
PLISSEMENT PAROXYSMAL ET SURRECTION DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

par Jacques **DEBELMAS**

SOMMAIRE. — Trois phases de contraction peuvent être décelées, dont la première était mal connue jusqu'ici : une phase Eocène inférieur s.l. mais pouvant s'amorcer dès la fin du Crétacé supérieur par places, une phase Sannoisien inférieur et une phase Ponto-Pliocène.

Chacune de ces phases est suivie de mouvements verticaux de réajustement, positifs et négatifs, éventuellement accompagnés de volcanisme. On peut aussi déceler, pour les deux premières phases, la propagation d'une onde de surrection se faisant d'E en W.

RIASSUNTO. — Si possono distinguere tre fasi di raccorciamento, di cui la prima finora mal conosciuta : una fase dell'Eocene inferiore s.l., forse localmente abbazzata già dalla fine del Cretaceo superiore, una fase del Sannoisiano inferiore ed una fase del Pontico-Pliocene.

Ognuna di queste fasi è seguita da movimenti verticali di assestamento, positivi o negativi, eventualmente accompagnati da manifestazioni vulcaniche. Si può inoltre riconoscere, per le due prime fasi, la propagazione di un'onda di sollevamento avanzante dall'E all'W.

ÜBERSICHT. — Drei Phasen der Kontraktion können unterschieden werden, deren erste bis heute wenig bekannt war : eine Phase des unteren Eozän, im weitere Sinne, die sich aber an einigen Stellen schon am Ende der oberen Kreide ankündigen kann, eine Phase des unteren Sannoisian und eine Phase der Pontische Stufe und des Pliozäns.

Jede dieser Phasen ist gefolgt von angleichenden Vertikalbewegungen, positiver oder negativer Art, die eventuell von Vulkanismus begleitet sind. Ausserdem kann man für die beiden ersten Phasen eine Ausbreitung einer Welle der Aufrichtung feststellen, die von Ost nach West fort schreitet.

Il est assez remarquable qu'une chaîne aussi classique que les Alpes occidentales dans leur secteur franco-italien n'ait pas fait jusqu'ici l'objet d'une tentative de corrélation de tous les faits connus, afin d'arriver à

dresser un tableau, même schématique et provisoire, du déroulement de son paroxysme tertiaire. Ceci est dû au fait que les Alpes, en raison de leur émergence précoce au début de cette ère, ne comptent finalement que peu de terrains tertiaires post-orogéniques. D'autre part, l'extrême complexité des structures a fait que certains secteurs n'ont été élucidés que ces toutes dernières années. Il reste d'ailleurs bien des énigmes, mais l'état d'avancement des travaux portant tant sur la structure même du massif que sur la stratigraphie des bassins périphériques permet aujourd'hui non pas de donner une synthèse, encore prématurée, mais de montrer l'état actuel de la question, et en particulier les lacunes de nos connaissances.

J'ajouterai que la nomenclature stratigraphique de cet article est en gros celle du *Traité de Stratigraphie* de M. GIGNOUX (5^e éd., Masson, Paris, 1960).

PLAN DE L'ETUDE

PREMIÈRE PARTIE. — LES FAITS

Chapitre I. — *Le secteur Sud.*

- A) Les bassins tertiaires :
 - nummulitiques;
 - néogènes.
- B) La chaîne alpine s. str.
 - La progression de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.
 - La tectonisation des unités subbriançonnaises et briançonnaises.
 - La tectonisation de la zone externe.
- C) Résumé.

Chapitre II. — *Le secteur Nord.*

- A) Les bassins tertiaires.
 - Le versant padan.
 - Le versant dauphinois et savoyard.
- B) La chaîne alpine s. str.
 - Les massifs subalpins.
 - Les massifs cristallins externes et leur couverture.
 - Les zones internes.
- C) Résumé.

DEUXIÈME PARTIE. — CONCLUSIONS

- La phase éocène inférieur.
- La phase sannoisienne.
- La phase ponto-pliocène.
- Comparaison avec les autres chaînes géosynclinales de la Méditerranée occidentale.

PREMIERE PARTIE

LES FAITS

Afin de rendre cet exposé plus clair, il a paru indispensable d'examiner successivement les parties Sud et Nord du tronçon alpin envisagé. Nous distinguerons donc :

- 1) Les Alpes méridionales (maritimes et dauphinoises);
- 2) Les Alpes septentrionales (ou savoyardes), la limite passant à peu près sur la transversale du Pelvoux.

CHAPITRE I

LE SECTEUR SUD

(fig. 1 et 2)

A) Les bassins tertiaires.

1) *Le Nummulitique.*

a) SUR LE VERSANT FRANÇAIS, il est surtout représenté par la formation dite des *grès d'Annot*, qui, aux approches du Pelvoux, prennent le nom de *grès du Champsaur* et, en Dévoluy, celui de *grès de Saint-Disdier*. Ces grès forment le terme supérieur d'une classique « trilogie » (calcaires, marnes, grès), en partie priabonienne.

Cette formation gréseuse, plus rarement conglomératique, est extrêmement intéressante car elle représente le remplissage d'un bassin sédimentaire périalpin à une époque décisive, la limite Eocène-Oligocène.

Y. GUBLER (1958) et D. STANLEY (1961) lui ont consacré des études détaillées dont nous ne retiendrons que les grandes conclusions :

1) *L'âge des grès* varie d'E en W : ils sont plus vieux sur le pourtour de l'Argentera (Priabonien supérieur-Oligocène inférieur) que plus à l'W (Oligocène inférieur probable), ce qui est conforme aux idées de J. BOUSSAC (1912). Les termes les plus récents sont même sannoisien supérieur et stampien inférieur (grès de Saint-Disdier-en-Dévoluy, conglomérats de

Barrême-Clumanc, dans les Basses-Alpes, et de Saint-Antonin, dans le Var). Ils marquent la fin du régime marin.

2) *L'origine des sédiments.* — Ils proviennent de l'érosion de la couverture permotriasique de l'Argentera, plus rarement de son socle, mis à nu au cours de soulèvements survenus au cours du Priabonien. Il y a aussi des apports du S et de l'W, mais leur origine est encore mal élucidée, ainsi que le rôle exact du Pelvoux, et à plus forte raison celui des zones internes. Cependant, à ce dernier point de vue, le conglomérat de Barrême-Clumanc apporte des faits intéressants (J.-C. CHAUVEAU et M. LEMOINE, 1961), car outre des galets locaux, on y trouve aussi des faciès intra-alpins (flysch à helminthoïdes, ophiolites, radiolarites, quartzites), ce qui montre que les nappes correspondantes étaient déjà en proie à l'érosion. Par ailleurs la présence d'un galet de roche à glaucophane, certainement alpin, indique que cette érosion avait déjà entamé des formations ayant subi le métamorphisme alpin.

En ce qui concerne le grès d'Annot, D. STANLEY a pu reconstituer approximativement les limites du bassin qui se présente comme une zone de subsidence alimentée par l'érosion de régions voisines exhaussées. On a donc bien l'impression que cette formation est le résultat de mouvements de réajustements positifs et négatifs.

Or ces grès montrent des éléments volcaniques, de nature andésitique. On les trouve à Clumanc, près de Barrême (S. BŒUF, B. BIJU-DUVAL et Y. GUBLER, 1961) et à Saint-Antonin, dans le Var (J. GOGUEL, 1952). Ce volcanisme est également classique dans les grès du Champsaur (P. BELLAIR, 1957; M. VUAGNAT, 1947). Il est donc probable que les oscillations verticales ayant donné naissance à tous ces grès se sont faites suivant des plans de failles qui ont laissé sourdre un volcanisme réduit au cours d'une phase de détente.

— *Avant le dépôt de ces grès*, se sont déposés, comme on l'a dit, des marnes, que la microfaune permet de dater du Priabonien moyen ou supérieur, et des calcaires (Priabonien inférieur ou Lutétien supérieur). Le total formant la « trilogie » classique évoquée.

Mais sous cette trilogie les formations tertiaires sont rares.

Dans l'Arc de Vence (L. GINSBURG, 1959), ce sont des sables et des argiles bigarrés avec, à leur sommet, quelques calcaires lacustres attribués au Lutétien et concordants sur la série sous-jacente. Sables et argiles reposent sur des terrains quelconques, car on est là à la limite du domaine affecté par la phase anté-danienne de Basse-Provence (A.-F. DE LAPPARENT, 1938). Le Priabonien est transgressif sur ce Lutétien ainsi que sur les sables rouges et le Mésozoïque, ce qui indique une *légère phase provençale* dont les traces disparaissent rapidement vers le N.

Dans l'arc de Castellane, il s'agit surtout de conglomérats plus ou moins torrentiels, à galets sénoniens qui traduisent des mouvements de socle (« conglomérat d'Argens » d'Y. GUBLER, 1958), mais nulle part on ne peut les dater exactement, car ils ne sont pas en relation avec les calcaires lacustres lutétiens connus par places. De sorte que l'on ignore s'ils sont ou non un écho de la *phase provençale* (Lutézien supérieur) d'A.-F. DE LAPPARENT (1938).

En Dévoluy (Luz-la-Croix-Haute), ce sont des sables réfractaires, des poudingues à galets de quartz et des croûtes siliceuses désertiques qui, malheureusement, n'apportent pas de précisions quant aux mouvements qui ont mis à sec cette région au début du Tertiaire, mouvements qui se traduisent par la discordance des poudingues nummulitiques sur le Sénonien (P. LORY et A.-F. DE LAPPARENT, 1937; L. GLANGEAUD et M. D'ALBISSIN, 1958).

— Pendant le dépôt de ces grès du Champsaur, mais au-delà du bassin marin qui leur donnait naissance, on connaît quelques formations continentales intéressantes. Par exemple, dans le synclinal de Montfroc, au N de la Montagne de Lure, J. FLANDRIN (1961) a décrit dans un Sannoisien continental, des lentilles de conglomérats à galets de roches locales abondantes, d'ophiolites, de radiolarites, de calcaires du Malm briançonnais et autres, ce qui confirme les résultats fournis par le bassin de Barrême.

— Après le dépôt des grès d'Annot ou de Champsaur, se déposent des sédiments continentaux attribués classiquement au Stampien ou à l'Aquitaniens (A.-F. DE LAPPARENT, 1938) : c'est la « mollasse rouge » des nombreux bassins tertiaires de l'arc Digne-Castellane (Barrême, Taulanne, Blieux, Faucon-Gigors) et du Dévoluy. La paléogéographie stampienne (Stampien moyen ou supérieur à Barrême) apparaît fondamentalement différente de la précédente, ce qui traduit des mouvements entre Sannoisien et Stampien, ou au Stampien inférieur. On voit s'épandre de façon quelconque, et en discordance constante, des formations continentales rouges et détritiques, à nombreux galets alpins. Puis viennent des calcaires lacustres qui se prolongent probablement dans l'Aquitaniens. Il est à noter que ces dépôts se sont accompagnés de déformations qui se traduisent par de multiples discordances intraformationnelles ou cartographiques.

Là où la mollasse rouge repose directement sur le Mésozoïque plissé, il devient impossible de séparer la part du plissement post-sannoisien, de celle des plis antérieurs, en général orientés E-W et qui peuvent être provençaux ou même plus anciens (phase crétacé moyen du Dévoluy). C'est le cas, par exemple, des petits lambeaux de mollasse rouge de la région d'Esclançon au N de Digne.

b) SUR LE VERSANT ITALIEN, les formations de base du Tertiaire sont extrêmement intéressantes. On connaît en effet des terrains oligocènes post-tectoniques transgressifs sur la bordure alpine et qui reposent sur des structures déjà achevées. Les récentes recherches de Cl. LORENZ (1960, 1961) ont montré que les niveaux les plus anciens, continentaux, sont stampiens, et peut-être même, par places, sannoisiens. La transgression marine est seulement de l'Aquitainien.

2) Le Néogène.

a) SUR LE VERSANT PADAN DES ALPES MARITIMES (P. GABERT, 1962).

Le Néogène est représenté par des sédiments assez fins, avec cependant des lentilles de conglomérats au voisinage des Alpes. Les galets y sont de toute nature. A ce sujet, il est intéressant de signaler que jusqu'au Miocène supérieur, les galets alpins (et apennins) se retrouvent jusqu'au N d'Alexandrie. Après le Miocène supérieur, par contre, il s'individualise un synclinal allongé, courant de Cuneo à Alexandrie par Saluces et Asti, donc arqué vers le NW, qui fonctionnera ensuite comme zone de subsidence jusqu'au Quaternaire. P. GABERT a montré que cet arc est dû à un mouvement d'ensemble du bâti apennin vers le NW. Il n'a donc rien à voir avec la tectonique alpine propre, mais nous verrons cependant que ce mouvement a eu une certaine influence sur les plis de la région niçoise.

On comprend donc que le Miocène supérieur est une époque importante pour ce versant padan. Il se marque d'ailleurs par *une discordance nette du Pliocène qui est franchement transgressif*. La subsidence pliocène est également importante (800 à 1 000 m vers Asti), Mais les sédiments restent fins (marnes et grès), ce qui s'explique probablement par des raisons climatiques et peut-être aussi par le fait que les mouvements alpins étaient lents et continus.

Mais le fait le plus intéressant est l'existence d'un *fort mouvement de relèvement à la fin du Pliocène* : l'Astien sableux vient fossiliser la base des versants alpins à plus de 500 m d'altitude. On connaît d'ailleurs des failles affectant ce Pliocène et le dénivellant peu à peu sans lui donner pour autant une inclinaison notable.

Ce mouvement de relèvement post-pliocène a été également signalé *sur le versant maritime des Alpes ligures*. ROVERETO (1934) par ex. a montré que les dépôts pliocènes de la Riviera ligure sont de plus en plus élevés de l'E vers l'W (95 m à Gênes, 475 m à Vintimille, 542 m à Grimaldi), ce qui correspond aux valeurs indiquées pour le versant padan. Mais du côté maritime, les dépôts ont une pente de 10 à 20°, comme si le relèvement avait été moins cassant.

Par ailleurs le début du Quaternaire contraste brusquement avec le Pliocène par ses dépôts puissants de conglomérats qui ravinent même parfois le Pliocène argilo-sableux. Ces caractères traduisent probablement un changement de climat, mais certainement aussi une surrection des massifs alpins. Les conglomérats pleistocènes sont eux-mêmes déformés, ce qui montre que les mouvements se sont perpétués au cours du Quaternaire. On connaît d'ailleurs des failles qui ont fonctionné du Pliocène au Quaternaire. Par exemple à Saluces, un escarpement de faille bien visible au Bric Landonia (colline de Saluces) se prolonge dans la plaine, peut-être jusqu'au coude du Pô. Cette faille sépare 2 domaines, l'un au N, subsident, où le Pliocène descend à $-2\ 800$, l'autre au S où le Pliocène descend seulement à $-1\ 500$. Il y aurait là une faille pliocène et quaternaire dont le rejeu atteindrait $1\ 300$ m. Certaines de ces failles peuvent être encore actives (J. ROTHE, 1948).

Tous ces faits démontrent l'importance des mouvements verticaux depuis le Pliocène jusqu'à nos jours.

b) LE BASSIN DU VAR, LES ARCS DE NICE ET DE VENCE.

Après le dépôt des grès d'Annot, la région a dû émerger et subir une certaine érosion ainsi que des déformations, car la *Mollasse de Vence*, d'âge burdigalien supérieur (L. GINSBURG, 1959), est transgressive sur des couches antérieures variées. Elle remanie des produits volcaniques andésitiques que l'on retrouve en d'autres points (Antibes, Cap d'Ail, Biot, Villeneuve-Loubet). L'âge de ce volcanisme a été beaucoup discuté mais les observations récentes de L. GINSBURG permettent de montrer qu'il est antérieur à la transgression de la mollasse de Vence. Son âge serait donc Miocène inférieur ou Oligocène terminal.

Dans l'*Arc de Vence*, le Tortonien est discordant sur l'Helvétien et contient localement d'énormes blocs écroulés de Malm. Il correspond donc à une première secousse tectonique. Mais il est lui-même chevauché par les plis frontaux de Caussols, à leur tour recouverts par la Brèche de Carros, que L. GINSBURG a montré être de la limite Pontien-Pliocène. *Les grands chevauchements sont donc pontiens*. Ils ont été suivis de mouvements de soulèvement vers l'intérieur puisque le Pliocène varois est incliné à 20° S et s'élève du niveau de la mer jusqu'à une altitude de 700 m environ près de Levens.

Dans l'*arc de Nice*, les choses sont plus confuses, car on manque de précisions stratigraphiques. Le Miocène supérieur en effet n'est pas connu, sinon par les *poudingues deltaïques de Roquebrune* (J. BOUCART, 1960), avec ses galets de radiolarites et d'ophiolites, et peut-être même par le *poudingue du Mont-Cima* (J. VERNET, 1962), conservé dans un synclinal plus interne que celui des classiques poudingues pliocènes du Var. De

fait, alors que ces derniers sont riches en galets cristallins et permien du massif de l'Argentera, celui du Mont-Cima les montre beaucoup plus rarement, mais abonde par contre en galets de grès d'Annot. Il traduirait donc une dénudation encore faible du massif de l'Argentera et la conservation à cette époque d'une couverture importante de grès dans la région intermédiaire. De plus les poudingues du Mont Cima seraient ravinés par les marnes bleues plaisanciennes. Il y a donc beaucoup de chances pour qu'ils soient de la limite Miocène-Pliocène.

Comme ils recouvrent en discordance les plis de l'arc de Nice, il est assez normal de considérer, avec B. GÈZE (1960) *que le plissement principal de cet arc est pontien.*

Or le Pliocène est également plissé, et suivant des lignes qui sont grossièrement parallèles à celles de l'arc de Nice (J. VERNET, 1962). Le plissement de cet arc s'est donc prolongé au cours du Pliocène et a accentué les structures pontiennes tout en agrandissant son domaine. Par ailleurs, ce Pliocène est soulevé à des altitudes supérieures à 700 m.

Par contre, en arrière de l'arc lui-même, les déformations offrent un style assez différent. Il ne semble plus y avoir plissement plus ou moins régulier d'un train de plis vers l'W, mais *les accidents transversaux deviennent la règle.* Le plus typique d'entr'eux est le grand accident Monaco-Sospel-Breil-La Brigue. Cet accident s'est probablement individualisé à l'origine comme une déchirure, lors du premier glissement de la couverture de l'Argentera, à l'Oligocène (M. LANTEAUME, 1962), mais cet accident a ensuite rejoué au Néogène, après avoir subi une évolution morphologique accentuée, qui avait, par exemple, largement mis à nu les gypses de base de sa couverture. Ce rejeu s'est fait sous une poussée orientée vers le NW, ce qui a permis l'édification de structures complexes. Or on peut remarquer que cet accident se situe dans le prolongement du grand synclinal Cuneo-Saluces, qui résulte également d'une poussée pontienne orientée au NW, et qui a continué à jouer en fosse de subsidence au Pliocène. Nous avons dit que la genèse de ce synclinal était liée à un mouvement d'ensemble du bâti apennin vers le NW. On peut donc en déduire que les accidents transverses des Alpes-Maritimes résultent de l'interférence d'un mouvement du socle apennin (dirigé vers le NW) et de ceux du socle alpin (orientés vers l'W ou le SW).

Au Quaternaire, les déformations de l'Arc de Nice se sont prolongées. B. GÈZE (1960) a montré combien elles étaient complexes et d'interprétation difficile, puisqu'elles se présentent tantôt comme des basculements ou des gauchissements, ailleurs comme le résultat d'un serrage de socle pouvant entraîner des extrusions, diapiriques ou non, des décoiffements et des chevauchements épiglyptiques.

J. VERNET (1962) n'hésite pas à attribuer à ces mouvements la surrec-

tion du Dôme de Barrot et l'affaissement du grand bassin à tectonique calme des Alpes varoises.

Il est en tout cas certain que dès le début du Quaternaire commence une importante sédimentation détritique indiquant le soulèvement d'ensemble de la chaîne.

c) LE BASSIN DE VALENZOLES, au front des écaïlles de Digne-Castellane, est également très intéressant. C'est une véritable zone deltaïque où les sédiments néogènes atteignent une épaisseur de près de 3 km, soit trois fois celle des dépôts contemporains de la vallée du Rhône.

Le Néogène y est toujours concordant sur le Stampien et le Sannoisien, et la sédimentation reste normale jusqu'au Pontien : Burdigalien et Vindobonien montrent les faciès classiques de la vallée du Rhône. C'est seulement avec le Pontien que réapparaissent les conglomérats (donc le soulèvement de la zone d'origine des galets). Ces conglomérats représentent la partie inférieure de la célèbre série des « poudingues de Valensoles », dont A.-F. DE LAPPARENT (1938) a montré qu'elle se terminait dans le Pliocène. Les galets consistent en roches locales (écaïlles de Digne) avec des ophiolites, radiolarites, quartzites des zones internes.

Alors qu'au centre du bassin de Valensoles la série des poudingues est concordante dans tous ses termes, on voit au contraire que, sur la bordure orientale, les poudingues supérieurs sont discordants, ce qui traduit *une phase de mouvements à la limite Miocène-Pliocène* (2^e phase alpine d'A.-F. DE LAPPARENT).

Par ailleurs, ces poudingues supérieurs (comme toute la série sous-jacente) sont eux-mêmes plissés, comme refoulés devant les chevauchements de l'arc de Digne. *L'existence de mouvements post-pliocènes* est donc certaine, mais d'après A.-F. DE LAPPARENT ils n'auraient fait qu'accentuer légèrement les structures antérieures.

Les hautes terrasses quaternaires de la Durance et de la Bléone sont en discordance sur les poudingues de Valensoles et parfaitement horizontales. La dernière réplique des mouvements ponto-pliocènes est de la limite Pliocène-Quaternaire.

B) La chaîne alpine s. str.

Tout ce domaine méridional des Alpes est caractérisé par l'existence d'une importante nappe de charriage, *la nappe du Flysch à Helminthoides*, qui a fait l'objet de travaux récents (M. LANTEAUME, dans les Alpes-Maritimes, et D. KERCKHOVE, dans l'Embrunais-Ubaye). On peut, dans une certaine mesure, suivre le déroulement de sa mise en place et, par lui, connaître l'évolution des autres zones internes alpines, en particulier les zones subbriançonnaise et briançonnaise.

1) *La progression de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.*

C'est dans les Alpes-Maritimes qu'on peut la suivre le plus nettement (M. LANTEAUME, 1962). On admet maintenant que le matériel de cette nappe est d'âge néocrétacé et qu'il s'est déposé dans le bassin de Gênes, la nappe glissant ensuite vers l'W par-dessus le Briançonnais, sur une semelle plus ou moins bien conservée de terrains piémontais. Le passage de cette nappe s'est donc fait *avant* le Stampien ou le Sannoisien qui reposent transgressivement sur le Briançonnais dénudé, et d'autre part le passage ne peut s'être fait *qu'après* le dépôt des termes les plus récents du Briançonnais, Subbriançonnais et Autochtone, chevauchés par la nappe.

Dans le Briançonnais, la sédimentation se termine avec le Priabonien inférieur ou moyen, qui a un faciès de calcaires à Nummulites et non pas de Flysch, ce qui indique que le domaine briançonnais a gardé jusqu'au paroxysme le caractère géanticlinal qu'il avait acquis à la fin du Trias.

Dans le Subbriançonnais, la sédimentation prend fin avec le Priabonien moyen ou supérieur qui a, par contre, un faciès Flysch, et ceci depuis le Lutétien ou le Priabonien inférieur.

Dans l'Autochtone oriental, la sédimentation se termine avec les grès d'Annot, certainement priabonien supérieur.

Ainsi d'E en W, l'âge des derniers dépôts est de plus en plus jeune. On pourrait penser à une surrection progressive dans ce sens des différentes zones. Mais la nappe du Flysch a cheminé dans le même sens ; elle n'allait pas évidemment de culmination en culmination mais au contraire glissait sur un plan incliné de l'E vers l'W : les zones recouvertes devaient donc être « déprimées » pour que la nappe s'y dirigeât. Il est donc assez probable que c'est le passage de cette nappe qui a arrêté la sédimentation. La nappe a ainsi passé successivement sur le Briançonnais et le Subbriançonnais à la fin du Priabonien et atteint le domaine externe au cours de l'Oligocène inférieur, c'est-à-dire à un moment où, dans sa zone d'origine, commençait peut-être la sédimentation post-orogénique de l'Oligocène ligure.

Il est plus difficile de préciser le moment du décollement de la nappe, qui se situe évidemment entre le Crétacé supérieur (âge de son matériel) et le Priabonien moyen (âge du premier terme chevauché). Cela laisse un laps de temps considérable. Or dans l'Autochtone, le Subbriançonnais et le Briançonnais, il y a lacune constante de l'Eocène inférieur et du Lutétien inférieur, probablement par émergence généralisée. De plus dans l'unité subbriançonnaise frontale du col de Tende se produit, à la même époque, une véritable phase tectonique qui conduit au plissement puis à l'érosion de la série mésozoïque.

On est donc conduit à l'idée d'une contraction de socle à cette époque, provoquant une simple oscillation verticale des plateformes stables de l'Autochtone et du géanticlinal Briançonnais mais, par contre, un écrasement du sillon souple que constituait le Subbriançonnais et probablement une véritable « dévagination » des fosses plus internes que le Briançonnais. Est-ce que cette dévagination a constitué à elle seule une culmination suffisante pour permettre le glissement vers l'W de la nappe du Flysch et du matériel piémontais, ou bien cette culmination a-t-elle été un phénomène secondaire, plus tardif, succédant à l'écrasement, il est encore difficile de le dire. Mais comme il s'écoule beaucoup de temps entre la contraction (Eocène inférieur) et l'arrivée de la nappe du Flysch sur la zone Briançonnaise (fin du Priabonien moyen), il est logique de penser que la culmination a été postérieure à la contraction.

En résumé, au début de l'Eocène, se produit la contraction du domaine piémontais. Elle est suivie d'une surrection qui provoque le glissement du matériel piémontais vers le Briançonnais et le Subbriançonnais atteint au cours du Priabonien supérieur. Puis ces domaines se soulèvent à leur tour, à la fin du Priabonien, et permettent le déplacement de la nappe vers la zone externe atteinte à l'Oligocène.

Dans le cas de la nappe de l'Embrunais Ubaye, les choses sont assez analogues. Le Flysch y est identique. La série Briançonnaise se termine par les « calcschistes planctoniques » à microfaune paléocène, et un Flysch noir plus ou moins détritique daté du Lutétien (F. BLANCHET, 1935 ; J. DEBELMAS, 1955 ; BYRAMJÉE, LEMOINE et POIMBŒUF, 1953).

La série subbriançonnaise (D. SCHNEEGANS, 1938 ; Y. GUBLER, 1955 ; M. LATREILLE, 1961) montre également un arrêt fréquent de la sédimentation, à l'Eocène inférieur, accompagné d'érosion. La reprise de sédimentation se fait au Lutétien supérieur, par des grès ou des conglomérats à galets cristallins. Puis vient la sédimentation argilo-gréseuse du Flysch noir qui peut comprendre une partie au moins du Priabonien, mais on n'en a pas de preuves paléontologiques. Ce Flysch noir renferme par places des olistholites de calcaires crétacé supérieur (à Orcières notamment, M. LATREILLE, 1961).

Donc les faits se présentent de la même façon que dans les Alpes maritimes. Mais il y a une différence importante, c'est que la nappe du Flysch, arrivée aux frontières du domaine externe au début de l'Oligocène, ne s'est pas avancée sur lui, car le domaine était en surrection. Les grès d'Annot - grès du Champsaur ont été profondément érodés, avec les termes sous-jacents, avant l'arrivée de la nappe. Celle-ci repose en effet sur les terres noires oxfordiennes, dans la région d'Embrun et celle de Barcelonnette. Les traces de ce soulèvement se marquent dans la présence et les faciès du Sannoisien marin du petit bassin de Faucon-

Gigors entre Digne et Gap, reposant transgressivement sur son substratum (la mer expirante a été rejetée à l'W), puis des grès et conglomérats continentaux stampiens qui lui succèdent et qui montrent l'érosion du dôme de Remollon, annexe du Pelvoux. Après le Stampien, nous manquons de renseignements précis : la mollasse rouge aquitanaïenne de Faucon-Gigors peut indiquer la poursuite de l'érosion.

En tout cas, l'Embrunais-Ubaye a dû s'affaisser peu après (début du Miocène ?) et le Flysch à Helminthoïdes *va seulement alors y glisser*, mais avec un gros retard, comme on le voit, par rapport à celui des Alpes maritimes. Grâce à l'érosion antérieure à ce plissement, il peut facilement entraîner avec lui des fragments disjoints de Priabonien et Sénonien autochtones (voir plus loin).

Les phénomènes de froissement observables vers Orcières entre Grès du Champsaur et Flysch charrié (D. KERCKHOVE, *rens. or.*) traduiraient la résistance à l'écoulement qu'offrait le Pelvoux non effondré ou même en voie de surrection (comme le montre l'apparition des galets cristallins externes dans le piedmont provençal et dauphinois au Miocène). De même le lobe de Flysch situé au S de l'Ubaye semble avoir été arrêté par la crête résiduelle de grès d'Annot de la Montagne de la Blanche.

Nous noterons que cette zone Embrunais-Ubaye surélevée et érodée au cours de l'Oligocène s'aligne dans le prolongement de l'Argentera, qui a dû agir de même, mais ne s'est pas effondré ensuite.

En somme, on peut admettre que l'affaissement de l'Embrunais, donc la fin de la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes se sont faits au cours du Miocène, sans que l'on puisse pour l'instant préciser davantage.

2) *La tectonisation des unités subbriançonnaises et briançonnaises* (voir R. BARBIER *et alt.*, 1963).

On sait que la nappe du Flysch à Helminthoïdes est jalonnée d'écaïlles subbriançonnaises et briançonnaises, entraînées par elle. On les considère comme résultant du « décoiffement » de certains anticlinaux de cette zone, ou de l'expulsion du contenu de certains synclinaux, ce qui impliquerait une tectonisation antérieure ou, au plus, contemporaine du passage de la nappe. Donc cette tectonisation se situe quelque part au cours du Priabonien supérieur et on peut la concevoir comme un *effet de refoulement* devant le front de la nappe du Flysch.

Mais il y a eu aussi une *tectonique propre* de ces zones qui est évidemment difficile à distinguer de la précédente.

Dans le *Briançonnais ligure*, on sait maintenant, grâce aux études de J.-P. BLOCH, que ce domaine a été affecté d'un mouvement de reflux vers l'E (retrocharriage) immédiatement avant le Sannoisien supérieur ou

le Stampien qui recouvrent en discordance les structures résultantes. Par ailleurs le Briançonnais du Marguareis chevauche le Flysch à Helminthoïdes mis en place sur ce méridien à la fin de l'Eocène. On arrive donc à l'idée d'une *importante contraction de socle au cours du Sannoisien*, que nous verrons se traduire aussi dans l'Argentera. J.-P. BLOCH a d'autre part émis l'hypothèse que la structure chaotique du Briançonnais ligure pourrait être liée à des érosions postérieures à une première mise en place des unités vers l'W. Le passage de la nappe du Flysch, provoquant le premier écaillage du Briançonnais, aurait donc été suivi d'une surélévation du domaine briançonnais antérieurement au retrocharriage qui doit être la conséquence de la contraction sannoisienne.

Dans le *Briançonnais classique*, les premières manifestations de l'activité paroxysmale apparaissent au cours de la sédimentation des calcschistes du Crétacé supérieur-Eocène inférieur, par le jeu de cordillères locales : Escreins et Vars (J. DEBELMAS, 1961), col du Longet et « 4^e écaille », près de Briançon (M. LEMOINE, 1961), au voisinage desquelles on observe des masses de conglomérats contenant de véritables écailles qui atteignent l'échelle tectonique et qui ont pu intéresser le socle cristallin lui-même (4^e écaille).

M. GIDON (1962) a également décrit, au N de l'Ubaye, un Flysch noir lutétien transgressif sur des terrains briançonnais variés, du Crétacé supérieur-Paléocène au Trias, ce qui évoque un certain plissement ante-lutétien.

Mais la tectonisation paroxysmale est postérieure au dépôt du Flysch noir, donc au Lutétien. Elle montre trois conséquences : d'abord un premier chevauchement vers l'W, comprenant également le chevauchement des schistes piémontais sur le Briançonnais interne (Zone d'Acceglio). Ensuite le métamorphisme des parties internes du Briançonnais et des schistes piémontais superposés. Enfin un reflux ou *retrocharriage* vers l'E affectant les parties internes de l'édifice des nappes.

L'analyse des chevauchements vers l'W ne permet pas de faire la part de ce qui revient à l'effet de passage de la nappe du Flysch et à l'effet propre de la tectonique paroxysmale. Par contre les structures retrocharriées résultent forcément de celle-ci. C'est également à elle que nous rattacherons le métamorphisme des Schistes lustrés et du Briançonnais interne. Ce métamorphisme est en effet antérieur au retrocharriage, antérieur au Sannoisien supérieur puisqu'un galet de roche l'ayant subi est connu dans les conglomérats de Barrême qui sont de cette époque. Il est d'autre part postérieur au recouvrement des schistes piémontais sur le Briançonnais interne qui s'est fait après le passage de la nappe du Flysch, c'est-à-dire à la fin du Priabonien. On arrive donc à l'idée d'un *métamorphisme contemporain de la phase tectonique du Sannoisien inférieur*.

D'autre part, dès le Sannoisien supérieur, les nappes briançonnaises étaient soulevées et en proie à l'érosion, puisqu'on retrouve des galets à Barrême et Montfroc (v. *ante*).

Ainsi au cours du Sannoisien se sont produites très rapidement les actions tectoniques majeures de la zone briançonnaise, et vraisemblablement aussi celles de la zone subbriançonnaise qui lui est intimement liée.

Après le Sannoisien, les choses sont moins claires. On sait que l'édifice des nappes est soulevé avec la bordure du Pelvoux (donc au Miocène probablement), affecté de grandes failles, tantôt parallèles à l'axe de la chaîne (failles de la Durance, près Guillestre, failles du Ruburent, près du col de Larche) ou transversales à celui-ci (failles du Mont Genève, du Cristillan). Bon nombre de ces failles ont un rôle morphologique considérable et correspondent à des vallées ou des cols à morphologie évoluée. Nous verrons d'ailleurs que la naissance des grandes vallées alpines est du Miocène moyen ou supérieur. Il y a donc beaucoup de chances pour que ces failles soient d'âge miocène et liées à des mouvements d'ensemble, verticaux, du socle alpin. Il est à noter que certaines sont encore vivantes (séismes de Guillestre, de la haute Ubaye).

3) *La tectonisation de la zone externe.*

SA BORDURE ORIENTALE.

L'individualisation de l'Argentera. — Le soulèvement de l'Argentera a commencé au cours du Priabonien. A. FAURE-MURET (1955) a indiqué que les variations de puissance de l'Eocène supérieur, certaines failles antérieures aux grès d'Annot qui amènent celui-ci à reposer jusque sur le Crétacé supérieur (Massif du Tournaire), témoignent de déformations et d'érosions immédiatement antérieures au dépôt des grès. Nous avons dit d'ailleurs qu'une part importante du matériel détritique de ces grès provenait de l'érosion de la couverture permo-triasique de l'Argentera.

Il y a donc eu un premier soulèvement et une première érosion du domaine de l'Argentera avant le Priabonien supérieur suivis de la transgression, au moins locale, du grès d'Annot. Après l'immersion plus ou moins complète du domaine à la fin du Priabonien et au début de l'Oligocène, intervient *une nouvelle surrection au cours du Sannoisien* arrêtant la sédimentation. Cette surrection est la traduction de la contraction de socle déjà évoquée à plusieurs reprises à cette époque. Elle arrête la progression de la nappe du Flysch, tandis que la contraction elle-même provoquait l'écrasement des unités internes contre le massif ancien et sa couverture.

Nous savons, grâce au prolongement N de l'Argentera (Embrunais-Ubaye), que ce soulèvement s'est prolongé et accentué pendant tout

l'Oligocène, et même après, alors que le prolongement N lui-même s'affaissait.

Cette surrection oligocène a dû avoir des conséquences sur la couverture du massif : décollement de celle-ci et déplacement vers l'W donnant les premières ébauches de l'arc de Nice (M. LANTEAUME, 1962).

L'individualisation du Pelvoux montre un style différent. Les grès du Champsaur sont également transgressifs, mais, à la différence de l'Argentera, reposent jusque sur le socle ancien lui-même.

De plus à Saint-Sauveur-d'Embrun, au S du Pelvoux (J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956), la transgression d'un conglomérat sénonien sur l'Oxfordien autochtone, puis la nouvelle transgression, avec discordance, du calcaire priabonien susjacent, montrent que le Pelvoux a dû être affecté successivement par la phase tectonique d'âge crétacé moyen du Dévoluy et par une tectonique post-sénonienne, d'âge éocène inférieur ou moyen que R. BARBIER (1956) a désigné, plus au N, sous le nom de *phase arvinche*.

A la fin du dépôt des grès du Champsaur - grès d'Annot, donc au Sannoisien, tout le futur domaine de l'Embrunais-Ubaye s'est soulevé, plus ou moins régulièrement, et le Priabonien y a été érodé, comme on l'a dit. Nous ignorons malheureusement ce que devient le futur Pelvoux à ce moment. Sur sa bordure les grès priaboniens sont bien régulièrement conservés : il a donc été peu ou pas érodé, donc peu ou pas soulevé. Mais la situation s'inverse au Miocène : le secteur Embrunais-Ubaye s'affaisse. Cet affaissement correspond à l'individualisation du bassin de Valensoles. Ces mouvements négatifs sont certainement le contrecoup de mouvements positifs auxquels on doit probablement relier la sédimentation accrue qui se fait dans les bassins. Aussi est-il probable que c'est seulement alors que le Pelvoux a commencé son deuxième et définitif soulèvement (le premier étant lié à la phase arvinche), et c'est ce que confirmera l'étude des massifs cristallins du N grâce au conglomérat miocène des environs de Grenoble.

Ces mouvements de soulèvement sont d'abord lents. Nous ignorons l'effet de la tectonique ponto-pliocène sur le massif du Pelvoux, comme sur celui de l'Argentera, mais nous savons que les mouvements de soulèvement y sont devenus plus rapides dès le Pontien, et jusqu'au Quaternaire.

LA BORDURE OCCIDENTALE DU DOMAINE EXTERNE.

Nous avons dit que le plissement de l'arc de Nice est pontien ou pliocène inférieur. De même les écaillles frontales de Digne-Castellane ont-elles été édifiées entre le Pontien et le Pliocène inférieur, lors d'une phase de contraction qui apparaît ainsi comme très générale (A.-F. DE

LAPPARENT, 1938). Elle est suivie de répliques et de mouvements verticaux dont nous avons parlé.

La complexité du style des déformations récentes des Alpes maritimes tient probablement à l'interférence des mouvements de socle alpin et apennin, différemment orientés.

C) Résumé du chapitre I.

1) *A l'Eocène inférieur s. l. se produit une première contraction de socle* qui fait émerger presque tout le domaine alpin et y interrompt la sédimentation. Seul le géanticlinal briançonnais reste immergé sur sa marge occidentale, avec une sédimentation pélagique, non détritique, ce qui indique l'insignifiance des reliefs voisins. Certains sillons subbriançonnais sont alors plissés et on y connaît des Flyschs de cet âge. Nous ignorons par contre complètement l'effet de cette phase sur le domaine piémontais, en dehors de l'arrêt de la sédimentation.

En tout cas, au Lutétien, la surrection de ce domaine s'accroît. L'ancien bassin de sédimentation fait place à une zone surélevée qui chasse la mer vers l'W. De plus, il y a décollement du matériel piémontais en une nappe qui glisse vers l'Ouest, sur les flancs de l'intumescence. Les calcschistes piémontais ne dépassent pas le Briançonnais interne, le Flysch à Helminthoïdes sus-jacent va jusqu'à la zone externe qu'il atteint au début de l'Oligocène, et sur laquelle il peut même s'avancer dans le secteur des futures Alpes maritimes. Cette nappe refoule devant elle, en la plissant, les couvertures subbriançonnaise et briançonnaise, puis les chevauche, en arrache des écailles qu'elle entraîne avec elle dans sa progression. Après son passage, il y a relèvement de ces zones, qui peuvent subir une certaine érosion. Tout se passe donc comme s'il y avait une onde de surrection qui, partie de l'E, se déplacerait peu à peu vers l'W. Mais son existence réelle reste encore assez hypothétique.

Pendant que se déroulent ces phénomènes dans les zones internes, les zones externes montrent, elles aussi, des mouvements verticaux, qui semblent assez indifférents vis-à-vis de l'orientation générale de la chaîne. On peut y voir de simples mouvements de réajustement qui, dans leur jeu négatif (affaissement), permettraient l'individualisation du bassin des grès d'Annot - grès du Champsaur et le dépôt de cette formation, véritable « mollasse » post-tectonique, et dans leur jeu positif (surrection) l'érosion de zones telles que l'Argentera, le Pelvoux et d'autres encore mal connues. C'est à ces mouvements verticaux que l'on peut relier le volcanisme occulte des grès du Champsaur, de Clumanc, de St-Antonin.

Comme on le voit, les mouvements de contraction semblent ici *antérieurs à la phase pyrénéo-provençale* du Lutétien supérieur. Les plis qui

lui sont attribués se situent en fait entre le Crétacé supérieur et le Priabonien, sans que l'on puisse serrer davantage le problème en ce qui les concerne. Même s'ils sont effectivement provençaux, leur rôle structural est minime.

Finalement le terme le plus commode pour qualifier cette phase de l'Eocène inférieur est celui de *laramien*. Car en Amérique du N, les mouvements laramiens ont commencé avec le Crétacé supérieur et se sont prolongés pendant tout l'Eocène, ce qui est bien ici le cas si l'on tient compte du jeu des cordillères briançonnaises au cours du Crétacé supérieur.

2) *Au Sannoisien inférieur* intervient une nouvelle contraction affectant surtout les zones internes alpines. Il s'édifie alors les structures où Flysch à Helminthoïdes, Briançonnais et Subbriançonnais d'une part, Briançonnais et Calcschistes piémontais d'autre part, sont impliqués. Il y a aussi métamorphisme du second couple, et enfin rétrocharriage vers l'E.

Cette contraction est suivie d'un certain nombre de phénomènes :

— *Nouvelle surrection des zones internes*, que traduit l'arrivée de galets de radiolarites, ophiolites, Flysch à Helminthoïdes, roches métamorphiques alpines, etc. dans le Sannoisien supérieur ou le Stampien inférieur de la bordure alpine (Clumanc-Montfroc). Faute d'éléments, nous ignorons si cette culmination s'est propagée comme une onde ou non. On notera seulement que le contrecoup de cette déformation n'affecte la région de Barrême ou le Dôme de Remollon qu'avec un certain temps de retard (Stampien inférieur). Ce soulèvement s'accroîtra au cours du Miocène (galets intra-alpins dans le poudingue de Roquebrune et, nous le verrons, dans le conglomérat miocène de Voreppe, près de Grenoble.

— *Surrection de l'Argentera et de l'axe Ubaye-Embrunais*. Dans l'Argentera cette surrection doit provoquer le décollement de la couverture (première ébauche de l'arc de Nice), et dans l'Ubaye-Embrunais, son érosion.

— Inversement, *affaissement du bassin du Pô*, que l'on sait être progressif, car le cours même des dépôts oligo-miocènes ligures est affecté de failles et d'ondulations. Ces dépôts sont d'ailleurs lacustres ou saumâtres au début, puis marins.

— *Affaissement de l'Embrunais-Ubaye* (succédant à sa surélévation), *du bassin de Riez-Valensoles, du bassin de Vence* au début du Miocène. Cet affaissement peut s'accompagner de volcanisme andésitique (Vence). Il est immédiatement suivi de la transgression de la mer miocène (sauf dans l'Ubaye-Embrunais).

3) *A la fin du Miocène (Pontien), nouvelle contraction* qui semble bien être précédée d'une secousse au Tortonien (Vence) et suivie de répliques tout au long du Pliocène. Il y a plissement des arcs de Digne-Castellane et Nice. On ignore par contre ce qu'a été leur effet sur les zones internes. Ce qui est clair, c'est que cette contraction s'accompagne immédiatement d'un soulèvement de la chaîne, déclenchant l'arrivée de conglomérats abondants sur le revers W des Alpes.

Sur le versant oriental, par contre, les dépôts restent fins dans leur ensemble, mais leur épaisseur même est l'indice à la fois de l'affaissement progressif du bassin padan et de la surrection lente de l'édifice alpin voisin. La finesse des dépôts s'explique aussi par des raisons climatiques (climat plus humide, végétation plus dense), car avec le refroidissement du début du Quaternaire vont réapparaître de nouvelles nappes de galets.

Aux effets propres de la contraction ponto-pliocène s'ajoutent ceux de simples mouvements verticaux, de surélévation (Dôme de Barrot) ou d'effondrement (côte d'Azur).

Dans l'ensemble, il y a surélévation importante de l'axe intra-alpin qui atteint alors son altitude définitive.

	Ars de l'ence et de Nice et bassin du Var	Argentera et ses bordures	Unité du Col de Tende	Zone subbrians.	Zone briançonn.	Zone piémont. S.I.
Quaternaire						
Pliocène	Scellement et effondr. Réplices des Antipaonins Poudingues du Var Transgr. marine Plissement de l'Ar. de Nice Rudolphe MOLLASSE de Vence	Soulèvement entretenu Tectonique posthume EROSION Conit. des Alpes MOLLASSE de Vence Erosion	Erosion de l'édifice des nappes (Radiolarites dans le poud. de Ruyellrum - Produits fins)			Relèvement cassant Transgr. plioène
Miocène	Volcanisme andésitique					Subsidence (Dépôt de l'Alpe Miocène ligur.) Dépôts marins
Aquitanien	EROSION	Surrection Argentera Fin mise en place FH Début décollé couv'Arg.	Soulèvement à début de l'érosion		Depôts marins	
Stampien	Légère surr. et éros.				Depôts saumâtres	
Sannoisien	Deformation Grès d'Annol et de S'Antonin (voisin andésitique)	Surr. Arg. Arrivée FH Grès d'Annol Erosion Argentera marnes calcaires Moll. poudingues	Chavouement de Briançonnais sur FH Début de surrection origin. Tectonique à S. âge nappes culmination Erosion			
Prébobien			Flysch	Flysch	Affaissement Début du glissement de la nappe ?	
Luteien					calcaire	Soulèvement ?
Eoc. inf. Paléocène	Emerision sables et argiles rouges continent	Emerision Poudingue à Microcodium	Emerision Contraction radiale de 'ordillère)	Emerision (Flysch dans quelques inhom's)		Contraction de Sole et décol. lement des sed.
Crét. sup	calc.	calcaires	calcsch	Calcsch	calcsch. plancton.	Fin de la redim du Flysch à Helm

Fig. 1. — Tableau récapitulatif des faits stratigraphiques et tectoniques intéressant les Alpes maritimes au cours du Tertiaire.

CHAPITRE II

LE SECTEUR NORD

A) Les bassins tertiaires.

1) *Le versant padan* (P. GABERT, 1962).

Il offre ici un intérêt tout particulier, grâce aux célèbres coupes de la colline de Turin. On a là un empilement de sédiments plus ou moins détritiques qui traduisent les événements qui se produisaient plus à l'W, dans les Alpes. Ces sédiments ont été eux-mêmes plissés à la fin du Miocène, en contrecoup du grand mouvement qui a affecté les Alpes à cette époque.

La série est à dominante argilo-sableuse, ce qui peut paraître surprenant au pied des reliefs alpins. Cette finesse s'explique probablement par une érosion se faisant sous climat chaud et humide avec épaisse couverture végétale. Mais il s'y intercale cependant *des niveaux de conglomérats* :

1) *Au cours de l'Eocène supérieur*, et en particulier au début du Priabonien ; les galets y sont d'origine alpine et apennine mélangée. Mais ce sont les zones d'Ivrée et du Canavese qui fournissent les éléments alpins.

2) *Au début de l'Oligocène*, où, dans un faciès deltaïque, s'observent des blocs parfois énormes et mal roulés, qui ne peuvent s'expliquer que par la proximité de côtes escarpées dominant immédiatement le futur domaine des collines de Turin. On y retrouve surtout des galets des zones d'Ivrée et du Canavese, qui manquent actuellement sous cette latitude. Nous verrons qu'elles se sont effondrées au Miocène supérieur, sous le niveau de la plaine. A ces gros galets s'associent des galets plus petits où l'on retrouve des roches vertes, des gneiss, des schistes lustrés, des quartzites, des micaschistes, c'est-à-dire tous les éléments du groupe Dora-Maira. Ces galets montrent que le métamorphisme alpin est déjà réalisé (cf. conglomérat sannoisien de Barrême).

3) *A l'Aquitaien*. — Avec ceux de l'Helvétien, ce sont les conglomérats les plus puissants. On y retrouve encore des éléments de la zone piémontaise (couverture et socle), mais aussi ceux de la zone du Canavese non encore effondrée.

4) *L'Helvétien* correspond à d'énormes apports détritiques. C'est alors que les collines de Turin montrent les blocs les plus volumineux écroulés des falaises toutes proches. La dénivellation entre le front alpin et son piedmont est en plus entretenue par une forte subsidence (1 000 m de dépôts helvétiques). La nature des galets est variable suivant les coupes. Au NE des collines, ce sont surtout des galets des zones du Canavese, d'Ivrée et de Sèsia-Lanzo. Les roches vertes ne représentent que le quart de la masse.

Par contre, au S, la proportion de roches vertes devient énorme. La zone d'origine est évidemment le massif de roches vertes du débouché du Val de Suze, qui devait s'étendre plus à l'E qu'il ne le montre actuellement, mais son effondrement était alors imminent puisque la mer pliocène est venue jusqu'au bord de la marge actuelle des Alpes.

La conclusion la plus intéressante de cette répartition des galets est que *les vallées principales qui vont ultérieurement édifier le nouveau piedmont au Pliocène et au Quaternaire étaient pour la plupart fixées dès le Miocène.*

5) *Le début du Quaternaire*, où il est difficile de séparer les causes tectoniques des causes climatiques de l'épandage des conglomérats.

Cette série des collines de Turin montre aussi deux discordances importantes :

1° *Entre l'Eocène et l'Oligocène inférieur ;*

2° *et surtout à la base du Pontien.* C'est en effet à cette époque que les mouvements tectoniques affectent la zone des collines. Les sédiments tertiaires sont mis à sec et plissés. Des dépôts de marnes gypseuses discordantes sur les couches sous-jacentes représentent seuls le Pontien.

Enfin, cette coupe de Turin montre trois époques de subsidence : *l'Aquitanien, l'Helvétien et surtout le Plio-Quaternaire.*

Les collines de Turin recèlent donc la trace des phénomènes tectoniques suivants :

1) Deux des trois contractions alpines, les contractions sannoisienne et pontienne. La deuxième est plus importante que la première, ou plus exactement déborde plus largement le domaine alpin proprement dit. Le fait que celle de l'Eocène inférieur ne se marque pas ici confirme cette idée d'une extension progressive de la tectonisation. Seule la première de ces contractions n'est pas immédiatement suivie d'une subsidence anormale.

2) Trois époques de mouvements verticaux importants : *l'Aquitanien, l'Helvétien et le Plio-Quaternaire* qui se sont marquées par des surrections et des affaissements d'amplitude croissante.

2) *Le versant dauphinois et savoyard.*

— *L'Eocène et l'Oligocène* (P.-R. GIOT, 1934 ; C. GERMAIN et G. DE-MAISON, 1958).

Depuis longtemps on sait que l'Eocène et le début de l'Oligocène correspondent à une période d'émersion, d'érosion et de karstification. Ces étages manquent ou sont représentés par des sables rouges ravinant le substratum et qui ont fourni aux Echelles (Savoie) *Lophiodon larteti* de l'Yprésien.

Les dépôts ne reprennent une certaine régularité qu'avec l'Oligocène lacustre ou saumâtre, correspondant au Stampien supérieur (sables fluviatiles bigarrés surtout) et à l'Aquitaniens (couches lacustres).

Le fait important est que, sur la marge W du Vercors et de la Chartreuse ce Tertiaire repose en discordance sur des plis profondément érodés du substratum mésozoïque. *Il y a donc eu une période de plissement assez intense au début du Tertiaire (Paléocène)*, suivie d'érosion. Nous ignorons par contre si ces mouvements se sont prolongés ou non dans l'Eocène supérieur et l'Oligocène. Quelques déformations sont probables, car le Miocène est transgressif sur tous les niveaux antérieurs.

Une des formations les plus intéressantes de ce Paléogène savoyard est le fameux *conglomérat du Mont-Pèlerin*, au N de Vevey, en Suisse (E. BAUMBERGER, 1931). Bien que débordant le cadre que nous nous étions fixé, ce conglomérat doit être évoqué, car il est capital pour comprendre le déplacement des Préalpes.

Ce conglomérat se développe dans le sommet du Stampien et la base de l'Aquitaniens et montre de nombreux galets préalpins, notamment des radiolarites de la nappe de la Simme. Il s'agit là d'un véritable delta d'un Rhône oligocène, empruntant le « hiatus » entre les Préalpes chablaisiennes et les Préalpes romandes, alimenté par le front, tout proche, des nappes préalpins.

— *Le Néogène.*

Le Miocène recouvre de vastes étendues dans le Bas-Dauphiné et la basse Savoie. Il pénètre même en Vercors et en Chartreuse où il est pincé en synclinaux. A la limite de ces deux massifs existe un *véritable delta fossile d'une Isère miocène* (M. GIGNOUX et L. MORET, 1952 ; G. DEMARCO, 1962) qui va nous apporter des précisions intéressantes.

L'âge des conglomérats est assez difficile à préciser, mais G. DEMARCO a pu montrer qu'il s'agissait, dans leur partie orientale (Voreppe), d'une véritable série compréhensive Vindobonien-Pontien. Par contre, plus à l'W, cette masse se différencie en deux grandes nappes de conglomérats super-

posées. L'une marine, de l'*Helvétien supérieur*, est le delta de Voreppe proprement dit, dont les contours sont jalonnés par les localités de Vinay, La Côte-Saint-André, Bourgoin, Les Abrets. L'autre, fluvio-lacustre, du *Pontien*, déborde largement l'ancien delta qui fait place à un véritable piedmont alpin intéressant une grande partie de la région rhodanienne.

En somme, à partir du Vindobonien, le soulèvement alpin s'est fait de façon presque continue, avec deux saccades, l'une à l'*Helvétien supérieur*, l'autre au *Pontien*. *Le plissement des chaînes subalpines est post-pontien*, car les conglomérats de Voreppe sont compris dans les chevauchements frontaux du Vercors et de la Chartreuse. D'autre part, en quelques points du Bas-Dauphiné (Chambaran), on voit le *Pontien* soulevé et basculé, puis recouvert d'une nouvelle nappe de graviers qu'on attribue classiquement, quoique sans preuves, au Pliocène supérieur. Le plissement des chaînes subalpines serait donc du Pliocène inférieur. Mais après le Pliocène, les déformations ont dû continuer, car les nappes d'alluvions actuelles n'ont plus de rapport avec celles du Pliocène.

L'étude systématique des galets montre clairement la dénudation progressive des zones alpines plus internes. A la base, les galets en provenance du socle des massifs cristallins externes sont plus rares que ceux de la région subalpine. Leur abondance augmente vers le sommet de la formation. Radiolarites, roches vertes et quartzites intraalpines sont également fréquentes à la base et se raréfient au *Pontien*, comme si la barrière des massifs cristallins externes naissants leur opposait un barrage qui n'existait pas jusqu'alors.

B) La chaîne alpine s. str.

1) Les massifs subalpines.

L'Eocène inférieur manque à peu près partout ou correspond à des formations continentales disséminées en minuscules lambeaux. Mais, récemment, J. MARTINI (1961) a signalé la présence d'Yprésien dans le massif des Bauges. Il s'agit de grès calcaires ou glauconieux à petites Nummulites (*N. ataticus*, *N. planulatus*), Assilines (*A. granulosa*) et Alvéolines, correspondant à une mer transgressive et peu profonde, dont les dépôts seraient très localisés par suite d'une érosion antelutétienne. Il n'y a aucune discordance entre l'Yprésien et les termes sus-jacents, par contre il en existe une entre la série tertiaire et le substratum, ce qui indique des mouvements de légers plissements post-sénoniens et ante-yprésiens.

Au-dessus de l'Eocène inférieur, quand il existe, et, le plus souvent, directement au-dessus du Sénonien, vient une série nummulitique en

grande partie marine qui affleure largement dans les massifs subalpins septentrionaux. Son étude est classique (L. MORET, 1934 ; M. GIGNOUX, 1960 ; J. CHAROLLAIS et F. WELLHAUSER, 1962). La transgression commence avec des grès lutétiens (Roc de Chère, Arâches, Samoens, Bostan). Le Priabonien, à nouveau transgressif, montre à l'E une trilogie classique (calcaires, marnes et grès, dits de Taveyannaz), à mouchetures volcaniques qui doit cependant mordre sur le Sannoisien. Vers l'W, cette trilogie passe à des formations gréseuses plus littorales. Mais alors qu'à l'E la sédimentation marine s'arrêtait avec les grès de Taveyannaz dans le Sannoisien, elle se poursuit plus longtemps dans les chaînons externes, où le Stampien est marin ou laguno-marin, montrant à son tour une sorte de trilogie marnes-schistes-grès (grès de Bonneville) qui est en somme celle de l'Eocène supérieur décalée dans l'Oligocène. L'Aquitaniien est franchement continental.

Tous ces faits montrent nettement le *déplacement progressif vers l'W d'un bassin marin*, entre le Lutétien et le Stampien. Ce bassin expire à la fois dans l'espace et dans le temps.

2) Les massifs cristallins externes et leur couverture.

Nous n'avons, en ce qui les concerne, que des données fort vagues. De minuscules affleurements de Priabonien transgressifs sont connus dans la couverture du massif du Grand-Châtelard (prolongement N des Grandes-Rousses) (R. BARBIER, 1944) et dans la région de Chamonix (E. PAREJAS, 1922). Ils indiquent qu'après une mise-à-sec plus ou moins longue mais intéressant le début de l'Eocène, certains secteurs au moins des massifs cristallins externes ont été réenvahis par la mer au Priabonien, puis à nouveau surélevés au début de l'Oligocène.

Par les méthodes K-Ar de chronologie absolue, on connaît maintenant un âge de 41 MA pour le massif du Mont-Blanc, alors que celui des Aiguilles Rouges est de 280 MA. D'après P. BORDET (1963), ces résultats s'interpréteraient par un dégazage du granite du Mont-Blanc lors d'une phase alpine récente. Le chiffre de 41 MA correspond à peu près à la contraction sannoisienne. On ignore encore si ce dégazage résulte d'un simple écrasement ou d'un véritable métamorphisme, mais l'essentiel est de savoir que la contraction sannoisienne a également affecté le socle externe.

L'étude du bassin néogène rhodanien nous a aussi appris que ces massifs cristallins externes se sont soulevés pendant le Miocène, et il est très probable que ce soulèvement s'est prolongé au Pliocène et au Quaternaire. De fait, un certain nombre des grands accidents cassants qui les affectent, offrent une morphologie fraîche (J. DEBELMAS et

J. SARROT-REYNAULT, 1960). Récemment P. BORDET (1963) a même signalé, dans le massif de Belledonne, des failles affectant des éboulis ou des polis glaciaires. Elles n'ont rien de surprenant lorsqu'on lit par exemple la description du séisme du 13 août 1905 dans le massif du Mont-Blanc (*in* J. ROTHE, 1938, p. 82).

3) *Les zones internes.*

— AU S DE LA ZONE D'AFFLEUREMENT DES PRÉALPES (fig. 3).

Nous n'avons pas trace ici de Flysch à Helminthoïdes, de sorte que le comportement du domaine piémontais ne pourra être envisagé qu'à partir du moment où les Préalpes nous en fourniront un équivalent.

1) Dans ce premier secteur, le terme intra-alpin le plus interne et le plus récent datable est fourni par les *schistes de Pralognan du Briançonnais interne*, représentant un Flysch noir éocène (sans autre précision possible), d'épaisseur réduite. Après le dépôt du Flysch se déroule une série de phénomènes tectoniques compliqués qui ont été analysés géométriquement par F. ELLENBERGER (1958). Le fait essentiel est l'existence d'une phase orogénique antérieure à un soulèvement du domaine briançonnais entraînant son érosion et sa pénéplanation au cours de l'Eocène supérieur.

L'âge de cette première phase orogénique est difficile à préciser. F. ELLENBERGER évoque la phase provençale. En fait la seule trace de contraction nette que l'on relève est contemporaine de la sédimentation des calcschistes planctoniques de la fin du Crétacé et du début de l'Eocène : on assiste alors à un jeu de cordillères (Tsanteleina) au cours duquel se mettent en place des amas de brèches et de véritables écailles tectoniques. Il est très probable que se sont ébauchées à ce moment les structures de la couverture et du socle penniques (Vanoise, Ambin), sans que, par places, la sédimentation des calcschistes néocrétacés ou éocènes en fut troublée en surface ou, tout au moins, en fut troublée au point d'en montrer des traces actuellement déchiffrables.

De toute façon, après le dépôt des schistes de Pralognan, il y a émerision. Une période d'érosion lui succède qui morcèle profondément la couverture et s'attaque même au socle, donnant ainsi une véritable pénéplaine (Bellecôte). Sur celle-ci déferle une énorme nappe de glissement, celle des calcschistes piémontais, peu ou pas métamorphiques encore, qui bouscule les résidus de couverture et les emballe de ses gypses de base. L'arrivée de cette nappe traduit le soulèvement d'un vaste bassin de sédimentation piémontais.

Les masses de calcschistes s'accumulent par glissement sur le Briançonnais interne, déprimé ou en voie de dépression, *dessinant ainsi un véritable géosynclinal de nappes au fond duquel le métamorphisme se produit ou s'achève*. Les études pétrographiques de F. ELLENBERGER montrent en effet qu'une partie au moins des cristallisations accompagne le mouvement de serrage du fond du géosynclinal, car elles cicatrisent les plans de schistosité. On observe aussi un parallélisme entre microplis et linéations métamorphiques.

Ces faits sont antérieurs au Sannoisien puisque les premiers galets métamorphiques apparaissent dans cet étage à Turin et à Barrême. Presque aussitôt après, le sens du mouvement des schistes change : les schistes, cette fois lustrés, repartent vers l'E, basculant leurs écailles de base. Il est probable que ce reflux coïncide avec une sorte de contraction dissymétrique de socle, sorte d'encapuchonnement du front des massifs penniques internes dans l'arrière de ceux qui les précédaient (inertes du fait de leur surcharge de nappes ?). En tout cas ces mouvements sont rapidement suivis d'une surrection qui donne le départ aux *importants conglomérats sannoisiens de Turin*.

L'analyse géométrique des structures de Vanoise montre enfin l'existence de répliques du paroxysme qui aboutissent à un nouvel écaillage : les fronts des plis de socle joueraient en chevauchement. Ces mouvements sont les derniers que peut déceler l'analyse purement géométrique de l'édifice. Ils précèdent ou accompagnent très probablement le nouveau soulèvement important qui déclenche l'arrivée des *puissants conglomérats aquitaniens* des collines de Turin.

2) *Le Briançonnais occidental* est mal connu, car sa couverture manque. Le massif des Cerces et de la Seta (B. TISSOT, 1956 ; J. DEBELMAS et P. BULARD, 1961) en est un des derniers témoins vers le N. La série briançonnaise y est typique, sauf que les schistes du Crétacé supérieur-Eocène inférieur s'y montrent anormalement détritiques, avec même des paléoreliefs actifs (Cerces). Le Flysch noir n'y est pas connu et le Crétacé supérieur lui-même disparaît au N, dans le massif de la Seta. Cela est peut-être le fait de la simple surélévation d'axe, mais on ne peut exclure une activité tectonique précoce qui aurait été plus ou moins contemporaine de celle du domaine briançonnais de Vanoise.

3) *La zone subbriançonnaise* (R. BARBIER, 1948).

Dans les parties les plus internes (Nappe du Pas du Roc), il semble y avoir alternance de sillons où la sédimentation persiste entre Crétacé supérieur et Lutétien à grandes Nummulites et de seuils où ce terme transgresse des terrains variés qui ne descendent pas au-dessous du Crétacé inférieur. Quant au Flysch sus-jacent, c'est un Flysch calcaire et schisto-

gréseux, probablement priabonien, mais dont la limite supérieure est inconnue. Son épaisseur est mince (300 m environ).

Dans le Subbriançonnais externe (Nappe des Brèches de Tarentaise), le Flysch tertiaire est plus épais (1 000 m), plus conglomératique. Sa base est datée par des Nummulites lutétiennes (Niélard), mais le sommet est d'âge inconnu. Il y a discordance sur le substratum affecté de violents mouvements antenummulitiques avec érosion consécutive (Cordillère tarine).

4) *La zone ultradauphinoise* (R. BARBIER, 1948, 1956).

Le Tertiaire y est représenté par le classique et puissant Flysch des Aiguilles d'Arves (2 000 m) qui forme une trilogie (grès, schistes, calcaires) dont seul le sommet est daté du Priabonien. Ce Flysch repose en discordance sur un substratum plissé, par de puissants conglomérats qui ont été attribués au Lutétien par analogie avec ceux du Flysch de Tarentaise. Ils sont riches en galets cristallins et témoignent de l'existence de *mouvements antelutétiens paléocènes ou éocène inférieur* selon R. BARBIER (1956), qui affectent aussi la bordure orientale du Pelvoux¹. Ce serait la surrection consécutive à ce soulèvement qui produirait l'érosion responsable de l'accumulation des conglomérats lutétiens, ultradauphinois et tarins. Le Subbriançonnais interne ne les montre plus, mais l'alternance de sillons et de seuils antenummulitiques que nous y avons évoquée pourrait être le lointain écho de ces mouvements.

Ce Flysch ultradauphinois montre à sa base une coulée d'andésite (R. BARBIER et R. MICHEL, 1958) qui est donc contemporaine de l'individualisation même de son bassin de sédimentation. Par contre la série supérieure ne renferme aucune moucheture volcanique.

On notera aussi la réduction d'épaisseur du Flysch depuis l'Ultradauphinois jusqu'au Subbriançonnais interne (2 000 m, 1 000 m et 300 m). Les sources d'apports étaient à l'W et non à l'E (massifs cristallins externes ?).

On notera aussi que la sédimentation du Flysch se termine partout à peu près à l'époque où doit arriver, en Briançonnais interne, le matériel piémontais. L'affaissement briançonnais pourrait donc avoir comme corollaire le soulèvement subbriançonnais et ultradauphinois. *Ceci s'accorderait très bien avec l'idée de la progression d'une onde orogénique* atteignant la marge du domaine externe au début de l'Oligocène, puis affectant celui-ci au cours de cette époque, puisque la mer y est progressivement rejetée vers l'W avant d'expirer à l'Aquitainien.

¹ Dont certains ont pu toutefois être ébauchés lors d'une phase antérieure, médiocrétacée.

— DANS LA ZONE D'AFFLEUREMENT DES PRÉALPES (fig. 4).

En France, les sédiments préalpins ne sont représentés que par le grand lobe du *Chablais* et les petites klippes des *Annes* et de *Sulens*. On a là un empilement irrégulier d'unités plus ou moins internes que l'on peut grouper grossièrement en quatre ensembles :

1) *Des unités ultrahelvétiques s.l.* (Préalpes externes du Faucigny, soubassement de Sulens et extrémité N des Annes). Dans le cadre de cette étude, nous y rattacherons, pour simplifier, la « nappe moyenne » de Sulens, jadis rapportée au Flysch du Niesen par L. MORET (1934), et, plus récemment, au domaine valaisan par D. DONDEY (1960).

2) *Les Préalpes médianes* (surtout « plastiques », c'est-à-dire subbriançonnaises) qui forment une partie importante du Chablais, les sommets des Annes et de Sulens. Les Préalpes « rigides » ne sont connues qu'en Chablais sous la forme d'écailles réduites à la base de la nappe de la Brèche.

3) *La Nappe de la Brèche*, en Chablais.

4) *Des unités plus internes*, à faciès Flysch que l'on trouve en quelques points du Chablais (col des Gets par ex.). On peut les rattacher à une *nappe de la Simme* prise dans un sens très large.

Pour tenter de comprendre la mise en place de ces Préalpes, nous utiliserons deux types d'arguments :

- l'âge des termes les plus récents de la série charriée;
- l'âge des termes les plus récents de son substratum helvétique.

A) *La série charriée.*

Comme ailleurs, l'âge des formations terminales des unités successives varie de façon régulière d'E en W :

1) *Nappe de la Simme s.l.* — *Le Flysch de la Simme*, schisto-gréseux, parfois à lentilles de poudingues polygéniques (radiolarites), est céno-manien. Il forme probablement la base stratigraphique du *Flysch à Helminthoïdes (Plattenflysch)*, plus calcaire, d'âge néocrétacé, qui a acquis une indépendance tectonique totale car, glissé en position frontale, il repose toujours sur le Flysch schisto-gréseux des Médianes et de la Brèche (H. BADOUX, 1962) dont il a dû interrompre la sédimentation. Cette masse de Flysch était probablement plus épaisse que les lambeaux actuels ne le laissent supposer. On en connaît d'ailleurs de nombreux galets dans les poudingues oligocènes du Mont Pèlerin.

Les Flyschs des Gets, complexes, sont actuellement en cours d'étude (A. GUILLAUME, P. BERNHEIM, J. HAAS, 1961). Ils peuvent renfermer des blocs glissés d'ophiolites. Leur âge serait également crétacé supérieur.

2) *La Nappe de la Brèche.* — Un Flysch paléocène représente probablement le seul Flysch appartenant stratigraphiquement à cette nappe. Mais il est en général impossible de le séparer nettement des Flyschs exotiques qui lui sont certainement associés (CHESSEX, 1959).

3) *Les Médiannes.* — Les « couches rouges » montent jusque dans l'Yprésien daté et passent ensuite à un Flysch schisto-gréseux qui a pu, lui aussi, être daté paléontologiquement. (A. BADOUX, 1962). Il va de l'Yprésien supérieur au Lutétien supérieur et se prolonge peut-être même dans le Priabonien.

Nous avons dit que ce Flysch est toujours surmonté d'un Flysch à Helminthoïdes néo-crétacé. Les deux Flyschs sont plissés en concordance, ce qui semblerait démontrer la mise en place précoce du deuxième, donc de la nappe de la Simme dont il dépend. Son arrivée aurait mis fin à la sédimentation dans les Médiannes.

4) *Dans la « nappe moyenne » de Sulens* (L. MORET, 1934), on trouve un Flysch très grossier, surtout caractérisé par ses conglomérats à grandes Nummulites. Les galets calcaires et cristallins sont d'origine locale. Ils traduisent une érosion active des massifs cristallins externes et de leur couverture, peut-être à la suite d'une brusque surrection. Au-dessus des conglomérats vient une série marno-gréseuse qui se termine dans le Priabonien. *Dans le domaine ultrahelvétique*, le Flysch terminal s'étend aussi du Lutétien à la fin du Priabonien, mais se prolonge vraisemblablement à la base du Sannoisien, où il peut montrer des conglomérats à radiolarites et roches vertes. La base de la série montre aussi des conglomérats polygéniques et parfois même du Wildflysch, avec lames de Sénonien glissées qui traduisent ainsi une brusque surrection de la marge interne du domaine helvétique au Lutétien.

B) *Le substratum.*

Nous en avons déjà parlé. Rappelons que le Priabonien classique est couronné par les grès de Taveyannaz, à mouchetures andésitiques (M. VUAGNAT, 1944), qui, en Val d'Ille, passent progressivement à un Flysch sannoisien puis à une épaisse « molasse rouge » stampienne, sur laquelle reposent directement les Préalpes. Nous rappellerons aussi que le Stampien supérieur et l'Aquitainien inférieur du bassin molassique suisse montrent le développement de conglomérats deltaïques à nombreux éléments préalpins (c. du Mont Pèlerin).

Ajoutons que le Flysch basal des Préalpes externes chevauche la molasse miocène ou le poudingue oligocène redressés et ravinés, qui chevauchent à leur tour la molasse helvétique fribourgeoise. La dernière mise en place des Préalpes est post-helvétique. On ne peut rien dire de plus dans le secteur de la présente étude.

Ainsi, et en résumé, à l'aurore du Tertiaire, une contraction expulse le contenu des fosses internes. Le Flysch à Helminthoïdes glisse différemment en avant, recouvre le domaine de la Brèche au Lutétien (?), puis celui des Médiannes au Priabonien supérieur et y arrête la sédimentation. Il y est rejoint par la nappe de la Simme, son ancien substratum, et celle de la Brèche. Les deux ont dû également progresser plus à l'W, à la limite Eocène-Oligocène, atteignant ainsi le domaine de la future nappe moyenne de Sulens, car leurs débris alimentent les conglomérats polygéniques de l'Ultrasch helvétique à cette époque. Au cours du Sannoisien ou du Stampien, ou des deux, ce sont les Préalpes médianes et bordières qui se décollent à leur tour et qui viennent chevaucher la molasse rouge helvétique au début de l'Aquitainien (Chattien). C'est l'érosion de cet édifice qui alimente le delta du Mont Pèlerin.

Au-delà, l'histoire de la mise en place des Préalpes devient confuse, faute de repères stratigraphiques (absence de conglomérats pontiens par ex.). Tout ce que l'on sait, c'est qu'une nouvelle contraction et des surrections post-helvétiques donnent à l'édifice sa disposition actuelle.

C) Résumé du chapitre II.

1) *Au début de l'Eocène*, comme dans les secteurs précédents, nous trouvons la trace de phénomènes tectoniques importants, traduisant une contraction de socle.

Dans les zones externes se produisent des plissements, en Bas-Dauphiné, dans les Bauges, ainsi que dans la zone ultra-dauphinoise où ils atteignent leur maximum (*phase arvinche*). Leur âge exact est encore mal connu. Tout ce que l'on peut dire, c'est qu'ils sont probablement anteyprésiens à l'W (car ravinés par les sables rouges à *Lophiodon larteti* — ou transgressés par l'Yprésien marin des Bauges), et probablement antelutétiens à l'E (car antérieurs aux conglomérats des Aiguilles d'Arves). Ils sont probablement paléocènes (*mouvements laramiens s.l.*).

Dans les zones internes, les mouvements arvinches se retrouvent dans le Subbriançonnais frontal, et ailleurs, dans cette zone, se traduisent souvent par une lacune de sédimentation. En Briançonnais, ils correspondent à l'activité de quelques cordillères locales (Tsanteleina, Cerces), mais leurs effets propres sont mal connus, ainsi que dans le domaine piémontais. Une partie des structures tectoniques des deux domaines leur est probablement due. Ces mouvements sont accompagnés ou suivis d'une émergence quasi générale de ce secteur du domaine alpin.

Cette émergence n'apporte pas de matériel détritique dans le sillon du Subbriançonnais et des Médiannes plastiques où continuent à se déposer

des calcaires fins. De même, le bassin padan ne montre alors qu'une sédimentation fine de marnes sableuses. Ces premiers reliefs sont donc peu importants, ou bien le mode d'érosion a été de type subtropical, avec une extrême fragmentation du matériel siliceux du versant oriental, accompagnant un soulèvement très lent et progressif.

Ces reliefs, et d'autres plus occidentaux encore mal connus, vont, par contre, s'accroître assez brusquement entre Lutétien et Priabonien inférieur (contrecoup des mouvements pyrénéens se superposant aux mouvements verticaux de réajustement ?) : brusque arrivée de conglomérats polygéniques lutétiens dans le Subbriançonnais et l'Ultradauphinois-Ultrahelvétique, Flysch gréseux des Médiannes plastiques, décharge de conglomérats dans le Bartonien de Turin, début du faciès Flysch dans l'Ultrahelvétique et de la grande transgression priabonienne de la zone externe.

Mais l'émergence du Briançonnais se prolonge et s'accompagne d'une érosion très poussée. La finesse du matériel padan montre que cette érosion se fait sous climat chaud et humide, comme dans la zone externe. Il n'est donc pas étonnant qu'il y ait pénéplation du Briançonnais interne. Cette émergence persistante doit rejeter plus au N le passage des éléments piémontais des futures Préalpes, d'où leur absence sur la transversale de la Savoie méridionale.

L'absence d'une nappe continue de Flysch à Helminthoïdes ne permet pas de suivre la propagation vers l'W d'une éventuelle « onde d'intumescence », d'autant plus que les termes supérieurs des séries stratigraphiques subbriançonnaise et ultradauphinoise sont mal datés.

Cependant, le décalage que l'on observe en Savoie entre la trilogie priabonienne de l'E des massifs subalpins et la trilogie oligocène de l'W de ces mêmes massifs, semble bien indiquer que le soulèvement s'est propagé d'E en W et, après avoir atteint ces massifs au Sannoisien, les fait émerger définitivement à la fin de l'Aquitaniens.

Le déplacement des unités préalpines cadre bien aussi avec une telle explication. Nous ne reviendrons pas sur le détail de son déroulement donné précédemment.

2) Dès la fin du Priabonien, commencent à se manifester les premiers effets de la prochaine *contraction sannoisienne*.

A l'*Aquitaniens*, une très importante masse de conglomérats traduit un nouveau soulèvement du bâti intra-alpin. Il est difficile de dire s'il s'agit d'un simple réajustement vertical succédant à la phase sannoisienne, ou d'une contraction faisant réplique à la précédente. De même à l'*Helvétien*, où le mouvement affecte nettement toute la largeur du secteur étudié puisqu'on en retrouve la trace dans le conglomérat de Voreppe.

3) *Au Pontien et au Pliocène inférieur doit enfin se produire la troisième et dernière phase alpine de contraction.*

Elle semble débiter au Pontien à l'E, car elle provoque à cette époque le plissement de la série tertiaire des collines de Turin. Et elle atteint le bord occidental de la chaîne au Pliocène, époque à laquelle sont plissées les chaînes subalpines. Ces mouvements ponto-pliocènes ont dû s'accompagner immédiatement d'un soulèvement, car ils déclenchent une importante arrivée de conglomérats dans le Bas-Dauphiné. Sur le versant padan, probablement pour des raisons climatiques, le matériel détritique est plus fin, mais tout aussi, sinon plus, abondant grâce à une subsidence active du bassin périalpin.

Enfin, à partir du Quaternaire, soulèvement de l'édifice et affaissement des dépressions périphériques sont la règle, accompagnés de séismes encore actuels. Ils apparaissent comme les mouvements de réajustement de l'édifice postérieurs à la 3^e phase.

	Basins tertiaires périalp	Massifs subalpins Vercors dauphinois	Massifs subalpins Bauges-Bornes E	Massifs cristallins externes dauphinois	Zone ultra-dauphinoise	Domaine subbriançonnais Ext. Int.	Domaine briançonnais Ext. Int.	Dom. Piemontais	Collines de Turin
Quaternaire	épanar déformé			Surrection					
Pliocène	plissement subalpin	Erosion	Soulevement et érosion	Surrection et mouvements cassants			Soulevement		cong. marnes sableuses
Miocène	cong. héliet molasse	plissement et érosion	Soulevement et érosion	Surrection					marnes sableuses plissement
Aquitanien	dépôts tertiaires au sein des Alpes	dépôts continentaux	dépôts continentaux						cong. marnes sableuses
Stampien	dépôts tertiaires	Grès de Bonneville Schistes à poissins Marnes	Grès de Bonneville Schistes à poissins Marnes						cong. héliet marnes sableuses
Sannoisien	Et	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins						cong. héliet marnes sableuses
Priabonien	depos de sable continentale	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins						cong. héliet marnes sableuses
Lutétien	peut être des oscillations vert et des déformations	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins	Grès marnés (un bloc) Schistes à poissins						cong. héliet marnes sableuses
Eoc inf Paleocene	plissements	Erosion	Erosion						cong. héliet marnes sableuses
Crét sup	?	carrières	carrières						cong. héliet marnes sableuses

Fig. 3. — Tableau récapitulatif des faits stratigraphiques et tectoniques intéressant le secteur des Alpes entre Pelvoux et Tarentaise.

	Basin molassique	zone helvétique	zone ultrahelv.	Zone d'origine de la nappe mo-yenne de Sulens	Zone d'origine des Médiannes plastiques	Zone d'origine des Médiannes rigides	Zone d'origine de la nappe de la Brèche	Zone d'origine de la nappe de la Somme et de ses annexes
Quaternaire								
Pliocène	Basin molassique	zone helvétique	zone ultrahelv.	Zone d'origine de la nappe mo-yenne de Sulens	Zone d'origine des Médiannes plastiques	Zone d'origine des Médiannes rigides	Zone d'origine de la nappe de la Brèche	Zone d'origine de la nappe de la Somme et de ses annexes
Miocène	dernière mise en place des Préalpes molasse marine	soulevem.						
Aquitanien	molasse douce d'eau douce	Arrivée Préalp.	Décollé U.H					
Stampien	molasse douce	Molasse rouge du Val d'Illeze	Arrivée Médiannes avec FH, Somme et Brèche					
Sannoisien		Flysch auboch	Flysch					
Priabonien	Emerision (Formations continentales du Salé)	Gres de Tavayannaz Sch. calc.	Flysch		Déplacement Médiannes Arrivées Sommet Brèche Arrivées FH			
Lufélien	Emerision (Formations calcif. du Semnoz)	Erosion - Surrection ?	conglomérats polyg. de Flysch		Flysch	Passage Somme - Brèche		
Eoc. inf. Paléocène	Emerision	Erosion - Mouvements probables			« calcschistes planct. » (« couches rouges »)	Passage FH	Apprévé Somme ?	Passage FH
Crét. sup.	lacune		calcschistes				Passage FH	Contraction
							Flysch ?	Flysch
							calcschistes	Helminth.

Fig. 4. — Tableau récapitulatif des faits stratigraphiques et tectoniques intéressant les Préalpes françaises.

DEUXIEME PARTIE

CONCLUSIONS

Grâce aux faits décrits dans la première partie, nous allons maintenant tenter une reconstitution du déroulement du paroxysme alpin, reconstitution qui reste naturellement provisoire et très schématique.

Trois phases de contractation de socle semblent pouvoir être reconstruites. Il s'agit de phénomènes rapides, qui sont ensuite suivis de mouvements de réajustements variés qui peuvent s'étendre sur des périodes beaucoup plus longues.

I. La phase éocène inférieur s. 1.

Elle était jusqu'ici mal connue, sinon inconnue. Elle se traduit surtout par la mise à sec presque générale du domaine alpin à cette époque : seules des portions des zones subbriançonnaise et briançonnaise restent immergées.

Dans le domaine externe, les effets maximum se situent curieusement sur les franges externe et interne, mais ils y restent assez localisés :

1) à l'*W*, des traces de mouvements, datant du début de l'Eocène, sont décelables sur la bordure rhodanienne des massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors (plis ravinés par les sables rouges à *Lophiodon larteti*) et dans les Bauges (transgression et discordance de l'Yprésien marin sur le Crétacé supérieur déformé).

2) à l'*E*, dans la zone ultra-dauphinoise et même le Subbriançonnais frontal au N du Pelvoux se font, au début du Tertiaire, de violents plissements et écaillages dans lesquels le socle lui-même est intéressé (*phase arvinche*). On les retrouve au SE de l'Argentera dans l'Unité subbriançonnaise frontale du col de Tende. Tous ces mouvements sont postérieurs au Sénonien qui est connu à l'affleurement (unité du col de Tende) ou en galets dans les conglomérats nummulitiques au voisinage du Pelvoux (St-Sauveur d'Embrun par exemple). Ils sont d'autre part antérieurs au Lutétien qui recouvre partout en discordance les plis érodés de cette phase. Il n'est pas possible de serrer davantage le problème, et la con-

clusion est que la phase arvinche est éocène inférieur s.l., sans autre précision.

Entre les deux franges, W et E, de la zone externe, les plissements sont pratiquement inexistantes, car le Nummulitique ou le Miocène, là où ils existent, recouvrent en concordance, ou avec de très faibles discordances, les terrains mésozoïques. Il faut toutefois excepter certains secteurs, finalement minimes, des chaînes subalpines de haute Provence (arcs de Digne et de Castellane, arc de Vence) où les *plissements provençaux du Lutétien supérieur* ont laissé quelques traces.

De même faut-il excepter certains secteurs où des mouvements se sont produits entre Crétacé supérieur et Priabonien sans que l'on puisse être plus précis. Ils peuvent appartenir à la phase provençale ou lui être antérieurs. C'est par exemple le cas du massif du Dévoluy.

Dans le domaine interne, en dehors du Subbriançonnais frontal déjà évoqué, les effets de cette phase éocène inférieur se sont faits sentir en plusieurs points :

a) *Sur la plateforme briançonnaise* où ils sont le plus nets. Les premières manifestations de l'activité paroxysmale apparaissent en effet au cours de la sédimentation des calcschistes du Crétacé supérieur - Eocène inférieur, sans que l'on puisse préciser davantage, par le jeu de cordillères locales : Escreins, Cerces, Tsanteleina, col du Longet, « 4^e écaille » près Briançon, au voisinage desquelles on observe des masses de conglomérats associées parfois à de véritables écailles atteignant l'échelle tectonique (Escreins, Tsanteleina). Ces accidents ont pu affecter le socle cristallin lui-même (4^e écaille).

En d'autres points, la sédimentation des calcschistes paraît s'arrêter à la fin du Crétacé supérieur ou au Paléocène, car le Flysch noir manque (Cerces, Séta); on connaît même au N de l'Ubaye la transgression du Flysch noir probablement lutétien sur les terrains les plus variés, du Crétacé supérieur - Paléocène au Trias. Tout ceci évoque une contraction antelutétienne du socle briançonnais pouvant amener un certain plissement de la couverture et son émergence locale. Mais il n'est pas exclu que cette contraction ait pu se produire par places sans que la sédimentation des calcschistes planctoniques en fut troublée en surface. C'est la raison pour laquelle je pense que la première tectonisation de la Vanoise est comprise dans cet intervalle Néocrétacé-Eocène inférieur, plutôt que lutétienne comme le suggère F. ELLENBERGER (1958).

b) *Dans le domaine piémontais*, où la sédimentation du Flysch à Helminthoïdes néocrétacé cesse brusquement. Ce domaine a donc été mis à sec (et plissé ?), mais sans grand relief, car aucun apport important de quartz détritique n'apparaît dans les calcschistes planctoniques éocène inférieur des sillons briançonnais voisins avant le Lutétien.

Cette phase de contraction de l'Eocène inférieur peut être qualifiée de *laramienne*. Car, en Amérique du N, les mouvements de ce nom sont de la limite Crétacé - Eocène. Ils peuvent même débiter dès le Crétacé supérieur (ce qui est bien le cas ici si l'on tient compte du jeu possible de certaines cordillères briançonnaises au Crétacé supérieur) et se prolonger ensuite pendant tout l'Eocène, ce qui va être finalement le cas ici, car nous allons voir que *cette phase de contraction est suivie de toute une série de mouvements verticaux*. Mais ceux-ci sont de nature différente :

1) Il y a d'abord de simples soulèvements verticaux (déclenchant l'érosion) et des affaissements (entraînant la sédimentation de véritables molasses). D'une façon assez générale, ces mouvements débutent (au moins sur le versant français de la chaîne) au Lutétien, donc avec un certain temps de retard sur la contraction précédente. Il y a décharge de conglomérats lutétiens dans la zone ultradauphinoise et le subbriançonnais externe, puis sédimentation des grès d'Annot, des grès du Champsaur, de Taveyannaz qui succèdent à des dépôts calcaires et marneux. Les grès d'Annot ont seuls, jusqu'à présent, fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée qui a permis de se rendre compte des directions d'apports, donc de la source du matériel. On sait ainsi que la couverture permo-triasique de l'Argentera en est une, mais qu'il s'ajoute aussi d'autres zones au S, à l'W et au N (Pelvoux ?), encore mal connues, mais qui semblent bien indépendantes des lignes tectoniques antérieures. Mouvements positifs des zones érodées et mouvements négatifs des bassins de sédimentation apparaissent un peu comme des mouvements de réajustement verticaux accompagnant une « détumescence » de l'édifice. Il y a d'ailleurs un *volcanisme* (surtout andésitique) qui se manifeste par des mouchetures volcaniques dans tous les types de grès énumérés plus haut. On connaît aussi une coulée d'andésite à la base du conglomérat des Aiguilles d'Arves, coulée qui est donc contemporaine de l'individualisation même du bassin de sédimentation du Flysch des Aiguilles d'Arves.

Sur le versant italien, les premières décharges de conglomérats se font au début du Priabonien (Collines de Turin), mais elles sont surtout alimentées par les zones d'Ivrée et du Canavèse. On ne sait pas très bien ce que devenaient alors les zones alpines situées à l'W des précédentes (piémontaise et briançonnaise), mais on pense qu'elles étaient aussi surélevées, en voie d'érosion, voire même pénéplanées.

2) Se superposant à ces mouvements, on assiste aussi, à cette époque, au *glissement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes* dont la mise en place peut être suivie pendant le Priabonien et le début du Sannoisien, grâce au recouvrement progressif des différentes zones internes où le passage de la nappe interrompt la sédimentation.

Alors que dans les Alpes maritimes cette nappe arrive à s'avancer sur la zone externe au début de l'Oligocène, elle s'arrête à sa frontière dans l'Embrunais, car cette zone y était en voie de surrection. Elle ne s'affaissera probablement qu'au début du Miocène (?). Le Flysch à Helminthoïdes y glissera seulement alors, avec un gros retard, comme on le voit, par rapport à celui des Alpes maritimes.

Dans le domaine intra-alpin immédiatement au N du Pelvoux, on ne trouve aucune trace de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, probablement par suite de la surrection permanente du Briançonnais pendant tout l'Eocène supérieur. Les éléments piémontais ont dû contourner par le N cette intumescence au cours de leur glissement vers l'W, car on les retrouve plus au N dans la zone des Préalpes. Là on peut reconstituer des faits analogues à ceux des Alpes maritimes ou de l'Embrunais-Ubaye. Le Flysch à Helminthoïdes néocrétacé a dû passer sur la zone d'origine de la nappe de la Brèche après le Paléocène, sur celle des Médianes au cours du Priabonien, sur le domaine de la nappe moyenne de Sulens et sur celui de l'Ultrahelvétique au début du Sannoisien, interrompant partout la sédimentation.

Ainsi, tout au long des Alpes franco-italiennes, la nappe du Flysch à Helminthoïdes se met-elle en place entre le Lutétien et la fin de l'Eocène ou le début de l'Oligocène. La régularité de son déplacement vers l'W suggère qu'elle glissait :

— soit sur le flanc W d'une *intumescence fixe*, correspondant à la zone piémontaise, et qui aurait été très importante. On peut alors penser qu'elle se serait traduite dans la sédimentation des bassins voisins, surtout celui du Pô, ce que l'on n'observe pas;

— soit au front d'une sorte d'*onde de soulèvement*, née sur l'emplacement de la zone piémontaise et se déplaçant vers l'W. Cette hypothèse impliquerait que les efforts tectoniques développés lors de la contraction initiale auraient été maximum dans la zone piémontaise. Cette hypothèse du déplacement d'une onde s'accorderait d'autre part au fait que *les bassins marins de son versant W se déplacent aussi*, parallèlement à son avancée : alors qu'ils sont éocène inférieur et moyen dans le Subbriançonnais et le Briançonnais externe, ils sont lutétien-priabonien dans la zone ultradauphinoise ou ultrahelvétique, priabonien-sannoisien inférieur dans la zone externe, finalement même stampiens dans les massifs subalpins savoyards les plus externes.

En résumé, les mouvements postérieurs à la contraction sannoisienne sont de deux sortes :

— *une onde de surrection*, née de la contraction de la zone piémontaise et qui se propage peu à peu vers l'W;

— *des mouvements verticaux* de réajustement, indépendants des lignes structurales de l'édifice alpin.

C'est l'interférence entre ces deux catégories de mouvements qui explique la complexité de la paléogéographie du Paléogène, encore mal connue pour cette raison.

II. La phase sannoisienne.

Au Sannoisien inférieur intervient une nouvelle contraction affectant surtout les zones internes alpines, qui avaient déjà subi le passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Celle-ci leur avait arraché des écailles plus ou moins volumineuses pour les transporter avec elle. Il y a donc eu certainement un premier plissement ou écaillage de ces zones subbriançonnaise et briançonnaise, par effet de refoulement devant le front de la nappe du Flysch au cours du Priabonien supérieur. Mais le socle de ces zones était resté passif.

Par contre, au Sannoisien, il y a contraction du socle des zones internes accompagné par un premier chevauchement, vers l'W, des unités de couverture, leur métamorphisme dans les parties les plus internes de l'édifice, et enfin un deuxième chevauchement, mais en sens inverse du précédent, c'est-à-dire cette fois vers l'E, sorte de reflux, ou *retrocharriage* qui affecte surtout les parties internes du Briançonnais et les unités piémontaises.

Comme à l'Eocène inférieur, cette phase est suivie de mouvements verticaux qui vont se prolonger jusqu'à l'Helvétien.

1) Il y a d'abord *surrection de l'axe suivant lequel la contraction paraît avoir été la plus forte, c'est-à-dire les zones internes*. Ce que traduit, par exemple, l'arrivée des galets intra-alpins dans les bassins péri-alpins au Sannoisien supérieur (Barrême, Montfroc, Turin).

Cette surrection des zones internes est suivie d'un affaissement : il y a en effet dépôt, dans les Alpes maritimes, de l'Oligo-Miocène ligure à leur verticale. Cet Oligo-Miocène montre des failles et des déformations contemporaines de la sédimentation, ce qui indique que la déformation a été progressive. Or en même temps que se produit cet affaissement, il y a *surrection de la zone externe* entre le Stampien et l'Aquitainien.

C'est d'abord l'axe des massifs cristallins externes et de la zone Embrunais-Ubaye qui se soulève, ce qui met fin à la sédimentation des grès d'Annot, du Champsaur, de Taveyannaz. La mer est rejetée à l'W (trilogie stampienne de l'W des Bornes), ou disparaît et alors, en beaucoup de points (pratiquement dans tous les petits bassins tertiaires des chaînes subalpines) viennent des grès continentaux (« molasses rouges ») ou des calcaires lacustres qui se prolongent dans l'Aquitainien.

Faute de précisions stratigraphiques, on ne peut pousser l'analyse plus loin, mais cette surrection successive des zones internes puis des zones externes, et cette dernière alors que les premières s'affaissent, évoque assez bien *la progression d'une onde de surrection immédiatement consécutive à la contraction sannoisienne*.

C'est à la progression de cette onde que pourrait être due, dans le N du secteur étudié ici, *la progression des Préalpes*. En effet, avant le Sannoisien, seuls Flysch à Helminthoïdes et nappe de la Simme s.l. semblent bien s'être déplacés puisque le Flysch ultrahelvétique (qui se termine au début du Sannoisien) montre seulement des galets d'ophiolites et de radiolarites du type Simme. Or au Stampien supérieur-Aquitainien inférieur, le conglomérat du Mont Pèlerin au N de Vevey montre les galets de toutes les nappes préalpines, fort proches puisqu'elles viennent de recouvrir la molasse rouge stampienne du Val d'Illicz.

Ainsi l'édifice des nappes préalpines s'est-il déplacé, entre le Sannoisien et l'Aquitainien, de la distance comprise entre la zone d'origine des Médiannes et le Val d'Illicz.

2) A ces mouvements de progression d'onde, *succèdent des mouvements verticaux très simples, qui vont s'étaler sur la plus grande partie du Miocène*.

Certains apparaissent comme un *simple effet de détumescence* : affaissement de l'Ubaye-Embrunais, qui permet à la nappe du Flysch à Helminthoïdes d'y glisser enfin sur un substratum très érodé; affaissement du bassin de Vence dans les Alpes maritimes, du bassin de Riez-Valensoles, du Bas-Dauphiné, où la mer miocène pénètre, et, naturellement, subsidence accrue dans le bassin du Pô.

Cette détumescence peut s'accompagner d'un volcanisme de détente (Vence).

Beaucoup de ces mouvements sont antérieurs au Burdigalien supérieur dont ils provoquent la transgression, et doivent dater de la limite Oligocène-Miocène.

Mais il y a aussi des *soulèvements*. Par exemple, celui du Pelvoux, qui a bien l'air d'être contemporain de l'affaissement de l'Embrunais, ce qui expliquerait que la nappe du Flysch à Helminthoïdes le contourne au S.

D'une façon plus générale il paraît y avoir *soulèvement progressif des massifs cristallins externes au cours du Miocène*. Ce fait semble découler de l'examen des galets du delta miocène de l'Isère en aval de Grenoble (« delta de Voreppe »).

Ces mouvements de soulèvement oligo-miocènes ont été progressifs, mais montrent cependant *deux saccades très nettes, l'une à l'Aquitainien, l'autre à l'Helvétien supérieur*. Elles s'inscrivent par de brusques apports

de conglomérats dans la série des collines de Turin, mais ne s'accompagnent pas de discordance importante. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle on peut y voir de simples saccades positives plutôt que des répliques de la contraction sannoisienne. Dans le Bas-Dauphiné, par contre, seule la décharge de l'Helvétien supérieur est visible, également sans discordance.

La localisation de tous ces apports conglomératiques, tant sur le versant français que sur le versant italien, permet une autre conclusion intéressante, à savoir que la vallée de l'Isère et celle de la Doire Ripaire (Val de Suze) étaient déjà dessinées dès le Miocène, au moins pour certaines portions de leur cours actuel. Cela ne doit pas surprendre; il est en effet normal que tous les mouvements miocènes, positifs et négatifs, modifiant profondément la morphologie de la chaîne, aient contribué à la naissance du réseau hydrographique qui a dû se calquer étroitement sur la structure miocène déjà très proche de la structure actuelle. L'aspect de ce réseau, indépendant de la succession des zones structurales alpines, montre que les mouvements miocènes l'étaient aussi, ce qui est classique dès que l'on a à faire à des mouvements de réajustement tardifs.

III. La phase ponto-pliocène.

Elle est faite de toute une série de *contractions successives qui s'étalent du Pontien à la fin du Pliocène*, avec un maximum à la limite Pontien-Pliocène. C'est alors que se fait le plissement des chaînes subalpines². On ignore quel a été l'effet de cette phase dans les zones internes, mais il a dû être assez général, car on en trouve aussi des traces de l'autre côté de la chaîne dans les collines de Turin.

Cette phase *s'accompagne immédiatement de reliefs*, à la différence des phases précédentes où le relief apparaissait avec un temps de retard. Ceci est particulièrement net à Valensoles et en Bas-Dauphiné où le Pontien correspond à une brusque décharge de conglomérats mais ne s'accompagne pas de plissement. Ce fait est difficile à interpréter car on se trouve devant deux explications possibles : ou bien il y a eu soulèvement avant que débute la contraction et le plissement, ou bien la contraction a affecté d'abord la partie intérieure de la chaîne au Pontien pour se propager ensuite vers l'extérieur. Mais quelle que soit l'explication retenue, on voit qu'il ne s'écoule aucun délai entre contraction et surrection.

² Je n'exclus nullement qu'une partie de leurs structures tectoniques ne puisse être due aussi à des glissements locaux de couverture sur les flancs de l'axe surélevé des massifs cristallins externes, car nous allons voir que cette contraction s'accompagne de surrection.

Comme pour les phases antérieures, *la phase ponto-pliocène est suivie de mouvements verticaux positifs ou négatifs*, qui ont été surtout analysés dans les Alpes maritimes et à la limite des Alpes et de la plaine du Pô. Mais en dehors de ces régions, les renseignements sont beaucoup plus vagues car le Pliocène, s'il existe, est continental et en général impossible à dater. Les formations qui lui sont attribuées sont soulevées et parfois basculées mais non plissées. Il existe en tout cas des failles quaternaires dénivellant des éboulis ou des polis glaciaires. Il n'est donc pas étonnant que *ces mouvements verticaux soient toujours vivants*.

La répartition des séismes actuels est très instructive à cet égard : J. ROTHE (1948) a dégagé l'existence d'une *zone sismique piémontaise* qui traduit le jeu relatif du bâti alpin et du bassin padan, d'une *zone sismique briançonnaise* qui est, en fait, à relier avec la surrection progressive des massifs cristallins externes (les épicentres des séismes de Guillestre et de la haute Ubaye se situent sur de grandes failles parallèles à celles de la bordure orientale du Pelvoux), et *une zone sismique externe*, plus diffuse. Là un certain nombre de séismes se situent à nouveau sur la bordure des massifs cristallins externes (Grenoble) et doivent être le symétrique de ceux du Briançonnais; d'autres au voisinage de la vallée du Rhône (Tricastin) pourraient être parallélisés avec les séismes piémontais.

IV. Comparaison avec les autres chaînes géosynclinales.

Au point de vue tectonique, la chaîne alpine s'inscrit assez bien dans les schémas tectoniques qui ont été donnés par L. GLANGEAUD au cours de ces dernières années (1956, 1957, 1962) pour les chaînes de la Méditerranée occidentale³. Toutefois la phase éocène inférieure (Iaramienne s.l.) ne s'y retrouve pas ou y est mal individualisée. Par contre, partout apparaît une *compression d'âge oligocène inférieur ou moyen*, suivie de l'émission d'*ondes de relaxation* (L. Gl.). Ces ondes se propagent à la fin de l'Oligocène et même au cours du Miocène, en poussant devant elles des nappes superficielles, d'origine interne, bien souvent à matériel Flysch dominant. Dans les Alpes franco-italiennes, de telles nappes sont représentées par le Flysch à Helminthoïdes et les Flyschs internes associés, mais leur mise en place est plus précoce et se fait en liaison avec les ondes de relaxation de la première phase.

On retrouve enfin partout une *phase ponto-pliocène* où les effets de plissements sont plus réduits et bien souvent masqués par les grands soulèvements et affaissements cassants qui les accompagnent.

³ A l'exception de la chaîne pyrénéo-provençale dont l'évolution est tout à fait différente.

Si l'on veut élargir encore la comparaison, on peut alors utiliser le tableau publié récemment par L. GLANGEAUD et Cl. BOBIER (1963), qui montre le parallélisme entre crises orogéniques et inversions de l'orientation du champ magnétique terrestre à l'échelle mondiale. Un tel parallélisme, qui permet d'éliminer les mouvements n'ayant pas valeur de phase tectonique, montre l'existence de trois groupes de déformations tertiaires, situés respectivement à l'Eocène inférieur, à l'Oligocène et au Pontien-Pliocène. Chacun de ces groupes est lui-même divisé en deux : début et fin de l'Eocène inférieur, début et fin de l'Oligocène, Pontien et fin du Pliocène.

Nous ne pouvons, dans les Alpes, distinguer encore nettement les deux phases de l'Eocène inférieur, qui ont probablement existé. Nous pouvons distinguer les mouvements pontiens et ceux du Pliocène supérieur. Mais les choses sont moins claires pour l'Oligocène : la contraction sannoisienne est évidente, mais nous n'avons dans les Alpes occidentales franco-italiennes aucune trace nette d'une contraction fini-oligocène distincte, au moins en l'état actuel de nos connaissances.

Au point de vue volcanisme, les Alpes franco-italiennes sont extrêmement pauvres. Les rares manifestations sont essentiellement andésitiques et liées à l'individualisation de bassins sédimentaires post-tectoniques au cours des phases de détente suivant les deux premières contractions.

En revanche, le *métamorphisme*, de caractère syntectonique, y affecte beaucoup plus largement les zones internes que dans les autres chaînes méditerranéennes où il est réduit, sinon totalement absent.

ARTICLES CITES DANS LE TEXTE

- BARBIER (R.) (1944). — Découverte du Nummulitique dans la couverture du massif du Grand-Châtelard près de St-Jean-de-Maurienne (Savoie) (*C. R. Som. S. G. Fr.*, p. 24).
- (1948). — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. S. C. G. F.*).
- (1956). — L'importance de la tectonique anténummulitique dans la zone ultradauphinoise au N du Pelvoux : la chaîne arvinche (*B.S.G.F.* (6), p. 355).
- BARBIER (R.) et *alt.* (1963). — Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée (*Livre Jub. P. Fallot, S. G. F.*, t. 2).
- BARBIER (R.) et MICHEL (R.) (1958). — Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves (*B.S.G.F.* (6), p. 709).
- BADOUX (H.) (1962). — Géologie des Préalpes valaisannes (*Mat. C. géol. Suisse*, n.s. 113).

- BAUMBERGER (E.) (1931). — Zur Tektonik und Alterbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand (*E.G.H.*, 14, p. 105).
- BELLAIR (P.) (1957). — Le volcanisme nummulitique du Champsaur (*C. R. Ac. Sc.*, t. 245, p. 2515).
- BLANCHET (F.) (1935). — Etude géologique des Montagnes d'Escreins (*T.L.G.*, 37).
- BŒUF (S.), BIJU-DUVAL (B.) et GUBLER (Y.) (1962). — Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes) (*T.L.G.*, 37).
- BORDET (P.) (1963). — Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises (*T.L.G.*, 39).
- BULARD (P.) et DEBELMAS (J.) (1961). — Contribution à l'étude de la zone briannonnaise : le massif de la Séta (Savoie) (*B.S.C.G.F.*, 264).
- BOURCART (J.) (1960). — Sur le conglomérat de Roquebrune (A.-M.) (*C.R.S.G.F.*, p. 100).
- BOUSSAC (J.) (1912). — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*M.S.C. G.F.*).
- BYRAMJEE (R.), LEMOINE (M.) et POIMBŒUF (F.) (1953). — Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briannonnaise au NE de Serre-Chevalier (H.-A.) (*C.R.A.S.*, t. 236, n° 7).
- CHAUVEAU (J.) et LEMOINE (M.) (1961). — Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (*B.S.C.G.F.*, 264).
- CHAROLLAIS (J.) et WELLHAUSER (F.) (1962). — Contribution à l'étude des marnes à Foraminifères des chaînes subalpines (Haute-Savoie, France) (*Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Ing.*, 29, n° 76, p. 21).
- CHESSEX (R.) (1959). — La géologie de la haute vallée d'Abondance (H.-S.) (*E.G.H.*, 52, p. 295).
- DEBELMAS (J.) (1955). — Les zones subbriannonnaise et briannonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (H.-A.) (*Mém. S. C. G. F.*).
- (1961). — Contribution à la connaissance de la zone briannonnaise au S de Guillestre (H.-A.) : les montagnes de Cugulet et de la Saume (*B.S.C.G.F.*, 261).
- DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.) (1956). — Les écailles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (H.-A.) (*B.S.G.F.* (6), 6).
- DEBELMAS (J.) et SARROT-REYNAULT (J.) (1960). — Le réseau de failles du massif du Taillefer près Vizille (Isère) (*T.L.G.*, 36).
- DEMARCO (G.) (1962). — Etude stratigraphique du Miocène rhodanien (*Thèse*, Paris, ronéot.).
- DONDEY (D.) (1960). — Précisions sur l'attribution paléogéographique de la nappe moyenne des klippen de Savoie (*C.R.A.S.*, t. 251, p. 3007).
- ELLENBERGER (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. S. C. G. F.*).
- FAURE-MURET (A.) (1955). — Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires (*Mém. S. C. G. F.*).
- FLANDRIN (J.) (1961). — Les conglomérats sannoisiens de Montfroc, au N de la chaîne de Lure (Drôme) (*C.R.A.S.*, p. 764).
- GABERT (P.) (1962). — Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. Impr. Louis-Jean, Gap.
- GÈZE (B.) (1960). — La genèse néogène de l'arc de Nice (A.-M.) (*C.R.S.G.F.*, p. 33).
- (1960). — L'évolution quaternaire de l'arc de Nice (A.-M.) (*C.R.S.G.F.*, p. 37).
- GERMAIN (C.) et DEMAISON (G.) (1958). — Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence (*T.L.G.*, 34).
- GIDON (M.) (1962). — La zone briannonnaise en haute Ubaye (B.-A.) et son prolongement au SE (*Mém. S. C. G. F.*).

- GIGNOUX (M.) (1960). — Géologie stratigraphique (5^e éd.). Masson, Paris.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise (2^e éd.). Masson, Paris.
- GINSBURG (L.) (1959). — Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var (B.S.C.G.F., 259).
- GIOT (P.) (1934). — Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme) (T.L.G., 24).
- GLANGEAUD (L.) (1956). — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas N-Africain (B.S.G.F. (6), p. 867).
- (1957). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques (R. Géogr. phy. Géol. dyn., (2), p. 200).
- (1962). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases pauto-plio-quatérnaires. Coll. Villefranche, 1961 (Ed. C. N. R. S.).
- GLANGEAUD (L.) et d'ALBISSIN (M.) (1958). — Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurale (B.S.G.F. (6), p. 675).
- GLANGEAUD (L.) et BOBIER (Cl.) (1963). — Corrélations entre le paléomagnétisme et les phases orogéniques pendant le Tertiaire (C. R. som. Soc. géol. Fr., p. 7).
- GOGUEL (J.) (1936). — Description tectonique de la bordure des Alpes, de la Bléone au Var (Mém. S. C. G. F.).
- (1952). — Volcanisme tertiaire dans le synclinal de St-Antonin (C.R.A.S., t. 234, p. 221).
- GUBLER (Y.) (1955). — L'Eocène subbriançonnais au NE du massif de l'Argentera (C.R.S.G.F., 21 mars).
- (1958). — Etude critique du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud (E.G.H., 51, p. 942).
- GUILLAUME (A.), BERNHEIM (P.) et HAAS (J.) (1962). — A propos de données nouvelles sur les Flyschs du secteur des Gets (H.S.) (B.S.G.It., fasc. 3, p. 121).
- LANTAUME (M.) (1962). — Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes (Thèse, Paris, ronéot.).
- LAPPARENT (A.-F. de) (1938). — Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance (B.S.C.G.F., 198).
- LATREILLE (M.) (1961). — Les nappes de l'Embrunais entre Durance et haut Drac (Mém. S. C. G. F.).
- LEMOINE (M.) (1961). — La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales (Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., p. 163).
- LORENZ (C.) (1960). — Données nouvelles sur la date de la transgression de l'Oligo-Miocène ligure dans la région de Ceva-Millesimo (Piémont) (C.R.A.S., t. 250, p. 1683).
- LORY (P.) et LAPPARENT (A.-F. de) (1937). — Remarques sur le Nummulitique du Dévoluy et du Champsaur (B.S.G.F. (5), 7).
- LUGEON (M.) et GAGNEBIN (E.) (1941). — Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes (Bull. Lab. Géol. Lausanne, 72).
- MARTINI (J.) (1961). — Présence de l'Yprésien dans le massif des Bauges (Savoie) (Arch. Sc. Genève, vol. 14, fasc. 3, p. 512).
- MORET (L.) (1934). — Géologie du Massif des Bornes (Mém. S. C. G. F.).
- ROTHE (J.) (1938). — La séismicité des Alpes occidentales (Ann. I. Phys. Gl. Strasbourg, t. III).
- ROVERETO (G.) (1934). — Epigenesi postpliocenico delle Alpi marittime e della Riviera ligure (R. Ac. Naz. dei Lincei, 20, fasc. 5-6, p. 153).
- SCHNÉEGANS (D.) (1938). — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye (Mém. S. C. G. F.).

- STANLEY (D.) (1961). — Etude sédimentologique des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux (*R. Inst. Fr. Pétr.*, XVI, n° 11).
- TISSOT (B.) (1956). — Etude géologique du massif du Grand-Galibier et des Cerces (*T.L.G.*, 32).
- VUAGNAT (M.) (1947). — Remarques sur les grès mouchetés du Champsaur (*Arch. Sc. Phys. Nat. Genève*, 64, n° 2, p. 36).
- VERNET (J.) (1962). — Contribution à l'étude du Pliocène niçois (*T.L.G.*, 38).