

# Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis

par Adolphe NICOLAS

**RÉSUMÉ.** — Cette note groupe les principaux résultats géologiques et structuraux d'une étude plus vaste, de vocation plus pétrochimique. Tenant compte d'apports récents et essentiels, elle constitue une mise au point sur les problèmes suivants.

— Les Schistes lustrés : principaux faciès pétrographiques et leur signification stratigraphique ; conditions de dépôt ; origine volcano-sédimentaire des niveaux albitiques et ovarditiques.

— Les Roches vertes ; principaux faciès ; nature originelle et liens génétiques ; mise en évidence d'un complexe ophiolitique stratifié ; implications géologiques.

— La structure : trois phases tectoniques successives : charriage vers l'Ouest engendrant un grand pli couché dans les ophiolites et un décollement dans les Schistes lustrés ; plissement transversal et « rétrocharriage » vers l'Est.

— Le métamorphisme éclairé sous un angle nouveau par l'étude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux : caractère topochimique de la recristallisation ; mise en évidence de conditions physiques différentes et successives (épisodes) à l'aide des amphiboles et des épidotes ; relations avec les phases tectoniques ; rôle des contraintes dans le déclenchement du métamorphisme.

— Paléogéographie et tectogenèse : absence probable de nappes de socle conduisant à situer la bordure interne de la fosse piémontaise (ou un haut fond) à la limite Sesia-Lanzo - Grand Paradis, lors de la mise en place des ophiolites. Le charriage de la couverture vers l'Ouest résulte d'un chevauchement de Sesia Lanzo sur Grand Paradis - Dora Maira. La zone de Viù-Lozana en est la cicatrice ; elle rejouera en sens inverse lors de l'affaissement padan.

**RIASSUNTO.** — In questa nota si presentano i principali risultati geologici e strutturali di uno studio più vasto, ad indirizzo prevalentemente petrochimico. Per i suoi apporti recenti ed essenziali, tale nota costituisce una messa a punto dei problemi seguenti.

— Schistes lustrés : principali facies petrografiche e loro significato stratigrafico ; condizioni di sedimentazione ; origine vulcano-detritica dei livelli albitici ed ovarditici.

— Rocce Verdi : principali facies ; natura primitiva e relazioni genetiche , riconoscimento d'un complesso ophiolitico stratificato ; conseguenze geologiche.

— La struttura : tre fasi tettoniche successive : « charriage » verso l'Ovest che genera una grande piega coricata nelle ophioliti ed uno scollamento negli Schistes lustrés ; piegamento trasversale e « rétrocharriage » verso l'Est

— Il metamorfismo considerato sotto un angolo nuovo, attraverso lo studio petrochimico delle Rocce Verdi et dei loro minerali : carattere topochimico della ricristallizzazione ; riconoscimento dell'esistenza di condizioni fisiche differenti e successive (episodi) attraverso lo studio degli anfiboli e degli epidoti ; relazioni con le fasi tettoniche ; ruolo delle compressioni nello sviluppo del metamorfismo.

— Paleogeografia e tectogenesi : probabile assenza di falde di zoccolo, che induce a situare la bordura interna della fossa piemontese (o un fondale elevato) al limite Sesia-

Lanzo - Gran Paradiso, al momento della messa in posto delle ofioliti. Il carreggiamento della copertura verso l'Ovest dipende da uno scorrimento della Sesia-Lanzo sul Gran Paradiso - Dora Maira. La zona di Viù-Locana ne è la cicatrice : essa giocherà in senso inverso al momento dello sprofondamento padano.

ABSTRACT. — The geological and structural results of a more important and petrochemically oriented study are exposed here. The following points are emphasized.

— « Schistes lustrés » : petrological subdivisions and their stratigraphic meaning ; deposit conditions ; volcano-sedimentary origin of albitic and ovoiditic layers.

— Greenschists : petrological subdivisions ; the original magmatic facies formed a layered ophiolitic complex, geological implications.

— Structure : westward overthrusting responsible for a large recumbent fold in ophiolites and for a slip movement in the « Schistes lustrés », followed by a transversal isoclinal folding and, finally, by an eastward backfolding and thrusting.

— Metamorphism analyzed through a new petrochemical approach : absence of chemical changes during recrystallization ; amphiboles and epidotes study characterize successive physical states, leading to different metamorphic paragenesis dependent on tectonic stresses.

— Paleogeography and tectogenesis : the Sesia-Lanzo - Grand Paradis limit would coincide with the eugeosynclinal internal edge at the time of the ophiolite rising. Large crystalline basement overthrusting is unlikely and the westward thrusting of mesozoic cover results from an upthrow fault of Sesia-Lanzo upon Grand Paradis - Dora Maira whose the Viù-Locana zone is the slip plane ; when subsiding, the Pô piedmont plain will make it work again backward.

## SOMMAIRE

- I. — INTRODUCTION.  
Cadre géographique et géologique.  
But de l'étude. — Etat des connaissances :  
— Le métamorphisme alpin ;  
— La série des Schistes lustrés (stratigraphie et origine).
- II. — LE CADRE PALÉOZOÏQUE ET TRIASIQUE.
- III. — LA SÉRIE DES SCHISTES LUSTRÉS.  
Extension.  
Succession stratigraphique.  
Conditions de dépôt. — Le problème des gneiss albitiques.  
Age des Schistes lustrés. — Comparaison avec les faciès des Alpes cottiennes.
- IV. — LES ROCHES VERTES.
1. Les lherzolites feldspathiques :  
— Extension ;  
— Description. — Le rubanement ;  
— Conséquence structurale ;  
— Origine des lherzolites.
  2. Les péridotites laminées.
  3. Les serpentinites :  
— La serpentinisation.
  4. Les rodingites.
  5. Les chloritoschistes et talcschistes à minéraux.
  6. Les gabbros métamorphiques.
  7. Les prasinites :  
— Principaux faciès ;  
— Ségrégations pyroxénitiques ;  
— Origine des prasinites.
  8. Les faciès éclogitiques.
  9. Le complexe ophiolitique originel.
- V. — LA STRUCTURE.
1. Le plissement d'axe N-S tardif (« rétrocharriage »).
  2. Le plissement d'axe E-O (« plis transversaux ») :  
— Origine du plissement d'axe E-O ;  
— Discussion de l'interprétation de P. VIALON.
  3. Le plissement d'axe NS précoce (charriage vers l'Ouest) :  
— Faits d'ordre « stratigraphiques » ;  
— Faits d'ordre structuraux.
- VI. — LE MÉTAMORPHISME.  
Apports de l'étude pétrochimique.  
Liaison entre épisodes métamorphiques et phases tectoniques.  
Histoire du métamorphisme.  
Ecran vis-à-vis du métamorphisme.  
Causes du métamorphisme.
- VII. — TRAITS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET TECTOGENÈSE.  
Le problème des nappes de socle.  
Traits paléogéographiques.  
Tectogenèse.

## I. — INTRODUCTION

### Cadre géographique et géologique.

La région, objet de cette étude, s'intercale entre les massifs cristallins du Grand Paradis au Nord et de Dora Maira au Sud, dans la zone la plus

interne de l'arc occidental alpin. C'est un rectangle aux côtés parallèles aux directions cardinales et d'une superficie d'environ 900 km<sup>2</sup>. Géologiquement, elle constitue entre les deux massifs cristallins dont nous venons de parler un ensellement

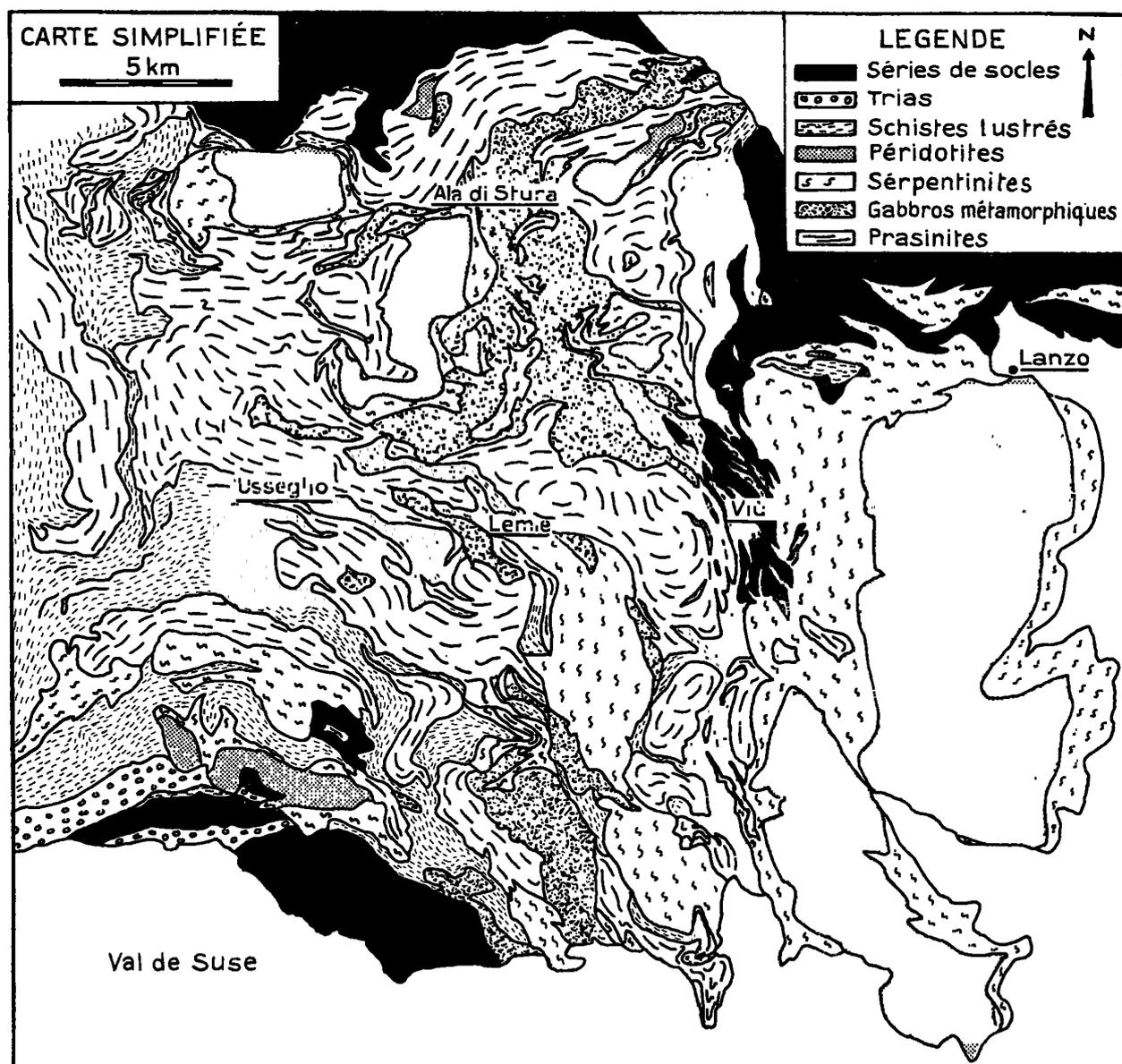


Fig. 1. — Carte géologique schématique de la région étudiée.

Sur cette carte les péridotites massives n'ont pas été distinguées des péridotites laminées en partie serpentinisées.

occupé par des formations mésozoïques : Schistes lustrés et ophiolites. La structure de l'ensellement est déterminée par celle des socles sous-jacents. A l'Ouest, là où Grand Paradis et Dora Maira sont le plus rapprochés, il se creuse en un sillon. Vers l'Est, l'écartement des deux coupes cristallines favorise l'évasement et le déploiement des faisceaux de plis de couverture. Cet effet est accentué par l'intervention d'une troisième unité de socle : le massif de Sesia-Lanzo, dont nous n'observons, ici, que l'extrémité méridionale. Elle est séparée du Grand Paradis par la bande N-S mésozoïque de Locana, prolongée dans notre région par la zone des écailles de Viù. Cette pincée de Viù-Locana se suit ainsi depuis le pourtour Nord du Grand Paradis jusqu'au-delà du Val de Suse où elle disparaît sous la plaine du Pô. C'est une cicatrice majeure. A sa faveur, des éléments de socle remontent, dans la région de Viù, jusqu'au cœur de la série mésozoïque. Elle sépare l'ensellement occidental au soubassement constitué par les prolongements de Dora Maira et Grand Paradis et où se mêlent confusément les ophiolites et les schistes lustrés métamorphiques, d'une région orientale où les serpentinites et lherzolites du gros massif ultrabasique de Lanzo reposent, comme nous le verrons, sur le cristallin de Sesia-Lanzo (fig. 1).

#### **But de l'étude. — Etat des connaissances.**

Cette étude rassemble de façon synthétique les résultats consignés dans un mémoire récent<sup>1</sup> (A. NICOLAS, 1966). Je prie le lecteur de bien vouloir s'y référer pour certaines descriptions ou détails de l'argumentation. Deux collègues, P. VIALON pour le socle de Dora Maira et A. MICHARD pour les unités plus méridionales du Cuneese, ont publié, à la même époque, des monographies importantes. Leurs apports essentiels, dans des domaines géographiquement et géologiquement proches, me permettent ici de préciser certains points et, au niveau de l'interprétation régionale, d'amorcer des discussions certainement fructueuses. Enfin, cette note

<sup>1</sup> Notre ambition se limitant ici à l'aspect « Géologie alpine » de ce mémoire, les résultats de l'étude minéralogique et pétrochimique du complexe Ophiolites-Schistes lustrés seront volontairement laissés dans l'ombre.

m'offre l'occasion de rectifier quelques incorrections obligeamment signalées par mes lecteurs.

Les principaux problèmes abordés concernent la pétrogenèse des ophiolites métamorphiques, la nature et les causes du métamorphisme alpin, la stratigraphie des schistes lustrés et, d'une façon encore bien brumeuse, la paléogéographie et la tectogenèse de cette zone interne de l'arc alpin.

Ces buts fixés, voyons d'emblée l'incidence des contributions nouvelles de P. VIALON et A. MICHARD.

#### ***Le métamorphisme alpin.***

Les conclusions d'A. MICHARD sur le métamorphisme sont proches des miennes. Pour lui, le métamorphisme est essentiellement postérieur à la mise en place des nappes : Eocène terminal ou Oligocène inférieur. Les cristallisations débutent sous forte pression fluide et à température modérée, « dans des conditions glaucophanitiques ». Puis apparaissent les conditions « prasinitiques » dans les zones externes et « amphiboliques » dans les zones internes. Les premières paragenèses métamorphiques sont dues à la surcharge de nappes encore froides. Une élévation progressive de la température conduit aux cristallisations dans les faciès schistes verts et amphibolites. Sans s'engager, l'auteur est enclin à associer les conditions « glaucophanitiques » à la mise en place des nappes et les conditions « prasinitiques et amphiboliques » à la phase tectonique de rétrocharriage. Il est vrai que dans la région étudiée, les directions du rétrocharriage et du plissement transversal se superposant grosso-modo, il est difficile sinon impossible de reconnaître les effets propres de chacune, et, par conséquent, de savoir à laquelle attribuer l'épisode métamorphique prasinitique.

Les conceptions de P. VIALON sur le métamorphisme sont au contraire très hétérodoxes. Il considère que le plissement isoclinal d'axe E-O inauguré, dès le Crétacé, la tectogenèse alpine. L'intime liaison entre cette phase de déformation et un épisode de cristallisation métamorphique le conduit à admettre l'existence, dès cette époque, d'un métamorphisme de type géosynclinal (A. MIYASHIRO, 1961 ; H.G.F. WINKLER, 1965). Ce métamorphisme se développe sous des pressions hydrostatiques élevées et des températures basses : il s'inscrit dans le faciès des schistes à glaucophane avec, dans les calcschistes ophiolitiques qui nous

intéressent plus particulièrement, la paragenèse ; glaucophane, trémolite, chloritoïde, stilpnomélane, phengite, graphite, talc, grenat.

A la suite de cet épisode métamorphique, un apaisement des mouvements et un réchauffement considérable (dôme thermique de E. WENK, 1962, effet de socle de M. FONTEILLES et G. GUITARD, 1964) provoquent l'apparition de nouvelles paragenèses au détriment des précédentes : chlorite, biotite verte, albite, épidote. Situées dans les faciès « schistes verts » et « amphibolites », ces paragenèses se répartissent suivant une zonéographie comparable à celle qu'admet A. MICHARD. Ainsi, le faciès « schistes verts » (prasinite) s'observe dans les domaines occidentaux, le faciès « amphibolite » dans les domaines orientaux. Entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène, l'empilement des nappes dû à la tectogenèse alpine peut provoquer dans leur soubassement une succession de climats métamorphiques telle que des paragenèses identiques se réalisent une seconde fois. Cette hypothèse, par la coïncidence qu'elle suppose, constitue une des faiblesses de la thèse de P. VIALON (p. 33). Notons pour terminer que les cristallisations métamorphiques associées au rétrocharriage sont, pour cet auteur, médiocres ou nulles.

#### ***La série des Schistes lustrés (stratigraphie et origine).***

Les Schistes lustrés n'ont pas été directement étudiés par P. VIALON. Traitant de leur soubasse-

ment paléozoïque, il s'est surtout attaché à définir leurs relations avec celui-ci. Il insiste sur les passages progressifs, mise à part une discordance saalienne, depuis les dépôts carbonifères de l'ensemble graphitique de Pinerolo jusqu'aux Schistes lustrés. Concluant à l'autochtonie de l'ensemble sur Dora Maïra, il trace le schéma suivant. Sur un soubassement paléozoïque de nature continentale, l'invasion de la mer, amorcée au Trias par des apports détritiques irrégulièrement répartis, se poursuit à partir du Lias par les dépôts homogènes et uniformes de la série des Schistes lustrés.

Grâce à de belles découvertes de faunes dans des faciès relativement peu métamorphiques, A. MICHARD nous propose une première échelle stratigraphique dans la série des Schistes lustrés des Alpes cottiennes. Nous verrons que les principaux termes pétrographiques reconnus dans les Schistes lustrés de notre région semblent pouvoir se raccorder aux divisions stratigraphiques de cet auteur (p. 147).

Rejetant les vues autochtonistes de P. VIALON, A. MICHARD conclut à l'origine très interne des Schistes lustrés et d'une grande partie de leur soubassement paléozoïque, portés vers le SO par une nappe de socle progressant dans cette direction le long d'une surface de cisaillement. Laissant de côté les appuis stratigraphiques d'une telle hypothèse qu'il nous est actuellement difficile d'apprécier, je discuterai plus loin, à la suite de P. VIALON, les autres arguments et soulignerai les difficultés soulevées par cette interprétation (p. 162).

## **II. — LE CADRE PALÉOZOÏQUE ET TRIASIQUE**

Les formations paléozoïques ceinturent, comme nous l'avons vu, l'ensellement des Schistes lustrés, sauf vers l'Ouest où ils s'échappent dans la Nappe des Schistes lustrés. Pétrographiquement, les faciès de la bordure Nord (Grand Paradis) et Sud (Dora Maïra) sont identiques, autant qu'on puisse l'inférer au terme d'une étude sommaire. En s'approchant de l'ensellement, on recoupe :

- d'abord des gneiss ceillés (gneiss glanduleux des auteurs italiens) ;
- puis des gneiss albitiques fins : gneiss minuti de Sparone de R. MICHEL (1953) dans le

- Grand Paradis ; gneiss de Luserne de P. VIALON (1966) en Dora Maïra ;
- enfin des micaschistes quartzitiques dépourvus d'albite, localement grenatifères.

La terminaison méridionale de l'unité cristalline de Sesia-Lanzo nous montre, se succédant dans le même ordre, les deux derniers faciès (gneiss minuti, micaschistes quartzitiques).

Les micaschistes quartzitiques sont habituellement en contact direct avec les termes inférieurs des Schistes lustrés. Ces derniers étant constitués par des niveaux alternés de marbres et de quartzites

phylliteux, le passage s'opère avec l'apparition des premiers niveaux calcaires dans le fond quartzitique. Pétrographiquement, il est impossible de distinguer les micaschistes quartzitiques appartenant à la couverture des socles de ceux qui s'interstratifient dans les Schistes lustrés.

En bordure du Val de Suse, entre les micaschistes quartzitiques de Dora Maira et les termes inférieurs des Schistes lustrés, s'intercale localement le Trias. Sans en avoir entrepris l'étude, j'y ai reconnu les faciès caractéristiques : quartzite, marbre dolomitique, cargneule. L'étude du passage aux Schistes lustrés montre une continuité qui avait déjà frappé S. FRANCHI (1898).

L'examen des relations des socles cristallins (Dora Maira, Grand Paradis et Sesia-Lanzo), avec le Trias et les Schistes lustrés, donne une impression de continuité. P. VIALON, en Dora Maira, a étudié de façon beaucoup plus complète ce problème et développe cette interprétation. Je me contente de la reproduire ici, en insistant toutefois sur la nécessité d'envisager la même histoire pour les formations de couverture de Grand Paradis et Sesia-Lanzo, au moins dans la zone marginale de

l'ensellement mésozoïque. L'analogie frappante des faciès appelle cette extension. Déposées au Permien, les roches à l'origine des gneiss albitiques proviendraient de puissantes émissions volcaniques acides, sous forme tufacée et peut-être ignimbritique, mélangées aux produits de leur propre désintégration et à des épandages détritiques. Les conditions seraient continentales, le climat aride. Après l'activité volcanique, le retour au calme, vers la fin du Permien dans les mêmes conditions climatiques et paléogéographiques, entraîne, par remaniement des masses antérieures altérées, des dépôts grés-argileux. Ce sont les futurs micaschistes quartzitiques. Au Trias, une transgression localisée engorge certaines cuvettes de dépôts sableux, puis calcaréo-dolomitiques. L'invasion marine est ensuite générale ; la sédimentation des Schistes lustrés commence. Si le passage sédimentaire direct des micaschistes quartzitiques de la couverture des socles aux premiers faciès des Schistes lustrés devait se confirmer, il faudrait admettre que la sédimentation de ces faciès détritiques a pu se prolonger pendant le Trias, dans des zones encore continentales.

### III. — LA SÉRIE DES SCHISTES LUSTRÉS

#### Extension.

Les Schistes lustrés s'étendent largement au-delà de la frontière en territoire français où ils constituent la Nappe de Schistes lustrés. Du côté italien, leur abondance décroît progressivement vers l'Est, au profit des Roches vertes. Ils disparaissent au-delà de la zone des écailles de Viù ; les Roches vertes reposent alors directement sur le soubassement Sesia-Lanzo. Cette régression, puis cette disparition vers l'Est, dépassent le cadre local. Ainsi, la zone du Canavese, plus interne que Sesia-Lanzo, semble posséder une couverture tithonique-crétacée caractérisant une sédimentation de talus continental (P. BAGGIO, 1963), indépendante des Schistes lustrés.

#### Succession stratigraphique.

Les contacts avec les formations sous-jacentes,

la répartition géographique, les levés détaillés que j'ai pu y effectuer semblent indiquer, dans la série des Schistes lustrés, la succession stratigraphique suivante en partant de la base (fig. 2) :

— Marbres phylliteux gris en bancs métriques coupés par des lits de quartzites phylliteux moins épais (type A). L'épaisseur de cette unité de base pourrait être de l'ordre de 50 m (voir levé de détail sur fig. 2) ;

— Calcaires phylliteux homogènes, roux, au débit en plaquettes (type B) ; épaisseur de l'ordre de 100 à 200 m ;

— Calcschistes aux nombreux faciès caractérisés par la teneur en calcite (passage aux calcaires précédents), en quartz, en matière charbonneuse, en phyllites, en minéraux divers (type C). Le chloritoïde, largement répandu, caractérise assez bien cette unité. Difficile à apprécier, l'épaisseur dépasse probablement 200 m.

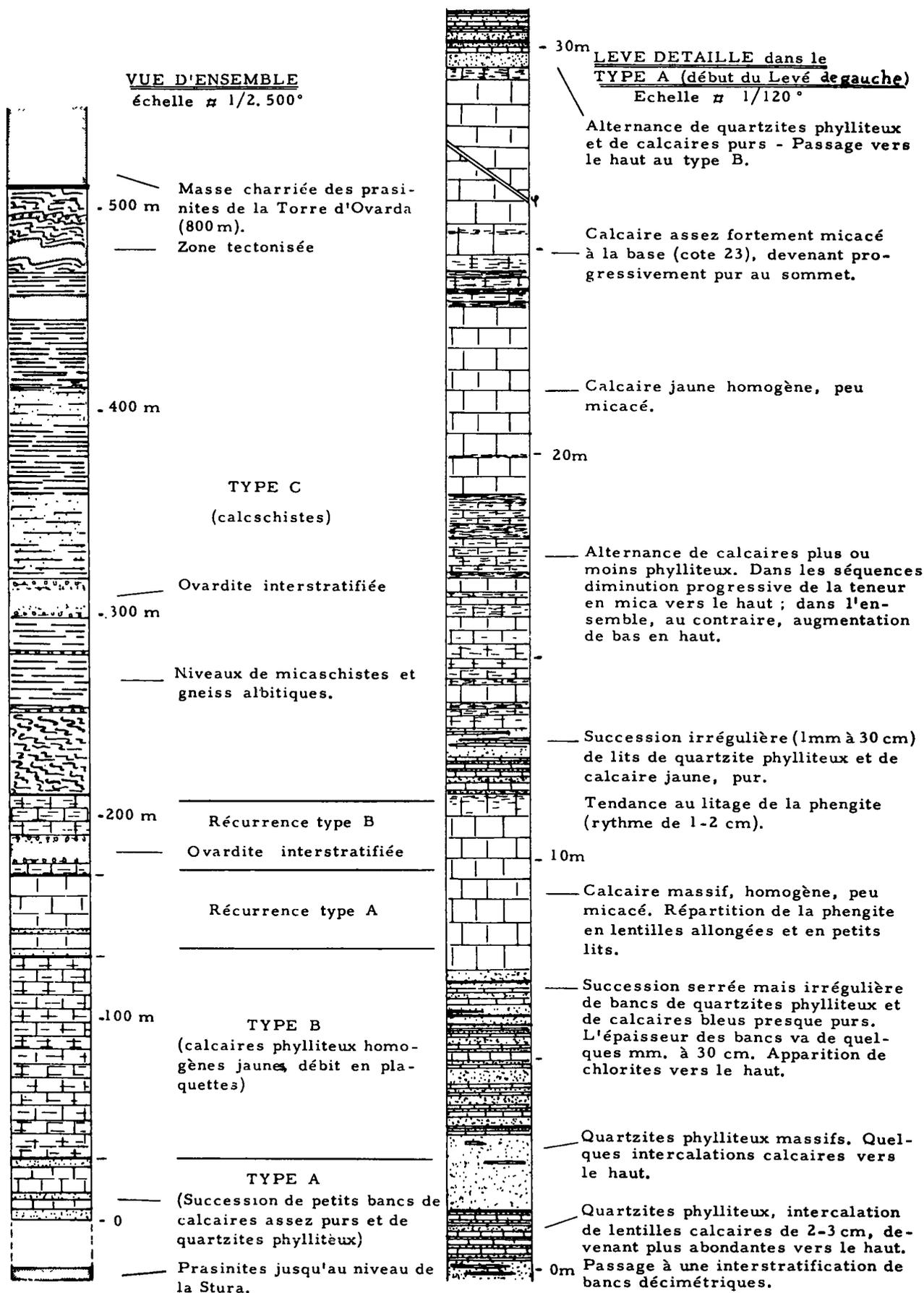


Fig. 2. — Levés détaillés dans la série des Schistes lustrés, au-dessus d'Usseglio  
— A gauche : vue d'ensemble. — A droite : levé détaillé dans le faciès de base (type A).

**Conditions de dépôt. — Le problème des gneiss albitiques.**

L'étude des Schistes lustrés suivant les méthodes fines de la sédimentologie s'est avérée d'un grand secours en dépit de la recristallisation métamorphique et de complications tectoniques. Outre sa contribution à l'établissement de la succession précédente, elle nous permet de préciser les conditions de dépôt des Schistes lustrés et d'éclairer d'un jour nouveau le problème des gneiss albitiques. Vue dans son ensemble, la sédimentation des Schistes lustrés a débuté par des dépôts calcaires relativement purs, coupés de façon irrégulière par des apports détritiques grésopélitiques. Elle s'est poursuivie par le dépôt de calcaires argileux homogènes, correspondant à une sédimentation tranquille se déroulant probablement pendant une période assez longue, loin des champs d'épannage détritiques. Après une récurrence du premier faciès s'installe une sédimentation de caractère plus détritique et argileuse, variée dans ses constituants, bien qu'à dominante calcaire. Le caractère accidentel des apports gréseux détritiques n'est plus aussi net. C'est pratiquement avec le retour de ces horizons détritiques qu'apparaissent les premiers niveaux d'ovardite et de gneiss ou micaschistes albitiques (fig. 2). La liaison entre les ovardites et les gneiss albitiques est fréquente, les gneiss ménageant un passage à l'ovardite. Comme l'a montré l'étude pétrochimique (A. NICOLAS, 1966, p. 113), l'ovardite n'est qu'une expression

minéralogique particulière des prasinites banales (voir p. 150), où dominent l'albite et la chlorite. L'origine basaltique ou spilitique est donc vraisemblable. Ces niveaux d'ovardite correspondraient à de minces coulées sous-marines ou à des projections avant-coureurs de l'émission ophiolitique principale. L'association des gneiss et micaschistes albitiques avec les ovardites milite en faveur de l'origine volcanique du matériel ayant conduit, après métamorphisme, à l'albite : exhalaisons liés au volcanisme sous-marin spilitique ou remaniement détritique de niveaux volcaniques voisins. Une observation favorise cette dernière interprétation. L'albite, aussi bien dans les gneiss que dans les micaschistes, n'apparaît, souvent associée à de la chlorite, que dans des faciès quartzitiques. Considérant ces faciès comme d'anciens niveaux gréseux détritiques, on peut attribuer une origine détritique aux minéraux dont sont issues l'albite et la chlorite ; à moins que les horizons quartzitiques ne résultent eux-mêmes de radiolarites, c'est-à-dire, indirectement, de l'activité volcanique.

**Age des Schistes lustrés. — Comparaisons avec les faciès des Alpes cottiennes.**

Cédons à la tentation d'établir un parallélisme entre nos Schistes lustrés fortement recristallisés et dépourvus de fossiles et la série fossilifère, moins métamorphique, disséquée par A. MICHARD dans les Alpes cottiennes. La corrélation est encourageante ainsi que le montre le tableau suivant :

Faciès piémontais (voir levé fig. 2)	Faciès cuneese	Age (MICHARD)
<i>Type C</i> (> 200 m ?). Calcschistes variés localement plus quartzitiques, micacés et charbonneux, souvent à chloritoïde.	(> 400 m). Phyllades avec bancs calcaires, calcschistes plaquetés, apports gréseux et terrigènes importants.	Crétacé inférieur et moyen (?)
Intercalations de niveaux d'ovardites et de gneiss albitiques et quartzitiques.	Roches vertes en coulées et épandages pyroclastiques (avec jaspes).	Néocomien (?)
<i>Récurrence type A et B</i> (50-100 m ?). Calcaires peu argileux plus purs à la base et coupés alors de niveaux de quartzites phylliteux. Première intercalation d'ovardite et gneiss albitique.	80-120 m de calcaires clairs à silexites; apports flyschoides.  Série terrigène (50-100 m) à brèches. Manganèse - fuchsite; radiolarites - serpentines bréchoïdes.	Malm-Néocomien.  Dogger supérieur Malm inférieur.
<i>Type B</i> (100-200 m ?). Calcaires argileux homogènes, débit plaquettes, teinte rousse.	400-500 m de dépôts calcaireux homogènes — Grand développement des brèches.	Lias moyen.
<i>Type A</i> (50 m ?). Calcaires bleus ou jaunes peu micacés coupés de petits lits de quartzites micacés, localement chloriteux.	70 m de calcaires peu argileux, quelques schistes chloriteux et récurrences de dololutes noriennes. Abondance des cherts lités vers le haut.	Rhétien-Hertangien.

#### IV. — LES ROCHES VERTES

Les Roches vertes ayant fait l'objet de longs développements pétrographiques, pétrochimiques et minéralogiques (A. N., 1966, t. I), je ne retiendrai ici que leurs traits caractéristiques, en insistant sur leurs relations mutuelles. Trois ensembles se détachent :

- les ultrabasites, elles-mêmes constituées de péridotites et de leurs divers produits de transformation, péridotites laminées, serpentinites et roches associées ;
- les gabbros métamorphiques ;
- enfin, les prasinites et certains faciès exceptionnels : écolgites, schistes à glaucophane et pyroxénites.

##### 1. Les Iherzolites feldspathiques.

###### *Extension.*

Les Iherzolites feldspathiques ne se rencontrent que dans le massif de Lanzo et ses prolongements méridionaux au Sud du Val de Suse. Au Nord de la région étudiée, plusieurs petits pointements s'intercalent dans les unités de socles internes, Sesia-Lanzo, Canavese ou Ivree. Celui de Baldissero semble le plus typique ; son étude est en cours. Bien que la Iherzolite n'y soit pas feldspathique, il semble qu'il doive être rattaché à la masse de Lanzo, contrairement à ce qu'admettent E. SANERO (1931) et M. FENOGLIO (1933-1956).

**Description. — Le rubanement.**

La lherzolite feldspathique est, à l'échelle du massif de Lanzo, remarquablement homogène tant sur le plan chimique que minéralogique. Elle se compose d'environ 60 % de forstérite, 15 à 20 % d'enstatite, 6 à 10 % d'endiopside, 6 à 8 % de labrador et 2 % de spinelles chromifères. A l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, le stock feldspathique et pyroxénitique n'est pas toujours uniformément réparti. Tantôt, les plagioclases se disposent au sein de la lherzolite en lenticules plates allongées parallèlement, conférant à la roche une orientation nette, encore soulignée par un certain étirement des autres minéraux. Tantôt le feldspath s'associe aux pyroxènes et à un peu d'olivine pour constituer des lits bien individualisés, à tendance troctolitique ou pyroxénitique. Ces lits sont remarquablement parallèles et limités par des faces parfaitement planes. La régularité de leur tracé est plus frappante encore à l'échelle du massif. Ainsi, dans la partie Est du massif de Lanzo, tectoniquement calme, ils se relaient sur 8 km sans variation de direction ou de pendage dépassant 15°. Les minéraux constitutifs sont identiques à ceux de la péridotite massive. Quelle que soit l'épaisseur du litage (depuis la couche monominérale jusqu'à 30-40 cm), le passage à la roche encaissante est tranché sur le terrain par suite d'une altération différentielle. Il est au contraire insensible en lame mince.

Ce rubanement, également reconnu dans la petite masse de Baldissero, est un phénomène magmatique qui est la clé de l'origine de ces péridotites. J'ai discuté longuement les interprétations qu'on pouvait en donner (A.N., 1966, p. 218).

La rythmicité et la régularité du phénomène font pencher pour une origine par différenciation magmatique.

**Conséquence structurale.**

Quoi qu'il en soit, les spécialistes s'accordent pour reconnaître que le rubanement est parallèle au plancher des ultrabasites. Son levé nous permet donc de préciser la position et la forme actuelle de cette surface remarquable. En schématisant, on peut dire que sur les bordures septentrionales et orientales de l'ellipse de Lanzo, le rubanement est subhorizontal ou faiblement penté vers l'Ouest. Il se redresse progressivement en se dirigeant vers

l'Ouest pour atteindre et dépasser la verticale dans les affleurements les plus occidentaux. Le vaste mouvement en éventail, ainsi mis en évidence, indique que :

- les ultrabasites reposent sur le cristallin de Lanzo<sup>2</sup> ;
- la surface limitant ces deux formations, plane ou peu pentée vers l'Est, se redresse progressivement pour atteindre et dépasser la verticale quand, allant vers l'Ouest, on s'approche de la zone de Viù.

**Origine des lherzolites.**

La présence du feldspath dans la lherzolite est un fait relativement rare. D'ordinaire, l'aluminium et le calcium se fixent dans le diopside et la spinelle, voire dans le grenat. C'est d'ailleurs ce qui ressort de l'étude entreprise sur le petit massif de Baldissero. Cette originalité doit être attribuée à une cristallisation dans une zone relativement superficielle de l'écorce terrestre.

**2. Les péridotites laminées.**

Les péridotites laminées ménagent une transition aux serpentinites autour des lherzolites du massif de Lanzo. Ces faciès constituent aussi, à l'Ouest de la zone de Viù, plusieurs massifs indépendants, reposant sur un coussin de serpentinites, souvent lui-même frangé à la base, de chloritoschistes et de talcschistes à divers minéraux. Quand ces massifs possèdent une couverture, une gaine de serpentinite peu épaisse et même discontinue les en sépare. Lorsque l'érosion a rompu leurs attaches, les immenses dalles régulières de couleur brun-roux de ces péridotites laminées semblent, sous l'effet de leur poids, capables de déplacements favorisés par le contraste entre la rigidité de la dalle et la plasticité de sa semelle serpentineuse.

Sous le microscope, les effets du laminage sont remarquables. Dans un feutrage orienté de serpentinite ne subsistent que des fuseaux étirés d'olivine et de pyroxène. L'étude de ces minéraux montre

---

<sup>2</sup> Cette interprétation va à l'encontre de l'opinion reçue qui veut que les ultrabasites s'enfoncent sous Sesia-Lanzo. Elle est confirmée par la disposition incontestablement synclinale des replis de serpentinites dans les gneiss minuti de Sesia-Lanzo.

leur complète identité avec ceux de la lherzolite de Lanzo, ce qui confirme une parenté prévisible.

### 3. Les serpentinites.

Les serpentinites enveloppent de toutes parts les lherzolites du massif de Lanzo. Elles constituent, au-delà de la zone de Viù, d'importants massifs et d'innombrables lentilles de taille réduite où il n'y a plus trace de péridotite. Tous les intermédiaires existent, depuis les faciès encore peu serpentinisés jusqu'aux serpentinites entièrement recristallisées par métamorphisme en antigorite.

#### *La serpentinitisation.*

Une étude quantitative du processus de la serpentinitisation à partir des lherzolites feldspathiques a pu être réalisée grâce aux indications sur le sens des échanges données par les rodingites en enclave dans les serpentinites (voir plus loin). Il ressort de cette étude que la serpentinitisation s'opère au détriment de tous les minéraux présents. Sur le plan chimique, elle se traduit par un départ de la plupart des éléments, sauf le silicium et le fer qui sont stables et le magnésium qui est en gain. Ce bilan ne vaut que dans le cas de nos lherzolites feldspathiques. Les serpentinites ayant un chimisme remarquablement constant, les bilans dépendent du chimisme de la péridotite originelle. L'écroulement des structures cristallines semble s'arrêter à la libération des tétraèdres  $\text{SiO}_4$  qui, intacts, seront réincorporés intégralement dans l'édifice de la serpentine. Les tétraèdres  $\text{AlO}_4$  sont, eux, détruits. Telle qu'elle apparaît au terme de l'étude pétrochimique, la serpentinitisation s'accompagne d'une augmentation de volume de l'ordre de 30 %, due à un apport massif d'eau. Cette hypothèse semble inéluctable, sous peine d'envisager un départ tout aussi massif de silice et de magnésium en contradiction absolue avec les échanges mis en évidence par les rodingites<sup>3</sup>. L'augmentation de volume peut être responsable au moins partiellement des structures tectoniques si particulières des serpentinites.

<sup>3</sup> Il est probable que dans des domaines structuraux profonds, en l'absence de déformations susceptibles de créer des zones locales de détente, la serpentinitisation se produise sans augmentation de volume. Il faut s'attendre alors à observer à la périphérie des massifs ultrabasiques une silicification et une « stéatitisation » importantes.

De graves questions restent posées : la serpentinitisation est-elle contemporaine de la mise en place du complexe, plus ancienne, ou due au métamorphisme dynamique alpin ? La déformation dans les péridotites laminées étant incontestablement alpine, la serpentinitisation associée semble elle-même due au métamorphisme alpin. Celui-ci est par ailleurs responsable d'une recristallisation de serpentinites avec acquisition de structures diablastiques et foliées allant jusqu'à l'apparition de textures schisteuses.

Les conditions réglant le processus de la serpentinitisation sont peu sévères : température modérée (inférieure à 400° - 500°), présence d'eau, déformation mécanique<sup>4</sup>. Elles ont pu se trouver réunies en diverses circonstances autres que métamorphiques, notamment lors de la montée des ultrabasites le long de fractures de distension envahies par l'eau ou à la fin de la cristallisation du complexe en milieu sous-marin.

### 4. Les rodingites.

De même qu'il existe dans les lherzolites des lentilles de nature gabbroïque (pegmatoïde de troctolite), on rencontre fréquemment, dans les serpentinites, d'anciennes lentilles gabbroïques transformées en rodingites variées : zoïsites, idocrasites, grenatites, diopsidites. Ces transformations ont en commun un enrichissement très important en calcium et en aluminium, s'accompagnant d'un départ de magnésium. Nous avons vu le parti que l'étude de la serpentinitisation peut en tirer.

### 5. Les chloritoschistes et talcschistes à minéraux.

Les serpentinites sont fréquemment en contact avec les gabbros métamorphiques. La surface de séparation est alors soulignée par un liséré de chloritoschistes et talcschistes à minéraux (trémolite, actinote, magnétite, carbonate, apatite...). De fréquentes reliques de pyroxène magmatique, ainsi qu'une assez remarquable ressemblance chimique, laissent penser que ces faciès proviennent d'an-

<sup>4</sup> Quand elle existe, la relation serpentinitisation - déformation ne semble pas fortuite. Laissant de côté les structures de tectonites liées à l'énergie dépensée par l'augmentation de volume, la déformation pourrait favoriser la serpentinitisation en ouvrant la voie aux solutions aqueuses indispensables.

ciens niveaux de pyroxénite transformés lors du métamorphisme. Les écarts chimiques permettent de réfuter l'hypothèse d'une simple recristallisation des serpentinites ; rien ne supporte, par ailleurs, celle d'une recristallisation s'accompagnant de métasomatose.

## 6. Les gabbros métamorphiques.

En dehors des innombrables petites écailles tectoniques insérées dans les zones de plissement intense, les gabbros se répartissent en deux grands massifs s'allongeant suivant une bande N-S, à l'Ouest de la zone des écailles de Viù.

La roche est homogène à l'échelle des massifs, mais variée à l'affleurement ; parfois s'y reconnaît un ancien litage fruste, facile à distinguer de la foliation métamorphique. La recristallisation est pourtant complète, puisque le pyroxène qui apparaît en reliques est lui-même le produit d'un premier épisode métamorphique (omphacite). Les minéraux blancs sont l'albite et la clinozoisite qui remplacent un labrador à 60 % An constituant lui-même environ 50 % de la roche initiale ; les ferro-magnésiens, la trémolite et la chlorite, pseudo-morphosent les minéraux magmatiques suivants : salite ou augite, olivine et éventuellement hornblende alumineuse<sup>5</sup>. Les gabbros métamorphiques contiennent parfois des nodules ferro-magnésiens à trémolite, chlorite et fuchsite représentant d'anciennes pyroxénites composées probablement de bronzite et de diopside chromifère.

L'étude des relations originelles entre deux formations ne peut, dans la région, être étudiée à partir de quelques contacts privilégiés. Les déformations intenses et le métamorphisme interdisent cette méthode. Il convient de considérer la fréquence relative de tel type de contact. A cet égard, les gabbros métamorphiques ne sont pratiquement juxtaposés qu'à deux unités pétrographiques : les prasinites et les serpentinites. Nous avons déjà vu que le passage à ces dernières s'opérait par l'intermédiaire d'un liséré de pyroxénite plus ou moins recristallisé en chloritoschiste. Notons encore la tendance pegmatoïdique du gabbro à l'approche de ces contacts. Le passage aux prasinites est progressif mais rapide. Il est cependant annoncé

<sup>5</sup> Ces précisions nous sont données par des calculs pétrochimiques qu'il serait long de reprendre ici.

dans les gabbros par des bandes de prasinite et parfois de pyroxénite sodique, grossièrement parallèles et dont l'origine magmatique est vraisemblable. Il est cependant impossible de préciser s'il s'agit d'anciens lits ou d'intrusions basiques à grain fin (dolérite) dans le gabbro.

## 7. Les prasinites.

Outre les petites écailles tectoniques, les prasinites constituent plusieurs gros massifs dont le principal est celui de la Torre d'Ovarda. Ces massifs, aux formes dilacérées, sont presque tous reliés entre eux par des pédoncules. Ils représentent probablement les restes d'une même couverture déchirée par la tectonique.

### *Principaux faciès.*

Trois faciès principaux se distinguent :

#### *— Les prasinites s. s.*

Elles forment l'essentiel des massifs. Leur structure est parfois finement ocellée et litée ; mais le plus souvent la recristallisation syntectonique provoque une concentration de l'albite et de la clinozoisite dans des cellules fuselées claires, cloisonnées par les ferro-magnésiens (chlorite et actinote). Nous reparlerons de cette structure à l'occasion des ovoïdes pyroxénitiques.

#### *— Les ovardites.*

Comme nous l'avons vu, elles sont intimement associées aux Schistes lustrés. Leur paragenèse à albite et chlorite dominante, accessoirement épidoite, actinote et calcite, semble redevable à une cristallisation métamorphique en présence de gaz carbonique et de vapeur d'eau.

#### *— Les prasinites à glaucophane et pistacite.*

Ce sont des faciès particuliers des prasinites s. s. se développant, dans les massifs et surtout le long de leur bordure, suivant d'étroites bandes souvent soulignées par des écailles de Schistes lustrés. Ces faciès ménagent fréquemment le passage à des écloïtes ou schistes à glaucophane. Ils possèdent un aspect gneissique caractéristique avec des alternances parfois très fines de lits jaunes, riches en pistacite, et d'autres plus sombres, composés d'amphiboles sodiques, glaucophane et hornblende

sodique<sup>6</sup>. Ce litage est d'ordinaire fortement remplissé. Chimiquement, ces prasinites ne diffèrent pas des prasinites s. s. La différence de paragenèse doit être recherchée dans le milieu physique de cristallisation (p. 158).

### *Ségrégations pyroxénitiques.*

Les pyroxénites forment des lits-lentilles centimétriques interstratifiés dans les prasinites s. s., parfois des ovoïdes de taille variable mais ne dépassant guère quelques décimètres, irrégulièrement répartis dans la roche. Il est tentant d'interpréter ces ovoïdes comme des éléments de brèche volcanique et de pillow-lavas (P. BEARTH, 1959 ; R. MICHEL et A. NICOLAS, 1961). Une prudence extrême s'impose pourtant. La trame de la prasinite autour des ovoïdes présente les cellules claires et les cloisons sombres décrites plus haut. En suivant le passage de la structure ocellée à cette dernière, on s'aperçoit qu'elle apparaît en même temps qu'un microplissement « en accordéon ». C'est lui qui en est responsable, en déplaçant les minéraux leucocrates (albite et clinozoïsite), d'habitus isométrique, vers les zones de détente que sont les charnières des microplis et, au contraire, les ferro-magnésiens (actinote et chlorite), d'habitus aciculaire ou planaire, vers les zones de pression que sont les flancs de plis. Un étirement, suivi d'une recristallisation des minéraux, complète souvent la transformation, accusant l'aspect lenticulaire des cellules et l'empreinte d'une nouvelle foliation, indépendante d'un éventuel litage originel. Ce mécanisme, décrit par J. GROLIER et P. VIALON (1964), se répète dans le cas des lits-lentilles pyroxénitiques. Pris dans le plissement isoclinal, ils se boudinent et, en raison de leur dureté supérieure à celle de la prasinite encaissante, « bourrent » dans les têtes de plis. Partant d'un lit centimétrique, au plus décimétrique, se créent ainsi un fuseau épais ou des ovoïdes, quand le plan axial ne coïncide pas avec le litage pyroxénitique initial ou que l'étirement boudine les fuseaux. Comme autour des cellules claires de la prasinite, le plissement favorise une concentration ferro-

magnésienne en bordure de ces noyaux durs. Lors de la relaxation terminale, de grosses albites pourront y bourgeonner, évoquant de façon frappante une structure de pillow-lavas.

Ces pyroxénites, lorsqu'elles sont épargnées par la « prasinitisation », montrent une mosaïque d'omphacite dont la cristallisation relève d'un premier épisode métamorphique. L'accord du chimisme avec celui de la prasinite n'interdit pas d'imaginer que ces pyroxénites dérivent d'une cristallisation précoce liée à des déformations étroitement localisées. On peut encore considérer que ce sont d'anciennes ségrégations volcaniques (bombes, pillow-lavas). Leur structure et leur minéralogie particulière auraient déterminé, après un étirement considérable, une cristallisation précoce en omphacite. Ainsi leur structure actuelle pseudo-magmatique serait héritée d'une authentique structure magmatique.

### *Origine des prasinites.*

L'origine éruptive des prasinites semble incontestable pour les raisons suivantes :

- liens originels avec les gabbros ;
- homogénéité remarquable peu compatible avec une origine sédimentaire. Aucune différence minéralogique ou chimique n'apparaît sur une épaisseur dépassant 500 m ;
- faciès localement moins recristallisés où s'observent encore une texture porphyrique ;
- enfin, chimiquement, identité parfaite avec des dolérites et basaltes ; filiation avec les gabbros.

Il semble donc raisonnable d'admettre que les prasinites résultent d'une convergence métamorphique de divers faciès éruptifs basiques à grain fin : dolérites, basaltes<sup>7</sup>, avec ou sans débit en pillow-lavas, spilites.

### **8. Les faciès éclogitiques.**

Souvent associés aux prasinites à glaucophane, les éclogites et les schistes à glaucophane constituent, dans les zones hautement tectoniques, des bandes étroites et allongées. Soulignant la limite

<sup>6</sup> J'ai improprement désigné cette amphibole par le nom d'édénite. Sa teneur en calcium ne dépasse guère 1 dans la formule structurale au lieu des 2 nécessaires. Il faut donc renoncer à ce nom charmeur et considérer cette amphibole, extrêmement hétérogène, comme un ensemble de solutions solides entre la glaucophane et l'actinote.

<sup>7</sup> Les calculs pétrochimiques nous donnent, dans une prasinite banale, comme modèle de paragenèse originelle :

- 48 % d'andésine à 45 % an ;
- 46 % d'augite subcalcique ;
- 6 % de minéraux ferro-titanés.

entre les formations mésozoïques et les gneiss sous-jacents du Grand Paradis, ils prennent, au-dessus d'Ala di Stura, un développement considérable sous le faciès de mylonites éclogitiques.

Laissons de côté les éclogités incluses dans les serpentinites que P. BEARTH (1959) caractérise par la présence de chloromélanite, les opposant ainsi aux éclogités à omphacite, associées aux gabbros et prasinites. Ces dernières sont de belles roches massives et denses, à omphacite et almandin, riches en minéraux titanés. Elles sont fréquemment rétro-morphosées en schistes à glaucophane associés à des prasinites et des gabbros gneissiques à glaucophane et pistacite. Dans les éclogités, une ancienne structure gabbroïque ou pyroxénitique se reconnaît parfois.

La cristallisation des éclogités relève d'un premier épisode métamorphique ainsi que l'a déjà reconnu P. BEARTH (1959). Dans certains cas, elle s'opère au détriment de gabbros et de roches basiques à grains fins ; toutefois, la particularité chimique de ces faciès reste inexplicable et le problème de nos éclogités est loin d'être résolu.

### 9. Le complexe ophiolitique originel.

Dans le complexe originel, la succession des faciès devait s'établir ainsi : à la base, des ultrabasites, lherzolites feldspathiques et serpentinites, puissantes de 2 à 3 000 m ; puis des gabbros à olivine et salite sur 300 à 400 m ; enfin des roches basiques à grain fin sur 500 à 700 m. Les structures parfaitement planaires et généralisées dans les lherzolites, plus frustes et seulement locales dans les gabbros, témoignent d'une disposition d'ensemble stratifiée parallèlement au « plancher » horizontal sur lequel s'est mis en place le

complexe. Les termes supérieurs (actuellement prasinitiques) s'interstratifient superficiellement et en bordure du complexe dans les Schistes lustrés. Le complexe devait, avant les déformations tectoniques, se présenter schématiquement comme une énorme lentille stratifiée, elle-même intercalée dans les Schistes lustrés (sauf pour une partie du plancher comme nous le verrons plus loin) (fig. n° 5). Il est probable que, vu de plus près, la disposition devait être moins simple. Dans ses grandes lignes, elle est toutefois conforme à celle qui s'observe dans les complexes ophiolitiques moins tourmentés.

L'âge de la mise en place n'est pas connu avec précision, probablement Crétacé inférieur, par analogie avec la plupart des massifs de la Méditerranée occidentale.

En schématisant à l'extrême, on peut opposer deux théories sur l'origine du complexe ophiolitique :

- intrusion tectonique des roches grenues basiques et ultrabasiques. La principale difficulté de cette théorie est de mal expliquer l'association et la consanguinité<sup>8</sup> avec les faciès volcaniques ;
- épanchement sous-marin d'un vulcano-pluton à partir de fissures de distension et différenciation sur place lors de la cristallisation, sous une croûte lavique figée.

N'ayant pas à juger ici des difficultés graves qu'elle soulève (M. VUAGNAT, 1963 ; G. VAN DER KAADEN, 1964), je penche pour cette seconde hypothèse qui intègre mieux les quelques résultats acquis sur le complexe originel.

<sup>8</sup> Celle-ci est mise en évidence par une étude pétrochimique détaillée (A. NICOLAS, 1966, p. 128).

## V. — LA STRUCTURE

Nous passerons rapidement sur la description des plissements d'axe E-O (plis transversaux) et ceux tardifs d'axe N-S (rétrocharriage). Ces deux tectoniques, dans leurs manifestations micro- et macroscopiques, sont maintenant bien connues dans les régions voisines, et je me contenterai d'en

souligner les particularités locales, discutant au passage l'interprétation donnée par P. VIALON. Par contre, la tectonique initiale de charriage vers l'Ouest est plus controversée. J'insisterai donc sur les arguments qui conduisent à l'envisager dans notre région.

### 1. Le plissement d'axe N-S tardif (« rétro-charriage »).

Le plissement d'axe N-S tardif se matérialise à l'échelle de l'échantillon par des microplis légèrement déversés vers l'Est ou par des flexures en marches d'escalier, souvent cisailées. Les minéraux sont déformés par ce plissement. A grande échelle, les effets semblent modestes. Les surfaces de foliation liées à la cristallisation syntectonique précédant ce plissement montrent quelques froncements d'amplitude hectométrique, faiblement déversés vers l'Est. Le style de cette tectonique dans les régions voisines (Vanoise et Dora Maira) frappe par l'importance des charriages vers l'Est. Pourquoi notre région ne montre-t-elle que de modestes plis ou flexures ? L'examen de notre carte suggère que le rétrocharriage s'amortit vers l'Est, la limite des plis couchés coïncidant, en gros, avec la ligne des crêtes séparant la France de l'Italie<sup>9</sup>. Cette limite orientée ici N-S s'infléchirait vers l'Est en se dirigeant vers Dora-Maira puisque cette région est annexée au domaine des charriages en retour. Notons que P. VIALON interprète ces charriages non comme un écoulement vers l'Est, mais comme des sous-charriages impliquant donc une continuation de la poussée initiale vers l'Ouest. Il ne m'est pas possible de prendre position sur la dynamique de ce mouvement relatif.

### 2. Le plissement d'axe E-O (« plis transversaux »).

Le plissement d'axe E-O est omniprésent dans la région et son empreinte est telle qu'il est difficile de prétendre reconnaître des structures plus anciennes. L'intensité des déformations et surtout le développement généralisé des recristallisations métamorphiques qui l'accompagnent en sont responsables. Nous avons pu apprécier ces effets dans les prasinites (p. 151).

Le style de ce plissement en plis couchés isoclinaux à foliation de plan axial se répète aux diverses échelles. A l'échelle régionale, ils ne semblent pas avoir provoqué de déplacements tangentiels considérables.

Matérialisés par la foliation, les plans axiaux sont régulièrement inclinés de 20 à 30° vers le

<sup>9</sup> Cette hypothèse m'a été suggérée par F. ELLENBERGER lors d'une discussion récente.

Nord depuis le Val de Suse jusqu'à la Stura d'Ala. Plus au Nord, ils présentent un pendage Sud de 30 à 40°. Sur tout son tracé, de direction transversale, la Stura d'Ala marque l'axe de cette disposition en V. Remontant son cours, on observe un enracinement progressif du V en même temps que diminue la distance séparant, sur la carte, les coupes du Grand Paradis et de Dora Maira. L'enracinement le plus profond, à hauteur de Balme, coïncide avec la plus faible distance entre ces massifs (fig. n° 3, profil *b*). Immédiatement à l'Ouest, cette disposition s'efface. La distance entre les coupes cristallines augmente de nouveau.

### Origine du plissement d'axe E-O.

La disposition que nous venons de décrire incite à penser qu'un pincement entre les coupes de Grand Paradis et de Dora Maira est responsable du plissement d'axe E-O. Le rapprochement en plan de ces coupes est une conséquence de leur bombement ; l'ennoyage des formations mésozoïques une conséquence de leur affrontement. Le modelé incontestable de la superstructure mésozoïque sur le soubassement cristallin milite pour cette façon de voir. Une grande prudence s'impose cependant pour les raisons suivantes :

— Le bombement des coupes cristallines qui auraient entraîné le serrage maximum est probablement tardif, en relation avec le soulèvement définitif de la chaîne du Miocène. Or, le plissement d'axe E-O semble être oligocène (F. ELLENBERGER, 1958) ou même plus ancien (P. VIALON, 1966) ;

— La ligne axiale du bombement des socles (méridien de Balme-Usseglio) correspond à un changement très net de plongement des linéations E-O : les linéations occidentales par rapport à ce méridien plongent vers l'Ouest, les orientales vers l'Est<sup>10</sup>. Cette déformation des linéations E-O est due au bombement des socles, ce qui confirme sa postériorité par rapport au plissement qu'elles soulignent. Notons que la culmination axiale ainsi précisée pourrait se confondre avec la ligne de crête des Alpes au Miocène ;

<sup>10</sup> La carte des linéations dressée en Dora-Maira par P. VIALON (1966) permet de prolonger dans ce massif cette « ligne de crête » des linéations transversales. Suivant le même méridien, elle se suit jusqu'en Val Varaita, à part une disparition locale sous la plaine du Pô entre le débouché du Fellice et Barge

— Le plissement d'axe E-O est connu dans toutes les zones internes des Alpes occidentales jusque dans les socles cristallins, sans qu'une liaison n'apparaisse en tout lieu avec un tel serrage.

La cause du plissement d'axe E-O reste mystérieuse. La déformation généralisée et intime, ainsi que le caractère relativement « thermique » du métamorphisme consécutif (p. 159), m'incitent à penser que les roches possédaient au moment de ce plissement une grande plasticité. Des facteurs dynamiques modestes auraient pu, dans ces conditions, laisser une empreinte aussi profonde. Demeure l'énigme de la constance de ces facteurs à travers toutes ces régions alpines internes. N'oublions pas toutefois que la chaîne alpine, vue à l'échelle mondiale, s'allonge suivant la direction E-O et que l'arc occidental N-S n'en est qu'un accident. J. GOGUEL (1963) développe l'interprétation suivant laquelle le déplacement essentiel serait du Sud vers le Nord. Peut-être existe-t-il, au delà des charriages, une liaison profonde entre le plissement d'axe E-O et la dynamique fondamentale de la chaîne ?

#### *Discussion de l'interprétation de P. Vialon*<sup>11</sup>.

Confronté avec ce problème, P. VIALON (1966) a adopté, comme nous l'avons vu, une position originale. Son interprétation d'une tectonique d'axe E-O d'âge crétacé, s'accompagnant d'un métamorphisme de basse température et haute pression, repose sur deux arguments principaux et s'intègre dans une théorie tectogénique très particulière. Suivant en cela cet auteur, nous n'attacherons pas une importance majeure à la datation absolue crétacée de certaines phengites métamorphiques. Outre l'incertitude de ces résultats, on peut en effet leur opposer d'autres datations de minéraux alpins indiquant, elles, un âge tertiaire (R. H. STEIGER, 1964).

Pour soutenir son interprétation, P. VIALON s'appuie d'abord sur l'existence de plissements crétacés d'axe E-O tant dans les Alpes occidentales qu'orientales. L'homoaxie reconnue, l'identité ne semble pas pour autant établie. Dans notre secteur

de l'arc alpin, les déformations crétacées ne possèdent pas le style isoclinal intensément plissé de notre tectonique transversale. Il est vrai que dans les zones internes, livrées au métamorphisme, ces déformations crétacées se manifesteraient peut-être différemment.

Un autre argument est fourni par la considération du métamorphisme et du problème des surcharges nécessaires. Contrairement à mes observations (voir p. 161), P. VIALON associe un « métamorphisme glaucophanitique » aux premières manifestations du plissement d'axe E-O. Suivant les théories de A. MIYASHIRO (1961), il admet le caractère géosynclinal d'un tel métamorphisme, les conditions de pressions étant créées par la masse surincombante de sédiments.

Cette conception permet à P. VIALON de dénoncer les difficultés liées à la notion de « géosynclinal de nappes » de F. ELLENBERGER. Où trouver dans les zones internes la surcharge nécessaire au métamorphisme après le déplacement vers l'extérieur de la Nappe des Schistes lustrés ? Comment expliquer, en Vanoise, que la Nappe des Schistes lustrés provoquant par son propre poids le métamorphisme dans son soubassement, soit elle-même touchée par ce même métamorphisme : peut-elle être cause et effet ?

Ces difficultés sont tournées en admettant que l'érosion ait enlevé les milliers de mètres d'une surcharge nécessaire, tant dans les zones internes qu'en Vanoise. Le temps disponible semble bien court à P. VIALON. Il rappelle que la Nappe des Schistes lustrés, s'accompagnant du métamorphisme, n'arrive en Vanoise qu'au Priabonien supérieur et que dès le Sannoisien supérieur apparaissent des galets métamorphiques dans les formations sédimentaires. L'intervalle est d'environ six millions d'années (Geol. Soc. Phanerozoic time-scale, 1964); en prenant le taux actuel de 0,57 mm/an pour l'érosion sur le versant Nord des Hautes-Alpes, cité par L. W. COLLET (in E. DE MARTONNE, 1958), la couverture érodée atteint, pour cet intervalle, 3 500 m d'épaisseur. Ce chiffre, indicatif, fournit une réponse à l'objection de VIALON.

Cette interprétation, si elle résout certaines difficultés rencontrées par F. ELLENBERGER, s'oppose à des observations de cet auteur. J'en relève deux principales.

<sup>11</sup> Je tiens à dire clairement que dans cette discussion des hypothèses de mon ami VIALON, je ne prétends nullement détenir la vérité et dénoncer son erreur. Comme lui, je sais trop combien la certitude géologique est encore fuyante dans nos régions. Je souhaite simplement opposer à une certaine probabilité une probabilité que je crois supérieure.

— Les plissements transversaux affectent, en Vanoise, aussi bien les Schistes lustrés de la Nappe que leur substratum. Les « couloirs de linéations » se poursuivent indifféremment dans le substratum ou dans les formations de la Nappe (couloir de Grand Bec-Sana)<sup>12</sup>.

— Il y a accordance métamorphique entre les formations de la Nappe et leur substratum : même degré et mêmes successions paragenétiques. Ainsi au Mt Jovet le métamorphisme est également faible dans les deux ensembles.

Dans ces deux cas, l'identité des phénomènes observés dans deux ensembles en coïncidence incite fortement à les considérer comme postérieurs à la mise en contact de ces ensembles.

Enfin, dans ma région, un fait est solidement établi : le lien entre le plissement transversal et la paragenèse métamorphique de faciès Schiste vert. La surcharge nécessaire pour déclencher un tel métamorphisme étant beaucoup plus modeste que dans le cas du métamorphisme à glaucophane admis par P. VIALON, il n'est plus indispensable d'évoquer un enfouissement géosynclinal. N'oublions pas aussi les présomptions jouant en faveur d'une tectonique de charriage vers l'Ouest précédant le plissement transversal (voir plus loin).

Il ressort clairement de l'exposé de VIALON que l'articulation parfaite de cette hypothèse à la théorie tectogénique originale qu'il soutient, compte dans sa justification. Il est donc nécessaire de discuter brièvement cette théorie. Elle consiste à faire jouer un rôle tectogénique essentiel à des mouvements épirogéniques de socle. Les Alpes occidentales seraient découpées par un canevas de grandes failles orientées NO-SE et NE-SO. Dora Maïra correspondrait à un coin s'enfonçant vers l'Ouest et limité latéralement par deux de ces failles. Leurs jeux au Crétacé auraient déterminé, par écoulement de la superstructure vers l'axe de ce coin effondré, des plis isoclinaux en éventail à déversement centripète. Au Tertiaire, le basculement vers l'Ouest par enfoncement de la pointe du coin décharge Dora Maïra de sa couverture qui s'écoule vers l'extérieur.

---

<sup>12</sup> Je suis tenté de signaler aussi l'apparence de plissement transversal affectant le plan de charriage de la Nappe, que nous montre la carte géologique de F. ELLENBERGER dans le Massif de la Grande Sassière. Il est certain qu'une étude détaillée de la Vanoise permettrait de contrôler ces allégations

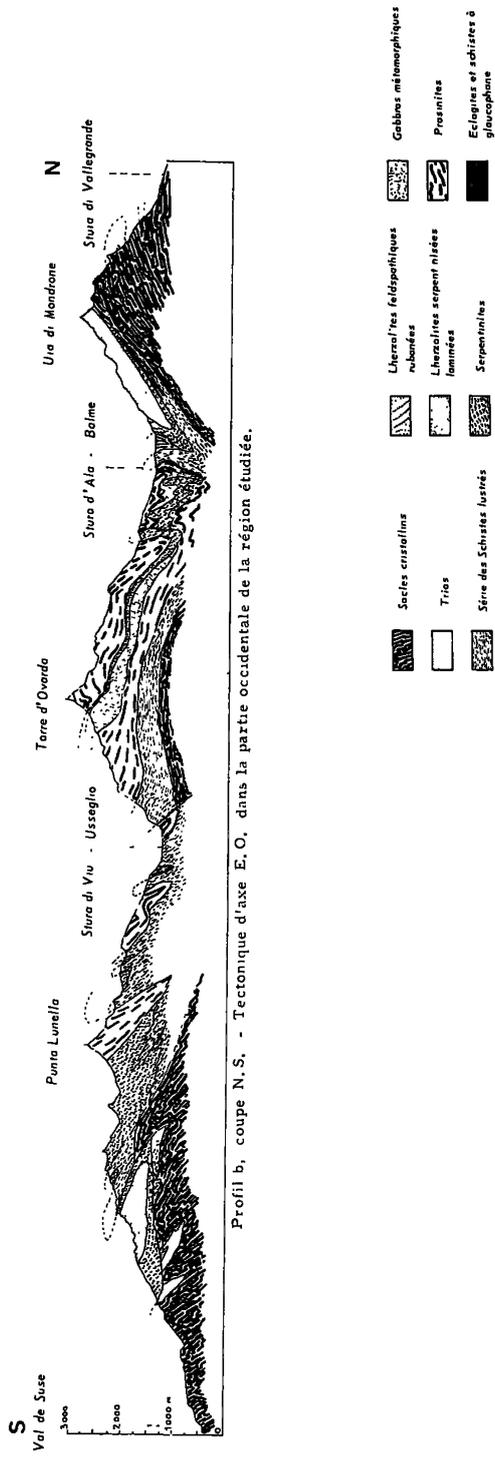
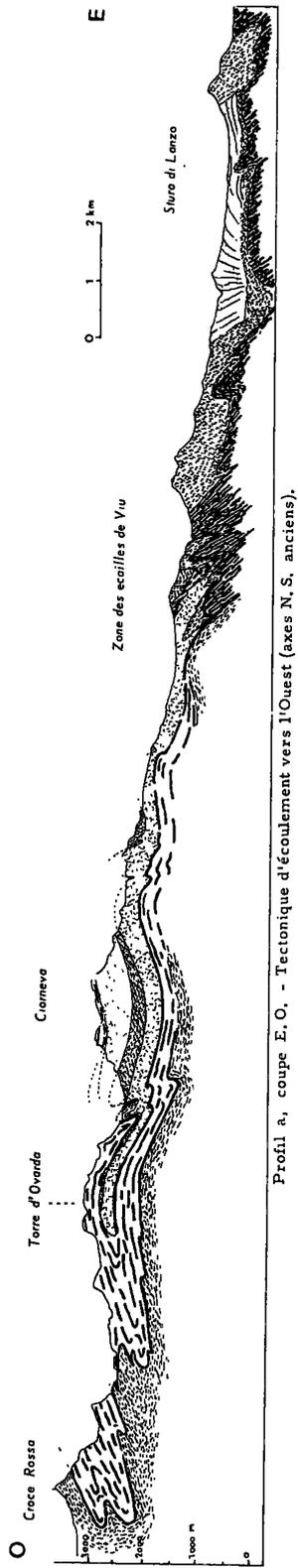
Une théorie doit répondre à des critères de généralisation et de compatibilité avec les faits rassemblés dans les régions voisines. A cet égard, celle qui nous est proposée n'est guère satisfaisante. Ainsi les mouvements de socle crétacés des Alpes orientales déjà évoqués sont à composante essentiellement horizontale. L'existence de deux failles majeures limitant le coin de Dora Maïra est très hypothétique. Elle ne peut être induite de l'éventail des linéations E-O décrit par VIALON, car cet éventail n'existe que sur une projection stéréographique et ne correspond nullement à une distribution géographique privilégiée de ces axes. Enfin, le même style de plissements isoclinaux souples s'observe bien souvent dans le socle et sa couverture, ce qui soulève quelques difficultés dans une interprétation qui attribue des rôles mécaniques différents aux uns et aux autres.

### 3. Le plissement d'axe N-S précoce (charriage vers l'Ouest).

Démontrée en Vanoise et datée de la fin de l'Eocène-début de l'Oligocène (F. ELLENBERGER, 1958), une tectonique de charriage vers l'Ouest, accompagnée ou non d'un plissement d'axe N-S antérieur à la phase d'axe E-O, reste conjecturale dans le cadre limité de la région étudiée. Un certain nombre d'observations vont pourtant en faveur de son existence.

#### *Faits d'ordre « stratigraphique ».*

La stratification originelle suivant la verticale du complexe ophiolitique étant admise (p. 152), la succession actuelle des différents termes, suivant une horizontale d'Est en Ouest (voir fig. n° 1), implique un étalement horizontal d'Est en Ouest dont nous allons préciser le mécanisme. A l'aplomb d'Usseglio, une coupe (fig. n° 3) montre des niveaux d'ovardites interstratifiés dans des Schistes lustrés. Nous les avons interprétés comme des prolongements volcaniques liés à l'épanchement ophiolitique principal mis en place dans des zones plus orientales. Or, vers le haut de la coupe, ces formations sont recouvertes par la masse formidable de ces ophiolites : si on accepte cette interprétation des niveaux d'ovardites, il faut conclure au charriage vers l'Ouest des ophiolites.



- |  |                            |  |                                    |  |                                     |
|--|----------------------------|--|------------------------------------|--|-------------------------------------|
|  | Scaies cristallins         |  | Lithal'nes felspathiques rubandés  |  | Gabbros métamorphiques              |
|  | Trias                      |  | Limalolites serpent nées laminiées |  | Prasinites                          |
|  | Série des Schistes lustrés |  | Serpentinites                      |  | Eclagites et schistes à glaucophane |

Fig. 3. — Profils tectoniques dans les Alpes piémontaises entre Dora-Maira et Grand Paradis.

### Faits d'ordre structuraux.

L'établissement d'un profil tectonique E-O dans la partie axiale de notre région, relativement ménagée par le plissement isoclinal d'axe E-O, conduit à dessiner un vaste pli couché affectant les ophiolites et leur couverture éventuelle de Schistes lustrés (fig. n° 3 a). S'enracinant dans la zone des écaïlles de Viù, ce pli nous montre un flanc inverse conservé sur une portée de plus de 12 km. L'ordre de succession de ses différents termes ophiolitiques ainsi que le caractère probablement originel de leurs contacts semble écarter toute autre interprétation.

L'existence de la zone de Viù-Locana milite en faveur de cette tectonique précoce. Cette zone, dont nous avons souligné l'extension (p. ), montre localement sur 3 km une succession d'écaïlles serrées à pendage moyen de 50° Est. Dans les

plans de foliation, s'impriment des linéations d'azimut grossièrement N-S, quand leur fort pendage permet encore de l'apprécier. Ce sont encore des plis à axe subvertical que met en évidence le rubanement dans le compartiment méridional du massif de péridotites de Lanzo, coupé de l'ellipse principale par une grande faille NNO et, semble-t-il, incorporée à la zone des écaïlles de Viù. Ces diverses structures ne peuvent être attribuées à la tectonique d'axe N-S tardive. Elles sont donc les témoins d'une tectonique plus ancienne de même direction.

En dehors de cette zone de Viù, il est localement possible de mettre en évidence un microplissement d'axe N-S et de pente généralement forte, distinct des flexures d'axe N-S tardives. Accompagné d'une paragenèse métamorphique de type éclogitique, ce microplissement semble devoir être attribué à cette même tectonique précoce.

## VI. — LE MÉTAMORPHISME

Le caractère syntectonique du métamorphisme et la succession de ses paragenèses sont maintenant bien connus (F. ELLENBERGER, 1958 ; M. L. VAN DE PLAS, 1959 ; P. BEARTH, 1959). Le tableau de la page 161 décrit la suite paragenétique établie dans nos Roches vertes ; elle ne diffère guère de celle que décrivent ces auteurs.

### Apports de l'étude pétrochimique.

L'étude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux a largement contribué à la connaissance du métamorphisme alpin dans notre région. Voici les principaux résultats qui ressortent de cette étude.

La comparaison entre les Roches vertes piémontaises et certains complexes ophiolitiques alpins non métamorphiques (Pinde et Syrie) permet de conclure à l'absence de métasomatose générale dans notre série. La recherche des paragenèses originales dans les gabbros métamorphiques et les prasinites conduit beaucoup plus loin. Elle démontre le rôle négligeable tenu, lors de la cristallisation métamorphique de ces roches, par les échanges chimiques interminéraux : le plagioclase basique

se transforme en un mélange d'albite et de clinzoïsite, les ferromagnésiens originels en actinote, chlorite et minéraux opaques, sans que les échanges chimiques entre les deux phases magmatiques en voie de recristallisation dépassent 5 % de l'ensemble. La cristallisation principale étant achevée, les effets du métamorphisme se limitent à une nouvelle distribution des espèces engendrées. Ainsi, l'agencement gabbroïque s'estompera progressivement au profit d'une texture ocellée, voire gneissique. Le transport est essentiellement mécanique et rhéomorphique, facilité par les déformations concomitantes. Les échanges chimiques sont nuls ou limités aux minéraux de même nature, les uns dépérissant au profit d'autres probablement mieux orientés par rapport au champ des contraintes.

L'étude des diverses catégories de minéraux métamorphiques s'est montrée plus ou moins fructueuse.

Le feldspath métamorphique est uniquement l'albite, aucune variation n'apparaît dans ses propriétés physico-chimiques, quel que soit le milieu chimique encaissant. Ce trait montre que nos roches se situent au-dessus de la limite métamorphique tranchée séparant le domaine où le plagioclase métamorphique ne peut être que l'albite, de

celui où commencent à apparaître des plagioclases plus basiques (P. ESKOLA, 1939 ; E. WENK, 1962 ; D. C. NOBLE, 1962).

Chimiquement, les *chlorites* dépendent de façon étroite de la roche-hôte. Elles semblent moins sélectives que d'autres minéraux vis-à-vis des cations acceptés par leur réseau. Peut-être est-ce un effet de leur structure relativement dilatée ? Elles recueilleraient ainsi les éléments en excès lors de la cristallisation ou, au contraire, effaceraient par une sous-saturation du réseau un déficit du milieu. La chlorite serait un minéral tantôt exutoire, tantôt tampon, mais ne fournissant pas d'enseignement sur le métamorphisme.

Les *pyroxènes* posent un problème particulier. Les espèces magmatiques (endiopside et salite) sont relativement résistantes au métamorphisme. Dans des conditions favorables, elles pourraient « s'adapter » de façon progressive au nouveau milieu : transformation en diopside, lors de la serpentinisation et en omphacite lors du métamorphisme. Cette adaptation progressive préserve la charpente tétraédrique dont la cohésion assure la pérennité de l'édifice. Les échanges se produisent

entre les sites X et Y et le milieu encaissant ; à leur terme, le pyroxène magmatique a muté en une espèce mieux adaptée aux conditions physiques nouvelles. Ainsi, lors du métamorphisme de hautes pressions en milieu anhydre, la transformation en omphacite à partir d'une salite serait facilitée par l'instabilité de l'albite mobilisant d'ordinaire le sodium et une partie de l'aluminium.

Les minéraux les plus riches d'enseignements sur le métamorphisme sont assurément les *amphiboles* et les *épidotes*. Ces deux groupes de minéraux font preuve, en effet, d'une certaine indépendance chimique vis-à-vis de leur milieu. Les variations physico-chimiques qui s'y observent peuvent être attribuées à des changements dans le milieu physique de cristallisation, c'est-à-dire à des conditions métamorphiques différentes (A. NICOLAS, 1966, p. 149). Malheureusement, l'étude des *épidotes* n'a pas été suffisamment poussée pour que des conclusions incontestables se dégagent. Notons toutefois leur accord dans le découpage et la succession métamorphique avec les résultats tirés de l'étude des *amphiboles*.

De cette étude, nous ne retiendrons ici que le

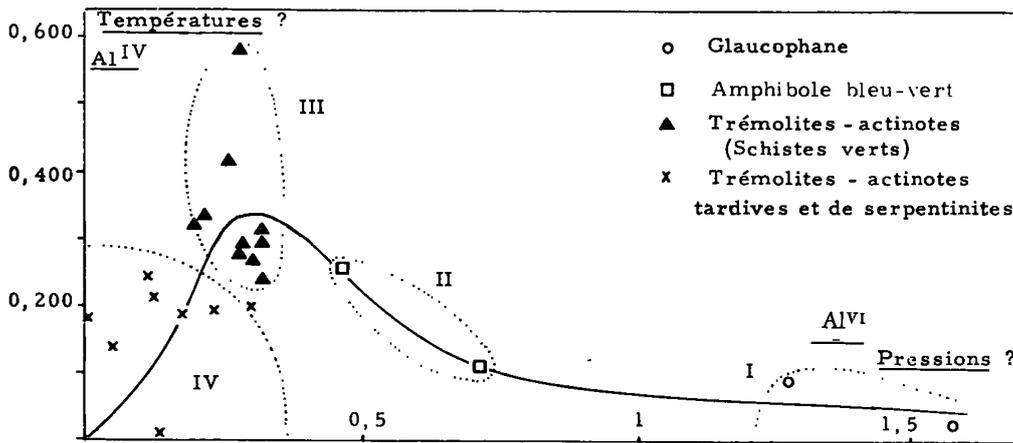


Fig. 4. — Amphiboles, diagramme  $Al^{IV} / Al^{VI}$  (température-pression ?).

diagramme  $Al^{IV} / Al^{VI}$  (fig. n° 4) qui semble correspondre à la représentation des conditions température-pression réalisées lors du métamorphisme (A. NICOLAS, 1966, p. 156). Ce diagramme met en évidence le caractère de basse température et

de haute pression de la paragenèse à glaucophane (épisode I) ; puis une chute de pression allant de pair avec une montée en température conduisant à la paragenèse à trémolite-actinote (épisode III). L'association minéralogique à hornblende bleu-

vert<sup>13</sup> (épisode II) crée une transition, ce qui s'accorde bien avec sa complexité et l'aspect changeant et parfois ambigu de ses minéraux. Enfin, avec la chute définitive de la température, nous entrons dans le domaine des minéraux filoniens (IV).

Un autre enseignement tiré de ce diagramme et de l'examen microscopique est une impression de continuité dans le phénomène métamorphique. Le découpage en épisodes que nous opérons pourrait correspondre à une série de clichés dans un processus continu.

#### **Liaison entre épisodes métamorphiques et phases tectoniques.**

La liaison entre l'épisode III de faciès schistes verts et la tectonique d'axe E-O est incontestable sur le terrain. Notons que la cristallisation s'est poursuivie après la relaxation des contraintes. La cristallisation accompagnant le plissement d'axe N-S tardif est modeste. Un certain nombre de présomptions conduisent à rapprocher l'épisode I (éclogites et schistes à glaucophane) de la tectonique de charriage vers l'Ouest (axes N-S précoces) :

- chronologiquement, ces deux phénomènes sont antérieurs à la tectonique d'axe E-O et à son métamorphisme ;
- les linéations rapportées à cette tectonique précoce s'impriment surtout dans des roches possédant le faciès éclogitique ou schiste à glaucophane ;
- enfin, ces roches présentent sur le terrain une foliation et un allongement en bandes parallèles aux lignes de pression de cette tectonique. En dehors de ces bandes, les effets de cet épisode de métamorphisme semblent modestes.

#### **Histoire du métamorphisme.**

Nos formations devaient déjà se situer dans des parties profondes du géosynclinal piémontais lorsque le charriage vers l'Ouest y a engendré, localement, des suppressions considérables (plusieurs kilobars). Le charriage pourrait trouver sa

cause dans un chevauchement de Sesia-Lanzo sur la fosse piémontaise. La composante verticale de ce déplacement crée des conditions propices à un écoulement vers l'Ouest des formations les plus superficielles. La composante horizontale pourrait créer dans les parties profondes du géosynclinal qui nous intéressent ces suppressions tectoniques. Elles sont rendues possibles sans que la déformation ne les dissipe, grâce à leur caractère éphémère et à une température relativement basse (200 à 300°). S'ajoutant à la pression hydrostatique elle-même élevée, les contraintes provoquent une première cristallisation métamorphique dans le faciès éclogites et schistes à glaucophane, le long de leur surface de pression : niveau de dysharmonie mécanique comme les surfaces de contact avec les socles ou la bordure du massif de lherzolite de Lanzo et peut-être points d'inflexion des plis. Le début du métamorphisme a un caractère anhydre. L'envahissement progressif par l'eau explique probablement la superposition de paragenèses hydratées (amphiboles sodiques et pistacites). En dehors de ces zones particulières, la cristallisation aurait été négligeable. Une observation de P. BEARTH (1962) renforce cette interprétation : à l'échelle des Alpes occidentales, la distribution des minéraux typiques de l'épisode de haute pression semble suivre les grandes directions tectoniques.

Après le mouvement de nappes, soit par l'effet de la décharge, soit par suite d'une montée du bâti exaspérant l'érosion, la pression hydrostatique se relâche quelque peu. Une montée thermique, peut-être liée à un envahissement par l'eau, achève de modifier le climat et prépare la cristallisation dans le faciès schistes verts. Celle-ci se déclenche sous l'effet des contraintes, peut-être modestes, du plissement d'axe E-O. La cristallisation se poursuit après la relaxation des pressions mais est dans l'ensemble terminée lorsque survient la vague de plissements tardifs d'axe N-S. L'empreinte de la recristallisation et surtout de la déformation d'axe E-O concomitante est profonde. Le style de cette dernière engage à penser qu'elle a été favorisée par la grande plasticité du milieu soumis à la cristallisation métamorphique. Le lien entre métamorphisme et tectonique serait encore plus étroit qu'on ne l'admet : *la contrainte déclenche la cristallisation ; celle-ci, à son tour, facilite la déformation et, en dissipant la contrainte, provoque peut-être son propre arrêt.*

<sup>13</sup> Voir note 6.

### **Ecran vis-à-vis du métamorphisme.**

Curieusement, certaines formations ont échappé, au moins en partie, à la recristallisation. Ces faciès privilégiés se trouvaient pourtant placés dans la zone soumise au métamorphisme, puisque les formations voisines en portent tous les stigmates. L'exception la plus remarquable est le gros massif lherzolitique de Lanzo ; c'est aussi le seul à être complètement exempt de métamorphisme<sup>14</sup>. Ces faciès ont en commun d'être des formations compétentes enveloppées de toutes parts par des serpentinites, ce qui m'a conduit à proposer l'hypothèse d'un effet d'écran des serpentinites vis-à-vis du métamorphisme. Leurs propriétés mécaniques particulières en seraient responsables par amortissement de la contrainte génératrice de recristallisation. Citons, à l'appui de cette hypothèse, l'observation rapportée par F. ELLENBERGER (1958, p. 202) de flores et de faunes remarquablement conservées dans les gypses de Vanoise hautement tectonisés.

### **Causes du métamorphisme.**

La conservation de masses intactes au sein d'une série métamorphique, grâce à l'amortissement des contraintes par les serpentinites, montre clairement l'importance de ces contraintes dans l'apparition

---

<sup>14</sup> Cette constatation met en relief le rôle d'un autre facteur, la taille, et souligne l'imperfection de l'écran réalisé par les serpentinites. Dans son cas, le métamorphisme, atténué par l'écran des serpentinites, n'a pas eu le temps d'imposer son empreinte.

du métamorphisme alpin. Il nécessite, pour se développer, la conjonction de deux facteurs :

— Un « climat » favorable créé par les conditions hydrostatiques et géothermiques (enfouissement) et par un flux thermique et chimique (H<sub>2</sub>O). Ce climat, du moins dans l'épizone, rend métastables les équilibres minéralogiques préexistants sans parvenir cependant à les déplacer. Son caractère essentiel est d'avoir une extension régionale et une certaine stabilité dans le temps ;

— Une contrainte tectonique s'exerçant momentanément sur des roches soumises au « climat » précédent. Elle déclenche suivant son point d'application, sa durée et son intensité, des cristallisations métamorphiques plus ou moins complètes et caractérisées par des paragenèses diverses. Avec son caractère itératif, local, plus ou moins éphémère et variable en intensité, la mise sous contrainte, considérée comme condition du métamorphisme alpin, rend bien compte des « caprices » de celui-ci. Comme nous l'avons envisagé, le déclenchement du métamorphisme peut préparer son propre arrêt par l'intermédiaire d'un changement dans le comportement mécanique des roches qu'il affecte, ayant pour effet de faciliter les déformations et par conséquent de dissiper la contrainte.

Cette conception met en avant le rôle capital des contraintes tectoniques, suivies ou non de déformations. Elle admet que celles-ci ont pu atteindre des valeurs élevées (plusieurs kb.) aux températures relativement basses et pendant la période relativement brève de la cristallisation alpine, prétendant ainsi concilier les points de vue contradictoires des pétrographes théoriciens et de terrain (A. NICOLAS, 1966, p. 262).

Episodes métamorphiques	Facès minéralogique mét. de type barrovien	Paragenèses réalisées dans les Roches vertes	Roches métamorphiques	Textures	Phase tectonique associée	Conditions physiques réalisées	Conditions chimiques
I	Facès élogites du métamorphisme alpin (ou d'ophiolites). ..... Facès Schistes à glaucophane ou « Schistes bleus »	— omphacite (diops. aegyriunique) — almandin — apatite ..... — glaucophane — phengite — allanite — rutile — quartz	— Eclogites — Jadéite — Omphacite ..... — Schistes à glaucophane — mylonites élogitiques	équantes ..... foliées	Tectonique d'écoulement d'axe N.S. précoce <i>contraintes</i> le long de surfaces partielles de culères	— Basses températ. (200° à 300°) — Hautes pressions (8-10 Kb.) ● hydrostatiques (5 Kb.?, profondeur 18 Km.?), ● orientées (3 à 5 Kb.?)	anhydre ..... H <sub>2</sub> O
II	Sous-facès épidoite-glaucophane	— crossite — amphibole bleu-vert — pistacite — albite — phengite — sphène	— péridotites laminées (?) — prasinites et gabbros métamorphiques à allure gneissique	litées et laminées	Tectonique d'axe N.S. précoce <i>mouvements laminaires</i> (?)	— début de la montée de la vague thermique ? — pressions hydrostatiques seules (5 Kb.?)	H <sub>2</sub> O
III	Facès Schistes verts (limite du sous-facès à biotite).	— trémolite-actinote — albite — chlorite — clinzoisite — phengite — chlorobiotite — sphène	— prasinites s.s. — gabbros mét. — chloritites, — chloritoschistes — serpéninites (?) (ou simple recristallisation) ..... — ovardites	microplis en « accordéon » tendance à acquérir une texture foliée et ocellée	Tectonique d'axe E.O. plissement isoclinal et <i>microplissement</i>	— max. de température (# 400°) — pressions modérées (1 à 2 Kb.) surtout hydrostatiques (?) (3,5 à 7 Km.)	H <sub>2</sub> O ..... H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>
IV		— albite — chlorite — quartz — pistacite — glaucophane — trémolite — sphène	filons ou placages	texture de placage et de remplissage filonien	— Tectonique d'axe N.S. tardive (?) — cassures tardives et mouvements listriques	— Chute de température et de la pression	H <sub>2</sub> O + migrations chimiques

## VII. — TRAITS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET TECTOGENÈSE

### Le problème des « nappes de socle ».

Un clivage, déjà ancien mais constamment rafraîchi, sépare les auteurs alpins quand ils abordent le problème de l'existence de charriages de socle dans les Alpes internes (massifs cristallins internes, Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira groupés ou non dans l'ensemble « Nappe du Mont Rose », et Sesia-Lanzo associé au massif de la Dent Blanche pour constituer la Nappe de même nom). Ces charriages sont de moins en moins contestables, à partir du Val d'Aoste, vers le Nord et l'Est (P. BEARTH, 1956). Inversement, discutés au niveau du Grand Paradis (R. MICHEL, 1953 ; F. ELLENBERGER, 1958 ; R. BARBIER et al., 1960-63), ils me semblent de plus en plus contestables quand, partant de notre région, on se dirige vers le Sud. Est-ce le résultat du large crédit actuel de la théorie tectogénique d'un emboutissement des Alpes par le bouclier Appenin-Dinarides s'avancant vers le Nord ? Cette théorie cadre difficilement avec des « nappes de socle » (donc avec l'existence de poussées) orientées d'Est en Ouest puis de NE en SO<sup>15</sup>. C'est pourtant à cette option que se rallient A. MICHARD (1965, 1966) et J.-P. BLOCH (1965) dans les Alpes cottiennes et ligures. L'étude des formations de Dora Maira et de leur couverture mésozoïque conduit au contraire P. VIALON à la conclusion d'une continuité stratigraphique à partir du Carbonifère. Les grandes lignes de chevauchement découpant Dora Maira ne sont pas pour lui la trace des « nappes de socles » progressant vers l'Ouest d'A. MICHARD mais du « rétrocharriage » clôturant la tectogenèse alpine<sup>16</sup>. L'absence de replis transversaux dans les plans de chevauchement fournit un argument puissant à la thèse de VIALON. Comment concilier, en effet, cette observation avec l'hypothèse de chevauchements ayant précédé la tectonique transversale, quand les formations engagées dans ces charriages portent les stigmates de cette tectonique ?

<sup>15</sup> P. VIALON (1966, p. 270) montre clairement les difficultés mécaniques de cette conception.

<sup>16</sup> Rappelons que VIALON considère ce « rétrocharriage », non comme un déplacement vers l'Est, mais comme le résultat d'un sous-charriage vers l'Ouest.

Revenant aux conclusions de R. MICHEL (1953), mes résultats me font pencher, comme P. VIALON, pour l'autochtonie de la couverture mésozoïque et l'absence de « nappes de socle ». Plus exactement, en face des présomptions que je vais développer, il n'y a aucun argument local pour évoquer de telles nappes ; il n'y en a également aucun pour les réfuter, toujours sur le plan local, si l'on admet que la « nappe de socle » a déplacé l'ensemble Grand Paradis - Dora Maira - Sesia-Lanzo et leur couverture.

1) *Il ne semble pas que l'on puisse séparer, dans notre région, l'histoire post-hercynienne du Grand Paradis, de Sesia-Lanzo et de Dora Maira septentrionale.* En effet, au-dessus de dépôts pré-triasiques ou éo-triasiques semblables, indices de l'appartenance à un même bassin sédimentaire (p. 144), vient une couverture d'ophiolites et de Schistes lustrés unique. En admettant que celle-ci soit entièrement allochtone, il faudrait envisager une substitution de couverture complète intervenant après de grands mouvements de socle et avant le plissement d'axe E O, sans que dans ces mouvements de socle la couverture originelle ne se soit jamais trouvée pincée.

2) Toujours dans le cadre géographique de mon étude, *plusieurs présomptions encouragent à considérer les Schistes lustrés comme autochtones, partiellement au moins, car nous avons distingué, au-dessus de la couverture en place, une masse riche en ophiolites, charriée vers l'Ouest (voir p. 155 et fig. n° 3).* Voici les arguments en faveur de l'autochtonie de la série « inférieure » :

- passages apparemment continus Schistes lustrés - Trias - socle ;
- dans les régions orientales en l'absence de Trias, continuité pétrographique et association sur le terrain entre gneiss minuti et les termes inférieurs des Schistes lustrés par l'intermédiaire de faciès quartzitiques ;
- disposition générale de ces termes inférieurs au contact des socles ;
- difficulté rencontrée par les tenants de l'allochtonie, bien sentie par G. ELTER (1960, p. 45), devant l'absence dans les Alpes internes de

traces d'une couverture autre que les Schistes lustrés. Imaginer une dénudation tectonique *complète* me semble osé. Enfin, le manque de Roches vertes dans le socle du Grand Paradis et, au contraire, leur abondance dans Sesia-Lanzo, contribuant à démontrer, selon F. ELLENBERGER (1958, p. 349), l'indépendance Grand Paradis - Schistes lustrés ophiolifères, s'expliquent aisément si l'on situe le lieu de leur montée dans la zone de Viù (voir plus loin).

Le recouvrement de la zone de Sesia-Lanzo par les formations mésozoïques<sup>17</sup> (p. 16) montre qu'il est difficile d'étendre à notre région un charriage, indiscutable plus au Nord (Nappe de la Dent Blanche). C'est un fait important qui, comme le remarque M. LEMOINE (obs. com. de J. GOGUEL, 1963), s'accorde très bien avec l'interprétation d'un déplacement relatif des masses orientales vers le NNO récemment développée dans notre secteur de l'arc alpin par J. GOGUEL (1963). Le coulisement des socles se produirait entre les zones internes de Canavese-Ivrée<sup>18</sup> et celle de Sesia-Lanzo. Cette dernière prise obliquement subirait un gauchissement déjà sensible dans notre région, se transformant plus au Nord en un renversement, puis en un véritable charriage (Nappe de la Dent Blanche).

Je suis sensible à la séduction de cette interprétation dont un mérite supplémentaire est de résoudre l'irritant problème de l'origine du plissement d'axe E-O (voir p. 153).

### Traits paléogéographiques.

Dans la région étudiée et même plus au Nord, les affleurements du Trias ne dépassent pas vers l'Est la zone de Suse. Quant aux Schistes lustrés, ils diminuent d'abondance dans cette direction et sont, semble-t-il, seulement représentés par leurs termes stratigraphiques inférieurs (p. 144). Leur limite approximative est la bande de Viù. Au-delà,

<sup>17</sup> Le recouvrement est confirmé par l'étude des formations conglomératiques des collines de Turin (P. GABERT, 1962). Les premières arrivées détritiques en provenance de notre façade des Alpes, au Bartonien, sont riches en Roches vertes, ce qui n'aurait pas lieu si une nappe de socle les recouvrait.

<sup>18</sup> L'étude des collines de Turin conclut encore au prolongement vers le Sud des zones d'Ivrée et du Canavèse, supportant une couverture de calcaires « alberese », bien connus en bordure de l'Apennin (L. PERETTI, 1928 ; P. GABERT, 1962).

à part quelques petits affleurements dans les bou tonnières de Trave et de Bertesseno où ils pourraient passer aux quartzites phylliteux coiffant les gneiss minuti du socle, il n'y en a plus trace et les péridotites reposent sur le cristallin de Sesia-Lanzo, par l'intermédiaire d'un coussin de serpentinites. Si l'on écarte l'hypothèse d'une substitution de couverture, il faut admettre que cette disposition est primaire. Dans la région de Lanzo, une partie des ultrabasites s'est mise en place directement sur le socle de Sesia-Lanzo, à la limite précise de la zone de sédimentation des Schistes lustrés<sup>19</sup>. Plus à l'Ouest, nous avons vu que les ophiolites s'interstratifiaient dans la série des Schistes lustrés, peut-être même à un niveau relativement élevé (p. 146). Dans la région de Lanzo, il y a donc eu lacune totale de sédimentation due à l'existence d'un haut-fond ou d'une zone émergée (fig. n° 5). Si la surrection de ce relief précède de peu la mise en place des ophiolites, la lacune des formations sédimentaires provient d'une érosion. Mais il est également possible que ce trait paléogéographique soit ancien et l'absence de dépôts originelle.

D'après l'allongement du massif de Lanzo, la répartition des ophiolites dans les Alpes occidentales et la disposition des zones isopiques dans l'extérieur de la chaîne, il est probable que le haut-fond ait dessiné une ride ou une flexure orientée N-S. Les ophiolites seraient montées le long de cette rupture de pente, mécaniquement fragile. Cette conclusion rejoint celle de la plupart des auteurs traitant de complexes ophiolitiques.

Il est encore trop tôt pour préciser la nature de cette limite paléogéographique. Est-ce une cordillère sous-marine ou émergée coupant la grande fosse eugéosynclinale piémontaise ? Est-ce la bordure E de cette fosse ? Dans une étude des formations conglomératiques aquitaniennes des collines de Turin, dont le résultat est confirmé par P. GABERT (1962, p. 16 et suivantes), L. PERETTI (1928) conclut :

« ... au début du Miocène... la série du Canavese se prolongeait vers le SO, formant, sous une couverture de calcaires « alberese » déposés pendant le Crétacé et l'Eocène, la ligne de rivage de la mer

<sup>19</sup> Pour surprenante qu'elle paraisse, cette disposition est admise ou envisagée par plusieurs auteurs (L. DUBERTRET, 1953 ; E. KUNDIG, 1956 ; J.-J. GUILLOU et L. PRIMEL, 1964 ; J. AUBOIN, comm. or.).

du Pô, dont émergeaient probablement des pointements rocheux de la série basique d'Ivrée et de la série diorite-kinzigitique. »

Il n'existerait donc pas, dans ces régions très internes, de formations de la série des Schistes lustrés entre le socle constitué par les zones du Canavese et d'Ivrée, et les calcaires « albarese ». De plus, P. BAGGIO (1963) décrit récemment, dans le Canavese de Cuorgne, une série réduite Tithonique-Crétacé, interprétée comme le résultat de conditions bathiales caractéristiques d'un talus géosynclinal.

*On est tenté de considérer la flexure évoquée plus haut comme la limite orientale de la grande fosse piémontaise, les zones de Sesia-Lanzo, du Canavese et d'Ivrée étant alors les témoins de l'ancien domaine du talus continental.*

Dans l'hypothèse de J. GOGUEL envisagée p. 163, la conciliation avec ces résultats est encore possible en plaçant au bord interne de Sesia-Lanzo la limite entre l'autochtone et les masses déplacées vers le Nord. Les zones du Canavese et d'Ivrée et leur couverture « alberese » appartiendraient au bouclier Apennin - Dinaride, dont l'avancée aurait oblitéré ou repoussé l'autochtone, en l'occurrence le prolongement vers l'Est de la zone de Sesia-Lanzo. La flexure reconnue plus haut pourrait n'être que la pente occidentale d'une cordillère coupant, à l'époque de la mise en place des ophiolites, le bassin de sédimentation des Schistes lustrés. Cette interprétation élargit le domaine d'origine des Schistes lustrés, autrement limité vers l'Est à la zone de Sesia-Lanzo puisque au-delà les calcaires « alberese » constituent la couverture directe des socles. Elle rend mieux compte de la superficie couverte actuellement encore dans les régions plus externes, par la Nappe des Schistes lustrés. Le schéma paléogéographique se dessinant ainsi coïncide mieux avec celui que nous propose R. TRÜMPY (1960), à partir de considérations surtout sédimentologiques : *au Lias, sur l'emplacement de notre cordillère, zone néritique, localement émergée ; au Crétacé inférieur, disparition de ce relief et extension du domaine pélagique.*

### **Tectogenèse.**

Quelle que soit l'hypothèse à retenir à propos de cette ligne paléogéographique, remarquons

qu'elle coïncide avec la zone des écaïlles de Viù dont l'étude structurale a déjà montré la singularité (p. 157). Au début de l'Oligocène, lors des premières manifestations tectoniques alpines, la flexure sédimentaire, encore affaiblie mécaniquement par la montée des ophiolites, aurait cédé sous l'effet des contraintes. On peut s'interroger sur leur nature : poussée tangentielle d'E en O faisant chevaucher Sesia-Lanzo sur les socles Grand Paradis - Dora Maira et leur couverture ? décrochement à forte composante verticale, déprimant le compartiment occidental par rapport à Sesia-Lanzo ? déformation cisaillante le long de cette flexure par suite de déplacements des masses plus internes vers le Nord ?

En tout état de cause, à la suite des premières déformations, Sesia-Lanzo (et probablement les unités de socle plus internes) semble s'être trouvé en position élevée par rapport aux socles occidentaux et à leurs couvertures, la zone du Viù-Locana étant la limite entre ces deux domaines. L'existence d'une importante flexure liée à la tectonique alpine (se superposant à la flexure plus ancienne) est attestée par le mouvement en éventail du rubanement dans les lherzolites feldspathiques, signe d'une voûture du socle sous-jacent (p. 148 et fig. n° 5).

Cette disposition provoque un glissement de couverture vers l'Ouest engendrant dans les ophiolites un magnifique pli couché dont le développement régulier est peut-être facilité par la présence d'un noyau central de péridotites serpentinisées. La portée horizontale de ce pli superposé aux Schistes lustrés autochtones de la région d'Usseglio pourrait être d'une vingtaine de kilomètres. Le contact entre les couvertures autochtone et charriée est probablement oblitéré par le plissement d'axe E-O et cicatrisé par le métamorphisme concomitant. Leur raccord s'effectue dans la zone de Viù-Locana, racine du pli couché. Dans l'hypothèse où la zone de Sesia-Lanzo est la bordure interne de la fosse piémontaise, on doit rechercher la patrie des Schistes lustrés de la Nappe de Vanoise au-dessus des ophiolites. Ils constitueraient une série supérieure, clivée au niveau du contact avec les ophiolites et glissant de façon autonome vers l'Ouest. Dans l'autre hypothèse, ils auraient une origine plus interne que nos Schistes lustrés, passant sur ceux-ci dans leur progression par écoulement vers l'Ouest.

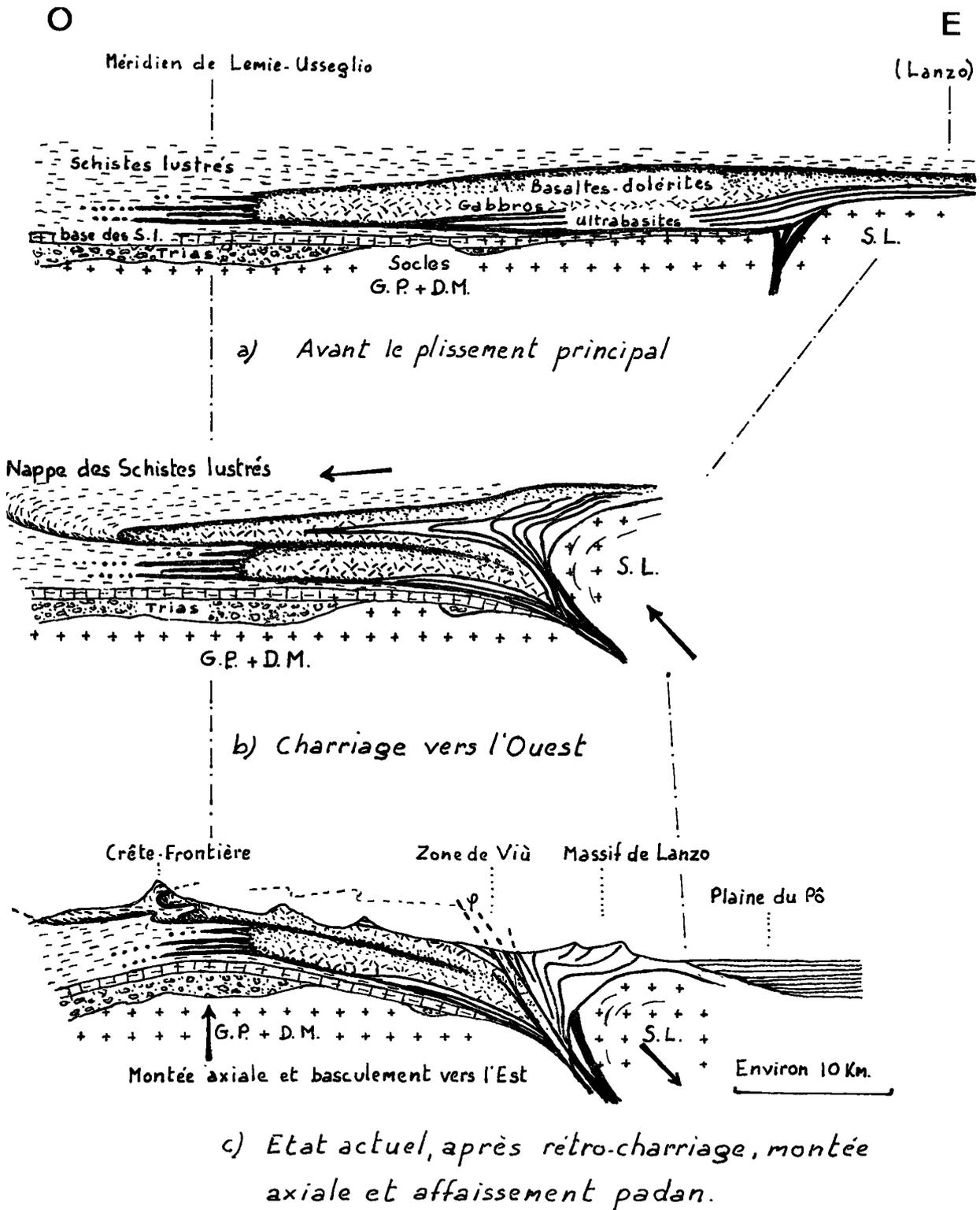


Fig. 5. — Reconstitution schématique de la tectogénèse.

Seule cette dernière hypothèse explique le plissement d'axe E-O, qui est alors le résultat de la poursuite et de l'extension à l'ensemble du bâti alpin des poussées dirigées vers le Nord. Enfin le rétro-charriage vers l'Est, clôturant le cycle des grandes déformations, est peut-être lié au début de

l'affaissement de la plaine du Pô et à une tentative d'écoulement de la couverture vers cette dépression, le plan listrique formé par la zone des écaillles de Viù-Locana facilitant les mouvements relatifs.

Un dessin schématique illustre les principales étapes de l'histoire régionale (fig. n° 5).

#### BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BAGGIO (P.) (1963). — Sulla presenza di una serie tita-nico-cretacea nel Canavese (Percalpi piemontese) (*Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti., Cl. Sc. mat. nat.*, t. 121, p. 215).
- BARBIER (R.), BLOCH (J.-P.), DEBELMAS (J.), ELLENBERGER (F.), FABRE (J.), FEYS (R.), GIDON (M.), GOGUEL (J.), GUBLER (Y.), LANTEAUME (M.), LATREILLE (M.), LEMOINE (M.) (1960-1963). — Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, t. II, p. 331-375.
- BEARTH (P.) (1956). — Geologische Beobachtungen in Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen (*Ecl. Geol. Helv.*, 49, p. 279-290).
- BEARTH (P.) (1959). — Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven (*Bull. Suisse Min. Petr.*, Bd 39, H. 1/2, p. 267-286).
- BEARTH (P.) (1962). — Versuch einer Gliederung alpin-metamorpher Serien der Westalpen (*Bull. Suisse Min. Petr.*, Bd 42, 1, p. 127-137).
- BEARTH (P.) (1965). — Zur Entstehung alpinotyper Eklogite (*Bull. Suisse Min. Petr.*, Bd 45, H. 1, p. 179).
- BLOCH (J.-P.) (1965). — Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures (*C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 4016-4019).
- DUBERTRET (L.) (1953). — Géologie des Roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Fiatay (Turquie). Notes et mém. sur le Moyen-Orient, Paris, t. VI.
- ELLENBERGER (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. Carte Géol. France*).
- ELLENBERGER (1965). — Le « style pennique » : rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis (*C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 4008-4011).
- ELTER (G.) (1960). — La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta et le unità limitrofe (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22, p. 113).
- ESKOLA (P.) (1939). — Die metamorphen Gesteine. In die Entstehung der Gesteine, Berlin, p. 263.
- FENOGLIO (M.) (1933). — Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti et serpentinini (*Period. di Miner.*, 4, p. 42).
- FENOGLIO (M.) (1956). — La massa peridotico-serpentinosa di Castellamonte e il suo significato geologico (*Rend. Soc. Min. Ital.*, 12 p., p. 130).
- FONTEILLES (M.), GUITARD (G.) (1964). — L'« effet de socle » dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées (*C.R. Ac. Sc.*, t. 258, p. 4299-4301).
- FRANCHI (S.) (1898). — Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali (*Boll. R. Com. Geol. Italia*, 29, p. 173-247, 325-482).
- GABERT (P.) (1962). — Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. Louis Jean, Gap, p. 531.
- GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. V, n° 1, p. 20-29).
- GROLIER (J.) et VIALON (P.) (1964). — La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VI, n° 3, p. 309).
- GUILLOU (J.-J.) et PRIMEL (L.) (1964). — Etude géologique et métallogénique du Cap Corse (Thèses 3<sup>e</sup> cycle, Géol. appl., Paris, inéd.).
- KAADEN (Van Der G.) (1964). — The different concepts of the genesis of Alpine-type emplaced ultrabasic rocks. Méthodes de prospection de la chromite (*C.R. séminaire O.C.D.E.*, Paris, p. 79-97).
- KÜNDIG (E.) (1956). — The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism (*Geol. en Mijnbouw*, 18/4).
- MARTONNE (E. de) (1958, rééd.). — Traité de géographie physique, t. II, Armand Colin ed., Paris.
- MICHARD (A.) (1965). — Une nappe de socle dans les Alpes cottiennes internes ? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés (*C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 4012-4015).
- MICHARD (A.) (1966). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes méridionales (Thèse, Paris, ronéot.).
- MICHEL (R.) (1953). — Les schistes cristallins de massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) (*Sciences de la Terre*, Nancy, t. I, n° 3-4).

- MICHEL (R.) et NICOLAS (A.) (1961). — Textures et débits en coussins (pillows-lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises) (*C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 8, p. 227).
- MIYASHIRO (A.) (1961). — Evolution of metamorphic belts (*Journ. Petrology*, 2, p. 277).
- NICOLAS (A.) (1966). — Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises); le complexe ophiolite-Schistes lustrés (Thèse, Nantes, Faculté des Sciences).
- NOBLE (D.C.) (1962). — Plagioclase unmixing and the lower boundary of the amphibolite facies (*J. Geol.*, 70, n° 2, p. 234-240).
- PERETTI (L.) (1928). — La formazione conglomeratiche aquitaniane dei Colli di Superga (*Bull. Soc. Geol. Ital.*, 47, p. 159).
- PLAS VAN DER (L.) (1959). — Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane bearing rocks) (*Leidse geol. Meded.*, 24, n° 2, p. 415-598).
- SANERO (E.) (1931). — Sulla lherzovite di Baldissero (Piemonte) (*Period. di Miner.*, n° 1, p. 35).
- STEIGER (R.H.) (1964). — Dating orogenic phases in the Central Alps with K-Ar ages on hornblende (*Carnegie Instit. Ann.*, report. p. 247).
- TRÜMPY (R.) (1960). — Paleotectonic evolution of the central and western Alps (*Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, n° 6, p. 843-907).
- VIALON (P.) (1966). — Etude géologique du Massif cristallin Dora Maira, Alpes cottiennes internes, Italie (*Mém. Lab. Géol. Grenoble*, n° 4).
- VUAGNAT (M.) (1963). — Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale (*Geol. Rdsch*, 53, 1, p. 336).
- WENK (E.) (1962). — Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die paragenese Calcit-Plagioklas (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd 42, p. 139-152).
- WINKLER (H.G.F.) (1965). — Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.

Laboratoire de Géologie  
de la Faculté des Sciences de Nantes.

*Manuscrit déposé le 30 mars 1967.*