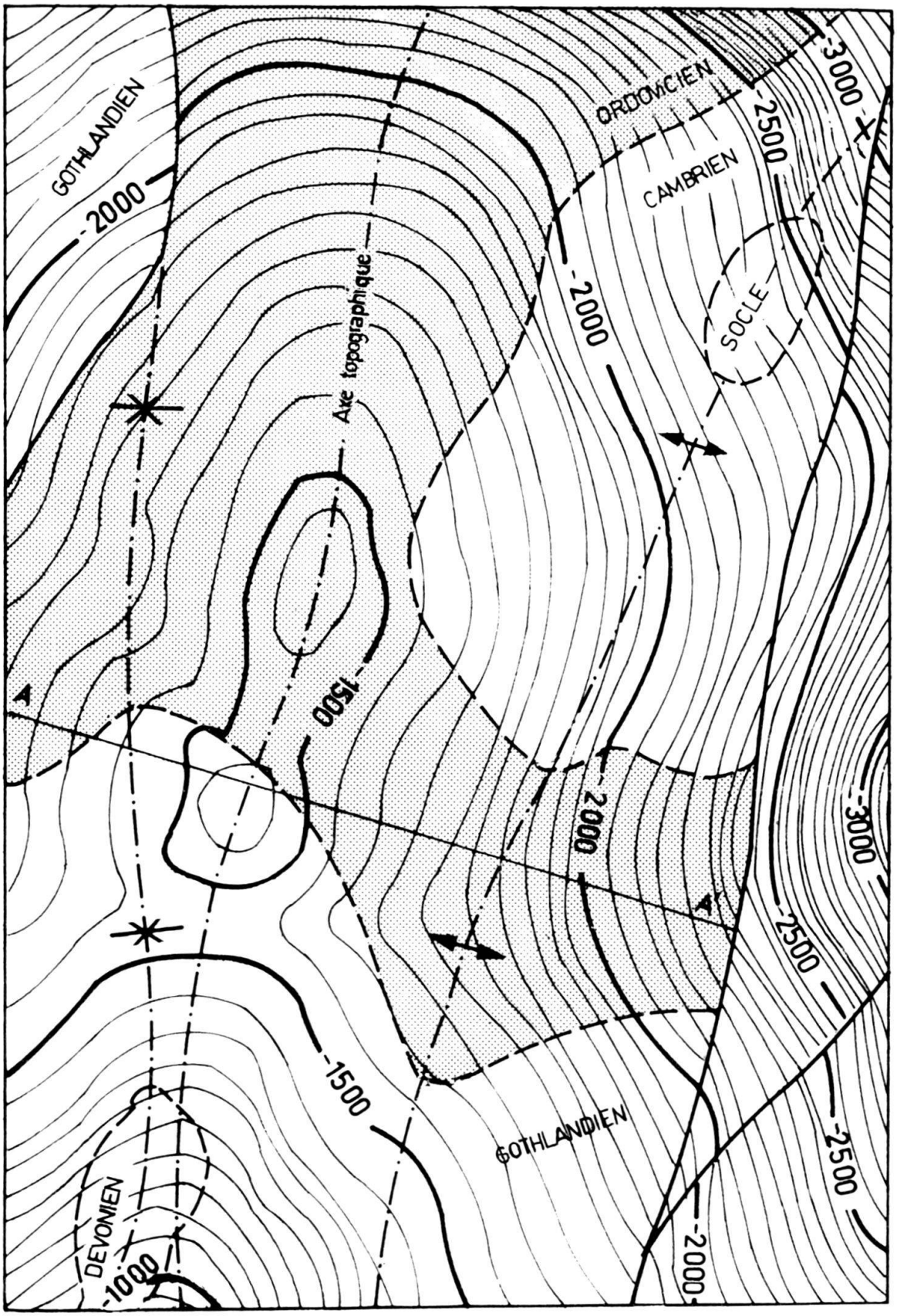


Fig. 2. Carte théorique simplifiée montrant les relations entre isobathes et écorché de la surface d'érosion du Paléozoïque saharien. Echelle 1:1000000. *En grisé: marker sismique ordovicien.*

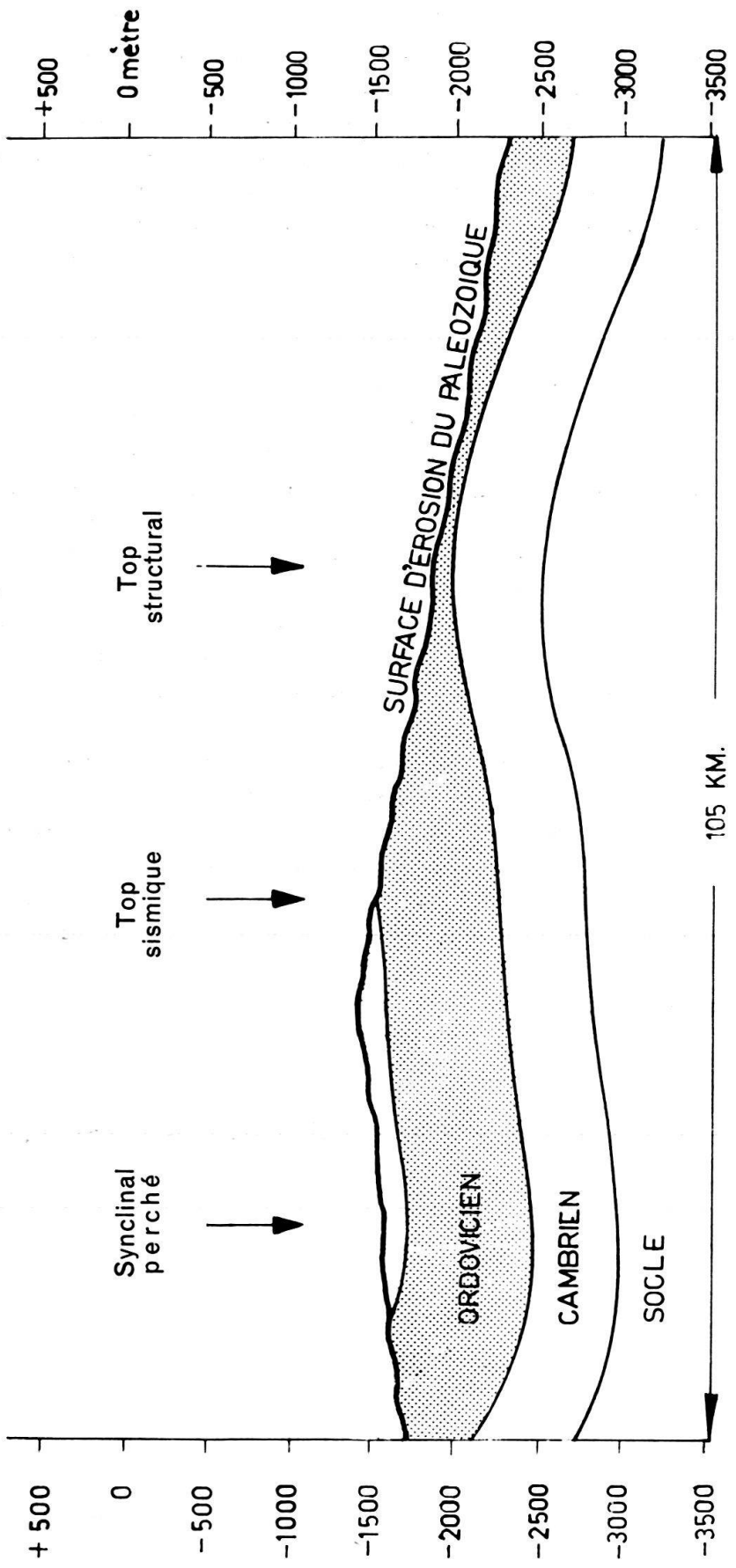


Fig. 3. Coupe transversale selon la droite AA' de la figure 2, soulignant l'inversion de relief et l'écart de 27 km entre top sismique et top structural.

Pour la clarté des figures 2 et 3, nombre de failles qu'impliquerait un style tectonique en «horst et graben» ont été supprimées. De plus, le rapport $^{1}/_{13}$ *des échelles verticale et horizontale masque cette tectonique en exagérant pentes et pendages.*

modelant ce «marker», comme l'ont été les quartzites ordoviciens de la figure 3, l'érosion fait de l'inversion du relief un phénomène générateur de grandes difficultés, difficultés insurmontables même lorsque dans la localisation des pièges structuraux, les méthodes géophysiques peuvent, seules, être utilisées.

Dans la coupe transversale de la figure 3, l'inclinaison topographique de la surface d'érosion ordovicienne peut être, par exemple, assimilée sismiquement à un pendage et le top sismique à un piège structural. En fait, le top sismique est un sommet topographique; y implanter un forage conduirait à forer un synclinal perché.

CONCLUSIONS

De cet exposé très sommaire, il ressort que les dorsales transverses d'Arak et d'Amguid, considérées ici comme des horsts, ont été affectées par le phénomène, essentiellement cimérien, d'*inversion du relief*. De l'aboutissement de ce phénomène, de cette réalité actuelle qu'est la surface d'érosion du Paléozoïque saharien, la sismique permet une figuration géométrique, où ce qui est accident procède, avant tout, des propriétés physiques des volumes rencontrés. Ainsi, un *top sismique peut être une zone structuralement haute, il ne l'est pas nécessairement.* Dans les dorsales transverses sahariennes, pas moins que dans les Alpes et le Jura, l'inversion du relief peut avoir produit maints tops actuels semblables à celui de la figure 3, maints tops actuels qui ne sauraient être assimilés à des *pièges structuraux* et qui ne sont, en fait, que des *synclinaux perchés.*

Durant ces dernières années, l'exploration de la subsurface paléozoïque de la région étudiée nous a enseigné qu'aux tops sismiques actuels on ne peut accorder qu'une valeur structurale en rapport avec leur hétérogénéité dans le temps. C'est dire que leur étude requiert l'intégration, aux données mesurables de la géophysique, de faits géologiques parfois réfractaires à toute mesure mais qui, par la reconstitution paléogéographique, permettront de déterminer à quel moment le top actuel est devenu top et quelle a été sa position structurale aux diverses périodes du passé géologique du Sahara.

---

10. – Hermann Eugster (Trogen): **Nachweis spätorogener Bewegungen im Deckenbau.** Erscheint in den „Verhandlungen SNG", Sion 1963.