

Evolution paléogéographique

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **82 (1989)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

L'ensemble de ces remarques nous a amené à rejeter la limite historique (fig. 3) de KILIAN (1907) au profit de la limite inférieure de la Zone à *Jacobi-Grandis* adoptée lors du Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973).

Ainsi, parmi les participants à ce Colloque, un large consensus s'était dégagé en faveur d'une nouvelle limite placée à la base de la Zone à *Grandis* s.l. (fig. 3) de façon à faire coïncider la limite Jurassique–Crétacé avec la limite des zones A et B de la biozoonation des calpionelles (REMANE 1963, 1969a, 1974a, 1974b; LE HEGARAT & REMANE 1968). Ceci principalement pour des raisons pratiques car les calpionelles présentent à ce niveau un renouvellement faunique important.

C'est donc cette nouvelle limite, biostratigraphiquement significative, qui a été adoptée dans cette étude. Toutefois, parmi les coupes étudiées, beaucoup présentent une lacune totale ou partielle des dépôts du Tithonique supérieur (Zone A). La limite Jurassique–Crétacé retenue ci-dessus est donc souvent tronquée par une importante discontinuité stratigraphique (cf. 10.1, fig. 22b: discontinuité DIIa) dont l'origine est due à des érosions sub-aériennes et sous-marines.

Evolution paléogéographique

9. Contexte paléogéographique ouest-européen et régional à la fin du Jurassique

9.1 Les terres émergées

Avant l'Oxfordien terminal, les seules terres émergées sont la Terre armoricaine et la Terre ardenno-rhénane (ENAY et al. 1980, pl. 37 et 38). Toutefois, dès l'Oxfordien moyen un net mouvement régressif s'était amorcé. Celui-ci s'est affirmé à l'Oxfordien supérieur avec le développement de milieux protégés ou confinés, à influences continentales (GYGI & PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988) en Franche-Comté et dans le Jura suisse septentrional.

Ces indices attestent d'une extension vers l'Est (Jura septentrional) de la Terre ardenno-rhénane mais aussi de l'apparition de nouvelles terres émergées, notamment sur le Massif Central et peut-être sur les Vosges. Il s'agit respectivement de la Terre centrale et de la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 39 et 40) dont l'extension s'est progressivement accrue durant tout le Kimméridgien et le Tithonique.

Ainsi, la Terre centrale s'est agrandie surtout en direction de l'Est et du Nord, alors qu'un contact s'est probablement établi entre la Terre ardenno-rhénane et la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 41 et 42).

A partir du Tithonique inférieur (Zone à «*Gravesia*»/»*Hybonotum*), la confluence de ces terres émergées a progressivement empêché toute communication maritime entre la Téthys et le Bassin parisien.

Durant le Tithonique supérieur, la Terre orientale s'est encore étendue en direction du SW et a formé un promontoire bordé de milieux lagunaires, qui a isolé le bassin delphino-helvétique des influences maritimes boréales.

9.2 Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne

La marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'appuie au SW sur l'Eperon lyonnais et sur le bloc Vosges-Forêt Noire (Terre orientale) au NE. Elle s'étend au Jura, à la Haute-Saône et à la bordure NE du Massif Central.

D'après ENAY et al. (1988), deux plate-formes carbonatées séparées par un épisode marneux (transgressif) se sont succédées, dans la partie septentrionale du Jura, entre l'Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*) et l'Oxfordien supérieur (Zones à *Bimammatum* et *Planula*). L'installation de la seconde de ces plate-formes (Zone à *Bimammatum*) s'est accompagnée d'une importante progradation des zones de faciès vers le Sud et dans une moindre mesure vers le SW (ENAY et al. 1988; p. 342, fig. 9).

Les flexures qui contrôlaient l'organisation sédimentaire de ces deux plate-formes bioclastiques et récifales successives s'orientaient souvent parallèlement au faisceau salinois d'axe SW-NE (ENAY et al. 1984b; p. 268, fig. 5.35 et 1988; p. 340, 342 et 345, figs. 8, 9 et 10).

Sur ces plates-formes, l'approfondissement des milieux de dépôt s'effectuait en direction du SE tandis que l'accumulation sédimentaire était maximale dans la zone de raccord avec le bassin delphino-helvétique (sillon grenoblois, BAUDRIMONT & DUBOIS 1977). Ce dispositif sédimentaire, caractérisé par des lignes isopiques d'orientation SW-NE contrôlera toute l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de la plate-forme jurassienne jusqu'à l'émersion fini-jurassique.

Après le développement des Couches à céphalopodes au Kimméridgien inférieur, des biohermes se sont développés dans tout le Jura méridional au cours du Kimméridgien supérieur. Ces bioconstructions à madréporaires ont prospéré surtout au niveau de la Haute-Chaine où elles édifièrent une vaste barrière corallienne (ENAY et al. 1984b, p. 245). Celle-ci fut exondée lors de la première émersion qui a affecté la plate-forme sud-jurassienne au Kimméridgien terminal (Zone à *Beckeri*) et marque le sommet de la séquence régressive A définie par BERNIER (1984, p. 662).

Durant l'Oxfordien et le Kimméridgien, la partie centrale de la Téthys occidentale était sous alimentée et entrainé en vacuité. Des calcaires pélagiques associés à des radiolarites, s'accumulaient alors sur la marge continentale subsidente (Briançonnais et Piémontais externe) et sur le hiatus océanique liguro-piémontais.

10. Evolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne du Tithonique-Portlandien au Valanginien

Pour chacune des quatre étapes qui ont marqué l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique savoyard et de sa marge jurassienne du Tithonique-Portlandien au Valanginien, le texte qui suit fait la synthèse des connaissances stratigraphiques et sédimentologiques actuelles.

Ce commentaire est accompagné par huit cartes de faciès (figs. 11 à 18) qui illustrent chacune la paléogéographie du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne à un moment déterminé et par deux profils correspondant respectivement au passage plate-forme/bassin (fig. 20a) et à un transect intra-plate-forme (fig. 20b).

D'autre part, l'intervalle de temps concerné par chacune des cartes de faciès est reporté sur la fig. 21 qui permet également de suivre la migration des différentes zones de faciès au cours du temps.

RAPPEL: La position géographique, structurale et stratigraphique de chaque coupe citée et numérotée ci-dessous est reportée en annexe (fig. 26 et tableaux 1 à 5).

10.1 Jurassique terminal (Tithonique-Portlandien)

Après l'émergence de la plate-forme sud-jurassienne à la fin du Kimméridgien, l'activité récifale s'est déplacée vers l'Est et le SE.

Cette étape dans la migration des constructions récifales a été accompagnée par une progradation des faciès de plate-forme interne. Ces derniers sont représentés par les Couches du Chailley (ENAY 1965 dans BERNIER 1984) qui se sont développées dans tout le Jura méridional dès le Portlandien inférieur. Les faciès récifaux et périrécifaux ne subsistaient alors que sur la bordure orientale de la plate-forme jurassienne (figs. 11, 20a et 21), au Salève (DEVILLE 1985 et 1988) et à l'Echaillon.

Dans le forage de la Tailla (T), les dépôts du Kimméridgien-Tithonique moyen présentent des faciès identiques à ceux de la Chartreuse ou de la bordure occidentale du massif des Bauges. Ce sont des micrites hémipélagiques beiges à saccocomidés.

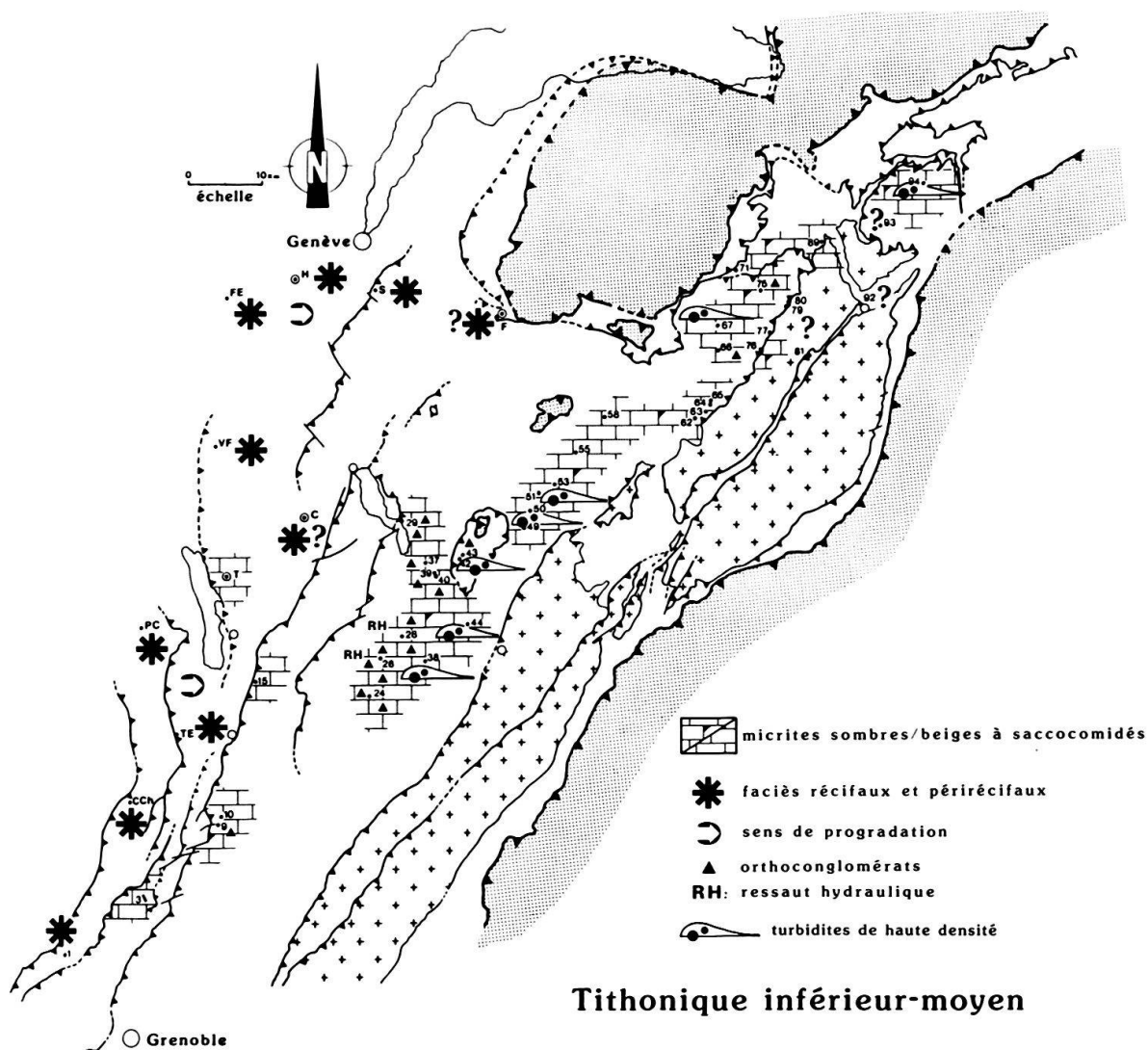


Fig. 11. Tithonique inférieure-moyenne: carte de répartition de faciès.

Le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins s.l. devait donc s'effectuer rapidement par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle à barrière récifale (McILREATH & JAMES 1984).

D'après ce modèle, les micrites hémipélagiques auraient occupé une position distale sur le talus d'avant-récif (fig. 20a).

En poursuivant vers l'Est, la transition avec les faciès subalpins s.str. était au contraire de type «by pass» (McILREATH & JAMES 1984).

Cet escarpement érosionnel (fig. 20a) a généré d'abondantes et volumineuses coulées boueuses particulièrement bien développées au col de Cherel (coupe 28). Leurs équivalents distaux sont représentés par les turbidites de haute densité qui sont visibles sur la bordure orientale du bassin delphino-helvétique (coupes 38, 44, 49, 50, 51 et 53) et dans le domaine ultrahelvétique (klippe de Sulens: coupes 42 et 43).

Mis à part ces resédimentations massives, les zones internes des chaînes subalpines septentrionales étaient caractérisées par une sédimentation de micrites sombres à sac-cocomidés. Ces dépôts hémipélagiques sont également présents sur le massif cristallin des Aiguilles rouges (coupes 76 et 89), dans le parautochtone du Champ de Barme (Val d'Illiez: coupe 71) et à Morcles (flanc normal: coupe 94).

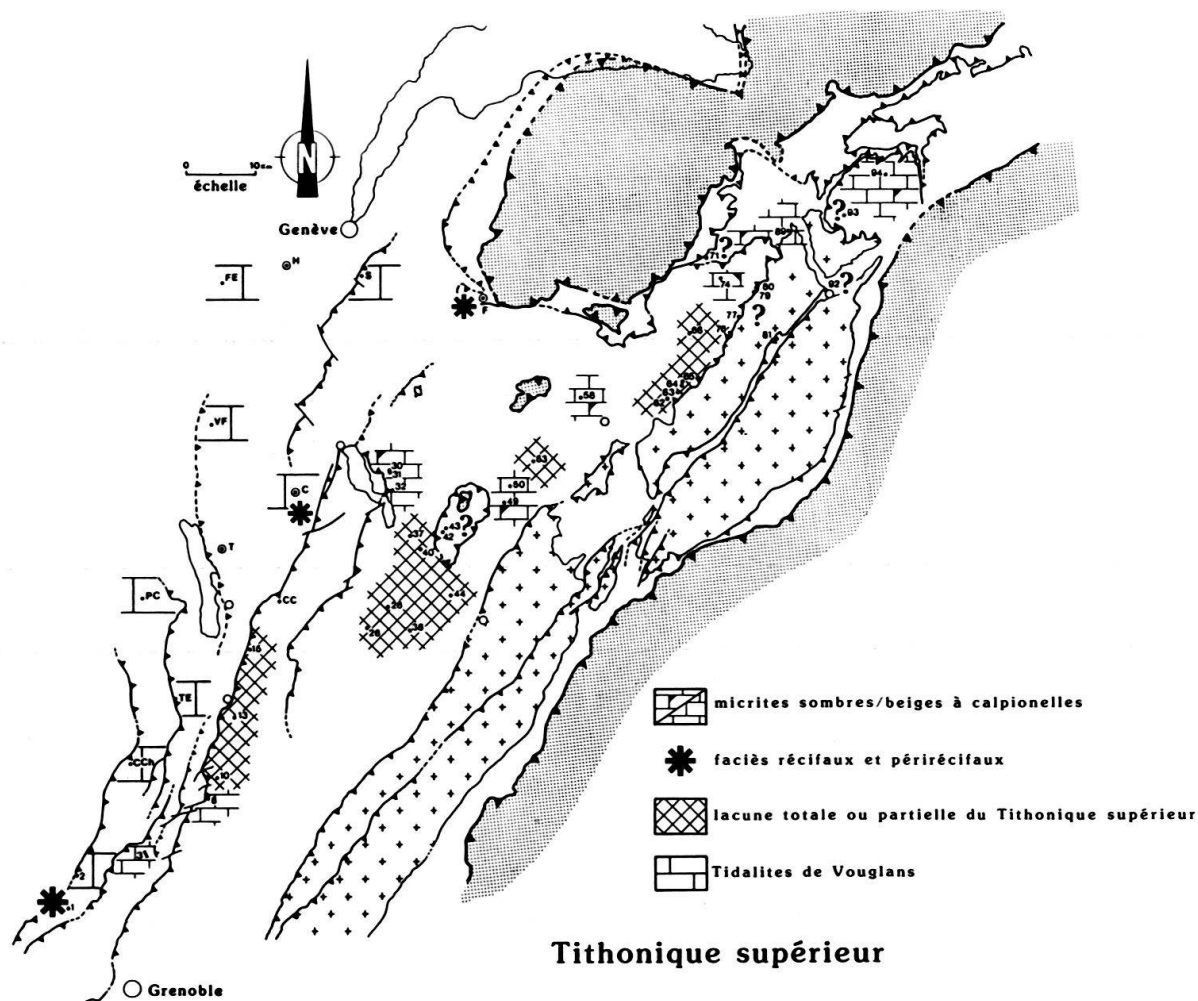


Fig. 12. Tithonique supérieur: carte de répartition de faciès.

Au cours du Portlandien supérieur (figs. 12, 20a et 21), les Couches du Chailley ont été affectées plus ou moins tôt par des émerSIONS. Plus précoces dans le Jura central (Formation de Twannbach, HÄFELI 1966), ces émerSIONS ont gagné rapidement l'ensemble de la plate-forme jurassienne et les Couches du Chailley passent alors aux Tidalites de Vouglans qui constituent le terme final de la seconde séquence régressive – ou séquence B – définie par BERNIER (1984, p. 662).

Ces faciès de plate-forme interne confinée se sont développés largement au Salève (STRASSER 1988), alors qu'ils sont totalement absents à l'Echaillon (coupe 1) où le récif a continué à croître verticalement durant tout le Tithonique-Portlandien supérieur (KILIAN & LORY 1900; MAZENOT 1939).

Cela signifie que dans la région grenobloise, la subsidence et la baisse du niveau marin s'équilibraient tandis qu'au Nord, la seconde l'emportait sur la première avec pour conséquence une migration des faciès récifaux vers l'Est.

Leur présence sous le plateau molassique, au front des massifs subalpins septentrionaux, a pu être confirmée grâce aux forages pétroliers de Chapeiry 1 (écaille supérieure) et de Faucigny 1.

Dans l'écaille inférieure du forage de Chapeiry 1, ces faciès récifaux sont remplacés par des calcaires micritiques et dolomitiques de plate-forme interne. Ces derniers pourraient correspondre aux Couches du Chailley et/ou aux Tidalites de Vouglans p.p.

Les faciès portlandiens du Jura central (Formation de Twannbach) et méridional (Tidalites de Vouglans) sont surmontées par les premiers faciès émerSifs berriasiens (Formation de Goldberg).

L'installation de ces faciès intertidaux et supratidaux dans le Jura central et méridional, marque le terme ultime de la régression fini-jurassique.

Dans le bassin delphino-helvétique, cet événement paléogéographique s'est enregistré par des érosions sous-marines importantes. Des lacunes totales ou partielles du Tithonique supérieur (Zone A) se sont alors développées alors sur de grandes surfaces (figs. 12 et 21). Comme le montre la fig. 12, ces surfaces d'érosion sont séparées par des aires où les dépôts du Tithonique supérieur sont partiellement ou totalement conservés. Ces érosions sous-marines sont donc limitées dans l'espace comme cela est également le cas dans les chaînes subalpines méridionales (REMANE 1970: fig. 19).

Dans le cas des chaînes subalpines septentrionales, la position paléogéographique de ces surfaces d'érosion laisse à penser qu'il pourrait s'agir de vallées sous-marines, d'orientation NW–SE, qui canalisent préférentiellement les résédiments en provenance de la plate-forme jurassienne (sables bioclastiques) ou du talus (coulées boueuses à intraclastes micritiques).

Une importante discontinuité stratigraphique, liée à l'émerSION de la plate-forme jurassienne, se situe donc dans le bassin delphino-helvétique à la limite des Zones A et B (fig. 3).

10.2 Berriasien inférieur à supérieur

10.2.1 Berriasien inférieur/basal (Zone B inférieure)

Le Berriasien inférieur/basal (Zone B inférieure) correspond à une période de bas niveau marin (figs. 13 et 21).

Dans le domaine delphino-helvétique, les érosions sous-marines ont cessé. Des boues hémipélagiques carbonatées se sédimentaient alors sur l'ensemble du domaine subalpin à l'exception de la Chartreuse septentrionale (coupes 10 et 13) où ces dépôts sont absents (lacune sédimentaire ou érosive, fig. 20a).

Dans les massifs des Bauges, de Platé et du Haut-Giffre, ces micrites alternent avec des orthoconglomérats polygéniques parfois chenalisés (coupe 15). A Salvadon (coupe 67), leur direction d'écoulement au moment du dépôt était subméridienne.

La présence au sein de ces orthoconglomérats, d'intraclastes d'âge kimméridgien-tithonique moyen et tithonique supérieur caractérise l'extrémité méridionale du massif des Bornes (coupes 30, 31, 32, 37 et 40).

A la faveur de cette période de bas niveau marin, la genèse de ces intraclastes jurassiques pourrait s'expliquer par le développement de niches d'arrachement sur la bor-

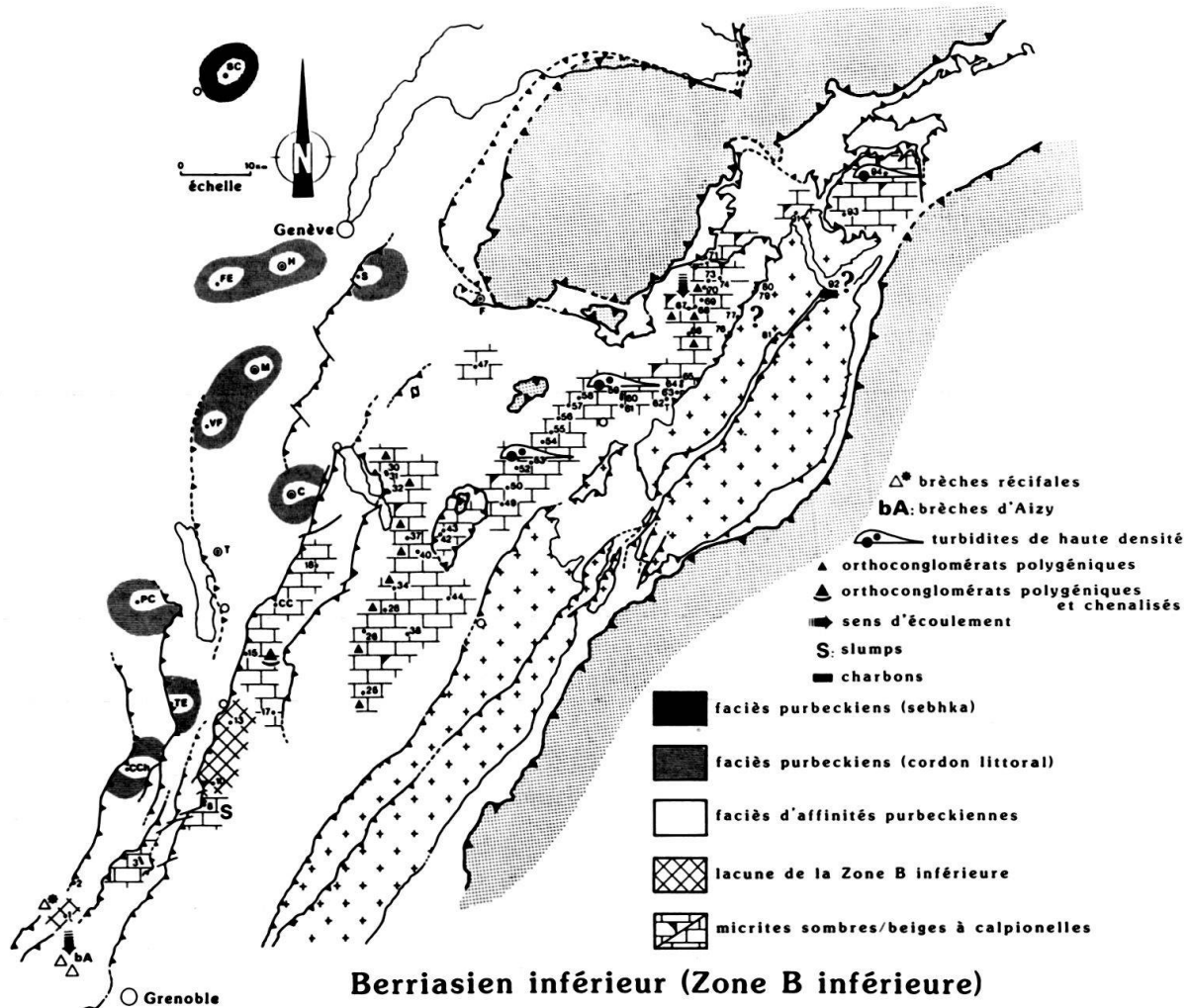


Fig. 13. Berriasien inférieur (Zone B inférieure): carte de répartition de faciès.

dure occidentale du domaine delphino-helvétique. Une structure de ce type a d'ailleurs été reconnue dans le parautochtone du Val d'Iliez (coupe 71; DÉTRAZ 1989a, p. 67, figs. 12a et b).

Dans la chaîne des Aravis ainsi que sur la bordure occidentale du massif de Platé (coupe 60) et dans le flanc normal de la nappe de Morcles (coupe 93), ces debris-flow à matrice bioclastique passent à des turbidites de haute densité.

Dans la région grenobloise, le récif de l'Echaillon était exondé et les matériaux issus de son démantèlement alimentaient, à l'aval, les brèches d'Aizy tandis qu'à l'arrière, à la Buisse (coupe 2), se développait une sédimentation d'affinité purbeckienne. Ces dépôts très épais (50 à 60 mètres) recouvrent des sables oolithiques dont le toit montre des traces d'émergence très nettes (silts-vadose et calcretes).

Sur la plate-forme jurassienne, l'âge des premiers dépôts purbeckiens (fig. 13) reste indéterminé. Toutefois et malgré cette indétermination d'ordre stratigraphique, ces premiers dépôts purbeckiens doivent manifestement être rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal; ceci pour les trois raisons suivantes:

1. Dans le Jura méridional, ces premiers dépôts purbeckiens sont représentés par une succession d'épisodes émergifs à calcretes et galets noirs alternant avec des dépôts à caractères laguno-lacustres ou franchement marins (STRASSER 1988; MOJON 1988). Cette succession de séquences de dépôt de type «shallowing upward» séparées par des surfaces d'inondation, montre que ces faciès de cordon littoral (ou cordon insulaire au sens de DAVAUD et al. 1983) se sont mis en place lors d'une phase d'inondation de la plate-forme jurassienne.

Dans le Jura central, à l'abri derrière ce cordon littoral d'orientation SW-NE, limité à la bordure orientale de la plate-forme jurassienne, se développaient des faciès évaporitiques de sebkha (MOJON & STRASSER 1987) tandis qu'à l'avant se déposaient déjà des micrites de lagon marin (carrière de la Buisse: coupe 2) au sein desquelles de nombreux horizons à galets noirs remaniés sont visibles.

2. Ces premiers dépôts purbeckiens évaporitiques ou à calcretes et galets noirs passent insensiblement aux faciès purbeckiens mixtes lacustres, lagunaires et marins au sein desquels les influences marines sont de plus en plus fortes.

3. Enfin et contrairement aux dépôts portlandiens sous-jacents, ils renferment une proportion importante de minéraux argileux qui s'exprime par le développement d'interbanes marneux. Or, dans le bassin delphino-helvétique, le détritisme argileux ne se développe qu'à partir du Berriasien inférieur (Zone B supérieure).

Cette dernière remarque a toute son importance car elle laisse supposer que ces premiers faciès purbeckiens représentaient un équivalent latéral des premières micrites argileuses déposées dans le bassin delphino-helvétique à partir de la Zone B supérieure. Ce qui revient à affirmer que la plate-forme jurassienne serait restée émergée durant toute la Zone B inférieure, soit durant la première moitié du Berriasien inférieur. Toutefois, il est possible que l'apparition du détritisme argileux ait été légèrement diachrone entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique. Aussi par prudence, ces premiers dépôts purbeckiens, bien que rattachés à la première séquence transgressive du Crétacé basal, n'ont pas été représentés sur la fig. 14 mais sur la fig. 13.

D'après AYRTON (1980), un équivalent charbonneux de ces faciès purbeckiens se serait développé à la Batiaz (Valais, coupe 92).

10.2.2 Berriasien inférieur (Zone B supérieure)

Dès le milieu de la Zone B, des boues argileuses ou argilo-carbonatées ont envahi l'ensemble du bassin delphino-helvétique (fig. 14). Ce brusque changement lithologique, autrefois confondu avec la limite Jurassique-Crétacé (KILIAN 1907), est associé à des phénomènes de condensation.

Tandis que se sédimentaient des boues argileuses et glauconieuses (Couches à ciment) en Chartreuse et sur la bordure occidentale du massif des Bauges (coupes 3, 8, 10, 13, 15, CC et 18), un hard-ground s'est développé dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales. Ce dernier est particulièrement bien visible au col de Cherel (coupe 28) ainsi qu'à St-Pancrasse et au Chevallon (REMANE 1958).

Sur la bordure occidentale du massif de Platé, ces premiers dépôts argileux se sont sédimentés alors que leur substratum était affecté par une tectonique cassante de type distensif (figs. 20a, 23, 24 et 25; coupe 60). Cette tectonique était contrôlée par des failles synsédimentaires d'orientation N55°-60°E. Le mouvement répétitif de ces accidents a provoqué de nombreux glissements sous-marins (slumps), qui sont particuliè-

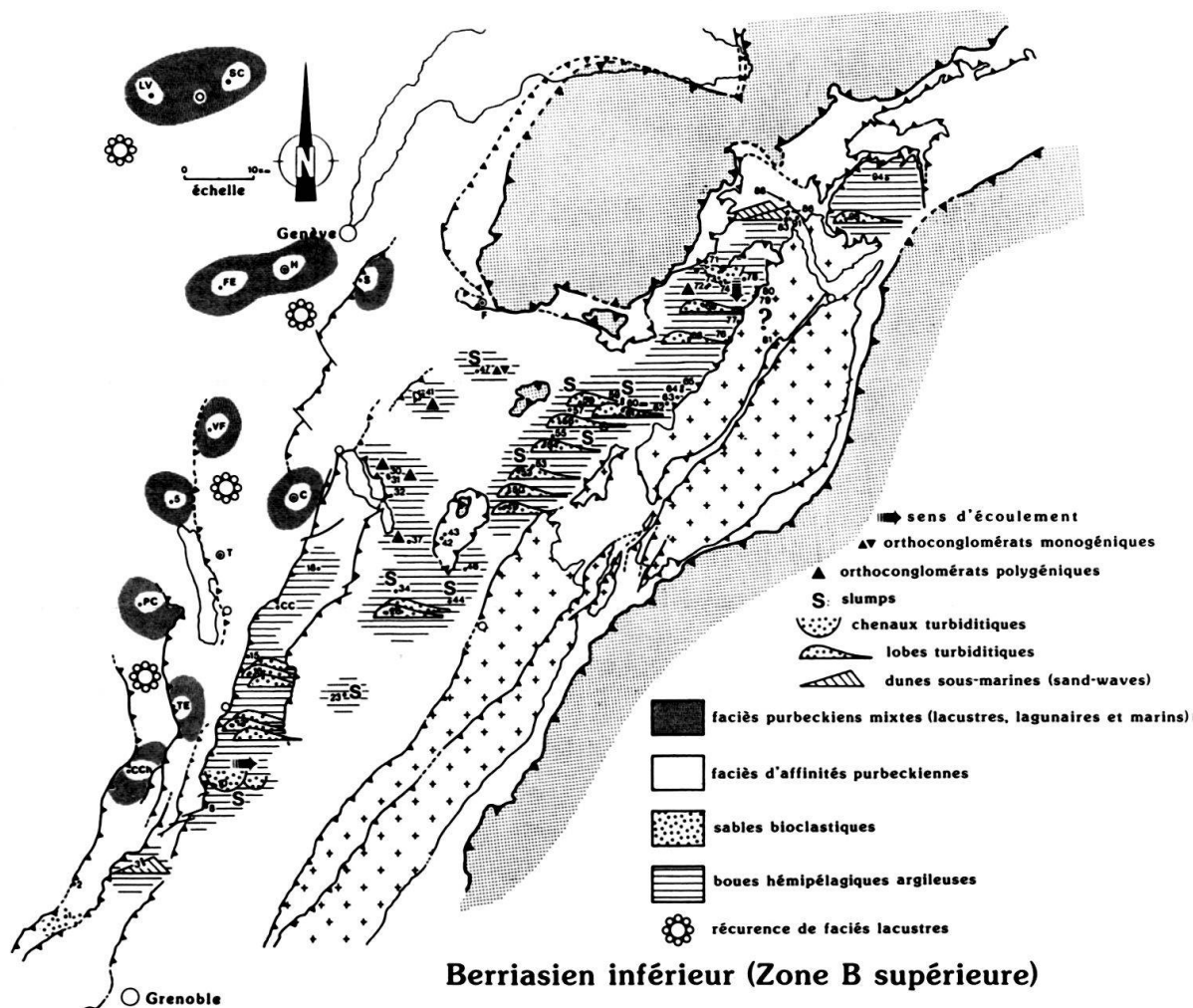


Fig. 14. Berriasien inférieur (Zone B supérieure): carte de répartition de faciès.

rement bien développés dans la chaîne des Aravis (coupes 49 à 58). Toutefois, aucune faille n'a pu y être observée en raison de l'orientation défavorable (SW-NE) de la ligne d'affleurement (DÉTRAZ et al. 1987).

Dans le même temps, la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central) et sa bordure orientale étaient affectées par un premier mouvement transgressif.

Dans la région grenobloise, le sommet bréchifié du récif de l'Echaillon a été recouvert par des sables biodétritiques transgressifs (fig. 20a), tandis qu'au Nord et au NW le cordon littoral et les faciès de sebkha étaient remplacés par des faciès mixtes marins, lagunaires et lacustres (fig. 20b) s'organisant en une succession de séquences à bathymétrie décroissante de type «shallowing upward» (MOJON & STRASSER 1987; STRASSER 1988).

Sur la plate-forme jurassienne, cette instabilité des milieux de dépôt a persisté jusqu'à la fin du Berriasien inférieur (sous-zone à *grandis* s.str., figs. 3 et 21). Toutefois dans la partie supérieure des faciès purbeckiens (sous-zone M_{1b}, Zones M₂ et M₃), les épisodes lacustres prédominent et marquent une récurrence des influences continentales (figs. 20a, 20b et 21).

Dans le domaine delphino-helvétique, cette période a été marquée par le transit (chenaux érosionnels et dépositionnels: coupes 10 et 74) ou le dépôt (lobes turbiditiques) d'importants volumes de sables biodétritiques (fig. 20a).

A Morcles, ces résédiments d'origine turbiditique n'apparaissent que dans le flanc inverse (coupe 93), tandis qu'à l'extrémité SW du massif des Bornes ils forment des orthoconglomérats polygéniques en association avec des intraclastes micritiques d'âge kimméridgien-tithonique moyen, tithonique supérieur et berriasien inférieur (coupes 30, 31 et 37). Ceci témoigne en faveur d'une érosion persistante du substratum jurassique à l'amont.

L'émersion fini-jurassique n'a donc pas modifié de façon radicale, la nature du passage entre la plate-forme jurassienne et le bassin delphino-helvétique.

Au cours du Berriasien inférieur, ce passage s'effectuait toujours par l'intermédiaire d'une marge dépositionnelle. Toutefois, la barrière récifale avait disparu et les faciès de talus proximaux se développaient alors en Chartreuse orientale ainsi que sur la bordure occidentale du massif des Bauges, où l'accumulation sédimentaire était maximale (fig. 20a). Cette sursédimentation (fig. 19) marque l'individualisation d'une nouvelle zone de faciès: la zone présubalpine ou domaine présubalpin au sens de STEINHAUSER (1969 et 1970).

10.2.3 Berriasien moyen (Zone C)

Dès la base du Berriasien moyen (sous-zone à *subalpina* ou Zone B terminale), la plate-forme jurassienne et sa bordure orientale ont enregistré un second mouvement transgressif (fig. 15).

A l'Echaillon, des boues hémipélagiques argilo-carbonatées puis argileuses (Couches du Balcon) ont transgressé rapidement (hard-ground) les sables bioclastiques qui couronnaient les brèches récifales (figs. 15 et 20a).

Ces sables ont alors gagné et envahi la Chartreuse méridionale (coupe 2) et la Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian: coupes 3, 4 et 6), où leur dépôt était contrôlé par les tempêtes (coupes 4 et 7) ou par les marées (sand-waves: coupe 3). De telles dunes sous-marines sont également visibles en Valais dans la région

de St-Maurice (coupes 83, 86, 88 et 91), où elles sont superbement développées (DÉTRAZ 1989b).

Leur installation a été datée comme en Chartreuse de la Zone B supérieure, sans toutefois pouvoir préciser s'il s'agissait du Berriasien inférieur où de la base du Berriasien moyen (Zone B terminale).

Durant tout le Berriasien moyen, une barrière bioclastique à rudistes a protégé le lagon marin (Formation de Pierre-Châtel) qui couvrait l'ensemble du Jura méridional. Localement, quelques biohermes ont réussi à prospérer dans ce milieu de faible énergie (Salève et anticlinal de l'Épine).

Par contre dans le Jura central, les faciès lacustres purbeckiens ont persisté jusque dans la base du Berriasien moyen (Zone M₃ pro parte = sous-zone à *subalpina*; figs. 3 et 21).

D'autre part, des faciès lacustres (Zone M₄, sous-zone à *privasensis*; figs. 3 et 21) se sont maintenus, malgré de brefs épisodes transgressifs, dans la partie basale de la For-

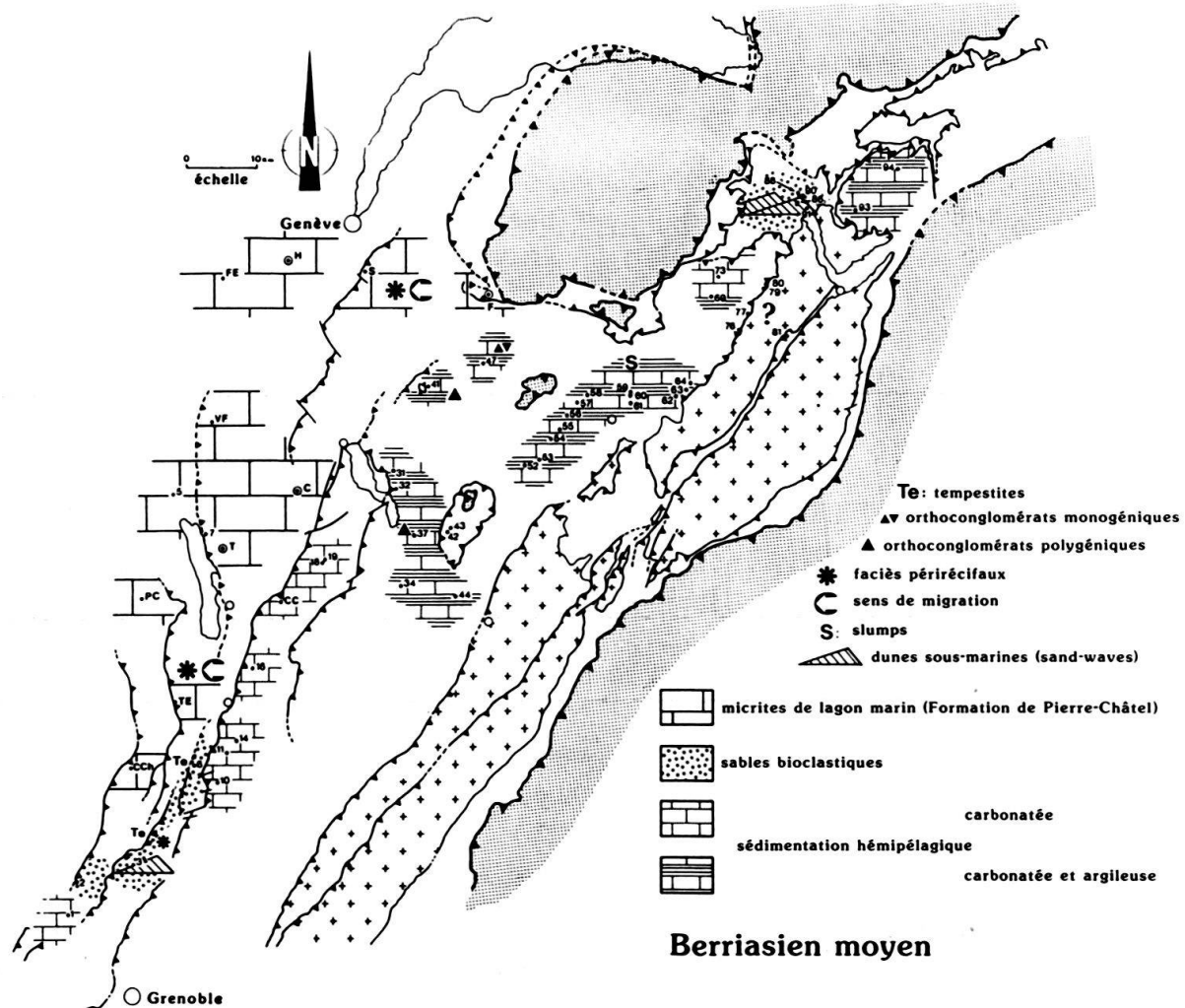


Fig. 15. Berriasien moyen (Zone C): carte de répartition de faciès.

mation de Pierre-Châtel du Jura suisse occidental (fig. 20b: Unité inférieure oolithique et Mergel-und-Kalk-Zone).

La zone présubalpine (Chartreuse orientale: coupes 10, 11 et 14; bordure occidentale du massif des Bauges: coupes 16, CC, 18 et 19) était alors caractérisée par une importante accumulation de micrites hémipélagiques finement bioclastiques, tandis que des alternances marno-calcaires se développaient dans les parties plus internes des chaînes subalpines septentrionales.

10.2.4 Berriasien supérieur (sous-zones D1, D2 et D3 pro parte)

Dès la base du Berriasien supérieur, des émerisions généralisées ont à nouveau affecté la plate-forme jurassienne (fig. 16). A cette époque, le Jura méridional ne formait plus qu'un immense estran («tidal-flat») dont le confinement allait croissant vers l'WNW. Cet estran était affecté par des émerisions temporaires permettant l'installation locale d'une végétation de marais littoraux à Ptéridophytes et de milieux lagunaires fortement dessalés, voire franchement lacustres (Zone M₅). Ces faciès émerifs limités

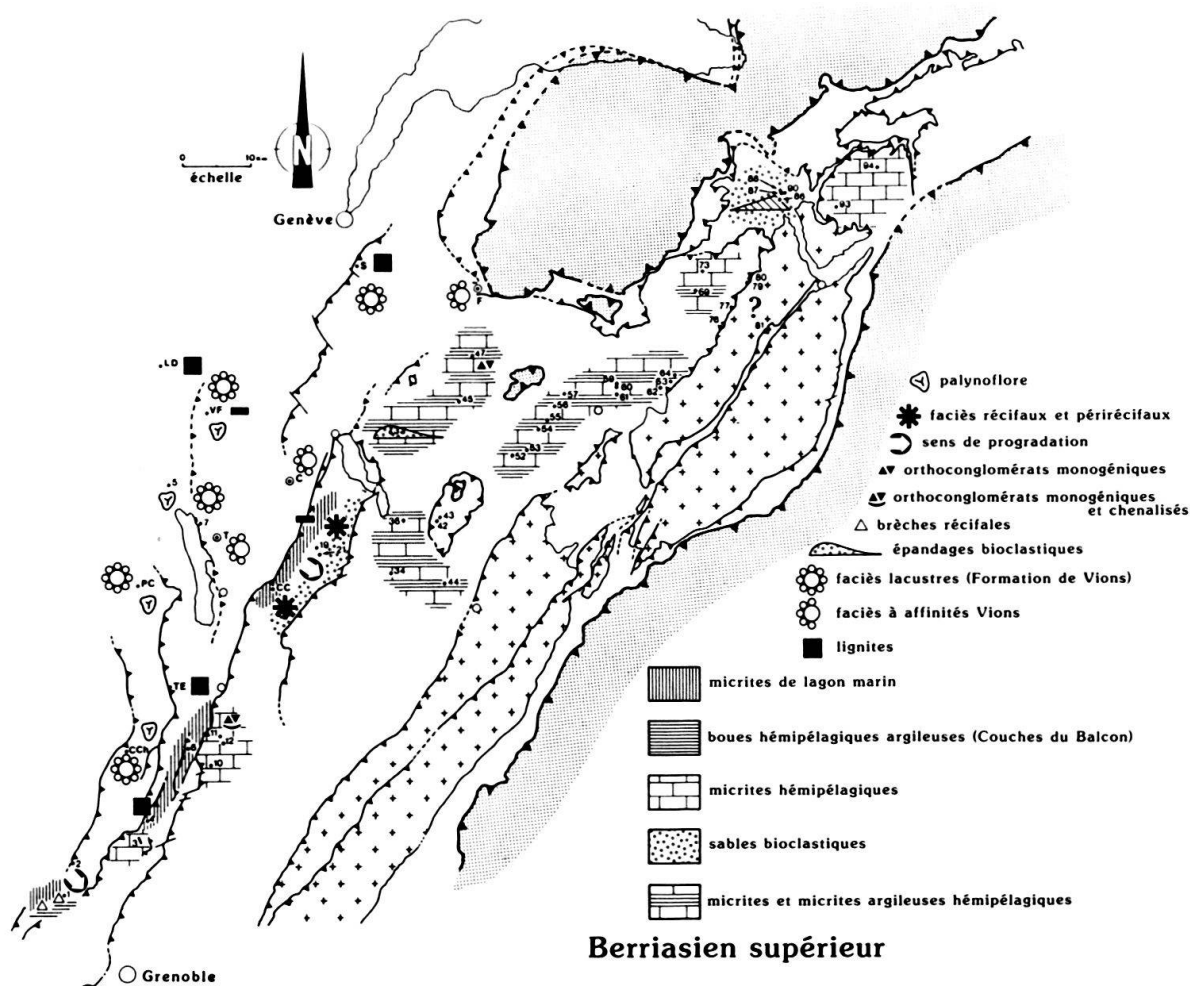


Fig. 16. Berriasien supérieur (Zones D1, D2 et D3 pro parte): carte de répartition de faciès.

à un cordon littoral d'orientation subméridienne, se sont développés préférentiellement dans le Jura méridional (Formation de Vions) et en Chartreuse occidentale (coupe 4, partie supérieure de la Formation d'Allèves).

Cette régression a naturellement provoqué une migration des zones de faciès vers l'Est et le SE (figs. 16 et 20a). Toutefois, cette progradation n'a semble-t-il pas eu la même ampleur partout:

- au Nord, à la latitude du massif des Bauges (coupes CC, 19 et 21), la marge de la plate-forme jurassienne a progradé de 5 à 10 km. La transition avec le bassin delphino-helvétique était alors de type marge dépositionnelle à barrière récifale (McILREATH & JAMES 1984) ou de type «Shelf-deep rim» (READ 1985) avec une pente d'avant récif inclinée de 20° à 25° vers le SE.

A la fin du Berriasien supérieur, le comblement de la zone présubalpine est terminé et les faciès de lagon marin (calcaires micritiques à pelotes algaires) ont atteint et dépassé la bordure occidentale du massif des Bauges (fig. 16; coupes CC, 19 et 21).

- au Sud, les faciès de lagon marin ont rapidement progradé jusqu'en Chartreuse occidentale (anticlinaux occidental et médian: coupes 4 et 6) où ils sont restés cantonnés durant tout le Berriasien supérieur.

Parallèlement, une sédimentation hémipélagique, localement perturbée par des orthoconglomérats monogéniques chenalisés, persistait en Chartreuse orientale (coupes 10, 11 et 12) ou reprenait en Chartreuse méridionale (coupe 3).

A l'Echaillon (coupe 1), les Calcaires à Chamacées (rudistes) ont progradé sur les Couches du Balcon par l'intermédiaire d'une brèche récifale (LORY 1896; KILIAN & LORY 1900).

Il semble donc qu'au cours du Berriasien supérieur, la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard ait été affectée par une subsidence plus active entre Grenoble et Chambéry qu'entre Chambéry et Annecy.

Au Sud, le flux sédimentaire étant insuffisant pour compenser la subsidence, la progradation des faciès de plate-forme interne a été freinée ou arrêtée.

Cette subsidence différentielle ressort nettement à la vue de la carte isopachique (fig. 19) du Berriasien.

Durant le Berriasien supérieur, les faciès de plate-forme interne ont piégé un détritique quartzeux dont l'apparition est diachrone entre le domaine jurassien (base du Berriasien supérieur) et le domaine subalpin (Berriasien terminal). La source de ce quartz détritique n'a pas pu être précisée, mais elle est probablement aussi à l'origine du détritisme gréseux qui caractérise les dépôts wealdiens du domaine boréal.

10.3 Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto*, Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*)

Au Berriasien terminal-Valanginien inférieur, la mer a recouvert toute l'aire para-litique de la zone présubalpine et du Jura (fig. 17).

Dans la zone présubalpine, ce troisième mouvement transgressif s'est manifesté par le recul et la disparition progressive de la zone périrécifale (fig. 20a), dont on retrouve quelques témoins dans le sommet de la Formation d'Allèves (coupes CC et 21) ou à la base du Calcaire du Fontanil (coupes 3 et 7), puis dans le Jura méridional au Molard de Vions (stromatopores, fig. 21).

Dans le domaine subalpin cette transgression s'est enregistrée par le développement d'un horizon condensé à ammonites (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 129).

Le Vercors septentrional (coupe 1), la Chartreuse méridionale et occidentale (coupes 2, 3, 4, 6, 10, 11 et 12) ainsi que le Jura méridional ont été envahis par une sédimentation de plate-forme externe bioclastique dominée par les tempêtes (Formation du Calcaire du Fontanal: coupes 1, 3 et 12) ou par les marées et la houle (Membre du Guiers: coupe 5).

A la Chambotte (coupe 7), au Val de Fier (Coupe VF) comme au Molard de Vions, le Membre du Guiers (Formation de la Chambotte) a livré une faune de stromatopores identique à celle des Marnes d'Arzier (SCHNORF-STEINER & GUILLAUME 1965), qui sont limitées au Jura suisse occidental. Ces équivalents latéraux déposés en zone subtidale à intertidale suivant les régions, correspondraient respectivement à une sédimentation d'estran sableux ou vaseux (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 140).

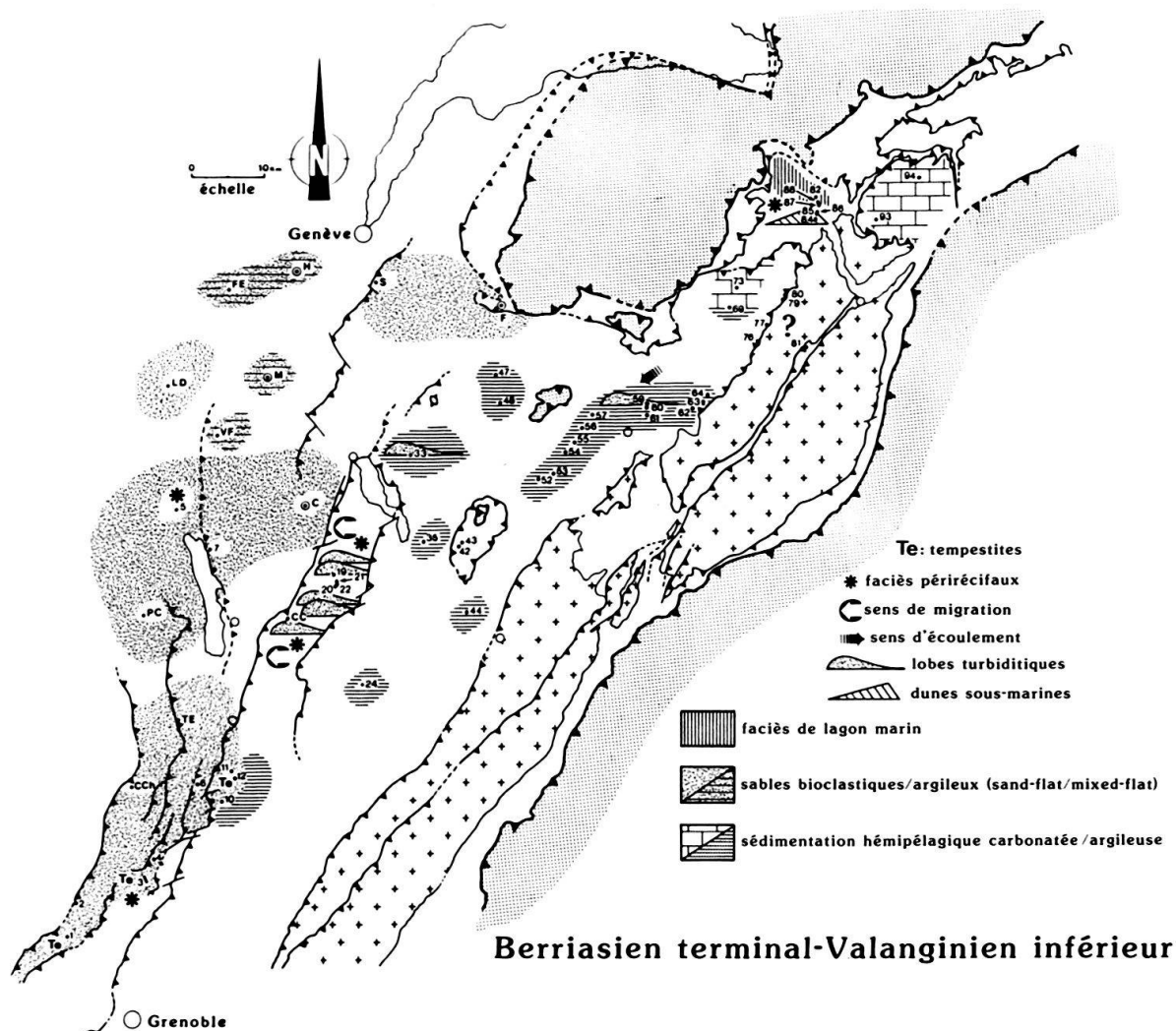


Fig. 17. Berriasien terminal-Valanginien inférieur (sous-zone à *callisto*, Zones à *Otopeta* et *Pertransiens*): carte de répartition de faciès.

Ces profonds changements paléogéographiques montrent que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'est transformée rapidement en une rampe carbonatée de type «distally steepened» (READ 1985, p. 5 et 11).

Durant le Valanginien inférieur, les domaines jurassien, présubalpin et subalpin étaient donc à nouveau nettement différenciés.

Les importants volumes de sables d'origine bioclastique produits ou érodés dans le premier allaient s'accumuler dans le second (tempestites/turbidites: Formation du Calcaire du Fontanil) alors que le détritisme argileux atteignait son maximum dans le bassin subalpin. Les rares débris d'échinodermes et de bryozoaires mélangés à ces marnes pourraient représenter les équivalents distaux des sables bioclastiques de la Formation du Calcaire du Fontanil.

Dans la zone présubalpine, le passage entre la Formation du Calcaire du Fontanil et la Formation du Bourget est progressif. Il est toutefois possible de constater une timide apparition de polypiers en position de croissance au col de la Cluse (coupe CC). Ces derniers ont été rapidement enfouis sous les sables échinodermiques de la Formation du Bourget (fig. 18).

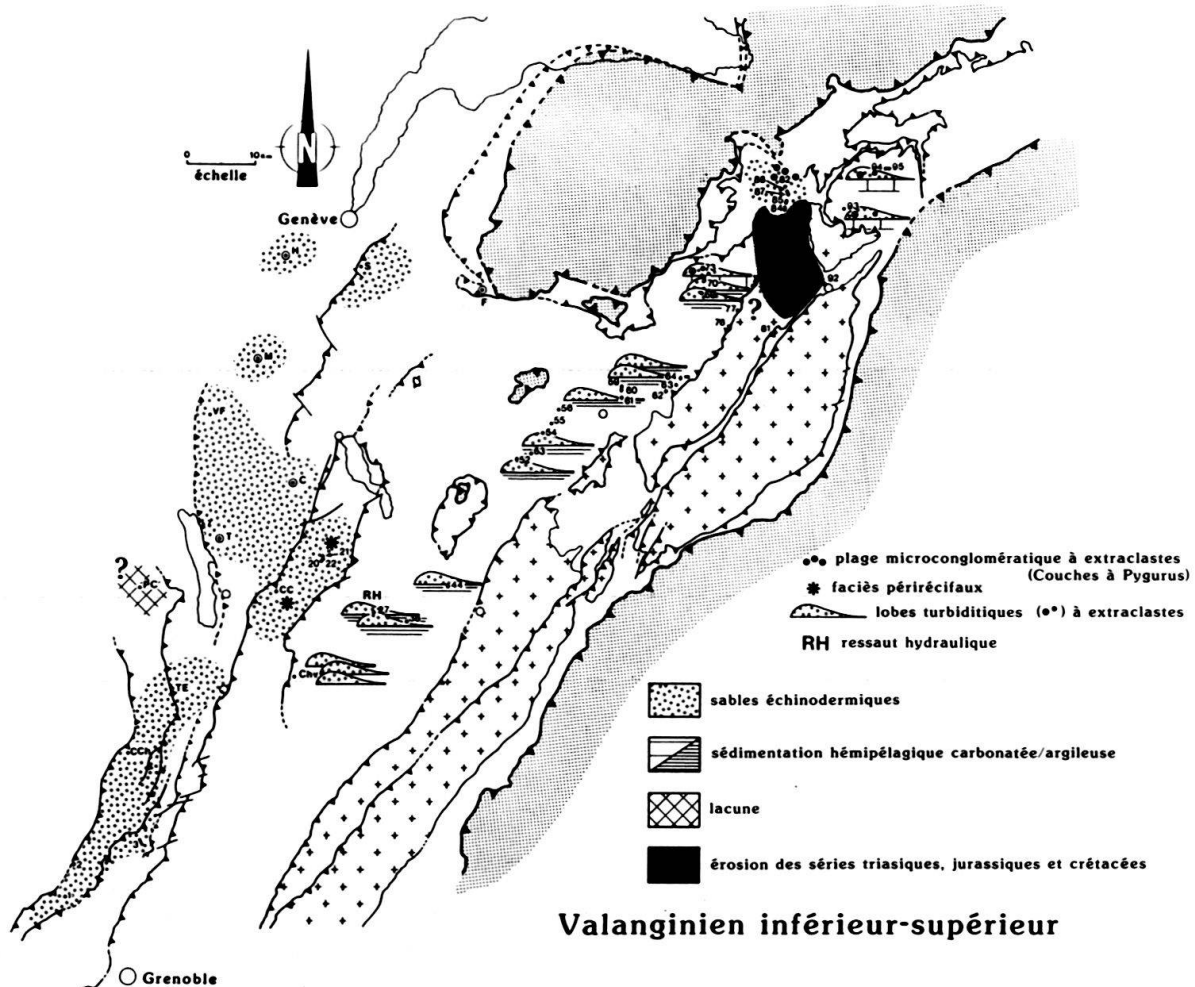


Fig. 18. Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum*, *Verrucosum*, *Trinodosum* et *Callidiscus*): carte de répartition de faciès.

Dans le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois), une importante discontinuité stratigraphique d'origine érosive doublée d'une discordance angulaire se marque à la base du Valanginien inférieur (fig. 20b; STEINHAUSER 1969; DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, p. 143). Ainsi, l'importante lacune sédimentaire (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur p.p.) mise en évidence dans le Jura neuchâtelois par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) et confirmée récemment par CLAVEL et al. (1986) résulterait donc en partie, sinon en totalité, d'une succession d'épisodes émeratifs/érosifs s'échelonnant sur tout le Berriasien supérieur et le début du Valanginien inférieur, et non pas d'une érosion unique qui aurait précédé le dépôt du Calcaire roux (équivalent latéral de la Formation du Bourget).

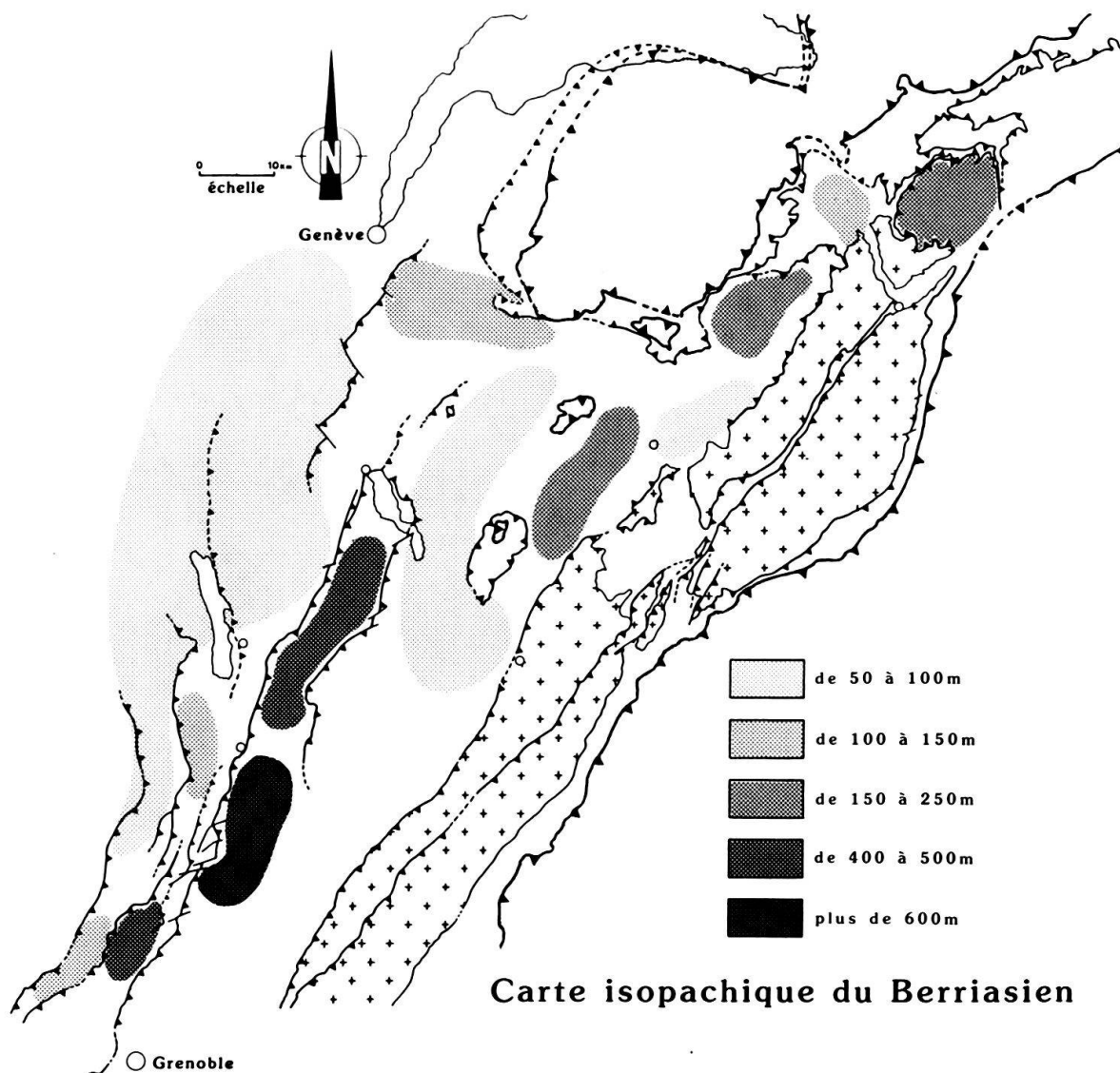


Fig. 19. Carte isopachique du Berriasien.

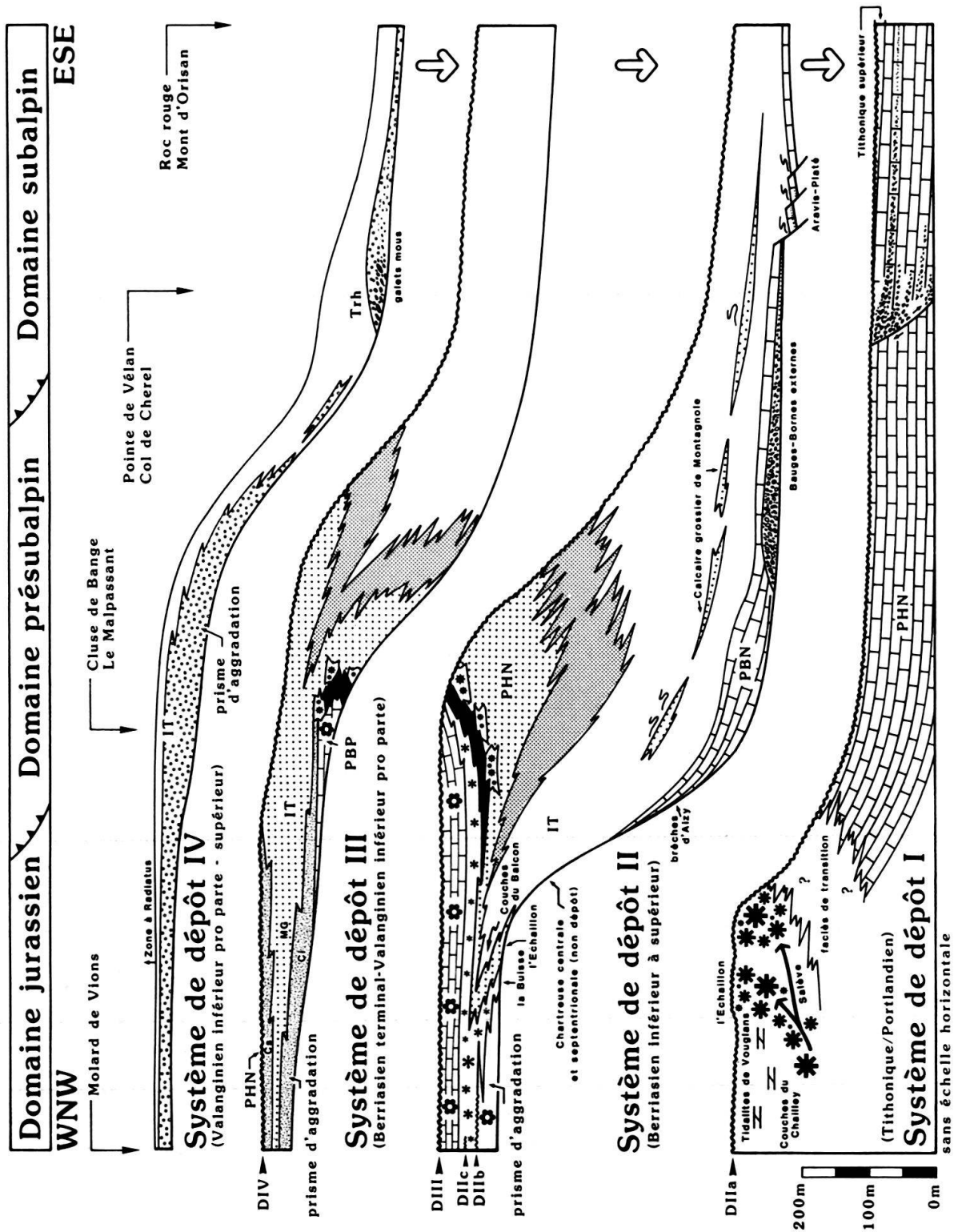


fig.20a

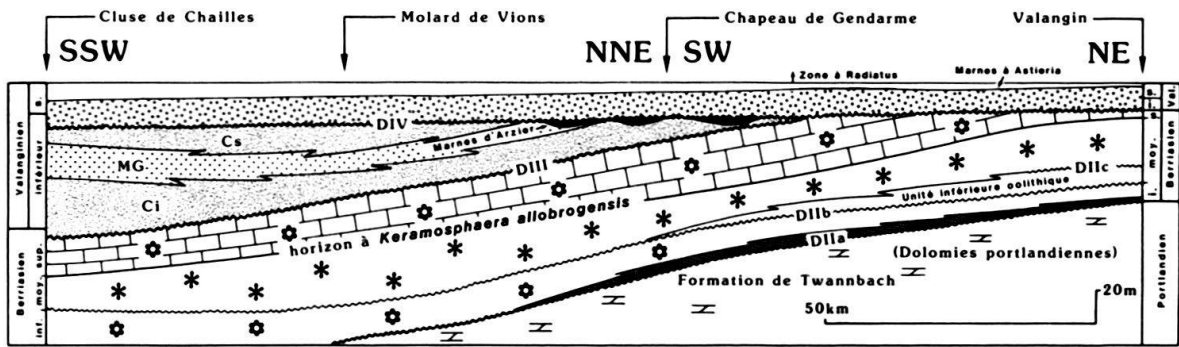
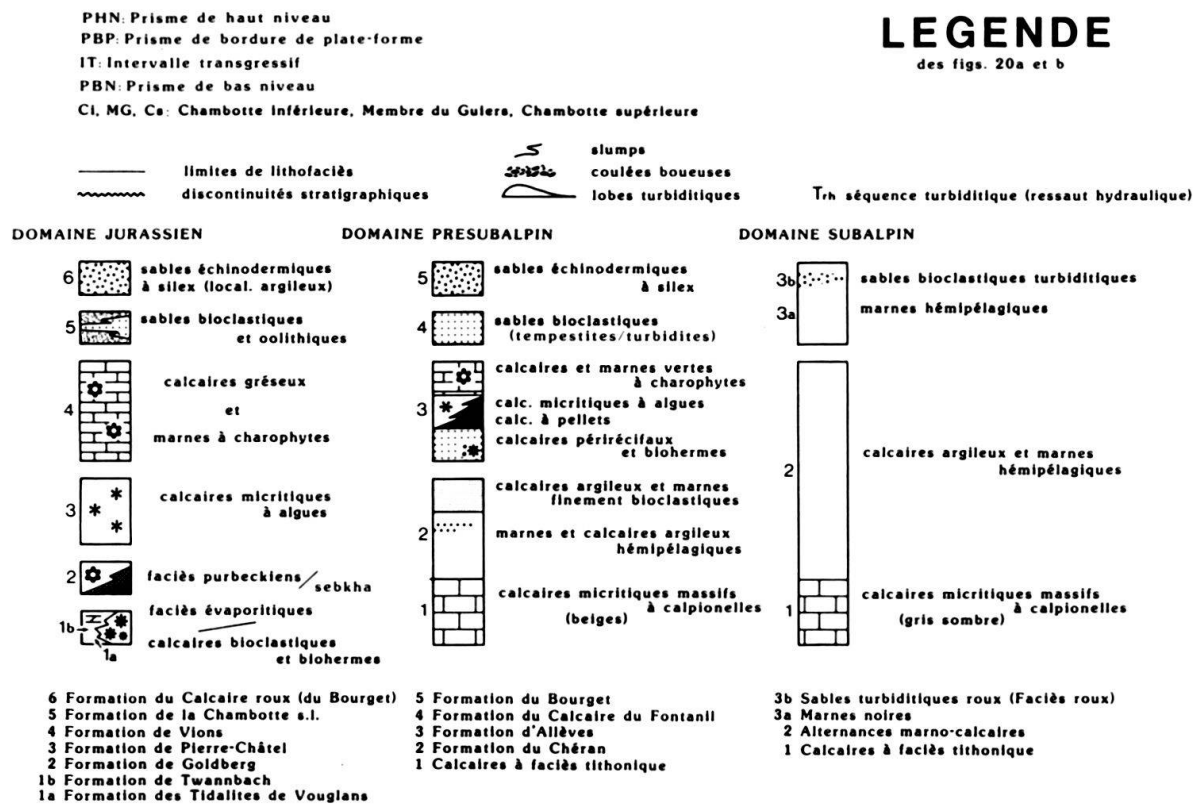


fig.20b d'après STEINHAUSER 1969 modifié

Fig. 20. Profils à travers la plate-forme jurassienne et sa marge delphino-helvétique, depuis le Tithonique-Portlandien jusqu'au Valanginien.

20a. Passage des faciès néritiques à continentaux de la plate-forme jurassienne aux faciès hémipélagiques du bassin delphino-helvétique (d'après DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988, modifié DÉTRAZ 1989).

20b. Section transversale de la plate-forme jurassienne entre le Jura français méridional et le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois) mettant en évidence son basculement vers le SW au cours du Valanginien inférieur.

10.4 Le Valanginien inférieur-supérieur (Zones à *Campylotoxum*, *Verrucosum*, *Trinodosum* et *Callidiscus*)

La partie supérieure du Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur marquent le retour, sur la plate-forme, à une sédimentation marine caractérisée par une forte production sédimentaire d'origine biologique (Formation du Bourget, fig. 18). Ce milieu, fortement influencé par l'action de la houle, était localement favorable à la prolifération des bryozoaires et des échinodermes ainsi qu'au développement de «prairies» à crinoïdes dont les articles peuvent constituer la majeure partie du sédiment.

Du NE vers le SW, ces sables échinodermiques montrent une nette diminution de la teneur en fer dont l'origine suggère l'existence d'une aire septentrionale émergée.

La pente qui assurait la transition entre les faciès de plate-forme et de bassin (fig. 20a) a progradé vers l'E et a dépassé le domaine présubalpin. L'équivalent latéral de ces sables est représenté dans le domaine subalpin par des resédimentations d'origine turbiditique.

Un ressaut hydraulique (RAVENNE & BEGHIN 1983; RAVENNE et al. 1983) avait lieu sur la bordure occidentale du domaine subalpin (coupe 27) et les fines, mises alors en suspension, atteignaient sa limite orientale (fig. 18; coupe 44).

Cette simple migration des faciès ne modifie pas fondamentalement le modèle sédimentaire reconnu pour le Berriasien terminal-Valanginien inférieur. Celui-ci reste donc valable pour les faciès bioclastiques du Valanginien inférieur-supérieur.

Dans la région de St-Maurice, des faciès bioclastiques de dunes sous-marines parfois oolithiques, ont persisté pratiquement sans interruption depuis le Berriasien moyen jusqu'au Valanginien inférieur (fig. 17; coupes 84, 85 et 86). Ces dunes protégeaient vers le Nord, un lagon marin puis restreint.

Au Valanginien inférieur-supérieur, ce dispositif sédimentaire s'est complètement inversé (fig. 18; coupes 82, 84, 85, 87 et 88).

Vers le Sud, la couverture sédimentaire autochtone du massif cristallin des Aiguilles Rouges a émergé et son érosion a alors alimenté en matériaux triasiques, jurassiques et crétacés les faciès de plages (Couches à *Pygurus*: membre inférieur) visibles au Nord de St-Maurice (coupe 82). Par la suite, ces derniers ont été transgressés par des sables échinodermiques (Couches à *Pygurus*: membre supérieur), eux-mêmes surmontés par les calcaires siliceux (Kieselkalk) de l'Hauterivien. Ces dépôts successifs reposent en biseau d'aggradation («onlap») sur la discontinuité qui est visible au toit des dépôts du Valanginien inférieur (DÉTRAZ 1989a, fig. 61).

Enfin dès le Valanginien terminal et durant l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*), une sédimentation de boues transgressives hémipélagiques, argilo-gréseuses et glauconieuses a envahi toute l'aire d'étude.

11. Découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique

Avant de proposer un découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin selon les concepts de la stratigraphie physique, il faut rappeler que ces derniers ont été mis au point sur des marges siliciclastiques dites passives (subsidence supposée constante en tout point au

Migration des zones de faciès du Tithonique à l'Hauterivien inférieur

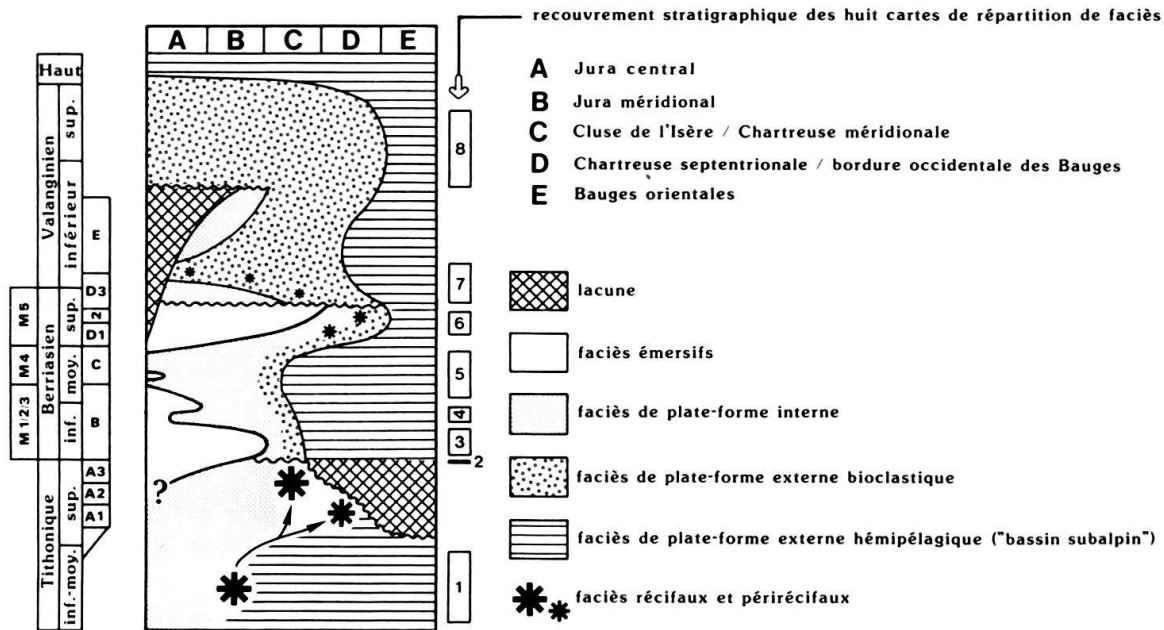


Fig. 21. Migration des zones de faciès du Tithonique à l'Hauterivien inférieur.

cours du temps) sur lesquelles les apports sédimentaires sont également supposés constants. Ces concepts ont été introduits et précisés par VAIL et al. (1977, 1984 et 1987).

Or, la plate-forme jurassienne était essentiellement carbonatée et à ce titre, sujette à des phénomènes de cimentation précoce accompagnés par une baisse importante de la productivité biosédimentaire en cas d'émerision.

Comme l'ont montré SHANMUGAN & MOIOLA (1984), ceci signifie qu'une baisse du niveau marin ne s'accompagne pas nécessairement d'une érosion importante en domaine de plate-forme et d'une augmentation du flux sédimentaire en direction des zones plus profondes.

En effet, aucune augmentation sensible du détritisme bioclastique ne s'est marquée dans le domaine subalpin durant les mouvements régressifs de grande ampleur. Au contraire, nous constatons que les appareils d'accumulation turbiditique se sont développés préférentiellement durant les périodes d'inondation de la plate-forme.

Compte tenu de ces remarques, les dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présalpin et subalpin peuvent être subdivisés en quatre systèmes de dépôt de troisième ordre, numérotés de I à IV (figs. 20a et 22b), qui correspondent respectivement aux quatre étapes sédimentaires retraçant l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne, telles qu'elles ont été définies et décrites précédemment (cf. 10.1 à 10.4).

En raison du peu d'informations biostratigraphiques dont nous disposons, le système de dépôt SDI couvre la totalité du Tithonique. Il est associé à la discontinuité DI (Kimméridgien terminal: Zone à *Beckeri*) dont le type (T1 ou T2) n'a pas pu être déterminé.

Le système de dépôt SDII couvre la totalité du Berriasien inférieur et moyen ainsi que la majeure partie du Berriasien supérieur. Il est associé à la discontinuité fini-jurassique DIIa, située à la limite des Zones A et B (figs. 2, 22a et b), qui est de type T1.

Sur la plate-forme jurassienne (figs. 20a et b), cette discontinuité est située au toit des Formations de Twannbach (Jura central) ou des Tidalites de Vouglans (Jura méridional).

Sur l'ensemble des domaines jurassien, présubalpin et subalpin, ce second système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaires suivants: PBN (Prisme de Bas Niveau; Zone B inférieure), IT (Intervalle Transgressif; Zones B supérieure et C) et PHN (Prisme de Haut Niveau; sous-zones D1, D2 et D3 pro parte). Le premier de ces cortèges sédimentaires était restreint aux domaines présubalpin et subalpin (sommet des Calcaires à faciès tithonique; fig. 2) tandis que les deux autres occupaient la totalité du domaine d'étude.

Dans le domaine jurassien, l'IT a débuté avec l'installation des faciès purbeckiens à calcretes et galets noirs (Jura méridional) ou évaporitiques (Jura central) et s'est poursuivi avec les faciès purbeckiens mixtes (marins, lagunaires et lacustres) dont l'organisation séquentielle périodique (STRASSER 1988) n'est en fait qu'une succession de paracycles limités par des surfaces d'inondation successives.

Il en va de même pour les discontinuités mineures DIIb (sous-zone à *grandis* s.str.) et DIIc (sous-zone à *subalpina*) dont l'enregistrement est lié aux récurrences de faciès lacustres qui caractérisent successivement la partie sommitale des dépôts purbeckiens du Jura central puis la base de la Formation de Pierre-Châtel (Unité inférieure oolithique) dans le Jura suisse occidental (figs. 20a et b et 22b). Cette succession de micro-séquences de type «shallowing upward» séparées par des surfaces d'inondation est typique d'un prisme d'aggradation côtière.

Cet IT comprend également la Formation du Chéran (domaine présubalpin) et la partie inférieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin) tandis que le PHN regroupe la Formation de Vions (domaine jurassien), la Formation d'Allèves (domaine présubalpin) et la partie supérieure des alternances marno-calcaires (domaine subalpin).

Le système de dépôt SDIII couvre le Berriasien terminal et une partie du Valanginien inférieur. Il est associé à une discontinuité de type T2. Il s'agit de la discontinuité DIII, située au sommet de la sous-zone à *picteti* ou à la base de la sous-zone à *callisto*.

Ce troisième système de dépôt a vu s'enchaîner les cortèges sédimentaires suivants: PBP (Prisme de Bordure de Plate-forme), IT et PHN. Le PBP était restreint au seul domaine présubalpin où il est représenté par la partie sommitale de la Formation d'Allèves. L'IT comprend la partie inférieure de la Formation de la Chambotte et le Membre du Guiers (domaine jurassien), la Formation du Calcaire du Fontanil (domaine présubalpin) et les Marnes noires (domaine subalpin) tandis que le PHN ou ce qu'il en subsiste sous la discontinuité DIV est représenté par la partie supérieure de la Formation de la Chambotte.

En raison de leur grande homogénéité pétrographique (faciès de type «Calcaire roux») sur l'ensemble de l'aire étudiée, les dépôts du Valanginien inférieur-supérieur n'ont pas pu faire l'objet d'un découpage séquentiel précis.

C'est pourquoi le système de dépôt SDIV couvre une partie du Valanginien inférieur (Zone à *Campylotoxum*), le Valanginien supérieur et l'Hauterivien basal (Zone à *Radiatus*).

La discontinuité DIV, qui lui est associée, s'est marquée essentiellement dans le Jura suisse occidental où elle correspond à une importante surface d'érosion doublée d'une discordance angulaire (cf. 10.3 et fig. 20b: amalgame des discontinuités DIII et DIV).

Entre le Valanginien inférieur et l'Hauterivien basal, ce quatrième système de dépôt n'était apparemment constitué que par un cortège sédimentaire transgressif (IT) qui comprend la Formation du Calcaire roux et les Marnes à *Astieria* (Jura central), la Formation du Bourget (Jura méridional et domaine présubalpin) et les sables turbiditiques roux (domaine subalpin) auxquels il faut ajouter les Marnes d'Hauterive et les Calcaires siliceux (Kieselkalk) de l'Hauterivien basal.

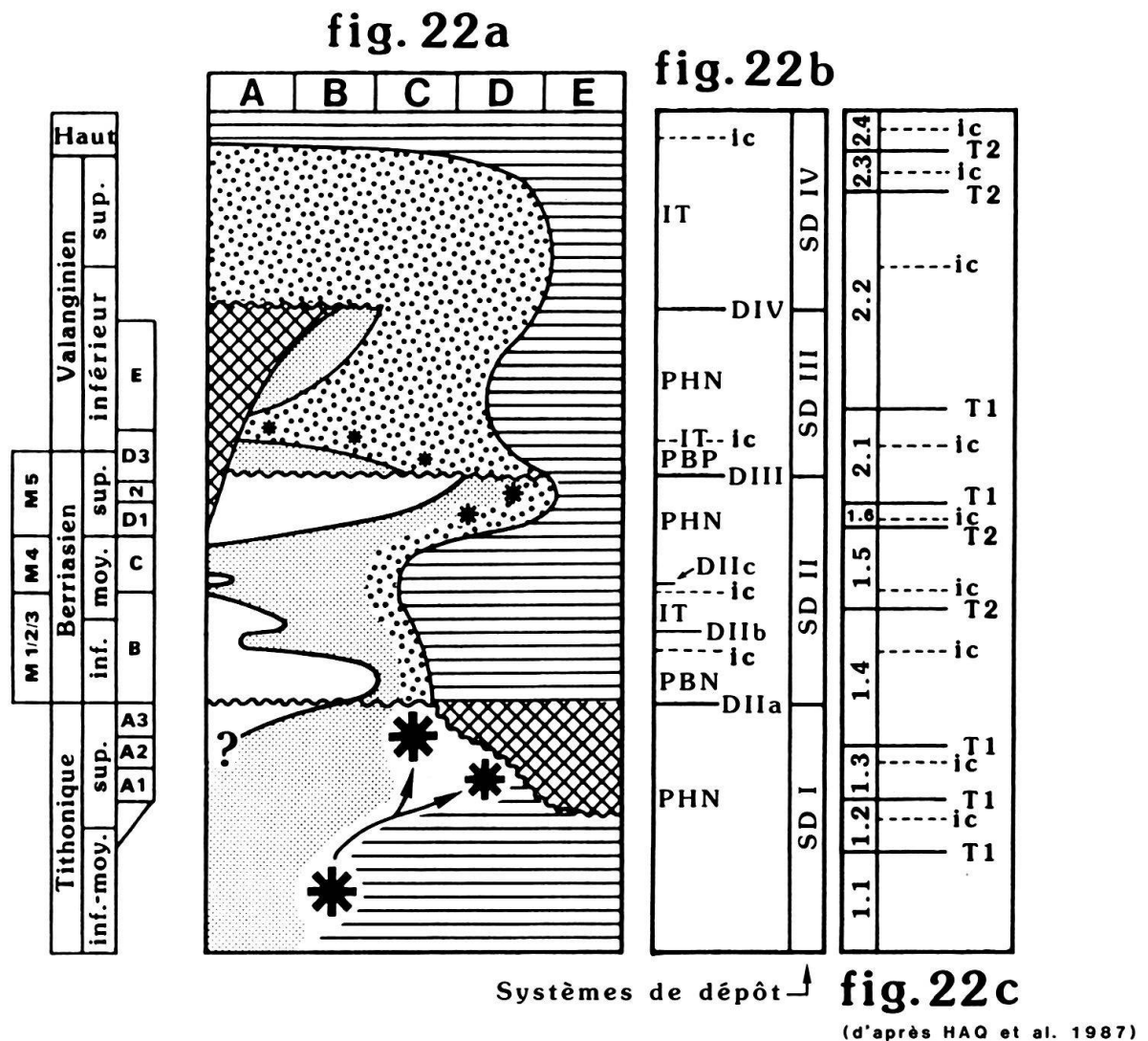


Fig. 22. Comparaison du découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal-Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin (22a et b) et du découpage séquentiel (22c) proposé par HAQ et al. (1987).

12. Existence et influence de la tectonique synsédimentaire sur l'évolution paléogéographique du bassin delphino-helvétique et de sa marge jurassienne

12.1 Preuves indirectes

12.1.1 Comparaison entre le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987) et le découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin

La comparaison du découpage séquentiel des dépôts du Jurassique terminal–Crétacé basal des domaines jurassien, présubalpin et subalpin avec le découpage séquentiel proposé par HAQ et al. (1987) permet de faire les constatations suivantes:

1. Aucun des quatre systèmes de dépôt de troisième ordre, tels qu'ils ont été définis ci-dessus (fig. 22b) n'a d'équivalent dans la succession chronostratigraphique des séquences (fig. 22c) publiée par HAQ et al. (1987).

Toutefois, on constate pour les paraséquences IIa et IIb comme pour les séquences III et IV une assez bonne corrélation entre les intervalles de condensation régionaux (ic IIa, IIb, III et IV; fig. 22b) et leurs équivalents au sein des séquences LZB-1.4, LZB-1.5, LZB-2.1 et LZB-2.4 (fig. 22c).

Cela signifie que la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique savoyard enregistre assez fidèlement les remontées eustatiques rapides tandis que des variations eustatiques négatives et brutales, de type T1 (fig. 22c: cycles LZB-1.4, LZB-2.1 et LZB-2.2), ne se marquaient pas du tout ou alors avec retard et de manière atténuée comme c'est le cas pour les discontinuités majeures DIIa et DIII.

2. La comparaison des figures 22b et 22c met aussi en évidence trois anomalies au niveau régional. En effet, si l'on se réfère à la fig. 22c, l'enregistrement régional des discontinuités mineures DIIb et DIIc (fig. 22b) semble illogique car il intervient durant une période de haut niveau marin absolu (respectivement PHN: cycle LZB-1.4 et LZB-1.5).

Il en va de même pour la discordance DIV (fig. 22b) dont l'enregistrement s'est fait indépendamment des variations eustatiques absolues.

D'autre part, cette discontinuité DIV est doublée d'une discordance angulaire qui présente une géométrie particulière (cf. 10.3, fig. 20b) interprétée par VAIL et al. (1984, p. 138, fig. 8b) comme le résultat d'un basculement tectonique. Conformément à cette interprétation, la plate-forme jurassienne aurait donc basculé vers le SW au cours du Valanginien inférieur.

Ainsi, l'absence d'une grande partie des dépôts du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur, qui caractérise le Jura neuchâtelois et dans une moindre mesure le Jura vaudois, aurait une origine tectonique.

12.1.2 Subsidence différentielle sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique: la carte isopachique du Berriasien

Au cours du Berriasien, deux sillons d'accumulation préférentielle, d'orientation SSW–NNE se sont développés sur la marge jurassienne du bassin delphino-helvétique (fig. 19).

Le premier et le plus important était situé au niveau de la zone de raccord entre les faciès de plate-forme et les dépôts hémipélagiques qui caractérisaient le domaine subalpin. Il correspond à la zone présubalpina (STEINHAEUER 1969 et 1970; SANTOS

NARVAEZ 1980; DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988) qui était caractérisée par une sursédimentation dont le gradient allait croissant du NNE (bordure occidentale du massif des Bauges) vers le SSW (Chartreuse septentrionale).

Simultanément, un second sillon se développait au sein même du domaine subalpin et plus précisément au niveau de la chaîne des Aravis, des massifs de Platé, du Haut-Giffre/Dents du Midi et de Morcles (fig. 1) qui occupaient à l'origine une position paléogéographique plus interne, à l'arrière du massif cristallin des Aiguilles Rouges (GOURLAY 1984; ESCHER et al. 1988).

Dans la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé, cette surépaisseur est principalement due à l'accumulation de résédiments (slumps) tandis qu'ailleurs, il s'agit d'une simple sursédimentation.

En ce qui concerne la moitié Nord de notre domaine d'investigation, ces deux sillons étaient donc séparés par le haut-fond que constituait le massif cristallin des Aiguilles Rouges (AMBERGER 1960; LANDRY 1978).

Un tel dispositif sédimentaire, nous amène à penser que la zone présubalpine et le haut-fond des Aiguilles Rouges ne sont en fait que l'enregistrement d'un seul et même événement tectonique qui s'est manifesté sous la forme d'un bloc basculé à vergence WNW.

Ce mouvement de rotation a d'autre part dû être affecté par un gauchissement qui permettrait d'expliquer la surépaisseur croissante des faciès présubalpins vers le SSW et leur disparition, tout au moins tels qu'ils ont été définis par STEINHAUSER (1969 et 1970), vers le NNE.

Par contre, si l'on compare les cartes de répartition de faciès du Berriasien inférieur et moyen (figs. 13, 14 et 15), on constate une nette similitude de faciès entre l'autochtone de St-Maurice (coupes 82 à 91) et la Chartreuse occidentale (coupes 3, 4 et 6).

Cela tend à prouver qu'au Nord de notre domaine d'étude, la plate-forme jurassienne et ses cortèges de dépôts s'étendaient vers l'Est jusqu'au massif cristallin des Aiguilles Rouges.

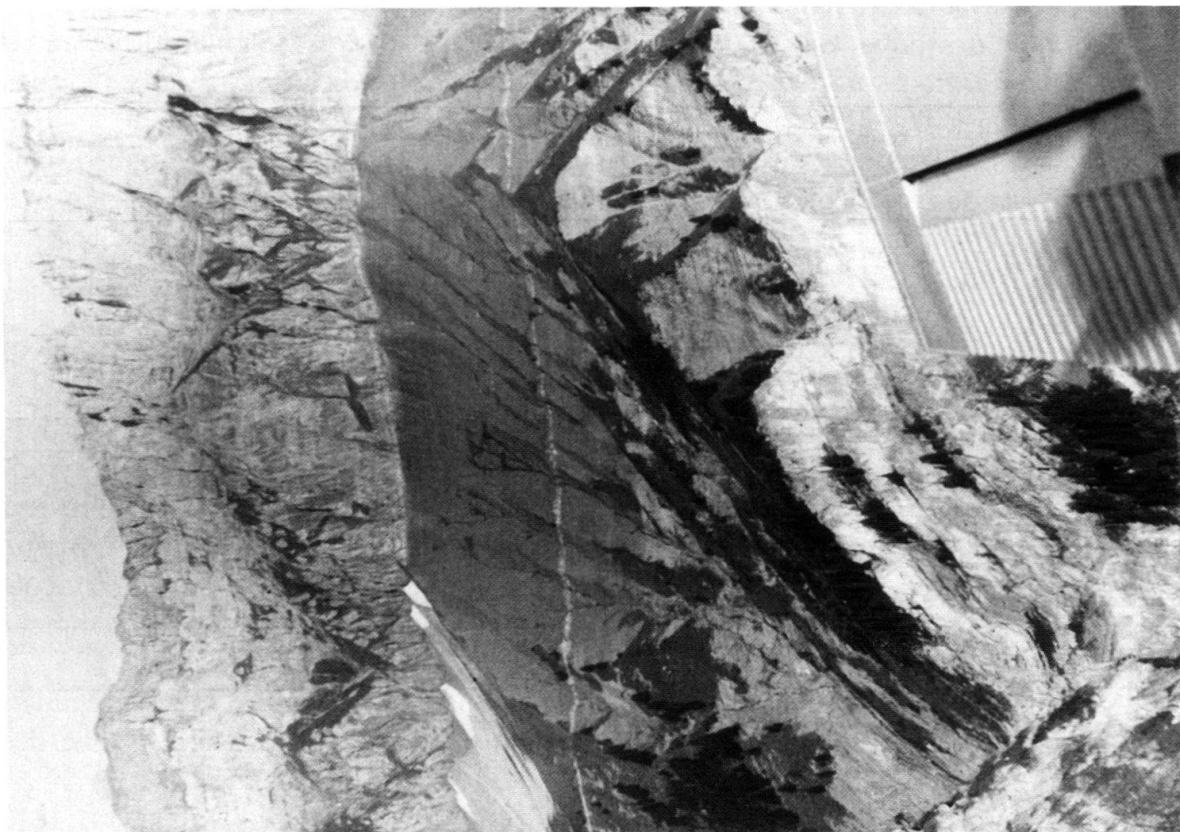
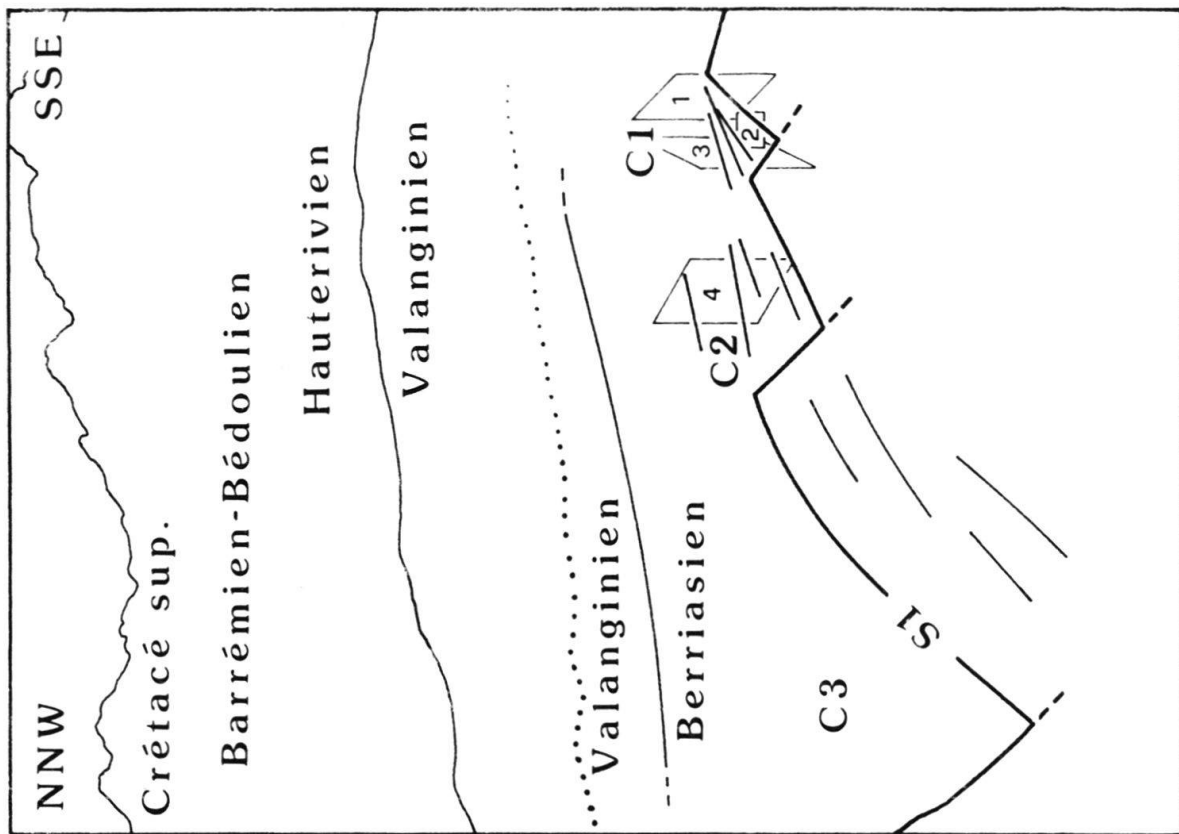
Ce dispositif tectonique est resté valable pour le Valanginien (figs. 17 et 18) mais l'accentuation du basculement vers l'WNW au cours du Valanginien inférieur a provoqué l'émergence du massif cristallin des Aiguilles Rouges et l'inversion du dispositif sédimentaire précédent (cf. 10.4).

12.2 Preuves directes: l'exemple du massif de Platé au Berriasien inférieur et moyen

Durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale), la bordure orientale du domaine subalpin était affectée par de nombreux glissements synsédimentaires sous-marins. Ces derniers se sont développés préférentiellement au niveau de la chaîne des Aravis et sur la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 1) où leurs épaisseurs cumulées atteignent 50 à 120 m. L'analyse géométrique de ces résédiments (DÉTRAZ et al. 1987) a démontré qu'ils se sont mis en place sur des pentes sédimentaires, d'orientation homogène (SW-NE), à vergence SE ou NW.

A ce titre, la bordure occidentale du massif de Platé qui offre une vue perpendiculaire à l'axe de ces paléopentes, s'est révélée plus démonstrative que la chaîne des Aravis.

Photographiée d'avion (fig. 23), elle permet de faire les observations suivantes:



– Le toit des calcaires micritiques massifs (surface S1), datés de la Zone B inférieure-moyenne, n'est pas plan. Au contraire, cette limite lithologique, autrefois confondue avec la limite Jurassique–Crétacé (KILIAN 1907), présente une géométrie en marches d'escalier. Leur hauteur atteint 15 à 20 m alors que leur extension horizontale varie entre 50 et 100 m. Elles délimitent trois compartiments successifs (C1, C2 et C3, fig. 23).

– Les dépôts berriasiens sus-jacents (Zones B supérieure à D3) montrent une nette augmentation d'épaisseur du SSE vers le NNW. Celle-ci s'accompagne d'une diminution progressive des valeurs de pendage.

L'organisation des dépôts, au sein des compartiments C1 et C2, est illustrée grâce à des photos prises à l'affleurement (figs. 24a et b, 25a et b). Leur cadrage est précisé sur la vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé (fig. 23).

Dans le compartiment C1 (fig. 24a), la limite supérieure des calcaires micritiques massifs (surface S1; N 110° E, 40° NE) et la base du faisceau de bancs calcaires sus-jacents (surface S2), délimitent un coin sédimentaire. Sa partie amont se caractérise par une succession de bancs fortement étirés et une stratification relativement bien ordonnée alors que sa partie aval fait l'objet d'un épaissement dû à une accumulation répétitive de slumps (fig. 24b).

Le troisième côté de ce coin sédimentaire est déterminé par un plan de faille d'orientation N 55°–60° E avec un pendage de 45° à 60° vers le SE. Il s'agit de la surface S3, visible sur la fig. 25a (le personnage cerclé donne l'échelle). Sur la même figure, on peut constater que cette faille est scellée par la surface S2 qui met alors directement en contact les calcaires micritiques massifs et le faisceau de bancs calcaires. Le premier banc de ce faisceau, que l'on peut suivre depuis le haut du compartiment C1 où il détermine un angle avec les dépôts sous-jacents (fig. 24a), a livré une association de calpionelles caractéristique de la Zone B supérieure-terminale, soit de la base du Berriasien moyen.

Deux troncatures intraformationnelles synsédimentaires (Ti: fig. 25b) sont visibles dans le compartiment C2 qui présente les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le compartiment C1.

Ces observations de terrain prouvent incontestablement que cette partie du bassin delphino-helvétique a été affectée durant le Berriasien inférieur et moyen (Zone B supérieure et terminale) par une tectonique synsédimentaire de type distensif.

Celle-ci s'est traduite par un morcellement du fond marin en une succession de blocs basculés hectométriques, limités par des failles d'orientation NE–SW.

Cette succession de petits blocs basculés s'effondrant progressivement illustre à échelle réduite les phénomènes de distention qui ont affecté la bordure orientale de la plate-forme jurassienne et celle du haut-fond des Aiguilles Rouges.

Fig. 23. Vue aérienne de la bordure occidentale du massif de Platé.

- 1: plan de la fig. 24a
- 2: plan de la fig. 24b
- 3: plan de la fig. 25a
- 4: plan de la fig. 25b

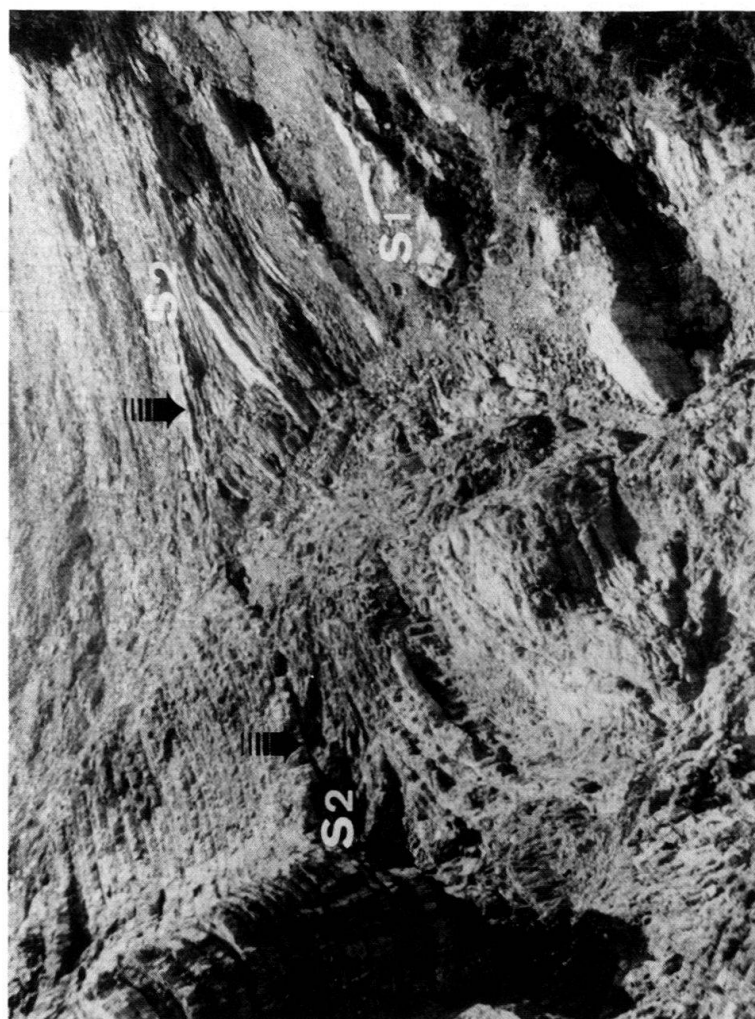
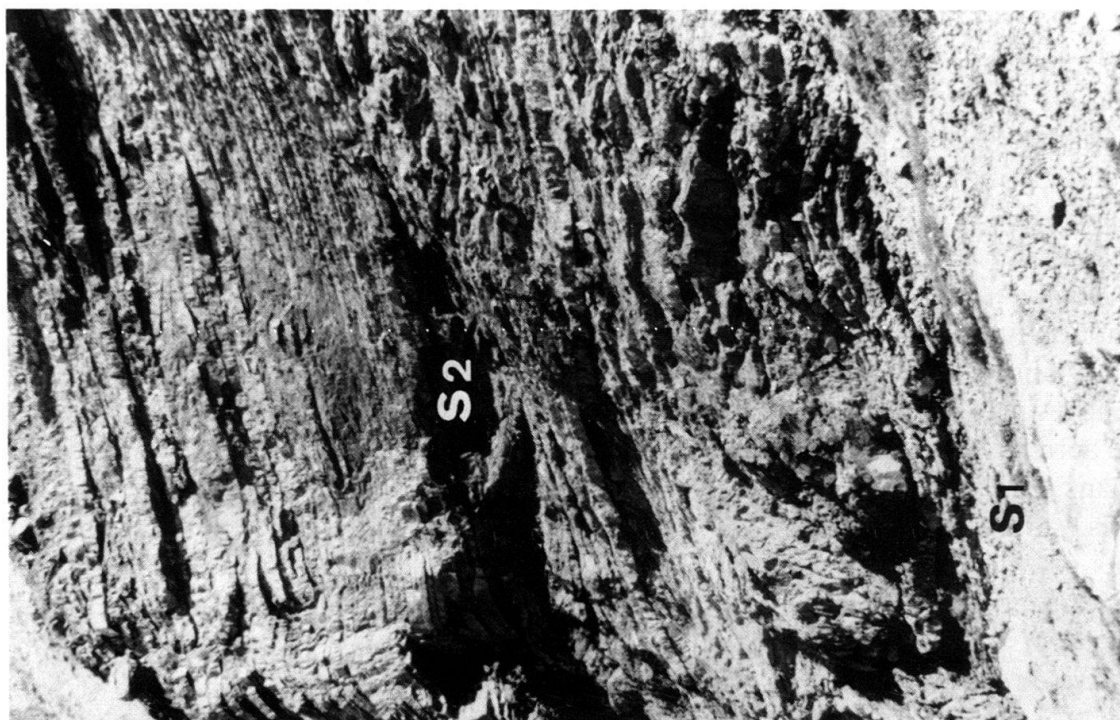


Fig. 24a et b. Détail du compartiment C1 (fig. 23).

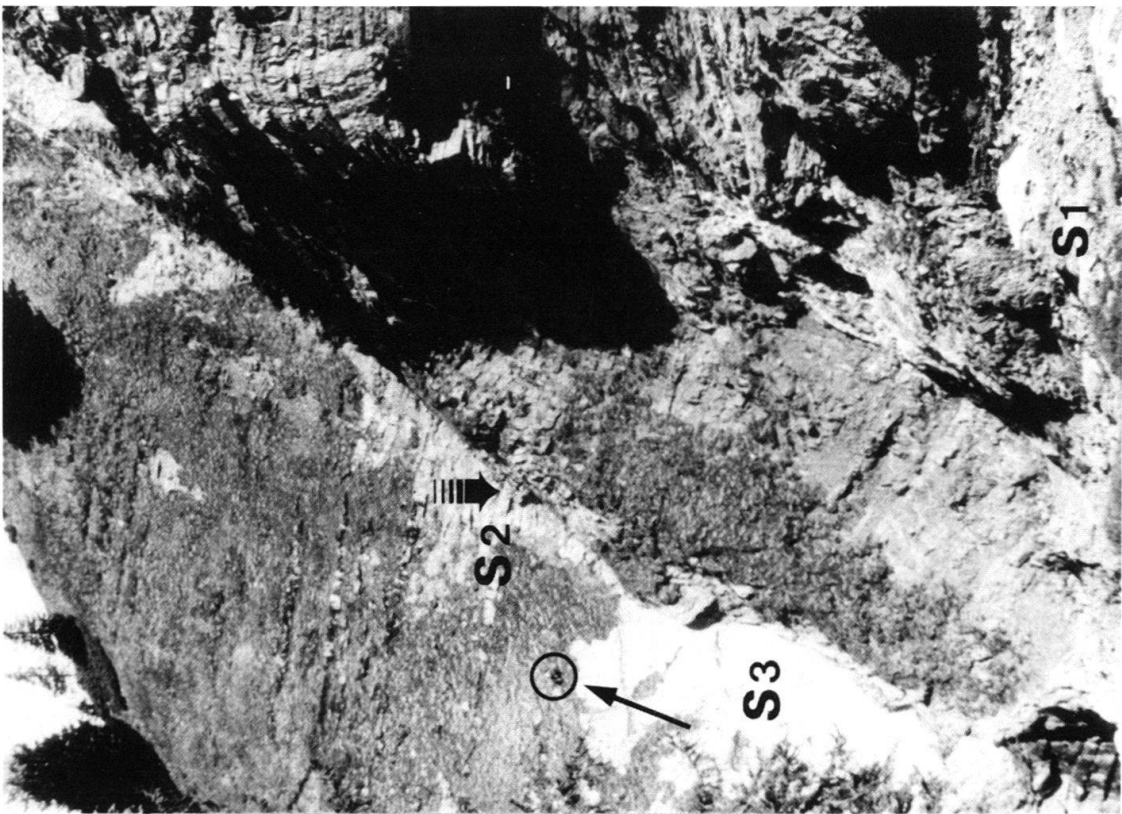
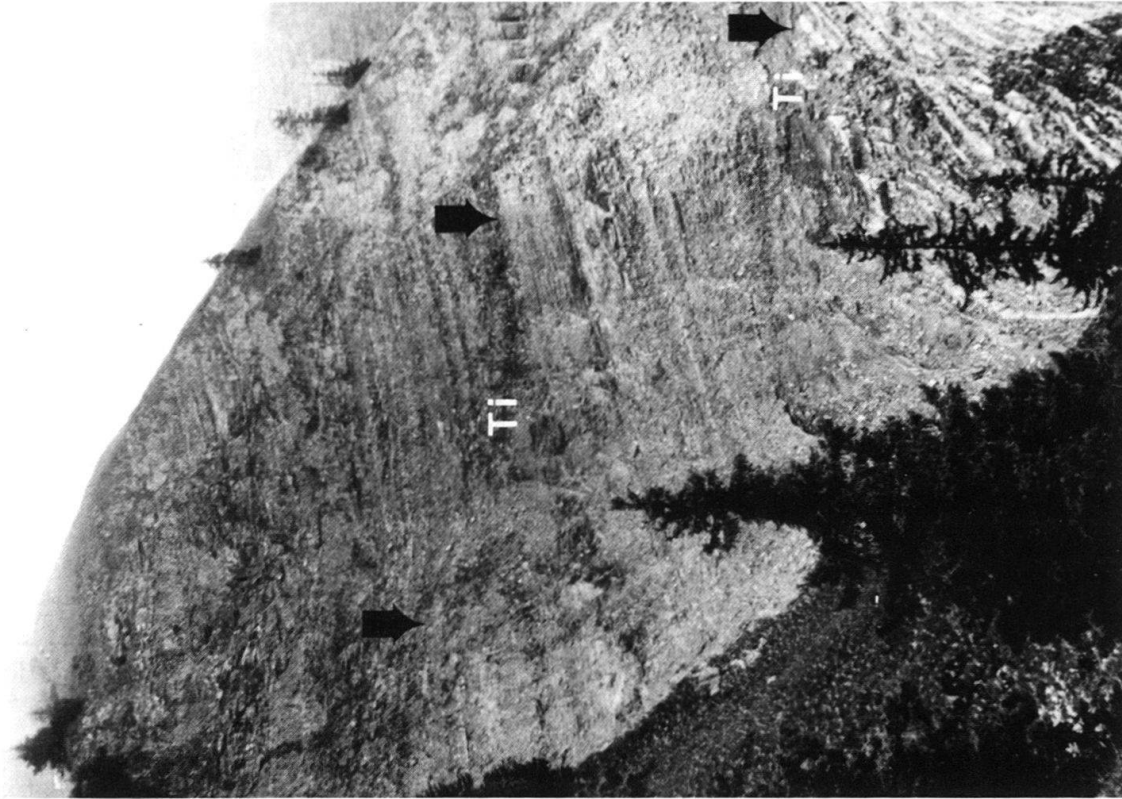


Fig. 25a et b. Détail des compartiments C1 et C2 (fig. 23).