

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

Band: 54 (1974)

Heft: 2-3: Alpidische Metamorphosen in den Alpen

Artikel: Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises) : relation avec tectonique et métamorphisme alpins : conséquences géodynamiques

Autor: Nicolas, Adolphe

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-42204>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 03.04.2026

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

Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises)

Relation avec tectonique et métamorphisme alpins

Conséquences géodynamiques

Par *Adolphe Nicolas* (Nantes, France)*)

Avec 4 figures dans le texte

Résumé

Le massif de Lanzo est considéré comme le principal affleurement de la puissante remontée du manteau sous la zone d'Ivrée. Son intrusion s'est probablement produite lors de l'affrontement direct des plaques sudalpine et européenne. La cinématique de son intrusion est enregistrée dans ses structures internes. On tente de la relier aux premières manifestations de la tectonique et du métamorphisme alpin et de dégager les contraintes qu'elle introduit dans les synthèses géodynamiques.

Abstract

The Lanzo massif is regarded like the principal outcrop of the mantle rise below the Ivrea zone. It was probably intruded when the sudalpine and european plates collided. The intrusion kinematics is registered in its internal structures. It has been correlated with the first tectonic and metamorphic alpine events. The constraints that it brings into the geodynamic models are emphasized.

I. INTRODUCTION

Partant de considérations théoriques et expérimentales (NICOLAS et al., 1971, 1973), il a été possible d'analyser de façon détaillée la cinématique de l'intrusion du massif de péridotites de Lanzo dans les Alpes piémontaises (NICOLAS et al., 1972) qui représenterait le sommet exposé d'une lame s'enracinant dans le manteau. Le massif a subi en bordure les outrages de la tectonique et du métamorphisme alpins. Ceci permet de replacer dans l'histoire alpine

*) Adresse de l'auteur: Dr. A. Nicolas, Laboratoire de Géologie structurale, Nantes, France.

l'intrusion du massif et, profitant des connaissances précises acquises sur cette intrusion, de discuter des divers modèles géodynamiques régionaux.

Cette synthèse régionale s'appuie sur des résultats dispersés dans des études antérieures. Il est nécessaire de les résumer ici en commençant par rappeler les traits structuraux remarquables de la région visée; les sutures alpines revêtent à cet égard une importance particulière.

II. CADRE STRUCTURAL

Cette étude s'appuie sur des travaux menés d'abord dans les formations penniques de la région allant de Dora Maira au Grand Paradis (NICOLAS, 1966, 1969a), puis dans les formations basiques et surtout ultrabasiques de la zone d'Ivrée méridionale (NICOLAS, 1969b; NICOLAS et al., 1972; NICOLAS et JACKSON, 1972) (fig. 1).

Les formations mésozoïques des schistes lustrés et ophiolites de l'ensellement des Stura di Lanzo (fig. 2) sont déformées de façon complexe, d'autant plus que l'on se rapproche de la zone de Viù-Locana.

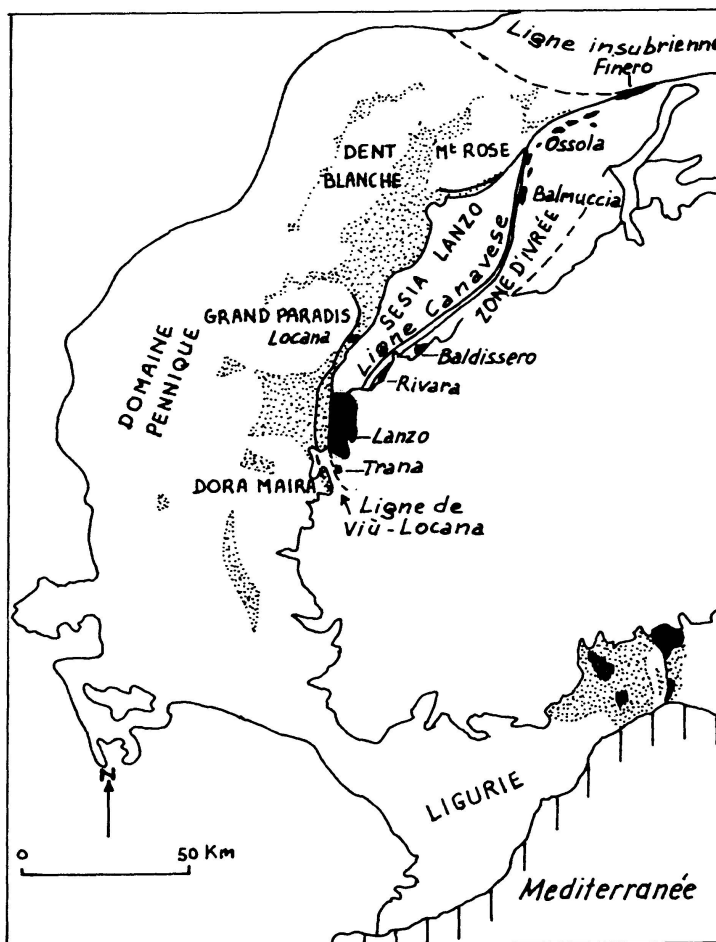


Fig. 1. Schéma structural des zones internes des Alpes occidentales. En pointillés, les ophiolites du domaine pennique; en noir les massifs de péridotites.

Ligne de Viù-Locana

La suture majeure dans ces régions est la ligne de Viù-Locana. A l'aplomb de Locana, elle sépare le massif cristallin de Grand Paradis et sa couverture de schistes lustrés et d'ophiolites à l'ouest, de la zone de Sesia Lanzo, à l'est; dans la région de Viù, c'est le massif de péridotites de Lanzo qui constitue sa limite orientale. Il n'appartient pas à la zone de Sesia-Lanzo mais à la zone d'Ivrée plus interne encore et séparée de celle-ci par la ligne de Canavese (fig. 1). Ainsi, à la hauteur de Lanzo, les lignes de Canavese et de Viù-Locana confluent-elles.

La zone de Viù-Locana se compose dans la région de Viù, où s'offrent de belles coupes, d'innombrables écaillés effilées de schistes lustrés, d'ophiolites, de gneiss minuti de Sesia Lanzo, empilées sans ordre avec un fort pendage vers l'Est. La carte géologique détaillée (NICOLAS, 1966) en relève un certain nombre mais la plupart sont trop petites pour être recensées. Au-dessus de Locana, un petit massif de lherzolites à spinelle est inséré dans cette zone. Il est en grande partie transformé en schistes ultrabasiques à antigorite, mais on peut

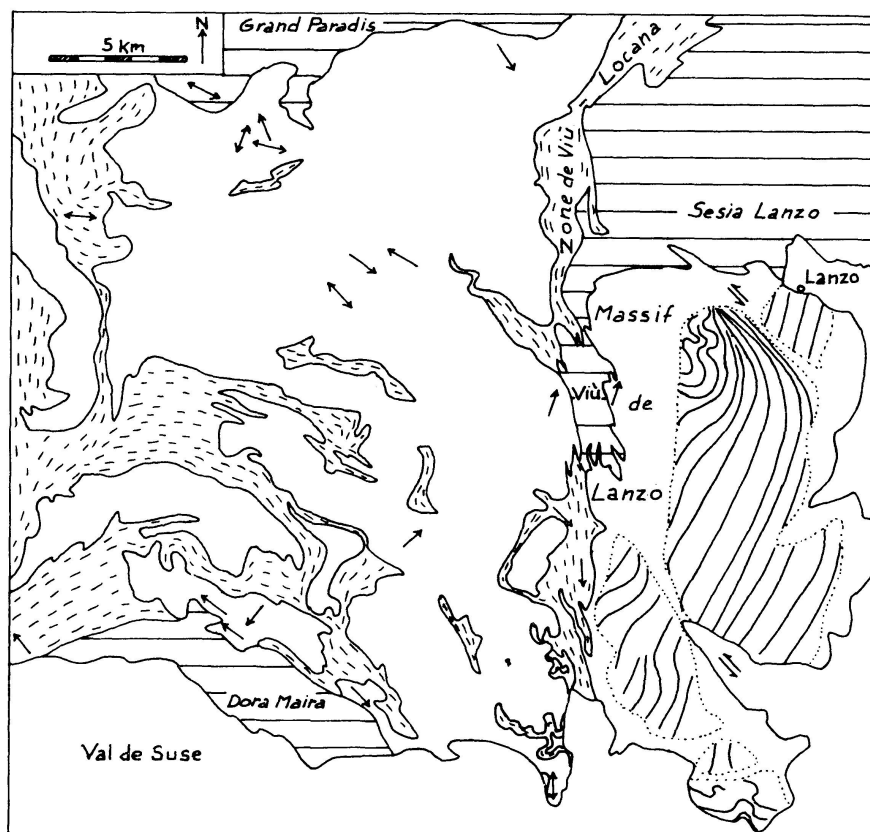


Fig. 2. Carte du massif de Lanzo (avec la trace des plans de foliation) et de l'ensellement de schistes lustrés (en tirets) et d'ophiolites (en blanc) qui lui font face. Les massifs cristallins et Sesia Lanzo sont figurés par des traits parallèles. Les flèches représentent la direction des linéations de la première déformation. On notera les plis d'axe plongeant (plis II) de la bordure ouest du massif de Lanzo et de la zone de Viù-Locana.

y observer en reliques les traces d'une déformation plastique de haute température (NICOLAS et al., 1972).

La zone de Viù-Locana marque la limite orientale de l'extension des ophiolites mésozoïques; par contre au point de vue tectonique et métamorphisme elle ne correspond à aucun hiatus. Cette ligne est donc un accident structural remarquable séparant des unités alpines distinctes. A cet égard, elle perd une partie de son sens dans l'ensellement du val d'Aoste où la nappe de la Dent Blanche d'origine plus interne recouvre le domaine pennique.

Ligne du Canavese

La ligne du Canavese est beaucoup mieux définie dans son tracé septentrional où elle se raccorde au segment E. O. de la ligne insubrienne. Cette suture sépare la zone de Sesia-Lanzo, impliquée dans le métamorphisme alpin, de la zone d'Ivrée qui y a échappé complètement et se compose de granulites et amphibolites basiques et de péridotites plus anciennes.

Elle est soulignée par un liseré de formations paléozoïques supérieures et mésozoïques non métamorphiques à affinités sudalpines (BAGGIO, 1965; ELTER et al., 1966).

Cette ligne est aussi le seuil occidental abrupt de l'anomalie gravimétrique positive de la zone d'Ivrée (VECCHIA, 1968). Les synthèses de GIESE (1968) et BERCKHEMER (1968) la font coïncider avec la limite Ouest d'une remontée superficielle du manteau. Les massifs de lherzolites de Lanzo (prolongé au Sud par l'affleurement de Trana), de Rivara, Baldissero et Balmuccia¹⁾ qui présentent des structures de péridotites du manteau (MERCIER, 1972) et qui jalonnent cette ligne, sont des affleurements de cette remontée du manteau. LENSCH (1968) les oppose aux lentilles ultrabasiques du Val d'Ossola et au massif de Finero qui sont partie intégrante de la croûte continentale inférieure de la zone d'Ivrée. Les diverses relations sont illustrées par ailleurs (NICOLAS et al., 1972).

¹⁾ Rivara mis à part, en raison des intenses déformations alpines qui masquent toute structure antérieure, Lanzo et Balmuccia possèdent des structures internes parallèles à l'orientation locale de la ligne du Canavese qui peut alors être considérée comme la limite naturelle de la lame de manteau dont ils seraient la pointe exposée. Par contre les structures internes de Baldissero (F. ETIENNE, 1971; mesures personnelles) font un angle élevé avec l'orientation de la ligne du Canavese. Elles tendent à être parallèles à celles des granulites basiques d'Ivrée dont elles sont séparées, dans le Torrente Chiusella, par une faille avec mylonites profondes, elle-même parallèle à la ligne du Canavese. La ligne du Canavese pourrait localement représenter une faille profonde comme c'est admis pour la ligne insubrienne qu'elle prolonge (GANSSE, 1968). Elle recouperait alors la remontée du manteau. Une alternative est d'envisager que le massif de Baldissero et les granulites voisines ne sont pas en continuité avec la racine lourde et ont pu subir des rotations.

III. CINÉMATIQUE DE L'INTRUSION DU MASSIF DE LANZO

Les mécanismes des déformations dans les péridotites étant mieux compris à la suite de travaux théoriques et expérimentaux (NICOLAS et al., 1971, 1973), on a pu dresser une carte de l'écoulement plastique dans le massif de lherzolites de Lanzo (NICOLAS et al., 1972) et montrer qu'il s'est produit pendant l'intrusion du massif. Les structures visibles correspondent aux 20 à 25 derniers kilomètres de l'intrusion (BOUDIER et NICOLAS, 1972). Bien que les synthèses géophysiques situent le sommet de la remontée du manteau à 5 km sous la surface, nous admettons la continuité entre le massif et cette remontée à cause des analogies des propriétés gravimétriques et sismiques (PESELNICK et al., 1974) et pour des raisons structurales internes (pendage très élevé du plan de l'écoulement; distribution ordonnée de la déformation dans le massif et remarquable continuité structurale sur 10 km au sein de l'ellipse principale, traits qui sont peu compatibles avec l'allochtonie). L'analyse cinématique des structures internes, bien avancée depuis les travaux cités plus haut²⁾, a donc une signification absolue et, compte tenu de l'amplitude de la remontée du manteau à laquelle elle se relie, elle exprime des mouvements orogéniques fondamentaux.

Le plan de l'écoulement plastique (pratiquement confondu avec la foliation) est NNE-SSO, vertical ou à fort pendage Est (fig. 2). La direction de l'écoulement a un plongement moyen de 35° au Sud. L'écoulement résulte d'une cisssion. La déformation n'est pas rigoureusement un cisaillement simple (op. cit., 1972) mais elle possède une composante mineure d'aplatissement. Le cisaille-

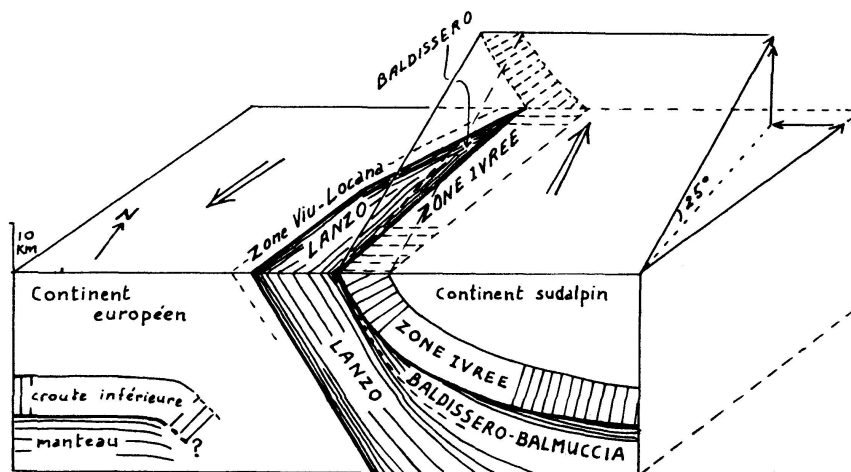


Fig. 3. Cinématique de l'intrusion des péridotites de Lanzo. La zone de Sesia-Lanzo est omise dans ce schéma simplifié.

²⁾ En particulier, le levé détaillé du Sud du massif, où le plongement de la linéation d'écoulement s'accroît sensiblement, conduit à estimer le plongement moyen dans le massif à 35° et non plus 15°.

ment opère suivant un sens senestre (fig. 3). Enfin, la répartition géographique des foyers de fusion partielle animés lors de l'intrusion montre qu'en accord avec les modèles géophysiques, la partie la plus profonde de la lame de Lanzo regarde vers l'Ouest (BOUDIER et NICOLAS, 1972).

Un mouvement auxiliaire et relativement tardif lors de l'intrusion (passage progressif de la foliation plastique à un plan de mylonitisation avec recristallisation dans le faciès élogite-schistes bleus, voir § IV) s'est imprimé, le long de deux bandes, dans le Nord de l'ellipse nord du massif et dans la zone séparant les deux ellipses (Val della Torre). C'est un mouvement de décrochement probablement senestre, le long de plans orientés NO-SE à fort pendage nord.

Le rapport défavorable des densités exclut un mécanisme d'intrusion spontanée du type diapir. Celle-ci résulte de l'entraînement forcé entre deux blocs rigides, qui semble seul capable d'induire le fluage interne et rend compte de sa répartition au sein du massif. Un tel mécanisme est revendiqué pour remonter les écaïlles de manteau infracontinental; il est distinct de ceux, comme l'obduction (COLEMAN, 1971) que l'on peut invoquer dans le cas du manteau et de l'écorce infraocéanique (ophiolites) (NICOLAS et JACKSON, 1972). Les deux blocs rigides, les plaques européenne à l'Ouest et sudalpine à l'Est, coulissent l'une contre l'autre le long d'une surface NS à fort pendage Est (au moins au niveau des croûtes continentales) de sorte que le bloc oriental se déplace vers le Nord avec une composante verticale modeste (lignes de flux avec plongement de 35°) et une composante horizontale vers l'Ouest (responsable de l'aplatissement) encore mal estimée mais probablement aussi modeste en valeur relative (fig. 3).

IV. RELATIONS AVEC LES STRUCTURES ET MÉTAMORPHISMES ALPINS

En vue d'établir la relation entre les structures et recristallisations internes liées à l'intrusion du massif de Lanzo et les déformations et métamorphismes alpins des roches encaissantes, il est nécessaire de résumer les faits acquis sur ces dernières (NICOLAS, 1969a). On trouve dans les ophiolites et schistes lustrés de la zone de Viù-Locana et de l'ensellement des Stura di Lanzo, la trace d'un premier métamorphisme de faciès élogite-schistes bleus. Il est contemporain d'une première déformation, induisant un remarquable microlitage, avec développement de linéations de glaucophane. La direction des linéations tend à être N-S dans la zone de Viù-Locana et NO-SE dans l'ensellement des Stura di Lanzo, à l'Ouest, où la foliation alpine devient plus plate. La dispersion est importante (fig. 2) et des mesures supplémentaires s'imposent. La déformation possède un caractère laminaire: développement d'un remarquable microlitage tectonique, absence de plis synmétamorphiques. Si l'écoulement est tel, l'orientation des étirements et des cristaux en cours de croissance, comme la glaucophane,

phane, devrait coïncider avec la ligne de flux. Cette interprétation a été envisagée par DAL PIAZ et SACCHI (1969) pour la linéation la plus ancienne, de direction NO à ONO, dans le recouvrement du Pillonet (Dent Blanche). On ne peut toutefois encore affirmer qu'il s'agit de la même déformation dans les deux cas.

La seconde déformation a un style plus souple avec des axes de plis sensiblement NS à déversement Ouest qui deviennent très plongeants dans la zone de Viù-Locana (fig. 4). Le métamorphisme de faciès schistes verts lui succède et se produit en climat statique. Localement il empiète sur l'événement suivant, la troisième déformation, omniprésente, induisant des plis souvent serrés d'axe EO (phase de «serrage»). CABY (sous presse) voyant les phénomènes, il est vrai, à une échelle plus vaste, n'admet qu'une direction de plis d'axe EO, contemporaine du métamorphisme de haute pression. Or, dans la région ici visée, je n'ai jamais observé qu'un pli pouvant se lier à la première déformation; au contraire, tous les plis d'axe EO, serrés ou non suivant la nature des roches, sont postérieurs au second métamorphisme (NICOLAS, 1969 a). Enfin, la dernière déformation, d'axe NS avec déversement vers l'Est («rétro-charriage»), s'amortit progressivement dans les zones les plus internes.

Du cœur vers la bordure ouest du massif de Lanzo, la déformation plastique augmente rapidement (NICOLAS et al., 1972) et se déplace vers des températures plus basses (ou vitesses de déformation supérieures) pour finalement opérer en présence d'eau (recristallisations) avant de se perdre dans la serpentine métamorphique où l'analyse est impossible. C'est dans la zone de transi-

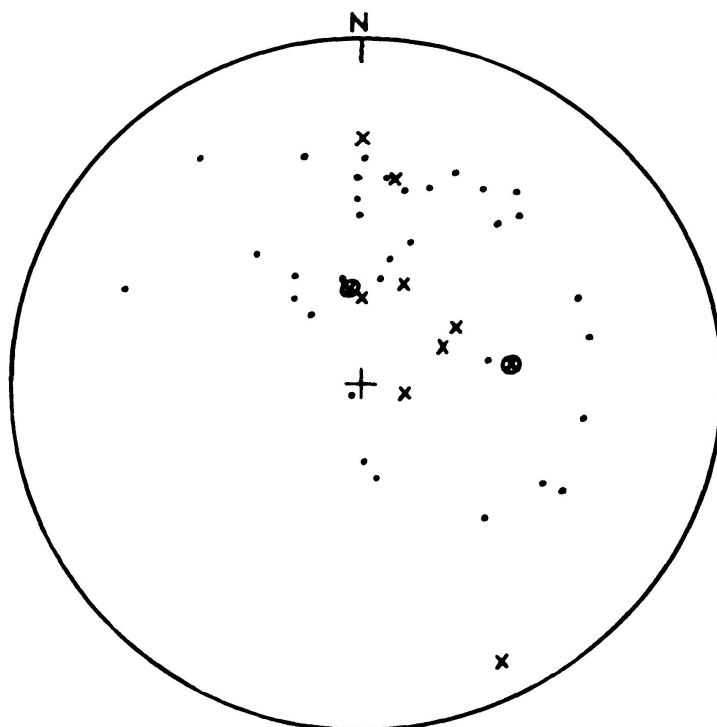


Fig. 4. Diagramme stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieur) des axes de plis de la seconde déformation, dans la zone de Viù-Locana (points) et dans la bordure Ouest du massif de Lanzo (croix pour les microplis et croix encadrées pour les axes mégamétriques construits à partir de 150 mesures de foliation pour l'ellipse nord de Lanzo et 307 pour l'ellipse sud).

tion aux serpentinites, épaisse au plus de quelques centaines de mètres, qu'il est possible de relever des structures et recristallisations «alpines». Les mylonites de péridotites n'y montrent guère qu'une recristallisation du pyroxène en amphibole puis une serpentinitisation progressive de l'olivine. Par contre, les filons et lits de gabbros et les rares filons de spilites coupant les péridotites de cette bordure sont aussi engagés dans cette déformation et souvent recristallisés dans la paragenèse à jadéite, grenat, glaucophane, épidotite du métamorphisme alpin de haute pression (NICOLAS, 1966; données nouvelles). La déformation II développe dans la zone de Viù-Locana des plis d'axe plongeant qui déforment à diverses échelles les écaillés effilées de la première déformation. Or, dans la bordure ouest du massif de Lanzo, les plans de foliation, stigmates de l'intrusion, dessinent aussi de tels plis à grand rayon (fig. 2 et 4). A petite échelle, les mylonites de péridotites et de gabbros citées plus haut sont aussi touchées par ces plis plongeants (fig. 4). Quant au métamorphisme de faciès schistes verts, il est responsable de la recristallisation des serpentinites à antigorite (BOUDIER 1971) de la gaine du massif où se relève aussi l'empreinte des plis transversaux de la troisième déformation. Ces sollicitations alpines, amorties par la gaine serpentineuse, ne touchent guère le massif lui-même.

V. CONCLUSIONS

Modèles géodynamiques — Nature des sutures de Viù-Locana et du Canavese

Les massifs cristallins internes de Dora Maira et du Grand Paradis appartiennent au socle polycristallin européen avec couverture paléozoïque supérieur-triasique monométamorphique. Les schistes lustrés pourraient représenter, pour partie, leur couverture mais pour l'essentiel les dépôts d'un bassin ou océan piémontais, plus oriental, à croûte et manteau océanique dont les ophiolites seraient des fragments³). Le Mont Rose, plus au Nord est probable-

³) Une opinion répandue (SCHOLLE, 1970; DAL PIAZ et al., 1972; ERNST, 1973) admet pour notre région les concepts généraux de GLANGEAUD (1970) et DERCOURT (1970) concernant une «distension triasico-liasique» en Méditerranée qui aurait ouvert, par le mécanisme rift-dorsale, l'océan piémontais au sein d'un continent unique. Cette conception est en contradiction, sur le plan général, avec la reconstitution de la Pangée à l'orée du Mésozoïque et, sur le plan régional, avec les synthèses à partir de données paléomagnétiques (SMITH, 1971). Elle repose sur la notion discutable d'âge des ophiolites: on ne date que des laves qui n'expriment pas nécessairement une expansion océanique et qui n'excluent pas l'existence d'une croûte océanique antérieure. Enfin, l'expansion océanique mésozoïque pourrait s'être entièrement produite dans une Téthys plus ancienne. J'admets la pérennité d'une telle Téthys paléozoïque jusqu'à la fin du Mésozoïque (NICOLAS, 1972) et considère la zone de Viù-Locana comme marquant localement la bordure du continent européen jusqu'à cette époque.

ment à rattacher aux massifs cristallins internes et non à un domaine oriental par rapport au bassin piémontais (ERNST, 1973). La bordure orientale du bassin piémontais est le bloc continental sudalpin, dont Sesia Lanzo peut représenter l'avant pays ou la croûte supérieure tandis que la zone d'Ivrée en représente la croûte profonde; la série de Canavese appartient à la couverture sédimentaire de ces domaines (ELTER et al., 1966; BAGGIO et FRIZ, 1968; CARRARO et al., 1970; revue plus générale dans DEBELMAS et LEMOINE, 1970).

Les modèles géodynamiques, inspirés de la tectonique des plaques, coïncident dans leurs grandes lignes pour cette région de l'arc alpin (SCHOLLE, 1970; LAUBSCHER, 1971; ERNST, 1971, 1973; NICOLAS et JACKSON, 1972; DAL PIAZ et al., 1972): le bassin piémontais à fond océanique se résorbe par subduction le long d'un plan à pendage est s'enfilant sous la plaque sudalpine. Seul CABY (sous presse) présente un schéma différent. Les formations mésozoïques internes enfouies jusqu'à 25 km subissent le métamorphisme de haute pression. J'ajouterais que la zone de Viù-Locana à ce stade est probablement une zone de mélange, beaucoup plus puissante qu'actuellement.

L'existence de deux sutures, les lignes de Viù-Locana et du Canavese, appelle les remarques suivantes:

- l'absence d'ophiolites à l'Est de la ligne de Viù-Locana ainsi que le caractère sudalpin de Sesia-Lanzo démontrent que cette ligne marque la vraie limite entre les deux plaques (NICOLAS et JACKSON, 1972);
- l'existence du métamorphisme alpin de haute pression dans Sesia Lanzo démontre que cette zone a été «subductée» jusqu'aux profondeurs nécessaires à son développement (ERNST, 1971, 1973; DAL PIAZ et al., 1972);
- le hiatus métamorphique, tectonique et géophysique de la ligne de Canavese indique qu'elle correspond à la limite orientale de la subduction. Ce hiatus a pu être amplifié par des mouvements postérieurs le long de cette ligne. Cependant, de tels mouvements ne sont pas invoqués en Californie pour expliquer un hiatus comparable au passage de la série de la «Franciscan mélange», bréchique et métamorphique à celle de la «Great Valley», indemne de déformations et non métamorphique. Entre les deux séries, s'étend un linéament ophiolitique considéré comme le soubassement océanique redressé sur lequel s'étaient déposées les formations épicontinentales de la Great Valley (BAILEY et al., 1970). ERNST (1971) a déjà noté l'analogie de situation.

Cinématique générale

Si l'on admet que le massif de Lanzo est en continuité avec la puissante remontée du manteau mise en évidence sous lui (GIESE, 1968; BERCKHEMER, 1968), l'étude cinématique des structures liées à son intrusion apporte des données fondamentales pour l'interprétation orogénique régionale.

1. L'intrusion succèderait à la résorption du bassin piémontais et se produirait lorsque les plaques continentales européennes et sudalpines s'affrontent directement, ce qui ne mettrait pas un terme à leurs mouvements relatifs (ERNST, 1973).
2. Sans présumer de la direction des mouvements antérieurs, à partir de ce moment, le mouvement des plaques est un coulisement tel que la plaque sudalpine se déplace vers le NNE avec des composantes mineures vers le haut et vers l'Ouest par rapport à la plaque européenne, le long d'un plan à fort pendage est (NICOLAS et al., 1972) (fig. 3). La composante vers l'Ouest, compte tenu du coude vers l'Est des limites des plaques plus au Nord, favorise un chevauchement de la croûte de la plaque sudalpine sur la plaque européenne (nappe de la Dent Blanche); elle a pour effet, dans notre segment NS, d'écraser la zone de mélange de Viù-Locana et de la transformer en un empilement d'écaillés serré et sans ordre. Cette analyse n'est pas en accord avec celle LAUBSCHER (1971) qui envisage des mouvements de direction EO dans cette partie de la chaîne.
3. Le métamorphisme de faciès schistes bleus contemporain d'une déformation de style laminaire pourrait se développer, ou se poursuivre, pendant ces mouvements. Les linéations de glaucophane surtout orientées NO-SE à ONO-ESE donneraient la direction du flux au sein des ophiolites resserrées entre les deux blocs continentaux.
4. La seconde déformation alpine (NICOLAS, 1969), avec ses plis très plongeants, à toutes les échelles, dans la zone de Viù-Locana et la bordure correspondante du massif de Lanzo (fig. 2 et fig. 4) évoque aussi un coulisement, responsable de plis d'entraînement dans la zone de Viù-Locana de compétence moindre que les massifs qui la bordent. Le sens du mouvement n'est pas connu dans la zone de Viù-Locana; à l'Ouest on observe un déversement vers l'Ouest.
5. Suivent le développement du métamorphisme de faciès schistes verts, en climat statique, la formation des plis d'axe EO, localement repris par les plis tardifs d'axe NS. Nous ignorons comment ces événements s'articulent avec la remontée vers la surface des formations enfouies dans la zone de subduction et comment s'effectue cette remontée.

BIBLIOGRAPHIE

BSMP = Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie

- BAILEY, E. H., BLAKE, M. C., JONES, D. L. (1970): On-land mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 700-C, p. 70-81.
- BAGGIO, P. (1965): Geologia della zona del Canavese nel Settore occidentalei Levone-Cuorgne (Prealpi piemontesi). Estr. Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., classe Sci. Mat. Nat., vol. LXXVII, p. 41-72.

- BAGGIO, P. et FRIZ, C. (1968): Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la Linea Insubrica auct. Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., 17 (3), p. 5–27.
- BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des «Ivrea-Körpers», abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. BSMP, 48/1, p. 235–246.
- BOUDIER, F. (1971): Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes occidentales. Contr. Min. Petr., 33, p. 331–345.
- BOUDIER, F. et NICOLAS, A. (1972): Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). BSMP, 52/1, p. 39–56.
- CABY, R. (sous presse): Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. géol. France.
- CARRARO, F., DAL PIAZ, G. V., SACCHI, R. (1970): Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano. Mem. Soc. Geol. Ital., IX, p. 197–224.
- COLEMAN, R. G. (1971): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Jour. geophys. Res., 76/5, 1212–1222.
- DAL PIAZ, G. V. et SACCHI, R. (1969): Osservazioni geologiche sul Lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent Blanche l.s.) Mem. Soc. Geol. Ital., VIII, p. 835–846.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. et MARTINOTTI, G. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., XI, p. 433–466.
- DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1970): The western Alps: palaeogeography and structure. Earth Sc. Reviews, 6, p. 221–256.
- DERCOURT, J. (1970): L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. Bull. Soc. géol. France, XII/2, p. 261–317.
- ELTER, G. I., ELTER, P., STURANI, C. et WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Mont-Ferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisannes. Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne, 167, p. 279–377.
- ERNST, W. G. (1971): Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contr. Min. Petr., 34, p. 43–59.
- (1973): Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 2053–2078.
- ETIENNE, F. (1971): La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese (Piémont, Italie) – essai d'analyse structurale et de petrogenèse. Thèse 3^e cycle, Nancy, 157 p.
- GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a major geotectonic problem. BSMP, 48/1, p. 123–144.
- GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographisch-geologischen Deutung. BSMP, 48/1, p. 261–284.
- GLANGEAUD, L. (1970): Les structures mégamétriques de la Méditerranée occidentale. C.R. Ac. Sc. Paris, 270, p. 3184–3189.
- LAUBSCHER, H. P. (1971): The large scale kinematics of the western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. Am. Jour. Sc. 271, p. 193–226.
- LENSCH, G. (1968): Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. BSMP, 48/1, p. 91–102.
- MERCIER, J. C. (1972): Structures des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3^e cycle, Nantes, 229 p.
- NICOLAS, A. (1966): Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse, Nantes, 299 p.

- (1969a): Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). BSMP, 49/2, p. 359–377.
- (1969b): Une vue unitaire concernant l'origine des massifs ultrabasiques des Alpes occidentales internes. C.R. Ac. Sc. Paris, 269, p. 1831–1834.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J. L., BOUDIER, F. et MERCIER, J. C. (1971): Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. Tectonophysics, 12, p. 55–68.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J. L. et BOUDIER, F. (1972): Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolites de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. Tectonophysics, 14, p. 143–171.
- NICOLAS, A. (1972): Was the Hercynian belt of Europe of the Andean type? Nature, 5344, p. 221–223.
- NICOLAS, A. et JACKSON, E. D. (1972): Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. BSMP, 52, p. 479–495.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F. et BOULLIER, A. M. (1973): Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Am. Jour. Sc., 273, p. 853–876.
- PESELNICK, L., NICOLAS, A. et STEVENSON, P. R. (1974): Velocity anisotropy in a mantle peridotite from the Ivrea Zone: application to upper mantle anisotropy. Jour. Geophys. Res., 79/8, p. 1175–1182.
- SCHOLLE, P. A. (1970): The Sestri-Voltaggio line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines. Am. Jour. Sc., 269, p. 343–359.
- SMITH, A. G. (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 2039–2070.
- VECCHIA, O. (1968): La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et géologie. BSMP, 48/1, p. 215–226.

Manuscrit reçu le 31 octobre 1973.