

Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes : une synthèse*

Pierre GUARDIA ⁽¹⁾
Jean-PierreIVALDI ⁽¹⁾
avec la collaboration de
Michel DUBAR ⁽²⁾
Yves GUGLIelmi ⁽³⁾
Jean-Louis PEREZ ⁽⁴⁾

Lineament palaeotectonism and active tectonism of the French-Italian Maritime Alps: a synthesis

Géologie de la France, n° 1, 1996, pp. 43-55, 9 fig.

Mots-clés : Linéament, Faille décrochement, Chevauchement, Sismicité, Sismotectonique, Néotectonique, Alpes maritimes, Ligurie.

Key Words: Lineaments, Strike-slip faults, Thrust fault, Seismicity, Seismotectonics, Neotectonics, Alpes-Maritimes, Liguria.

Résumé

Dans les Alpes maritimes franco-italiennes, la déformation finie des roches, déduite de l'analyse des fractures et des galets striés du socle de l'Argentera et des formations sédimentaires de couverture d'âge permien à quaternaire, est étroitement tributaire de l'héritage tectonique régional commandé par un canevas rhéomatique organisé autour de quatre directions structurantes majeures : N40°E, N90°E, N120-N140°E et N160-170°E. Le fonctionnement, à toutes les époques, des grands accidents tectoniques régionaux développés suivant ce canevas, explique la forte variabilité des directions de raccourcissement alpines entre l'est-nord-est et l'ouest-nord-ouest. Les familles d'accidents linéamentaires N120-140°E, N160-170°E et N40°E notamment, à jeu décrochant dextre pour les deux premières, senestre pour la troisième, induisent respectivement, par leur fonctionnement, la genèse de chevauchements à vergence externe et de failles rétrochevauchantes, ainsi que des rotations horaires et antihoraires des directions de raccourcissement.

La sismicité des Alpes-maritimes franco-italiennes est le reflet actuel de cet héritage tectonique. Tant à terre qu'en mer, les séismes enregistrés au cours des dernières décennies traduisent, par leur répartition spatiale, par leur mécanisme au foyer, et par les aires de magnitudes virtuelles déduites de l'énergie cumulée qu'ils dessinent, le découpage crustal régional et le jeu de la mosaïque de blocs en présence. La sismicité est notamment élevée le long des principaux linéaments N120-140°E, N 40°E et N160-170°E ; elle l'est plus encore à leur intersection. Il est ainsi possible de préciser les causes et la répartition géographique du risque sismique régional.

Un modèle intégrant l'ensemble des données paléotectoniques et sismiques propose d'expliquer, par le découpage crustal régional, par le coulissement et le charriage transpressifs senestres du bloc apulien et par le sous-charriage de la croûte océanisée du bassin liguro-provençal sous la croûte continentale européenne, l'évolution géodynamique cénozoïque des Alpes maritimes franco-italiennes.

English abridged version

This study intends to establish the relationship between the seismicity of the French-Italian Maritime Alps and its regional structural history.

The seismotectonic aim of this work involves a deeper examination of strain within the surrounding area of regional lineaments so as to highlight their eventual role during the different stages of the Alpine Orogeny. In order to achieve this a more detailed examination was made as to the proximity of the main lineaments, fault corridors or thrust faults, all being areas where the stress field is strongly disrupted and is a discontinuous spatial function, but for which it is not always possible to define the notion of trajectory stress. It seemed inadequate to establish continuous trajectory stress maps for an area well known for its geological discontinuities, so research was concentrated on the regional as well as the general kinematics of opposing mosaic crustal blocks which allows only a probability approach to seismic risk zones.

* Manuscrit reçu le 30 janvier 1995, accepté définitivement le 6 novembre 1995

(1) Centre de Recherche de Géologie Méditerranéenne, Institut de Géologie, Université de Nice-Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 2.

(2) Centre de Recherche Archéologique (C.R.A.), CNRS, rue Albert Einstein, Sophia-Antipolis, 06565 Valbonne Cedex.

(3) Université de Besançon, 1 place Leclerc, 25000 Besançon.

(4) Centre d'Études Techniques de l'Équipement - Méditerranée, 56 boulevard Stalingrad, 06300 Nice.

An analyse was carried out of striated fractures and pebbles to determine the finite strain of the crystalline rocks which form the Argentera Massif and the overlying Permian to Quaternary sediments in the French-Italian Maritime Alps. An interpretation of the data obtained was carried out using the method of "diedres droits" (Pegoraro, 1972 ; Angelier and Mechler, 1977) carefully automated by us. It is important to remember that this method gives useful information concerning the shortening and lengthening positions for tectonic trends defined for decametre sized areas.

The results obtained using this method were compared to focal earthquake mechanisms which have occurred during the last three decades in the French-Italian Maritime Alps in order to attempt to specify the tectonic factors of regional seismic risk.

Shortening trend variability close to the main regional faults

A spatial study of regional ductile finite strain (Guardia et al., 1985 ; Ivaldi et al., 1986, 1991) and brittle strain in the French-Italian Maritime Alps has revealed not only extensive areas where there is continuous or progressively evolving strain trends, but also restricted zones where the strain trend is discontinuous or rapidly changing. The strain trend discontinuities are aligned along roughly rectilinear corridors and have the appearance of a regional palaeotectonic framework comprising of four major lineament direction : N40°E, N90°E, N120-140°E and N160-170°E. These tectonic corridors have continually influenced both the regional alpine sedimentation and strain throughout all periods. We suggest that these tectonic corridors correspond to a lineament framework which cuts the regional alpine crust into decakilometre crustal blocks.

Recurrent faulting in the French-Italian Maritime Alps, throughout the whole of the Alpine Orogeny, along these lineament directions accounts for the marked variability of the shortening trends observed within the sectors lying between ENE and WNW (fig. 1, 2, 3). The shortening trends clearly show that the local strain which is more intense in

the hectometric to kilometric width lineament corridors is closely dependant on recurrent faulting of major discontinuities of the continental crust.

The two lineament groups which have the most influence on the local strain trend are N40°E and N120°-140° and induce respectively the shortening NW-SE and NE-SW. Taking into account the convergent motion of the alpine and mediterranean tectonic plates these two lineament groups have, since the Paleogene and Neogene, functioned and still function most often as senestral and dextral strike-slip faults during any period of crustal strain in the past (Guardia and Ivaldi, 1985-87). These reactivated faults are characterised by overlaps towards the south and west and have provoked respectively progressive anti-clockwise and clockwise rotations of alpine shortening trends. Their passage disrupts the strain field homogeneity caused by the movement of the E-W and N-S faults. Lastly, the close spatial association of N40°E senestral strike-slip faults and N120°-140° or N160-170°E dextral strike-slip faults determines reverse backthrustings towards the north (fig. 4).

These active lineament groups concern not only the studied alpine socle range but also the pliocene quaternary sedimentary formation covering.

The seismicity of the French-Italian Maritime Alps is a current reflection of its regional tectonic history

During the last 600 years four historical earthquakes of MSK intensity equal to or higher than VIII have occurred in the French-Italian Maritime Alps. Also within the region there is a not inconsiderable amount of microseismic activity. Earthquakes maps have been constructed (fig. 5) and their potential magnitude deduced from the earthquake energy (Gutenberg and Richter, 1956) simultaneously over a surface area of 6 km² (fig. 6). These maps have been made from 1366 earthquakes which occurred between 1977 to 1992 in the French-Italian Maritime Alps and which were recorded by the IPG of Strasbourg. Earthquake magnitudes range from 0.2 to 5.1 with focal depths of between 0.1 and 28.1 km. The location of individual epi-

centres shows on average an error of about ± 3 km, even so this value is strongly reduced through using of a large number of earthquakes.

This large number, and the high quality of the instrumental data recorded during recent years, has allowed greater precision on the restriction of focal solutions (fig. 7).

By a comparison of field structural data with the instrumental data it can be shown that the seismicity of the French-Italian Maritime Alps reflects its tectonic history. Earthquakes generated not only on land but also at sea in the last few decades reflect, in terms of the spatial distribution of their focal mechanisms and their potential magnitude areas, the regional fault pattern and the motion of opposing crustal fault blocks.

Seismicity is particularly pronounced along the main N40°E, N120-140°E and N160-170°E lineaments and is even greater where these lineaments intersect each other. The lineament corridors and their junctions correspond to a field area in which elastic strain, stored by the motion and confrontation of opposing crustal fault blocks, advantageously drifts away. This observation is important in explaining the causes of earthquakes as well as anticipating the regional pattern of earthquake hazards.

The breaking up of the alpine crust through combined lineament corridors N40° and N120-140°E generates a regional block pattern and whose present movement it is possible to determine through our knowledge of focal mechanisms. For every known mechanism the nodal plane which is retained as the active plane is in accord with one of the focal lineament directions. According to this choice it is possible to outline a regional geodynamical model which takes into account the large crustal blocks materialised by the Mohorovicic discontinuity revealed by the results of the "European Geotraverse" programme (Blundell et al., 1992). In this model (fig. 8, 9) the penninic thrust between Triora and Demonte (fig. 1) correspond at depth to a major Mohorovicic discontinuity and whose surface is strongly uplifted towards the east. To the north of

Demonte the frontal penninic thrust is no longer perpendicular to the Mohorovicic discontinuity, but juts out itself towards the West. The Mohorovicic surfaces join up towards the south at the basement of the thinned and oceanized mediterranean crust of the Ligurian-Provençal Basin.

Conclusion

The regional analysis of finite rock strain as well as that of instrumental data highlights the continual influence of the tectonic history during the alpine formation of mega and microstructures of the French-Italian Maritime Alps. The Neogene and Quaternary strain and especially the current seismicity are the consequence of the reactivation of pre-existing discontinuities.

From both the tectonic and seismic analysis it is clear that the French-Italian Maritime Alps' active seismicity was, and still is, focused along N120-140°E lineament corridors and, to a lesser degree, along N40°E, N90°E and N160-170°E narrow strips, whatever the relative motion of opposing lithospheric units.

A model based on the entire available palaeotectonic and seismic data proposes an explanatory framework for the Cenozoic geodynamic evolution of the French-Italian Maritime Alps. This framework incorporates the regional crustal block faulting, the transpressive senestral sliding and the overthrust movement of the Apulian Plate, and the underthrust of the oceanized crust of the Ligurian-Provençal Basin beneath the European continental crust.

An improvement of our knowledge regarding the regional seismic risk requires, for the French-Italian Maritime Alps, the in situ measurement of local stress fields, particularly close to and inside the lineament corridors, the establishment of both local and regional assessments as to the potential energy causing the setting up of opposing crustal blocks stress and the energy dissipated through micro earthquakes or degraded as heat.

Introduction

La recherche de liens entre la sismicité des Alpes maritimes et l'héritage structural régional constitue l'objet de cette étude. Cet héritage structural, à la fois varisque et alpin, se manifeste par la superposition d'un socle et d'une couverture tectoniques séparés par des évaporites triasiques, par une déformation souple hétérogène de ces deux ensembles, par un déplacement relatif d'une partie de la couverture par rapport à son socle, enfin par un découpage linéamentaire indépendant des glissements superficiels de la couverture. L'établissement d'un modèle géodynamique, à des fins sismotectoniques, qui permette d'expliquer l'évolution spatio-temporelle d'un élément de croûte caractérisé par sa forte hétérogénéité, nécessite l'établissement d'un protocole d'analyse intégrant les informations fournies par l'étude des déformations ductile et fragile et par l'analyse des mécanismes au foyer des principaux séismes régionaux.

Protocole d'analyse

L'étude spatiale de la déformation ductile régionale (Guardia *et al.*, 1985, Ivaldi *et al.*, 1986, 1991) et celle de la déformation fragile permettent de mettre en évidence, dans les Alpes maritimes, des zones étendues dans lesquelles les directions de la déformation sont constantes ou évoluent progressivement de façon continue et des zones étroites dans lesquelles les directions de la déformation varient rapidement de façon discontinue. Les solutions de continuité des directions de la déformation s'alignent suivant des couloirs plus ou moins rectilignes organisés autour de quatre directions principales : N40°E, N90°E, N120-N140°E et N160-170°E. Ces directions ont influencé de façon permanente, à toutes les époques, la sédimentation et la déformation alpines régionales. Nous les interpréterons comme des directions structurantes organisées en un canevas rhéogmatique de linéaments découpant la croûte régionale en blocs décakilométriques.

La finalité sismotectonique de ce travail implique un examen approfondi de la déformation à l'approche des couloirs linéamentaires régionaux, afin de mettre en évidence leur jeu éventuel au cours des différentes étapes de l'orogénèse alpine. C'est pourquoi nous avons volontairement étudié la proximité des grands linéaments, couloirs de failles ou chevauchements, qui sont des zones où le champ de contraintes, fortement perturbé, est une fonction spatiale discontinue pour laquelle il n'est pas toujours possible de définir la notion de trajectoire de contraintes. Établir des cartes de trajectoires continues des contraintes dans un milieu caractérisé par ses discontinuités, comme le proposent des études récentes qui prétendent reconstituer l'évolution du champ de contrainte régional en terme de trajectoires depuis la fin de l'Oligocène (Ritz, 1991, 1992), nous a donc paru inadéquat.

De même, l'utilisation des données sismiques dans la reconstitution des trajectoires de contraintes actuelles peut soulever deux types de problèmes :

- lors du calcul des mécanismes au foyer de séismes, la direction d'un axe de pression P, pris arbitrairement à 45° des plans nodaux, n'est pas forcément représentative de celle de la direction de la contrainte majeure, en particulier lorsque le plan de mouvement correspond à une discontinuité préexistante, ce qui est le cas le plus fréquent ;

- la définition d'une trajectoire de contraintes par rapport à une famille linéamentaire donnée ne permet pas d'expliquer le jeu, apparemment contradictoire, de certains mécanismes au foyer.

En conséquence, nous avons préféré rechercher et mettre en évidence la cinématique, tant locale que générale, de la mosaïque des blocs crustaux en présence qui, seule, permet d'effectuer une approche probabiliste des zones à risque sismique.

La déformation fragile des couloirs linéamentaires a été évaluée par l'analyse des tectoglyphes des fractures et des galets striés du socle alpin régional et des formations sédimentaires de couverture d'âge permien à quaternaire.

L'interprétation des mesures a été effectuée par l'utilisation de la méthode des dièdres droits (Pégoraro, 1972 ; Angelier et Mechler, 1977) automatisée par nos soins, qui a l'avantage d'être d'utilisation aisée et de fournir les directions possibles de la déformation. Rappelons que cette méthode renseigne sur l'orientation des directions de raccourcissement et d'allongement pour des sites dont les dimensions sont d'ordre décimétrique.

Les résultats obtenus par la méthode des dièdres droits ont ensuite été comparés aux mécanismes aux foyers d'une série de séismes intervenus dans les Alpes maritimes et les régions limitrophes au cours des trois dernières décennies, afin de tenter de préciser les facteurs tectoniques du risque sismique régional.

Les formations syntectoniques pouvant fournir des repères chronologiques n'existent que sur une partie de la bande littorale du domaine étudié. Le polyphasage tectonique, patent à l'échelle régionale, est d'autre part difficile à mettre en évidence à l'échelle du site de mesures. Les preuves de polyphasage tectonique, révélées par l'existence de miroirs polystriés ou par l'absence de directions communes de déformation déduites de l'application de la méthode des dièdres droits, sont rares. L'échelle de ces repères est uniquement régionale et en aucun cas de l'ordre de grandeur du site de mesures : aucun site ne présente à la fois du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire.

Le développement limité des formations syntectoniques et l'impossibilité de dater de nombreux marqueurs de la déformation sont des obstacles à l'établissement objectif de cartes de répartition des directions de déformations (ou de contraintes) pour des périodes de temps données.

Compte tenu des difficultés inhérentes aux objets étudiés, nous envisageons tout d'abord l'étude de la déformation fragile le long des grands accidents tectoniques régionaux. Les observations de terrain, synthétisées, seront ensuite comparées aux données de la sismicité régionale.

Variabilité des directions de raccourcissement près des grands accidents tectoniques régionaux

Les accidents subméridiens

Ces accidents ont été mobilisés lors de la formation des fossés carbonifères et oligocènes provençaux. Ils limitent, dans la zone étudiée, les plis et chevauchements de l'arc de Nice (fig. 1), dont les deux bordures ont eu, comme nous le verrons, un comportement différent lors de la structuration des formations de couverture. Ils influencent notablement la morphologie régionale actuelle par un réseau dominant de failles et de diaclases responsables de l'orientation moyenne de la basse vallée du Var et des alignements des lacs d'altitude de la région des Merveilles et de la zone "Salèse - Valscura".

La bordure décrochevauchante ouest de l'arc de Nice

Dans le Pliocène inférieur qui affleure en bordure de l'arc de Nice entre les quartiers nord de Nice et Saint-Martin-du-Var, les directions de raccourcissement NE-SW sont relativement homogènes et compatibles avec un fonctionnement décrochevauchant dextre de cette bordure subméridienne. Les mêmes directions de raccourcissement sont obtenues dans le Crétacé supérieur du bord oriental du chaînon du Férian parallèle à la bordure décrochevauchante de l'arc de Nice (fig. 2).

Les directions de raccourcissement sont brutalement modifiées au nord de Levens et à l'est d'Aspremont en accord avec la géométrie des structures d'échelle régionale. Elles deviennent NW-SE dans le Pliocène inférieur du premier site, à l'est du principal accident subméridien bordier de l'arc. Cette nouvelle direction est en accord avec celle de l'axe synclinal NE-SW de l'unité chevauchante à vergence sud de Duranus. Toujours au nord de Levens, mais à l'ouest du même accident, les directions de raccourcissement NE-SW sont en accord avec la géométrie de la structure décrochevauchante vers le nord-est du Mont d'Arpasse. Plus au sud, dans les

poudingues du bassin de Tourette-Levens attribués au Miocène supérieur, sont observées des directions de raccourcissement NE-SW, voisines des premières. Ces directions expliquent la présence, sur ce site, d'une gouttière dissymétrique à remplissage néogène orientée ENE-WSW et décrochevauchée au sud par le Mont Chauve de Tourrette (fig. 2).

Le régime de déformation change en s'éloignant de la bordure de l'arc de Nice vers l'avant-pays et suivant que l'on considère les marqueurs dans le Pliocène ou le Quaternaire.

Dans le Pliocène, en direction de Saint-Laurent-du-Var, la déformation distensive devient dominante, avec le jeu de failles normales. Les directions d'allongement sont assez variables (fig. 1 et 2).

Dans le Quaternaire, deux régimes de déformation ont été observés ; ils diffèrent suivant les sites. En bordure de l'arc de Nice, à Nice même dans les quartiers de Saint-Philippe (Laworsky *et al.*, 1973) et de Fabron (Dubar et Perez, 1989), ainsi qu'à Cap-d'Ail (Dubar *et al.*, 1992) (fig. 1 et 3), le régime de déformation correspond au classique raccourcissement NE-SW. En s'éloignant de la bordure de l'arc vers l'avant-pays provençal antibois, le raccourcissement devient N-S mais est précédé par une extension E-W synsédimentaire sur le site des Vaux en rive droite du Var. L'extension demeure la seule déformation visible au-delà de ce site en direction de l'ouest.

La bordure décrochevauchante ouest de l'arc de Nice enregistre donc, au cours du Pliocène et du Quaternaire, le déplacement progressif conforme du front compressif de l'arc vers son avant-pays encore en distension. Les domaines en compression et en distension migrent conjointement dans le temps vers le sud-ouest, leur limite actuelle se situant à Saint-Laurent-du-Var. Ce schéma évolutif ne peut être étendu au Miocène supérieur, les formations de cet âge ne montrant pas de traces de distension.

La bordure décrochante est de l'arc de Nice

Constituée par une suite d'accidents verticaux relayés par des chevauchements à vergence sud, cette bordure N-S diffère de la précédente par l'absence de Pliocène et la présence de Miocène inférieur à moyen marin. Les directions de raccourcissement définies dans le Quaternaire, le Néogène et les formations plus anciennes correspondent exceptionnellement au jeu senestre de la bordure déduit de la géométrie des structures plurikilométriques. La variabilité du champ de déformation est toujours en liaison avec un polyphasage des marqueurs structuraux traduits par la présence de miroirs polystriés.

Dans le Miocène, les directions de raccourcissement évoluent de NE-SW à N-S (fig. 3). Les premières s'expliquent aisément par l'accentuation des mégastructures plicatives précoces NW-SE, telle celle du cap Martin cachetée par le Miocène marin de Roquebrune daté du Burdigalien-Langhien (Pécheux, 1979). Les secondes, plus récentes, matérialisent une rotation antihoraire des raccourcissements à l'approche de la bordure décrochante senestre active de l'arc. Dans la couverture anté-néogène, la plupart des directions de raccourcissement obtenues sont NE-SW. Comme à Roquebrune-Cap-Martin, elles sont en relation avec les mégastructures plicatives précoces. Dans la région de Sainte-Agnès, à l'ouest de l'accident décrochant N-S, la direction de raccourcissement est NE-SW tandis qu'à l'est coexistent deux directions N-S et NW-SE. Trois épisodes de déformation successifs peuvent expliquer ces variations locales : un premier raccourcissement NE-SW engendre des failles associées aux plis NW-SE anté-miocènes ; un second épisode correspond à la formation du pli E-W de la Cime de Blancon lors du glissement vers le sud de la couverture de l'arc de Nice en cours de structuration (Guardia et Ivaldi, 1985) qui se bloque sur les plis du Mentonnais ; le troisième épisode de raccourcissement NW-SE provoque le découpage du chaînon de Sainte-Agnès – suite orientale du pli de la Cime de Blancon – par des accidents méridiens et sa torsion senestre dans le couloir décrochant ainsi formé.

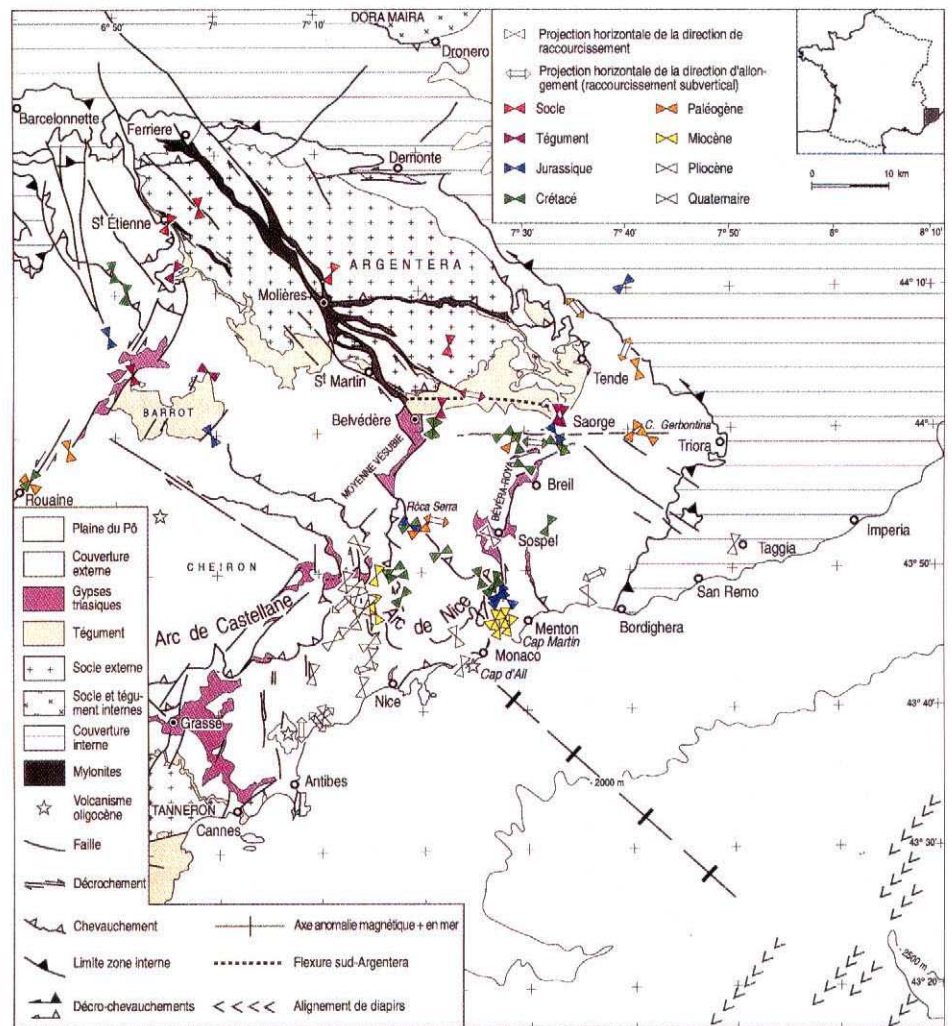


Fig. 1. – Directions de raccourcissement ou d'allongement de la déformation alpine, mesurées dans les Alpes maritimes franco-italiennes.

Fig. 1. – Shortening and elongation trends of the Alpine deformation, measured in the French-Italian Maritime Alps.

Le fonctionnement de la bordure décrochante est de l'arc de Nice est donc plus complexe que celui de la bordure décrochevauchante ouest. Alors que la structuration progressive de la bordure occidentale de l'arc correspond à un champ de déformation uniforme en direction, uniquement perturbé par l'existence d'accidents obliques N40°E, celle de la bordure orientale résulte d'un champ de déformation non uniforme dont les directions varient, de plus, dans le temps.

Les accidents N40°E

Ces accidents correspondent à des directions cévenoles, lesquelles sont soulignées par les alignements du Trias diapirique à terre et du Messinien diapirique en mer. Ils guident et recoupent les structures plissées et faillées des arcs de Nice et de Castellane (fig. 1).

Les accidents en relais de la haute vallée du Var limitent, à l'ouest, le Permien et le Trias du dôme de Barrot ; ils prolongent en direction du nord-est l'accident de Rouaine qui sépare les branches E-W et N-S de l'arc de Castellane. La bordure est du Barrot coïncide également avec une suite d'accidents N40°E qui mettent en contact le Permien et le Lias du dôme. Les accidents de la moyenne Vésubie et de la Roya – Bévéra – basse vallée du Paillon ont servi de rampes latérales à l'arc de Nice, lors de sa formation initiale, avant que les structures de cet arc ne soient déviées et conduites par les accidents méridiens vers le sud. Vers l'est du domaine étudié, on notera que le front d'érosion des nappes du flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes s'aligne, entre Bordighera et Triora, sur ce type de direction.

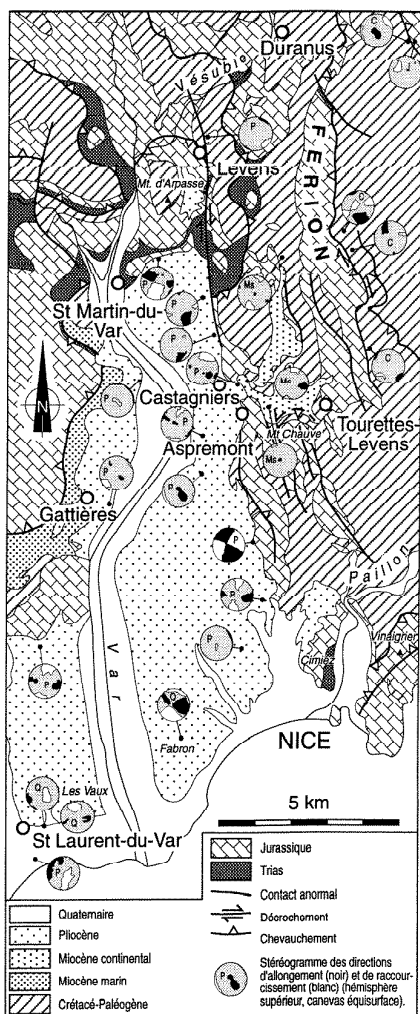


Fig. 2. – Directions de raccourcissement et d'allongement de la déformation alpine, mesurées sur la bordure ouest de l'arc de Nice dans des terrains d'âge jurassique (J), crétacé (C), miocène supérieur (Ms), pliocène (P) et quaternaire (Q)

Fig. 2. – Shortening and elongation trends of the Alpine deformation, measured on the west border of the "Arc de Nice" area in Jurassic (J), Cretaceous (C), late Miocene (Ms), Pliocene (P) and Quaternary (Q) sediments.

Le linéament de la Moyenne Vésubie

Vers le nord-est, ce linéament limite les affleurements cristallins et tégumentaires de l'Argentera dans le domaine externe, les nappes du flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes dans le domaine interne. Il se prolonge vers le sud-ouest en direction de Grasse, au-delà de la vallée du Var, jalonné par le Trias de l'Estéron, de la Cagne et du Loup (fig. 1). On peut attribuer à la présence de ce linéament la genèse de horsts et de grabens au Crétacé inférieur dans la partie sud-est de l'arc de Castellane (Hibsch *et al.*, 1992), ainsi que le dessin général et la localisation du front de transgres-

sion nummulitique au Lutétien supérieur (Ivaldi et Guardia, 1986 ; Ivaldi, 1989).

La rotation antihoraire des directions de raccourcissement enregistrée près de Levens et d'Aspremont, sur la bordure décrochevachante dextre de l'arc de Nice (fig. 2) et la présence, dans ces mêmes sites, des structures décrochevachantes du Mont d'Arpasse et du Mont Chauve de Tourette, coïncident respectivement avec le passage de ce linéament N40°E et l'une de ses répliques méridionales soulignée par l'orientation NE-SW que prend le cours du Var entre Castagniers et Gattières.

Le linéament de la Roya - Bévéra - basse vallée du Paillon

Vers le nord-est, il coïncide avec l'ennoyage du tégument de l'Argentera sous sa couverture décollée. Il se poursuit vers le sud-ouest au travers de l'arc de Nice dont il perturbe les structures majeures, atteignant Nice où il est de nouveau marqué par la présence des gypses triasiques de Cimiez. Sur ce linéament se greffe, à partir de Sospel, un faisceau d'accidents N-S en relais atteignant la côte entre Monaco et le cap Martin d'une part, Cap-d'Ail d'autre part (fig. 1). C'est à son aplomb que se situe dans la mer fini-lutétienne, la transition entre plate-forme carbonatée et bassin vaseux (Ivaldi et Guardia, 1986). Son jeu horizontal post-paléogène a été évalué à 3 km (Ivaldi, 1973).

On observe, à l'approche de cet accident, les mêmes déviations des directions de raccourcissement que celles enregistrées près du linéament de la moyenne Vésubie. Ces directions sont homogènes, NNE-SSW en moyenne dans le socle de l'Argentera et son tégument ; elles subissent une rotation antihoraire dans le matériel de couverture et deviennent NW-SE à WNW-ESE au voisinage du linéament. Tel est le cas dans les alluvions quaternaires de la terrasse moyenne de Sospel et dans les calcaires marneux crétacés au nord du village de Breil (fig. 1 et 3). Dans ce dernier site sont observés, comme près de Levens et d'Aspremont, des indices de décrochevachement vers le nord-ouest. De même, à l'est de Nice, le chevauchement à vergence nord du « Mont Vinaigrier - Mont Leuze » (Gèze, 1968 ; Vernet,

1968) peut être interprété comme une structure décrochevachante s'initiant, vers l'ouest, au niveau des gypses de Cimiez, sur le linéament de la Roya - Bévéra - basse vallée du Paillon.

Le linéament Rouaine - Barrot ouest

On le range classiquement dans les failles de décrochement alpines senestres (Cogné *et al.*, 1966). Il perturbe la sédimentation mésozoïque (Delpech, 1988), paléogène (Ivaldi, 1989), ainsi que la foliation hercynienne du socle de l'Argentera affectée dans son prolongement nord-est par une série de virgations senestres jouant un rôle certain dans la localisation, en rive gauche de la Tinée près du village de Saint-Étienne, du glissement rocheux de la Clapière (Follacci *et al.*, 1988).

Dans le socle et le tégument de l'Argentera, en dehors du couloir linéamentaire, les directions de raccourcissement sont orientées NNE-SSW, en accord avec le jeu dextre alpin des accidents N120-140°E fréquents dans la haute vallée de la Tinée (fig. 1). Ces directions subissent une rotation antihoraire à l'approche et dans le couloir linéamentaire, tant dans le tégument du dôme de Barrot que dans la couverture décollée. Près de Rouaine, l'un des accidents du couloir de déformation individualise, à l'échelle hectométrique, deux domaines dans lesquels la direction de raccourcissement diffère fortement : un domaine occidental dans lequel cette direction est NE-SW, un domaine oriental dans lequel elle est NW-SE. Comme sur la bordure décrochevachante ouest de l'arc de Nice, au nord de Levens et à l'est d'Aspremont, cette modification brutale de la direction de raccourcissement est en accord avec la géométrie des structures d'échelle régionale orientées E-W à SW-NE à l'est du linéament de Rouaine, NNW-SSE à l'ouest.

Dans cette partie de la zone alpine externe, comme ailleurs, la déformation apparaît donc tributaire du découpage linéamentaire qui isole des blocs entre lesquels les directions de raccourcissement fluctuent fortement.

L'analyse des marqueurs de la déformation permet d'établir une correspondance entre la présence et le fonctionne-

ment en décrochement senestre des linéaments N40°E, le jeu rétrochevauchant de failles de second ordre de direction NE-SW à NW-SE liées à ces linéaments (fig. 4) et la rotation antihoraire des directions de raccourcissement.

Les accidents N120-140°E

Les directions N120-140°E sont mobilisées en décrochement au cours du Jurassique (Dardeau et Graciansky, 1990) ; elles guident la transgression nummulitique (Ivaldi et Guardia, 1986).

Dans le socle de l'Argentera et son tégument, ces accidents, soulignés par d'importants couloirs mylonitiques, correspondent à des décrochements à jeu dextre alpin. A leur aplomb, les linéations d'intersection alpines L1 subissent une rotation horaire systématique (Guardia et Ivaldi, 1985 ; Ivaldi *et al.*, 1991). Dans la couverture décollée, les accidents N120-140°E correspondent à des décrochements et des chevauchements. Ils sont à l'origine de l'allongement du massif de l'Argentera suivant une direction NW-SE et par voie de conséquence de la localisation des fronts de chevauchement et d'érosion des nappes du flysch à Helminthoïdes en arrière et sur les bords latéraux de ce massif.

Le linéament Saorge - Taggia et son prolongement supposé Ferrière - Molières - Saint-Martin-Vésubie

Il s'agit sans conteste de l'accident régional majeur de la famille linéamentaire N120-140°E (fig. 1).

Les directions de raccourcissement N-S à NNE-SSW demeurent homogènes tout au long de ce couloir linéamentaire, tant dans le cristallin de l'Argentera et son tégument que dans des formations très récentes telles que le Pliocène marin de Taggia, lequel scelle les structures des nappes du flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes.

Le chevauchement Rôca Serra - Ongrand

Le long de cet accident, situé à la partie interne de l'arc de Nice, les directions de raccourcissement évoluent de la même façon que dans les chaînons bor-

dières de cet arc, subissant une rotation supérieure à 90° (fig. 1, 2 et 3). La conséquence du déplacement centrifuge des bordures de l'écaïlle est l'existence d'une zone interne centrale en élongation. Décrochevauchant dans sa partie nord-ouest, cet accident devient nettement chevauchant vers le sud-est où son tracé est dévié, affecté par une virgation senestre à l'aplomb du linéament de la Roya - Bévéra - basse vallée du Paillon. Les directions de raccourcissement subissent une évolution analogue.

Dans l'extrados de l'arc, sont observés les mêmes phénomènes entre le chaînon du Férion décrochevauchant et sa suite sud-est chevauchante au niveau du plateau Tercier et du mont Agel où la flèche de recouvrement visible est la plus importante.

Le long des linéaments N120-140°E, les directions de raccourcissement restent donc relativement homogènes, hormis dans les chaînons arqués de la couverture dont on peut se demander s'ils n'ont pas été initiés à partir de répliques de la même famille d'accidents.

Les accidents E-W

Les directions N90°E sont actives au Permien dans le socle provençal où elles déterminent l'apparition du fossé de l'Esterel, au Mésocrétacé dans le bassin subalpin où des décrochements senestres E-W conditionnent la sédimentation et l'apparition de horsts et grabens (Hibsch *et al.*, 1992), au Paléogène où des linéaments E-W guident la transgression nummulitique dans le domaine alpin externe (Inglis *et al.*, 1981) créant à partir du Lutétien supérieur un étroit bras de mer entre les futurs massifs du Barrot et du Cheiron (Ivaldi et Guardia, 1986 ; Ivaldi, 1989). Au cours de la tectogenèse alpine, des accidents N90°E fonctionnent en chevauchements à vergence sud

Fig. 4. - Genèse de chevauchements à vergence nord et sud à la croisée de linéaments N40°E senestres et N170°E dextres.

a : structure rétrochevauchante du mont d'Arpasse ; b : structure rétrochevauchante du mont Vinaigrier - mont Leuze.

Fig. 4. - Formation of north overlaps and south-verging at the intersection of N 40° E sinistral strike-slip and N 170° E dextral strike-slip lineaments.

a: backthrusting of Mont d'Arpasse; b: backthrusting of Mont Vinaigrier - Mont Leuze.

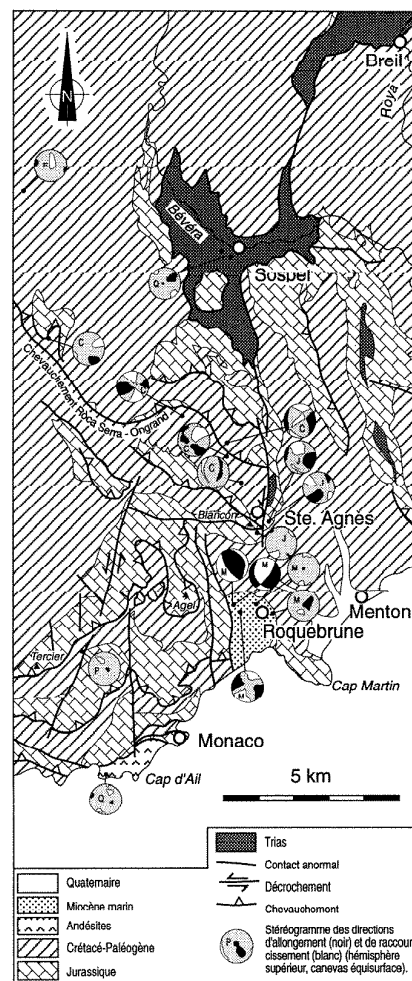
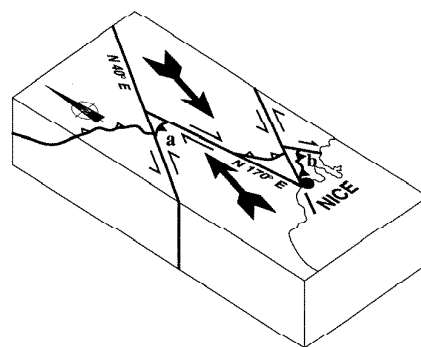


Fig. 3. - Directions de raccourcissement et d'allongement de la déformation alpine, mesurées sur la bordure est de l'arc de Nice dans des terrains d'âge jurassique (J), crétacé (C), éocène (E), miocène (M), pliocène (P) et quaternaire (Q).

Fig. 3. - Shortening and elongation trends of the Alpine deformation, measured on the eastern border of the "Arc de Nice" area in Jurassic (J), Cretaceous (C), Eocene (E), Miocene (M), Pliocene (P) and Quaternary (Q) sediments.



dans le socle de l'Argentera (Guardia et Ivaldi, 1985) et sur sa bordure sud, en décrochevauchements dans sa couverture méridionale. Sur le bord nord de l'Argentera, cette même famille d'accidents conduit le débordement des nappes de flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye vers l'ouest.

Dans le prolongement oriental de l'ancien bras de mer fini-lutétien, les directions E-W sont soulignées par la flexuration anté-triasique, puis alpine du bord sud de l'Argentera, siège d'une tectogenèse synsédimentaire précoce finilutétienne, et par l'existence d'une zone décrochante plurikilométrique courant de la région de Belvédère à celle du Carmo Gerbontina (fig. 1) (Ivaldi et Guardia, 1986). Le polyphasage des miroirs, les directions de raccourcissement ENE-WSW à NW-SE, montrent que cette zone décrochante a fonctionné avec un jeu tantôt dextre, tantôt senestre. Nous proposons d'expliquer l'inversion de jeu des accidents E-W par le fonctionnement simultané des accidents N 40°E et N120-140°E au cours de la déformation alpine, les premiers induisant à leur aplomb une rotation antihoraire des directions locales de raccourcissement, les seconds une rotation horaire.

Signification régionale des directions de raccourcissement et rôle des structures acquises

Les développements qui précèdent montrent que les directions de raccourcissement déduites de l'utilisation de la méthode des dièdres droits sont le plus souvent en accord avec la géométrie des structures d'échelle régionale. Ces directions révèlent à l'évidence que la déformation locale, dans les couloirs linéamentaires de largeur hectométrique à kilométrique, est étroitement tributaire du rejeu des discontinuités majeures de la croûte continentale. La trace des discontinuités remobilisées est trahie par une déformation plus intense des roches situées dans leur prolongement vertical ou horizontal et par des variations significatives des directions de raccourcissement et d'allongement. Dans les Alpes maritimes, au sein de la partie externe de la chaîne, les deux familles de linéa-

ments qui influencent le plus fortement les directions de la déformation locale sont les familles N40°E et N120-140°E, lesquelles induisent des raccourcissements NW-SE et NE-SW. Dans le contexte de convergence qui est celui des Alpes, puis de la Méditerranée, depuis le Paléogène et le Néogène, ces linéaments ont fonctionné et fonctionnent le plus souvent en décrochements à jeu senestre et dextre lors de tout épisode de déformation crustale (Guardia et Ivaldi, 1985-87). Ils provoquent respectivement des rotations antihoraires et horaires des directions de raccourcissement. Ils perturbent sur leur passage l'homogénéité du champ de déformation induit par le fonctionnement des accidents E-W et N-S. Enfin, la proche association spatiale des décrochements N40°E senestres et N120-140°E ou 160-170°E dextres, détermine l'apparition de failles à vergence nord, rétrochevauchantes, dans les volumes rocheux occupant le dièdre nord des surfaces de décrochement (fig. 4).

Le canevas tectonique défini par ces linéaments concerne aussi bien le socle du segment de chaîne étudié que sa couverture, jusqu'aux formations plio-quaternaires incluses. Ainsi, par exemple, le dôme de Barrot peut-il être interprété comme un relai compressif de système décrochant initié par le fonctionnement des décrochements senestres N40°E de Rouaine - Barrot ouest et de Molières - Barrot est. Il apparaît donc clairement que la néotectonique régionale est une tectonique héritée, très largement tributaire de l'architecture précédemment acquise par le jeu de déformations superposées. L'exemple suivant, choisi près d'un accident d'échelle régionale, illustre clairement l'importance de cet héritage : près du village de Saorge, le long du linéament N40°E Roya - Bévéra - basse vallée du Paillon, l'analyse des brèches de pente quaternaires montre, que leur fracturation correspond à celle du substratum sous-jacent, la néotectonique locale superficielle se résolvant en une tectonique de revêtement.

Nos observations de terrain rejoignent, sur de nombreux points, les expériences de modélisation analogique effectuées sur la déformation d'une couverture stratifiée en contexte décrochant : celles-ci mettent en évidence l'apparition d'accidents synthétiques en

échelon sur la discontinuité majeure, leur rotation et donc la modification des directions de raccourcissement liées, au cours même de la déformation (Richard *et al.*, 1989).

La sismicité des Alpes maritimes, reflet actuel de l'héritage tectonique régional

Les Alpes maritimes ont subi les effets d'au moins quatre séismes historiques d'intensité égale ou supérieure à VIII en l'espace de 600 ans. Parmi les séismes les plus dévastateurs figurent le séisme de 1564 dont l'intensité (échelle M.S.K.) a été estimée à X dans la haute vallée de la Vésubie et le Val de Blore, au sud et à l'ouest de Saint-Martin, le séisme de 1644 qui affecta une nouvelle fois la vallée de la Vésubie mais aussi celle de l'Esteron et le séisme dit "ligure" de 1887 dont l'épicentre se trouvait près du village de Bussana en Italie. La probabilité de retour d'un événement sismique d'intensité égale ou supérieure à X a été évaluée à 404 ans pour la région (Hendrickx, 1980). Les Alpes maritimes sont également le siège d'une activité microsismique importante (fig. 5) qui s'est manifestée de façon spectaculaire, entre la fin du mois d'octobre 1983 et le mois de janvier 1984, par la "crise" de la moyenne vallée de la Roya centrée entre Fontan et le village voisin de Saorge. Le grand nombre et la qualité des données instrumentales enregistrées au cours des dernières années permettent de disposer de solutions locales bien contraintes (fig. 7) (Hoang-Trong *et al.*, 1987 ; Béthoux *et al.*, 1988 ; Ritz *et al.*, 1990 ; Nicolas *et al.*, 1990 ; Déverchère *et al.*, 1991 ; Ménard et Fréchet, 1988).

Nous avons dressé des cartes de répartition des séismes (fig. 5) et des magnitudes virtuelles déduites de l'énergie de ces séismes (Gutenberg et Richter, 1956) cumulée sur des aires de 6 km² (fig. 6). Ces cartes recensent 1366 événements enregistrés entre 1977 et 1992 par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg à l'aide du réseau de données sismologiques dit de "l'arrière pays niçois". Il s'agit de séismes dont les magnitudes sont comprises entre 0,2 et 5,1 et les profondeurs évaluées entre 0,1

et 28,1 km. L'incertitude moyenne sur la localisation individuelle des épicentres est de l'ordre de ± 3 km, valeur qui est nettement minorée par l'utilisation d'un grand nombre de séismes. L'examen de ces cartes montre qu'à terre l'activité sismique régionale est concentrée, de façon inégale, dans une bande orientée NW-SE. Cette bande, large de 70 km environ, est encadrée par deux domaines moins sismiques : à l'est l'amorce du bassin padan, à l'ouest la région nord-varoise et le pays nord-grassois au sein desquels s'effectue la transition entre Alpes et Provence. Vers le sud-est et la mer, l'activité sismique de la bande NW-SE se dilue au sein d'une zone dont l'orientation générale est oblique, ENE-WSW, parallèle à la côte méditerranéenne. Cette zone empiète sur le continent, affectant à l'est la Ligurie et à l'ouest la Provence nord-orientale et la partie frontale orientale de l'arc de Castellane.

Les séismes de magnitudes les plus élevées, égales ou supérieures à 3 se déclenchent préférentiellement dans le domaine alpin interne et dans le bassin méditerranéen au-dessous de l'isobathe -2000 mètres, lequel correspond à la zone de raccordement du talus continental et de la plaine abyssale. Les magnitudes égales ou supérieures à 4 concernent uniquement ces deux domaines (fig. 5). Les hypocentres superficiels se situent dans la croûte continentale européenne externe, les hypocentres profonds en Méditerranée et dans l'ensellement allochtone compris entre les massifs cristallins externe et interne de l'Argentera et Dora Maira.

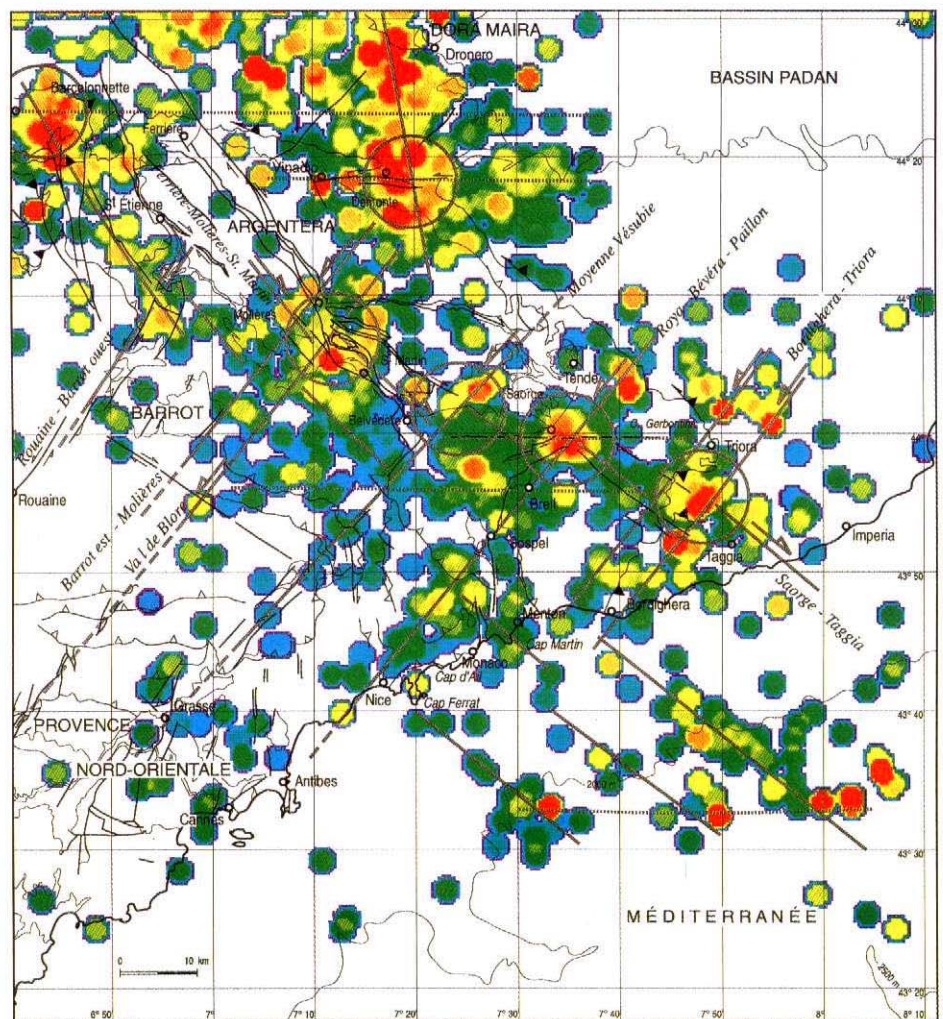
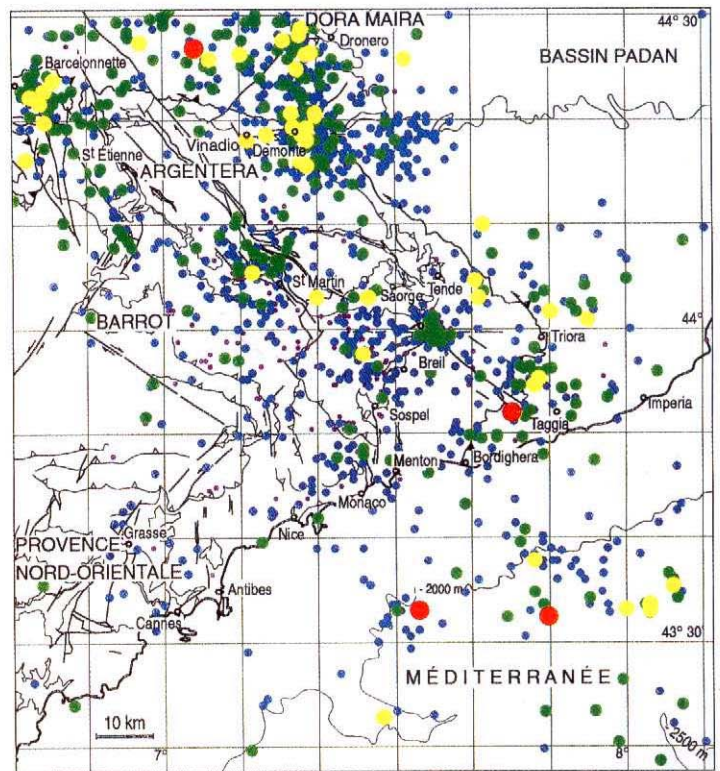
Au sein de la bande sismique NW-SE, la partie nord-ouest de l'Argentera fait office de môle moins sismique, alors que les bordures du massif sont très mobiles. Des densités élevées de séismes et de fortes magnitudes virtuelles soulignent les couloirs linéamentaires mis en évidence par l'analyse tectonique et microtectonique et plus particulièrement

Fig. 6. - Carte des magnitudes virtuelles déduites de l'énergie cumulée, sur des aires de 6 km², des micro-séismes (magnitudes 0 à 5,1) intervenus dans les Alpes maritimes franco-italiennes et les régions limitrophes entre 1977 et 1992 (couleurs violettes à rouges en fonction de magnitudes virtuelles de plus en plus élevées).

Fig. 6. - Distribution map of virtual magnitudes obtained from concurrently energy accrued on 6 km² areas of seismic event epicenters (including magnitudes from 0 to 5.1) of the French-Italian Maritime Alps and surrounding areas (from 1977 to 1992). Colours from violet to red according to higher concurrently magnitudes.

Fig. 5. - Carte de répartition des épicentres des micro-séismes intervenus dans les Alpes maritimes franco-italiennes et les régions limitrophes entre 1977 et 1992. Magnitudes : M < 1, violet ; 1 ≤ M < 2, bleu ; 2 ≤ M < 3, vert ; 3 ≤ M < 4, jaune ; M ≥ 4, rouge.

Fig. 5. - Distribution map of seismic epicenters (including magnitudes from 0.2 to 5.1) of the French-Italian Maritime Alps and surrounding areas (from 1977 to 1992). Magnitudes: M < 1, violet; 1 ≤ M < 2, blue; 2 ≤ M < 3, green; 3 ≤ M < 4, yellow; M ≥ 4, red.



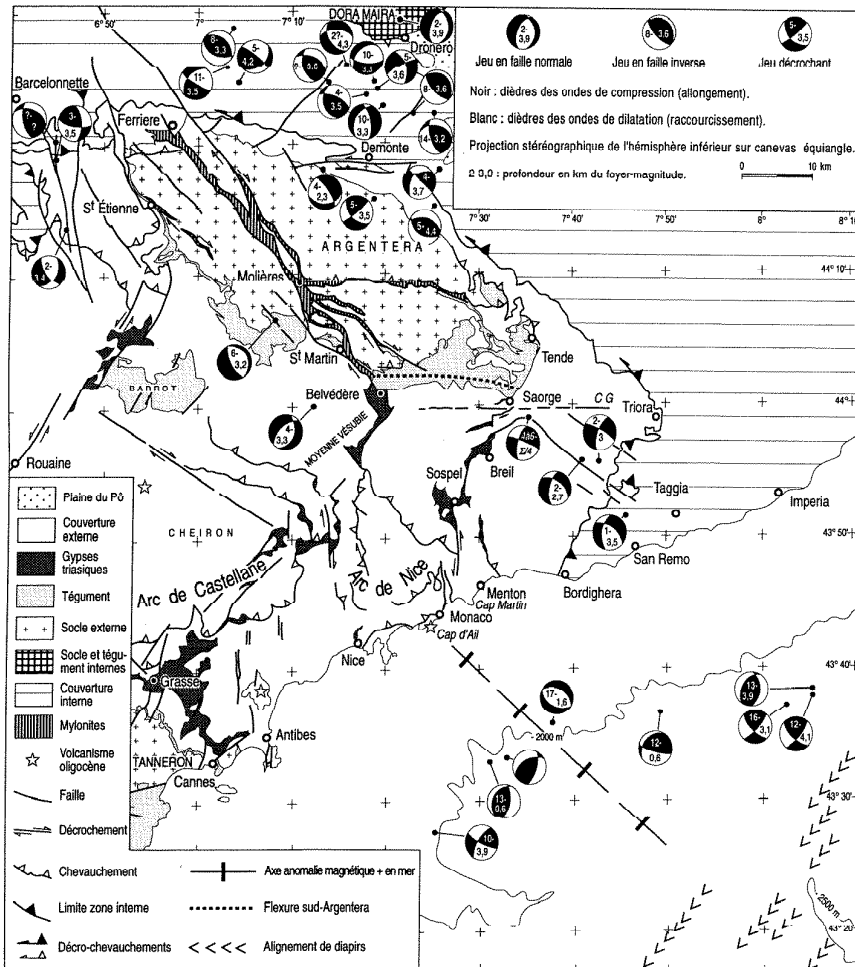


Fig. 7. – Mécanismes au foyer de 33 séismes intervenus dans les Alpes maritimes franco-italiennes et les régions limitrophes entre le 7 avril 1966 et le 2 juillet 1990, d'après N. Béthoux *et al.*, 1988 ; N. Béthoux *et al.*, 1992 ; P.-Y. Delpéch, 1988 ; J. Déverchère *et al.*, 1991 ; G. Ménard et J. Fréchet, 1988 ; P. Hoang-Trong *et al.*, 1987 ; M. Nicolas *et al.*, 1990 ; J.-F. Ritz *et al.*, 1990.

Fig. 7. – Focal mechanisms of 33 earthquakes in the French-Italian Maritime Alps and surrounding areas from April 7nd 1966 to July 2nd 1990, after N. Béthoux *et al.*, 1988 ; N. Béthoux *et al.*, 1992 ; P.-Y. Delpéch, 1988 ; J. Déverchère *et al.*, 1991 ; G. Ménard and J. Fréchet, 1988 ; P. Hoang-Trong *et al.*, 1987 ; M. Nicolas *et al.*, 1990 ; J.-F. Ritz *et al.*, 1990.

les couloirs N40°E et N120-140°E, avec des concentrations plus importantes d'événements à l'intersection de ces linéaments. De fortes concentrations apparaissent également en arrière de l'Argentera dans la vallée de la Stura de Demonte et dans le fenêtre de Barcelonnette. Elles soulignent les intersections de linéaments E-W avec des linéaments N160-170°E, tels les accidents des hautes vallées du Var et de la Tinée, qui relaient vers le sud la faille de la haute Durance. Les couloirs linéamentaires et leurs intersections correspondent par conséquent à des domaines dans lesquels se dissipe préférentiellement la déformation élastique accumulée par la mobilité et l'affrontement des blocs crustaux en présence.

À terre, les linéaments les plus actifs sont les linéaments N120-140°E et plus particulièrement ceux de la haute Tinée et du haut Var, de Ferrière - Molières - St-Martin-Vésubie, de Saorge - Taggia. Les zones actives de ces linéaments se relaient vers l'est, décalées, au niveau de leur intersection avec les linéaments N40°E de Rouaine - Barrot ouest, de Molières - Barrot est et du Val de Blore, de la moyenne Vésubie, de la Roya - Bévéra - basse vallée du Paillon et de Bordighera - Triora (fig. 6).

En mer, la famille N120-140°E est représentée par trois linéaments sismiques qui atteignent respectivement la côte entre Bordighera et Menton, près de Monaco et Nice. Le linéament terrestre

Saorge - Taggia perd par contre de sa netteté en mer ligurienne ; de même s'estompent les concentrations qui soulignent les intersections de familles linéamentaires.

La carte de répartition des mécanismes au foyer de 33 séismes intervenus dans les Alpes maritimes et les régions limitrophes entre le 7 avril 1966 et 2 juillet 1990, dont les solutions focales sont bien contraintes (fig. 7), confirme et précise l'analyse qui précède. Pour des magnitudes comprises entre 0,6 et 4,4, les profondeurs des foyers diffèrent très sensiblement : entre 10 et 17 km en mer, entre 1 et 6 km autour de l'Argentera et entre 2 et 14 km entre ce dernier massif et Dora Maira. Les profondeurs les plus fortes concernent donc la marge d'une mer actuelle dont le fond est partiellement océanisé et la paléomarge d'un bassin marin récemment comblé.

Le découpage de la croûte par les couloirs linéamentaires conjugués N40°E et N120-140°E engendre une mosaïque de blocs dont le jeu actuel peut être déduit de la connaissance des mécanismes au foyer. Pour chacun des mécanismes connus, nous retiendrons comme plan actif le plan nodal correspondant à l'une des directions linéamentaires locale. En fonction de ce choix peut-être esquissé un modèle géodynamique régional prenant en compte les grands blocs crustaux matérialisés par les discontinuités du Moho révélées par les résultats du programme "European Geotraverse" (Blundell *et al.*, 1992). Dans ce modèle (fig. 8), le front pennique entre Triora et Demonte (fig. 1) correspond en profondeur à une discontinuité majeure du Moho, dont la surface se relève fortement vers l'est. Au nord de Demonte, le front pennique n'est plus à l'aplomb de la discontinuité du Moho mais la déborde largement vers l'ouest. Les surfaces du Moho se raccordent vers le sud à la base de la croûte amincie et océanisée méditerranéenne du bassin liguro-provençal.

Les mécanismes au foyer des séismes, tous superficiels, se produisant dans la croûte alpine externe qui appartient à la plaque européenne, montrent que les directions linéamentaires N120-140°E ou N160-180°E sont mobilisées en décrochements le plus souvent

dextres, mais parfois senestres, tandis que les linéaments conjugués N40°E jouent préférentiellement en décrochements senestres. L'apparente contradiction entre les jeux dextres ou senestres d'une même famille linéamentaire peut s'expliquer par la juxtaposition d'une croûte alpine rendue très déformable à la suite de la collision Afrique-Europe et d'une croûte européenne qui l'enveloppe. Nous entendons par croûte alpine l'ensemble de la chaîne y compris la partie de la plaque européenne déformée lors de l'orogénèse alpine et par croûte européenne la partie de plaque non déformée. Le rapprochement N-S actuel de l'Europe et de l'Afrique engendre un raccourcissement d'ensemble de la croûte alpine déformable qui se bloque aux limites sur les parties moins déformables de la plaque européenne. Si le raccourcissement fini sur une assez longue période est de toute évidence perpendiculaire à ces limites (structure d'ensemble arquée des Alpes), les raccourcissements instantanés dus à la déformation fragile auront des directions très variables dans le temps et en n'importe quel point de la chaîne. En effet, cette déformation fragile se fait aux limites de blocs préalablement existants. Dans le cas des linéaments N120-140°E et N160-170°E, par exemple, le rapprochement N-S provoquera d'abord leur jeu dextre. Ce faisant, cette déformation engendre un allongement E-W contrarié par le cadre européen rigide. La résultante de ce blocage est, localement, un raccourcissement E-W, perpendiculaire au raccourcissement général, qui se manifeste par un jeu senestre de ces mêmes linéaments (fig. 9).

L'alternance, sur une courte période de temps, du jeu dextre ou senestre d'une même famille linéamentaire révélée par la sismicité actuelle, se retrouve à l'échelle géologique. La variabilité des directions de raccourcissement au voisinage des linéaments ne correspond pas forcément à des déformations d'âges différents ; le jeu décrochant dextre des linéaments N140°E qui découpent le massif de l'Argentera est probablement contemporain du déplacement senestre des nappes du flysch à Helminthoïdes (Merle et Brun, 1981 ; Ricou, 1984 ; Ivaldi, 1989) le long du linéament majeur marqué par la dénivellation du Moho entre Triora et Demonte.

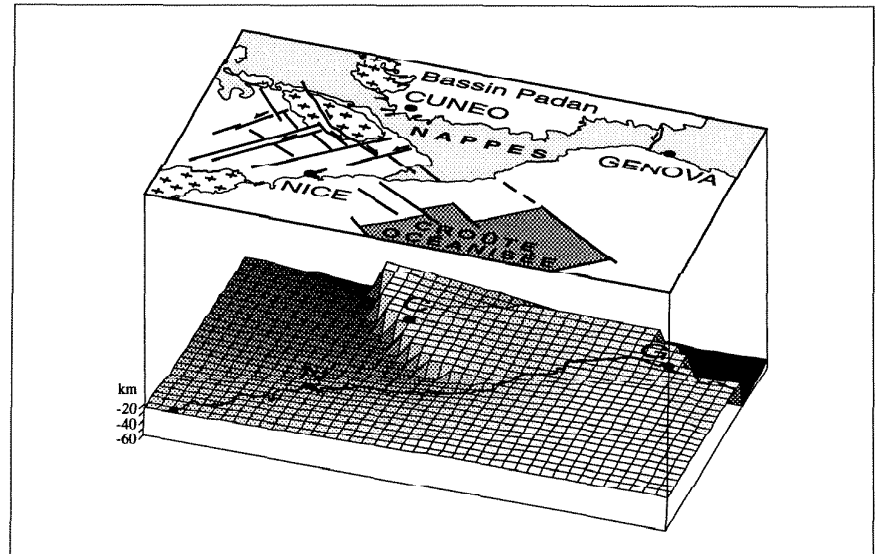


Fig. 8. - Écorché en trois dimensions montrant les relations entre les discontinuités du Moho et la géologie régionale des Alpes maritimes franco-italiennes.

Fig. 8. - Cut-away 3-dimensional view showing relationships between the Mohorovicic discontinuities and the regional geology of the French-Italian Maritime Alps.

En mer, en limite de la croûte continentale sud-européenne et de la croûte océanisée liguro-provençale (Rechault, 1981), les recherches actuelles mettent en évidence une tectonique active en compression (Ritz *et al.*, 1990). Celle-ci se traduit par le jeu de failles inverses ou de décrochements. La morphologie de cette bordure de marge est tributaire des quatre familles de linéaments décrits à terre. Les alignements sismiques sont surtout influencés par les deux directions linéamentaires majeures N40°E et N120-140°E. Nous proposons de considérer comme plans actifs, parmi les plans nodaux à jeu inverse appartenant à la famille N40°E, les plans à pendage nord et parmi les plans nodaux à jeu décrochant ceux qui appartiennent à la famille N120-140°E. Ce choix implique le plongement de la croûte océanisée liguro-provençale sous la croûte continentale sud-européenne amincie en direction de la marge méditerranéenne et le rôle transformant de certains linéaments N120-140°E dont le jeu, à la limite des deux croûtes, est l'inverse du jeu dominant à terre.

Le modèle géodynamique proposé ci-dessus apporte par ailleurs une solution au problème posé par la contradiction apparente existant entre la genèse des Alpes et de la Méditerranée en contexte de convergence de plaques. Si le cas des Alpes, chaîne de collision, ne

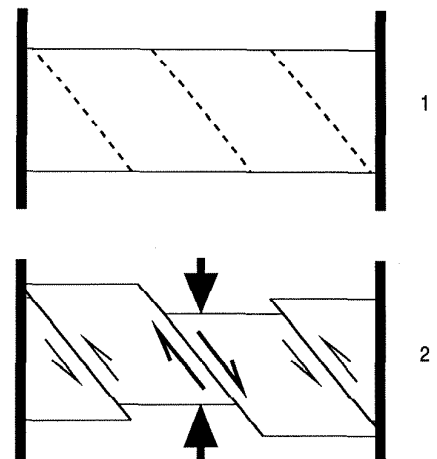


Fig. 9. - Schéma montrant comment un serrage N-S dans un milieu à discontinuités préalables orientées N140°E (1) peut engendrer simultanément des décrochements dextres et senestres à la suite d'un blocage E-W (2).

Fig. 9. - Diagram showing N 140°E-inherited discontinuities (1) simultaneously activated as dextral and sinistral strike-slip faults by NS shortening and E-W blocking (2).

soulève pas de difficultés d'interprétation majeures, il n'en est pas de même du bassin de la Méditerranée occidentale dont l'apparition puis l'approfondissement, au Miocène et au Pliocène, sont contemporains d'épisodes de déformation compressive successifs qui affectent, à terre, depuis le Paléogène, la croûte continentale européenne (Guardia et Ivaldi, 1985, 1987 ; Ivaldi, 1989).

Rien ne s'oppose, en effet, à ce que l'épisode d'amincissement crustal ayant initié le bassin liguro-provençal suivant une direction N40°E décalée par des directions transformantes N120-140°E, se soit développé alors que se poursuivait, vers l'est, l'affrontement entre le promontoire apulien de l'Afrique et l'Europe. Il suffit, pour cela, que l'expansion du fond méditerranéen ait été continûment compensée par le sous-charriage de la croûte océanisée liguro-provençale sous la croûte continentale sud-européenne absorbant, elle, l'essentiel de la déformation compressive. Après arrêt du mécanisme d'expansion et d'océanisation, ce sous-charriage se poursuivrait actuellement, moins actif, contraint uniquement par le rapprochement Afrique-Europe.

Conclusion

L'analyse comparée de la déformation finie des matériaux rocheux et de la sismicité instrumentale régionales, révèle l'influence et la permanence de l'héritage tectonique dans la constitution alpine des microstructures et mégastructures des Alpes maritimes franco-italiennes et dans la mobilité actuelle des croûtes continentales et océanisée, conjointement impliquées depuis plusieurs dizaines de millions d'années dans une cinématique de convergence de plaques ayant abouti à la collision Afrique-Europe. La déformation néogène et quaternaire et la sismicité actuelle notamment, sont la conséquence de la remobilisation de discontinuités préexistantes.

L'analyse tectonique et sismique montrent que les Alpes maritimes franco-italiennes ont été et demeurent sismi-

quement actives le long de couloirs orientés N120-140°E et, à un degré moindre, suivant d'étroites bandes de direction N40°E, N90°E et N160-170°E, ceci quel que soit le mouvement relatif des grandes unités lithosphériques mises en présence. Les limites de blocs les plus mobiles correspondent aux bordures de l'Argentera et à leur prolongement sud-est dont l'influence est visible dans la couverture et les nappes, tant à terre qu'en mer. Les limites de blocs qui découpent l'arc de Nice sont également susceptibles d'être mobilisées de façon subordonnée. Enfin, la sismicité est particulièrement élevée dans les régions situées à l'intersection de ces couloirs linéamentaires, notamment aux carrefours des couloirs N120-140°E et N40°E. Les ébranlements rocheux peuvent provenir de ruptures initiées le long de ces discontinuités majeures ou être transmis par ces mêmes discontinuités, à partir d'hypocentres plus éloignés. En conséquence, le risque sismique régional est important dans la moyenne Tinée et le Val de Blore, la haute et la moyenne Vésubie, la moyenne Roya, les hautes vallées de l'Armea, de l'Argentina, la proche Ligurie et le Mentonnais, régions situées à l'aplomb de ces carrefours tectoniques, qui de surcroît présentent des versants à fortes pentes et assez fréquemment de fortes concentrations de gypses triasiques, deux facteurs déclencheurs de risques induits. Il reste élevé en arrière de l'Argentera, autour des agglomérations d'Aisone et de Demonte et sur la terminaison nord-orientale du massif, autour de Barcelonnette, régions situées à l'aplomb de carrefours linéamentaires E-W et N160-170°E. Il est plus faible, mais loin d'être négligeable,

dans la haute Tinée, le Cians, les basses vallées de la Vésubie, du Var et de l'Esteron, les vallées du Paillon, de la Bévéra, ainsi que sur le littoral niçois, régions parcourues par des linéaments N40°E, N120-140°E ou N160-170°E. Situé dans le prolongement ou aux abords immédiats de linéaments N40°E, le moyen et le haut Esteron, ainsi que le pays grassois, ne sont pas exempts de mouvements sismiques : des effets régionaux enregistrés à La Penne, Toudon, Vence et Grasse, lors des séismes historiques d'intensité égale ou supérieure à VIII, en témoignent (Vogt, 1979). De même, des séismes déclenchés en mer, en bordure de marge, ou en arrière de l'Argentera et dans l'Embrunais-Ubaye peuvent entraîner des dégâts dans la zone littorale, le moyen ou le haut pays niçois en raison du découpage lithosphérique régional.

Une amélioration des connaissances en matière de risque sismique régional passe, dans les Alpes maritimes franco-italiennes, par la mesure in situ des champs de contraintes locaux, notamment à l'approche et dans les couloirs linéamentaires, par l'établissement de bilans locaux et régionaux en matière d'énergie potentielle causant la mise sous contrainte des blocs crustaux en présence et d'énergie dissipée sous la forme de microséismes ou dégradée sous la forme de chaleur.

Remerciements

Les auteurs remercient le Conseil général des Alpes-Maritimes qui a financé ces travaux de recherche, ainsi que N. Béthoux.

Références

- ANGELIER J., MECHLER P. (1977). – Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **19**, 6, pp. 1309-1318.
- BÉTHOUX N., CATTANEO M., DELPECH P.-Y., EVA C., REHAULT J.-P. (1988). – Mécanismes au foyer de séismes en mer ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétations. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **307**, (2), pp. 71-76.
- BÉTHOUX N., FRECHET J., GUYOTON F., THOUVENOT F., CATTANEO M., EVA C., NICOLAS M., GRANET M. (1992). – A closing Ligurian sea? *Pageoph.*, **139**, 2, pp. 179-194.
- BLUNDELL D., FREEMAN R., MUELLER S. (1992). – A continent revealed. *The European Geotraverse*. Éd. Cambridge University Press, 275 p.
- COGNÉ J., GEZE B., GOGUEL J., GROLIER J., LETOURNEUR J., PELLET J., ROTHÉ J., SITTLER C. (1966). – Les "rifts" et les failles de décrochement en France. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. Fr.*, (2), **8**, 2, pp. 123-131.
- DARDEAU G., GRACIANSKY P.-C. de (1990). – Halocinèse et jeu de blocs pendant l'évolution de la marge européenne de la Tethys ; les diapirs des Baronnies et des Alpes-Maritimes. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **14**, 2, pp. 443-464.

- DELPECH P.-Y. (1988). – Rifting jurassique sur la bordure occidentale du dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises). Thèse. Université Paris 6, 209 p.
- DÉVERCHÈRE J., BÉTHOUX N., HÉLIO Y., LOUAT R., EVA C. (1991). – Déploiement d'un réseau de sismographes sous-marins et terrestres en domaine Ligure (Méditerranée) : campagne SISBALIG 1. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **313**, (2), pp. 1023-1030.
- DUBAR M., PEREZ J.-L. (1989). – Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **308**, (2), pp. 1485-1490.
- DUBAR M., GUGLIELMI Y., FALGUERES C. (1992). – Néotectonique et sédimentation côtière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice (A.M., France). *Quaternaire*, **3**, 3-4, pp. 105-110.
- FOLLACCI J.-P., GUARDIA P., IVALDI J.-P. (1988). – Le glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes, France) dans son cadre géodynamique. Proc. Fifth International Symposium Landslides, Lausanne, pp. 1323-1327.
- GEZE B. (1968). – Carte géologique de la France à 50 000, feuille "Menton-Nice". BRGM Éd., Orléans.
- GUARDIA P., IVALDI J.-P. (1985). – Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **1**, 3, pp. 353-362.
- GUARDIA P., IVALDI J.-P. (1985-1987). – Relations entre sismicité et structures géologiques dans la moyenne vallée de la Roya. Rapports n° 1 et 2 au Conseil Général des Alpes-Maritimes, Nice, 12 p et 5 p.
- GUARDIA P., IVALDI J.-P. (1987). – Contrôle tectonique de la sédimentation paléogène sur le bord méridional du massif de l'Argentera (Alpes maritimes). Coll. A. G. S. E., Grenoble, 1986, *Géol. Alpine, Mém. h. s.*, **13**, pp. 313-318.
- GUTENBERG B., RICHTER C. F. (1956). – Magnitudes and energy of earthquakes, *Annali di Geofisica*, **9**, pp. 1-15.
- HENDRICKX S. (1980). – Méthodes d'ajustement à une loi de fréquence des intensités épacentrales du Sud-Est de la France. 8^e R.A.S.T., Marseille, 184 p.
- HIBSCH C., CANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. (1992). – Événements tectoniques crétaécés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 2, pp. 147-158.
- HOANG-TRONG P., HAESSLER H., HOLL J.-M., LEGROS Y. (1987). – L'essai sismique (oct. 83-jan. 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes-Maritimes) : activité récente d'un ancien système de failles conjuguées ? *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **304**, (2), pp. 419-424.
- IAWORSKY G., LE CALVEZ Y., GUÉRIN J.-M. (1973). – Précisions sur l'âge de la Néotectonique qui a affecté les poudingues pliocènes du Var à Nice (Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **277**, D, pp. 909-911.
- INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A., VIALLY R. (1981). – Étude sédimentologique des grès d'Annot. Région de Colmars-les-Alpes et du col de la Cayolle. Rapport I.F.P., n° 29/65, 1981, 169 p.
- IVALDI J.-P. (1973). – Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot". Origines du matériel détritique. Conséquences paléogéographiques. Thèse 3^e Cycle, Nice, 162 p.
- IVALDI J.-P. (1989). – Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène. Thèse d'Habilitation à la direction des recherches en Sciences de la Terre, Nice, 330 p.
- IVALDI J.-P., GUARDIA P. (1986). – Déformation paléogène précoce de la couverture sud-orientale du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **303**, (2), pp. 1605-1610.
- IVALDI J.-P., GUARDIA P., FOLLACCI J.-P., TERRAMORSI S. (1991). – Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre de socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **313**, (2), pp. 361-368.
- MÉNARD G., FRÉCHET J. (1988). – Mécanismes au foyer de séismes des Alpes occidentales et modèles de déformation actuelle de la chaîne *in* : G. Ménard, Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. Thèse d'Etat, Grenoble, 260 p.
- MERLE O., BRUN J.-P. (1981). – La déformation polyphasée de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **292**, (2), pp. 343-346.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.-Y. (1990). – Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, **179**, pp. 27-53.
- PECHEUX J.-F. (1979). – Le poudingue de Roquebrune-Cap Martin (Alpes-Maritimes). DEA, Nice, 25 p.
- PÉGORARO O. (1972). – Application de la microtectonique à une étude de néotectonique sur le golfe maliaque (Grèce centrale). Thèse 3^e Cycle, Montpellier, 41 p.
- REHAULT J.-P. (1981). – Évolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale). Thèse d'Etat, Paris VI, 132 p.
- RICHARD P., LOYO B., COBBOLD P. (1989). – Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **309**, (2), pp. 1061-1066.
- RICOU L.-E. (1984). – Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **26**, 5, pp. 861-874.
- RITZ J.-F. (1991). – Évolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse de doctorat, Montpellier, 187 p.
- RITZ J.-F. (1992). – Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyse en terme de contraintes. *Quaternaire*, **3**, (3-4), pp. 111-124.
- RITZ J.-F., HOANG-TRONG P., REBAI S., PHILIP H., HERQUEL G. (1990). – Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la Côte d'Azur : tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **310**, (2), pp. 1505-1512.
- VERNET J. (1968). – Tectonique et problèmes de tectorogénèse antépliocène de l'arc de Nice dans sa marge externe frontale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr.*, (2), **10**, 1, pp. 49-64.
- VOGT J. (1979). – Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, 96, 220 p.

ÉTUDE DU MILIEU POREUX ET DES PROPRIÉTÉS DE TRANSFERT DES FLUIDES DU TUFFEAU BLANC DE TOURAINE

Application à la durabilité des pierres en œuvre

par

David Dessandier

Document du BRGM n° 245

Le Tuffeau blanc de Touraine, principale pierre de taille mise en œuvre dans le patrimoine architectural du Val de Loire est un faciès calcaire crayeux et plus précisément une variété des craies du Crétacé supérieur (Turonien moyen) du Bassin Parisien. Cette roche présente la particularité liée à ses caractéristiques intrinsèques d'être très altérable, entraînant une continuelle restauration des monuments.

35 blocs de tuffeau (prélevés sur 10 monuments historiques en cours de restauration ou dans les 5 carrières en exploitation approvisionnant les chantiers de restauration) ont fait l'objet d'une caractérisation minéralogique (par diffractométrie des rayons X, calcimétrie et spectroscopie infrarouge), pétrophysique (porosimétrie au mercure, adsorption-désorption d'azote par BET, cinétiques d'imbibition et d'évaporation, perméabilités à l'azote et à l'eau) et mécanique (résistance à la compression uniaxiale, vitesse de propagation des ondes longitudinales) afin de disposer d'une base de données expérimentales suffisantes, compte tenu de l'hétérogénéité de la roche.

L'application au tuffeau d'un essai de vieillissement accéléré par cristallisation et hydratation de sel a ensuite permis d'apprécier son comportement à l'un des principaux mécanismes d'altération in situ : le gonflement de sel. Un indice de durabilité à la cristallisation et à l'hydratation de sel ID (sel) basé sur le gradient de perte de masse a été mis au point.

Les deux principales formes d'altération du tuffeau (altération en plaques de désagrégation sableuse) sont la conséquence de mécanismes d'altération physico-chimiques liés à la présence et à la cristallisation de sels. Une étude détaillée des facteurs externes et internes conduisant à ces altérations a abouti à la formulation du Facteur de Durabilité du Tuffeau FDT, fondé sur certains paramètres intrinsèques du tuffeau. Le problème de compatibilité entre blocs de tuffeau différents, mis en œuvre et juxtaposés sur un même monument a également été traité par la mise au point du Facteur de Compatibilité du tuffeau FCT fondé sur les propriétés de transfert des fluides

The majority of the Cathedrals and Loire Châteaux (France) were built with a very soft Middle Turonian limestone known as "Tuffeau blanc de Touraine". This rock displays the specificity, related to its mineralogical, petrophysical and mechanical characteristics, of being highly weatherable.

The Tuffeau de Touraine (Middle Turonian) occurs along the southwestern margin of the Paris Basin. It is composed of greyish to white, slightly micaceous calcarenite, with some glauconite. It is soft and may occur in beds from a few tens of centimeters to over a metre thick, separated by thin beds of friable chalk, or be massive, showing no discernible stratification.

As a first step mineralogical (qualitative and quantitative analysis), petrophysical (water and mercury porosities, specific surface by BET, gas and water permeability, water absorption by immersion and capillarity, evaporation rate) and mechanical properties (propagation of longitudinal waves, simple compressive strengths) were determined on 35 blocks of different "tuffeau limestones" sampled on 10 Historic Monuments and in 5 quarries supplying the restoration works of those monuments.

As a next step all samples was subject to a laboratory simulation of rock weathering by salt crystallization and hydration processes.

This had been done in order to define and quantify the durability of each stone (choice of discriminating parameters), and thus enable selection of the best adapted Tuffeau to the restoration method used, i.e. the most durable Tuffeau (durability) in the case where restoration involves total substitution of blocks (statement of a durability factor FDT), and the Tuffeau showing strongest resemblance to that initially used (compatibility) where restoration involves partial substitution of blocks (statement of a compatibility factor FCT).

Prix de vente : 600 F + 50 F de frais de port et d'emballage

En vente chez votre libraire habituel

ou à défaut aux :

Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

Tél. : 38 64 30 28

accompagné de votre titre de paiement