Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 6 (1938-1941)
Heft: 3

Artikel: Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat
Autor: Bersier, Arnold
Kapitel: IV: Sédimentation et subsidence dans le bassin tertiaire vaudois
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-287459

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: 15.07.2025

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

CHAPITRE IV

Sédimentation et subsidence dans le bassin tertiaire vaudois

A. Faciès lithologiques et subdivisions stratigraphiques.

Dans la dépression périalpine, à la hauteur du Jorat, l'événement stratigraphique le plus caractérisé est la transgression de la mer burdigalienne. Cette invasion, qu'il ne faut pas considérer comme un épisode unique dans l'histoire du bassin, mais comme la plus ample d'une suite de récurrences du faciès marin, constitue en même temps le repère chronologique le plus propre à situer la série vaudoise dans l'histoire générale de la dépression.

Une coupure des plus nettes s'établit de la sorte dans la stratigraphie, où deux premières grandes subdivisions s'individualisent: la Molasse inférieure *oligocène* et la Molasse supérieure *miocène*. Le départ ainsi établi est, d'autre part, le seul qu'un argument paléontologique décisif vienne souligner.

Il convient de chercher maintenant en résumant les observations précédentes, limitées le plus souvent à de pures constatations lithologiques, dans quelle mesure elles permettent de préciser d'autres points de la stratigraphie. Auparavant, nous tenterons d'établir la relation entre les sédiments profonds de la zone molassique et le début de la série étudiée, plus récente.

1. L'Oligocène.

Les terrains les plus anciens affleurant sur les bordures alpines et jurassiennes de la dépression sont d'âge rupélien et chattien, encore que les premiers n'apparaissent que de manière disséminée. Ce sont eux qu'on représente sur les coupes transversales directement au-dessus du Crétacé et concordant avec lui, bien qu'à vrai dire nous ne soyons renseignés en aucune façon ni sur la stratigraphie, ni sur les accidents tectoniques du fond de l'avant-fosse.

Aussi cette figuration simple n'est-elle strictement valable que pour la bordure jurassienne à laquelle elle est d'ailleurs empruntée. Du rivage alpin, c'est-à-dire de la Molasse subalpine, nous ignorons presque tout, à la hauteur du tronçon vaudois surtout, où les charriages préalpins prennent une ampleur maximale. Enfin le tréfond axial ne peut être représenté

que par interpolation, méthode précaire au premier chef puisque cette zone, étant la partie centrale d'une aire de subsidence, peut avoir eu un comportement indépendant des bordures, ne s'inscrivant pas, ou du moins fort incomplètement dans les séries sédimentaires de celles-ci.

Rien n'indique donc si des sédiments molassiques antérieurs au Stampien se superposent au Crétacé dans l'axe du fossé, sous la zone bordière des Préalpes. Et pas davantage ne sommes-nous renseignés sur la nature pétrographique profonde de l'Oligocène inférieur sous le Jorat. Nous ne pouvons donc que raccorder les séries étudiées ici à celles que W. Custer **(15)** a décrites au pied du Jura, à partir de l'Urgonien.

Notons simplement que le Chattien du bord alpin, au-dessus de la Molasse rouge, présente un faciès littoral conglomératique généralisé; celui du rivage jurassien est essentiellement argileux ou marno-gréseux à tendance lagunaire nette. Ainsi semble s'affirmer très tôt l'origine alpine prépondérante des sédiments, et le comblement de la dépression se schématise en une décantation progressive, du S-E au N-W, des matériaux arrachés à la chaîne alpine naissante, et distribués par tailles décroissantes dès les embouchures des anciens cours d'eau. De cet ordre relatif des dépôts, nous sommes fondés à induire que les niveaux inférieurs profonds du Jorat sont de faciès plus grossier que leurs prolongements du pied du Jura, sans pourtant savoir si ce raisonnement implique l'existence en plus grande profondeur d'une sédimentation argileuse correspondant à une ouverture plus restreinte du bassin ou à un empiètement moindre du front alpin vers le N-W.

Au-dessus du Sidérolithique éocène pénétrant l'Urgonien, la formation molassique débute sur sa rive sub-jurassienne par des dépôts avant tout marneux, rougeâtres (Molasse rouge), d'âge probablement rupélien. Ce sont les plus anciens sédiments que nous connaissions au large du bassin péri-alpin. Les apports détritiques grossiers jurassiens se manifestent au sein de ces marnes par quelques amas de *gompholite*, conglomérat monogénique à éléments locaux, indices des premiers déplacements d'équilibre précurseurs de la chaîne. La partie supérieure de cette formation (complexe 1 de W. Custer, **15**, p. 34), à *Hélix* et gypse, témoigne d'un faciès lagunaire net.

Nul doute que la plus grande partie des matériaux constitutifs de cette première série soit d'origine alpine. Celle-ci va d'ailleurs se manifester plus clairement par le passage progressif à un complexe de grès glauconieux (complexe 2).

C'est là la plus ancienne des molasses proprement dites, premier écho d'une accentuation momentanée de l'orogénie alpine, accentuation qui s'efface progressivement, tandis que le premier régime sédimentaire calme se rétablit dans le bassin avec des formations à gypse et des intercalations de calcaires d'eau douce à *Chara* ou *Helix Ramondi*, BRONG., d'où l'âge chattien de cette série.

Après un long intervalle de tranquillité relative, la sédimentation se charge lentement en éléments détritiques plus volumineux (complexe 4) alternant avec des dépôts calcaires ou marneux. On est fondé à admettre qu'à ces épisodes gréseux correspondent, sur la rive opposée, des bancs de conglomérats chattiens pénétrant en coin dans la molasse. Parallèlement à l'envahissement des grès, les calcaires d'eau douce s'effacent, les gypses disparaissent totalement de même que les niveaux à *Helix*.

C'est vers la partie supérieure de ce complexe chattien, terminant une série à laquelle W. Custer attribue une puissance d'environ 300 m., que prennent place les premières couches dont il a été question au chapitre précédent: la série du ruisseau de Mex où dominent les argiles et marnes versicolores à intercalations de bancs gréseux sombres lités.

Dès lors, une autre forme de sédimentation envahit progressivement le bassin, dans laquelle les niveaux gréseux l'emporteront de beaucoup en puissance sur les marnes et argiles. Mais ce n'est point là une modification subite et l'affirmation du faciès gréseux s'effectue sans transition brusque, dans le même temps que le plongement vers le S-E se généralise et s'accentue rapidement.

Les calcaires d'eau douce, si fréquents au Chattien, apparaissent encore, en minces lits qui se font plus rares et se chargent d'argile: les périodes de ralentissement dans l'apport détritique sont plus brèves. La prédominance des grès, elle aussi, s'établit lentement: dans les coupes inférieures, les sédiments fins, argiles, marnes, macignos, généralement bigarrés, sont abondants; vers le haut, les bancs de grès s'épaisissent et les sédiments fins se réduisent à de minces intercalations.

D'autre part, dans cette épaisse série aquitanienne, un cycle sédimentaire tend à s'établir, superposant sans cesse des unités assez nettes, des *complexes gréso-marneux*. Les différentes phases de ce cycle peuvent être rassemblées en un complexe-type, dont tous les autres sont des figures plus ou moins complètes, dépourvues d'une ou plusieurs phases.

Un tel complexe débute à la base par un envahissement

brusque d'éléments grossiers sur les argiles ou calcaires terminaux du complexe précédent, en épousant strictement le toit, moulant les ripple-marks, les traces vermiformes, voire les sillons d'érosion déterminés par des courants précédant ou accompagnant l'apport grossier. Celui-ci atteint parfois la forme de graviers roulés mesurant plusieurs mètres de diamètre. Cette dimension décroît à mesure que se déposent les grès, tandis que les minéraux denses diminuent en importance.

Puis les matières argileuses, que leur ténuité contraignait jusqu'alors à flotter au large, font leur apparition; la molasse passe progressivement au macigno, que la diminution de la granulation, l'enrichissement en argile va transformer en une gamme de variétés lithologiques: grès marneux, marno-grès, marnes diversement colorées et chargées en matières détritiques microscopiques. La prédominance sur l'apport calcaire des silicates hydratés d'alumine et aussi de particules minérales ultrafines conduit ensuite aux argiles maigres. Enfin, les décantations argileuses elles-mêmes décroissent, et l'apport calcaire, qui semble s'être maintenu à peu près constant à travers les divers types de dépôt, subsiste seul: on passe au sommet du complexe aux vases calcaires, puis aux calcaires.

On peut dire, en somme, que le complexe aquitaninen se résume, dans une eau à calcarité maintenue, à une décroissance dans la taille et dans la proportion des apports clastiques.

L'Aquitanien n'est autre chose qu'une série de répétitions de ce cycle enchaînant à un rythme variable des complexes plus ou moins évolués, réduits dans certains cas à deux phases de sédimentation, à la superposition d'un macigno sur une molasse, à une série argileuse avec un mince marno-grès subordonné, ou à toute autre succession incomplète de termes lithologiques décroissants, voire à une récurrence de granulation grossière au sein d'un même banc de grès. Ces complexes, latéralement, ne paraissent pas constants sur une grande étendue, et fréquemment de nouvelles phases semblent s'y intercaler. Il ne s'agit en réalité que du jeu des ablations entre les complexes. La partie supérieure argileuse d'un complexe a été enlevée, et remplacée ensuite lors de la sédimentation succédant à l'ablation, par les grès de base du complexe suivant. De là l'apparence de passages latéraux rapides et déroutants [1].

[1] Il faudrait, pour que le phénomène exposé ici apparaisse dans toute son évidence, de très longs affleurements bien dégagés, tels qu'ils ne peuvent exister dans les ravins où les produits de désagrégation de la roche forment un voile recouvert de végétation. Cependant la démonstration peut être cons-

Les arguments paléontologiques de l'Aquitanien se réduisent, dans les limites de notre territoire, à fort peu de chose: des feuilles qui ne sont guère caractéristiques, des traces, à des niveaux localisés, de Foraminifères qui ne le sont pas davantage, un exemplaire de *Ostrea cucullata,* Born., et des dents de *Odontaspis cuspidata,* Ag., appartenant à des niveaux glauconieux.

Entre les couches chattiennes à *Helix Ramondi* et le début des grès coquilliers burdigaliens, est-il possible de situer quelque part la base de l'Aquitanien? D'un étage à l'autre, nous l'avons vu, le passage est progressif et le faciès lithologique évolue de manière suivie. La différenciation paraît devoir résider dans l'affirmation du cycle des complexes, et surtout dans l'augmentation de la proportion des grès. C'est donc en nous basant strictement sur l'évolution des caractères pétrographiques que nous avons fixé la limite chatto-aquitanienne à l'altitude d'environ 485 m. dans la Chamberonne.

2. La transgression burdigalienne.

Dans les trois vallées, Mèbre, Talent, Mentue, où il est possible de les observer, les passages Aquitanien-Burdigalien présentent de grandes similitudes. Les couches supérieures de l'Aquitanien sont toujours érodées. Aucun phénomène d'oxydation sur la surface limite ne peut laisser supposer que celle-ci ait été émergée avant l'invasion marine. Cette dernière paraît avoir pris possession d'une aire immergée.

Cette mer venait-elle du N-E ou du S-W, était-elle un golfe allongé dépendant de la Méditerranée rhodanienne ou du Bassin de Vienne, ou bien un long détroit les reliant? Il se peut que le premier de ces aspects ait été réalisé temporairement, mais l'érosion qui décapa l'Aquitanien, l'évacuation par la suite des matières argileuses et l'absence de tout caractère lagunaire nous autorisent plutôt à lui attribuer la forme d'un détroit balayé par des courants circulant entre les deux mers.

Le Miocène.

Après ce décapage du fond par les courants de jonction, la sédimentation reprit dans le bassin à une allure plus rapide. Au lieu du rythme aquitanien, le comblement prend un aspect désordonné, la stratification est irrégulière, entrecroisée. Le

tatée *de visu* et de manière frappante dans les très beaux complexes de Rovéréaz sur Lausanne — que nous décrirons ultérieurement en détail — dans un long affleurement récemment découvert bordant la route de la maison de Rovéréaz au pont de la Paudèze.

faciès gréseux grossier et les sédiments les plus fins sont encore des molasses. La calcarité augmente, relativement aux séries inférieures, et le ciment de calcite des grès les plus grossiers atteint et dépasse la moitié du poids.

La lithologie du Miocène se limite donc à des variétés de grès plus ou moins grossiers, compacts, coquilliers et glauconieux. La décantation des argiles et des marnes ne s'est plus effectuée, et malgré l'abondance du carbonate de chaux, jamais des calcaires proprement dits n'ont pu prendre naissance, l'apport des matières clastiques s'est poursuivi sans relâche.

Les feuilles, élément flottable si bien représenté à l'Aquitanien, se déposent plus rarement; de gros fragments ligneux, qui donneront les rognons de lignites pyriteux, tombent et roulent sur le fonds.

Le caractère marin se manifeste clairement par des foraminifères, des débris d'algues, des dents de Squales, de la glauconie abondante et surtout des quantités d'empreintes de Bivalves, dont les plus identifiables ne répondent qu'à quelques genres seulement, toujours les mêmes: *Mactra, Tellina, Tapes.*

Ces grès coquilliers, nous l'avons vu, existent à tous les niveaux du Burdigalien. Leur répartition est toute locale et ils ne forment pas d'horizons proprement dits, mais plutôt des amas lenticulaires dispersés. Leur fréquence et leur richesse en coquilles atteignent leur maximum dans les couches les plus élevées de la formation (Cornier, Aillérens). Serait-ce là l'indice de la présence de l'Helvétien dans le Jorat? Il se peut, sans que rien permette d'être affirmatif à ce sujet. On sait que cet étage présente, sur le plateau suisse, une grande identité de faciès avec le Burdigalien, dont seule le distingue sa faune. Il reste à souhaiter qu'un jour la reprise d'exploitations ou de fouilles dans le Haut-Jorat vienne nous éclairer sur ce point.

En somme, à le considérer dans son ensemble, on peut dire que le faciès molassique croît en grossièreté de la base vers le sommet de la formation. Or, puisqu'en se déplaçant vers l'E on monte dans la série, on en pourrait conclure que cette variation apparemment verticale correspond en réalité à une répartition horizontale des zones de décantation. C'est là une réserve qu'il importe de ne point perdre de vue; elle est bien loin cependant d'avoir une valeur absolue. On sait, en effet, que le faciès marneux et argileux de l'Aquitanien se poursuit très loin à l'E, dans la région de Lausanne, sous les grès grossiers du Burdigalien, et jusqu'aux zones chevauchantes de la molasse.

4. Le problème des roches-mères.

Dans quelle mesure les sédiments étudiés sont-ils révélateurs de la nature de leurs *roches-mères*? La molasse résultant de l'ablation de la chaîne alpine, on est à première vue porté à en conclure qu'on doit retrouver à travers la superposition des assises, l'image renversée des terrains sédimentaires ou des unités tectoniques manquant au faîte des Alpes, ou y déceler l'ordre orogénique de leurs massifs cristallins.

L'état d'avancement de la pétrographie molassique est certes bien loin de permettre à cet égard un jugement définitif. Mais encore, avant d'en chercher la solution, convient-il de mieux définir ce problème trop souvent posé sous sa forme théorique et simpliste.

Tous les sédiments décrits précédemment se ramènent, en première analyse, à: 1° des éléments minéraux détritiques, constituants et accessoires; 2° des argiles; 3° du carbonate de chaux à l'état de ciment calcitique primordial, puis enrichi secondairement dans les grès et à l'état de roche dans les vases calcaires. Passons en revue les roches-mères possibles de ces divers matériaux, d'après la pétrographie actuelle des Alpes, et en ne considérant que les roches essentielles.

1° Roches-mères des éléments détritiques:

a) Quartz, individualisés et filoniens : granites, aplites, gneiss, micaschistes, diorites quartzifères, diorites et gabbros, quartz des filons, quartzites, grès, minéralisations des calcaires, quartz élaborés aux dépens des feldspaths.

b) Feldspaths, orthose, microcline, plagioclases: granites, aplites, granulites, pegmatites, gneiss, micaschistes, syénites, diorites et gabbros, amphibolites, grès et minéralisations des calcaires.

c) Phyllites en général, muscovite, biotite, séricite, chlorite: granites, micaschistes, gneiss, etc., toutes les roches plus ou moins métamorphiques à chlorite et séricite, serpentines, chloritoschistes, altération des micas (chlorite dérivant de la biotite), phyllites de décomposition des feldspaths, remaniement des grès et schistes.

d) Grains détritiques divers de roches pouvant être différenciées: quartzites, cornéennes, phtanites, r. cristallophylliennes, microlithiques, calcaires siliceux, grenus, oolithiques, argileux.

e) Minéraux accessoires, par ordre de fréquence, *magnétite, grenats, zircon, tourmaline,* épidote, rutile, hornblende, staurotide, pyrite, sphène, anatase, corindon, brookite, andalousite,

sillimanite, disthène, or, topaze: toutes les r. de massifs et principalement toute la série métamorphique et basique, remaniement des grès et des minéralisations de calcaires anciens et filons.

2° Roches-mères des matières argileuses au sens large: *Altération des feldspaths, principalement des plagioclases*, trituration des phyllites, de la glauconie; argiles originelles des schistes, marnes, macignos, calcaires argileux; éléments submicroscopiques de toutes les roches-mères des éléments détritiques.

3° Roches-mères du carbonate de chaux: *Altération des plagioclases*, dissolution des couvertures sédimentaires, grains calcaires originels recristallisés dans la gangue, remaniement des ciments des grès. Origine organique (grès coquilliers).

Il faut considérer avec quelque attention ce simple tableau pour saisir véritablement le caractère de *détritus* d'un remplissage d'avant-fosse. Ce sont en fait toutes les roches alpines qui pouvaient entrer en jeu simultanément dans l'élaboration de chacune des trois grandes catégories des constituants des sédiments, et faire la part de chacune d'elles apparaît d'emblée une impossibilité.

Il apparaît aussi, à l'inverse de ce que l'on pourrait croire à première vue, que les roches-mères sédimentaires ont une importance tout aussi considérable que les cristallines et cela jusque dans les grains minéraux des molasses. Nous sommes quant à nous porté à faire une large part aux minéraux remaniés des grès alpins, principalement des grès du Flysch, qui constituent eux-mêmes à la bordure des Alpes un détritus alpin fort analogue à la Molasse, et qui se trouvaient justement par le voisinage de la nappe molassique dans une zone d'érosion particulièrement rapide, à profils hydrographiques très relevés. De la même manière, il est hors de doute que la bordure alpine du fossé molassique, redressée tectoniquement, a elle-même été reprise et rejetée une nouvelle fois dans la fosse, les étages inférieurs de la formation intervenant à leur tour dans la constitution des étages supérieurs de l'axe du bassin. C'est donc un brassage multiplié qu'une sédimentation d'orogenèse; et c'est à poser le problème qu'il surgit dans toute son inextricable complexité.

En vérité, c'est au Flysch qu'il conviendrait de l'appliquer tout d'abord, puisqu'il est la première, dans le temps et dans l'espace, des sédimentations d'orogenèse importantes du massif. En ce cas, le tableau des roches-mères précédent, dressé pour la Molasse, est également valable pour le Flysch, avec toute la

difficulté de son interprétation. A envisager la Molasse avec ses remaniements de Flysch, le problème est déjà du second degré; il s'aggrave encore dans le cas de la reprise des sédiments molassiques de bordure. A parler clair, il est donc présentement insoluble.

Une seule observation donnera la mesure de notre incapacité à cet égard: l'érosion tertiaire qui s'attaquait en même temps aux couvertures sédimentaires et aux massifs cristallins, noyaux des nappes supérieures, lames et éclats des socles, devait s'exercer dans la suite des temps et par l'enfoncement des vallées, toujours plus activement sur ces derniers. Or, au contraire, la calcarité des molasses augmente considérablement dans les séries supérieures du Burdigalien. Faut-il voir là l'indice des premières émersions jurassiennes, ou peut-être un apport d'origine plus lointaine lié à la transgression ?

La classe des minéraux lourds ou accessoires peut-elle fournir dans cet imbroglio des indices plus certains que celle des constituants essentiels? Comme ces derniers, ils ont été sujets aux remaniements, et certains d'entr'eux doivent à leur grande résistance de l'avoir été plus encore; on sait qu'un zircon, par exemple, supporte aisément plusieurs cycles sédimentaires. Des nombreux résidus ou sections que nous avons examinés une règle se dégage : *les minéraux lourds sont, en nombre, variété et dimension, en fonction directe des dimensions granulométriques des éléments essentiels*, des quartz principalement. Cette uniformité de présence fait qu'ils ne constituent pas un critère significatif de différenciation des roches-mères, fussent-elles simplement cristallines.

A vrai dire, en ce qui concerne les minéraux lourds, l'échantillonnage au hasard des affleurements est une méthode imparfaite — bien que seule praticable — et ne permet pas de conclure d'une manière définitive. Seules pourraient y prétendre des analyses systématiques sur une même verticale, répétées en réseau serré, telles qu'on tente de les pratiquer maintenant pour la liaison stratigraphique des sondages rapprochés dans les champs pétrolifères gréseux. Encore conviendrait-il que ces investigations portassent sur le travers entier du bassin. De toute manière, ce serait un labeur considérable; de tels procédés ne sont d'ailleurs pas à portée des recherches scientifiques pures.

Toutefois, on sait que le problème des roches-mères, si ardu à la seule lumière des éléments minéraux des grès, se simplifie dans le cas des conglomérats subalpins. Les recherches doivent donc avant tout se porter sur ces derniers. Mais

cette question sort de notre cadre puisque cette zone ne s'étend pas jusqu'au Jorat. On pourra, dans le tronçon vaudois, l'appliquer aux épais Poudingues du Mont-Pélerin dont les grès joratiens, pour le Chattien au moins, représentent la fraction suivante de décantation des eaux oligocènes, et qui doivent théoriquement relever de roches-mères communes. Cependant, à considérer d'une part ces conglomérats du Pélerin et d'autre part les grès chattiens qui, situés plus au large, leur sont contemporains, on relève immédiatement un défaut de correspondance dans l'indice des roches-mères. Les galets des conglomérats appartiennent surtout à la classe des calcaires et grès siliceux, phtanites, jaspes et radiolarites; les galets cristallins, eux, y sont rarissimes, pour ainsi dire inexistants. Pourtant, les grès de la zone de décantation suivante, par leur richesse en éléments quartzeux, feldspathiques et micacés, se révèlent nettement originaires de roches cristallines pour une part majeure. Où faut-il chercher la cause de cette divergence?

Les galets de granite et de gneiss sont voués, on le sait depuis Fayol, à une destruction particulièrement rapide par l'effet conjugué des actions chimiques et mécaniques lors de leur transport par les cours d'eau. Une douzaine de kilomètres de cheminement suffisent, d'après lui, pour désagréger les feldspaths et les transformer en argile, donc pour réduire les galets à l'état de grains, alors que les calcaires siliceux, les phtanites par exemple, fournissent des galets plus résistants. De là l'incohérence des renseignements fournis, dans l'éventail de dispersion qui nous occupe, par les conglomérats et les grès. C'est dire qu'on ne saurait induire, de l'absence ou de la rareté de tels galets cristallins dans le delta, que l'érosion n'entamait pas les massifs profonds ou les noyaux des nappes supérieures. Les granites et gneiss des conglomérats polygéniques n'indiquent donc que la proximité des affleurements dont ils relèvent.

On voit par là que l'étude génétique des conglomérats doit être précédée d'observations relatives à la résistance au transport des divers matériaux alpins, à partir des affleurements, et cela dans les alluvions actuelles des cours d'eau alpins eux-mêmes. Faute de cette base, les interprétations tirées des statistiques de galets des anciens deltas sont nulles.

Ces remarques n'ont d'autre but que de montrer à quel degré de confusion atteint le problème de la paléographie des roches-mères, sitôt que, s'écartant de la conception simpliste, on tente de la préciser quelque peu. Il serait déjà vain, reconnaissons-le, de prétendre à reconstituer l'état géologique

actuel des Alpes par l'analyse de l'alluvion du Rhône dans le Léman. Encore est-ce une timide spéculation que cette comparaison entre un appareil hydrographique considéré dans un temps restreint et la multiplicité des aspects successifs de l'érosion tertiaire dont nous voudrions, à travers les fugitives péripéties tectoniques de la chaîne et de son bassin bordier, reconstituer la mouvante histoire.

Et pourtant cette question si ardue, en dépit de son inextricable aspect actuel, retiendra certainement encore longuement les chercheurs futurs, au moins en quelques-unes de ses parties, tant elle a de prix, aussi bien pour l'histoire du démantèlement du relief alpin que pour la stratigraphie de l'avant-fosse.

B. La subsidence et l'histoire du bassin.

L'épaisseur de la série molassique à l'W de l'axe anticlinal a toujours été une énigme. Pour nos prédécesseurs, la puissance donnée par la différence des altitudes du sommet du Jorat et du Léman, environ 500 à 600 m., paraissait un maximum pour une série d'apparence horizontale et tranquille.

Les coupes établies dans l'Oligocène du pied du Jura, dans la région de Chavornay et de Cossonay **(15)**, donnent aussi l'impression d'une formation peu puissante, de 200 à 300 m., persistant à l'E avec la même allure, en épousant les ondulations du substratum urgonien.

En fait, des pendages prononcés et continus du Chattien supérieur et de la base de l'Aquitanien relevés au cours de cette étude, il ressort que cette tranquillité n'est qu'apparente et que les bancs jusqu'ici subhorizontaux ou ondulés vont s'enfoncer profondément avec une surprenante rapidité.

L'amorce de cet enfoncement est extérieure au Jorat, puisque dans la région de Mex déjà on relève des pendages de 12°. Dès lors, vers l'E, cette descente se généralise, toutes les couches des Chamberonne et de la Mèbre, en une puissante masse monoclinale, plongent de 10 à 25° vers le S-E, avec un maximum dans l'espace Petite-Chamberonne—Mèbre, suivi d'une diminution progressive vers le Haut-Jorat. On est de la sorte conduit à admettre sous ce massif, pour la seule formation molassique, une puissance de plusieurs milliers de mètres. Cependant, tous les sédiments témoignent d'un dépôt peu profond, voisin de l'altitude zéro de l'ancienne nappe d'eau lacustre ou marine, sans jamais un indice de sédimentation profonde. Ce caractère, d'une remarquable constance, n'est pas propre à la bordure jurassienne ni au Jorat; il subsiste à l'E

de l'axe anticlinal et jusque dans la molasse chevauchante de la partie centrale du bassin.

Un tel phénomène est incompréhensible si l'on ne fait appel à la notion de subsidence. Par elle au contraire tout s'explique et s'ordonne, et les faciès que nous venons de décrire prennent un sens particulièrement significatif. La persistance de conditions bathymétriques toutes pareilles à travers l'épaisse série monoclinale s'enfonçant vers l'axe du bassin nous autorise à admettre que *le Jorat appartient à la bordure occidentale d'une aire de subsidence typique.*

Il est trop tôt, faute de connaissances précises sur l'ensemble du bassin, pour reconstituer l'allure générale du fossé de subsidence. La nécessité de déterminer au mieux la place de la zone joratienne dans cette unité paléogéographique nous oblige pourtant à en esquisser les grandes lignes.

Pour toute aire de subsidence un problème se pose, resté jusqu'ici sans solution probante: le facteur d'approfondissement de la fosse est-il le poids résultant de l'accumulation des sédiments, d'une poussée orogénique s'exerçant sur elle, ou encore de la conjonction de ces deux composantes, la première étant simplement déterminante de la forme d'action de la seconde?

Il est clair que le bassin molassique a été soumis à compression puisque les pulsations alpines se sont transmises par son intermédiaire jusqu'aux plis jurassiens. Cet effort s'est exercé sur le bassin en cours de comblement déjà antérieurement au paroxysme alpin. Mais soit qu'on fasse intervenir la poussée alpine, soit au contraire qu'on attribue l'affaissement à la seule charge des sédiments, il faut admettre que la courbure du fond dut être asymétrique; la zone d'approfondissement maximum ou axe de subsidence se trouvait plus proche du bord alpin que de la rive jurassienne. C'est, en effet, sur ce bord alpin que s'accumulait la charge principale des alluvions, seuls les derniers restes de la décantation atteignaient la bordure opposée. Schématiquement, la sédimentation a donc pris la forme d'une masse rapidement épaissie dès les embouchures alpines, s'effilant progressivement vers l'W, et l'affaissement maximum devait correspondre à la masse principale. Si l'effort tangentiel intervient seul, la progressivité de son amortissement vers l'W se traduit aussi par une accentuation de flexure sur le front alpin de l'avant-fosse. Enfin la simultanéité des deux actions ne saurait conduire à une conclusion différente.

Une conséquence immédiate de cet état de chose est que

le ralentissement des pendages vers le Haut-Jorat, jusqu'à la quasi tabularité, n'indique pas l'emplacement de la partie profonde du fossé. D'ailleurs, nous y reviendrons plus loin, les assises du Jorat n'occupent plus leur altitude originelle; elles ont été surélevées et leur subhorizontalité résulte d'un gauchissement du bord occidental du fossé atténuant le premier plongement des couches, qui se raccordaient à l'E par le fond du bassin à la molasse subalpine ou chevauchante. Le Jorat se situe donc sur la partie occidentale du fossé entre la zone de bordure jurassienne et la zone axiale de plus grand fléchissement.

Les divers épisodes de l'histoire du bassin sont conditionnés par cette subsidence, et interprétés à travers elle, s'enchaînent plus rationnellement.

Dès l'Oligocène, l'enfoncement du substratum crétacé a dû se manifester. Il se peut fort que l'origine de ce mouvement soit plus ancienne et que des formations remontant à l'Eocène occupent la partie axiale de l'avant-fosse, sans que rien, sous la puissante série oligo-miocène n'en vienne trahir l'existence profonde; et notre ignorance reste totale, disions-nous plus haut, sur la genèse du bassin et de sa subsidence, sur son élargissement graduel vers le N-W, et sur la forme de ses premiers dépôts.

Au Chattien, la dépression périalpine nous apparaît, toute la partie subalpine étant libre de sa couverture de nappes déferlées, comme un large bassin dans lequel les cours d'eau descendant des premières cordillères alpines amassaient des alluvions de toutes sortes s'ordonnant vers le large. Aux conglomérats chattiens du rivage succédaient des grès, des macignos, des marnes puis des argiles. Celles-ci atteignaient, sur la plate-forme jurassienne, l'emplacement des actuels synclinaux molassiques, et s'étendaient probablement plus loin encore. Sur cette bordure à faciès plus ou moins lagunaire (St-Sulpice), la sédimentation était des plus lentes; quelquefois gréseuse, plus généralement argileuse, elle passait par des stades de ralentissement extrême où seuls se déposaient les calcaires.

Mais déjà l'orogénie alpine se faisait sentir sur l'avant-pays; les gompholites résultent de ruptures d'équilibre dues aux pulsations transmises jusqu'à la bordure jurassienne.

Dans cette zone, soit par suite de la moindre charge sédimentaire, soit par le freinage progressif du resserrement de l'avant-fosse, la subsidence est peu active; et ce n'est guère qu'à l'E d'une ligne joignant, en gros, Morges à Yvonand, que l'enfoncement s'accentue.

Puis la chaîne alpine s'édifiant plus complètement, ses unités préalpines empiétant sans doute davantage sur le littoral périalpin, la sédimentation détritique sur la bordure opposée s'accroît par de brusques arrivées de matériel grossier. C'est le début de l'Aquitanien, et la susidence manifeste une activité croissante. Sous l'effet de l'approfondissement les éléments grossiers envahissent le large : un complexe gréseux s'amorce brusquement. Puis, le comblement s'effectuant, l'entraînement des matériaux diminue et le grain des molasses décroît en même temps que s'amincit la nappe d'eau. A travers elle, seul finit par parvenir l'apport calcaire mêlé aux matières argileuses, tandis que les conglomérats et les grès grossiers continuent le chargement du littoral. Au voisinage du rivage W, s'individualisent de petits bassins plus ou moins fermés, dont la vie, tenue en échec jusqu'alors peut-être par le trouble des eaux chargées de matières limoneuses, et beaucoup plus probablement par les variations constantes de salure, prend possession : des *Chara*, des *Ostracodes*, des traces vermiformes en sont la preuve. Mais, de manière subite, une nouvelle subsidence approfondit le fond, un nouveau complexe débute. L'enfoncement est si brusque que la rupture d'équilibre entraîne plus d'une fois le développement de courants érodant la partie supérieure du complexe affaissé, et l'apport grossier est si soudain qu'il moule ces traces d'érosion, ou les ripple-marks et les sinuosités vermiformes du mur argileux ou calcaire. Ainsi, en comparaison des durées de sédimentation, *la subsidence se manifeste par enfoncements brusques*. La hauteur des complexes donne le rythme de cet enfoncement.

L'histoire de l'Aquitanien n'est qu'une suite de subsidences superposant une longue série de complexes. A deux reprises au moins (complexes de Camarès et du Bouzinet) ces affaissements déterminèrent des transgressions soudaines établissant un régime nettement marin dans le bassin. Il ne s'agit point là de salures accidentelles, comme la simple existence de la glauconie pourrait le laisser supposer, une *Ostrea*, des dents de *Squales*, des *Foraminifères*, témoignent que la relation s'établit avec une mer ouverte. Il est peu probable qu'il s'agisse de jonctions pareilles à celle du Burdigalien entre le golfe rhodanien de la Méditerranée et le bassin de Vienne. Sans doute la communication s'établit-elle entre la nappe d'eau et une seule de ces mers dont un bras pénétrait suivant l'axe de l'avant-fosse.

A vrai dire, l'influence marine dut s'exercer sur le bassin de manière plus ou moins continue non seulement durant

l'Aquitanien mais pendant tout le comblement tertiaire. La salure des eaux dut se modifier sans cesse au hasard des connexions ou des envahissements marins et, d'autre part, des apports d'eau douce en bordure des aires exondées. Ce sont ces variations constantes de salure, cette prsistance du faciès saumâtre variable, qui sont à l'origine de la stérilité en fossiles de la série. Par moment, le faciès lacustre l'emporta, mais c'est une généralisation erronée que de considérer toute la série aquitanienne (Molasse grise de Lausanne) comme d'eau douce.

Le Chattien lui-même offre une variabilité de faciès toute pareille. Les *Helix* n'existent que par niveaux localisés; l'existence de grès glauconieux, la présence de gypse, sont le fait d'un faciès variable, à épisodes marins ou saumâtres. Quant au faciès saumâtre de la molasse à Potamides de St-Sulpice, il n'est guère douteux.

Vers la fin de l'Aquitanien, les subsidences se font plus importantes, le faciès gréseux prédomine; il y a lutte entre l'approfondissement et le comblement, mais le premier l'emporte et soudainement livre passage à la transgression marine burdigalienne en un long détroit côtoyant le front de l'arc alpin. *Cette transgression s'apparente ainsi aux précédentes invasions marines; seule l'échelle du phénomène a varié*: à une oscillation négative plus importante du fond correspond un envahissement plus ample, une manifestation accentuée des caractères marins. Une telle subsidence dut affecter une longue zone du fossé, ouvrant un chenal de connexion des deux mers. D'autre part, l'érosion des sédiments aquitaniens par les courants reliant les deux bassins fut incomparablement plus intense que celle des antérieures attaques post-subsidentes du fond.

Dès lors, le cycle sédimentaire déterminant le complexe gréso-marneux ne joue plus; la sédimentation gréseuse se poursuit sans relâche, les phases de ralentissement correspondant aux dépôts argileux n'existent plus. Le mouvement rythmé de la subsidence a-t-il pris l'allure d'un enfoncement régulier dans le temps? Des récurrences de granulation grossière dans les grès, des arrivées brusques de matériaux grossiers à stratification entrecroisée sur des lits de grès fins (route de Sottens) indiquent des mouvements soudains d'affaissement comparables à ceux de l'Aquitanien. L'étude de la sédimentation du Burdigalien nous a appris que l'horizontalité du fond se modifiait rapidement, que des ruptures d'équilibres entraînaient des remaniements de sédiments, que des décantations

en masse intercalées dans des grès à éléments classés trahissent des rapprochements de la ligne de rivage, des resserrements ou des élargissements du bassin. Tout cela parle d'un affaissement accéléré dans lequel n'apparaît aucune périodicité. Il est vrai que les phases argileuses, absentes de la sédimentation, ne scandent plus la mesure de la subsidence.

Cet enfoncement heurté, rapide et désordonné, est le contrecoup d'une activité orogénique accrue de la chaîne voisine. Le Burdigalien, pourrait-on dire, d'après le faciès molassique, correspond à une période d'intense tectonique alpine.

C. La phase finale : comblement ou émersion.

L'histoire géologique apparente du Jorat est comprise entre deux énigmes, et pas plus que nous ne sommes renseignés sur sa sédimentation profonde, nous ne savons ce qu'il advint de cette portion du bassin après le Burdigalien. Sa stucture nous autorise pourtant à concevoir pour elle deux modes d'évolution dernière: un comblement passif ou une émersion hâtive.

Les particules les plus ténues de l'alluvionnement burdigalien entraînées par les courants du bras de mer, ne se sont pas sédimentées. A aucun moment, par la suite, les séries marno-argileuses ne se réintroduisent dans la partie supérieure du Miocène du Jorat, d'où l'on ne peut conclure à une fermeture de la communication entre les deux mers, à un retour au stade de golfe, au faciès saumâtre ou d'eau douce, prélude d'un comblement final de la dépression.

On peut supposer que l'érosion pliocène et quaternaire a enlevé à la molasse sa couverture helvétienne marine, sans doute peu importante comparativement aux séries inférieures, plus un revêtement tortonien d'eau douce plus ou moins important. La sédimentation l'aurait donc emporté sur la subsidence, soit par l'atténuation de cette dernière, soit par l'accentuation de l'apport alluvial des Alpes, acheminant le bassin vers une mort lente par comblement. Puisqu'aussi bien ce point de vue paraît devoir conserver, faute de l'existence de ces niveaux sur la partie méridionale du plateau, son caractère hypothétique entier, nous voudrions souligner ici un autre aspect de la phase finale du bassin.

La tabularité des assises du Jorat, nous l'avons dit, n'est pas originelle. Celles-ci devaient participer au plongement subsident du bord occidental vers l'axe d'enfoncement du fossé. A tout le moins, cette molasse n'a pu se déposer que sous

l'altitude zéro de la mer miocène, que rien ne nous autorise à considérer comme très différente du niveau actuel des océans. Une action orogénique l'a donc portée à sa hauteur présente, supérieure à 900 m. Or l'accident tectonique dont il faut envisager le plus immédiatement les conséquences pour le Jorat, est l'axe anticlinal de la bordure E de ce massif, qui se poursuit longuement sur le plateau. Cet axe ne représente pas le début d'un affaissement du plateau sous le poids des unités préalpines; il s'apparente aux chevauchements de la zone subalpine résultant de la compression intense de l'avant-pays molassique. De la sorte, l'axe apparaît non plus comme une simple flexure, mais comme un véritable anticlinal penché, dont le flanc W, primitivement incliné vers le centre du bassin, a été ramené au voisinage de l'horizontalité. Le Haut-Jorat résulte ainsi d'un bombement, d'une ascension des masses comprimées du front.

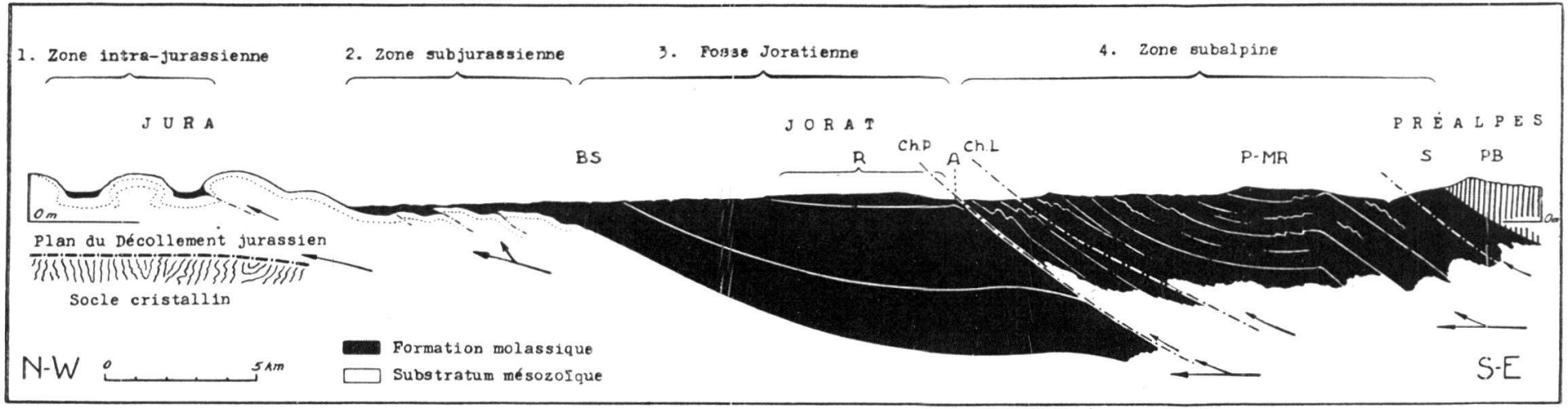
Il est permis, une fois admis le principe de ce mouvement, de le supposer en action au moment où la mer miocène occupait encore le plateau. Cette hypothèse paraît vraisemblable sur le bord d'un tronçon alpin dont l'orogénie fut particulièrement intense, plus avancée dans le temps que celle des ailes latérales de l'arc, ce que semble confirmer encore le type plus profond des faciès de la dépression périalpine vers le N-E et le S-W. Ainsi en pleine activité sédimentaire, précédant le comblement total du bassin, le Jorat aurait émergé de la mer miocène.

Cette ascension du fond, si précoce ou tardive qu'on l'imagine, oriente vers divers problèmes tectoniques, trop généraux pour trouver place ici, relatifs à la molasse front-alpine et à ses rapports avec les Préalpes. Leur solution apportera entre autres une contribution précieuse à l'étude des facteurs déterminants de la morphologie pliocène et quaternaire.

Compris de la sorte, le stade final se subordonne aux lois de l'évolution des aires de subsidence ou géosynclinales; et les transformations de la dépression périalpine s'apparentent en quelque manière à celles du géosynclinal alpin. Insister ici sur cette analogie serait par trop sortir du cadre, très restreint, de cette étude de détail. Aussi bien ne nous y attarderons-nous point davantage maintenant.

* * *

L'avant-fosse molassique a donc dès le Stampien une histoire propre et bien délimitée, sédimentaire d'abord, puis, et conjointement, tectonique et finalement morphogénique. Elle



ESQUISSE DE SITUATION DE LA FOSSE JORATIENNE DANS LE BASSIN MOLASSIQUE

1, Zone des petits bassins intrajurassiens oligo-miocènes, à sédimentation pré- et syntectonique, extrême large de la sédimentation détritique molassique, mêlée à une sédimentation autochtone à faciès de *mimétisme* jurassien, dans des lagunes soit dépendantes, soit détachées par le décollement jurassien, du grand bassin. (Avant-pays du géosynclinal molassique).

2, Zone subjurassienne, partie externe des éventails de dispersion détritique des deltas subalpins, à faciès marneux (Stampien) affectée d'accidents subjurassiens (type Mormont-Goumoëns-Chevressy-Chamblon-Lac de Neuchâtel, zone d'émergence de l'infrastructure crétacée déchargée du faix molassique).

BS, Bordure isoclinale de la fosse de subsidence, à plongement originel au S-E.

3, Fosse Joratienne, frange externe de l'avant-fosse alpine à faible déformation tectonique (Stampien-Burdigalien).

R, Région de redressement du plongement originel par la poussée des chevauchements du S.E.

A, Axe « anticlinal », flexure monoclinale au voisinage des chevauchements (avec complications secondaires du type des chevauchements voisins). Plus exactement anticlinal penché de compression (voir p. 185).

4, Zone de la Molasse subalpine oligocène à faciès marno-gréso-conglomératique, à marge N-W chevauchant la fosse Joratienne.

Ch. P, Chevauchement de la Paudèze (chevauchement majeur).

Ch. L, Chevauchement de la Lutrive.

P-MR, Région des conglomérats du Mont-Pélerin, surmontant, avec passage graduel, la Molasse rouge.

S, Complexe chevauchant d'âge stampien (Baumberger).

PB, Recouvrement de la frange S-E de la fosse molassique par la Nappe des Préalpes bordières, sous laquelle se poursuit la Molasse rouge, jusqu'à rejoindre à 20 km. au S-E, entre le bord radical des Préalpes et le front des Nappes helvétiques, la Molasse du Val d'Illiez.

Les flèches indiquent le sens de la poussée tangentielle alpine. Les flèches bifides montrent d'une part la transmission générale de l'effort alpin à travers la masse molassique et son infrastructure jusqu'au décollement jurassien, et d'autre part la résultante partielle de cette poussée, appliquée à la déformation, dans le sens des chevauchements, d'une partie de cette masse.

Remarque: L'existence, exposée au cours du présent travail, d'une puissante fosse de subsidence dans l'axe de la formation, nous permet d'esquisser cette interprétation générale, un premier essai, du bassin molassique vaudois et de sa signification tectonique. Le dessin de la zone subalpine relève en partie des travaux d'anciens auteurs et de E. Ritter (**14**) en ce qui concerne les chevauchements principaux, de E. Gagnebin [1] pour la partie frontale des Préalpes, de E. Baumberger [2] pour l'âge du complexe stampien. La tectonique de cette zone doit être en réalité d'un détail plus complexe, de très nombreuses surfaces de stratification ayant joué le rôle de plans de glissement. Ces détails, non encore élucidés faute, avant tout, d'éléments de différenciation stratigraphique suffisamment sensibles, relèveront d'études ultérieures. Cette dernière remarque est également valable pour la tectonique de la zone subjurassienne.

[1] E. Gagnebin. — Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, **1924**.

[2] E. Baumberger. — Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. *Eclogae*, vol. 24, **1931**.

figure ainsi, à l'envisager uniquement en elle-même, l'évolution complète d'une «zone faible» de l'écorce terrestre.

Mais elle représente plus encore: le dernier aspect du géosynclinal alpin. Toutes ses péripéties trahissent sans cesse son étroite liaison à la zone alpine. Relayant l'avant-fosse du Flysch dans le temps et dans l'espace, l'avant-fosse molassique apparaît et se développe à une période particulièrement active de l'orogenèse de la chaîne. Sa présence et son rôle au front des Alpes ne relèvent ni de l'accessoire, ni de l'exceptionnel, elle est bien la forme ultime des « formations de montagne » de Marcel Bertrand [1]. Elle satisfait à un processus suivant lequel l'érection des chaînes détermine sur leur bordure, ou dans leur sein même, un dépôt sédimentaire puissant, mais relativement restreint en étendue, dont la genèse résulte des lois d'ablation et de transport, mais aussi des déformations de l'infrastructure. La particularité de ces fosses syntectoniques, c'est que la sédimentation et l'orogenèse y participent non pas successivement, mais en s'y conjuguant dans le même temps, et pendant toute la durée du comblement. Il en résulte un faciès complexe, révélateur d'une période d'évolution géologique remarquablement intense et vivante: le *faciès Molasse,* représenté avec une saisissante originalité dans l'avant-fosse de la jeune chaîne alpine. De la netteté de son dessin, due à la rapidité et à la fraîcheur relatives de son développement, on extraira sans doute des lignes directrices pour l'étude des faciès Flysch, d'une tectonique plus accentuée, mais si voisins génétiquement; peut-être aussi aidera-t-elle à la compréhension d'autres avant-fosses, particulièrement de celles de la chaîne hercynienne, les bassins houillers, dont la grande analogie apparaît clairement. Mais, avant tout, ce qu'il reste à lire dans l'ensemble du bassin molassique, c'est un des plus grands chapitres de l'histoire des Alpes.

---

[1] Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *C. R., 6e session du Congrès géol. internat. à Zurich* (1894).