Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 57 (1964)

Heft: 2

Artikel: Réflexion sur le problème des Flyschs et des Molasses : son aspect dans le Hellénides (Grèce)

Autor: Aubouin, Jean

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163145

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: 13.10.2025

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

Réflexion sur le problème des Flyschs et des Molasses: Son aspect dans les Hellénides (Grèce)

par **Jean Aubouin** (Paris)[1])

Avec 12 figures dans le texte

PREMIÈRE PARTIE

La place des Flyschs et des Molasses dans l'évolution paléogéographique des Hellénides

1. La fin du Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur; la première période orogénique des Hellénides: les Flyschs précoces internes. . . . p. 458

2. La fin du Crétacé supérieur et le Tertiaire jusqu'au Miocène inférieur; la seconde période orogénique des Hellénides: les Flyschs principaux; les Molasses internes. . . . . p. 462

A) La fin du Crétacé supérieur, le Paléocène, l'Eocène inférieur et moyen, l'Eocène supérieur p.p.: les Flyschs helléniques internes (zones du Vardar, prépélagonienne, pélagonienne, subpélagonienne); le Flysch du Pinde; le Flysch du Parnasse p. 462

a) les couches de passage au Flysch (Maestrichtien) . . . . . p. 463

b) le Flysch des zones internes et le Flysch du Pinde (Maestrichtien à divers niveaux de l'Eocène) . . . . . p. 466

c) le Flysch du Parnasse . . . . . p. 467

d) conclusion . . . . . p. 469

B) L'Eocène supérieur p.p. et le début de l'Oligocène; le passage aux Flyschs helléniques les plus externes; l'individualisation de l'arrière-fosse molassique du Vardar puis de l'intra-fosse mésohellénique. . . . . p. 469

C) L'Eocène supérieur p.p., l'Oligocène et le Miocène inférieur: les Flyschs helléniques les plus externes (zone ionienne et zone du Gavrovo); la suite de la sédimentation molassique dans l'arrière-fosse du Vardar (suite et fin) et dans l'intra-fosse mésohellénique (suite). . . . . p. 474

3. Le Miocène moyen et supérieur; la fin de la sédimentation dans l'intra-fosse mésohellénique; l'individualisation des fosses molassiques externes: les intra-fosses ioniennes et l'avant-fosse italo-dinarique. . . . . p. 477

4. Le Miocène supérieur, le Pliocène et le Quaternaire; les bassins d'effondrement. . . . . p. 479

5. Conclusion; la période géosynclinale et ses Flyschs; la période tardigéosynclinale et ses Molasses; la période postgéosynclinale et ses Molasses. . . . . p. 481

---

[1]) Laboratoire de Géologie Générale, Faculté des Sciences, Sorbonne, 1, rue Victor Cousin. Paris 5°.

DEUXIÈME PARTIE

Quelques caractères des Flyschs et des Molasses dans les Hellénides

1. Flysch et Molasse. . . . . p. 482
2. Quelques caractères des Flyschs. . . . . p. 485

A) Caractères sédimentaires des Flyschs helléniques. . . . . p. 485
B) Caractères paléogéographiques des Flyschs helléniques. . . . . p. 486

a) lieu de provenance du matériel terrigène: l'origine interne des Flyschs. . . . . p. 486
b) lieu de sédimentation du matériel terrigène: le problème de la bathymétrie des Flyschs. . . . . p. 489
c) le cheminement du matériel terrigène: direction d'origine et direction d'apport. . . . . p. 490
d) la migration des Flyschs dans l'espace et dans le temps. . . . . p. 491
e) le faciès des Flyschs dans l'espace et dans le temps: Préflysch, Flysch, Subflysch, Cryptoflysch . . . . . p. 492

Le problème des formations terrigènes liées à l'orogénèse est anciennement posé et fait l'objet, de nos jours, d'une vaste remise en question au terme de laquelle on peut espérer voir clarifiées des notions compliquées par le mauvais usage de termes souvent mal définis.

Je n'ai pas l'intention, dans les lignes qui suivent, de faire une analyse exhaustive du problème des Flyschs et des Molasses, mais plutôt, partant de l'exemple des Hellénides, souligner certains caractères de ces formations dans des conditions de particulière clarté paléogéographique.

Car les Hellénides sont un édifice complet dans lequel on connait, à *l'affleurement*, la totalité des zones isopiques; notamment les zones internes qui, ailleurs, manquent généralement soit qu'une trangression récente les ait recouvertes, soit que la mer actuelle se soit installée à leur place. En outre, leur complication tectonique est suffisamment modeste pour que l'on puisse reconstituer la paléogéographie et son évolution avec le minimum d'hypothèses; évitant ainsi «l'impasse tectonique» qui est de règle dans les chaînes aux structures trop complexes où la paléogéographie se fonde sur la tectonique, et la tectonique sur la paléogéographie. De plus, dans la genèse des grandes unités tectoniques, les Flyschs sont restés très souvent solidaires de leurs substratums sédimentaires; de sorte qu'on peut observer, dans d'excellentes conditions, le passage de ceux-ci aux Flyschs qui leur succèdent. Enfin, les Hellénides, situées en pleine Mésogée et non en bordure directe du continent (craton) européen, présentent des séries stratigraphiques qui sont exemptes des conséquences sédimentaires des mouvements orogéniques ou épirogéniques de leur avant-pays: c'est dans l'évolution de la chaîne elle-même qu'il faut rechercher la cause de l'évolution des faciès qui sont souvent liés d'une façon univoque à un phénomène; ce qui facilite beaucoup l'analyse de celui-ci. Tous ces caractères font des Hellénides une région particulièrement intéressante à beaucoup de points de vue autre que celui des Flyschs et des Molasses envisagé ici.

1. LA PLACE DES FLYSCHS ET DES MOLASSES DANS L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DES HELLENIDES

Les Hellénides sont - avec les Alpes occidentales, l'Apennin et l'arc karpato-balkanique - l'une des chaînes élémentaires constitutives du cadre alpin de la Méditerranée moyenne (cf. J. AUBOUIN, 1960-1963). Comme telles, elles sont constituées fondamentalement d'une couple eu-miogéosynclinal soit, de l'extérieur vers l'intérieur (fig. 1):

- un avant-pays qu'elles ont en commun avec l'Apennin - c'est un «avant-pays intermédiaire» - la zone d'Apulie, à valeur de haut-fond subsident;
- le sillon ionien (miogéosynclinal) à sédimentation pélagique;
- la ride du Gavrovo (miogéanticlinale) à sédimentation néritique;
- le sillon du Pinde (eugéosynclinal) à sédimentation pélagique;
- la ride pélagonienne (eugéanticlinale) à sédimentation néritique;
- la zone du Vardar qui est, pour partie, un sillon qui fait la limite avec la zone du Rhodope, arrière-pays intermédiaire commun aux Hellénides et au Balkan; la définition de ces zones étant due successivement à A. PHILIPPSON, C. RENZ, J. AUBOUIN.

A ces distinctions de zones fondamentales s'ajoutent des distinctions secondes qui permettent d'individualiser des sous-zones:

- la transition entre la zone pélagonienne et les zones voisines permet de définir:
  - *une zone subpélagonienne* (J. AUBOUIN), en marge externe, qui fait transition soit avec le sillon du Pinde (c'est alors le haut de son flanc interne), soit avec le haut-fond satellite du Parnasse (c'est alors un petit sillon entre ride pélagonienne et haut-fond du Parnasse, débouchant à ses deux extrémités dans le sillon du Pinde);
  - *une zone prépélagonienne*, en marge pélagonienne interne, qui fait transition avec la zone du Vardar;

  l'une et l'autre sont caractérisées par un abondant cortège ophiolitique d'âge Jurassique[2]);
- la transition entre le sillon du Pinde et les zones plus internes définit (J. AUBOUIN) une *sous-zone ultrapindique* qui passe à la zone subpélagonienne quand celle-ci jouxte le sillon du Pinde (Koziakas) ou à la zone du Parnasse quand celle-ci borde le même sillon (Vardoussia);

---

[2]) La présence des ophiolites de part et d'autre de la zone pélagonienne est due au fait qu'elles ont été respectées par l'érosion lors de la surrection du domaine eugéanticlinal à la fin du Crétacé inférieur; il semble, en effet, que si elles manquent sur la zone pélagonienne, c'est par érosion de celle-ci jusqu'à son substratum cristallin, antérieurement à la transgression du Crétacé supérieur; car dans les ensellements transversaux, on trouve le cortège ophiolitique bien conservé (ensellement de Kozani, ensellement de l'Eubée moyenne). Au Jurassique, les ophiolites auraient recouvert la ride pélagonienne d'un manteau continu débordant sur ses marges où l'érosion éo- et mésocrétacée les aurait respectées. Il est possible que la zone subpélagonienne soit en partie superposée à un axe d'émission ophiolitique situé en marge de la ride pélagonienne comme cela a été proposé par J. H. BRUNN (1956). En tout cas, l'émission ophiolitique ne se fait pas du tout dans l'axe du sillon du Pinde, comme on pourrait le penser d'après les opinions classiques en cours jusqu'à ces dernières années.

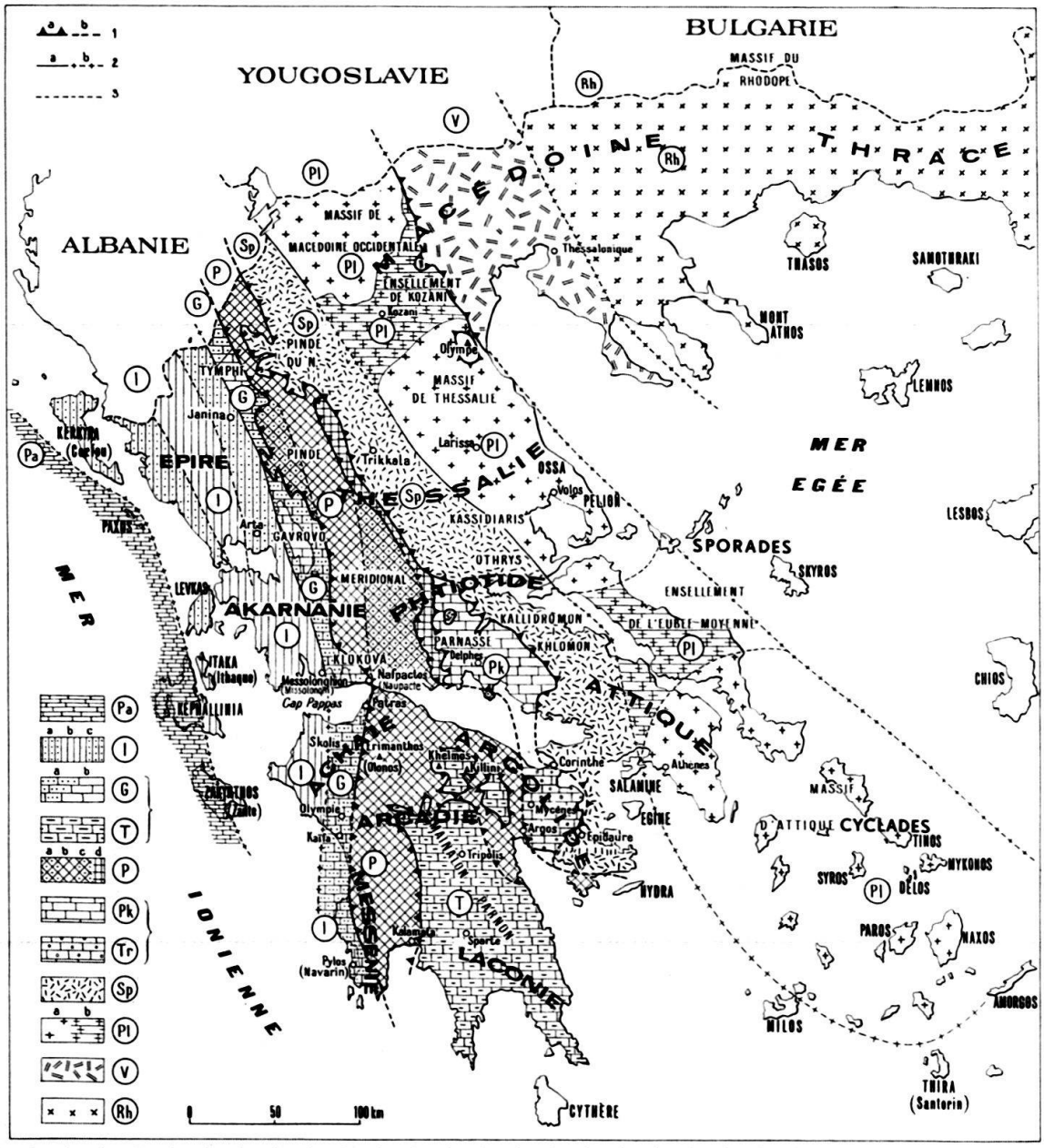

Fig. 1. *Carte au 1:5000000e des zones isopiques de la période géosynclinale et de leurs rapports structuraux* d'après J. Aubouin (1958); complétée (1960–1963) d'après J. H. Brunn (Grèce septentrionale), P. Celet (Parnasse), J. Dercourt (Péloponnèse), I. Godfriaux et J. Mercier (zone du Vardar); complétée d'après J. Aubouin et J. Dercourt (Argolide et Péloponnèse occidental) et I. Godfriaux (massifs de Thessalie, Olympe).

1. Chevauchement (1a reconnu, 1b supposé); 2. Limite de zone (2a reconnue, 2b supposée); 3. Limite des sous-zones distinguées à l'intérieur d'une même zone.

Pa, Zone préapulienne; I, Zone ionienne (a, externe; b, axiale, c, interne); G–T, Zone du Gavrovo (G, Grèce continentale) et zone de Tripolitsa (T, Péloponnèse), a = flysch, b = calcaire; P, Zone du Pinde (a, externe; b, axiale; c, interne; d, sous-zone ultrapindique); Pk–Tr, Zone du Parnasse (Pk, Grèce continentale) et zone du Trapezona (Tr, Péloponnèse); Sp, Zone subpélagonienne; Pl, Zone pélagonienne (a, socle; b, couverture sédimentaire); V, Zone du Vardar *s. l.* (zone prépélagonienne et zone du Vardar s.s.); Rh, Zone du Rhodope.

Cette carte doit être comparée avec celle des fig. 9 et 10 qui représentent respectivement les cartes des zones isopiques des périodes tardigéosynclinale et postgéosynclinale (p. 479 et p. 480).

- la présence d'un haut-fond à sédimentation carbonatée, néritique, ayant émergé au cours du Jurassique et du Crétacé (deux niveaux de bauxite) définit (C. RENZ, P. CELET) *la zone du Parnasse*; celle-ci se termine paléogéographiquement vers le Sud en Argolide (J. DERCOURT), tectoniquement vers le Nord en Phtiotide où elle disparaît sous la nappe des ophiolites subpélagoniennes sans qu'on sache si elle se termine paléogéographiquement (car la zone du Haut-Karst yougoslave a, au-delà du secteur transversal de Scutari-Pec, les mêmes caractères que le Parnasse); la présence ou l'absence du haut-fond satellite du Parnasse, au flanc de la ride pélagonienne, confère une signification différente aux zones subpélagonienne, et ultrapindique suivant les secteurs où on les considère (cf. *supra*);
- la transition entre le sillon ionien et l'avant-pays d'Apulie définit (J. AUBOUIN) *une zone préapulienne*, qui est le haut de la marge externe du sillon ionien.

Enfin des distinctions de troisième ordre permettent de préciser l'allure de certaines zones: axe et flancs (interne et externe) dans les sillons (ionien et pindique) selon l'absence ou la présence des brèches de flanc (J. AUBOUIN); parties médiane (récifale intermittente = sous-zone de Tripolitsa) et bordière externe (récifale subsidente = sous-zone du Gavrovo *s.s.*) dans la ride du Gavrovo (J. DERCOURT).

Il faut ajouter enfin que ce dispositif subit vers le Nord-Ouest, pour passer aux Dinarides *s.s.*, des modifications paléogéographiques complexes au terme desquelles certaines zones se terminent axialement, notamment la zone du Pinde et la zone pélagonienne, tandis que d'autres en prennent le relai (cf. J. AUBOUIN, 1960-1963); notamment le sillon du Vardar, dont les caractères s'affirment comme ceux d'un sillon eugéosynclinal en Yougoslavie, prend le relai du sillon du Pinde alors que celui-ci a disparu.

Considérant *l'évolution des Hellénides*, on peut y distinguer d'une part un *socle* antétriasique, probablement hercynien, qui constitue le substratum des différentes zones isopiques et que l'on voit à l'affleurement dans la zone du Rhodope (massif du Rhodope), la zone pélagonienne (massif pélagonien, massif d'Attique-Cyclades), la zone du Gravrovo (affleurement cristallin du Péloponnèse); d'autre part, *la couverture sédimentaire* secondaire et tertiaire, seule caractéristique de la paléogéographie des Hellénides qui sont un édifice géologique du cycle alpin.

L'évolution des Hellénides peut se diviser en trois périodes successives, qui se recoupent partiellement dans l'espace et dans le temps comme nous le verrons, chacune étant caractérisée par une formation terrigène déterminée, et qui sont (fig. 2):

- *la période géosynclinale* qui s'achève par la sédimentation du Flysch et à laquelle succède la mise en place des structures tangentielles fondamentales (fig. 2, profils 1 à 9);
- *la période tardigéosynclinale*, caractérisée par la sédimentation de séries molassiques dans des unités isopiques sensiblement parallèles à celles de la période géosynclinale (avant-, arrière-, intra-fosses molassiques) (fig.2, profils 7 à 9);
- *la période postgéosynclinale*, caractérisée par la sédimentation de formations terrigènes, peu différentes des Molasses - nous allons en discuter -

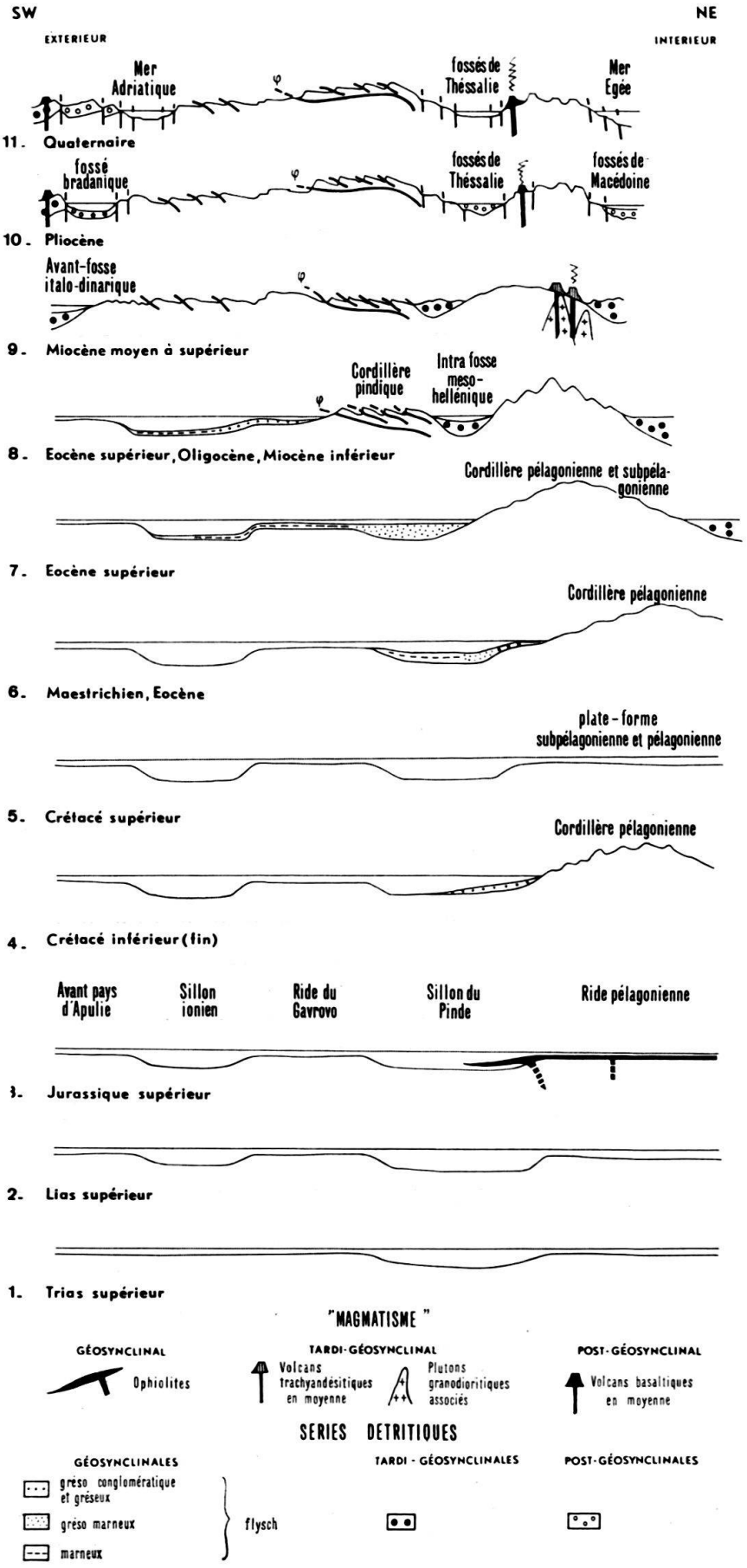
SW
NE
EXTERIEUR
INTERIEUR
Mer Adriatique
fossés de Théssalie
Mer Egée
11. Quaternaire
fossé bradanique
fossés de Théssalie
fossés de Macédoine
10. Pliocène
Avant-fosse italo-dinarique
9. Miocène moyen à supérieur
Cordillère pindique
Intra fosse meso-hellénique
8. Eocène supérieur, Oligocène, Miocène inférieur
Cordillère pélagonienne et subpélagonienne
7. Eocène supérieur
Cordillère pélagonienne
6. Maestrichien, Eocène
plate-forme subpélagonienne et pélagonienne
5. Crétacé supérieur
Cordillère pélagonienne
4. Crétacé inférieur (fin)
Avant pays d'Apulie
Sillon ionien
Ride du Gavrovo
Sillon du Pinde
Ride pélagonienne
3. Jurassique supérieur
2. Lias supérieur
1. Trias supérieur
"MAGMATISME"
GÉOSYNCLINAL
Ophiolites
TARDI-GÉOSYNCLINAL
Volcans trachyandésitiques en moyenne
Plutons granodioritiques associés
POST-GÉOSYNCLINAL
Volcans basaltiques en moyenne
SERIES DETRITIQUES
GÉOSYNCLINALES
TARDI-GÉOSYNCLINALES
POST-GÉOSYNCLINALES
gréso conglomératique et gréseux
gréso marneux
marneux
flysch

Fig. 2

dans des bassins faillés, découpés à l'emporte-pièce dans les structures caractéristiques des époques précédentes (fig. 2, profil 10-11) [3]).

La sédimentation des périodes tardigéosynclinale et postgéosynclinale, qui accompagne ou suit les grandes déformations d'où résulte la chaîne des Hellénides, est exclusivement représentées par des formations terrigènes (Molasses). La sédi-

[3]) Chacune de ces périodes est caractérisée par un magmatisme particulier:

– *la période géosynclinale* (fig. 2, profil 3), par les émissions ophiolitiques dans le domaine eugéosynclinal (à la limite entre le sillon eugéosynclinal et la ride eugéanticlinale ou même sur cette ride elle-même);

– *la période tardigéosynclinale* (fig. 2, profil 9), par un plutonisme granodioritique et un volcanisme trachyandésitique plus ou moins lié aux arrière-fosses;

– *la période postgéosynclinale* (fig. 2, profils 10–11), par un volcanisme basaltique de localisation plus externe que le précédent, souvent de position quelconque et débordant le cadre de la chaîne elle-même, sur son avant-pays.

Le métamorphisme accompagne la tecto-orogenèse de la période géosynclinale. Il est antérieur aux Molasses des arrière-fosses.

Sur ces questions, voir J. AUBOUIN (1961).

Fig. 2. *Schéma de l'évolution paléogéographique et du développement tecto-orogénique des Hellénides* (d'après J. AUBOUIN 1961).

1 à 9. *Période géosynclinale et période tardigéosynclinale.*

1 et 2: stade d'individualisation de la période géosynclinale; on observera qu'il est plus ancien pour le sillon eugéosynclinal interne (Trias supérieur) que pour le sillon miogéosynclinal externe (Lias supérieur). – 3 à 5: stade d'état de la période géosynclinale (3, émission des Ophiolites sur la ride eugéanticlinale et sur sa marge; 4, orogénèse mésocrétacée affectant la ride eugéanticlinale et l'ensemble des zones plus internes (qui ont sens de zones intermédiaires de l'axe à symétrie centrifuge du bi-couple Hellénides-Balkan: zone du Vardar, massif du Rhodope ce dernier étant nettement un arrière-pays intermédiaire). – 6 à 9: stade d'orogénèse de la période géosynclinale et période tardigéosynclinale; le stade d'orogénèse est de plus en plus tardif vers l'extérieur; corrélativement, le développement des fosses molassiques tardigéosynclinales est de plus en plus récent vers l'extérieur.

On observera, en outre: la migration des Flyschs de l'intérieur vers l'extérieur par le double jeu du comblement du sillon du Pinde dont l'effet de barrière en creux cesse (entre les profils 6 et 7, le sillon est comblé et les matériaux terrigènes les plus fins gagnent les zones miogéosynclinales plus externes, qu'il s'agisse de la ride du Gavrovo ou du sillon ionien) et de la surrection progressive, de l'intérieur vers l'extérieur, des différentes zones isopiques (profils 8 et 9; la cordillère issue de la tectonisation du sillon du Pinde alimente la sédimentation du Flysch sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien, de même d'ailleurs, que de l'intra-fosse mésohellénique); l'existence d'un volcanisme trachyandésitique associé à des intrusions de granodiorites dans le domaine tout à fait interne, au voisinage de l'arrière-fosse molassique (les intrusions granitiques seraient d'ailleurs très nombreuses dans l'arrière-pays intermédiaire du Rhodope) (profil 9).

10–11. Période postgéosynclinale

Elle est marquée par des mouvements verticaux consistant en surrections d'une part, effondrements d'autre part, ces derniers affectant essentiellement les zones internes (effondrements égéens d'où résulte la mer Egée ou, en Grèce septentrionale, des lacs plio-quaternaires – par exemple, en Thessalie), mais aussi dans les zones externes (effondrements ioniens d'où résulte la mer ionienne). Ces mouvements sont synchrones; ils s'amorcent dans une première phase qui date de la fin du Miocène (Pontien; profil 10), se poursuivent par des répliques au cours du Plio-Quaternaire (profil 11) notamment à la limite Pliocène-Quaternaire. Les séries détritiques, qui en résultent, s'accumulent dans des bassins d'effondrements sous des épaisseurs puissantes.

On observera, en outre, le volcanisme final, essentiellement basaltique qui n'est plus aussi nettement cantonné aux zones internes; pour être plutôt développé sur le bord externe de la ride eugéanticlinale (volcanisme des Cyclades), il existe aussi en plein milieu de l'avant-fosse italo-dinarique (Vulture).

mentation de la période géosynclinale est différente: la série sédimentaire qui lui correspond est composée de deux parties: l'inférieure au faciès caractéristique des diverses zones isopiques en tant que ride ou sillon; la supérieure au faciès terrigène (Flysch). Les choses ne sont pas toujours aussi simples; mais, dans les Hellénides situées en pleine Mésogée, donc exemptes de toute conséquence sédimentaire résultant de l'histoire de l'avant-pays, il en est bien ainsi: le premier dépôt terrigène est le Flysch (ou du moins lui est lié génétiquement).

1. La fin du Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur: la première période orogénique des Hellénides; les Flyschs précoces internes.

A la fin du Crétacé inférieur (fig. 2, profil 4; fig. 3), les zones helléniques internes - la ride eugéanticlinale pélagonienne et ses marges subpélagonienne et prépélagonienne, de même que la zone du Vardar et sans doute la zone du Rhodope - connaissent une période de surrection. Cette émersion est suivie d'une érosion atteignant le socle de la ride pélagonienne au niveau des actuels «massifs» de Macédoine occidentale, de Thessalie, d'Attique-Cyclades, mais respectant la couverture jusqu'au cortège ophiolitique (Jurassique supérieur) dans les ensellements de Kozani et de l'Eubée moyenne et sur ses marges subpélagonienne et prépélagonienne tout comme dans la zone du Vardar.

La transgression des terrains du Crétacé supérieur s'amorce dès l'Aptien supérieur dans l'intérieur (zone du Vardar et sous-zone prépélagonienne) et se poursuit avec des vicissitudes diverses pour atteindre un maximum au Sénonien, au plus tard au Campanien, époque à laquelle les zones helléniques internes sont à nouveau quasi complètement immergées. Pendant tous ces évènements, les zones helléniques externes - sillon eugéosynclinal du Pinde, ride miogéanticlinale du Gavrovo, sillon miogéosynclinal ionien, avant-pays d'Apulie - demeurent immergées (fig. 2, profil 4; fig. 3); seul, le haut-fond satellite du Parnasse connaît une légère émersion accompagnée de la formation de bauxites et suivie d'une transgression d'âge Turonien (fig. 4) [4]).

De cette émersion et de l'érosion concomitante résulte la sédimentation: d'une série marno-gréseuse, d'âge Albien-Cénomanien, atteignant parfois le Turonien[5]), à nombreuses intercalations calcaires (série dite «flyschoïde» - P. CELET, 1962) dans toute la partie de la zone subpélagonienne située à l'Est du Parnasse; et surtout d'un Flysch dans le sillon du Pinde: c'est le «*Premier Flysch du Pinde*», fort réduit en

[4]) Le haut-fond du Parnasse a connu une première émersion à la fin du Jurassique entre Kimmeridgien et Tithonique d'où résulte un premier niveau de bauxites. On peut se demander si, dès cette époque, les zones plus internes n'ont pas quelque peu émergé ce qui expliquerait les fréquentes intercalations de grès et de pélites dans les Radiolarites du cortège ophiolitique pélagonien (en Eubée par exemple – cf. J. AUBOUIN et C. GUERNET, 1963) ou subpélagonien comme en Argolide (J. DERCOURT, 1962). A moins qu'il ne s'agisse de l'émersion d'une zone plus interne encore (arrière-pays intermédiaire du Rhodope?) car des niveaux terrigènes Kimmeridgien-Tithonique sont connus dans la zone du Vardar, dont la partie orientale a émergé à «l'Anté-Kimmeridgien moyen-supérieur»; J. MERCIER, 1960).

[5]) Le Cénomanien est caractérisé notamment par des Orbitolines (*O. concava* LMK., *O. depressa* HENSON, *O. trochus* FRITSCH) et dans des niveaux de marnes ou calcaires marneux passant latéralement aux dépôts flyschoïdes par de belles faunes de Polypiers étudiées par M. HACKEMESSER (1936–37); le Turonien par diverses *Globotruncana* (*G. stephani* GANDOLFI, *G. helvetica* BOLLI etc.) et des Rudistes dans les lentilles de calcaires intercalées (cf. P. CELET, 1962).

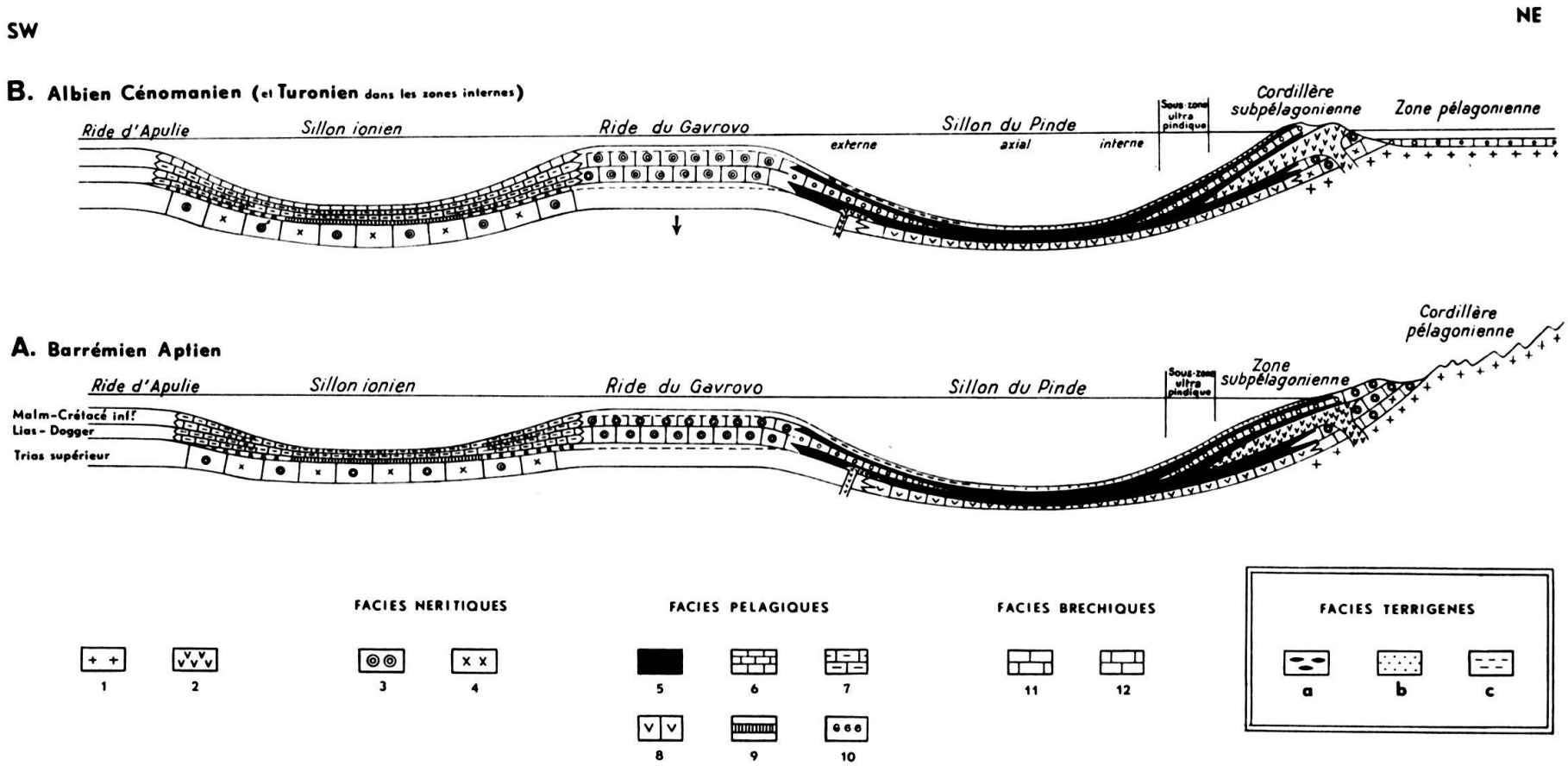

Fig. 3. *Profil paléogéographique en Grèce septentrionale, au Nord du massif du Parnasse, à la fin du Crétacé inférieur (profil A) et au début du Crétacé supérieur (profil B)* (d'après J. Aubouin, 1958).

Dans le cadre, à droite: a, b, c, figuré des Flyschs: a, Flysch conglomératique; b, Flysch gréseux et gréso-pélitique; c, Flysch pélito-gréseux et pélitique.

1 à 12. Figuré des terrains antérieurs aux Flyschs (ceux-ci sont représentés parce qu'ils justifient la distinction des zones paléogéographiques). – 1: socle cristallin pélagonien. – 2: Roches vertes. – 3 et 4: faciès néritiques (3, calcaire néritique en général; 4, dolomie). – 5 à 10: faciès pélagiques (5, Radiolarites; 6, calcaire pélagique; 7, calcaire pélagique à silex; 8, calcaire et jaspe à Halobies; 9, schiste à Posydonomies; 10, Ammonitico rosso). 11 et 12: faciès brèchiques (11, calcaire brèchique homogène ou graveleux; 12, calcaire brèchique hétérogène).

On remarquera, sur cette figure, le classement du Flysch dans le sillon du Pinde tel que les Flyschs gréseux ou gréso-pélitiques ne dépassent guère l'axe du sillon tandis que se développent des faciès pélitiques sur son flanc externe; cet effet de «barrière en creux» se manifeste à plus grande échelle dans le fait que les faciès terrigènes n'atteignent pas les zones plus externes (ride du Gavrovo, sillon ionien).

[Les figurés 11 et 12 ont été incomplètement dessinés; ils sont identiques aux figurés 13 et 14 de la fig. 5, p. 464: 11 = 13, 11 = 14]

épaisseur puisqu'il n'atteint guère qu'une cinquantaine de mètres au maximum, d'âge Barrémien-Cénomanien[6]).

Il présente toutes les caractéristiques d'un Flysch, alternance, rythmicité, granoclassement vertical (Graded bedding), dans des faciès microconglomératiques, gréseux et gréso-pélitique.

Il est granoclassé latéralement, suivant la pente, en ceci que les faciès gréseux et gréso-pélitique sont cantonnés sur le flanc interne du sillon du Pinde jusqu'en l'axe de celui-ci; tandis qu'au-delà n'existent plus que des intercalations pélitiques de plus en plus réduites sur le flanc externe du sillon; ces intercalations marneuses finissent d'ailleurs par disparaître et la sédimentation n'est plus troublée au-delà du Pinde, sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien, où elle demeure carbonatée, respectivement subrécifale (calcaires à Algues) et pélagique (calcaires à Radiolaires dits de «Vigla»), sans aucun apport terrigène (fig. 2, profil 4; fig. 3). La limite extrême des faciès gréseux correspond sensiblement à l'axe du sillon du Pinde tel qu'il a pu être individualisé grâce à l'étude de la répartition des brèches de flanc sédimentées sur les deux flancs du sillon, de sorte que ce phénomène de classement latéral traduit à grande échelle un phénomène de «*barrière en creux*» (fig. 11) tel que les dépôts transportés sur le fond par courant de turbidité (graviers, grains de quartz d'où résultent microconglomérats et grès) ne puissent franchir l'axe du sillon étant inaptes à remonter les pentes; seules les parties les plus fines, flottées en suspension, franchissent l'axe du sillon et vont se sédimenter sur son flanc externe, pas très loin d'ailleurs et sans le dépasser. Ce phénomène de barrière en creux, qui apparaît pour la première fois lors de cette première surrection, sera beaucoup plus net lors de la deuxième période orogénique des Hellénides, à partir du Crétacé supérieur.

De ce phénomène de barrière en creux du sillon du Pinde résulte donc le fait capital que *ce Premier Flysch, précoce, est uniquement interne et manque dans les zones* externes miogéosynclinales (ride miogéanticlinale du Gavrovo, sillon miogéosynclinal ionien).

Il est de ce fait très clair que *la provenance du matériel terrigène est interne* ce qui correspond au double fait qu'il n'y a, vers l'extérieur, aucune zone émergée (l'avant-pays intermédiaire d'Apulie est le siège d'une sédimentation carbonatée) tandis que, vers l'intérieur, les zones internes sont la proie de l'érosion qui entame la zone pélagonienne jusqu'à son socle cristallin. L'âge du Flysch et l'âge de l'émersion des zones internes se correspondent d'ailleurs: la transgression sur les zones internes s'amorce à l'Aptien, donc définit leur émersion comme anté-aptienne et s'achève au Campanien. L'émersion de tout ou partie des zones internes est donc au moins barrémo-sénonienne, plus longue par conséquent que la sédimentation du Flysch barrémo-cénomanien. Mais les niveaux qui surmontent ce Flysch, bien qu'ayant le faciès de calcaires détritiques, contiennent encore quelques quartz et surtout des débris de Radiolarites et de Roches vertes; ils témoignent de la persistance de

---

[6]) On y connaît, en effet, des faunes barrémiennes (*Orbitolina bulgarica* DESH., *Dictyoconus arabicus* HENSON), aptiennes (*Orbitolina lenticularis* BLUM, *O. conoidea* GRAS), vraconniennes (*Orbitolina conica* D'ARCH.), cénomaniennes (*Orbitolina concava* LMK, *Chrysalidina gradata* D'ORB., *Globotruncana stephani* GAND.) outre des microfaunes moins caractéristiques (*Nautiloculina* sp., *Textulariella* sp., *Haplophragmium* sp.).

l'émersion des zones internes au-delà du Cénomanien, tout comme la «série flyschoïde» qui se sédimente dans la zone subpélagonienne, à l'Est du Parnasse, à l'Albien, au Cénomanien, montant çà et là jusque dans le Turonien, voire le Sénonien inférieur (cf. *supra*).

Cette origine interne du matériel terrigène ne signifie pas que les apports fussent transversaux; on a même la certitude, au droit du Parnasse, qu'ils furent longitudinaux: le Flysch barrémo-cénomanien du Pinde est connu à l'Ouest du Parnasse sans changement, bien que le haut-fond ait fait obstacle à des apports transversaux (fig. 1 et 4): en effet, jusqu'à l'Aptien, s'y sédimentent des calcaires néritiques exempts du moindre grain de quartz détritique; pendant l'Albien, le Cénomanien et le Turonien, le haut-fond du Parnasse émerge mais n'est que faiblement érodé, le niveau de bauxite qui se forme ayant un mur de calcaires éocrétacés. Par conséquent, au parallèle du Parnasse, les dépôts terrigènes, provenant de la cordillère pélagonienne, se sédimentent, pour une partie au pied de celle-ci dans le petit sillon subpélagonien, et pour une autre partie contournent le massif du Parnasse et vont se sédimenter dans le sillon du Pinde; dans celui-ci, à l'Ouest du Parnasse, les apports terrigènes cheminent donc longitudinalement. *C'est l'occasion de distinguer, pour les apports terrigènes, entre direction générale d'origine et direction locale d'apport;* nous aurons l'occasion de revenir sur cette distinction à propos des Flyschs crétacés et tertiaires.

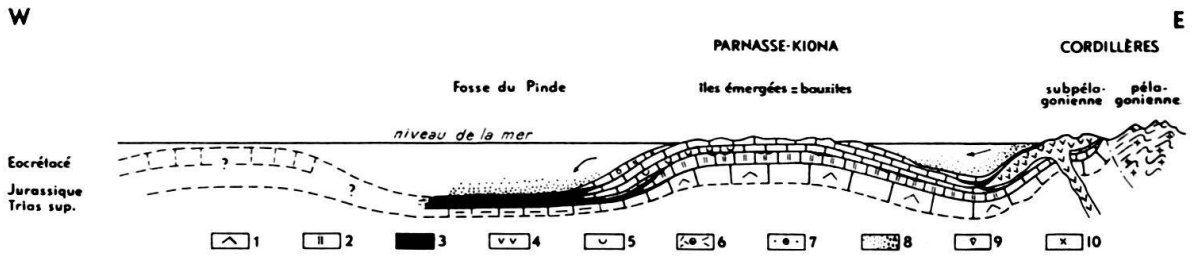

Fig. 4. *Profil paléogéographique à la fin du Crétacé inférieur en Grèce septentrionale au niveau du massif du Parnasse* (d'après P. CELET, 1962).

1: calcaires et dolomies; 2: calcaires néritiques; 3: Radiolarites; 4: ophiolites; 5: calcaires construits; 6: calcaires brèchiques à Orbitolines; 7: complexe flyschoïde à Orbitolines; 8: brèches et grès; 9: calcaires récifaux (Rudistes); 10: calcaires microbrèchiques.

On remarquera que, au-delà, vers l'extérieur (Ouest) du haut-fond du Parnasse émergé mais faiblement érodé (il s'y développe des bauxites qui s'appuient sur un mur de Crétacé inférieur calcaire), un Flysch se sédimente dans le sillon du Pinde, ayant donc contourné le massif du Parnasse soit par le Nord, soit par le Sud (comparer avec la carte de la figure 1); donc, au niveau du massif du Parnasse, les apports terrigènes sont longitudinaux c'est-à-dire perpendiculaires au plan de la figure.

Les matériaux terrigènes de ce Premier Flysch du Pinde viennent s'intercaler dans des argiles rouges à Radiolaires, à niveaux manganésifères, qui succèdent à la formation des Radiolarites sous-jacentes, quelque peu argileuses; donc dans une série dont les caractères sont ceux d'une sédimentation à profondeur assez grande.

Cet épisode terrigène ne modifie d'ailleurs pas l'évolution de la sédimentation dans le sillon du Pinde puisque, immédiatement après, le dépôt de calcaires intercalés de niveaux de Radiolarites reprend au point où il avait été interrompu par les

premiers apports terrigènes. De ce dernier fait, on tire l'impression qu'à une «*série fondamentale*», caractéristique de la sédimentation dans le sillon du Pinde et qui le définit comme tel, vient s'ajouter une «*série additionnée*» correspondant à ces apports terrigènes qui ne durent que le temps de l'orogénèse de la cordillère pélagonienne.

Ces notions, qu'on ne peut qu'esquisser sur cet exemple du Premier Flysch du Pinde, deviendront beaucoup plus précises par l'examen des Flyschs helléniques de la période allant de la fin du Crétacé supérieur au Tertiaire[7]).

2. La fin du Crétacé supérieur et le Tertiaire jusqu'au Miocène inférieur; la seconde période orogénique des Hellénides: les Flyschs principaux; les Molasses internes.

Cette période, qui va du Maestrichtien au Miocène inférieur, est celle d'une crise orogénique qui balaie les Hellénides de l'intérieur vers l'extérieur, en une progression régulière, témoignage d'une «*polarité orogénique*». Il en résulte la surrection de cordillères de plus en plus externes dont les matériaux détritiques vont s'accumuler dans les zones voisines pour constituer des Flyschs qui prennent la suite, en continuité de sédimentation, des terrains jusqu'alors sédimentés dans les zones considérées (fig. 2, profils 6 à 8).

A - La fin du Crétacé supérieur, le Paléocène, l'Eocène inférieur et moyen, l'Eocène supérieur p.p.: les Flyschs helléniques internes (zones du Vardar, prépélagonienne, pélagonienne, subpélagonienne); le Flysch du Pinde; le Flysch du Parnasse.

C'est au Maestrichtien que la zone pélagonienne va connaître une seconde orogenèse qui fera surgir une cordillère à son endroit; l'orogenèse gagnera ensuite la zone subpélagonienne au cours de l'Eocène et le sillon du Pinde à l'Eocène supérieur; ce qui laisse donc un laps de temps variable pour la sédimentation du Flysch, dans la zone du Vardar et la zone prépélagonienne (Maestrichtien supérieur-Danien; pas de Flysch éocène connu jusqu'à maintenant), dans les ensellements de la zone pélagonienne (Maestrichtien-Danien seulement; pas de Flysch éocène connu jusqu'à maintenant), la zone subpélagonienne (Maestrichtien-Eocène).

---

[7]) En Grèce, dans la zone du Vardar *s. l.*, le Crétacé supérieur transgressif (exactement la série allant de l'Aptien supérieur au Sénonien) est formé de calcaires à faciès variés dont certains niveaux, les plus détritiques, sont marneux ou gréseux.

Mais, *en Yougoslavie, dans le prolongement de la zone du Vardar*, la série devient de plus en plus détritique au point qu'y existe un véritable *Flysch d'âge Albien-Cénomanien* (par exemple sur le revers oriental du massif du Kopaonik où il est puissant d'environ 1000 m – cf. B. Ciric et S. Karamata, 1962).

Ce fait nouveau prend sa place dans le grand changement paléogéographique transversal entre les Hellénides et les Dinarides *s. s.*, selon le secteur transversal de Scutari-Pec, tel que, essentiellement, la ride pélagonienne s'infléchisse et le sillon du Pinde disparaisse axialement vers le Nord, le sillon du Vardar prenant son relai.

Il sortirait du cadre du présent travail – limité aux Hellénides – d'examiner cette question; notons toutefois que la provenance sédimentaire de ce Flysch du Vardar est encore interne, la zone pélagonienne, infléchie axialement et ayant conservé sa couverture sédimentaire, n'étant plus susceptible de fournir des matériaux terrigènes au sillon du Vardar.

Autrement dit, *pour commencer partout à peu près au même âge* - il y a tout de même quelques petites différences significatives - *la sédimentation du Flysch s'achève plus tard vers l'extérieur*[8]).

a) Les couches de passage au Flysch (Maestrichtien).

Donc, partout le Flysch commence avec le Maestrichtien dans un vaste domaine allant de la zone du Vardar à l'intérieur, à la zone du Pinde à l'extérieur (fig. 5 A).

L'arrivée du matériel terrigène dans le sillon du Pinde est particulièrement remarquable. Les couches de passage au Flysch consistent, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur (plus vers l'intérieur, moins vers l'extérieur), en une alternance, lit par lit, du matériel terrigène avec la série fondamentale caractéristique du sillon (calcaires pélagiques en plaquettes, avec intercalations de calcaires microbrèchiques - «brèche de flanc» - sur les flancs du sillon, sans intercalations de calcaires microbrèchiques dans l'axe du sillon). En bref, ce sont:

- *sur le flanc interne du sillon du Pinde*, des grès le plus souvent, quelquefois des marnes, alternant soit avec des calcaires pélagiques en plaquettes, soit avec des microbrèches calcaires; ces grès ont une importance de plus en plus grande vers l'intérieur, au point que, sur le bord tout à fait interne du sillon du Pinde, s'observe un Flysch gréso-marneux avec quelques intercalations de calcaires;
- *dans l'axe du sillon du Pinde*, des marnes le plus souvent, quelquefois des grès, alternant lit par lit avec des calcaires pélagiques en plaquettes;
- *sur le flanc externe du sillon du Pinde*, quelques minces lits de marnes intercalés entre les bancs de calcaires pélagiques ou de calcaires microbrèchiques; pour ne plus être, sur le bord tout à fait externe du sillon, que de fins délits marneux séparant les bancs calcaires.

Quel que soit le faciès de ces couches de passage, celles-ci contiennent la même microfaune pélagique dans tous les niveaux, benthique mais remaniée dans les bancs de calcaires microbrèchiques[8]).

---

[8]) Le Maestrichtien est caractérisé sous le Flysch, dans les couches de passage au Flysch, parfois dans le Flysch des diverses zones dont il a été question (zones du Vardar, prépélagonienne, pélagonienne, subpélagonienne, du Pinde) par d'abondantes microfaunes *toujours représentées:* pélagique, *Globotruncana stuarti* LAPP., *G. caliciformis* LAPP., *G. rosetta* CARSEY, G. *arca* CUSH., *G. linnei* D'ORB., *Gumbelina* sp., *Globigerina* sp., etc.; benthique, *Orbitoides media* D'ARCH., *O. apiculatus* SCHLUMB., *Lepidorbitoides socialis* LEYM., *L. minor* DOUV., *Omphalocyclus macroporus* LMK, *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Siderolites calcitrapoides* LMK, *S. vidali* DOUV. etc.

Le Paléocène a été signalé dans le Flysch subpélagonien de la Béotie (P. CELET) et de l'Argolide (J. DERCOURT) où il est caractérisé, entre autres, par *Discocyclina seunesi* DOUV., *Glomoalveolina primaeva* REICHEL etc.; et dans le Flysch du Pinde.

L'Eocène a été signalé dans le Flysch du Pinde (C. RENZ, J. H. BRUNN, J. AUBOUIN) par des microfaunes caractérisant successivement: l'Eocène inférieur à *Asterodiscus* aff. *taramelli* SCHLUMB., *Alveolina* sp., *Flosculina* sp., *Cuvillierina eocenica* DEB., *Lockartia* sp. etc.; l'Eocène moyen à supérieur à *Discocyclina scalaris* SCHLUMB. *D. sella* D'ARCH., *Asterodiscus* sp., *Nummulites incrassatus* de la HARPE, *N. rouaulti* D'ARCH., *N. brongniarti* D'ARCH., *N. striatus* BRUG., *Orbitolites complanatus* LMK., *Chapmanina* sp., *Fabiania* sp., *Gypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Eorupertia* sp. etc.

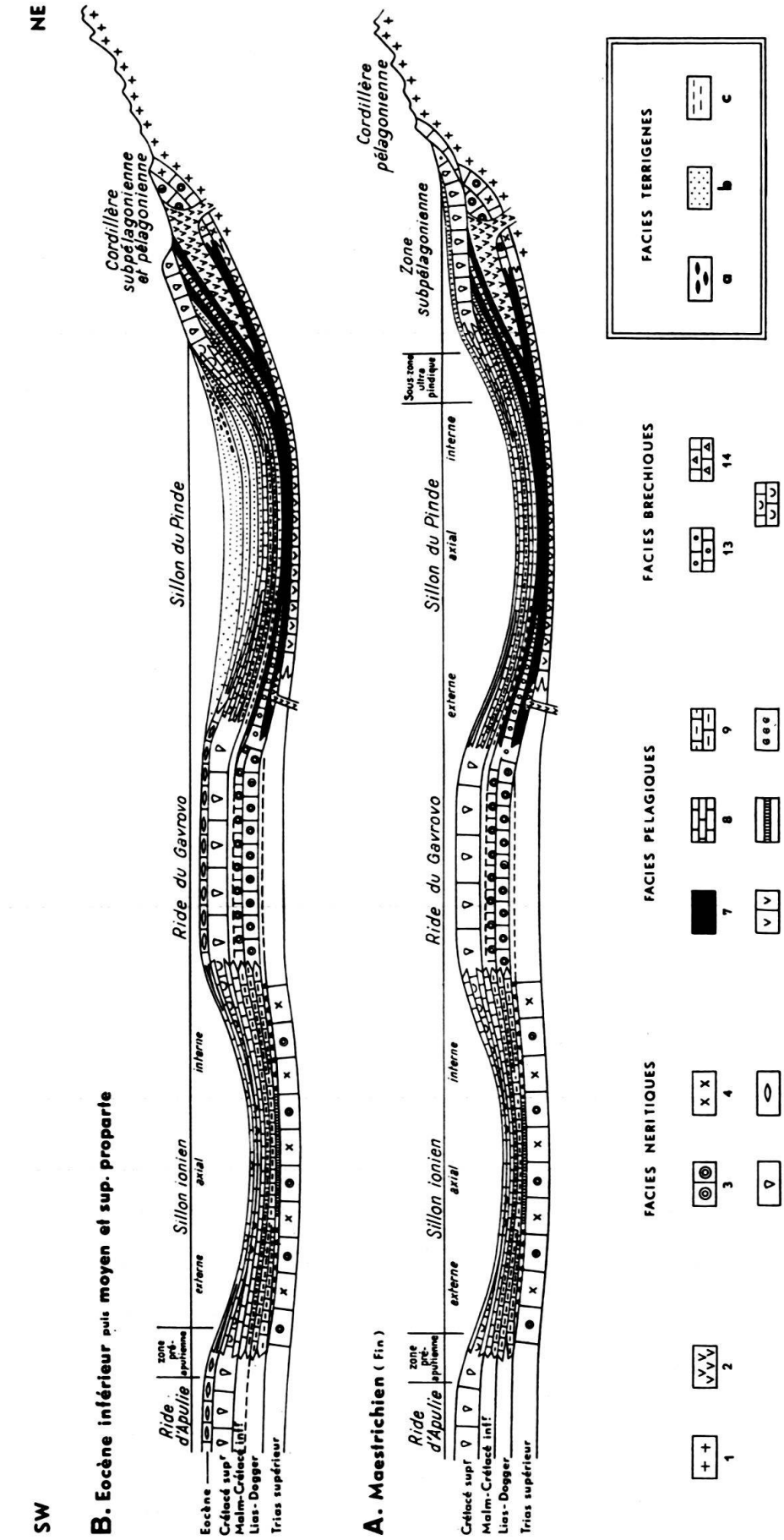
SW
NE
B. Eocène inférieur puis moyen et sup. proparte
Cordillère subpélagonienne et pélagonienne
Sillon du Pinde
Ride du Gavrovo
Sillon ionien
Ride d'Apulie
zone pré-apulienne
externe
axial
interne
Eocène
Crétacé sup.
Malm-Crétacé inf.
Lias-Dogger
Trias supérieur
A. Maestrichien (Fin)
Cordillère pélagonienne
Zone subpélagonienne
Sous zone ultra pindique
FACIES TERRIGENES
a
b
c
FACIES BRECHIQUES
13
14
15
FACIES PELAGIQUES
7
8
9
10
11
12
FACIES NERITIQUES
1
2
3
4
5
6

Fig. 5. *Profil paléogéographique de la Grèce septentrionale au Nord du massif du Parnasse à la fin du Maestrichtien (A) et pendant l'Eocène (B)* (d'après J. AUBOUIN 1958).

Dans le cadre, à droite, a, b, c: faciès flysch et apparentés: a, Flysch conglomératique; b, Flysch gréseux et gréso-pélitique; c, Flysch pélito-gréseux et pélitique.

1 à 15, figurés des terrains antérieurs aux flyschs: 1: socle cristallin de la ride pélagonienne. – 2: Roches vertes. – 3 à 6: faciès néritiques (3, calcaire néritique en général; 4, dolomie; 5, calcaire à Rudistes; 6, calcaire à Foraminifères). – 7 à 12: faciès pélagiques (7, Radiolarites; 8, calcaire pélagique; 9, calcaire pélagique à silex; 10, calcaire et jaspe à Halobies; 11, schiste à Posidonomyes; 12, Ammonitico rosso). 13 à 15: faciès brèchiques (13, calcaire brèchique homogène ou graveleux; 14, calcaire brèchique hétérogène; 15, calcaire bioclastique).

On remarquera l'effet de «barrière en creux» du sillon du Pinde qui se manifeste avec une particulière clarté dès la fin du Maestrichtien (profil A) et pendant l'Eocène (profil B); dans ce dernier cas, on remarquera qu'à la puissante accumulation de Flysch dans le sillon du Pinde correspond, sur la ride du Gavrovo, la sédimentation de calcaires à Foraminifères dépourvus de tout apport terrigène; comme d'ailleurs les calcaires pélagiques et les microbrèches calcaires associés dans le sillon ionien.

En outre, on observera la surrection plus tardive de la zone subpélagonienne; de sorte qu'au cours de l'Eocène l'ensemble des zones helléniques internes sont soulevées, alimentant la sédimentation du Flysch dans le sillon du Pinde.

Ces profils fixent donc une origine aux apports sédimentaires du Flysch, d'une façon directe par la localisation de la cordillère soulevée, et d'une façon indirecte en excluant une provenance externe étant donné les types de sédimentation qui se poursuivent sur la ride du Gavrovo, dans le sillon ionien et sur l'avant-pays d'Apulie.

Ceci appelle quelques remarques:

- le Flysch succède en continuité et concordance avec la série antérieure;
- on voit parfaitement s'ajouter la «série additionnée» terrigène à la «série fondamentale» du sillon du Pinde, laquelle garde ses caractéristiques habituelles, à savoir: l'existence de calcaires pélagiques dans l'axe du sillon, intercalés de calcaires microbrèchiques sur les flancs de celui-ci;
- le phénomène de «barrière en creux» se manifeste une nouvelle fois avec clarté, s'exprimant:
  - en grand, dans le fait que le Maestrichtien des zones externes (miogéosynclinales - ride du Gavrovo, sillon ionien) est calcaire, sans aucun apport terrigène;
  - en détail, dans le granoclassement latéral du matériel terrigène; tel que les couches de passage soient, sur le bord interne du sillon du Pinde, un vrai Flysch et sur le bord externe du même sillon de simples délits marneux intercalés dans une série de calcaires pélagiques et de calcaires microbrèchiques; certes, sur le vu de cette série externe du sillon du Pinde, on serait loin de supposer qu'elle ait un rapport avec un Flysch; il suffit pourtant d'en suivre le développement transversal pour constater cette liaison (chose très facile car ces couches de passage sont très riches en microfaunes). Pour utiliser la terminologie de N. B. VASSOEVITCH (1948), les couches de passage appartiennent (fig. 12) à la géogénération du Flysch dans la zone subpélagonienne et l'extrême bord interne du sillon du Pinde, à la géogénération du Sub-Flysch dans l'ensemble de celui-ci (plus précisément Hemi-Flysch jusque dans l'axe du sillon du Pinde et Crypto-Flysch sur le flanc externe de celui-ci); je reviendrai sur ce point.

b) Le Flysch des zones internes et le Flysch du Pinde (Maestrichtien à divers niveaux de l'Eocène).

Comme il a été dit, le Flysch est probablement seulement Maestrichtien et Danien dans les zones les plus internes (Vardar, prépélagonienne, pélagonienne), monte dans le Paléocène dans la zone subpélagonienne et se développe jusqu'à l'Eocène supérieur dans la zone du Pinde. C'est le cas de celle-ci que j'examinerai de nouveau en détail.

Le Flysch du Pinde est un Flysch classique, alternant, rythmique, présentant parfois - quoique assez rarement - un granoclassement vertical, des figures de courant, des figures de charge à la base des bancs de grès. Suivant les endroits, c'est un Flysch gréso-conglomératique, gréseux, gréso-pélitique, pélito-gréseux, rarement pélitique[9]). A la vérité, ces descriptions se comprennent mieux d'après la figure 5 B qui exprime le développement des faciès du Flysch selon une section transversale dans le sillon du Pinde: on y voit, un peu comme pour les couches de passage, un *granoclassement latéral* mais plus complexe qu'il n'y paraît:

- d'une part, à un moment donné, les faciès les plus grossiers sont les plus internes et les plus fins les plus externes, ce qui prend sa place dans la simple conception du phénomène de «barrière en creux»;
- d'autre part, les faciès grossiers migrent vers l'extérieur dans le temps, ceci en liaison avec deux phénomènes:
  - tout d'abord, avec la surrection progressive des zones internes vers l'extérieur (notamment, surrection de la zone subpélagonienne au cours de l'Eocène d'où résulte l'abondance des conglomérats à matériel subpélagonien dans la moitié supérieure du Flysch du Pinde interne);
  - ensuite, avec le progressif comblement du sillon du Pinde, ce qui permet aux matériaux terrigènes grossiers (transportés par des courants de turbidité - cf. fig. 11) de gagner plus vers l'Ouest par un fonctionnement de plus en plus déficient du phénomène de «barrière en creux»: le Flysch du Pinde externe est plus grossier dans sa partie supérieure que dans sa partie inférieure.

Le fait le plus remarquable, en effet, est que le faciès Flysch ne dépasse pas le Pinde vers l'Ouest, par un phénomène de «*barrière en creux*» particulièrement évident: sur la ride du Gavrovo, se poursuit, pendant l'Eocène, la sédimentation de calcaires néritiques à Foraminifères, sans l'intercalation d'un seul niveau marneux, d'un seul niveau gréseux, sans la presénce même d'un seul grain de quartz dans les calcaires; dans le sillon ionien, se poursuit la sédimentation pélagique, intercalée sur les flancs du sillon de microbrèches à Foraminifères; plus au large encore, sur la ride d'Apulie, se poursuit la sédimentation des calcaires néritiques à Foraminifères.

Ceci montre que, une cordillère étant soulevée, *les sédiments terrigènes s'accumulent dans la totalité des zones comprises entre cette cordillère soulevée et le premier sillon situé vers l'extérieur;* en effet, la sédimentation du Flysch commence partout au Maestrichtien dans les zones internes, mais pas au-delà du sillon du Pinde. Cette ob-

[9]) En première approximation et par commodité, on peut dire d'un Flysch qu'il est gréseux s'il comporte plus de 75% de grès, gréso-pélitique s'il comporte de 50 à 75% de grès, pélito-gréseux s'il comporte de 25 à 50% de grès, pélitique s'il comporte moins de 25% de grès.

servation montre que *c'est le sillon faisant barrière en creux qui limite vers l'extérieur l'espace où se sédimente le Flysch.* La question du Flysch du Parnasse souligne ce fait encore davantage, tout en mettant en évidence quelques traits nouveaux de la sédimentation des Flyschs.

c) *Le Flysch du Parnasse.*

La zone du Parnasse est, pendant le Jurassique et le Crétacé, un haut-fond elliptique dépendant de la zone pélagonienne dont il est séparé par la zone subpélagonienne qui prend à son parallèle l'allure d'un sillon étroit (cf. *supra*); c'est une sorte d'île sous-marine entourée de toutes parts par des zones plus profondes (fig. 1; fig. 6).

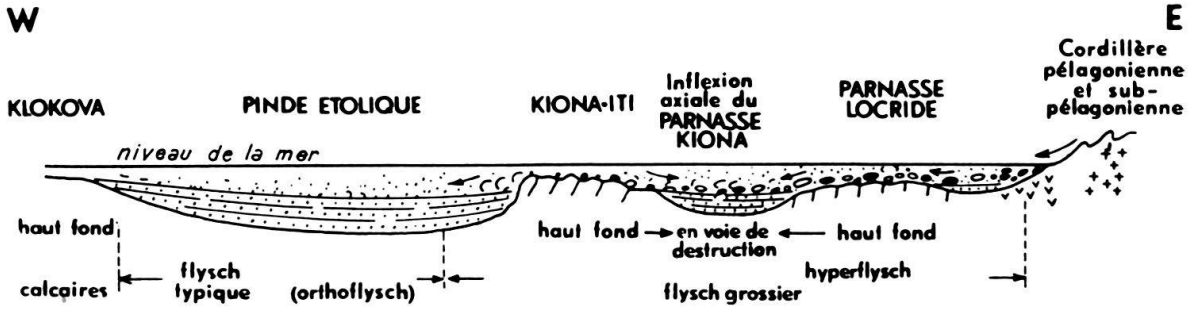

Fig. 6. *Profil paléogéographique de la Grèce septentrionale au niveau du massif du Parnasse, à la fin de l'Eocène* (d'après P. CELET, 1962).

Cette figure, qui montre les principales zones d'accumulation du Flysch et l'évolution du faciès de celui-ci, doit être comparé avec la figure 12 en ceci qu'elle montre un classement semblable des faciès du Flysch de l'intérieur vers l'extérieur.

En outre, elle montre fort clairement que pour les niveaux inférieurs du Flysch du Pinde, au-delà du haut-fond du Parnasse-Kiona, les apports terrigènes ne peuvent qu'être localement longitudinaux, ayant contourné le haut-fond du Parnasse, soit par le Nord, soit par le Sud (comparer avec la carte de la fig. 1).

La fin du Crétacé y est marquée par un brusque changement de la sédimentation jusqu'alors carbonatée et néritique; localement, un Hard ground se développe au-dessus du Maestrichtien inférieur calcaire, puis la sédimentation reprend pendant le Danien et le Paléocène et la base de l'Eocène inférieur[10]) sous forme de «couches rouges» qui sont, pour partie, des calcaires pélagiques roses à silex rouges et, pour une autre partie, des schistes rouges faiblement terrigènes; le tout additionné de calcaires microbrèchiques à débris de calcaires, de Radiolarites et de Roches vertes sur le *flanc interne* du Parnasse (côté subpélagonien - série du Jeroleka) comme dans la zone subpélagonienne, à débris de calcaires seulement sur le flanc externe (côté du Pinde - série du Vardoussia). L'ensemble est assez comparable à ce que les auteurs italiens appelent «Scaglia rossa», encore que ce terme doive être défini. C'est seulement avec l'Eocène inférieur, puis moyen, que le faciès Flysch se développera dans le Parnasse, sur une faible épaisseur (100 m environ au centre du haut-fond - série du Parnasse, du Kiona -; plus de 300 m environ sur les marges et dans la dépression médiane d'Amphissa), sous un faciès successivement pélitique, pélito-gréseux, gréso-pélitique, fortement gréso-conglomératique enfin à son sommet (fig. 6).

[10]) Caractérisés par diverses microfaunes de *Globotruncana* puis de *Globorotalia* (P. CELET, 1962).

Rappelons enfin que, dans la zone subpélagonienne au droit du Parnasse, la sédimentation calcaire, plus ou moins terrigène (sans qu'il s'agisse de Flysch), se poursuit jusqu'au Paléocène inclus au-dessus duquel commence le Flysch proprement dit, assez fortement conglomératique et assez réduit en épaisseur. Tandis que plus au Nord, là où la zone subpélagonienne jouxte le sillon du Pinde, la sédimentation du Flysch y commence au Maestrichtien (Othrys), y étant d'ailleurs beaucoup plus puissante. Il y a, de ce point de vue, une différenciation axiale de la zone subpélagonienne[11]).

Ces faits appellent quelques remarques:

- pendant la fin du Maestrichtien, le Danien et le Paléocène, la zone du Parnasse - et la zone subpélagonienne voisine - persistent comme un haut-fond où se sédimentent des calcaires faiblement contaminés par de maigres apports terrigènes (argile, presque pas de quartz), tandis qu'elle est cernée par des zones où s'accumule le Flysch, au Nord dans la partie de la zone subpélagonienne qui jouxte le sillon du Pinde, à l'Ouest dans le sillon du Pinde lui-même qui enveloppe la terminaison axiale du Parnasse vers le Sud (cf. fig. 1).

  Donc, vers l'extérieur, au-delà du Parnasse que les apports terrigènes *évitent*, le sillon du Pinde commence néanmoins de se remplir de Flysch dont la sédimentation s'amorce d'une manière parfaitement synchrone dans tout le sillon, qu'il borde directement la cordillère pélagonienne ou non (fig. 1; fig. 6): *c'est la démonstration, à grande échelle, du cheminement longitudinal des apports terrigènes dans le sillon du Pinde*, au droit du Parnasse au moins.

  De sorte que, pour être efficace, *l'effet de «barrière en creux» doit correspondre à un sillon dont la continuité axiale soit remarquable*: car, si le haut-fond du Parnasse est bien protégé des apports terrigènes par sa situation de haut-fond, il n'empêche nullement le Flysch de se sédimenter au-delà, dans le sillon du Pinde; lequel, au contraire, empêche les apports terrigènes d'atteindre les zones plus externes, par un «effet de barrière en creux» sans défaut dans toutes les Hellénides (cf. *supra*);
- au cours de l'Eocène, la sédimentation du Flysch est:
  - très réduite sur le haut-fond du Parnasse lui-même qui ne manifeste donc qu'une médiocre tendance à la subsidence; en ceci, son comportement le rapproche de la ride pélagonienne dont il est le satellite et le différencie de la ride du Gavrovo qui sera au contraire très subsidente alors que le Flysch s'accumulera sur elle (cf. *infra*)[12]);
  - gréso-conglomératique dans la zone subpélagonienne dès le début, successivement pélitique, pélito-gréseux et gréso-pélitique, conglomératique enfin sur le Parnasse; autrement dit, on voit fort bien les apports détritiques grossiers migrer dans le temps de la zone subpélagonienne

[11]) cf. J. Aubouin, 1963.

[12]) Ce n'est pas la première fois que le haut-fond du Parnasse manifeste un comportement qui évoque celui de la zone pélagonienne; rappelons, en effet, qu'au cours du Crétacé, alors que la ride pélagonienne se soulève pour la première fois en une cordillère, la zone du Parnasse émerge légèrement, d'où résulte la formation d'un niveau de bauxite (fig. 4).

à celle du Parnasse (c'est-à-dire de l'intérieur vers l'extérieur) selon une logique semblable (mais sur de moins grandes épaisseurs) à celle que l'on observe plus au Nord, de la zone subpélagonienne au sillon du Pinde (cf. *supra*).

d) *Conclusion.*

L'étude de cette première série de Flyschs helléniques, développée dans l'ensemble des zones plus internes jusqu'au sillon du Pinde, confirme des notions évoquées à propos du Premier Flysch du Pinde, à savoir: la concordance et la continuité du Flysch avec les niveaux sous-jacents (sauf exceptions très locales); l'intercalation de la série additionnée terrigène dans la série fondamentale de chaque zone considérée; le phénomène de «barrière en creux» des sillons, tel que *la sédimentation du Flysch s'amorce d'une manière synchrone dans tout l'espace compris entre le sillon qui fait barrière en creux et la cordillère qui fournit le matériel terrigène, quelle que soit la nature des zones intercalaires.* Ce sont des notions que nous allons retrouver, avec un décalage dans l'espace et dans le temps, pour les Flyschs helléniques externes.

B - L'Eocène supérieur p.p. et le début de l'Oligocène: le passage aux Flyschs helléniques les plus externes; l'individualisation de l'arrière-fosse molassique du Vardar puis de l'intra-fosse mésohellénique.

C'est au début de l'Eocène supérieur que se fait l'apparition du Flysch dans les zones helléniques les plus externes - ride du Gavrovo, sillon ionien - jusqu'alors protégées par l'effet de «barrière en creux» du sillon du Pinde. Les phénomènes s'y succèdent dans l'ordre suivant (fig. 7):

1. apparition des pélites, synchrone dans l'ensemble de la zone du Gavrovo et de la zone ionienne, au-dessus et en concordance avec les calcaires sous-jacents, lesquels sont néritiques dans la zone du Gavrovo, pélagiques dans le sillon ionien et intercalés de microbrèches calcaires sur les flancs de celui-ci; la même microfaune caractérise l'Eocène supérieur (Priabonien) et peut-être localement le sommet de l'Eocène moyen (Lutétien supérieur), dans le sommet des calcaires ioniens ou du Gavrovo, quel que soit leur faciès[13]) (fig. 7 A)

Les couches de passage sont très différentes de celles qui avaient été observées dans le sillon du Pinde: il n'y a pas alternance de la série fondamentale de chaque zone considérée avec une série terrigène additionnée, mais *mélange* intime des sédiments calcaires avec de faibles apports terrigènes sous forme de marnes d'où résulte un calcaire marneux, généralement gris, parfois rouge, notamment en certains points du sillon ionien (c'est encore un faciès analogue à ce que les auteurs italiens appellent «Scaglia rossa»);

---

[13]) Ce sont essentiellement des Nummulites (*Nummulites aturicus* JOLY, *N. atacicus* LEYM.), des Orthophragmines (*Discocyclina discus* KAUF., *D. sella* D'ARCH., D. *scalaris* SCHLUMB., *D. chudeaui* SCHLUMB., *D. augustae* WEYDEN, *Asterodiscus stellatus* D'ARCH., *A. sella* GUMB., *A. cuvillieri* NEUM., *Actinocyclina radians* D'ARCH.), *Assilina* cf. *mammilata*, *Orbitolites complanatus* LMK, *Asterigerina rotala* KAUF., *Halkyardia minima* LIEBUS, *Fabiania* sp., *Chapmanina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Pellatispira* cf. *douvillei* BOUSSAC, *P. madaraszi* HANTKEN, *Linderina* sp., *Operculina* sp., *Azanoina* sp., *Eorupertia* sp., *Gypsina* sp. etc.

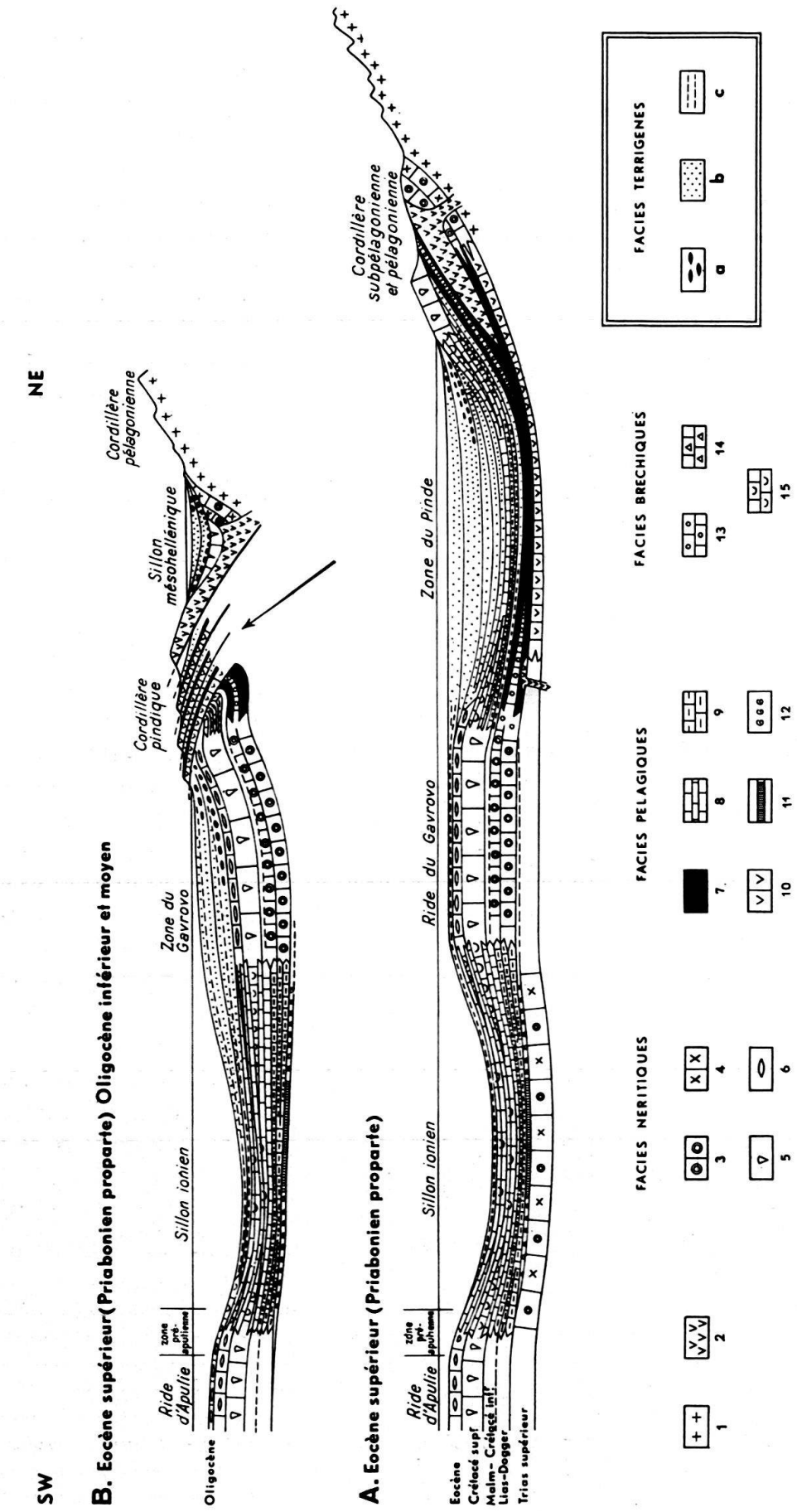
SW
NE
B. Eocène supérieur (Priabonien proparte) Oligocène inférieur et moyen
Cordillère pélagonienne
Sillon mésohellénique
Cordillère pindique
Zone du Gavrovo
Sillon ionien
Ride d'Apulie
zone prè-apulienne
Oligocène
A. Eocène supérieur (Priabonien proparte)
Cordillère subpélagonienne et pélagonienne
Zone du Pinde
Ride du Gavrovo
Sillon ionien
Ride d'Apulie
zone prè-apulienne
Eocène
Crétacé supr.
Malm-Crétacé inf.
Lias-Dogger
Trias supérieur
FACIES NERITIQUES
1
2
3
4
5
6
FACIES PELAGIQUES
7
8
9
10
11
12
FACIES BRECHIQUES
13
14
15
FACIES TERRIGENES
a
b
c

Fig. 7

Fig. 7. *Profil paléogéographique de la Grèce septentrionale au Nord du massif du Parnasse, à la fin de l'Eocène supérieur (A), puis au cours de l'Oligocène (B)* (d'après J. AUBOUIN 1958).

Dans le cadre à droite, a, b, c: faciès flysch ou molasse: a, Flysch (ou molasse) conglomératique; b, Flysch (ou molasse) gréseux et gréso-pélitique; c, Flysch(ou molasse) pélito-gréseux et pélitique.

1 à 15, terrains antérieurs aux Flyschs: 1: socle cristallin de la ride pélagonienne. – 2: Roches vertes. – 3 à 6: faciès néritiques (3, calcaire néritique en général; 4, dolomie; 5, calcaire à Rudistes; 6, calcaire à Foraminifères). – 7 à 12: faciès pélagiques (7, Radiolarites; 8, calcaire pélagique; 9, calcaire pélagique à silex; 10, calcaire et jaspe à Halobies; 11, schiste à Posidonomyes; 12, Ammonitico rosso). 13 à 15: faciès brèchiques (13, calcaire brèchique homogène ou graveleux; 14, calcaire brèchique hétérogène; 15, calcaire bioclastique).

Profil A. On remarquera qu'à la suite du comblement du sillon du Pinde, les faciès terrigènes s'étendent sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien qui fait, d'ailleurs, effet de «barrière en creux» puisque les calcaires néritiques continuent de se sédimenter sur la ride d'Apulie.

Profil B. Le sillon du Pinde étant comblé, une cordillère pindique naît à son emplacement qui alimente alors la sédimentation du Flysch du Gavrovo et du sillon ionien lequel fait effet de «barrière en creux» puisque les calcaires néritiques continuent de se sédimenter sur la ride d'Apulie.

Par le décalage entre le comblement du sillon du Pinde (profil A) et la surrection d'une cordillère pindique (profil B), les conglomérats à matériel pindique s'intercalent dans la base de la série du Flysch du Gavrovo mais pas à la base de celui-ci.

On notera également qu'à la suite de la surrection de la cordillère pindique s'individualise une intra-fosse mésohellénique entre la cordillère pélagonienne qui demeure et la cordillère pindique nouvellement formée; bien évidemment, la cordillère pindique alimente en matériaux terrigènes aussi bien la zone du Gavrovo et le sillon ionien vers l'extérieur que le sillon mésohellénique vers l'intérieur.

Enfin, on notera que l'accumulation de Flysch sur la zone du Gavrovo est extrêmement puissante, de sorte que l'épaisseur du Flysch dans les zones externes est indépendants de la nature antérieure de celle-ci en tant que ride ou sillon.

2. développement de pélites terrigènes, non rythmiques, sur une cinquantaine de mètres, parfois moins;

3. apparition, sur la ride du Gavrovo, de puissantes lentilles de conglomérats à matériel emprunté à la série du Pinde; la première de ces lentilles étant située quelques cinquante mètres au-dessus de la base de la série terrigène, parfois moins, mais jamais directement sur les calcaires; (fig. 7 B).

4. développement dans le sillon ionien - et sur la ride du Gavrovo entre les lentilles conglomératiques - d'un Flysch vrai, pélito-gréseux à gréso-pélitique.

Pendant la même période, dans les zones internes, s'individualisent successivement (fig. 2):

a) à l'extrême base de l'Eocène supérieur, un bras de mer à l'emplacement de la zone du Vardar préalablement émergée, où s'accumulera, en transgression et discordance, une série terrigène d'épaisseur modeste qui achèvera de se sédimenter pendant l'oligocène (arrière-fosse du Vardar)[14]).

b) à l'extrême sommet de l'Eocène supérieur ou au tout début de l'Oligocène, un bras de mer à l'emplacement de l'ex-zone subpé-

[14]) Des microfaunes abondantes s'y rencontrent; elles furent décrites par J. BOURCART (1919), puis plus récemment par J. MERCIER (1960); ce sont notamment des Nummulites (*Nummulites fabiani* PREV., *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. garnieri* DE LA HARPE, etc.), des Orthophragmines (*Discocyclina nummulitica* GUMBEL, *D. discus* KAUF. *Asterodiscus stellatus* d'ARCH., *Actinocaclina radians* d'ARCH.), *Fabiania* sp., *Chapmanina* sp., *Pellatispira* sp. etc.

lagonienne préalablement émergée, où s'accumulera, en trangression et discordance, une série terrigène d'épaisseur considérable (plus de 5000 m au droit des Monts Voïon) qui achèvera de se sédimenter pendant le Miocène (intra-fosse mésohellénique)[15]) (fig. 7 B).

Considérons donc l'ensemble de ces évènements: il est bien clair qu'une cordillère pindique a émergé au cours de l'Eocène supérieur ou à l'extrême fin de celui-ci (fig. 7B), ce qui se traduit par l'intercalation de conglomérats empruntés à cette cordillère dans le Flysch du Gavrovo qui se sédimente immédiatement à son pied (cf. *supra.* niveau 3) et l'apparition du Flysch franc dans l'ensemble ride du Gavrovo-sillon ionien, faciès flysch qui n'était pas celui des premiers niveaux terrigènes à rythme occulte (cf. *supra*, niveau 2). La surrection de cette cordillère pindique se place au cours ou à la fin de l'Eocène supérieur comme le prouvent l'ensemble des faits suivants:

- la position stratigraphique des premiers conglomérats du Flysch du Gavrovo;
- la présence de l'Eocène moyen et, éventuellement, de la base de l'Eocène supérieur dans le Flysch du Pinde;
- la présence de la base de l'Oligocène et, exceptionnellement, de l'extrême sommet de l'Eocène supérieur à la base de la série transgressive de l'intra-fosse molassique mésohellénique.

On peut même prouver que cette surrection de la cordillère pindique correspond à sa tectonisation, du moins pour l'essentiel, car l'Oligocène inférieur du sillon mésohellénique est transgressif, soit sur le dos des écailles du Pinde ou de la zone ultrapindique (Koziakas), soit sur le dos de la nappe ophiolitique subpélagonienne (Macédoine occidentale) passée par-dessus le Pinde, soit même, localement, sur la série du Pinde apparaissant sous la nappe ophiolitique (région de Zuzeli, J. H. Brunn, 1956).

Par conséquent, vers la fin de l'Eocène supérieur, une vaste cordillère émergée comprendra l'ensemble des zones pélagonienne, subpélagonienne, parnassienne, pindique, bordée vers l'extérieur par la mer résiduelle des zones hellénique les plus externes où se sédimente un Flysch concordant avec les terrains sous-jacents, et vers l'intérieur par le bras de mer néo-formée du Vardar, à signification d'arrière-fosse où commence de se sédimenter une Molasse discordante assez réduite.

Cet état de choses sera très fugace et, à la suite de l'individualisation d'une nouvelle fosse à l'emplacement de la zone subpélagonienne, où va commencer de s'accumuler une Molasse discordante puissante (intra-fosse mésohellénique), existeront deux cordillères émergées, une cordillère pélagonienne entre l'arrière-fosse du Vardar

[15]) Dans les formations conglomératiques de la base de la série mésohellénique, ou dans les niveaux immédiatement sus-jacents, J. H. Brunn (1956) cite: en un point (région de Krania), *Nummulites lucasi* Defr., *N. incrassatus* de la Harpe ou *vascus* de Lapp., *Discocyclina* sp., microfaune assez imprécise et témoignant de remaniements (*N. lucasi*, *Discocyclina* sp. évoquent l'Eocène, *N. vascus* l'Oligocène); et en un autre, *Phyllocoenia bosniaca* Opp., *Leptoria* cf. *crispata* Prev., *Siderofungia graeciae* Chevalier, macrofaune de Polypiers dont la première espèce est connue dans l'Eocène supérieur de Bosnie et la seconde dans le Stampien de Ligurie tandis que la troisième est une espèce nouvelle.

Les niveaux suivants sont assez riches en macrofaune (Lamellibranches, Gastéropodes, Polypiers) et microfaune (Lépidocyclines, puis Miogypsines) pour qu'on y caractérise le Stampien, l'Aquitanien, le Burdigalien et l'Helvétien.

et l'intra-fosse mésohellénique, une cordillère pindique entre l'intra-fosse mésohellénique et la mer résiduelle des zones les plus externes; cette nouvelle paléogéographie se maintiendra pendant l'Oligocène (fig. 2, profil 8; fig. 7B).

Désormais, la sédimentation dans les zones helléniques les plus externes, sera donc essentiellement alimentée par la cordillère pindique; or, dans celle-ci, les seuls niveaux terrigènes sont précisément le Flysch maestrichtien-éocène: en quelque sorte, le grain de quartz arraché par l'érosion à la zone pélagonienne, une première fois sédimenté dans le Flysch du Pinde, sera de nouveau repris par l'érosion et sédimenté une seconde fois dans le Flysch du Gavrovo ou le Flysch ionien; c'est à ce titre qu'on peut dire que ceux-ci sont des «Flyschs au second degré» (J. AUBOUIN, 1959).

La sédimentation dans le sillon mésohellénique sera alimentée à la fois par la cordillère pindique qui surgit et par la cordillère pélagonienne qui demeure; encore que celle-ci ne témoignera pas d'une grande activité orogénique pendant l'Oligocène inférieur et moyen, périodes pendant lesquelles des faciès semblables se sédimenteront, à l'extérieur de la cordillère pindique sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien (où il s'agit d'un Flysch), comme à l'intérieur dans le sillon mésohellénique (où il s'agit d'une Molasse).

L'apparition et le développement des premiers niveaux terrigènes (pélites non rythmiques) dans la zone du Gavrovo (niveau 2) sont antérieurs à l'apparition de la première lentille de conglomérat à matériel pindique; ce phénomène correspond par conséquent à autre chose que la surrection de la cordillère pindique qui ne s'est pas encore produite: il s'agit du *comblement du sillon du Pinde* sous la sédimentation du Flysch de telle manière que, l'effet de «barrière en creux» cessant, les éléments terrigènes les plus fins gagnent synchroniquement vers l'extérieur pour se sédimenter indifféremment sur la ride du Gavrovo ou dans le sillon ionien (fig. 2, profil 7; fig. 7A).

De la sorte, à un moment très court de l'Eocène supérieur, sur l'ensemble des Hellénides, du sillon du Pinde jusqu'au sillon ionien, se sédimente du matériel terrigène présentant un granoclassement latéral remarquable, tel que le Flysch soit:

- gréso-conglomératique ou conglomératique sur le bord interne du sillon du Pinde (conglomérats à matériel pélagonien et subpélagonien dans le Synclinorium du Pinde oriental;
- gréseux et gréso-pélitique dans le sillon du Pinde;
- pélitique sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien;

dans ces deux dernières zones, la rythmicité du dépôt ayant disparu, il ne s'agit pas vraiment d'un Flysch mais, utilisant la terminologie de N. B. VASSOEVITCH (1948), d'un dépôt de la géogénération du «*Subflysch*» et plus particulièrement d'un *Cryptoflysch* (ces niveaux ayant valeur de *Préflysch* dans chaque zone considérée - Gavrovo, zone ionienne) (fig. 12).

L'observation de ce remarquable phénomène est possible grâce au léger décalage existant entre le comblement du sillon du Pinde et sa tectonisation en une cordillère pindique, laquelle se produit après que le sillon ait été comblé; décalage qui existera en sens inverse pour le sillon ionien qui sera tectonisé avant que d'être comblé, ainsi que nous le verrons.

De toute manière, aucun élément terrigène n'atteint la zone d'Apulie ni même sa marge préapulienne; ceci en fonction de l'effet de «barrière en creux» du sillon ionien; ce qui témoigne que la règle énoncée précédemment se vérifie de nouveau à savoir que *le matériel terrigène envahit d'un seul coup, d'une manière synchrone, tout l'espace compris entre la cordillère productrice de matériaux terrigènes et le prochain sillon situé vers l'extérieur, tant que celui-ci n'est pas comblé; lorsqu'il l'est, la limite des dépôts terrigènes est repoussé vers l'extérieur jusqu'au prochain sillon.*

Il y a donc une migration du Flysch dans l'espace au cours de l'Eocène supérieur; et nous pouvons voir avec netteté que cette migration est due à un double phénomène:

- le premier, qui est le *comblement du sillon du Pinde*, jusqu'alors, faisait effet de «barrière en creux»;
- le second, qui est la surrection de la cordillère pindique, laquelle témoigne d'une *migration de l'orogenèse* dans l'espace et dans le temps, telle que celle-ci, ayant affecté la ride pélagonienne à la fin du Crétacé, la zone subpélagonienne au cours de l'Eocène, atteigne la cordillère pindique à l'Eocène supérieur.

Ces deux phénomènes étant de nature différente, il est tout à fait normal qu'ils ne soient pas ajustés chronologiquement; nous verrons d'ailleurs qu'au Miocène inférieur leur succession sera inverse pour le sillon ionien, ou plus exactement, celui-ci, étant d'abord tectonisé, ne sera jamais comblé.

Tout se passe donc comme si *la migration du Flysch précédait, dans l'espace et dans le temps, la migration de l'orogénèse;* proposition qu'il faudra vérifier.

Enfin, dans le sillon mésohellénique dont l'allongement est subparallèle aux directions isopiques géosynclinales, par quoi se marque son individualisation à peine postérieure à la tecto-orogenèse des zones auxquelles il est superposé, se sédimentera pendant l'Oligocène et le début du Miocène une série terrigène puissante (elle atteindra plus de 5000 m) mais qui se trouve postérieure à la phase tectonique principale, comme le souligne sa discordance sur les structures de la cordillère pindique qui sont, pour l'essentiel, mises en place. *Cette série a donc le sens d'une Molasse, sédimentée dans une intra-fosse qui est un des éléments de la paléogéographie tardigéosynclinale.*

Et pourtant, cette série molassique aura, pour partie au moins - pour l'Oligocène inférieur et moyen -, même faciès que le Flysch du Gavrovo, ayant même origine sédimentaire; c'est la claire illustration du fait qu'*il est difficile de séparer Flysch et Molasse sur des seules critères pétrographiques ou stratonomiques* sans faire appel à l'histoire paléogéographique générale de la chaîne. Nous retrouverons ce problème.

C - L'Eocène supérieur p.p., l'Oligocène et le Miocène inférieur: les Flyschs helléniques les plus externes (zone ionienne et zone du Gavrovo); la sédimentation molassique dans l'arrière-fosse du Vardar (suite et fin) et dans l'intra-fosse mésohellénique (suite).

Dans la zone du Gavrovo, pendant la fin de l'Eocène supérieur - cf. *supra* -, l'Oligocène inférieur et moyen, continuent à s'accumuler 1000 à 2000 m d'un Flysch pélito-gréseux, fréquemment granoclassé verticalement, présentant assez souvent des figures de courant à la base des bancs de grès, caractérisé par l'intercalation de

lentilles, parfois puissantes, de conglomérats à matériel pindique, à différents niveaux stratigraphiques; la disposition dans l'espace de ces lentilles de conglomérats n'est pas quelconque: longitudinalement, elles disparaissent rapidement et réapparaissent de même, un peu comme *s'il s'agissait là des régions qui étaient immédiatement à l'embouchure des torrents qui dévalaient la cordillère pindique.* On ne connaît pas de dépôt Oligocène supérieur (Aquitanien), ni Miocène inférieur (Burdigalien) dans la zone du Gavrovo qui doit avoir émergé à la fin de l'Oligocène[16]).

Dans la zone ionienne:

- la fin de l'Eocène supérieur, l'Oligocène inférieur et moyen sont représentés par un Flysch pélito-gréseux, très semblable à celui de la zone du Gavrovo mais beaucoup moins puissant (200 m environ) et sans lentilles de conglomérats à matériel pindique (du moins s'il y a quelques conglomérats, ils sont rares et de faible calibre[17]);
- l'Oligocène supérieur (Aquitanien) et le Miocène inférieur (Burdigalien)[17]), qui manquent dans la zone du Gavrovo, sont représentés par un Flysch pélitique, pauvre en grès mais, par contre, intercalé de bancs de calcaires à peine gréseux, très riches en microfaunes et microflores néritiques (notamment en Lithothamniées); ces niveaux terminent le Flysch car l'Helvétien est représenté par une Molasse calcaro-pélito-gréseuse représentée seulement dans les zones synclinales où elle est légèrement discordante, à *l'échelle cartographique*, sur le Burdigalien; ce qui témoigne du fait qu'elle s'est sédimentée alors que la tectonisation de la zone ionienne était en cours: les zones anticlinales, les écailles émergeaient, tandis que la sédimentation se poursuivait dans les synclinaux encore immergés.

Le Flysch oligocène du Gavrovo et le Flysch oligocène de la zone ionienne (fig. 2, profil 8; fig. 7B) sont, comme il a été dit précédemment, des «Flyschs au second degré» dans la mesure où ils empruntent leur quartz essentiellement au Flysch du Pinde; c'est la raison pour laquelle la proportion des grès y est plus faible. D'ailleurs,

---

[16]) Si, immédiatement sous le Flysch, les calcaires contiennent une abondante microfaune d'âge Eocène supérieur (et peut-être du sommet de l'Eocène moyen – cf. *supra*) jusqu'à maintenant, les microfaunes décrites dans la masse du Flysch du Gavrovo sont très rares (C. RENZ, J. AUBOUIN); à la base, quelques microfaunes d'âge Eocène supérieur voire moyen (*Discocyclina nummulitica* GUMBEL, *Asterigerina rotula* KAUF.) peut-être remaniées; au sommet, d'âge Oligocène moyen (Stampien: *Nummulites intermedius fichteli* MICHELOTTI).

[17]) Dans la masse du Flysch ionien qui surmonte des calcaires d'âge Eocène supérieur (et peut-être du sommet de l'Eocène moyen – cf. *supra*) d'abondantes microfaunes caractérisent:

– *l'Eocène supérieur* (*Priabonien*) (M. DALLONI): *Nummulites fabiani* PREV. *N. garnieri* DE LA HARPE, *Orthophragmina varians* KAUF., *O. Aspera* GUMBEL., *O.* (*Discocyclina*) *discus* RUTIM., *O.* (*Asterodiscus*) *stellatus* D'ARCH., *O.* (*Asterodiscus*) *fuscata* RUTIM., *Assilina exponens* DOUV., *Heterostegina reticulata* RUTIM., *Pellatispira madaraszi* HANT.;

– *l'Oligocène inférieur et moyen* (C. RENZ, J. AUBOUIN): *Eulepidina dilatata* MICHELOTTI, *Nephrolepidina tournoueri* LEYM., *Nummulites intermedius fichteli* MICHELOTTI, *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. etc.;

– *l'Oligocène supérieur* (*Aquitanien*) (C. RENZ, J. AUBOUIN): *Eulepidina dilatata* DOUV., *E. roberti* DOUV., *Nephrolepidina tournoueri* LEYM., *N. marginata* SCHLUMB., *N. sumatrensis* BRADY, *Miogypsinoides complanatus* SCHLUMB. etc.;

– *Le Miocène inférieur* (*Burdigalien*) (C. RENZ, J. AUBOUIN): *Miogypsina irregularis* MICH., *Heterostegina depressa* D'ORB., *Operculina complanata* DEFR., *Amphistegina* sp. etc.

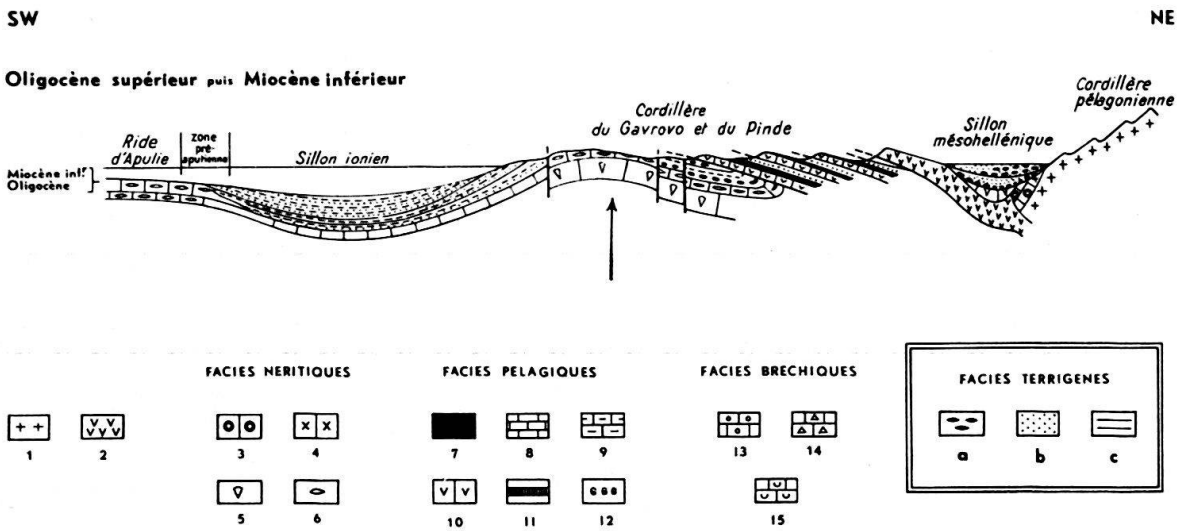

Fig. 8. *Profil paléogéographique de la Grèce septentrionale au Nord du massif du Parnasse, à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur* d'aqrès J. AUBOUIN 1958).

Dans le cadre, à droite: a, b, c: faciès flysch et molasse: a, Flysch (ou molasse) conglomératique; b, Flysch (ou molasse) gréseux et gréso-pélitique; c, Flysch (ou molasse) pélito-gréseux et pélitique.

1 à 15: terrains antérieurs aux Flyschs. 1: socle cristallin de la ride pélagonienne. – 2: Roches vertes. – 3 à 6: faciès néritiques (3, calcaire néritique en général; 4, dolomie; 5, calcaire à Rudistes; 6, calcaire à Foraminifères). – 7 à 12: faciès pélagiques (7, Radiolarites; 8, calcaire pélagique; 9, calcaire pélagique à silex; 10, calcaire et jaspe à Halobies; 11, schiste à Posidonomyes; 12, Ammonitico rosso). 13 à 15: faciès brèchiques (13, calcaire brèchique homogène ou graveleux; 14, calcaire brèchique hétérogène; 15, calcaire bioclastique).

A la suite de la surrection du massif du Gavrovo, le Flysch achève de se sédimenter dans le sillon ionien qui fait effet de «barrière en creux» vis-à-vis des apports terrigènes qui n'atteignent pas la ride d'Apulie où continuent de se sédimenter des calcaires néritiques.

De la fig. 5 à la fig. 8, on ne manquera pas d'observer le fait que la surrection des Hellénides gagne de l'intérieur vers l'extérieur avec une remarquable régularité.

les lentilles conglomératiques, abondantes dans le Flysch du Gavrovo, témoignent d'une manière spectaculaire de l'origine pindique du matériel détritique. Enfin, existe un remarquable granoclassement latéral entre la zone du Gavrovo et la zone ionienne, qui se marque tant dans la taille des éléments détritiques (par exemple, les conglomérats sont cantonnés à la zone du Gavrovo) que dans la puissance de l'accumulation terrigène (1000 à 2000 m de Flysch oligocène dans le Gavrovo, 200 m seulement dans le sillon ionien).

Dans la zone ionienne seule, au-dessus du Flysch oligocène, vient une série calcaro-pélito-gréseuse qui laisse réapparaître une importance sédimentation locale sous forme de calcaires à Lithothamniées, à peine gréseux, à peine marneux et très riches en Foraminifères (fig. 8). C'est que, à cette époque, la zone du Gavrovo à son tour est soulevée et qu'en grande partie le matérial terrigène, sédimenté dans la zone ionienne, provient du Flysch du Gavrovo lui-même; or, celui-ci provenait déjà du Flysch du Pinde; c'est dire que cette partie aquitano-burdigalienne du Flysch ionien est un «*Flysch au troisième degré*» (J. AUBOUIN, 1959).

Enfin, la zone d'Apulie et sa marge préapulienne demeurent exemptes de tout apport terrigène: le phénomène de «barrière en creux» du sillon ionien se manifeste donc jusqu'à la surrection de la zone ionienne laquelle se produit avant que le sillon

soit comblé. Cette chronologie est exactement inverse de celle que l'on rencontre dans le sillon du Pinde - cf. *supra*.

Dans le détail, on peut analyser le phénomène de «barrière en creux» d'une manière un peu plus précise que dans le sillon du Pinde; car le charriage de la nappe pindique se place en effet au niveau du raccord entre le sillon du Pinde et la ride du Gavrovo, masquant le passage de faciès entre le Flysch du Pinde et les calcaires du Gavrovo (cf. *supra*). En effet, alors que le faciès flysch commence partout dans le sillon ionien proprement dit vers la fin de l'Eocène supérieur, sur la marge externe de celui-ci, la sédimentation terrigène ne commence qu'à l'Oligocène supérieur[18]) (Aquitanien; Zakynthos: J. AUBOUIN et J. DERCOURT, 1962); une analyse plus précise, qui n'a pas été faite encore, permettrait probablement de montrer, d'une manière extrêmement nette, la progression des apports terrigènes vers l'extérieur (Sud-Ouest). Notons, pour plus de détail, qu'à Zakynthos, ces dépôts terrigènes au rythme occulte n'ont pas le faciès flysch: en suivant la terminologie de N. B. VASSOEVITCH (1948), on doit les ranger dans la géogénération du Subflysch et, plus particulièrement, dans le Cryptoflysch (fig. 12).

3. Le Miocène moyen et supérieur; la fin de la sédimentation dans l'intra-fosse mésohellénique; l'individualisation des fosses molassiques externes: les intra-fosses ioniennes, l'avant-fosse italo-dinarique.

Dans l'intra-fosse mésohellénique, la sédimentation s'achève au Miocène moyen par quelques 150 m d'une série sableuse qu'une abondante macrofaune de Lamellibranches et Gastéropodes (J. H. BRUNN, 1956) permet de rapporter à l'Helvétien et éventuellement à l'extrême base du Tortonien. Ainsi s'achève l'histoire des fosses molassiques les plus internes (celle du Vardar est terminée depuis l'Oligocène) tandis que va s'amorcer celle des fosses molassiques externes (fig. 2, profil 9).

Dans la zone ionienne, le Miocène moyen est représenté par une formation calcaro-pélito-gréseuse, souvent bitumineuse, qu'on rencontre dans les principaux synclinaux, discordante à l'échelle cartographique; ce fait témoigne, comme il a été dit, de ce qu'elle a été sédimentée alors même que les premières unités tectoniques émergeaient; on trouve, en effet, remaniés dans ce Miocène moyen, d'abondants matériaux détritiques provenant de la couverture calcaire ionienne, enlevés à celle-ci dans les parties qui émergeaient; lesquelles sont donc, à l'évidence, celles qui séparaient les synclinaux où se sédimentait le Miocène moyen. La puissance de ces séries molassiques ioniennes est faible, en Grèce du moins, mais, en Albanie, elle s'accroît (environ 1000 m d'Helvétien et 1000 m de Tortonien) au point que le Miocène y prend un grand intérêt économique: c'est dans ces séries bitumineuses qu'ont été découverts et exploités les premiers gisements pétrolifères de ce pays (fig. 9).

---

[18]) Les premiers niveaux terrigènes contiennent encore diverses *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, mais surmontent des calcaires à riche faune de Polypiers (*Caulastrea* sp., *Porites* sp., *Alveopora* sp. *Agatiphyllia explanata* REUSS), et d'Algues (*Subterrameanphyllum thomasi* ELL., *Corallina abundans* LEM., *Lithoporella melobesoides* FOSLIE, *Amphiora* sp., *Jania* sp.) d'âge Oligocène moyen à supérieur (J. AUBOUIN et J. DERCOURT, 1962).

La série molassique la plus remarquable est celle qui commence de se sédimenter à partir du Miocène moyen - en quelques points dès le Miocène inférieur semble-t-il - et continue de se sédimenter pendant le reste du Miocène, dans une vaste fosse allongée, depuis le golfe de Tarente au Sud jusqu'à la Vénétie au Nord où elle se termine axialement. Les dépôts forment la célèbre région du Molise en Italie méridionale et la région des Marches en Italie septentrionale; ces deux régions étant séparées géographiquement par le massif des Abruzzes qui représente le substratum calcaire de la ride d'Apulie, ressortant par failles, et supportant, çà et là, quelques lambeaux de la couverture molassique qui marquent la continuité de celle-ci. Dans ce vaste sillon, qui est l'avant-fosse commune à l'Apennin et aux Dinarides, se sont sédimentés plus de 5000 m d'une série molassique intercalée, çà et là, des extrémités les plus avancées des nappes de glissement de l'Apennin ou, plus au Sud, du système siculo-calabrais (Argille varicolori par exemple) (fig. 9).

Comme dans les autres fosses molassiques, la sédimentation est extrêmement rapide, ainsi que le prouve la fréquence des niveaux de brèches polygéniques grossières, non classées, intercalés en lentilles plus ou moins puissantes dans des séries pélitiques ou gréseuses plus régulières - qu'elles remanient d'ailleurs - et pour lesquels E. Beneo (1956) a créé le nom «d'Olistostromes»; quelquefois, ce sont de véritables blocs, de dimensions variables, qui ont été entraînés formant des «olistolithes», ce qui correspond assez bien à la notion de «klippe sédimentaire» de P. Lamare.

Les remaniements sont en effet la règle dans cette série, spécialement en Italie centrale où l'on crut pendant longtemps, en se fondant sur les successions de microfaunes, qu'il y avait diverses nappes de «Flysch du Molise». Il appartient à E. Beneo d'avoir mis en évidence ces remaniements, notamment à propos de la «série de Casoli» où il n'est pas rare, dans une même plaque mince, de trouver des faunes caractéristiques de niveaux allant du Crétacé supérieur au Miocène.

Par conséquent, *les zones les plus externes* (sillon ionien, avant-pays intermédiaire d'Apulie) dans lesquelles la sédimentation était continue depuis le Trias - si l'on excepte des émersions sporadiques et locales de l'Apulie d'où résulte parfois la formation de bauxites, notamment au Crétacé - *émergent pour la première fois à la fin du Miocène inférieur. A partir de ce moment, on peut dire que toutes les Hellénides ont émergé au moins une fois, ce qui clôt un chapitre de leur histoire correspondant à la période géosynclinale*[19]).

Aussitôt après, elles se dépriment en fosses molassiques externes dont la plus remarquable est l'avant-fosse italo-dinarique où la sédimentation se poursuivra pendant le reste du Miocène.

On remarquera que les différentes fosses molassiques helléniques sont de plus en plus récentes vers l'extérieur, s'individualisant à l'Eocène supérieur pour l'arrière-

---

[19]) Néanmoins, il n'y eut aucun moment au cours duquel la mer ait complètement quitté les Hellénides: à la fin du Miocène inférieur, alors que les zones les plus externes émergeaient, elle demeurait dans le sillon mésohellénique; au Miocène moyen, quand elle quitte celui-ci, elle avait envahi les fosses molassiques externes déjà formées. La succession des paléogéographies géosynclinale et tardigéosynclinale ne pose pas les mêmes problèmes que la succession des paléogéographies tardigéosynclinale et postgéosynclinale: dans ce dernier cas, il semble qu'à un moment donné (Miocène supérieur) la mer ait complètement quitté les Hellénides (cf. infra, p. 481).

fosse du Vardar, à l'Oligocène pour l'intra-fosse mésohellénique, au Miocène inférieur ou moyen pour l'avant-fosse italo-dinarique. Cette « *polarité* » est la caractéristique fondamentale de cette paléogéographie tardigéosynclinale sur laquelle je reviendrai (fig. 9).

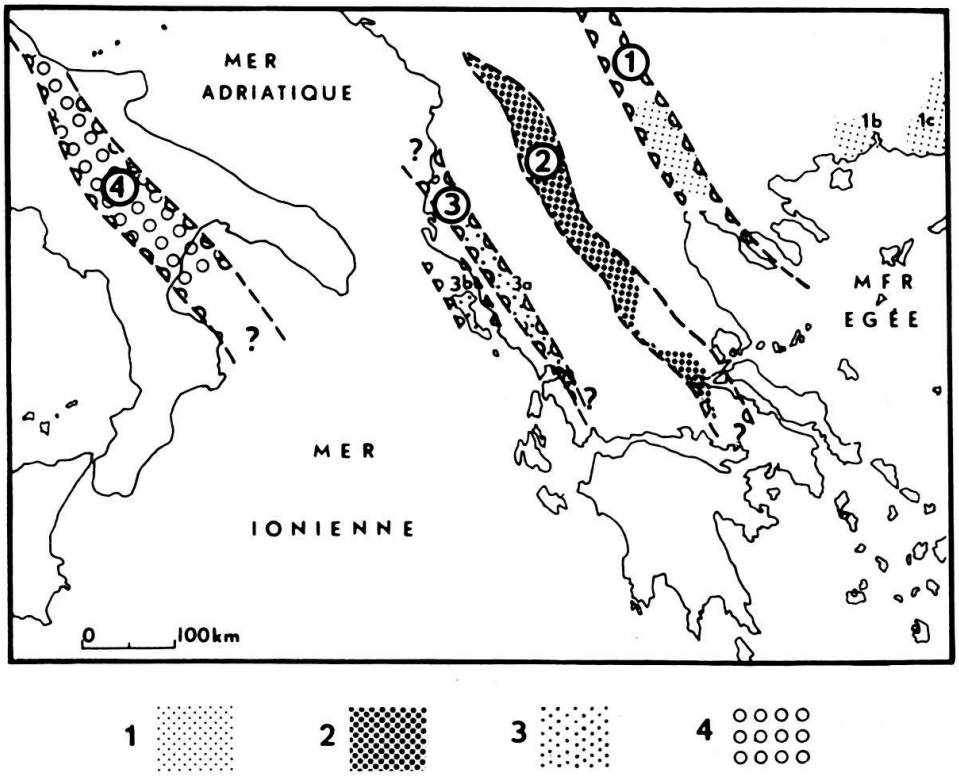

Fig. 9. *Esquisse des zones isopiques de la période tardigéosynclinale*

1: arrière-fosse du Vardar et fosses apparentées. – 2: intra-fosse mésohellénique. – 3: intra-fosses ioniennes. – 4: avant-fosse italo-dinarique.

On comparera cette figure avec la figure 1, de manière à voir: que l'arrière-fosse du Vardar est superposée à la zone du Vardar, tandis que les bassins apparentés, plus à l'Est, sont superposés à la zone du Rhodope; que l'intra-fosse mésohellénique est superposée à la zone subpélagonienne charriée sur la zone du Pinde; que les intra-fosses ioniennes sont développées à l'emplacement de la zone ionienne; que l'avant-fosse italo-dinarique est développée en plein milieu de l'avant-pays d'Apulie.

On notera essentiellement que le développement de ces fosses molassiques se fait de l'intérieur vers l'extérieur (c'est-à-dire du Nord-Est vers le Sud-Ouest). En effet, les arrière-fosses se mettent en place au cours de l'Eocène (1b, 1c), à l'Eocène supérieur (fosse du Vardar proprement dite –1) se poursuivant au cours de l'Oligocène (fosse du Vardar en Yougoslavie); l'intra-fosse mésohellénique s'individualise au début de l'Oligocène et s'achève au Miocène moyen (2); les intra-fosses ioniennes s'amorcent au Miocène moyen et s'achèvent au Miocène moyen (3); l'avant-fosse italo-dinarique s'amorce au Miocène moyen et se développe pendant le Miocène supérieur (4).

Enfin, on notera que l'orientation de ces zones isopiques tardigéosynclinales est subparallèle à celle des zones isopiques géosynclinales (comparer avec la fig. 1).

4. Le Miocène supérieur, le Pliocène et le Quaternaire: les bassins d'effondrement.

La fin du Miocène est caractérisée par des surrections d'où résultent les principales chaînes connues actuellement et des effondrements d'où résultent des bassins sédimentaires où s'accumulèrent, souvent sur grandes épaisseurs, des dépôts marins,

lacustres ou continentaux; le tout dû à des systèmes de failles en extension dont les deux directions principales sont sensiblement NNW-SSE et WSW-ENE. De ces évènements résulte la géographie pliocène fort voisine de la géographie actuelle; et plus particulièrement le «damier» égéen bien connu. Cette observation peut être faite non seulement en Grèce mais sur tout le pourtour de la Méditerranée et correspond à ce que J. Bourcart (1960-62) a appelé la «révolution pliocène» (fig. 10).

Ces effondrements générateurs des bassins pliocènes sont d'un *remarquable synchronisme*, se produisant essentiellement en deux grandes périodes, à la limite Mio-

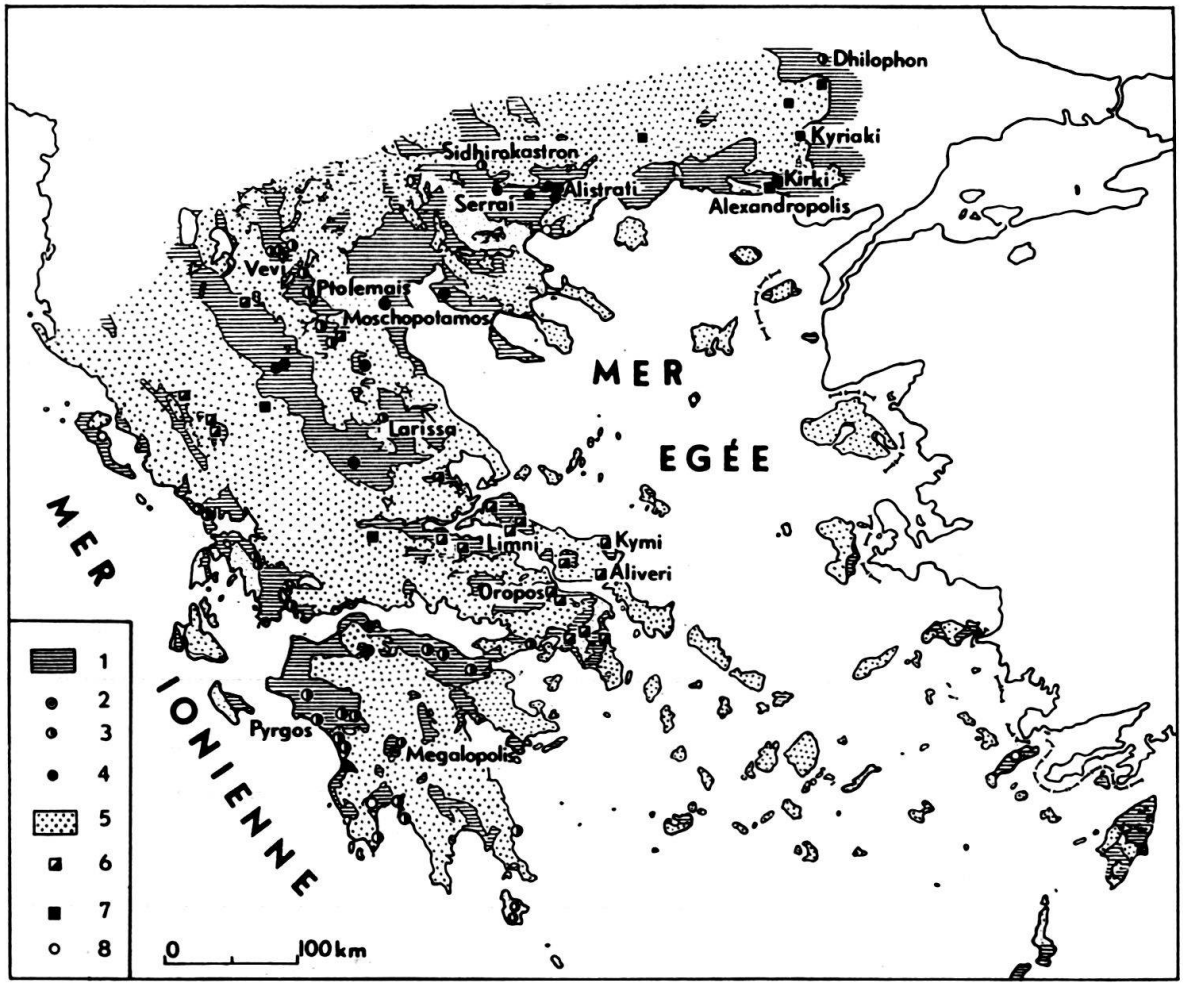

Fig. 10. *Esquisse paléogéographique de la Grèce pendant la période postgéosynclinale* (d'après G. Lüttig et G. Marinos, 1962).

1: Quaternaire et Néogène non plissé. – 2: Charbon du Quaternaire. – 3: Charbon du Pliocène moyen et supérieur. – 4: Charbon du Pliocène inférieur. – 5: Terrains anténéogènes ou néogènes plissés. – 6: Charbon du Miocène non plissé. – 7: Charbon du Paléogène. – 8: Charbon d'âge inconnu.

Cette carte, qui a été faite par ses auteurs pour donner la répartition des bassins de lignite (car le charbon dont il s'agit est toujours du lignite), montre à l'évidence l'indépendance de la paléogéographie plio-quaternaire (c'est, outre la mer actuelle, les parties qui sont hachurées à l'horizontale – figuré 1) par rapport aux paléogéographies antérieures (comparer à la fig. 9 et la fig. 1). C'est évidemment très net pour les dépôts pliocènes qui longent le littoral actuel; mais ce l'est tout autant pour les dépôts plio-quaternaires du Nord-Est de la Grèce qui correspondent aux grandes plaines de cette région comme on peut s'en assurer en regardant une carte topographique de Grèce.

cène-Pliocène[20]) (mouvements dits «pontiens») et à la limite Pliocène-Quaternaire (mouvements dits «villafranchiens») avec des répliques secondaires pendant le Pliocène et le Quaternaire; c'est d'ailleurs le long de ces accidents tectoniques récents que se situent les principales zones sismiques de Grèce (cf. J. AUBOUIN, 1963).

Comme il a été dit, ces bassins effondrés sont:

- soit envahis par des transgressions marines dans les zones internes (mer Egée - «effondrements égéens» -), dans les zones externes (mer ionienne - «effondrements ioniens» -, golfe de Corinthe, sillon pliocène décalé vers l'Est par rapport à l'avant-fosse italo-dinarique, dit «fosse bradanique» en Italie méridionale etc....);
- soit occupés par des lacs, comme c'est assez fréquent dans les zones helléniques internes (les lacs de Macédoine, de Thessalie etc....) mais aussi externes (Péloponnèse notamment); on y rencontre assez souvent des dépôts ligniteux d'un certain intérêt économique (Bassin de Ptolemaïs en Macédoine, Bassins de Megalopolis en Péloponnèse).

L'épaisseur de ces séries accumulées dans ces zones effondrées est parfois très grande. Le faciès est souvent celui de pélites et de grès, dont l'alternance et la rythmicité ne sont pas aussi nettes que pour les Molasses tardigéosynclinales; néanmoins, le macrofaciès n'en est pas tellement différent, comme par exemple dans la ceinture pliocène du Péloponnèse.

La particularité de ces séries est d'ordre paléogéographique, en ceci qu'elles sont installées dans des bassins découpés à l'emporte-pièce, sans souci des paléogéographies antérieures et suivant un synchronisme qui ne doit plus rien à la polarité orogénique des périodes antérieures. Aussi, considérant qu'il s'agit là de la période postgéosynclinale (car elle n'a plus aucune liaison avec l'histoire géosynclinale, à la différence de la période tardigéosynclinale), peut-être pourrait-on parler de «Molasses postgéosynclinales».

5. Conclusion: la période géosynclinale et ses Flyschs; la période tardigéosynclinale et ses Molasses; la période postgéosynclinale et ses Molasses.

Dans l'histoire des Hellénides, se détache donc la succession de trois paléogéographies, que j'ai proposé (1959-61) de rapporter à trois périodes de l'évolution géosynclinale (fig. 2):

[20]) C'est à ce moment dit «Pontien» que se situe l'achèvement des Hellénides et que celles-ci commencent de se «défaire» par des mouvements postgéosynclinaux; mais, à ce moment précis, où se trouve la mer ? car nulle part on ne connaît la continuité Miocène-Pliocène en régime marin. Il semble donc qu'à l'extrême fin du Miocène les Hellénides aient été totalement émergées. Cette façon de succéder aux paléogéographies antérieures est particulière à la période postgéosynclinale et liée à son synchronisme; la succession des paléogéographies tardigéosynclinale et postgéosynclinale se présentait sous un angle très différent (cf. *supra*, p. 478): toujours la position de la mer était connue.

Ce problème dépasse les Hellénides: c'est celui de la Méditerranée et du Pontien; rappelons, en effet, qu'on n'a jamais réussi durablement à trouver un équivalent marin au Pontien. La Mésogée avait-elle complètement disparu au Pontien ? et dans ce cas, la Méditerranée serait une mer néoformée ? A moins qu'elle n'ait persisté, plus réduite qu'elle n'est actuellement – donc dans les parties actuellement marines, inaccessibles à l'observation – ? auquel cas, la Méditerranée serait pour partie – «le grand large» – résiduelle, pour partie néoformée. Telle est l'originalité de ce problème du Pontien et de la «révolution pliocène» de J. Bourcart. J'ai récemment discuté de cette question (J. AUBOUIN, 1961).

- la *période géosynclinale* (fig. 1) à laquelle correspond la distinction des zones isopiques fondamentales, rides et sillons (ride pélagonienne, sillon du Pinde, ride du Gavrovo, sillon ionien, avant-pays d'Apulie etc....); et des sous-zones intermédiaires;
- la *période tardigéosynclinale* (fig. 9) à laquelle correspond des fosses molassiques dont les terrains sont discordants sur les séries antérieures puis modestement tectonisés (arrière-fosse du Vardar, intra-fosse mésohellénique, intra-fosses ioniennes, avant-fosse italo-dinarique);
- la *période postgéosynclinale* (fig. 10) à laquelle correspondent des fossés d'effondrement totalement indépendants des zones précédentes, et découpés à l'emporte-pièce dans la chaîne de montagne en résultant (effondrements égéens, effondrements ioniens etc....).

Chacune de ces trois périodes est caractérisée par des dépôts terrigènes, la première par ses Flyschs, les deux dernières par leurs Molasses.

Le fait le plus remarquable est l'existence d'une *polarité dans les mouvements tecto-orogéniques qui achèvent la période géosynclinale;* de cette polarité résulte: la migration des Flyschs dont la sédimentation termine les séries géosynclinales; et l'individualisation de plus en plus tardive des fosses molassiques tardigéosynclinales, dans lesquelles se sédimentent des Molasses discordantes sur les séries géosynclinales préablement tectonisées.

Les paléogéographies de la période géosynclinale et de la période tardigéosynclinale sont donc liées par cette même polarité telle que les évènements de même nature - et les séries sédimentaires qui en résultent - soient plus tardifs de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne: ainsi, les Flyschs internes sont plus anciens que les Flyschs externes (fig. 2), les Molasses internes plus anciennes que les Molasses externes (fig. 9); avec tous les intermédiaires.

Cette polarité orogénique disparaît une fois la chaîne formée et les mouvements qui suivent témoignent au contraire d'un synchronisme assez remarquable dans tout l'ensemble de la chaîne; il leur correspond les unités postgéosynclinales dans lesquelles se sédimentent les Molasses postgéosynclinales: la paléogéographie postgéosynclinale - annonciatrice de la géographie actuelle - n'a plus aucun rapport avec les paléogéographies antérieures (fig. 10).

II. - QUELQUES CARACTÈRES DES FLYSCHS ET DES MOLASSES DANS LES HELLÉNIDES

Je n'envisagerai pas ici les caractères pétrographiques, stratonomiques etc.... qui font l'objet d'autres études; mais simplement des *caractères paléogéographiques* généraux particulièrement clairs dans cet édifice complet que sont les Hellénides et qui sont apparus, chemin faisant, dans l'exposé précédent.

1. Flyschs et Molasses.

Les Flyschs sont des dépôts terrigènes qui marquent l'achèvement de la période géosynclinale: ils en caractérisent la période de comblement après la période de vacuité.

En effet, dans toutes les zones helléniques, les séries sédimentaires sont divisibles en deux parties: l'une, inférieure, dépourvue de tout élément terrigène et dont les faciès permettent de caractériser chaque zone, soit comme ride soit comme sillon: c'est la sédimentation de la «période de vacuité»; et une partie supérieure qui correspond aux Flysch dont le matériel terrigène masque les dépôts caractéristiques de l'époque précédente: c'est la «période de comblement» (cf. J. AUBOUIN 1959-61).

Quelques réserves doivent pourtant être faites, en ceci que le Pinde connaît deux périodes de comblement: l'une, principale, du Maestrichtien à l'Eocène; mais une autre, bien que secondaire, à la fin du Crétacé inférieur. Or, on sait que, ailleurs en Méditerranée, le faciès flysch se développe dès le Crétacé inférieur puis dans le Crétacé supérieur des zones internes; il en est de même d'ailleurs dans les Dinarides, plus au Nord-Ouest, alors que le sillon du Pinde ayant disparu, celui du Vardar prend son relai (Flysch Albien-Cénomanien du Vardar, en Yougoslavie – cf. *supra*). C'est que, dans ces régions, il ne semble pas y avoir, entre l'orogénèse du début du Crétacé et celle de la fin du Crétacé, une rémission aussi nette que dans les Hellénides; bien que cette rémission existe car, de toutes les descriptions, il résulte que dans la plupart des autres chaînes alpines du Bassin méditerranéen, d'une part le Barrémien-Aptien-Albien (c'est l'âge du Premier Flysch du Pinde) et d'autre part les niveaux du Crétacé tout à fait supérieur ou du Tertiaire (c'est l'âge du Second Flysch du Pinde et des autres Flyschs helléniques) ont un faciès flysch accusé, gréso-pélitique ou gréseux; et que, par contre, la partie intermédiaire du Crétacé supérieur a un faciès terrigène moins marqué qui pourrait, s'il n'était associé aux séries qui l'encadrent, ne pas lui valoir le nom de Flysch. *Ce fait est la marque de deux pulsations orogéniques majeures assez générales dans le Bassin méditerranéen, l'une à la fin du Crétacé inférieur et l'autre à la fin du Crétacé supérieur et pendant le Tertiaire*, séparées par une période de calme orogénique dans les Hellénides, par une période d'accalmie ailleurs.

De toute manière, les phénomènes sont d'une particulière clarté dans les Hellénides parce que, comme nous l'avons vu, celles-ci sont situées en pleine Mésogée et non en bordure du continent européen. En effet, dans les chaînes qui bordent directement une aire continentale leur servant d'avant-pays, il n'est pas rare que dans le sillon externe – miogéosynclinal – se manifestent des apports terrigènes qui atténuent quelque peu la notion de période de vacuité; les séries sédimentaires qui en résultent n'en sont pas pour autant des Flyschs, du moins d'une manière générale; mais il peut arriver exceptionnellement qu'elles en aient le faciès comme cela semble être le cas dans la partie méridionale – externe – du sillon tellien en Afrique du Nord.

De tout ceci résultent deux caractères fondamentaux, à savoir:

- que *le Flysch succède en continuité aux séries sous-jacentes;*
- que *le Flysch est engagé dans la tectonique de la zone à laquelle il appartient; il est «antétectonique».*

Les Molasses sont les dépôts terrigènes qui se sédimentent dans des zones isopiques indépendantes des précédentes et appartenant successivement à la paléogéographie tardigéosynclinale et à la paléogéographie postgéosynclinale.

De ceci résultent deux caractères fondamentaux, à savoir:

- que les Molasses sont discordantes sur les séries géosynclinales antérieures;
- qu'elles ne sont pas engagées dans la tectonique de la zone géosynclinale sur laquelle elles reposent (mais témoignent d'une tectonique fort différente comme nous allons le voir); les unes paraissent «tarditectoniques», les autres «posttectoniques».

Dans ces molasses, existent deux catégories qui se succèdent dans le temps:

- les *premières* sont sédimentées dans des unités isopiques individualisées immédiatement après l'orogénèse de la zone géosynclinale à l'emplace-

ment de laquelle elles s'installent; aussi sont-elles encadrées par les cordillères nées sur l'emplacement des zones isopiques de la période géosynclinale précédente dont elles conservent les directions globales; *aussi sont-elles plus anciennes dans l'intérieur de la chaîne que dans l'extérieur* en fonction de la polarité orogénique de la période géosynclinale; de sorte qu'on peut distinguer des *arrière-, intra-, avant-fosses molassiques* (fig. 9). Dans les Hellénides, les Molasses sont d'âge Eocène supérieur (et Oligocène en Yougoslavie) dans l'arrière-fosse du Vardar, Oligocène-Miocène moyen dans l'intra-fosse mésohellénique, Miocène moyen à supérieur dans les intra-fosses ioniennes et l'avant-fosse italo-dinarique. *L'opposition est encore plus nette si l'on tient compte de l'épaisseur des accumulations:* ainsi le maximum de sédimentation se situe à l'Oligocène dans l'intra-fosse mésohellénique (presque 5000 m), au Miocène dans l'avant-fosse italo-dinarique (5000 m ou plus dans le Molise); ou encore, le Miocène moyen n'est représenté que par 150 m de sables dans l'intra-fosse mésohellénique dont il achève la série sédimentaire, par plusieurs milliers de mètres dans l'avant-fosse italo-dinarique (Molise) dont il représente l'essentiel de la série sédimentaire.

Ce sont les *Molasses au sens strict* que l'on peut baptiser «*Molasses tardigéosynclinales*».

– les *secondes* sont sédimentées dans des unités isopiques individualisées postérieurement, à l'emporte-pièce par rapport aux paléogéographies précédentes auxquelles elles ne doivent rien; en outre, elles sont de même âge ou d'âge pénécontemporain dans toute l'étendue de la chaîne, les mouvements donnant naissance aux bassins dans lesquels elles se sédimentent ne témoignant d'aucune polarité (fig. 10). Dans les Hellénides - comme ailleurs en Méditerranée - elles sont plio-quaternaires (quand on les dit miocènes, le Miocène en question est le Pontien et se place à la base de la série[21]).

Ces formations n'ont pas de nom dans la terminologie classique. On pourrait, si l'on veut, les baptiser «*Molasses postgéosynclinales*».

On voit donc que, par-delà des différences dans la sédimentation, tenant par exemple: à l'épaisseur des séries, beaucoup plus grande pour les Molasses que pour les Flyschs; à quelques critères pétrographiques extrêmement précis; à quelques critères stratonomiques qui restent à définir, *la grande opposition est dans la place de ces séries terrigènes dans l'histoire de la chaîne à laquelle elles appartiennent: Flyschs et Molasses sont des «faciès historiques»*. Aussi est-il vain de vouloir définir une série, comme Flysch ou Molasse, sans connaître l'histoire de la chaîne à laquelle elle appartient.

[21]) Nous retrouvons la question du Pontien: suivant les cas, celui-ci représente les niveaux terminaux de séries miocènes, à valeur de Molasses tardigéosynclinales, ou bien la base de séries pliocènes (et quaternaires) à valeur de Molasses postgéosynclinales. Dans le premier cas, il a bien des chances d'être du Tortonien élevé; dans le second, d'être du Pliocène. Quand les séries sont marines, on ne peut jamais, en effet, trouver un équivalent réel au Pontien: jusqu'à présent, quand cet équivalent marin occupe la première position, on a été conduit à le rapporter au Tortonien; quand il occupe la seconde, on a été conduit à le rapporter au Pliocène.

En tout cas, on ne peut se contenter de dire Miocène quand on pense Pontien; il faut préciser dans quel cas on se trouve.

Ce critère historique est d'un emploi assez délicat, notamment pour les chaînes qui bordent directement un avant-pays continental; car les zones externes de ces chaînes ont leur histoire troublée par celle de cet avant-pays. Ainsi, dans les Alpes occidentales, le sillon dauphinois externe – miogéosynclinal – connaît une régression généralisée à la fin du Crétacé comme, d'ailleurs, tout l'avant-pays alpin. Il en résulte que le faciès flysch qui s'y développe est transgressif mais faiblement discordant: dans ces conditions, ce Flysch dauphinois – et le Flysch helvétique – est-il un Flysch ? Cette question a été discutée il y a déjà longtemps, par J. TERCIER (1947) qui, le premier, nota que les caractères du Flysch helvétique n'étaient pas tout à fait ceux d'un Flysch typique, mais intermédiaires entre ceux d'une Molasse et d'un Flysch; ce à quoi nous sommes conduits. Néanmoins, tout paraît clair si l'on veut bien négliger les évènements qui ne sont pas particuliers à la chaîne géosynclinale elle-même et ne considérer que son aventure tecto-orogénique propre; c'est-à-dire, dans le cas considéré, observer que la régression de la fin du Crétacé supérieur est un phénomène non particulier aux zones externes des Alpes occidentales et surtout, que la grande période tecto-orogénique de la zone dauphinoise est postérieure au dépôt du Flysch qui est engagé dans toutes les structures; d'où il résulte que le Flysch dauphinois et le Flysch helvétique, premiers dépôts terrigènes, alternants, rythmiques, etc., antérieurs à la tectonique principale (cf. *infra*) sont bien des Flyschs.

2. Quelques caractères des Flyschs.

A – *Caractères sédimentaires des Flyschs helléniques.*

Les Flyschs helléniques sont tous des dépôts marins, terrigènes, alternants, rythmiques; ils présentent un granoclassement vertical et des figures de courant, ceci fréquemment, mais non toujours, encore que l'étude stratonomique des Flyschs helléniques et l'étude des figures de courant n'aient pas été faites d'une manière détaillée.

Sans s'appesantir sur ces caractères qui ne font pas l'objet de cette note, certains doivent être soulignés ici.

Le granoclassement vertical et les figures de courant ne sont nullement particuliers aux Flyschs (et aux Molasses où on les rencontre fort fréquemment); j'ai pu les rencontrer (1959) dans les «brèches de flanc» qui, pendant la période géosynclinale, viennent s'intercaler dans les sédiments pélagiques du sillon, remaniant les sédiments des rides et des flancs des sillons; ceci à la faveur de courants dont on peut difficilement dire qu'ils sont de turbidité, puisque le facteur terrigène particulièrement turbide leur manque. Si l'on devait définir le Flysch, comme on l'a tenté, sur ces seuls aspects, il faudrait à n'en pas douter appeler Flysch les séries calcaires des flancs du sillon du Pinde et du sillon ionien, voire les séries intercalées dans les Radio larites du Pinde; *et ceci en l'absence de tout apport terrigène.* Mais ce n'est là qu'une remarque, car personne ne fera une telle proposition. C'est dire tout de même que les phénomènes responsables du granoclassement et des figures de courant sont indépendants de la sédimentation terrigène bien qu'ils y soient fréquemment liés.

Je rappelerai aussi que, au Stampien, il est assez difficile de distinguer, d'après les seuls critères pétrographiques et stratonomiques, le Flysch du Gavrovo de la Molasse mésohellénique, tous deux tirant l'essentiel de leurs matériaux terrigènes de la même cordillère pindique. Tout au plus, peut-on espérer trouver dans la Molasse quelques éléments provenant de la cordillère pélagonienne, qui manquent dans le Flysch du Gavrovo.

B – *Caractères paléogéographiques des Flyschs helléniques.*

a) *Lieu de provenance du matériel terrigène: l'origine interne des Flyschs.*

A chaque moment, le contexte paléogéographique étant connu dans son ensemble, la provenance du matériel terrigène est fixé avec certitude de deux manières complémentaires:

- d'une manière indirecte, en excluant toutes les zones qui restent immergées;
- d'une manière directe, car la zone émergée, fournisseuse de matériel terrigène, est accessible à l'observation.

Prenons l'exemple de la sédimentation du Premier Flysch du Pinde (Barrémo-Cénomanien):

- il est exclu que le matériel terrigène puisse venir des zones plus externes (Gavrovo, ionienne ou apulienne) puisque celles-ci restent immergées et sont le siège d'une sédimentation calcaire dépourvue de toute trace terrigène;
- le matériel terrigène du Flysch provient donc de l'intérieur; or, on peut *observer* que la ride pélagonienne a émergé à la fin du Crétacé inférieur, a été puissamment érodée jusqu'à son socle cristallin puisque le Crétacé supérieur revient en transgression sur celui-ci; plus précisement encore, cette transgression s'amorce en une première phase allant de l'Aptien supérieur au Cénomanien, gagnant du Nord-Est vers le Sud-Ouest, suivie d'une seconde phase marquée par un maximum au Sénonien. On ne peut manquer de noter la remarquable correspondance entre l'âge Barrémo-Cénomanien du Flysch du Pinde et l'âge Aptien supérieur à Cénomanien de la première phase de trangression qui va submerger la cordillère pélagonienne d'où il provenait.

Prenons l'exemple du Flysch du Gavrovo (Eocène supérieur-Oligocène) et du Flysch ionien (Eocène supérieur-Miocène inférieur):

- l'origine des sédiments terrigènes n'est pas vers l'extérieur car la ride d'Apulie reste immergée;
- il faut donc chercher vers l'intérieur: or, on sait qu'à partir de l'Eocène supérieur a surgi une cordillère pindique à l'emplacement du sillon du Pinde: les preuves en sont multiples et ont été données plus haut; rappelons-les:
  - présence de la base de l'Eocène supérieur dans l'extrême sommet du Flysch du Pinde;
  - présence, du sommet de l'Eocène supérieur en quelques points, et partout de l'Oligocène inférieur, à la base des séries molassiques du sillon mésohellénique, transgressives et discordantes sur les structures de la cordillère pindique déjà mises en place;
  - intercalations de conglomérats à galets de la série du Pinde dans les premiers niveaux du Flysch du Gavrovo (Eocène supérieur).

Tous ces faits, rigoureusement complémentaires, mettent en évidence, d'une façon absolue, la cordillère pindique. On peut même montrer que les principales structures du Pinde étaient en place dès cette époque, bref que la surrection de la cordillère

pindique correspond à sa tectonisation (cf. *supra* p. 472); quelle meilleure preuve peut-on avoir de ce que *les Flyschs du Gavrovo et de la zone ionienne sont liés à la tecto-orogénèse de la cordillère pindique? bref, qu'ils sont des «faciès orogéniques»?* (cf. *infra*).

Par conséquent, à chaque instant, l'origine sédimentaire du Flysch est vers l'intérieur de la chaîne en formation; la seule réserve que l'on puisse faire correspond aux Flyschs de la fin du Crétacé de la zone du Vardar dont il semble que, pour partie, ils soient d'origine pélagonienne plus externe (J. Mercier, 1960) quoique étant, pour une plus grande partie, d'origine rhodopienne plus interne (ce qui est forcément le cas dans la partie yougoslave de la zone du Vardar, au droit de laquelle la zone pélagonienne, infléchie axialement, a conservé sa couverture sédimentaire du Crétacé supérieur, sans que son socle soit dénudé au moment de la sédimentation des Flyschs).

Il n'est pas toujours facile d'affirmer ceci pour les chaînes autres que les Hellénides: ce n'est pas douteux pour celles de l'ensemble italo-dinarique qui sont situées en Mésogée c'est-à-dire telles que leur avant-pays soit immergé en permanence (compte non tenu de quelques émersions sporadiques qui n'amènent jamais une érosion jusqu'au socle – cf. les bauxites des Abruzzes sur la ride d'Apulie).

C'est peut-être moins clair pour les chaînes qui bordent directement des avant-pays continentaux comme l'arc alpidique, au Nord de la Méditerranée, ou les Berbérides au Sud; la tentation peut être grande de faire venir le matériel terrigène de l'avant-pays et de retrouver ainsi un dispositif sédimentaire tel qu'on en connaît à l'époque actuelle autour des masses continentales[22]). Pourtant, dans la plupart des cas, alors que dans le sillon interne eugéosynclinal se sédimente un Flysch franc, dans le sillon externe miogéosynclinal, comme sur la ride miogéanticlinale, qui borde cet avant-pays d'où devrait provenir le matériel terrigène, se sédimentent soit des calcaires, soit des marno-calcaires. Il en est par exemple ainsi des Alpes occidentales au Crétacé (Flysch à Helminthoïdes dans le sillon piémontais; calcaires et marno-calcaires dans le sillon dauphinois; calcaires pélagiques très peu épais sur la ride briançonnaise); on comprendrait mal que le matériel terrigène ait traversé le sillon dauphinois et la ride briançonnaise, pour aller se sédimenter dans le sillon piémontais, sans laisser de traces là où il est passé.

Il est vrai que l'on peut faire appel à une surrection de la zone miogéanticlinale plus proche; M. Lemoine (1960) l'a fait, montrant que le Crétacé tout à fait supérieur était transgressif sur le socle du bord interne de la ride briançonnaise (zone d'Acceglio): mais la difficulté n'est pas soulevée pour autant puisqu'alors même que ce Crétacé – calcaires pélagiques – se déposait sur le socle, continuait de s'accumuler un Flysch puissant dans le sillon piémontais.

En Afrique du Nord par contre, sur le bord externe du sillon miogéosynclinal, s'intercalent des formations terrigènes souvent puissantes et prenant localement l'aspect de Flysch; c'est une apparente exception qui se limite en ceci que ces sédiments terrigènes externes n'ont aucun rapport de continuité avec les Flyschs crétacés du sillon méditerranéen interne[23]).

[22]) Cf. Drake C. L., Ewing. M., Sutton G. H. (1959). – Continental margin and geosynclines: the east coast of North America, North of Cape Hatteras, *In Physic and Chemistry of the Earth*, vol. 3, p. 110–198, New-York–London, Pergamon Press éd.

J'ai discuté de cette question dans «Propos sur les géosynclinaux» (1961), p. 667–669.

[23]) Bien des choses dépendent de l'avant-pays lui-même. Ainsi, pour l'arc alpidique, au Crétacé supérieur, l'avant-pays est recouvert par la mer de la Craie, isolant quelques îles émergées correspondant à certains actuels massifs anciens de l'Europe moyenne; le type sédimentaire de la craie montre que ces massifs émergés ne fournissaient guère de matériaux terrigènes (quelle que soit la cause de ce phénomène: pénéplaine? climat? etc....); aussi n'y a-t-il pas de Flysch crétacé sur le bord externe du sillon dauphinois (tandis qu'il y en a dans le domaine piémontais). Pour l'arc berbérique, à la fin du Crétacé inférieur, les conditions sont toutes différentes puisque l'avant-pays est le siège d'une puissante sédimentation de grès continentaux; on comprend dans ces conditions qu'il y ait des dépôts terrigènes grossiers, pouvant parfois prendre l'apparence de Flysch, sur le bord externe du sillon tellien.

Si donc, comme on l'admet communément depuis M. BERTRAND (1887), le Flysch est un «*faciès orogénique*», il faut souligner qu'il *caractérise l'orogénèse des zones plus internes que celle où il se sédimente.*

Car, dans les Hellénides, on peut, chaque fois, établir une correspondence univoque entre la zone de sédimentation du Flysch et la zone d'érosion d'où provient son matériel terrigène (c'est la fameuse liaison à Denudationsräumen-Ablagerungsräumen de H. STILLE). Or, comme ces zones dénudées étaient préalablement des zones isopiques immergées, il s'ensuit que leur érosion est liée à leur émersion, donc à *l'orogénèse* ayant provoqué celle-ci. On peut quelquefois même préciser qu'il s'agit d'une *tectogénèse*, comme nous avons pu le faire pour la surrection de la cordillère pindique qui alimente la sédimentation du Flysch des zones les plus externes, sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien. *Le caractère orogénique des Flyschs helléniques n'est donc pas douteux.*

Souvent, pourtant, à la suite d'études stratonomiques ou sédimentologiques très poussées, de nombreux auteurs en viennent à oublier ce facteur et à mettre l'accent sur d'autres qui ne sont pourtant que seconds, expliquant en général l'alternance, la rythmicité ou le granoclassement du Flysch mais assez rarement la nature terrigène de celui-ci ou la puissance de son accumulation.

Parmi les hypothèses avancées, figure notamment l'*hypothèse climatique* évoquée récemment encore par J. P. MANGIN (1962)[24]: d'une part, les Flyschs correspondraient à des périodes climatiques telles que, le manteau végétal étant réduit, l'érosion génératrice de matériaux terrigènes soit maximum; d'autre part, l'alternance des saisons, dans une zone climatique donnée, réglant le débit solide des cours d'eau, pourrait être responsable de l'alternance et du rythme si remarquable du Flysch. Certes; mais ce facteur climatique ne saurait être qu'un *facteur de contrôle* des modalités de détail de la sédimentation du Flysch; le facteur principal étant le facteur orogénique.

En effet, pour prendre l'exemple des chaînes alpines au sens large et des régions susceptibles de leur fournir, à un moment donné, les matériaux terrigènes de leurs Flyschs, donc, telles que leur socle cristallin soit à nu (même si, localement, une couverture détritique peut faire l'affaire), on s'aperçoit que de telles régions, toutes questions climatiques égales par ailleurs, appartiennent à deux grandes familles: soit des *massifs anciens* dans l'avant-pays alpin, qui ne sont pas environnés d'une sédimentation terrigène du type flysch; soit certains *noyaux anciens* incorporés à la chaîne alpine quelle que soit leur position de détail, qui sont environnés d'une sédimentation terrigène du type flysch. Seuls, ces noyaux anciens alpins sont le siège d'une orogénèse qu'on peut parfois mettre directement en évidence – par exemple dans les Hellénides –; mais pas les massifs de l'avant-pays; ce qui explique, toute question climatique mise à part, la localisation des Flyschs aux seules chaînes plissées. L'exemple du Crétacé en Europe est plus particulièrement éloquent de ce point de vue, qui permet d'opposer le chapelet des massifs anciens de l'Europe moyenne non environnés de Flysch et certains noyaux anciens des chaînes alpines *l. s.*, producteurs de Flysch sédimenté dans les sillons internes de chaque chaîne alpine élémentaire (que l'on songe à l'opposition entre la sédimentation de la craie autour des massifs anciens de l'avant-pays alpin, et du Flysch dans l'intérieur des chaînes alpines).

D'un autre point de vue, on peut considérer le cubage de matériaux terrigènes que représente le Flysch et la nécessité, pour que la sédimentation en soit entretenue, que la zone productrice connaisse un soulèvement; faute de quoi, elle serait aplanie progressivement, donc fournirait des matériaux de plus en plus fins; or, souvent, la partie la plus grossière d'un Flysch est la plus élevée de la séquence (cf. *infra*).

Par contre, cela ne signifie pas que chaque banc de grès corresponde à une saccade orogénique (auquel, pour certains auteurs, correspondrait une saccade de subsidence); le facteur climatique fournit, en effet, une élégante explication de la rythmicité du Flysch. Mais peut-être y en a-t-il d'autres ?

---

[24]) MANGIN J. PH. (1962). – Le Flysch, sédiment climatique ? *C. R. Somm. S. Cr.* F., p. 35–36.

Cette liaison du Flysch avec l'orogénèse de zones localisées est un des éléments de la comparaison entre le Flysch et les turbidites actuelles, ainsi que, récemment encore, W. NESTEROFF (1961) l'a souligné. Parmi les données de ce problème, on peut en souligner trois:
- le fait que le Flysch se localise dans l'espace;
- le fait que le Flysch se localise dans le temps;
- le fait que sa provenance sédimentaire soit interne par rapport au dispositif paléogéographique alors que, sur la périphérie des continents actuels, la provenance des turbidites est externe (elles proviennent de l'avant-pays continental).

Il est vrai que toutes les turbidites actuelles ne sont pas du Flysch; il est vrai aussi que le Flysch n'est pas le seul exemple de turbidites passées. Pour évidentes que soient ces notions, il était bon de les rappeler.

b) *Lieu de sédimentation du matériel terrigène: le problème de la bathymétrie des Flyschs.*

A un moment donné, le contexte paléogéographique étant connu dans son ensemble, le faciès flysch envahit des zones dont les unes sont profondes et les autres non profondes; ainsi, au Maestrichtien, les dépôts terrigènes envahissent d'une part une plate-forme récifale qui correspond aux ensellements de la zone pélagonienne et à la zone subpélagonienne et d'autre part un sillon relativement profond qui est le sillon du Pinde; ainsi, à l'Eocène supérieur, le faciès flysch s'étend d'un coup sur la plate-forme récifale du Gavrovo et dans le sillon ionien (fig. 2, profil 7; fig. 7A).

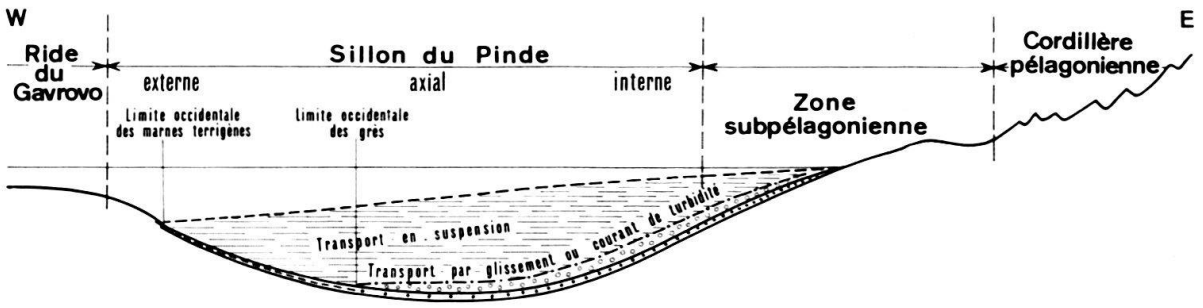

Fig. 11. *Représentation schématique de l'effet de barrière en creux dans un sillon (d'après l'exemple du sillon du Pinde, à la fin du Crétacé inférieur;* extrait de J. AUBOUIN, 1958).

Cette figure, que l'on comparera au profil A de la fig. 3, montre une cordillère émergée du côté interne, productrice de matériaux détritiques qui viennent s'accumuler dans le sillon bordant cette cordillère; par suite de l'effet de barrière en creux, les dépôts terrigènes ne franchissent pas le sillon et la sédimentation demeure indemne de tout apport détritique au-delà de celui-ci; on remarquera qu'en fonction de leur mode de transport, les dépôts présentent un classement latéral: seuls les plus fins, transportés en suspension, peuvent se déposer, au-delà de l'axe du sillon, sur son flanc externe.

Par conséquent, *on ne saurait assigner aux Flyschs un type de zone isopique à l'exclusion des autres;* généralement, on considère que c'est une formation de sillon; l'exemple des Hellénides montre que le Flysch s'accumule indifféremment sur les rides et dans les sillons. Et si, à certains moments, la sédimentation terrigène a tendance à se maintenir dans les *sillons*, c'est que ceux-ci, par effet de «*barrière en creux*» (fig. 11), sont des «*pièges à Flysch*»; comme c'est bien net pour le sillon du Pinde pendant l'Eocène (fig. 2, profils 6-7; fig. 5), et le sillon ionien pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur (fig. 2, profils 7-8; fig. 7 et 8).

Il n'y a pas de zone d'accumulation privilégiée des Flyschs dans les Hellénides où ils comblent les sillons et surchargent les rides qui s'affaissent alors progressivement: partout dans les Hellénides - sauf dans les zones productrices de Flysch comme la zone pélagonienne ou dans la zone du Parnasse qui est un haut-fond satellite - l'épaisseur du Flysch est de l'ordre de 1000 à 2000 m qu'il s'agisse du sillon du Pinde, du sillon ionien ou de la ride du Gavrovo.

A l'échelle de chaque zone isopique élémentaire, et notamment de chaque sillon, *le Flysch représente la période de comblement*: il est bien le faciès de comblement défini par certains auteurs (J. TERCIER, 1947). Rappelons, en effet, que dans chaque zone, la colonne stratigraphique comprend deux parties: l'inférieure formée de sédiments non terrigènes, caractéristiques, par leur faciès, de la nature de ride ou de sillon de la zone considérée; la supérieure qui correspond au Flysch. Les choses sont aussi nettes dans les Hellénides parce que, comme nous l'avons vu, leur avant-pays - commun avec l'Apennin - est plate-forme d'Apulie qui demeure immergée pendant le Secondaire et le Tertiaire, ou n'émerge que très peu de sorte que l'érosion entame à peine sa couverture calcaire, sans jamais atteindre le socle; il n'y a donc pas de dépôt terrigène avant le Flysch.

Il n'y a donc pas de problème de la bathymétrie du Flysch. Partant de la notion féconde de «*séries fondamentales*» caractéristiques des zones isopiques et de «*séries additionnées*» correspondant au facteur terrigène venant s'intercaler dans les séries fondamentales jusqu'à plus ou moins la masquer, cette dernière réapparaissant lorsque les apports terrigènes connaissent une rémission, on peut ainsi voir que *les différents Flyschs helléniques s'associent à des séries dont les faciès sont extrêmement* divers:

- profonds: relativement profonds, comme le Premier Flysch du Pinde qui vient s'associer à des marnes rouges à Radiolaires et nodules de manganèse qui surmontent la formation des Radiolarites (celle-ci extraordinairement puissante puisqu'elle atteint 300 m de silice pure); assez profonds, comme le Second Flysch du Pinde à son début, qui vient s'intercaler dans la série du sillon du Pinde alors que celle-ci témoigne d'une relative profondeur;
- peu profonds: comme le Flysch pélagonien ou subpélagonien qui surmontent une série de calcaires récifaux à Rudistes; ou le Flysch du Gavrovo qui surmonte une série de calcaires à microfaune et microflore néritiques;
- de profondeur variable: comme dans le sillon du Pinde dont la profondeur diminue en fonction de son comblement; de sorte que le Flysch relativement profond à son début (cf. *supra*) devient de moins en moins profond; le fait est encore plus net pour le sillon ionien dont les derniers niveaux de Flysch laissent réapparaître des calcaires à microfaune et microflore néritique abondantes.

c) *Le cheminement du matériel terrigène: direction d'origine et direction de transport.*

A un moment donné, le lieu de provenance et le lieu de sédimentation du matériel terrigène étant connu, il pourrait paraître que le sens des courants - de turbidité - véhiculant celui-ci soit défini; autrement dit que les apports terrigènes soient transversaux.

La certitude n'en est pas acquise pour autant: l'exemple de la sédimentation du Flysch du Pinde à la fin du Crétacé inférieur (fig. 4) puis à la fin du Crétacé supérieur et au Paléocène (fig. 6), à l'Ouest du haut-fond du Parnasse que les apports terrigènes évitent bien qu'ils proviennent de l'Est ou du Nord-Est, montre, à l'échelle régionale, que, *pour avoir une origine interne, le matériel terrigène est transporté longitudinalement* (fig. 4 et fig. 6, cf. p. 461 et 468).

Il ne faut donc pas confondre direction d'origine et direction de transport du Flysch: la première se définit sur le plan régional, la seconde sur le plan local. Il n'est pas évident qu'elles coïncident toujours: l'exemple des Hellénides prouve le contraire.

d) *La migration des Flyschs dans l'espace et dans le temps.*

«Faciès de comblement» de la zone où il se dépose, «faciès orogénique» des zones plus internes que celles-ci, le Flysch est de plus en plus récent vers l'extérieur des Hellénides: c'est *le phénomène de migration du Flysch de l'intérieur vers l'extérieur*, phénomène de migration qui, lui-même, dépend de deux facteurs:

- *l'effet de «barrière en creux» des sillons*, de telle sorte que les sédiments ne les dépassent pas vers l'extérieur avant qu'ils ne soient comblés:
  - de la sorte, comme nous l'avons vu, *le faciès flysch se développe dans toutes les zones comprises entre la cordillère productrice de matériaux terrigènes et le premier sillon situé vers l'extérieur jusqu'au moment où celui-ci est comblé*;
  - de surcroît, dans cet espace, *le faciès flysch s'amorce d'une façon synchrone*, même si les couches de passage aux Flyschs témoignent d'un granoclassement latéral remarquable tel que les plus externes d'entre elles n'aient plus l'apparence d'un vrai Flysch; nous l'avons vu pour le Maestrichtien, époque à laquelle le faciès flysch s'installe brusquement dans les ensellements de la zone pélagonienne, la zone subpélagonienne et le sillon du Pinde;
  - lorsque l'effet de «barrière en creux» du sillon cesse, *les faciès terrigènes gagnent brusquement vers l'extérieur la totalité des zones comprises jusqu'au prochain sillon plus externe* dont l'effet de «barrière en creux» commencera alors à se manifester; nous l'avons vu pour l'Eocène supérieur, époque à laquelle le sillon du Pinde étant comblé, les faciès terrigènes gagnent brusquement l'ensemble de la ride du Gavrovo et du sillon ionien.

Par conséquent, *cette migration - celle de la base du Flysch - liée à l'effet de «barrière en creux», est d'apparence brusque, pulsatoire: d'un sillon à l'autre, le début du faciès flysch est d'âge totalement différent;* ce n'est point qu'il y ait là deux orogénèses. Considérant le cadre paléogéographique de la chaîne dans son entier, cela signifie que le *faciès flysch s'amorce à peu près à un même moment dans tout le domaine eugéosynclinal* (ride eugéanticlinale + sillon eugéosynclinal) *et à un même autre moment, plus tardif, dans tout le domaine miogéosynclinal* (ride miogéanticlinale + sillon miogéosynclinal);

– *la «polarité orogénique»* du couple eu-miogéosynclinal telle que l'orogénèse migre régulièrement de l'intérieur vers l'extérieur de ce couple: nous l'avons vu dans les Hellénides où l'on peut dater l'orogénèse de chaque zone, du Maestrichtien pour la zone pélagonienne, de l'Eocène pour la zone subpélagonienne, de l'Eocène supérieur pour la zone du Pinde, de la fin de l'Oligocène pour la zone du Gavrovo, du Miocène inférieur pour la zone ionienne; cette migration de l'orogénèse a conséquences:

- d'une part, l'arrêt de la sédimentation - du Flysch - dans les zones qui sont soulevées et tectonisées: c'est là un phénomène progressif et régulier et non pas pulsatoire: la fin de la sédimentation du Flysch se situe au Crétacé supérieur dans la zone pélagonienne, au Paléocène dans la zone subpélagonienne, à l'Eocène supérieur dans la zone du Pinde, à l'Oligocène dans la zone du Gavrovo, au Miocène inférieur dans la zone ionienne; *l'âge du sommet du Flysch est régulièrement et de plus en plus récent vers l'extérieur;*
- d'autre part l'accentuation ou l'amorce de la sédimentation du Flysch dans les zones plus externes (et parfois la sédimentation de Molasses dans les zones plus internes, s'il s'individualise des fosses molassiques).

Les deux conséquences principales, qu'il faut souligner, sont les suivantes:

– *la migration du Flysch précède, dans le temps et dans l'espace, la migration de l'orogénèse;* d'une manière brusque par sa base, en raison de l'effet de «barrière en creux» des sillons, d'une manière progressive par son sommet;

– *les Flyschs les plus anciens se trouvent dans les zones internes.* En gros, *il y a un âge des Flyschs eugéosynclinaux (précoces) et un âge des Flysch miogéosynclinaux (récents);* le domaine eugéosynclinal étant pris au sens de ride eugéanticlinale + sillon eugéosynclinal, le domaine miogéosynclinal étant pris au sens de ride miogéanticlinale + sillon miogéosynclinal (car on limite trop souvent sa pensée aux Flyschs des sillons).

Cette dernière règle, on le sait, est vérifiée dans l'ensemble du domaine méditerranéen, en dehors des Hellénides. Les Flyschs les plus internes que l'on connaît dans les autres chaînes sont en général d'âge Crétacé-Tertiaire (parfois Tithonique à Tertiaire); il en va ainsi des Alpes occidentales, de l'Apennin, de l'Afrique du Nord; il en va ainsi des Dinarides vers le Nord-Ouest alors que le sillon du Pinde a disparu axialement. Il est vrai que, dans tous ces cas, la série terrigène montre un faciès flysch franc à deux niveaux, d'une part le Barrémien-Aptien-Albien, d'autre part la fin du Crétacé et le Tertiaire, séparés par des faciès terrigènes qui n'ont pas tout à fait l'aspect d'un Flysch mais qui sont rangés sous cette rubrique étant donné qu'ils succèdent au Barrémien-Aptien-Albien et précèdent la fin du Crétacé et le Tertiaire; le nom de Flysch est donné, au sens très large, à l'ensemble de la série. Dans les Hellénides, le sillon du Pinde comporte aussi un Premier Flysch Barrémien-Aptien-Albien-Cénomanien, et un Second Flysch à partir de la fin du Crétacé pendant le Tertiaire, séparés par des calcaires pélagiques qui traduisent une rémission totale des apports terrigènes simplement plus accentuée qu'ailleurs; dans la zone du Vardar, en Yougoslavie, il en est de même, à ceci près que la série intermédiaire est discordante sur l'inférieure.

e) *Les faciès du Flysch dans l'espace et dans le temps: Préflysch, Flysch, Subflysch, Cryptoflysch.*

Tenant compte de tous les facteurs précédents, on peut replacer la sédimentation du Flysch dans un cadre paléogéographique précis à tous les instants.

α) Envisagé dans l'espace, à un moment donné, le faciès des sédiments terrigènes varie beaucoup de telle manière qu'en s'èloignant de la zone émergée, les caractères du Flysch s'affirment tout d'abord (successivement Flysch conglomératique, gréso-

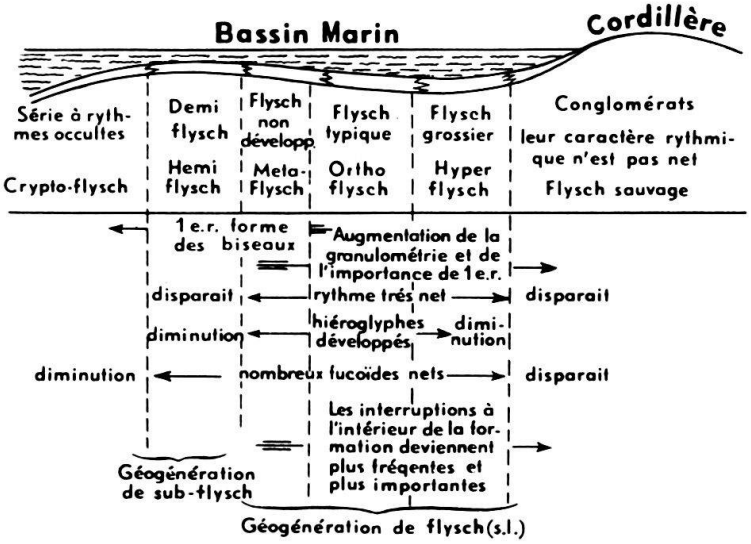

Fig. 12. *Distribution des faciès du Flysch dans l'espace* (d'après N. B. VASSOEVITCH, 1948).

Cette figure, qui résume toutes les variations des caractères du Flysch en fonction de la distance à la cordillère émergée, est susceptible d'une application précise par comparaison avec les figures 3, 4, 5, 6, 7, 8, 11; cette comparaison est faite dans le texte.

conglomératique, gréseux, gréso-pélitique) puis s'atténuent (successivement Flysch pélito-gréseux, pélitique) au point de disparaître dans les parties les plus distales (pélites à rythme occulte). Pour être un cas particulier du phénomène très général de passage de faciès, le fait n'en est pas moins remarquable et oblige à concevoir le Flysch dans le sens horizontal et non seulement dans le sens vertical comme on le fait presqu'exclusivement; bref, à se placer dans l'optique des géogénérations du Flysch (et du Subflysch), tel que l'a fait N. B. VASSOEVITCH (1948) dont les conceptions sont parfaitement résumées par la figure 12.

Dans cet ordre d'idée, on peut à chaque instant retrouver dans les Hellénides la totalité des distinctions faites par cet auteur, comme l'exprime l'exposè de l'évolution paléogéographique des Hellénides fait dans les pages précédentes et les figures qui l'accompagnent. A ce propos, on remarquera que, par-delà les modalités ordinaires du granoclassement latéral suivant la pente, *la cause essentielle de la distinction entre les deux géogénérations du Flysch et du Subflysch est l'effet de barrière en creux des sillons de telle sorte que, à un moment donné, la géogénération du Subflysch se développe au-delà de l'axe du sillon considéré.*

Ainsi, à la fin du Crétacé inférieur, au-delà du petit sillon subpélagonien, sur les flancs internes du Parnasse, la série flyschoïde décrite par P. CELET appartient à la géogénération du Subflysch (le mot «flyschoïde» exprimait précisément la difficulté d'en faire un Flysch vrai) (fig. 4); de même sur le flanc externe du sillon du Pinde où les quelques niveaux pélitiques intercalés dans les sédiments à Radiolaires ne sont plus qu'un Cryptoflysch qui disparaît d'ailleurs rapidement vers l'extérieur; tandis que dans le sillon lui-même se sédimentait un Flysch franc (fig. 3).

Ainsi, à la fin du Crétacé supérieur et au début de l'Eocène, les schistes rouges qui se sédimentent sur le haut-fond du Parnasse sont-ils aussi Cryptoflysch (fig. 6); tout comme les couches de passage au Flysch sur le flanc externe du sillon du Pinde où prédominent les calcaires pélagiques ou microbrèchiques intercalés de fins délits marneux; tandis que dans le sillon lui-même (et surtout sur son flanc interne) comme dans les zones plus internes se sédimentait un Flysch franc (fig. 5).

Ainsi, à l'Eocène supérieur ,alors que le sillon du Pinde achève de se combler, les premiers niveaux terrigènes qui se développent sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien sont-ils également un Cryptoflysch (fig. 7A); tandis que dans le sillon du Pinde achève de se sédimenter un Flysch franc. Ces exemples sont d'autant plus clairs que dans chaque cas, les dépôts les plus lontains n'évoquent pas du tout le Flysch bien qu'ils y soient liés génétiquement; ce qui n'apparaît qu'en les replaçant dans le contexte paléogéographique général de toute la chaîne.

β. Envisagé dans le temps en un endroit donné, le faciès du Flysch évolue de manière à constituer une séquence caractéristique de l'endroit considéré. Notamment, tenant compte de l'effet de barrière en creux, les séquences terrigènes débutent généralement au-delà des sillons par un Subflysch (souvent Cryptoflysch), le Flysch franc n'apparaissant qu'après. De sorte que cette série terrigène, immédiatement antérieure au Flysch proprement dit, a localement le sens d'un «*Préflysch*». *Cette dernière notion, s'ajoutant à celles de Flysch et Subflysch, permet de situer une série terrigène à la fois dans l'espace et dans le temps: la même formation pélitique, à rythme occulte, à la base d'une série de Flysch, est à la fois un Cryptoflysch si on l'envisage dans l'espace, un Préflysch si on l'envisage dans le temps.*

Ainsi, à l'extrême fin du Crétacé (Maestrichtien-Danien) et l'extrême début de l'Eocène (Paléocène-Eocène inférieur p. p.), les schistes rouges qui se sédimentent sur la zone du Parnasse sont-ils un Préflysch dans le temps et un Cryptoflysch dans l'espace (cf. *supra*). Il en est de même, à l'Eocène supérieur, des pélites qui se sédimentent sur la ride du Gavrovo et dans le sillon ionien, immédiatement au-dessus des calcaires et au-dessous du Flysch franc (cf. *supra*).

Remarquons enfin que, étant liée à l'effet de barrière en creux des sillons, la présence d'une série à signification de Préflysch à la base d'une série de Flysch devrait se rencontrer préférentiellement sur les rides et les flancs externes des sillons et manquer le plus souvent dans l'axe et sur les flancs internes des sillons. Tel est bien le cas dans les Hellénides: il n'y a pas de Préflysch dans l'axe et sur le flanc interne du sillon du Pinde; mais il y en a sur le haut-fond du Parnasse et la ride du Gavrovo[25].)

γ. De plus, en fonction du comblement progressif des sillons, les dépôts les plus grossiers gagnent progressivement vers l'extérieur; au-delà de l'axe d'un sillon, le Flysch tend à devenir de plus en plus grossier de bas en haut de la séquence; tel est bien le cas, au-delà du petit sillon subpélagonien, dans la zone du Parnasse où le Flysch, qui s'amorce par des faciès Cryptoflysch, s'achève par des conglomérats; tel est bien le cas dans le Flysch du Pinde externe, progressivement plus grossier de bas en haut; etc.

---

[25]) Mais il ne saurait y avoir là de règle générale: tout dépend de la chronologie relative entre le comblement des sillons et la surrection des cordillères à leur emplacement. Ainsi, si la surrection de la cordillère pindique précédait le comblement du sillon du Pinde, il n'y aurait pas de Préflysch sur la ride du Gavrovo (cf. *supra*, p. 469–474), etc.

Bien entendu, cela suppose que la migration de l'orogénèse laisse au phénomène de barrière en creux le temps de jouer suffisamment; ainsi, à la fin de l'Eocène supérieur, la surrection de la cordillère pindique suivant presqu'immédiatement le comblement du sillon du Pinde, il en résulte que le Flysch du Gavrovo est directement conglomératique au-dessus du niveau de Cryptoflysch qui amorce la sédimentation terrigène.

On voit donc que les Hellénides, qui sont une chaîne complète, se prêtent admirablement à la définition des Flyschs et de leurs variantes comme des Molasses; ceci dans un contexte paléogéographique précis et selon une évolution précise telle que toutes les zones soient connues à chaque instant, celles dont la surrection fournit le matériel terrigène comme celles qui recueillent celui-ci sous forme de Flysch ou sous forme de Molasse. C'est sans aucun doute, en Méditerranée, l'une des chaînes où l'étude de ces problèmes puisse se faire dans les conditions les plus favorables et où elle mériterait d'être faite dans le plus grand détail.

Mais, dès maintenant, on peut dire qu'il est clair que, par-delà tous autres caractères, *Flysch et Molasse sont des «faciès historiques» de la chaîne en formation*[26]-.

Dans cette optique, le Flysch peut se définir comme «*le faciès orogénique d) comblement géosynclinal précédant dans le temps et dans l'espace la migration de l'orogée nèse paroxysmale*» (J. Aubouin, 1959).

Tandis que *les Molasses tardigéosynclinales suivent, dans le temps et dans l'espace, la migration de l'orogénèse paroxysmale.*

Et que *les Molasses postgéosynclinales sont synchroniquement postérieures à l'ensemble de ces évènements.*

Dans ces phrases sont résumées les caractéristiques paléogéographiques des différentes formations et leurs conséquences[27]).

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

Il est impossible, dans le cadre d'un simple article, de donner une bibliographie complète sur des sujets aussi vastes que la Grèce d'une part, le problème des Flyschs et des Molasses d'autre part. Je me limiterai donc à une courte orientation bibliographique renvoyant à des ouvrages où le lecteur pourra trouver des mises au point assorties de substantielles bibliographies.

Un certain nombre des faits développés dans cet article prennent place dans des conceptions exposés ailleurs, dans:

Aubouin, J. (1959): *A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal.* Rev. Géogr. phys. [N.S.] *2*, 135–188.

– (1961) a): *Propos sur l'orogénèse: Propos statique. Les structures.* Bull. Serv. Inf. géol. Bur. Rech. géol. min. *52*, 1–21 (supplément à la Chron. Min. Rech. min. n° 300).
Propos sur l'orogénèse: Propos dynamique. La génèse des structures. Bull. Serv. Inf. géol. Bur. Rech. géol. min. *53*, 1–24 (supplément à la Chron. Min. Rech. min. n° 302).

– (1961) b): *Propos sur les géosynclinaux.* Bull. Soc. géol. Fr. (7) *3*, 629–702.

– (1963): *Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne.* Geol. R., 480-534.

Articles dans lesquels se trouve une bibliographie abondante.

[26]) Cet aspect historique du faciès flysch est un des problèmes essentiels qui se pose quand on tente de le comparer aux actuelles turbidites (le Flysch n'étant pas lui-même le seul exemple de turbidités anciennes); W. Nesteroff l'a récemment souligné (1963).

Nesteroff, W. D. et Heezen, B. C. (1953). – Essai de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch *Rev. Geogr. phys. Geol. dyn.*, Nle sér., *5*, p. 115–127.

[27]) Par exemple, précédant la migration de l'orogénèse, le Flysch est forcément antétectonique etc.

Grèce

Pour la géologie de la Grèce, le lecteur voudra bien se reporter à:

AUBOUIN, J., BRUNN, J. H., CELET, P., DERCOURT, J., GODFRIAUX, I., & MERCIER, J. (1960–1963): *Esquisse de la géologie de la Grèce*. Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot *2*, 583–610, Mémoire hors-série de la Soc. géol. Fr.

Article qui comporte une bibliographie très substantielle sur la géologie de la Grèce.

Pour l'évolution paléogéographique de la Grèce, le lecteur voudra bien se reporter à:

AUBOUIN, J. (1958): *Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides)*. Bull. Soc. géol. Fr. (6), *8*, 731–748.

Flyschs et Molasses

Pour la question des Flyschs et des Molasses, le lecteur voudra bien se reporter aux ouvrages suivants:

BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposit*, 1 vol. Elsevier Publishing Company Amsterdam, New-York.

LOMBARD, A. (1956): *Géologie sédimentaire. Les séries marines*, 1 vol., Masson & Cie, éditeur, Paris.

VASSOEVITCH, N. B. (1951): *Les conditions de formation du Flysch*, 1 vol., Gostoptekhizdat, Leningrad (trad. française, S.I.G., du B.R.G.M., Paris).

Ouvrages récents qui comportent une abondante bibliographie dans laquelle on soulignera:

– quelques publications «historiques», notamment:

BERTRAND, M. (1894): *Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires*. C. R. Congrès géol. Intern., 6e session, Lausanne, 161–177.

KUENEN, PH., et MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity current as a cause of graded bedding*. J. Géol. *58*, 91–126.

TERCIER, J. (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. *40*, 163–198.

– quelques publications «terminologiques», notamment:

DJULINSKI, S., et SANDERS, J. E. (1959): *Current marks on firm mud bottoms*. Trans. Conn. Acad. Arts. Sci. *42*, 57–86.

KREJCI-GRAAF, K. (1932): *Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fahrten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoïden*. Senckenbergina *14*, 19–39.

KUENEN, PH. (1956): *Sole marking of graded graywackes beds*. J. Géol. *65*, 231–258.

SHROCK, R. (1948): *Séquence in layered rocks* 1 vol., McGraw Hill, éd., New-York, Toronto, London.

VASSOEVITCH, N. B. (1948): *Le Flysch et les méthodes de son étude*, 1 vol., Gostoptekhizdat, Leningrad (trad. française, S.I.G. du B.R.G.M., Paris).

Enfin, le fascicule 3 du volume 51 des Eclogae geologicae Helvetiae (1959) est consacré au Compte-rendu du Ve Congrès International de Sédimentologie, tenu à Genève et Lausanne du 2 au 7 juin 1958. De la page 827 à la page 1172, sont traités spécialement les problèmes des bassins détritiques, notamment la question des Flyschs et des Molasses (articles de B. ACCORDI; J. BENAYAS, J. PÉREZ-MATEOS et O. RIBA; A. BERSIER; A. H. BOUMA; R. COLACICCHI; P. DOLLÉ; H. FÜCHTBAUER; Y. GUBLER; E. TEN HAAF; F. HOFFMANN; I. V. KHVOROVA; L. KÖLBL; PH. H. KUENEN; A. LOMBARD; J.-PH. MANGIN; N. PAVONI; M. RECH-FROLLO; R. F. RUTSCH; S. G. SARKISYAN; J. SHEERE; A. SEILACHER; J. H. TAYLOR; G. TCHIMICHKIAN, Mme J. REULET et A. VATAN; J. P. VERNET; N. WASSOJEWITSCH (= VASSOEVITCH); H. WIESENEDER et I. MAURER).

Manuscrit reçu le 17 avril 1964.