

Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné : leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin : conséquences pétrostructurales

Autor(en): **Vialon, Pierre**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **54 (1974)**

Heft 2-3: **Alpidische Metamorphosen in den Alpen**

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-42214>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Les déformations «synschisteuses» superposées en Dauphiné

Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin

Conséquences pétrostructurales

Par *Pierre Vialon* (Grenoble) *)

Avec 13 figures dans le texte

Résumé

On expose les principaux résultats de l'analyse structurale des couvertures des massifs cristallins dauphinois¹⁾, et leurs conséquences dans l'histoire de l'orogénèse alpine. Trois phases de déformations sont définies. Les deux dernières peuvent s'accompagner, en Dauphiné, de schistosité; la phase initiale, crétacée, ne devient synschisteuse que dans les zones internes où le métamorphisme précoce lui est également, au moins en partie, attribué. Cependant la décomposition en phases n'est qu'un artifice d'exposé car toutes paraissent appartenir à un film relativement continu d'une *contraction globale Nord-Sud*, dominante et durable. Cette direction est cependant déviée par le rejeu de grandes sutures du socle, préexistantes et assimilées au *prolongement dans le domaine alpin des failles cévenoles* (N 50° E) de la bordure orientale du Massif Central français.

Un modèle cinématique est proposé. Il entraîne à expliquer une partie de la courbure de l'arc alpin occidental par la collision de masses se déplaçant suivant une direction Nord-Sud. La subduction corrélative aurait, dans cette hypothèse, un pendage *vers le Nord* et ne serait effective et importante que dans la partie italo-suisse, est-ouest, de la chaîne. Dans les régions occidentales, particulièrement en Dauphiné, ce déplacement ne se traduirait, pour l'essentiel, que par des rotations et des glissements subméridiens, de sens senestre, éventuellement tardivement basculés. On envisage les conséquences de ces propositions sur la répartition des métamorphismes.

*) Adresse de l'auteur: Institut Dolomieu, Géologie et Minéralogie, Université de Grenoble, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

¹⁾ La plus grande partie des données analytiques a été rassemblée par MM J. P. GRATIER, B. LEJEUNE et J. L. VERGNE au cours de la préparation de leurs thèses de III^e Cycle, soutenues à Grenoble en Juin 1973. J'ai plaisir à les remercier ici de leur collaboration active et amicale.

INTRODUCTION

OBJET DE L'ETUDE. METHODES

La présente étude intéresse principalement les couvertures à faciès dauphinois (calcaires argileux noirs du Lias-Dogger) des massifs cristallins alpins externes de Belledonne et des Ecrins-Pelvoux. Les données analytiques ont été recueillies le long du sillon subalpin entre le Seuil de Megève et la région de Gap, en passant par le Grésivaudan, la cuvette de Grenoble et les bordures occidentales du Massif des Ecrins Pelvoux. Les «synclinaux» intracristallins de ce massif (Bourg-d'Oisans, Valjouffrey, Valgaudemar, Champoléon) entrent également dans ce cadre, dont les limites méridionales se situent au front des nappes de l'Embrunais.

Tous ces secteurs possèdent une grande homogénéité due à la constance des faciès et à l'importance des déformations «pénétrantes» qui les affectent. On ne tiendra pas compte ici des variations lithologiques ou des épaisseurs des formations qui, selon les auteurs, caractérisent cette zone dite «avant fosse dauphinoise» de l'orogène alpin. La paléogéographie relativement complexe du bassin de sédimentation sera néanmoins prise en compte dans l'essai de synthèse finale.

L'analyse structurale effectuée a permis de donner une image de la géométrie actuelle de structures de différentes tailles. Dans chaque cas, les mécanismes élémentaires qui ont donné ces formes ont pu être reconstitués. En les rassemblant en un tout cohérent, on est conduit à proposer un modèle cinématique de l'évolution tectonique des secteurs étudiés et à les replacer dans le contexte alpin. Cela entraîne des conséquences qui dépassent largement le cadre précis de cette étude.

Le repère structural principal de toute la région étudiée, est un clivage schisteux dit S2. Il supprime et oblitère même souvent totalement la stratification. On le considère comme le plan XY d'un moment de la déformation²⁾. C'est une schistosité de flux et quelle que soit la lithologie (le plus souvent des calcaires argileux chargés de matière organique) il y a réorganisation presque complète des constituants, aplatissement et élongation selon une direction privilégiée dans ce plan. Cet allongement maximal X2 est marqué par une

²⁾ Dans nos conventions, pour un objet déformé donné, X est la direction d'allongement maximal, Z celle de contraction maximale, Y la direction intermédiaire. X, Y et Z définissent le trièdre trirectangle de la déformation. Les indices (X1, X2 etc.) indiquent des étapes différentes de la déformation. La notation X'1, Z' etc. . . . correspond à un axe local d'une étape donnée. Ce trièdre cinématique ne correspond pas toujours aux axes géométriques où «b» est l'axe charnière des plis, «a» la direction perpendiculaire contenue dans le plan axial et «c» l'axe perpendiculaire au plan (a b).

linéation nette qui donne parfois à la roche une texture fibreuse. Les corps inclus (fossiles, cristaux de pyrite etc. . . .) sont étirés, tronçonnés ou prolongés par des halos (pressure shadows) selon cette direction.

La reconstitution de la suite des déformations qui ont affectées la région, a été permise par l'analyse de la disposition et des caractéristiques de ce plan S2. Celles-ci sont conditionnées par l'existence de structures antérieures à l'apparition de S2 et par des déformations plus récentes. On ne détaillera pas ici la démarche qui a conduit à établir la succession de ces événements, mais on schématisera les différents mécanismes successifs qui permettent d'expliquer les structures actuelles à diverses échelles.

I. LES STADES SUCCESSIFS DE DEFORMATION

A. Le plissement initial. Phase 1

Au Sud-Est d'une ligne située approximativement selon l'allongement actuel de la chaîne de Belledonne, les faciès dauphinois comportent des plis de direction moyenne E-W. Cependant dans les secteurs les plus occidentaux cette direction peut s'infléchir jusqu'à N 60° E, et, dans l'Est jusqu'à N 110° E.

Ces plis étaient des plis de flexion qui affectaient le socle et sa couverture. Il s'agissait de structures assez amples et de grande longueur d'onde au moins au niveau d'une zone médiane passant par Bourg d'Oisans. Vers le Sud les trains de plis étaient plus resserrés et un net gradient de déformation peut être mis en évidence lorsqu'on se dirige de la vallée de la Romanche en direction de Gap. C'est d'ailleurs dans ce dernier secteur, en Dévoluy, que ces plissements ont été depuis longtemps reconnus. Il s'agit là typiquement des structures antésénoniennes, caractérisant les chaînes subalpines méridionales. C'est le plissement dit « pyrénéo-provençal » aux caractères variables en intensité et en âge selon les lieux considérés (LEMOINE, Geol. Rundsch. 1972). Il est probable qu'en bien des points ces plis étaient déversés vers le Nord, le socle pouvant alors participer à ces déversements.

Vers le Nord Est on observe une bonne continuité entre ces plis et ceux de la région Arvinche. Mais là encore, en se déplaçant de la région de Bourg d'Oisans vers celle des Arves, existe un net gradient de déformation, cette fois en direction de l'Est: Les plis arvinches proprement dits (BARBIER et BARFETY 1972) sont beaucoup plus serrés et de plus grande amplitude que leurs homologues de l'Oisans; de plus un début de clivage schisteux lié à ces plis transversaux apparaît progressivement dans ces régions orientales. La discordance du flysch des Aiguilles d'Arves, dont la base est datée du Lutétien, fixe une limite d'âge supérieure à ces structures.

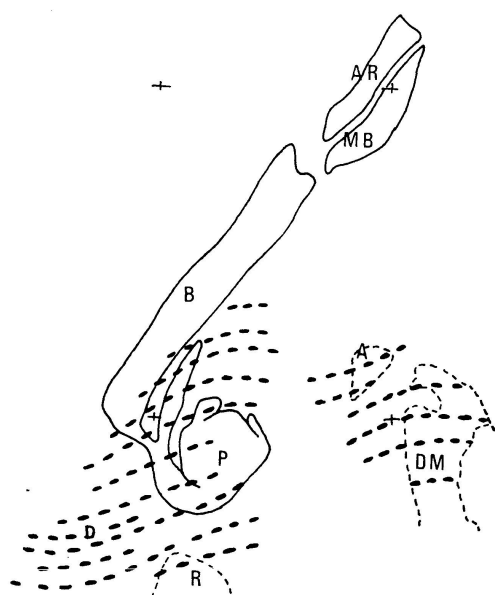


Fig. 1. Carte schématique de la position des axes de plis de phase 1. On a situé les massifs cristallins des Aiguilles Rouges: AR; du Mont Blanc: MB; de Belledonne: B et du Pelvoux: P. Les contours des massifs internes de Dora Maira (DM) et Ambin (A), sont figurés en tirets, de même que le pli de Remollon: R (de phase 2). «D» situe le Dévoluy où les plis antésénoniens sont classiques.

Ainsi le plissement pyrénéo-provençal (s. l.) datant d'environ 80 M.A., implique une contraction NS : ZI. Les structures nées à cette période affectent le socle et sont sensiblement EW, mais sont infléchies jusqu'à être tangentes à une direction à peu près N 60° E dans une région occidentale où elles disparaissent progressivement (voir fig. 1).

Cette disposition s'accompagne d'un gradient d'intensité de la déformation à la fois en direction du Sud et de l'Est.

Il faut remarquer qu'il est possible de relier ces plis des domaines alpins externes à ceux des zones piémontaises. Là, schistes lustrés et massifs cristallins internes (Grand Paradis, Dora Maïra, etc.) sont affectés par d'innombrables plis transversaux contemporains de recristallisations importantes datées du Crétacé. Cette extrapolation permet de mieux souligner le gradient de déformation, et/ou de métamorphisme, en direction de l'Est, pour cette première étape.

B. L'apparition du clivage schisteux régional. Phase 2

Ce plissement initial est ultérieurement repris par une déformation qui en Dauphiné est beaucoup plus intense, et toujours liée à l'apparition d'un intense clivage schisteux de flux. Le domaine où se développent les plis synschisteux, dépasse largement celui du stade antérieur. Ainsi les structures de cette période peuvent-elles être simples ou issues de la superposition de deux phases.

Les trains de plis qui apparaissent dans cette phase 2 sont de type isoclinal, droit ou faiblement déversé. Leurs directions sont complexes et dessinent plusieurs ondulations, mais dans l'ensemble elles forment une grande virgation, ouverte à l'Est et passant progressivement de N 50-60° E (Aravis) à N 0°

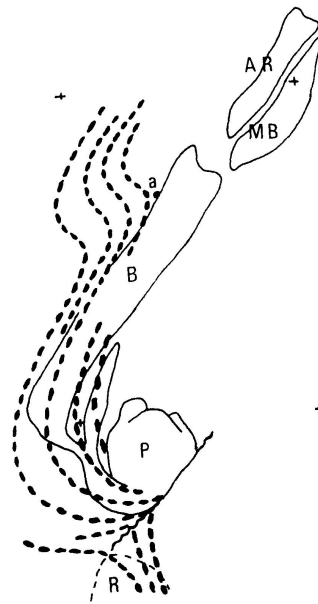


Fig. 2. Carte schématique de la position des axes de plis de phase 2 et de la direction de leur schistosité S 2. Même légende que pour fig. 1. Noter l'inflexion de la région d'Albertville (a), et l'«hiatus sud-pelvousien» (trait ondulé).

(S de Grenoble, Bourg d'Oisans) et jusqu'à N 150° E puis N 130° E (Sud du Pelvoux). Notons que si l'on suit les structures vers le N E (Aiguilles Rouges et au delà vers l'Est) elles tendent à devenir sensiblement E-W (voir fig. 2 et 9).

Ces orientations se moulent ainsi sur les contours des masses de socle. Il est important de souligner que l'inflexion qui se rencontre le long de cette grande virgation dans la région d'Albertville (disposition en S passant de N 60° E à N 140° E puis revenant à N 60° E) est très comparable à celle qui se trouve dans la région de Gap. Mais à ce niveau peut être défini en outre l'*hiatus sud pelvousien*. En effet l'inflexion continue de la région occidentale (N de Gap) est brutalement cisailée au NE (Zone du front des nappes, voir carte) selon une direction qui s'aligne sur la bordure rectiligne SE du massif des Ecrins-Pelvoux entre le Champsaur et la région de Briançon. L'orientation de S2, et des axes de plis liés, qui est environ N 130° E dans l'emprise pelvousienne, devient sensiblement méridienne au S du hiatus, dans l'avant pays des nappes de l'Embrunais.

Dans toutes les régions où cette déformation est simple les axes des plis sont subhorizontaux. Mais là où elle se superpose aux plis «pyréno-provençaux», existent de forts plongements axiaux: au niveau des charnières des plis 1, les axes 2 sont subhorizontaux, sur les flancs, les axes nouveaux ont une inclinaison qui est fonction du pendage antérieur du banc affecté. C'est d'ailleurs l'étude de la répartition cartographique de ces différents plongements qui a permis de mettre en évidence les plis de la phase 1 (voir fig. 3). La forme en demi dôme des structures de la région de Remollon est liée à ce type d'interférence et la terminaison nord de ce «dôme» est celle d'un pli de phase S2 plongeant vers le N W car là se situe un flanc de pli antérieur transverse.

La phase 2 s'est produite dans un climat tel que les roches affectées étaient

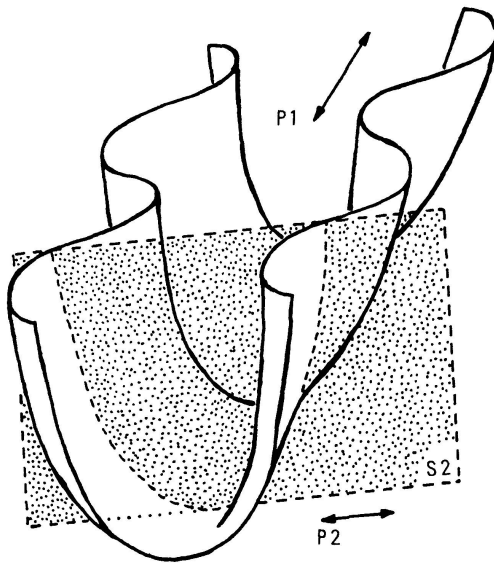


Fig. 3. Schéma du mode d'intersection des plis de phase 2 (P 2), à clivage schisteux S 2, avec les plis de phase 1 (P 1). Les plis P 2 peuvent avoir un fort plongement axial.

plastiques: une réorganisation minéralogique totale du matériau et la schistosité de flux S 2, plan axial des plis congénères, apparaissent.

Mais cette mise en plasticité du matériau était due, selon les lieux, à différentes causes. En effet S 2 se rencontre depuis le Lias jusqu'aux horizons du Tertiaire (Priabonien probable) des synclinaux des Bauges. Il est évident que les contraintes moyennes (et surtout la pression de confinement, lithostatique) régnant à ces différents niveaux, ne pouvaient être les mêmes. Par ailleurs il est probable qu'une forte teneur en eau, ou fluides divers, favorisait la mise en plasticité du matériau; mais là encore les raisons de la richesse en fluides peuvent être variées.

Les calcaires argileux du Lias Dogger devaient présenter avant l'apparition de la schistosité une grande imperméabilité qui implique de mauvais écoulements de l'eau interstitielle. De ce fait durant la compaction consécutive à l'enfouissement du sédiment ou aux efforts tectoniques qu'il doit supporter, peuvent se créer des états transitoires de surpression amenant plus aisément aux conditions permettant la création du clivage (RUMEAU et SOURISSE 1972). Celui-ci, dès qu'apparu, devient le cheminement naturel des écoulements, seulement alors possibles. Au contraire les horizons calcaires, plus compétents et rapidement fissurés (stade de fragilité précédant la plasticité) ont une plus grande perméabilité. Les surpressions ne peuvent y apparaître, la mise en plasticité du matériau n'a pu se réaliser, et il ne comporte pas de schistosité.

Ailleurs (et c'est le cas des sédiments priaboniens des Bauges qui n'ont évidemment pas subi la déformation 1), ni l'imperméabilité, ni l'enfouissement impliquant de plus fortes pressions de confinement et des températures relativement plus élevées, ne peuvent être invoqués. Ce sont pourtant les facteurs qui rendent possible, au delà d'un certain seuil, le comportement plastique du matériau et que nous admettons nécessaire à la réalisation de la schistosité.

Mais alors la déformation s'est produite dans un milieu en cours de diagenèse encore gorgé d'eau, comme l'indiquent les alignements de cherts calcaro-siliceux dans le plan du clivage et non dans celui de la stratification. Ainsi la schistosité a pu être obtenue là sous des efforts minimes.

Ainsi, et quelles que soient les raisons invoquées pour expliquer la mise en plasticité des roches affectées par cette déformation 2, une schistosité régionale dessinant une grande virgation apparaît à une époque que l'on peut fixer à la limite inférieure de l'Oligocène (environ 40 MA). Sa disposition correspond à un stade de contraction dont nous discuterons plus loin l'orientation Z 2 globale, mais dont les différentes directions locales Z' 2 varient de N 40° E à N 150° E.

A ce stade les différentes orientations d'étirement dans le plan de S 2, sont des X' 2, confondues avec les charnières des plis contemporains. Elles dessinent donc la même virgation que les axes de plis et S 2.

Le socle cristallin est également affecté par ces déformations et en particulier par la schistosité S 2. Celle-ci peut alors s'accompagner de recristallisations. C'est le cas dans le massif du Mont Blanc, où les minéraux nés dans ce plan ont été datés de 40 MA (LEUTWEIN, POTY et al. 1970). La schistosité est alors parallèle à celle de la couverture. Elle ne paraît pourtant se développer que dans des secteurs privilégiés qui sont toujours des zones majeures de cisaillement.

Les recristallisations qui se rencontrent dans les zones schisteuses de la couverture (Etudes de la cristallinité des Illites de APRAHAMIAN, DUNOYER DE SEGONZAC, KUBLER, etc.) paraissent obéir aux mêmes lois. En effet selon les données actuelles elles se cantonnent aux abords des fractures majeures (bordure occidentale du bassin de Bourg d'Oisans) aux zones proches des chevauchements des nappes de l'Embrunais, ou à celles des limites socle/couverture.

C. La surrection des massifs cristallins et le plissement par pli fracture (strain slip S 3). Phase 3

Le dispositif assez complexe des structures de la phase 2 défini ci-dessus peut paraître une conséquence de la déformation récente d'une organisation initiale mieux réglée. En fait il n'y a aucune raison de penser a priori que l'orientation du trièdre de déformation est restée constante au cours de la formation de S 2 sur les quelques 200 kms de l'arc étudié. Cependant il est évident que les structures 2 ont été déformées par des événements plus récents: l'intense développement, quoique local, d'un nouveau clivage S 3 par pli-fracture, qui recoupe parfois orthogonalement l'ancienne schistosité S 2, ou les plissements plus ou moins amples de ce plan, en sont des exemples démonstratifs. Mais les modalités extrêmement variées de ces superpositions,

font qu'il est possible d'affirmer qu'antérieurement à la phase 3 les structures 2 étaient courbes.

En effet il est toujours possible de situer la direction des axes cinématiques 3: ils sont particulièrement ordonnés et constants. Les axes b des plis, quand ils existent, ont une direction moyenne N 20–40° E et admettent une schistosité de strain slip, généralement de même direction mais de pendage variable. La direction de contraction maximale Z3 est toujours sensiblement E-W (N 80° E à N 120° E), et la direction d'allongement est verticale ou comprise dans un plan vertical presque perpendiculaire aux charnières des plis congénères et à S3. Cette grande homogénéité n'est réellement perturbée qu'au niveau du hiatus sudpelvousien où une inflexion de même sens que celle qui affecte S2 confirme la réalité de la discontinuité et la pérennité de ses rejets.

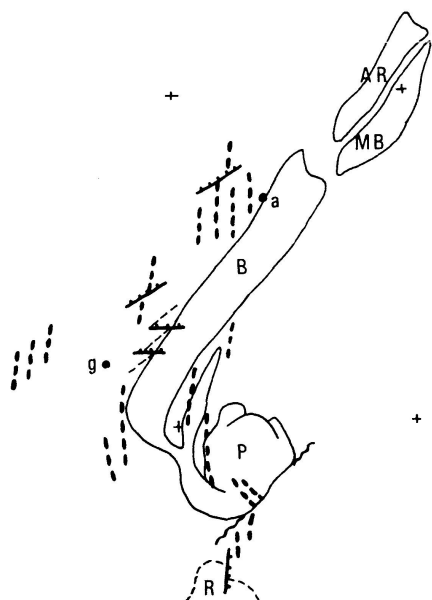


Fig. 4. Carte schématique des axes de phase 3 et éventuellement de la direction de S3. On a indiqué quelques failles (segments barbelés) et le sens de leurs rejets. g: Grenoble; a: Albertville. Même légende que la figure 2. Noter la persistance du hiatus sud-pelvousien.

Cette exception change peu de choses au fait que le stade 3 tend à rendre plus méridiennes les structures antérieures. C'est parce que les résultantes de ces superpositions ne sont pas en tous points identiques que l'on a été conduit à admettre que sous une déformation ultime réglée, le dispositif antérieur dessinait une virgation.

Ainsi la déformation 3 intervient sur la géométrie 2 avec des angles variés. En fait tout semble débuter dans le socle cristallin, avec des déplacements cisailants et une surrection progressive. Ces mouvements entraînent des torsions et des basculements des structures antérieures, particulièrement un rabattement vers l'horizontale (au moins dans certains secteurs) du plan S2. Ces déversements peuvent aller jusqu'à de vrais chevauchements en direction de l'Ouest, et accompagnent la contraction E-W. Les conséquences sur la géométrie des structures sont fonction de l'angle que le plan S2 préexistant

fait avec le plan (X3 Y3), normal à la contraction, et qui peut *ou non* s'individualiser en un clivage S3.

On rencontre les possibilités suivantes :

— *Les deux plans sont presque parallèles.* En ce cas le strain slip S3 n'apparaît pas. La nouvelle déformation s'individualise mal et ses effets s'ajoutent à ceux de la précédente dans la même géométrie. Il est cependant aisé de reconnaître si un ancien plan S2 a été réutilisé lors de la phase 3 grâce à la disposition de l'allongement minéral X3 qui est le plus souvent oblique sur le précédent, le recoupe éventuellement, et n'est pas comme lui parallèle aux axes des plis. Cela souffre cependant des exceptions dans le cas où les plis 2 ont une charnière subverticale, lorsqu'ils se situent sur les flancs des plis 1. C'est fréquemment ce qui se produit dans la région ouest du Pelvoux où les structures combinées selon ce type sont particulièrement spectaculaires dans les parties occidentales des synclinaux intracristallins comme celui de Bourg d'Oisans.

Dans ces régions la contraction E-W Z3 provoque aussi très généralement un poinçonnement horizontal des masses cristallines dans leur couverture. Ce déplacement relatif est guidé par l'orientation des plans préexistants et surtout par ceux des flancs de plis 1 au contact socle/couverture (plans E-W à N 60° E, à pendage S ou SE: plis déversés) et par le clivage S2 (plans N-S à N 140° E, subverticaux). Ce sont donc des « coins » de socle ainsi délimités qui poinçonnent la couverture. L'aplatissement dans la plan S2+S3 confondus est ainsi accusé mais de façon plus intense en face de la pointe des coins que sur leurs côtés. L'étirement X3 correspondant, subvertical, se développe avec un taux variable, comme l'aplatissement: il est d'autant plus important que l'on se trouve plus près du saillant des différents coins. La roche est alors fortement linée, peut devenir fibreuse et les traces anciennes du plan S2 tendent à se paralléliser à ce nouvel allongement.

Dans ce mécanisme les plans-guides du découpage en coins jouent en failles décrochantes, simples, verticales et antihoraires lorsque S2 engage le déplacement; de sens dextre et à composante de chevauchement apparent vers le NW

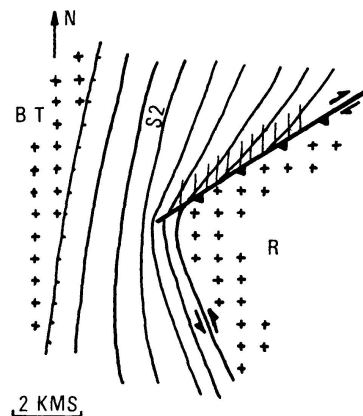


Fig. 5. Carte schématique du poinçonnement par le « coin » élémentaire du Rochail (région de Bourg d'Oisans). R: massif du Rochail, dépendance occidentale du Pelvoux; BT: Belle-donne-Taillefer. Sur la faille nord à déplacement dextre, le pendage SE (sens des barbes) conduit à un chevauchement apparent vers le NW et une torsion de S2 qui entraîne la naissance de S3.

(Meije, Rochail, etc.), lorsque ce sont les flancs de plis 1, dés l'origine déjetés ou déversés vers le N, qui rejouent (fig. 5). Le long de ces décrochements se produisent des torsions de S2, qui amènent cette schistosité ancienne dans une position convenable pour que S3 apparaisse (voir cas suivants).

La remontée progressive et dissymétrique du socle cristallin commence donc avec ces mouvements. Elle entraîne ainsi le basculement des plans S2 primitivement subverticaux vers l'horizontale. D'autres géométries favorables au développement de S3 se réalisent ainsi.

Il peut arriver aussi, étant donné que S3 a parfois un pendage faible, que les plans S2 et S3 soient confondus et subhorizontaux. Dans ce cas un important glissement se produit dans le plan de schistosité, selon la direction de X3. Les zones hautes tendent ainsi à se déplacer vers l'Ouest, à peu près perpendiculairement à la direction des charnières b2, seules présentes. De tels plis chevauchants 3+2 sont présents dans la bordure de la chaîne de Belledonne ou des Aravis.

— *Les deux plans S2 et X3–Y3 sont près d'être orthogonaux. C'est alors que les conditions permettent l'apparition de S3. Mais cela peut se concevoir selon différentes géométries:*

- a) Le dièdre d'intersection est subméri dien (comme la direction de S3) et subhorizontal. C'est le cas où S2 et S3 ont une direction voisine mais où S2, basculée vers l'horizontale, est recoupée par S3 à pendage raide (cas a1), ou bien S2 est restée verticale mais est reprise par S3 à pendage faible (cas a2).
- b) Le dièdre d'intersection est encore subhorizontal mais a une direction quelconque par rapport à celle de S3. Cela se produit lorsque S2 restée subverticale avec une direction voisine de E-W, est recoupée par S3 très peu pentée.
- c) Le dièdre d'intersection est subvertical. Cette fois S2, encore subverticale et E-W, est recoupée par S3 très raide.

Toutes ces différentes possibilités, ici schématisées par les cas extrêmes, se rencontrent. Le cas a1) se retrouve par exemple dans les bordures orientales du bassin de Bourg d'Oisans où, avec le soulèvement du socle S2 a été basculée,

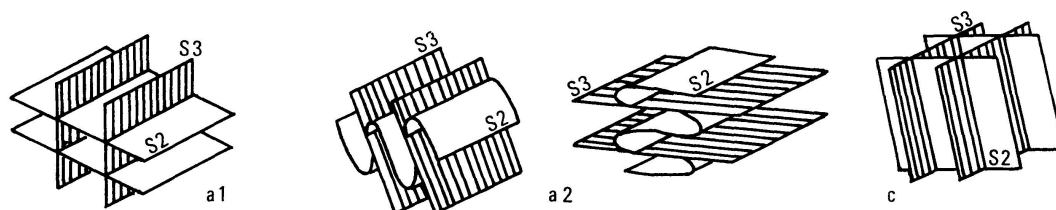


Fig. 6. Quelques modes d'intersection des clivages S2 et S3. a1), a2) et c) sont des combinaisons décrites dans le texte. S3 a toujours la même direction, son pendage varie. S2 peut avoir différentes attitudes.

et où la double schistosité débite les roches en crayons. L'attitude de ces prismes montre qu'il y a tous les intermédiaires entre les cas a1) et c); leur disposition va de l'horizontale (il y a un simple basculement de S2 autour de son horizontale), jusqu'à être très raide (là où il y a eu torsion de S2 restée verticale aux abords des fractures décrochantes des coins de poinçonnement).

Le même cas a1) est également de règle dans le Grésivaudan septentrional et les Aravis. Les microplis-fractures ont systématiquement un regard et une disposition de cisaillement qui indiquent un déplacement des zones orientales en direction de l'Ouest. Le déversement, dont le sens est souligné par des stries sur le plan S3, s'accuse lorsque le clivage, toujours plus ou moins penté vers l'Est, tend à devenir horizontal ou parallèle à S2. On retrouve alors un cas décrit plus haut.

Les combinaisons a2) et b) se présentent généralement en association dans une même structure récente. Ce sont elles que l'on rencontre dans les plis déversés en direction de l'Ouest des bordures du Sillon subalpin. Ces plis, souvent faillés, sont les seuls évidents dans l'architecture cartographiable, ce qui est du à la présence, à ces niveaux, de gros horizons calcaires dessinant la structure la plus récente. Ce sont des formes qui ont une direction axiale N 30–40° E (exemples: plis de Tamié, de la Belle Etoile etc.) et qui sont parfaitement homothétiques en grand aux microstructures, possédant un S3, des niveaux incompetents. Cela peut se vérifier à toutes les échelles et particulièrement dans les niveaux finement stratifiés du Kimméridgien (falaise de Plancherine, dans la structure de Tamié). En raison de l'enroulement autour des axes b3 (N 30–40° E) des structures synschisteuses S2 et de l'intervention sporadique des plans S3 très peu pentés vers l'Est (qui sont les plans axiaux et de « faille » des plis-failles b3), on retrouve différentes possibilités de superposition, comme indiqué ci-dessus. Dans ce secteur, en tenant compte à la fois de la flexion et du glissement qui appartiennent à la déformation 3, il a été possible de reconstituer les attitudes initiales de S2. On vérifie ainsi que les structures de la phase 2 étaient courbes dès l'origine.

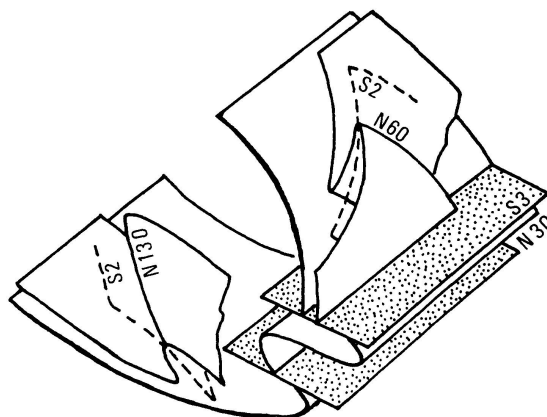


Fig. 7. Schéma de la structure Tamié-Belle Etoile (Nord d'Albertville) où les plis synschisteux de phase 2 sont déformés par «enroulement» (plis 3 par flexion des niveaux calcaires) et par glissement sur le plan de S3 (plis 3 à strain-slip des niveaux incompetents et «plis-failles»).

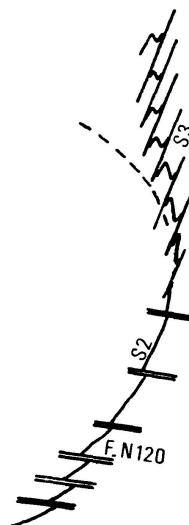
— *Les deux plans S2 et X3–Y3 occupent une position intermédiaire.* On a examiné jusqu'ici des cas extrêmes où les deux plans repères des déformations successives interfèrent comme s'ils étaient parallèles ou orthogonaux. Ce sont les cas les plus fréquents. Mais il existe aussi des zones où l'angle entre les éléments de la déformation 2 et leurs homologues de la phase 3 peut être qualifié d'*angle limite*. On situe approximativement sa valeur, après examen des différentes géométries de superposition, entre 10 et 30°. Pour un angle plus faible la déformation 3 s'engage dans la géométrie 2; pour un angle plus fort celle-ci est «enroulée». Ici, dans les conditions de l'angle limite, le processus de réorientation tend à rapprocher le plan S2, par exemple, de la position de X3–Y3.

Cela peut donner lieu à l'apparition sporadique du plan de clivage par pli fracture S3 recoupant sous un angle faible la schistosité ancienne, et il existe en effet tous les intermédiaires avec les combinaisons envisagées plus haut. Ainsi, le long du Grésivaudan, S3 disparaît progressivement à l'aval d'Albertville. Le strain-slip est alors remplacé par des fissures d'extension N 110–130° E, d'ouverture variable, à quartz et/ou calcite, indiquant en outre un déplacement systématique antihoraire le long de leur plan. S2 et les éléments associés, qui ont ici une direction comprise entre N 30° E et N 50° E, sont ainsi amenés à être plus conformes aux orientations de la déformation 3 par des discontinuités à déplacements systématiques. Ce régime qui est la règle jusqu'à la cuvette grenobloise est typique des superpositions dans les conditions de l'angle limite. Mais cette réorientation dans le cas où la déformation 3 a une direction plus méridienne que le plan S2, a son symétrique. Dans les régions orientales de Gap-Remollon, sous le front des nappes de l'Embrunais, le plan X3–Y3 est orienté à peu près N 20° E alors que le clivage S2 a une direction subméridienne. La rotation introduite est inverse de celle du Grésivaudan, elle se fait grâce au jeu de fissures N 30° E à déplacements dextres systématiques. Un réseau de failles cartographiable a dans ce secteur le même rôle et la même orientation (faille de l'Avance par exemple), et il paraît ainsi appartenir à la même génération 3.

Au total, le stade 3 de déformation tend par différents mécanismes à rendre plus méridiennes et mieux réglées des structures antérieures éventuellement très obliques et toujours très contournées dès leur origine. Parmi ces dernières, celles qui se présentaient fortuitement suivant une orientation plus conforme à celle de la phase 3, ont été accusées, exagérées et déversées vers l'Ouest. Cela correspond à la contraction Z3 de direction sensiblement E-W dans tout le secteur étudié.

On peut attribuer à cette contraction les plissements qui affectent le Miocène du Bas-Dauphiné. C'est à cette période post-miocène que l'on situera la phase 3, responsable en outre des déversements en plis-failles des chaînes subalpines (M. GIDON, 1964) homologues des microstructures à strain slip S3. La phase 3

Fig. 8. Mode de passage de la déformation de S 2 par des fissures N 120 à décrochements anti-horaires (double trait) du Grésivaudan Sud, aux plis fractures (à S 3) de la région d'Albertville. Le tireté indique la position ancienne de S 2 (inflexion d'Albertville, voir fig. 2). NB contrairement aux fissures, S 3 n'a pas la valeur de faille: voir fig. 12.



se continue par l'accentuation de la surrection des massifs cristallins externes (déjà commencée lors de la phase 2) et d'effondrements corrélatifs en grabens. Ces événements accentuent encore les géométries déversées à l'Ouest. Mais les mouvements finaux créent des fentes d'extension consécutives à ce temps de relâchement des contraintes. Dans les massifs cristallins les remplissages minéraux de ces fentes ont en effet fourni des âges de 10 MA confirmant l'époque de cette déformation (LEUTWEIN, POTY et al., 1970).

II. INTERPRETATION

Les structures superposées du Dauphiné possèdent les caractères essentiels suivants:

Phase 1: Contraction N-S, crétacée, donnant des plis transversaux à la direction générale de la chaîne, mais néanmoins infléchis jusqu'à être sensiblement parallèles à la limite occidentale (N 60° E) du domaine où ils ont pu être reconnus. L'intensité de cette déformation est croissante à la fois en direction de l'Est et du Sud.

Phase 2: Plissements synschisteux oligocènes, disposés en une grande virgation ouverte à l'Est et affectée par des inflexions secondaires dont celle du S (hiatus sud-pelvousien) est à mettre en relation avec le jeu cisailant senestre d'une discontinuité orientée N 50 E. Le gradient de déformation est décroissant en direction de la convexité de la courbe de virgation.

Phase 3: Contraction bien réglée, E-W, post-miocène, réorientant selon une direction plus méridienne les structures antérieures et provoquant un déversement général vers l'Ouest. Elle s'accompagne d'un clivage par pli-fracture

local mais de toutes dimensions, qui participe à ce déversement. Elle est contemporaine du début du soulèvement des massifs cristallins dont la surrection réelle lui semble néanmoins tardive comme le rejeu de la discontinuité sud-pelvousienne. Le gradient positif de déformation est nettement d'Ouest en Est, mais il est localement perturbé par des saillants de socle poinçonnant horizontalement la couverture.

On remarquera dans ce bref rappel que s'il est possible de situer la direction des axes de contraction des déformations extrêmes, cela n'est plus possible pour la phase 2 où les $Z'2$ se dispersent en éventail. Mais il faut alors noter que les structures de cette phase sont beaucoup plus évoluées que celles des deux autres et qu'elles se sont développées dans un matériau plastique. Cela explique assez aisément cette imprécision apparente qui ne fait que traduire un stade où les glissements et fluages doivent être la règle.

Par ailleurs, on distinguera aussi le rôle important et durable que paraissent avoir de grandes discontinuités, mal individualisées, mais assez bien orientées selon une direction SW-NE et au rejeu cisailant répété de sens senestre.

En rapprochant ces faits on est invité à rechercher dans une même cause globale les raisons de cette suite de déformations, et dans un substrat profond leurs guides majeurs, probablement peu accessibles directement en surface.

A. Les accidents cévenols du socle dans le domaine alpin

Il paraît raisonnable de rechercher les guides des déformations alpines dans les structures du socle cristallin. La disposition du hiatus sud-pelvousien conduit même à donner parmi celles-ci une place importante aux fractures orientées NE-SW. Or des études récentes (CARME 1971) ont souligné la grande homologie qui existait entre le domaine Belledonne-Taillefer et les Cévennes. Ici comme là, à la fin du cycle hercynien trois grands systèmes de fractures (entre autres éléments de comparaison) se rencontrent :

- Les accidents de type «sillon houiller», de direction N 30° E environ.
- Le système conjugué approximativement N 50° E et N 170° E, de type cévenol, où le rôle majeur est celui des *failles cévenoles* proprement dites de direction NE (failles de Privas, Alès, Nîmes...).

En bordure du Massif Central français, mais aussi en Dauphiné, ce dernier réseau a une grande importance dans la paléogéographie du Mésozoïque. À cet égard les résultats acquis par ARTRU (1972) sont clairs : l'orientation N 50° E commande toute la disposition des bassins de sédimentation, des faciès, des épaisseurs de couches, des zones d'évolution diagénétique, de répartition des éléments traceurs etc.

Les déformations ultérieures sont de la même manière sous la dépendance

d'une réactivation de ces failles. Ainsi, en Bas Dauphiné les plis de la molasse s'organisent en échelon sur une zone de cisaillement N 50° E de sens dextre. L'existence d'une fracture profonde majeure est ici confirmée par des données géophysiques et des résultats de sondages, et il est aisé de prolonger ce système jusqu'aux failles cévenoles proches (f. de Privas-Alès). L'hiatus sud-pelvousien dont nous avons vu le rôle récent, appartient à une famille semblable. Son importance dans la région SE du Pelvoux paraît évidente (M. GIDON, 1965); mais bien des jalons permettent de le prolonger aussi, par divers relais et systèmes dérivés, jusqu'à la faille de Nîmes.

Ainsi l'examen des cartes et des travaux récents (BARFETY et al., 1972, ARNAUD, 1971, 1973; etc.) indique, selon cette optique, que dans les couvertures alpines occidentales un certain nombre de fractures peuvent être, soit des répliques parallèles aux sutures N 50° E du socle sous-jacent, soit en être des conséquences de second ordre.

Par une voie identique on interprétera l'organisation et les caractères de plusieurs faisceaux de plis ou la situation actuelle de différentes unités, par l'existence ancienne de ce réseau cévenol. Cela conduit à tracer dans le domaine alpin deux grands systèmes :

- Celui de Nîmes, qui par l'hiatus sud-pelvousien rejoint la limite sud-est du massif d'Ambin puis la suture de Locana ou même le système parallèle des failles d'Ivrea.
- Celui qui prolonge les fractures de Privas-Alès et joint la basse vallée de l'Isère au synclinal de Chamonix par le Nord de la Chartreuse et la région d'Albertville (fig. 9).

Il est nécessaire de souligner d'une part que ces réseaux ne sont pas de simples fractures et se distinguent parfois moins bien, et par leurs conséquences seulement, que leurs relais plus méridiens de type sillon houiller (failles bordières de Belledonne par exemple), et d'autre part que les inflexions de la virgation de phase 2 se situent sur le trajet de ces grands accidents. Mais il faut ici remarquer que les déplacements relatifs suggérés par ces inflexions, ne paraissent pas cohérents. En effet pour le réseau Privas-Alès le décrochement paraît de sens horaire, alors que pour celui de Nîmes-hiatus sud-pelvousien il est anti horaire. Nous verrons plus loin comment interpréter cette apparente opposition.

Par ailleurs il est assez remarquable de constater que hors des alignements majeurs il existe de nombreuses répliques, de moindre importance mais de même direction et de même valeur que les failles cévenoles (failles de Beaufin, au SW du Pelvoux par exemple).

Enfin, en dehors du domaine alpin, on doit constater que les accidents N 50° E ont également un rôle important dans tout l'Est de la France: faille du Languedoc dans la virgation pyrénéenne orientale (MATTAUER et al., 1971);

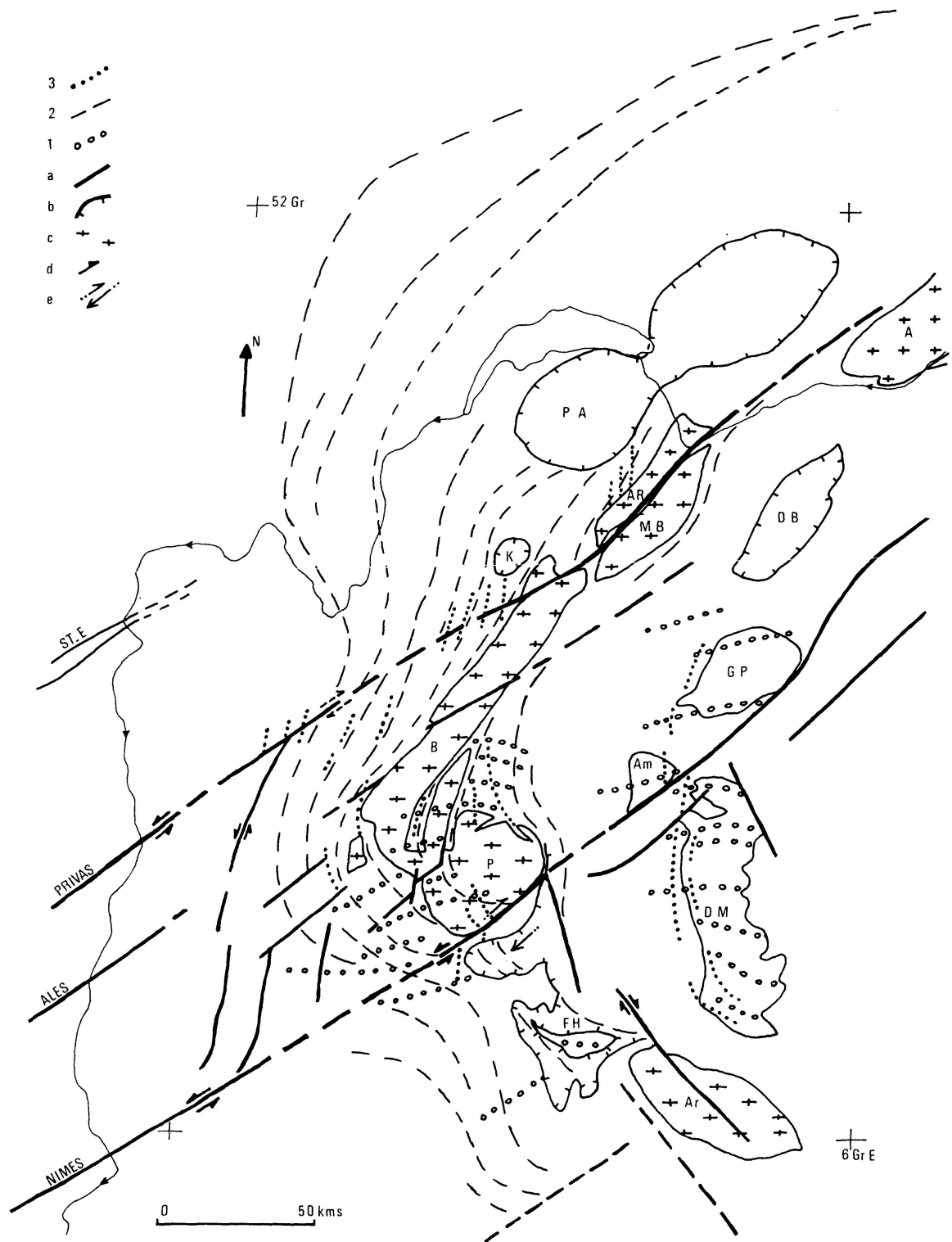


Fig. 9. Position de quelques éléments structuraux de l'arc alpin occidental selon l'interprétation proposée. Les grands décrochements cévenols (et leurs failles de second ordre) (= a) (ST E: bassin de Saint Etienne), sont indiqués avec le sens de décrochement (d) et, au Sud du Pelvoux le mouvement relatif (e) des nappes de l'Embrunais (flysch à Helminthoides: FH) par rapport au socle cristallin (noté avec c). Les recouvrements par charriage importants sont notés b). 1: position des plis de phase 1, éventuellement à schistosité, dans l'Est. 2: position des plis de phase 2 (et de leur schistosité), éventuellement repris par les plis 3. 3: position de quelques structures de phase 3.

PA: nappes préalpines; K: klippe de Savoie; DB: Dent Blanche. A: Aar; AR: Aiguilles Rouges; MB: Mont Blanc; B: Belledonne; P: Pelvoux; Ar: Argentera-Mercantour. GP: Grand Paradis; Am: Ambin; DM: Dora-Maira.

failles des bassins de St-Etienne ou d'Autun-Le Creusot dans le domaine jurassien et belfortain (RUHLAND, 1973), etc. Il n'est pas jusqu'à la zone sismique active Marseille-Haute Ubaye, reliée à une remontée selon la même orientation de la surface de Mohorovicic (RECO, 1972), qui ne puisse être, aux bordures nord-occidentales du Massif des Maures, un équivalent du réseau cévenol. Mais il est probable que dans ce secteur sud du domaine périalpin, le réseau conjugué du système N 50° E prenne de l'importance (failles de l'Argentera-Mercantour).

Au total, les limites d'influence des différentes phases de déformation définies plus haut (surtout phase 1), les zones de cisaillement sur lesquelles se parallélisent ou s'organisent les plis de chacune d'elles, comme bien d'autres éléments structuraux, paléogéographiques ou stratigraphiques, semblent sous l'influence déterminante des fractures cévenoles N 50° E du socle. Dans les déformations alpines ces accidents ont un rejeu qui paraît être dextre ou senestre. Cependant il semble évident que dans un tel édifice fracturé, la première contraction constatée, qui est N-S (phase 1), ne peut avoir qu'un effet de rotation antihoraire. C'est à partir de cette donnée de base que l'on peut envisager la suite des événements.

B. Le modèle jurassien

Si l'on considère l'intervention d'une contraction selon une direction oblique sur une fracture, congénère ou antérieure, le cisaillement résultant tend à réorienter la direction de contrainte maximale pour l'amener à être perpendiculaire à la fracture aux abords immédiats de celle-ci. Une direction de contraction N-S sur une fracture N 50° E sera ainsi déviée jusqu'à être N 140° E. L'infléchissement des axes de plissements près d'une faille de décrochement peut illustrer ce mécanisme. En Dauphiné cela paraît être le cas (entre autres) des plis E-W de phase 1 qui deviennent parallèles à la bordure NW de la zone où ils se rencontrent (voir fig. 1).

En exploitant ce modèle, et en le combinant à celui qui a été proposé par PAVONI (1961), puis LAUBSCHER (1972) et KIRALY (1973) pour expliquer les déformations jurassiennes, on peut comprendre que dans le même événement tectonique des plis puissent prendre des directions axiales N-S et E-W. En effet, ces auteurs admettent que l'organisation des plis du Jura selon une demi-ellipse cartographique, correspond à une répartition des contraintes analogue à celle d'un bulbe de poinçonnement horizontal SE-NW (voir schéma fig. 10). Si la base du poinçon (ou du « piston ») est orientée N 50° E, on remarque que les plis doivent apparaître selon une grande courbe ouverte au SE. C'est une image classique des structures du Jura mais qui nous est également familière en Dauphiné puisque l'on retrouve ici l'aspect de la virgation de la phase 2.

Dans le cas qui nous occupe ici, la construction théorique sur une base de

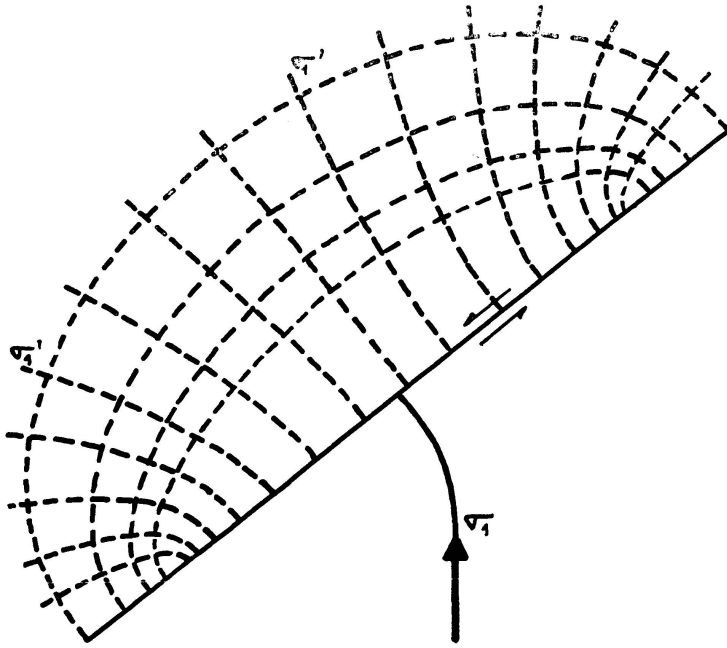


Fig. 10. Principe de la déviation et de la répartition des contraintes maximales, selon le modèle de Pavoni - Laubscher - Kiraly.

poinçon orientée N 50° E, avec compression selon une direction perpendiculaire et sans coulissement, conduit à des directions axiales de plis dans le secteur occidental allant de N 50° E à N 150° E. Ce sont des valeurs reconnues pour le dispositif de S2. Mais si la base du poinçon engage un décrochement senestre, et cela doit être le cas selon nos hypothèses, les axes des plis extrêmes (N 150) seront déviés en une rotation antihoraire pouvant les amener à N 120° E et même au delà. Cela encore semble être vérifié sur le terrain: structures des régions méridionales du massif des Ecrins-Pelvoux par exemple.

C. Modèle cinématique proposé - Interprétation des structures dauphinoises

Sur ces bases (existence de failles de socle N 50° E et déviation des directions de contraction selon le modèle jurassien), il est possible de proposer un modèle évolutif assez complet des déformations superposées en Dauphiné.

Phase 1: A ce stade précoce (-100 à -80 MA) la contraction NS indiquée par les directions axiales des plis, paraît être un régime installé déjà depuis longtemps (Trias?) dans le domaine alpin. En effet les différents domaines de sédimentation et surtout leurs limites, sont orientés EW ou selon la direction des accidents cévenols. Dès cette époque en général, au moins en Dauphiné, les lèvres sud des compartiments délimités par ces fractures N 50, sont relativement abaissées par rapport au compartiment nord (cf. la disposition du haut fond de la plateforme du Bas Dauphiné par rapport au bassin de sédimentation du Dogger - Terres noires; ARTU, 1972).

Progressivement, et à mesure que la diagenèse des roches progresse, le

serrage s'accroît et les plis E-W apparaissent. Ce sont les structures anté-sénoniennes. Elles sont éventuellement déjetées vers le N et affectent le socle et sa couverture. Comme les bassins de sédimentation sont dissymétriques leur domaine de développement est limité par les accidents cévenols. Ceux-ci, en raison de leur orientation par rapport à la direction de contraction, fonctionnent en décrochements antihoraires et dévient ainsi les directions de serrage locales et les axes de plis en cours de formation.

Ces déviations, mais aussi du fait de l'enfouissement important et concomittant du domaine oriental (zone de subduction piémontaise commençante à métamorphisme créacé de haute pression), expliquent le gradient d'intensité de la déformation et/ou du métamorphisme en direction du S et de l'Est.

Relativement modestes et lentes dans une zone moyenne (région de Bourg d'Oisans par ex. où le socle est engagé dans des plis de flexion E-W plus ou moins déviés), ces déformations persistent dans l'Eocène en même temps que s'accroissent les différences de niveau du socle de part et d'autre des fractures cévenoles (zones SE abaissées). Vers la fin de cette période, les flyschs (Aiguilles d'Arves, grès du Champsaur, d'Annot etc.) se déposent, guidés par les orientations NE-SW des bassins (PERRIAUX et al., 1968) et alimentés par les socles affleurants. Puis sur le même dispositif initial de contraction, se déclenche la phase suivante qui apparaît comme une suite et une exagération de la première, après un temps d'accalmie relative.

Phase 2: Les déformations de cette période sont toujours commandées par la contraction globale N-S. Mais elles sont beaucoup plus intenses et probablement plus brèves que les précédentes: l'effort est alors suffisant pour que les matériaux imperméables et/ou gorgés d'eau dépassent le seuil de plasticité. Le clivage schisteux S2 apparaît avec une grande généralité dans les plis de la couverture, il est accentué le long de plans de cisaillement où il affecte même le socle. Ce clivage réalisé, les écoulements peuvent se produire dans des roches devenues plus perméables par fissuration, et le matériau alors relativement asséché change immédiatement de comportement mécanique. Il continue à se déformer mais selon d'autres lois et suivant un mode que l'on attribue pour la facilité de l'exposé à la phase suivante qui est jugée moins intense parce que l'on quitte progressivement le domaine de la plasticité.

Dans le même temps les systèmes de fractures cévenoles jouent en décrochements antihoraires. Ce phénomène, déjà amorcé dans la phase 1, réoriente les directions de contraction et d'autant plus facilement que la déformation se fait alors en milieu plastique. Ainsi, selon le modèle jurassien, où les masses de socle comprises entre les failles ont un rôle de poinçon, les trains de plis et la schistosité s'organisent en une vaste virgation recoupant les structures antérieures. La rotation concomittante des blocs dans le sens senestre (rotation chiffrée par paléomagnétisme à 30–40°: WESTPHAL, 1973), exagère, au droit

des alignements cévenols, les inflexions axiales. Cela se retrouve aussi bien au niveau du hiatus sud-pelvousien que dans la région d'Albertville (où un «enroulement» complexe se réalisera plus tard). Mais cette torsion globale (rotation *externe*) peut aussi s'observer à d'autres échelles par des rotations *internes*: chaque coin de socle délimité par les flancs de plis 1 et le plan axial des plis 2 (qui est S2) juste apparus, participe, à son échelle et à son niveau, à ce déplacement et entame ainsi la phase suivante. Le long des côtés de direction NE des coins-poinçons élémentaires, le déplacement dextre (et en raison de leur pente, le chevauchement apparent vers le NW) est beaucoup plus important que le senestre le long des côtés orientés SE-NW (voir fig. 5).

Ce cisaillement général introduit par les failles cévenoles, entraîne aussi la naissance de fractures de second ordre, de direction approximative N 20–30° E et de sens de décrochement antihoraire. Ces failles peuvent reprendre le trajet de sutures anciennes de type «sillon houiller» qui ont une direction voisine (faille bordière de Belledonne, réseau en relais Grandes Rousses-Venosc-Beaufin). Mais elles peuvent être aussi de néoformation, particulièrement dans la couverture (en Vercors: faille de Presles; ARNAUD, 1973). Ce réseau, souvent combiné avec les failles cévenoles, peut aider à la constitution des «coins» de la région pelvousienne. Cependant leur rôle, à ce stade, n'est pas toujours clair car ce sont des fractures qui dans les derniers mouvements ont un rejeu dextre à forte composante verticale (failles bordières de Belledonne, par exemple).

On conçoit que lors de telles déformations, la couverture, amenée à la plasticité au moins dans certains horizons, puisse aussi, aisément se cliver en surfaces de décollement. Celles-ci peuvent être multiples: limite socle-couverture, terres noires callovo-oxfordiennes, ou, dans les zones orientales, front supérieur de métamorphisme. Sur ces plans, le matériau tend alors à glisser et à fluer dans les directions de l'éventail des axes de contraction, en exagérant leur dispersion. Mais, compte tenu de la disposition générale du substratum, orienté par les fractures N 50° E, l'essentiel des translations sera comme conduit en direction du Nord. C'est en effet dans ce domaine que se développent surtout les nappes de charriage (nappes helvétiques et autres à fort recouvrement).

Cependant, ce dispositif en zones hautes constituées par les marges sud-est des blocs découpés par les failles cévenoles et qui canalise en direction du Nord des écoulements par ailleurs dirigés par la contraction globale N-S, forme également autant d'obstacles obliques, à franchir. Ainsi, et un peu suivant le même modèle que celui de la déviation des directions de contraction, ces déplacements vont être déviés vers l'Ouest et même le Sud-Ouest. Cela se réalise contre l'hiatus sud-pelvousien et les nappes de l'Embrunais représentent ainsi une bavure forcée dans le canal ménagé au Sud du bloc Ecrins-Pelvoux par les accidents N 50° E, dès l'époque de la sédimentation.

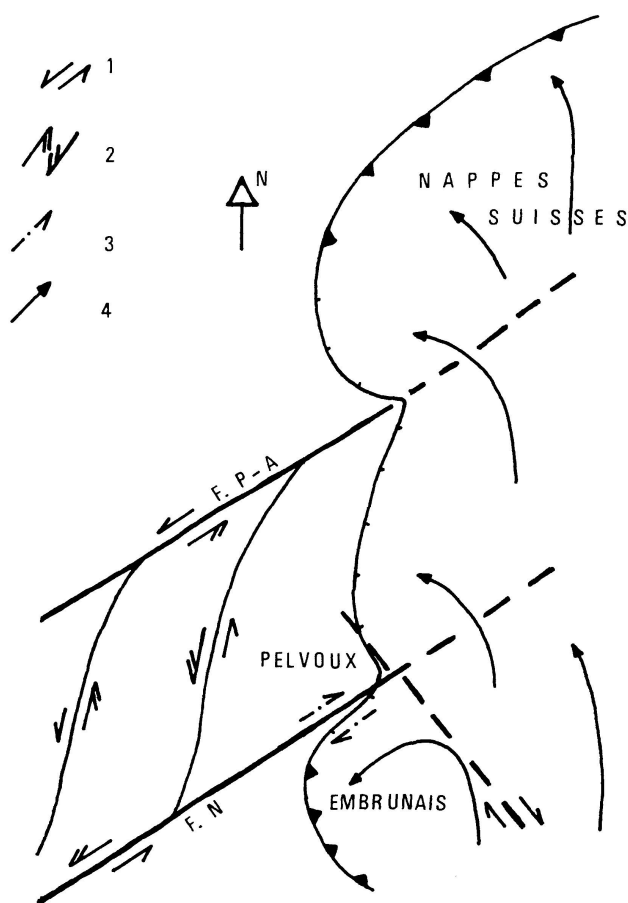


Fig. 11. Carte schématique indiquant le mode de translation des matériaux en direction du Nord et leurs déviations par les fractures cévenoles. (F.P.-A: faille de Privas-Alès; F.N: Faille de Nîmes). Les barbes accentuées indiquent les zones de chevauchement important.

1: rotations *externes*; 2: rotations *internes*; 3: déplacements relatifs de la nappe de l'Embrunais par rapport au Pelvoux; 4: directions de transport déviées par les décrochements (voir fig. 10).

Les failles de second ordre entre les failles cévenoles représentent la bordure de Belledonne (faille de Vizille) et la faille de Presles (Vercors) (voir fig. 9).

Naturellement l'arrivée de la nappe provoque dans son avant pays diverses réactions qui perturbent l'organisation des structures en train de s'accomplir. On se trouve en effet en présence d'une « supercouverture » (la nappe) en déplacement dextre par rapport au bloc pelvousien. Or lui-même est engagé dans une rotation antihoraire le long de la fracture cévenole et il entraîne dans sa couverture propre les effets d'un cisaillement senestre. C'est à la combinaison de ces mécanismes antagonistes que l'on doit la complexité des structures aux abords du hiatus sud-pelvousien.

On sait que l'arrivée des nappes (nappe « humide » de l'Autapie: KERCKHOVE, 1969) vient clore la sédimentation dans les bassins des grès d'Annot. C'est donc un événement de la base de l'Oligocène. C'est également à cette période qu'au front de la nappe de Morcles l'Ultrahelvétique vient arrêter la sédimentation de l'Helvétique (BADOUX, 1972). Cela situe donc assez précisément ces événements par rapport à l'époque où se réalise S2 selon un mécanisme qui leur est lié, mais qui n'est pas leur conséquence.

La schistosité S2 paraît donc dater de l'Oligocène basal. D'ailleurs on rappellera que c'est en effet au cours de la diagenèse d'un sédiment de la fin du Priabonien qu'elle apparaît dans les Bauges. De même les recristallisations qui lui sont associées ont été datées de 40 MA dans le Mont Blanc. Cependant,

compte tenu du passage progressif de la phase 2 à la phase 3, il est possible que l'apparition de S2 soit, par endroits, beaucoup *plus tardive*. Il faut simplement admettre alors, que sous une valeur de *contrainte tectonique restant stable* tout au long de la déformation, le matériau commence avec la phase 2 à se déformer par flexion, les conditions de mise en plasticité n'étant pas encore réalisées. Puis, ultérieurement, le comportement devient plastique parce que d'autres conditions changent: la pression de confinement ou la température (intervention de la charge d'une nappe par exemple) ou encore les teneurs en fluides (par apport de ceux qui sont expulsés d'un autre milieu après sa schistification ou son métamorphisme par exemple, ou encore par imperméabilisation progressive du matériau sous l'effet de la compaction tectonique). La schistosité S2 apparaît donc localement plus tard, et tout le processus ultérieur, dit de phase 3 et exposé plus loin, qui doit normalement suivre, sera lui aussi retardé. Ce mécanisme permet donc d'envisager de probables décalages dans le temps et l'espace pour la réalisation des deux phases 2 et 3³).

Phase 3: Dès la réalisation des différents stades précédents il y a érosion et dépôt de la mollasse. Ce n'est qu'après cela que se développe théoriquement le troisième stade de déformation puisque le Miocène est affecté par les plis 3.

Cependant nous avons vu que la phase 3 est enchaînée très naturellement à l'achèvement de la phase 2 et que si l'une est localement retardée l'autre le sera aussi. Cela tient au fait qu'avec le changement de comportement des matériaux qui quittent le domaine de la plasticité dès que S2 a été créée (assèchement progressif par écoulement des fluides dans les fissures), la géométrie des structures 2 juste terminées (et qui sont réorientées suivant les directions du socle) devient la propre cause de ses déformations sous l'effet des contraintes résiduelles. Le matériau n'a plus les mêmes propriétés mécaniques et il est organisé, ce qui n'était pas le cas au temps précédent. Cette organisation et surtout la discontinuité de la schistosité, modifie l'action des efforts qui peuvent rester quant à eux inchangés. La phase 3 est ainsi la suite normale de la phase 2, la distinction entre les deux phases tenant essentiellement au changement de régime: passage du fluage (phase 2) au cisaillement (phase 3). Les efforts sont au début les mêmes et ne se dissipent que graduellement avec la fin de la phase 3.

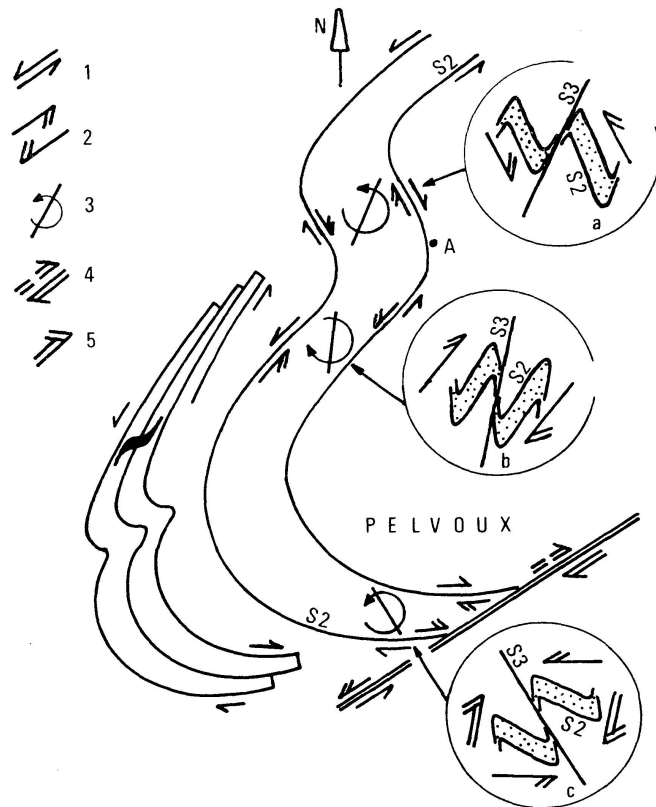
Lors de la création de S2, la réorganisation interne du matériau selon ce plan, s'oriente comme les axes b des plis liés en raison du dispositif courbe des structures. Elle constitue la linéation d'étirement X'2 qui représente la direction des écoulements de matière (lignes de fluage) entraînés par les rotations. Pour schématiser on peut comparer l'aspect cartographique de la virgation

³) Les déformations synschisteuses *aquitaniennes* décrites ailleurs correspondent peut-être à ce «retard». (Voir GRANDJACQUET et al., 1972; Bull. Soc. Géol. France, f. 4; p. 158 à 162.

a une coupe transversale de pli. Suivant un mécanisme classique, les déplacements relatifs, en direction des charnières sur les flancs, correspondent à des *rotations externes*. Mais, dans le matériau, la réorientation minérale se fait suivant un plan XY qui *deviendra* la schistosité linéée selon X. Cette réorientation correspond à une *rotation interne*, sa direction est celle de X, son sens est inverse de celui de la rotation externe. Dès que le plan de schistosité est créé il devient une discontinuité le long de laquelle peut s'engager un glissement dans le matériau qui perd ses propriétés plastiques (évasion des fluides). Le déplacement consécutif se fera dans le sens de la rotation interne initiale. Le plan de schistosité ainsi soumis aux effets d'un couple à l'orientation plus ou moins oblique sur lui, pourra être plissé et cisailé: naissance du strain slip. Le dispositif de la virgation de phase 2 est tel que la direction globale apparente de la contraction résultante est à peu près E-W (voir fig. 12).

Fig. 12. Mécanisme de la formation de S3 dans la virgation de S2. Sur la gauche du croquis, en position comparable à la carte de l'attitude de S2, on a représenté un pli schématisé, avec glissements couches sur couches et pli d'entraînement, indiquant les rotations *externes*, ainsi qu'un corps figuré tordu en forme de Z indiquant la rotation *interne inversée*.

La carte de la virgation de S2 indique les rotations équivalentes: 1: couple de rotation externe; 2: couple de rotation interne; 3: schématisation de la rotation *dans le matériau* en cours de clivage et situation du plan de cisaillement corrélatif. Celui ci apparait lorsque S2 s'est constituée et qu'elle conduit un glissement dans son plan et dans le sens de la rotation interne (a et b donnent le détail); 4: couple de rotation externe parasite au Sud du Pelvoux, introduit par l'intervention de la nappe au Sud du hiatus sud-pelvousien. Le schéma c) indique la combinaison des deux rotations internes antagonistes sur le plan S2 nouvellement créé et les plis 3 consécutifs. (5: rotation interne due au couple dextre de déplacement le long du hiatus.) A = Albertville.



On comprend alors que le clivage S3 n'apparaisse que dans les matériaux les plus imperméables qui après la naissance de S2 n'ont pu encore expulser tous leurs fluides (d'où il découle que la phase 3 est une suite immédiate de 2); que l'*attitude de S3 est directement dérivée de celle de S2* selon tous les modes qui ont été exposés plus haut; que dans les zones de courbure maximale de S2 (où son orientation est subméridienne et verticale, et donc assimilable, selon

la schématisation adoptée ci-dessus, à une situation dans la charnière d'un pli le plan S3 ne puisse s'individualiser (absence de rotation); qu'aux abords du hiatus sud-pelvousien, du fait de l'intervention d'un mouvement parasite dextre (arrivée de la nappe de l'Embrunais) sur un système normalement senestre, l'orientation de S3 par ailleurs régulière soit un peu déviée...

Evidemment le processus est le même lorsque S2 est parallèle aux cisaillements cévenols. Dans ce cas, la rotation interne induit un mouvement dextre selon le plan de S2, avec toutes ses conséquences (structures en échelon par exemple...). Il est probable que ce déplacement s'engage de la même manière dans toutes les fractures similaires et, dans le cisaillement dextre, entraîne les plissements corrélatifs de la couverture récente.

On doit mettre également sur le compte de ce même effet d'entraînement les déversements en plis failles du domaine subalpin, l'accentuation des chevauchements des structures méridiennes déjà déversées vers l'Ouest antérieurement et l'achèvement (ou l'exagération) des charriages vers l'Ouest (mise en place de la nappe du Parpaillon sur celle de l'Autapie, par exemple). Les surrections de socle qui suivent immédiatement, ne font qu'affirmer cette tendance, compliquée par des coulissements dextres ou senestres selon l'orientation des fractures qui guident ce soulèvement, par rapport à la contraction E-W.

Ainsi la phase 3, directement dérivée de l'épisode précédent, est-elle assez artificielle, comme l'est sa direction apparente E-W de contraction. En effet celle-ci est une conséquence directe de la *compression globale N-S*, dominante et durable, et de ses *déviations le long des fractures préexistantes* du socle ou, en raison du changement progressif des propriétés mécaniques du matériau affecté, *le long des structures mêmes qui sont en cours de formation*.

III. PERSPECTIVES ET CONSEQUENCES

Selon le modèle décrit ci-dessus il est aisé de considérer le plissement alpin comme le résultat d'une collision entre un domaine méridional et un domaine nord-européen se développant essentiellement suivant une direction N-S. Cela est fiable aux phénomènes d'expansion et de déplacements relatifs bien connus maintenant, entre les plaques africaine et européenne. De fait, si l'on considère la chaîne alpine dans son ensemble il est évident que les Alpes franco-italiennes ne représentent qu'un chaînon N-S accidentel et assez réduit dans une chaîne surtout E-W.

Il est par ailleurs très net que les grandes nappes de charriage à flèche de recouvrement *prouvé* de plusieurs dizaines de kilomètres, sont liées à des déplacements vers le N ou le NNW. On peut même situer selon une ligne

joignant approximativement Annecy à Briançon la limite occidentale des régions où les nappes se rencontrent. A l'Ouest il y a peu de recouvrements à flèche visible importante. A l'Est, au contraire, existent de grandes nappes et en particulier les seules où le socle et sa couverture métamorphisée sont impliqués. Cette disposition se complète par un plongement axial général qui fait que vers l'Ouest seules se rencontrent les nappes les plus superficielles et sans matériaux métamorphiques.

Au niveau des structures dauphinoises on se trouve à la limite occidentale du domaine des grands chevauchements qui s'amortissent ainsi en une grande virgation en forme de S, selon les processus détaillés ci-dessus. Mais il est probable que dans la région orientale de cette zone, et particulièrement au Sud de la Maurienne, les fractures de direction NW-SE, conjuguées du système cévenol, viennent compliquer le schéma. Les bordures occidentales du domaine briançonnais seraient limitées, dans cette hypothèse déjà pressentie par BARFETY et al. (1968), par des failles de décrochement dextre ultérieurement utilisées par une surrection en horst des régions orientales et rabattues vers l'Ouest ou vers l'Est lors de la phase 3.

Cette extension du modèle proposé peut également être exploitée pour d'autres phénomènes. Il est impossible de les détailler ici et pour donner une idée de ses conséquences les plus générales nous envisagerons simplement celles qui concernent la subduction piémontaise.

Dans le schéma d'une collision N-S, la subduction ne paraît pouvoir se développer que dans la branche supérieure du S de la virgation, c'est à dire dans la partie E-W de la chaîne, la zone où se déploient les grandes nappes. En effet dans toute la région occidentale la collision se résout en un glissement, dirigé par les failles cévenoles du socle. C'est dans ce contexte qu'il faut se poser la question du sens du sous-charriage. En raison des structures superficielles déversées vers le Nord, on a toujours postulé jusqu'ici, qu'il était à pendage sud (Europe sous Afrique) (ERNST, 1971; MARTINI, 1971; NICOLAS, 1971). Les mécanismes de déformations détaillés ici, impliqueraient plutôt qu'il se produit en sens inverse: *domaine méridional sous le continent nord-européen*. Le dispositif invoqué pour les structures du socle, l'abaissement relatif des compartiments sud par rapport aux marges nord des blocs délimités par les fractures cévenoles, la disposition de la virgation synschisteuse et des gradients de déformation et/ou de métamorphisme en direction du Sud et de l'Est, etc. ... paraissent l'indiquer.

D'autres indices peuvent peut-être en être trouvés dans le développement d'une expansion de la croûte continentale entre le Trias et le Crétacé, dans une zone qui va s'élargissant depuis la région du Pelvoux en direction du Gothard: c'est le domaine de la fosse valaisanne (BARBIER et DEBELMAS, 1966), dont on connaît, entre autres points spécifiques, les caractères particuliers du magmatisme et du métamorphisme. Ne pourrait-on la comparer à un bassin

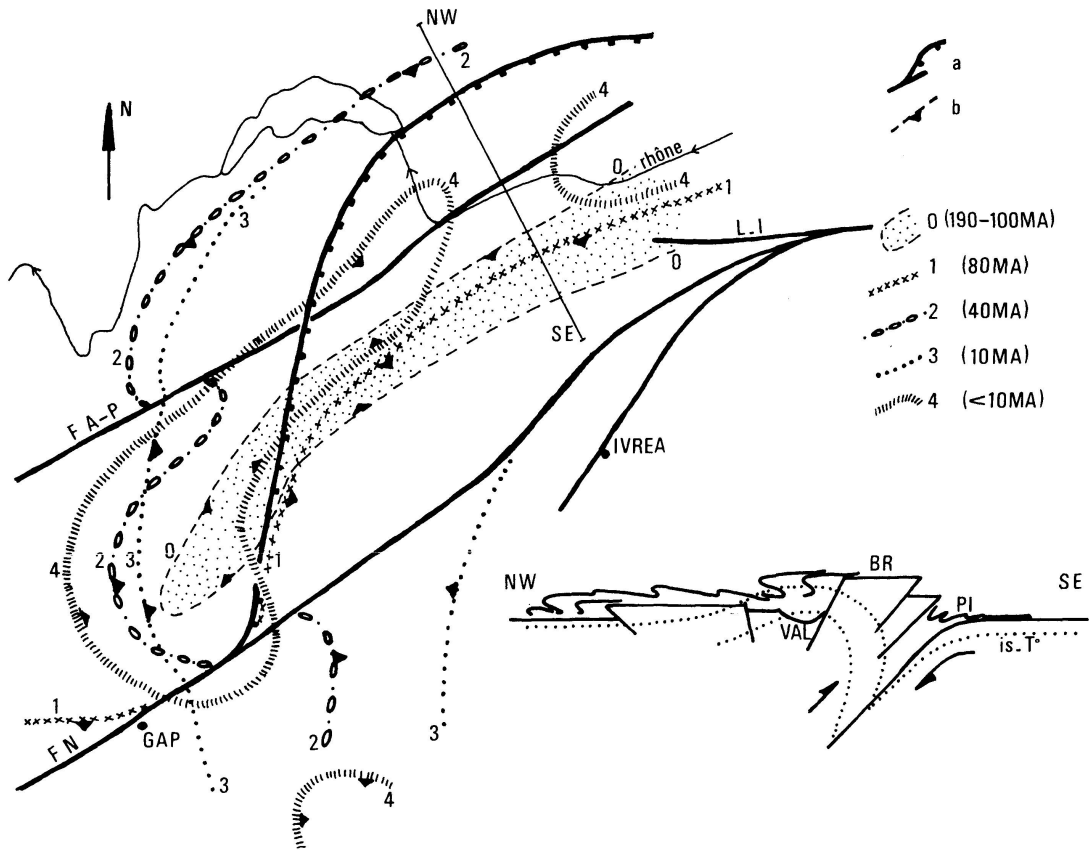


Fig. 13. Formes probables (et non situation) des isogrades successives de déformations et/ou de métamorphismes sur le canevas structural alpin réduit aux grandes fractures de décrochement et à l'allure des grands chevauchements (a).

b: isograde et sens du gradient (positif vers la pointe de la barbe). 0: isograde correspondant au domaine valaisan (s.l.) avec magmatisme dès le Trias et métamorphisme de HT jusqu'au Crétacé. 1: isograde de la phase 1 avec métamorphisme HP dans les zones orientales. 2: isograde de la phase 2 avec déformation essentielle (création de S 2). La température tend à monter. 3: isograde de la phase 3. La température tend à décroître.

NB: Les ages mentionnés pour 2 et 3 sont des chiffres moyens car ces phases peuvent être localement décalées et avoir des ages différents.

4: dômes cristallins: surrections et effet de socle. L.I: ligne insubrienne; F.A-P: failles d'Alès-Privas; F.N: faille de Nîmes.

Le croquis inférieur est une coupe idéale NW-SE, située sur la carte, montrant la subduction piémontaise vers le Nord, la zone valaisanne (VAL) comme un bassin marginal (montée des lignes isothermes: Is. T°); BR: Briançonnais s.l.; PI: fosse piémontaise.

NB: Les isothermes recoupent les structures tectoniques en cours d'élaboration.

marginal développé à l'avant d'une subduction, dans la plaque continentale supérieure? On comprendrait alors les raisons de son amortissement progressif vers le SW, où du fait des glissements analogues à ceux décrits plus haut, la subduction disparaît entraînée par la virgation. La répartition des zones de métamorphisme peut être interprétée sur ces mêmes bases et c'est ce que l'on a tenté de faire dans le schéma de la figure 13 en se calant sur la répartition du flux thermique qui dans l'hypothèse proposée, devait envahir précocement

la zone en expansion, et en tenant compte de l'évolution structurale proposée par ailleurs. Il faut souligner que si l'on suit ces hypothèses, les isogrades de température, qui sont celles de métamorphisme, ne peuvent que recouper les lignes tectoniques. Cela ne signifie pas, au contraire, que tous les métamorphismes sont postérieurs aux déformations et particulièrement aux charriages. Mais il est probable que les équilibres minéralogiques mettent plus longtemps à se réaliser que les déformations. Le réajustement progressif pourra alors accroître la discordance entre les lignes structurales et la zonéographie métamorphique. Le meilleur exemple en est sans doute celui des recristallisations ultimes autour des dômes cristallins.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD, H. (1971): Le plateau de Glandasse: structure et place dans le cadre géologique régional. *Géologie Alpine, Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 47, p. 25–44.
- (1971): La zone de Borne, secteur intermédiaire entre le Vercors et le Dévoluy, principaux caractères et relation entre la tectonique et la paléogéographie. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, p. 12–15.
- (1973): Mise en évidence d'un important décalage antémioène de sens senestre le long de la faille de Presles (Vercors occidental). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 276, p. 2245–2248.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. (1970): Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 274, p. 524–527.
- ARTRU, P. (1972): Les Terres noires du bassin rhodanien. Thèse Univ. Lyon.
- BADOUX, H. (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Mat. carte géol. suisse, N. série, liv. 143*.
- BARBIER, R. et BARFETY, J. C. (1972): Les structures Est-Ouest de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (*TLG Géol. Alpine*, t. 48).
- BARFETY, J. C., GIDON, M. et KERCKHOVE, C. (1968): Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. (*C.R.Ac.Sc.P.*, t. 267, p. 394–397).
- CARME, F. (1971): Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales (*C.R. Ac. Sc.*, t. 273, p. 2038–2040).
- DEBELMAS, J. (1963): Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 125–171).
- GIDON, M. (1964): Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 40, p. 187–205).
- (1965): Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 41, p. 177–185.)
- GOGUEL, J. (1963): L'interprétation de l'arc des Alpes occidentale (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e série, n° 1, p. 20–33).
- GRATIER, J. P., LEJEUNE, B. et VERGNE, J. L. (1973): Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse IIIe Cycle Grenoble. 2 fasc. 289 p.

- KERCKHOVE, C. (1969): La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Thèse, Grenoble, Géologie alpine, t. 45).
- KIRALY, L. (1973): Thèse, Neuchâtel.
- LAUBSCHER, H. P. (1972): Some overall aspects of Jura dynamics (Amer. Jour. of Sciences. Vol. 272, p. 293-304).
- LEUTWEIN, F., POTY, B., SONET, J. et ZIMERMANN, J. L. (1970): Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc (C.R. Ac. Sc. Paris, t. 271, série D., p. 156-158.)
- MARTINI, J. (1971): Métamorphisme des grès de Taveyannaz dû au passage des nappes helvétiques (Bull. Soc. Miné. et Pétro. B 48, H 2, p. 539).
- PAVONI, N. (1961): Faltung durch Horizontal-Verschiebung (Eclog. Geol. Helv. 54, p. 515-534).
- PERRIAUX, J. et USELLE, J. P. (1968): Quelques données sur la sédimentologie des grès du Champsaur (Hautes Alpes). Trav. Lab. Géol., t. 44.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks (McGraw-Hill, New York).
- RECQ, M. (1972): Sur la stabilité récente du massif des Maures et son indépendance par rapport aux régions environnantes (C.R. Ac. Sc. Paris, t. 275, D., p. 333-336).
- RUHLAND, M. et HIRLEMANN, G. (1973): Tectonique du socle vosgien et de la bordure du fossé rhénan au Tertiaire (Bull. de la réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 373).
- RUMEAU, J. L. et SOURRISSE, C. (1972): Compaction, diagénèse et migration dans les sédiments argileux (Bull. Centre de Recherches. Pau, SNPA 6, 2, p. 313-345).
- SECOR, D. T. (1965): Role of fluid pressure in jointing (Am. J. Sciences, 263, p. 633-646).
- SUGIMURA, A. et UYEDA, S. (1973): Island arcs. Japan and its environs. Elsevier Ed. Developments in geotectonics. Amsterdam, 247 p.
- VERNET, J. (1961): La zone Pelvoux-Argentera (Thèse), paru en 1966 au Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 275.
- VIALON, P. (1966): Etude géologique du massif cristallin de Dora Maira. Alpes Cottiennes internes (Thèse-Grenoble), 283 p.
- WESTPHAL, M. (1973): Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienues et triasiques dans les Alpes occidentales. France. (Tectonophysics 17, p. 323-335.)

Note ajoutée en cours d'impression: Depuis le dépôt du texte ci-dessus l'auteur a pris connaissance de deux articles récemment parus qui viennent compléter et confirmer dans une certaine mesure les hypothèses avancées ici:

- JAMIER, D., OLIVE, PH., SIWERTZ, E. et VIAL, R. (1973): Des accidents profonds N 50 conditionnent-ils la structure de l'ensemble Jura-Plateau molassique-Préalpes? (Archives des Sciences, Genève, vol. 8, f. 1-3, p. 45-52.)
- CABY, R. (1973): Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine. (Bull. Soc. géol. France, 7e sér., t. XV, n° 5-6, p. 624-634.)

Manuscrit reçu le 6 novembre 1973. (Résumé présenté au colloque de Fribourg, février 1973.)