Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale et des Alpes

Autor(en): **Müller, St. / Lowrie, W.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Ingénieurs et architectes suisses**

Band (Jahr): **107 (1981)**

Heft 20

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-74360

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale et des Alpes[1]

par St. Müller et W. Lowrie, Zurich

L'article qui suit dresse un résumé des contributions scientifiques diverses fournies par les diverses disciplines touchant à la géophysique. On peut conclure de tous ces apports que la collaboration interdisciplinaire dans le cadre du Projet géodynamique international a permis de répondre à bon nombre de questions clefs sur l'évolution, la structure et la dynamique de la Méditerranée occidentale. Toutefois, des problèmes nouveaux se sont posés simultanément, et quelques travaux de recherche ayant déjà débuté devront être étendus sur une longue période. Le Projet géodynamique international (IGP) a pris fin officiellement à fin 1979. Mais des préparatifs en vue d'un projet lui faisant suite sont déjà en cours: il s'agit du «Projet international de la lithosphère», dont le nom exact est en anglais Dynamics and Evolution of the Lithosphere: The Framework for Earth Resources and the Reduction of Hazards. **Le but de ce nouveau projet est une exploration plus détaillée de la dynamique et de l'évolution de la lithosphère. Lors de la conclusion de leurs activités, les différents groupes de travail du Comité national suisse pour le Projet géodynamique international ont vivement recommandé de poursuivre la collaboration très fructueuse de l'IGP dans le cadre du nouveau projet.**

Introduction

La Société suisse des sciences naturelles a fondé en 1971 le Comité national suisse pour le Projet géodynamique international. Dans le cadre de ce projet, le comité national a assuré de 1971 à 1979 la coordination et le développement des recherches dans les différentes disciplines des sciences de la Terre. Un des buts de ce projet était d'améliorer la connaissance des processus dynamiques qui régissent les phénomènes géologiques et tectoniques dans l'arc alpin et la Méditerranée occidentale. Le caractère international du Projet géodynamique a permis une participation suisse à quelques travaux communs avec les pays voisins et les autres pays membres, sous forme d'une collaboration active. Nous pouvons citer en exemple la coordination des recherches le long des trois géotraverses dans les Alpes.

La collaboration à ce projet international a fourni de nombreux résultats scientifiques importants. Il serait fastidieux de rapporter en détail les seuls apports suisses, qui proviennent de disciplines très diverses. Nous nous sommes permis en lieu et place de sélectionner quelques travaux élaborés en étroite collaboration avec des collègues d'autres nations, afin de donner un aperçu représentatif de la géodynamique de la Méditerranée occidentale ainsi que de l'arc alpin. On peut consulter des articles plus détaillés des différents groupes de travail du Comité national suisse pour le Projet géodynamique international dans le rapport final, publié dans «Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen» (*59*, 1/2, 1979) ou dans le tiré à part N° 73/2 de «Eclogae Geologicae Helvetiae» (1980) sur les géotraverses des Alpes, qui vient de paraître.

[1] Publication n° 315, Institut de géophysique, EPFZ. Traduction de l'allemand par F. Perraudin revue par M. R. Olivier, de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne.

1. La structure interne de la Terre

L'analyse de la propagation des ondes sismiques a permis d'établir peu à peu la structure de la Terre, en couches sphériques. Si la sismique permet de définir avec précision la profondeur des limites des couches principales, les températures qui y règnent sont, elles, mal connues. Mais il est généralement admis que le centre de la Terre ainsi que le noyau sont à l'état solide. A de telles profondeurs, la pression extrêmement forte joue vraisemblablement un rôle plus important que les températures élevées. La température externe du noyau dépasse cependant le point de fusion de l'alliage de fer et de nickel qui le constitue et dont l'état se rapproche par conséquent du liquide. Le passage du noyau au manteau marque un changement dans la composition des matériaux. Les oxydes métalliques du manteau inférieur sont à nouveau solides et se comportent comme un corps élastique.

Dans le manteau supérieur, plus précisément entre environ 100 et 250 km de profondeur, la température se rapproche du point de fusion des matériaux. La diminution des vitesses de propagation des ondes sismiques de volume ainsi que la dispersion anormale des ondes de surface indiquent à ces profondeurs une moindre résistance des matériaux au cisaillement; ceux-ci, étant dans un état de fusion partielle, peuvent se déformer plastiquement au cours des très longs intervalles géologiques. On dénomme cette couche terrestre «asthénosphère» en raison de son comportement plastique.

La couche la plus externe du manteau ainsi que la croûte terrestre sont solides et élastiques. Elles sont séparées par la discontinuité de Mohorovičić (abrégée Moho), qui marque un brusque changement des vitesses des ondes de volume. La profondeur de la Moho varie cependant des zones océaniques aux zones continentales. Alors que l'épaisseur de la croûte océanique, constituée de roches basiques comme le basalte et le gabbro, varie entre environ 5 et 7 km, celle de la croûte continentale peut atteindre environ 30 à 70 km. Elle est constituée d'une couche de roches moins denses, comme par exemple des schistes cristallins, du gneiss ou du granite.

La croûte terrestre forme avec le manteau supérieur une mince couche externe, de résistance élevée au cisaillement. Dénommée «lithosphère», cette couche présente diverses épaisseurs situées entre 50 et 150 km pour la lithosphère continentale. L'épaisseur de la lithosphère océanique dépend de son âge; elle varie de 25 km près des dorsales médio-océaniques à 90 km sous les bassins océaniques plus anciens.

2. Les plaques lithosphériques

Si la lithosphère est soumise à une contrainte trop élevée, la limite de fracture peut être dépassée, ce qui provoque un tremblement de terre. La carte de la sismicité de la Terre (fig. 1) montre que les foyers des séismes ne sont pas répartis au hasard, mais se concentrent sur trois zones principales. La première zone se limite exclusivement au domaine océanique, plus précisément aux chaînes de montagnes subocéaniques réparties sur toute la surface du globe et appelées dorsales océaniques. Il ne s'y produit que des tremblements de terre de faible profondeur. La deuxième zone sismique forme une ceinture autour de l'océan Pacifique. Le long de cette «ceinture de feu», caractérisée non seulement par une sismicité élevée, mais encore par une activité volcanique, ont lieu des tremblements de terre aussi bien de faible que de moyenne ou de grande profondeur, atteignant au maximum 720 km. A l'exemple de l'Amérique du Sud, on peut constater (fig. 1) que les tremblements de terre profonds se situent sous le continent, plus à l'est que les secousses de surface. La sismicité se concentre le long d'un plan incliné, dénommé «zone de Benioff», qui plonge sous le continent. La troisième zone sismique principale relie la dorsale médio-

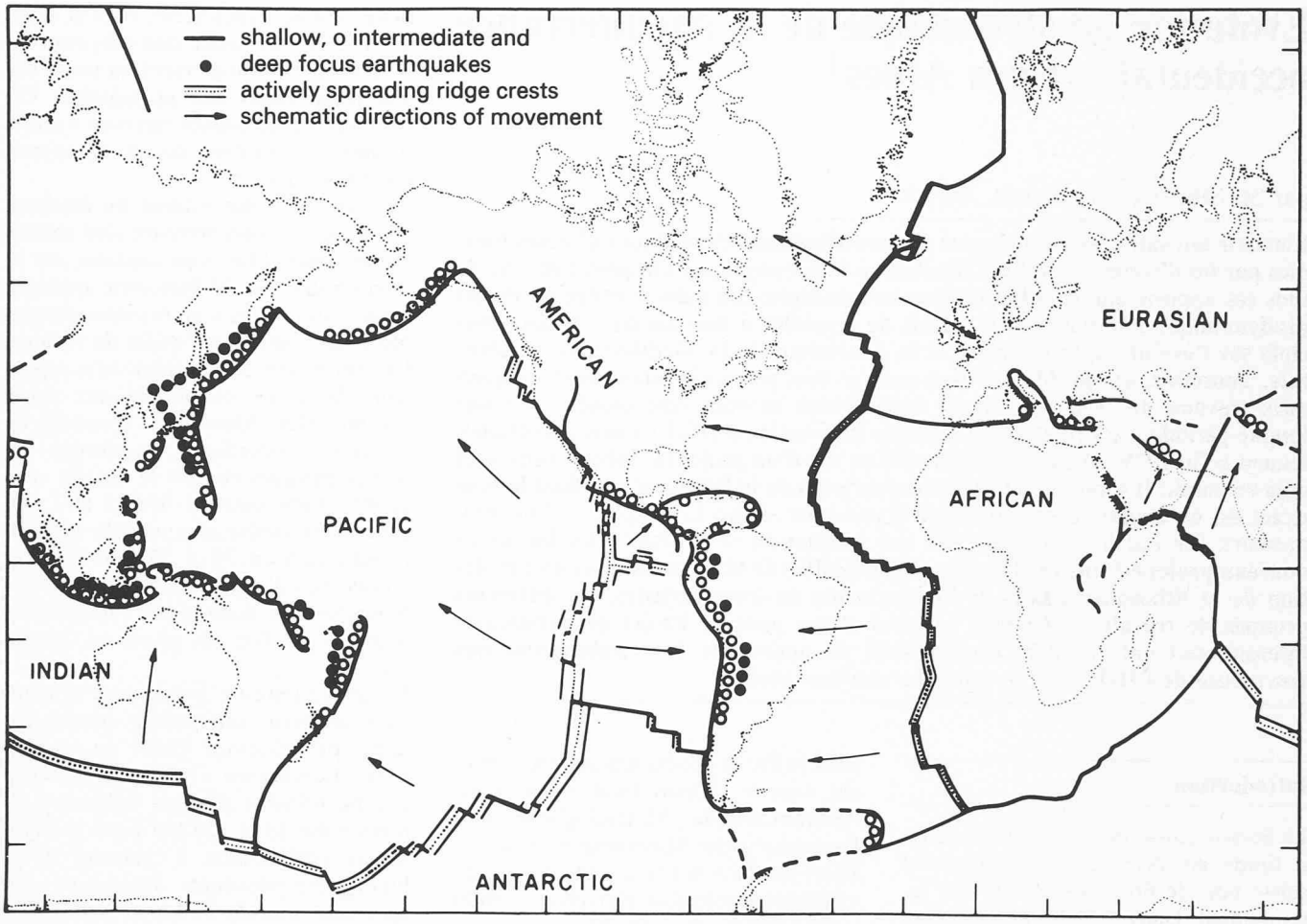

Fig. 1. — Aperçu de la séismicité de la Terre.
Les épicentres des tremblements de terre se limitent à d'étroites zones actives qui définissent des frontières de plaques lithosphériques. On remarque que les régions sujettes à des secousses de moyenne et de grande profondeur, dénommées « zones de Benioff », sont réparties autour du Pacifique et le long de la zone méditerranéenne-transasiatique. Les dorsales océaniques, siège de mouvements latéraux, provoquent l'expansion des fonds océaniques.

atlantique à la ceinture circum-pacifique. Cette zone méditerranéenne et transasiatique sépare l'Afrique de l'Europe et est le siège de tremblements de terre de faible et moyenne profondeur.

A l'échelle du globe, la lithosphère est divisée en plaques dont les frontières sont définies par les zones d'activité sismique (fig. 1). Chaque plaque comprend une partie océanique, mais peut également inclure des zones continentales. Bien que la lithosphère mesure en moyenne 100 km d'épaisseur environ, l'extension des plaques en surface peut atteindre quelques milliers de kilomètres. L'intérieur d'une plaque subit une contrainte uniforme et reste par conséquent presque exempt de tremblement de terre. La sismicité aux frontières des plaques indique par contre que de très fortes contraintes y règnent, en liaison avec un processus tectonique. Durant ces vingt dernières années, les spécialistes sont parvenus à expliquer en grande partie le processus géologique se déroulant aux frontières des plaques, même si l'on en reste à des hypothèses quant aux forces responsables de leurs mouvements.

3. Les frontières de plaques

Les plaques lithosphériques se déplacent lentement au-dessus d'une asthénosphère plastique, atteignant des vitesses de quelques centimètres par an. Elles agissent les unes sur les autres uniquement sur leurs interfaces. Afin de saisir les processus tectoniques qui s'y déroulent, il convient de différencier trois sortes de frontières:

A partir des *frontières constructives*, les plaques s'éloignent les unes des autres et il y a formation d'une nouvelle lithosphère. On trouve cette catégorie de frontières le long des dorsales océaniques. A l'intérieur d'une chambre de magma, à l'aplomb de l'axe de la dorsale, des matériaux en fusion du manteau subissent un fractionnement. Le long de veines et de crevasses, les basaltes océaniques se fraient un chemin jusqu'aux fonds océaniques. Le volcanisme et la sismicité liés à la formation de ces zones dites d'acrétion apparaissent principalement dans le fossé central de la dorsale, respectivement près de sa crête.

On trouve des *frontières destructrices* aux endroits où deux plaques entrent en collision. L'une d'entre elles est contrainte de plonger sous l'autre le long d'une « zone de subduction ». Les couches supérieures de la plaque lithosphérique plongeante correspondent à la zone sismique « de Benioff ». Ayant atteint de plus grandes profondeurs, la lithosphère plongeante entre en fusion.

Afin de conserver un équilibre de masse à l'échelle du globe, l'asthénosphère moins visqueuse doit permettre un courant de matière entre la zone de subduction et une dorsale océanique.

Dans la troisième catégorie de frontières de plaques il ne se crée ni ne se détruit de la matière. Les *frontières conservatrices* sont des segments de failles en décrochement entre des parties d'une dorsale ou d'une zone de subduction. Les plaques voisines glissent l'une contre l'autre le long de ces failles transformantes. Lorsque des parties de dorsales entrent en décrochement, la sismicité se limite au segment d'une zone de fracture où s'effectue un mouvement relatif, dont le sens est exactement reflété par les mécanismes au foyer des séismes.

Le concept de tectonique des plaques inclut la structure et les mouvements des plaques lithosphériques, en particulier

les interactions tectoniques caractérisant leurs frontières. Les continents n'ont, dans ce modèle, qu'un rôle passif car ils sont déplacés avec la plaque à laquelle ils appartiennent. Mais le rôle tectonique des continents prend de l'importance lorsque ceux-ci entrent en collision.

En raison de la plus forte densité de la croûte océanique, il ne peut y avoir subduction de la lithosphère continentale sous la lithosphère océanique. Deux continents viennent ainsi à se heurter directement lorsque, le long d'une frontière destructrice de plaque, la partie océanique de la lithosphère a été complètement engloutie et qu'il ne peut plus y avoir subduction. Lors d'une collision de blocs continentaux, les contraintes horizontales sont telles qu'elles conduisent à une orogénèse et au plissement de chaînes de montagnes. Aussi bien les Alpes que l'Himalaya sont nés d'une telle collision.

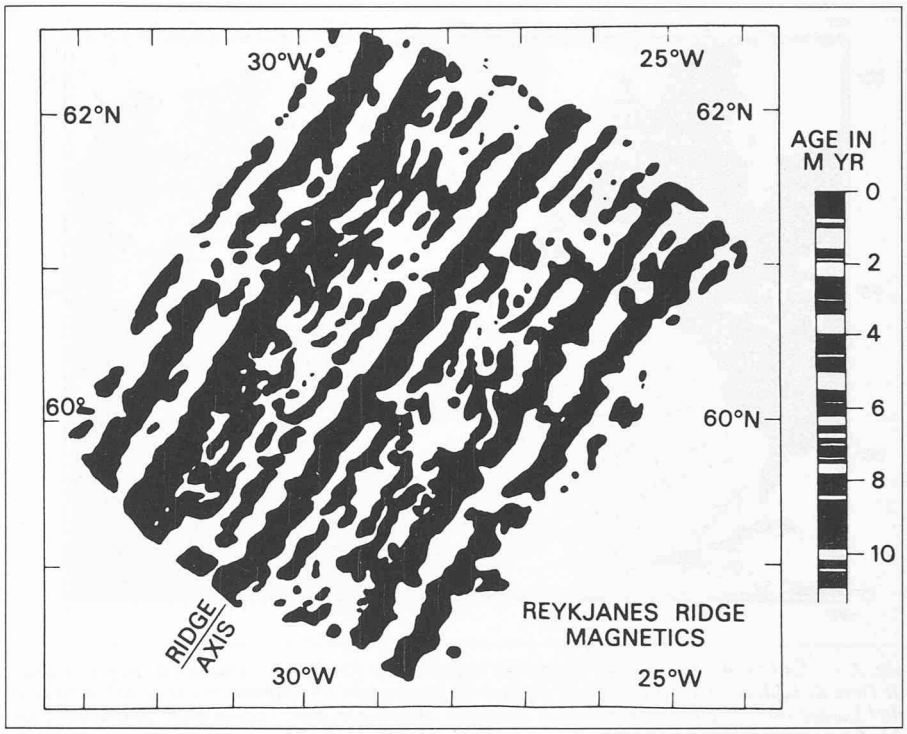

Fig. 2. — Anomalies magnétiques sur la dorsale atlantique de Reykanes, au sud-ouest de l'Islande. On notera la symétrie des anomalies des deux côtés de l'axe de la dorsale (d'après Vine, 1969).

4. L'expansion des fonds océaniques («Sea floor spreading»)

Bon nombre de données géophysiques confirment qu'il y a formation d'une nouvelle frontière de plaque (constructrice) le long des dorsales océaniques. Comme il a été dit plus haut, une chambre de magma chaud se situe à quelques kilomètres seulement sous l'axe de la dorsale; elle occasionne au fond de l'océan un important flux de chaleur. Une anomalie de pesanteur caractérise un vaste domaine aux environs de la dorsale. La croûte océanique y est mince et permet à des matériaux du manteau, plus denses, de se rapprocher de la surface et de causer dans les plaines abyssales une anomalie de Bouguer fortement positive, qui peut atteindre jusqu'à environ +350 mgals. Au-dessus de la dorsale elle-même, cette anomalie n'atteint plus que +200 mgals. Ce minimum relatif de l'anomalie de Bouguer indique une structure anormale du manteau supérieur à l'aplomb de la dorsale. La diminution systématique de l'anomalie de Bouguer selon l'axe de la dorsale est manifestement causée par la densité moindre du manteau dans cette zone.

Les mesures magnétiques au voisinage d'une frontière formatrice de plaque indiquent la présence d'anomalies magnétiques. Ces anomalies positives et négatives dessinent des bandes parallèles à la dorsale; ses deux flancs montrent un hachurage symétrique (fig. 2), dont la formation fut expliquée avec succès en 1963 par l'hypothèse de Vine et Matthews (fig. 3).

La zone axiale de la dorsale voit se former perpétuellement de la nouvelle croûte terrestre. Après refroidissement et solidification, la température passe en deçà du point de Curie des minéraux magnétiques contenus dans ce nouveau matériau. A cette température critique (qui atteint par exemple près de 200 °C pour la titanmagnétite dans du basalte océanique), la roche subit une magnétisation permanente orientée parallèlement au champ géomagnétique terrestre. Sur la base d'observations indépendantes sur les laves continentales datées par radiométrie, on sait que la polarité du champ magnétique s'est inversée durant les derniers 100 millions d'années avec une fréquence de 1 à 5 fois par million d'années. Les bords de plaques nouvellement formés s'écartent symétriquement des deux côtés de la dorsale et, en raison de la conservation de la magnétisation rémanente, la croûte océanique contient des bandes de polarité alternativement positive et négative, que l'on observe sur des profils magnétiques (fig. 2).

Les anomalies observées peuvent donc être rapportées à des changements de polarité du champ magnétique terrestre qui sont datés. Il devient alors possible d'une part de calculer la vitesse du mouvement des plaques et, d'autre part, de définir l'âge de la croûte océanique, même dans un bassin océanique très éloigné d'une dorsale. On a ainsi découvert que la zone océanique la plus âgée a dû être créée au Jurassique il y a environ 180 millions d'années (à titre de comparaison, les roches continentales les plus âgées sont vieilles d'environ 3500 millions d'années).

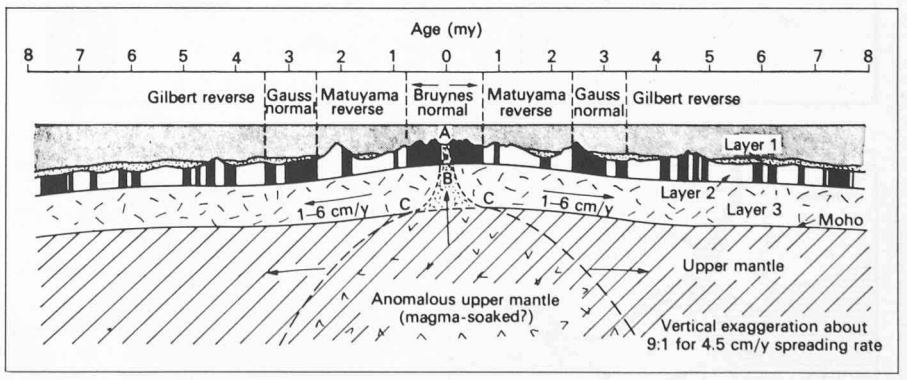

Fig. 3. — Explication de l'apparition des anomalies magnétiques océaniques par l'hypothèse de Vine-Matthews. A l'aplomb d'une dorsale océanique, c'est-à-dire le long d'une frontière de plaques constructrices, du magma liquide monte et forme la croûte océanique neuve, tandis que la lithosphère s'écarte à vitesse égale (environ 1 à 6 centimètres par année) de chaque côté de la dorsale. Lorsque les laves basaltiques se refroidissent en dessous du point de Curie, elles se magnétisent selon une direction parallèle au champ magnétique terrestre du moment. Comme les pôles magnétiques s'inversent irrégulièrement (1 à 5 fois par million d'années) durant l'expansion des fonds océaniques, des blocs de croûte océanique magnétisés tantôt positivement, tantôt négativement sont créés symétriquement à la dorsale, ce qui conduit à l'alternance observée des anomalies magnétiques (Bott, 1970).

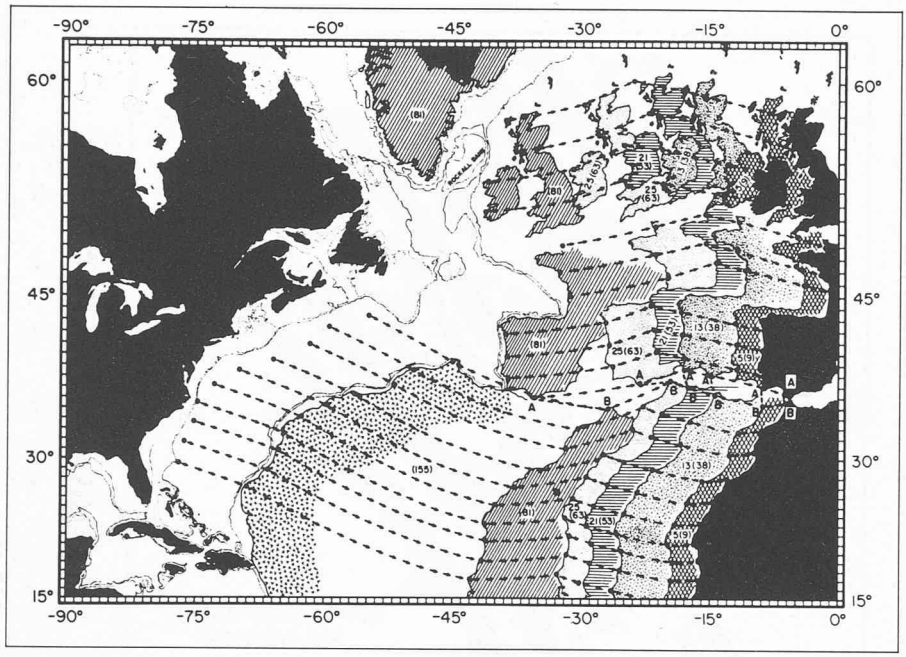

Fig. 4. — En faisant coïncider des anomalies magnétiques symétriques, choisies de part et d'autre de l'axe de la dorsale atlantique, il est possible de reconstituer les positions relatives de l'Afrique et de l'Europe dans le passé par rapport à la plaque nord-américaine, celle-ci étant maintenue fixe. La figure représente les positions des continents lors des étapes importantes de l'ouverture de l'Atlantique. Le numéro de l'anomalie ainsi que son âge (entre parenthèses) sont précisés pour chaque phase de la reconstitution (Pitman et Talwani, 1972).

5. La reconstitution du mouvement des plaques

La remarquable symétrie des anomalies océaniques par rapport à l'axe de la dorsale permet de reconstituer les positions des plaques au cours de leur histoire. Dans un premier temps, il s'agit de repérer la même anomalie des deux côtés de la dorsale. Les plaques sont ensuite déplacées jusqu'à ce que les deux anomalies se superposent lorsque l'on néglige la portion de croûte terreste qui se trouve entre celles-ci et qui s'est formée après leur création. Pitman et Talwani (1972) ont utilisé ce procédé dans l'Atlantique Nord avec des anomalies magnétiques clairement identifiables et de grande importance au point de vue géologique. Ils sont ainsi parvenus à suivre le mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord d'une part, entre l'Europe et l'Amérique du Nord d'autre part (fig. 4).

L'Afrique occidentale s'est séparée de l'Amérique du Nord bien plus tôt que l'Europe. L'expansion des fonds océaniques entre les plaques africaine et américaine a débuté il y a environ 180 millions d'années, alors que la séparation de l'Europe et de l'Amérique du Nord n'a commencé qu'il y a environ 80 millions d'années. Les lignes reliant les points A et B sur la figure 4 montrent que, jusqu'à il y a environ 50 millions d'années, le mouvement relatif entre l'Afrique et l'Europe consistait principalement en un cisaillement, alors que, depuis lors, l'Afrique vient heurter l'Europe (Dewey et al., 1973).

La tectonique de l'ensemble de la Méditerranée occidentale est en rapport direct avec les mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Europe; c'est pourquoi elle découle finalement des processus qui se déroulent le long de la dorsale médio-atlantique. Partant de l'histoire de l'ouverture de l'Atlantique, des géologues (voir p. ex. Hsü, 1971; Trümpy, 1976) ont travaillé sur des modèles de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. Lors du Trias, c'est-à-dire il y a environ 200 millions d'années, tous les océans actuels étaient fermés et il n'existait qu'un seul supercontinent, appelé Pangea. L'immense mer de Téthys était ouverte vers l'est (fig. 5). Selon Frisch (1980), il y avait au Jurassique expansion des fonds océaniques aussi bien le long de la dorsale mé-

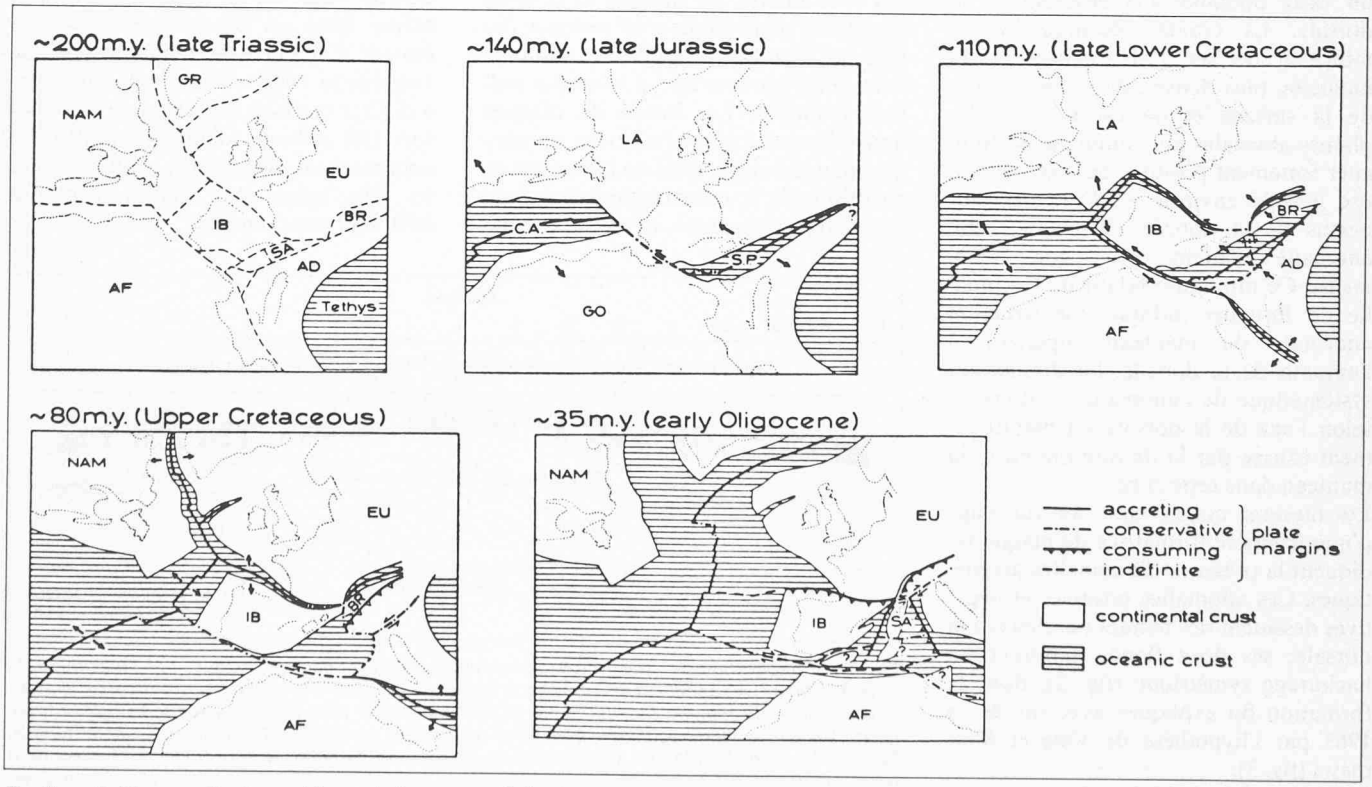

Fig. 5. — Schémas paléogéographiques de l'ouverture de l'Atlantique Nord ainsi que de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, du Trias tardif au Tertiaire primitif. Identification des plaques:
GO = Gondwana, LA = Laurasie, AF = Afrique, EU = Eurasie, NAM = Amérique du Nord, GR = Groenland, IB = Péninsule Ibérique, BR = Briançonnais, AD = Adriatique, SA = Bloc sardo-corse. Océans: CA = Atlantique central, SP = océan Sud-Penninique (Frisch, 1980).

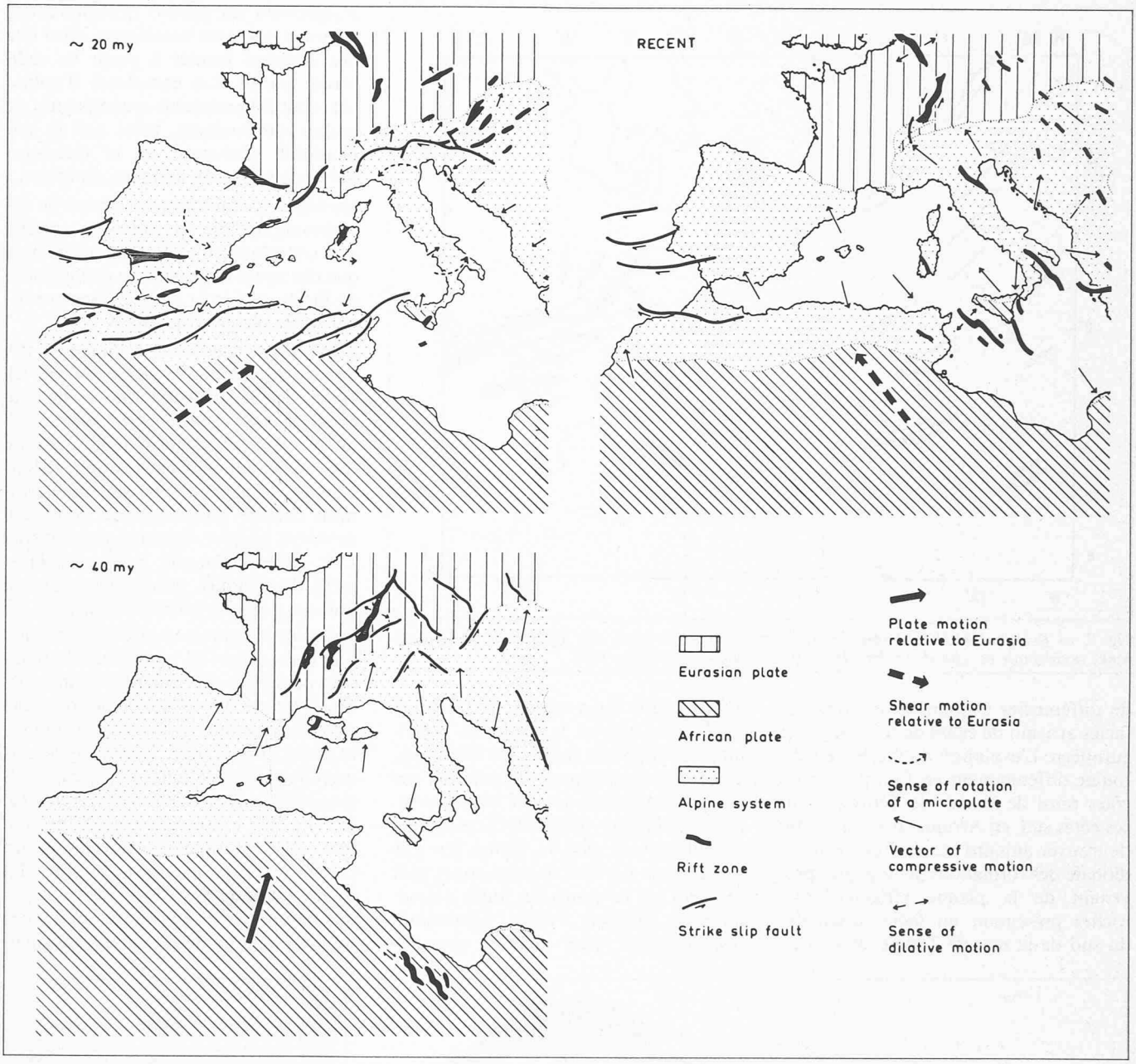

Fig. 6. — Directions du mouvement des plaques, rotation des micro-plaques et mise en activité d'éléments géologiques importants dans l'espace alpin et la Méditerranée occidentale (d'après Illies, 1975).

dio-atlantique que dans un océan Sud-Penninique situé dans l'espace méditerranéen occidental d'aujourd'hui. Lors du Crétacé moyen, l'Atlantique Nord ainsi que le golfe de Gascogne se sont ouverts. Simultanément à l'ouverture de la mer du Labrador entre le Groenland et l'Amérique du Nord, l'ouverture du golfe de Gascogne a repris, conduisant à faire tourner la péninsule Ibérique dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre. D'après la reconstitution de Frisch (1980), plusieurs petites plaques existaient dans la Méditerranée occidentale, tels le bloc sardo-corse et la plaque adriatique. Pour ces « micro-plaques », le rapport entre le diamètre de la plaque et l'épaisseur de sa lithosphère devrait être notablement plus petit que pour une plaque normale.

La géodynamique de la Méditerranée occidentale dépend en partie de l'interaction de ces micro-plaques, mais elle est avant tout régie par la collision des plaques africaine et européenne. Il ressort clairement d'une interprétation géologique du champ de contraintes lors du Tertiaire tardif (fig. 6) qu'une composante de compression domine le mouvement relatif de ces plaques. Une composante de cisaillement existe pourtant, provenant d'une expansion des fonds océaniques à des vitesses différentes dans les parties centrale et septentrionale de la dorsale atlantique. Actuellement, l'Europe se déplace vers l'est plus rapidement que l'Afrique. La zone de fracture entre les Açores et Gibraltar est, du moins en partie, une zone en transformation caractérisée par un décrochement dextre (fig. 7).

Ce décrochement se poursuit en Afrique du Nord. Dans l'Atlas du Nord, une zone de cisaillement dextre joue un rôle important dans le mouvement relatif de l'Afrique et de l'Europe (fig. 7). Le long de cet accident, beaucoup de tremblements de terre ont frappé les habitants des Etats de la côte nord-africaine. Ce fut le cas du grand tremblement de terre en 1960 qui a détruit la ville d'Agadir au Maroc, 20000 personnes y perdant la vie. En 1954, la ville algérienne d'El Asnam (Orléansville) fut frappée par une secousse plus puissante, qui coûta la vie à 5000 personnes. La tragédie d'El Asnam s'est répétée le vendredi 10 octobre 1980. La puissance de ce récent tremblement de terre a causé la mort de plus de 6000 êtres humains dans les ruines de la ville. Les mouvements d'une tectonique majeure se poursuivent le long de cette frontière et exposent la région nord-africaine à un perpétuel danger.

La zone de collision entre l'Afrique et l'Europe ne se limite pas aux seules côtes continentales que l'on peut voir aujourd'hui. Des découvertes paléontologiques et stratigraphiques ont permis

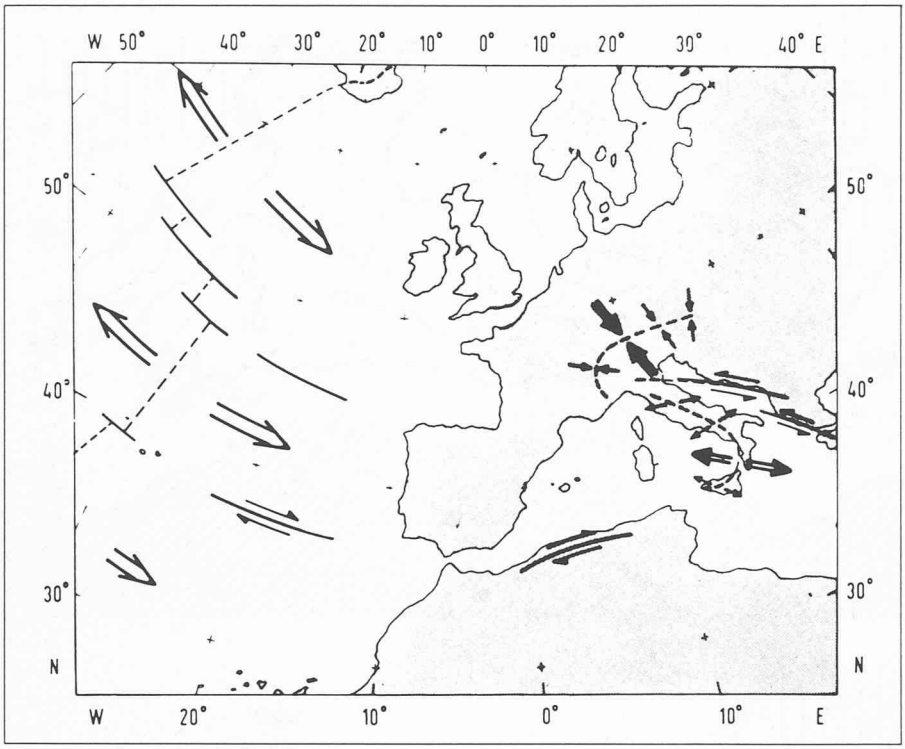

Fig. 7. — Relations entre le champ de contraintes sismotectoniques des Alpes et de la Méditerranée occidentale et celui de la dorsale médio-atlantique (Ritsema, 1969).

de différencier clairement les zones de faciès africain de celles dont le faciès est européen. L'évolution du faciès s'est déroulée différemment en Europe, sur les côtes nord de la mer de Téthys, et sur ses côtes sud, en Afrique. Il est étonnant de trouver aujourd'hui en Europe méridionale des formations géologiques provenant de la plaque africaine. Des roches présentant un faciès originaire du sud de la mer de Téthys existent en effet sur une large bande, de l'Afrique du Nord à travers la Sicile, les Apennins, les Alpes du Sud et les Dinarides, vers les îles helléniques (en gris clair sur la fig. 8). Au nord de cette bande se retrouve le faciès typique des côtes septentrionales de la mer de Téthys (en gris foncé sur la fig. 8). Ces deux zones sont séparées par les restes des fonds océaniques de l'antique Téthys. Dénommés *ophiolites*, ces restes incluent stratigraphiquement du gabbro océanique, des veines et des laves basaltiques, ainsi que des calcaires formés à partir de sédiments marins. Les complexes d'ophiolites sont fréquemment accompagnés de roches ultrabasiques, telles que la serpentinite, provenant de la métamorphose de roches du manteau supérieur.

Quelques scientifiques ont déduit de ces observations que la situation actuelle des complexes d'ophiolites aussi bien que des zones marquant un changement de faciès retrace la frontière septentrionale de la plaque africaine.

Selon ces conceptions, la Sicile, la péninsule Apennine, la plaine du Pô, les Alpes du Sud, l'Adriatique et la côte ouest de la Yougoslavie appartiennent à un promontoire de la plaque africaine (fig. 8). D'autres interprétations décrivent ce domaine du bassin méditerranéen comme une mosaïque complexe de micro-plaques, dont les mouvements sont certes influencés par le déplacement des plaques principales, mais ne doivent y correspondre exactement.

Les roches basiques et ultrabasiques que l'on trouve dans les complexes d'ophiolites possèdent une magnétisation supérieure à celle des roches acides du socle cristallin, comme les schistes cristallins, le gneiss et le granite. En Suisse, la cartographie systématique du champ géomagnétique actuel (Fischer et Schnegg, 1979) a mis à jour des régions présentant de remarquables déviations du champ magnétique terrestre normal. La figure 9 montre que c'est dans les Alpes que l'on trouve les plus fortes anomalies de l'intensité totale du champ magnéti-

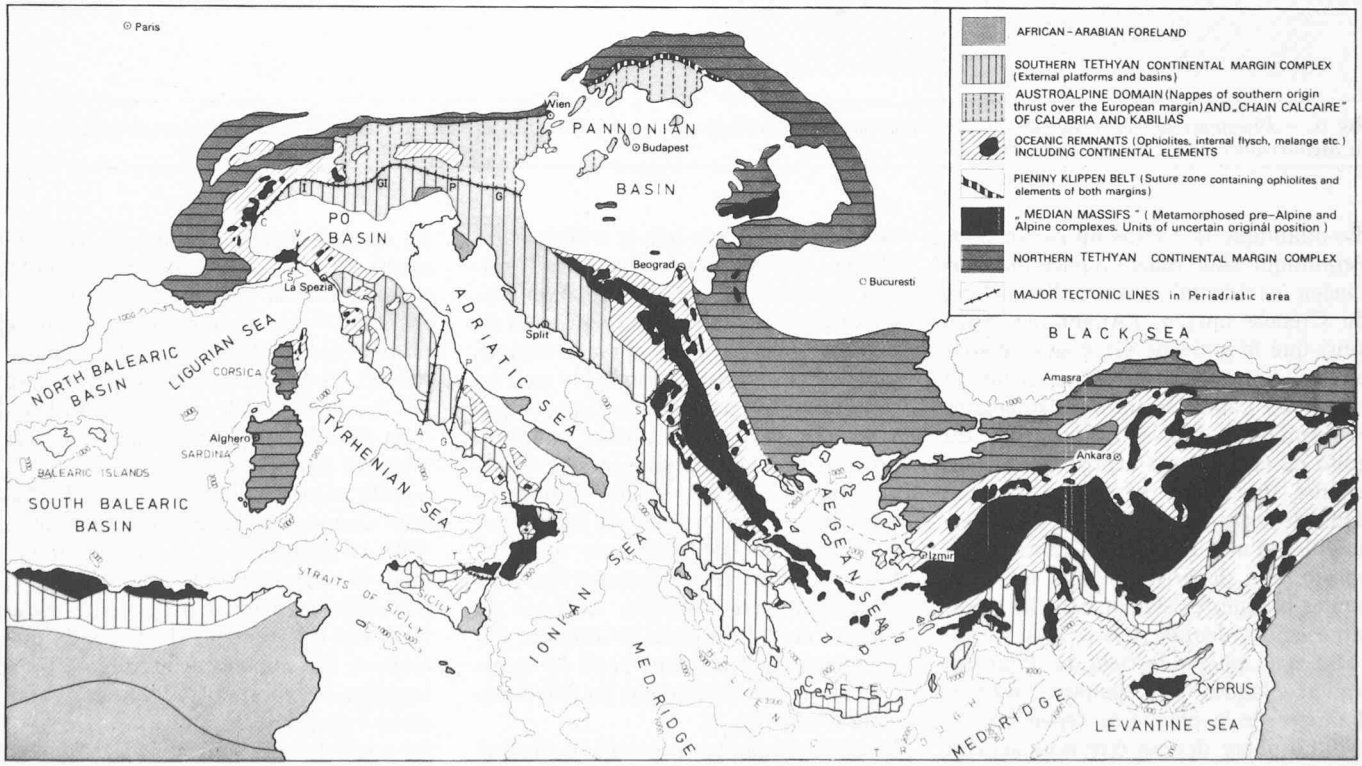

Fig. 8. — Carte géologique-tectonique simplifiée de la zone frontière entre les plaques africaine et européenne (Channell et al., 1979). Les domaines de faciès du sud (couleur gris-clair) et du nord (couleur gris-foncé) de la mer de Téthys se répartissent autour du promontoire adriatique de la plaque africaine qui s'avance jusque dans les Alpes. Une étroite bande autour de ce promontoire contient des complexes de roches (couleur noire) ayant subi une métamorphose non seulement alpine mais encore préalpine. Ces roches ont été formées lors de la collision des plaques entre l'Afrique et l'Europe.

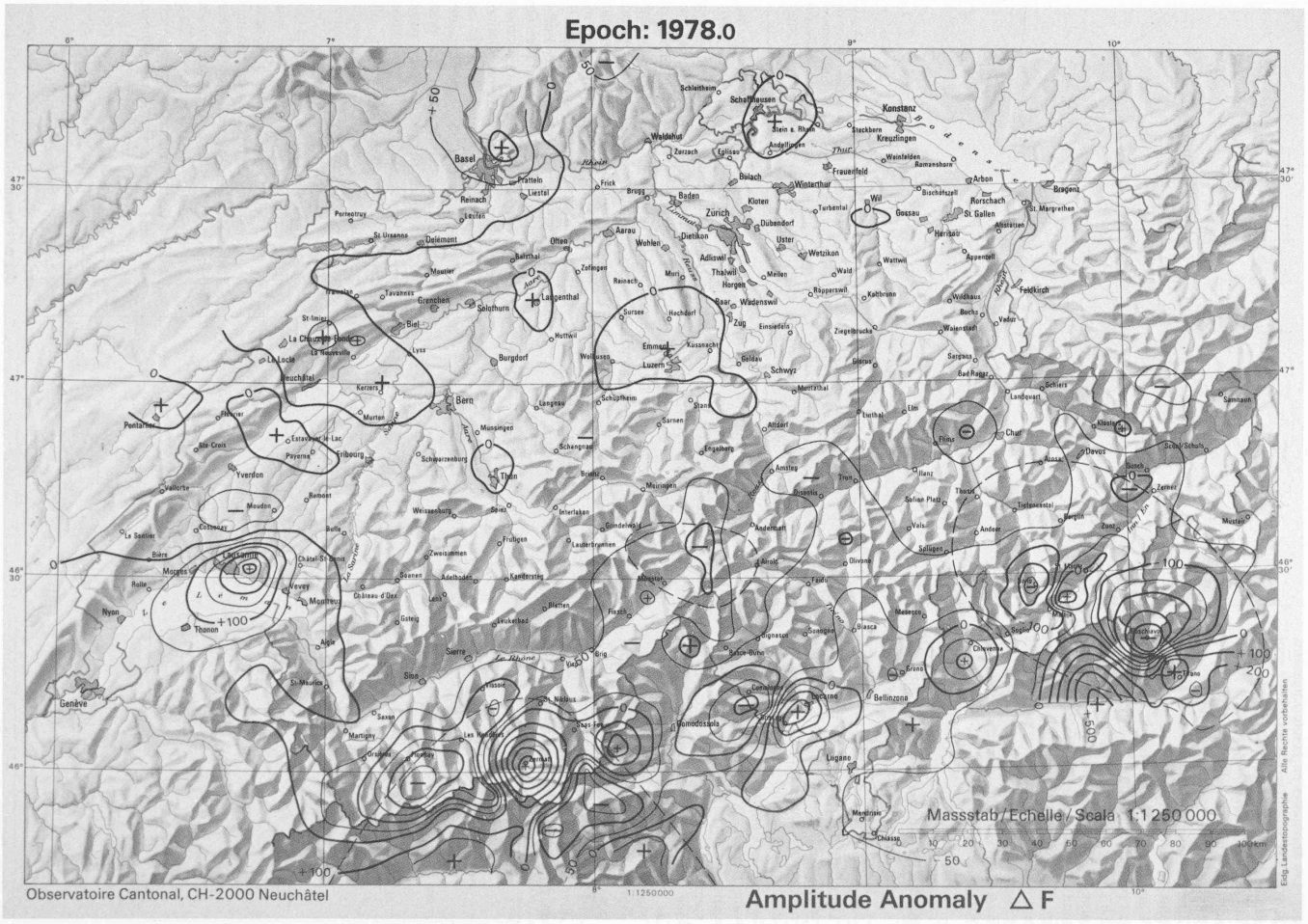

Fig. 9. — Carte des variations locales de l'intensité totale (ΔF) du champ géomagnétique en Suisse, se différenciant du champ magnétique terrestre normal (Fischer et Schnegg, 1979). Les anomalies en Haute-Engadine, dans le val Poschiavo et en Valais sont causées par des complexes de roches ultrabasiques proches de la surface, alors que les anomalies de Locarno et d'Ivrea proviennent du Corps d'Ivrée. Il est possible que l'anomalie du Jorat près de Lausanne soit en relation avec la continuation vers le sud-ouest du fossé rhénan.

que. Les anomalies en Haute-Engadine, dans le val Poschiavo et en Valais sont causées par des complexes de roches basiques et ultrabasiques proches de la surface. Les anomalies de Locarno et d'Ivrea proviennent, elles, du «Corps d'Ivrée», dont la structure sera discutée plus en détail ultérieurement (fig. 31). L'anomalie du Jorat, près de Lausanne, est probablement plus vieille (Fischer et Le Quang, 1980) que les anomalies alpines. Celles-ci proviennent de l'expulsion de complexes d'ophiolites lorsque, au Tertiaire, l'Afrique et l'Europe sont entrées en collision. Il est possible que l'anomalie du Jorat dépende de la continuation vers le sud-ouest du système de rift du fossé rhénan.

6. Indications paléomagnétiques sur des mouvements tectoniques de rotation

Les propriétés magnétiques d'une roche sont le fait d'une petite portion de minéraux magnétiques, présents sous forme d'infimes particules au sein du corps de la roche. Comme mentionné auparavant (fig. 9), la magnétisation induite dans une roche placée dans le champ magnétique terrestre peut être enregistrée par un magnétomètre, sous forme de variation locale ou d'anomalie du champ terrestre. Mais une roche contient la plupart du temps une composante de magnétisation provenant de sa formation, comme par exemple lors du refroidissement d'une lave en deçà du point de Curie ou par l'orientation des particules magnétiques lors du dépôt des sédiments. La magnétisation des roches se caractérise par deux propriétés particulières. La direction de magnétisation correspond à l'orientation du champ magnétique terrestre lors de la formation de la roche. Cette magnétisation se conserve sur de longues périodes géologiques, à moins que le minerai magnétique ne soit altéré chimiquement, par l'érosion par exemple.

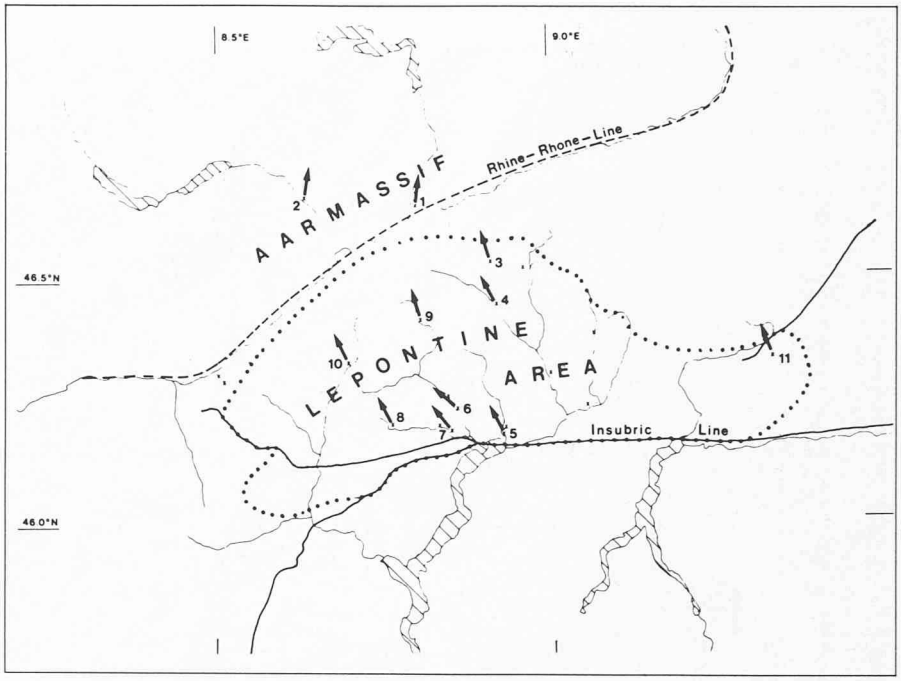

Fig. 11. — Répartition régionale des déclinaisons paléomagnétiques mesurées dans le massif de l'Aar et le Lépontin. Les directions mesurées dans le massif de l'Aar correspondent à la déclinaison représentative de la partie stable de l'Europe. Les directions semblables dans le Lépontin indiquent que, dès le Miocène, le bloc de la croûte délimité par les lignes insubrienne et Rhin-Rhône a pivoté dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre (Heller, 1980).

Depuis le début des années cinquante, les géophysiciens sont à même de mesurer la direction et la valeur d'une faible magnétisation. Des résultats de ces mesures on peut déduire non seulement que les inversions des pôles magnétiques déjà citées ont eu lieu, mais encore qu'apparemment ces pôles se sont eux aussi déplacés par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Chaque plaque lithosphérique présente sa propre courbe de migration des pôles magnétiques. On peut admettre qu'ils ne se sont jamais beaucoup éloignés de l'axe de rotation. La migration apparente des pôles est donc l'expression du mouvement des plaques. Une reconstitution des positions ultérieures des plaques (voir p. ex. fig. 4) permet d'établir une corrélation des données paléomagnétiques du même âge provenant de divers continents (p. ex. Van der Voo et French, 1974).

La courbe de migration des pôles paléomagnétiques est déterminée avec plus de précision en Europe qu'en Afrique. Mais, pour ces deux continents, on peut définir avec assez de précision la direction de magnétisation qu'une roche d'un âge donné devrait posséder. Dans un plan horizontal, cette direction observée ou calculée forme actuellement un angle avec la direction du nord géographique; cet angle est appelé la déclinaison de la magnétisation. De nombreuses recherches ont montré que des roches paléozoïques (vieilles de 250 à 400 millions d'années) devraient posséder en Europe une déclinaison de 20 degrés vers l'est (fig. 10). De telles valeurs ont été effectivement mesurées sur des roches paléozoïques provenant de Tchécoslovaquie, des Vosges ainsi que des

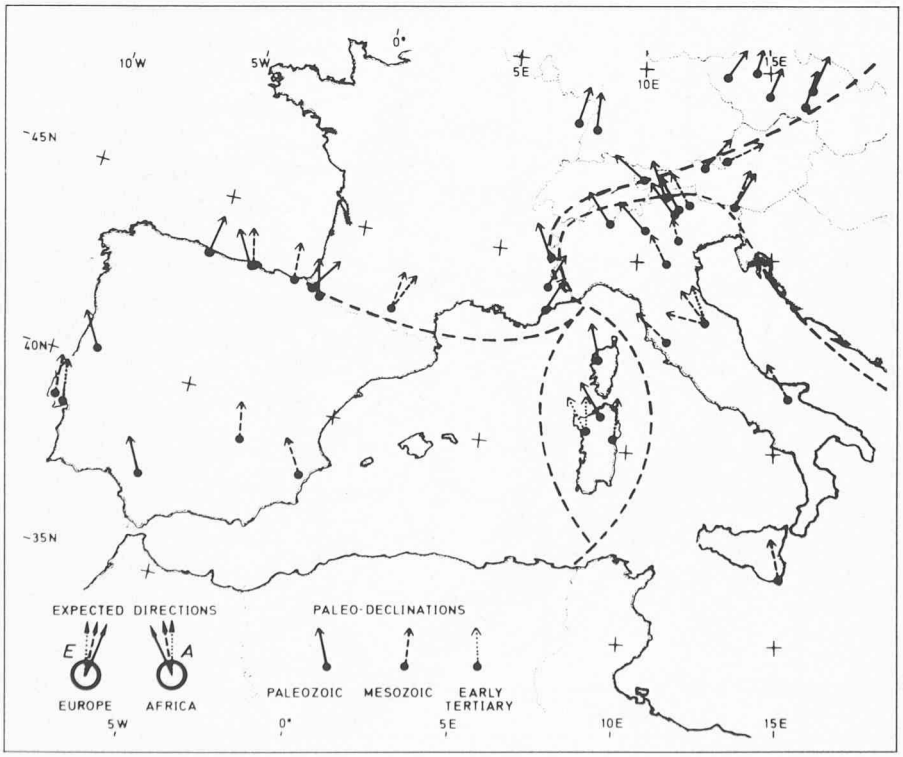

Fig. 10. — Déclinaisons mesurées sur des roches d'âges différents en Méditerranée occidentale et en Europe centrale (d'après Lowrie, 1980). Les traitillés séparent les domaines de déclinaison semblable. Les directions paléomagnétiques en Espagne, en Corse-Sardaigne ainsi qu'en Italie se différencient aussi bien entre elles que des directions mesurées dans les régions stables d'Europe, au nord des Alpes.

environs de l'Esterel, dans le sud de la France. Ces régions appartiennent à un espace non perturbé et stable à l'intérieur de la plaque européenne. Mais les déclinaisons mesurées dans la plupart des régions du sud de l'Europe se différencient souvent très fortement des directions « européennes » attendues. Ces variations sont considérées comme des indications d'importance sur la rotation tectonique des plaques.

Dans les années soixante, des paléomagnéticiens hollandais ont découvert qu'en Espagne et au Portugal des roches permiennes polarisées négativement et vieilles d'environ 250 millions d'années possèdent une magnétisation semblable, tournée d'environ 35 degrés dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre, par rapport à la magnétisation de la partie stable de l'Europe (fig. 10). Des recherches ultérieures ont prouvé que de telles déviations existent également dans des roches mésozoïques en Espagne. Ces données montrent que la péninsule Ibérique tout entière a été tournée dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre, approximativement dès le milieu du Crétacé. Il est possible, grâce à la tectonique des plaques, de mettre la rotation de cette péninsule en relation avec des événements survenus dans l'Atlantique, en particulier avec l'ouverture du golfe de Gascogne (fig. 5). L'identification d'anomalies magnétiques alternées dans le golfe de Gascogne permet de dater la rotation de la plaque ibérique (Williams, 1975). Celle-ci a vraisemblablement débuté il y a environ 110 millions d'années et s'est arrêtée il y a à peu près 70 millions d'années.

En dehors de l'Ibérie, d'autres unités de la Méditerranée occidentale ont subi une rotation. Bien que les données paléomagnétiques provenant de Corse soient assez rares et en partie controversées, on y trouve des déclinaisons se différenciant des valeurs européennes normales. Des recherches en Sardaigne ont également mis à jour des déclinaisons ayant pivoté. Bon nombre de mesures magnétiques sur des ignimbrites datant de la fin du Tertiaire ont donné une rotation des déclinaisons d'environ 30 degrés dans le sens contraire à celui des aiguilles d'un montre, par rapport aux déclinaisons en Europe (fig. 10). On interprète cette variation comme l'indication d'une rotation du bloc sardo-corse qui, sur la base d'une datation des ignimbrites, aurait dû avoir lieu il y a 15 à 17 millions d'années.

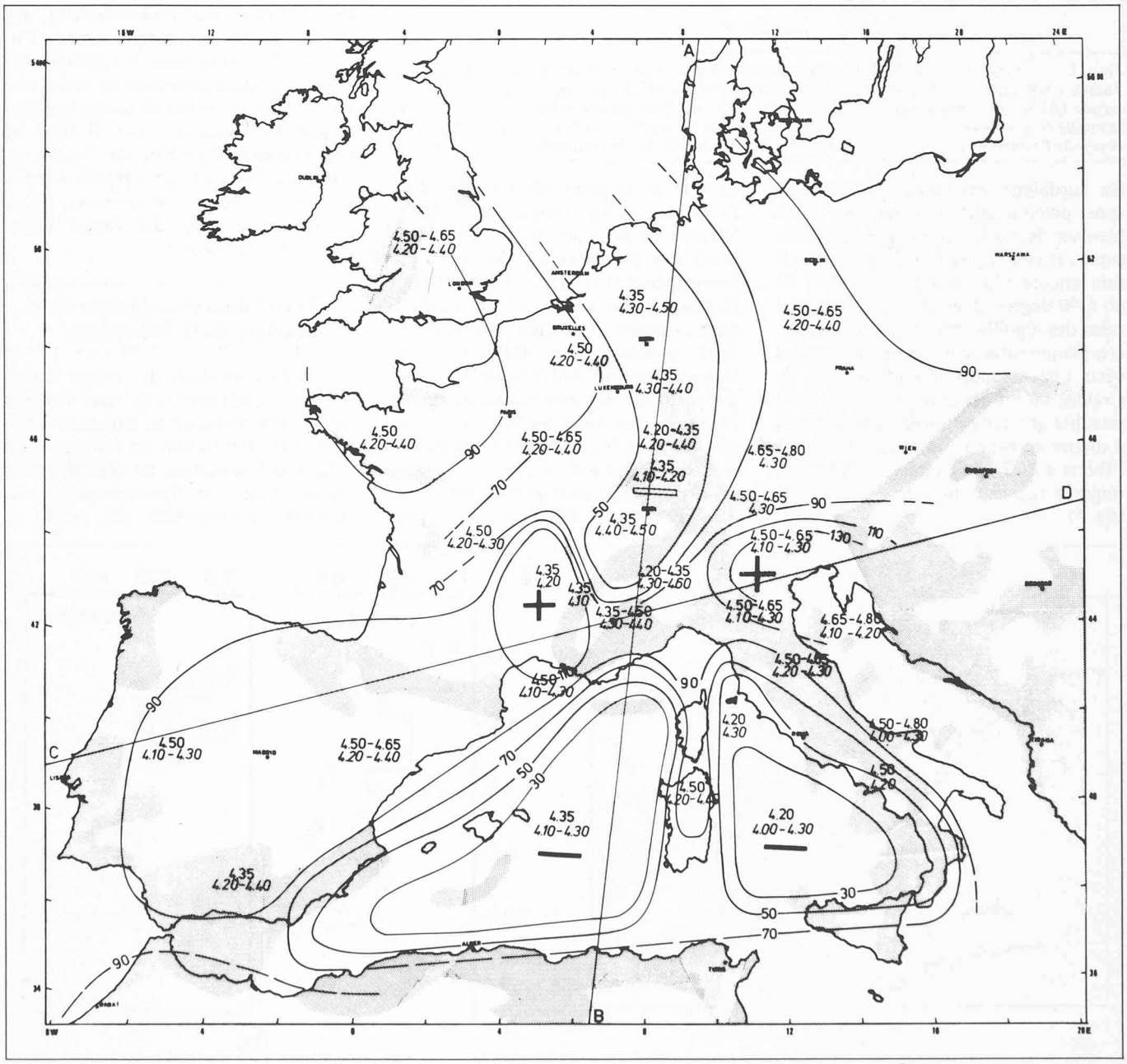

Fig. 12. — Carte des épaisseurs de la lithosphère en Méditerranée occidentale ainsi que dans l'ouest et le centre de l'Europe (d'après Panza et al., 1980 a+b). On trouve une lithosphère bien plus mince sous le bassin de la Méditerranée occidentale et de la mer Tyrrhénienne, de même que sous le « système du rift d'Europe centrale », qui s'étend des Alpes occidentales jusqu'en mer du Nord. Les couples de chiffres indiquent les vitesses des ondes de cisaillement (V_s, en km/sec) dans la lithosphère inférieure (ligne du haut) et l'asthénosphère (ligne du bas). Les pointillés gris représentent les régions de sismicité active.

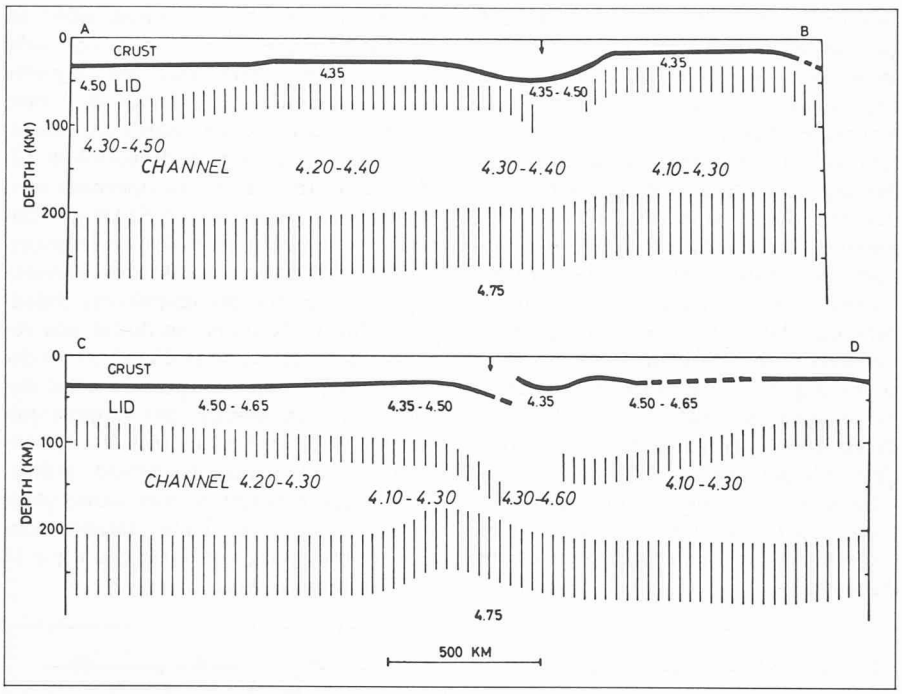

Fig. 13. — Profils à travers la lithosphère (d'après Panza et al., 1980 a+b), du Danemark en Tunisie (A-B dans fig. 12) ainsi que du Portugal en Hongrie (C-D dans fig. 12). Le point d'intersection (flèche) des deux profils se trouve près de Turin. La ligne épaisse indique la frontière entre la croûte et le manteau et les hachures verticales les marges d'erreur des limites supérieure et inférieure de l'asthénosphère. Les chiffres sont les vitesses des ondes de cisaillement (V_s, en km/sec).

En Sardaigne, des valeurs de déclinaisons paléomagnétiques relevées aussi bien sur des roches permiques que triassiques et jurassiques indiquent une rotation encore plus importante, allant de 60 à 90 degrés, dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre. La micro-plaque sardo-corse a manifestement vécu une rotation ultérieure, lors du Crétacé ou du début du Tertiaire. Il est possible que cette première rotation soit à mettre en rapport avec la rotation de l'Ibérie à la fin du Crétacé, comme l'indique la reconstitution de Frisch (1980) (fig. 5).

Le rôle de la péninsule italienne dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée ne peut pas encore être déterminé avec précision. Les directions paléomagnétiques en Italie se différencient clairement des directions en Europe; dans la chaîne des Alpes, une discontinuité prononcée des déclinaisons est évidente (fig. 10). Les mesures paléomagnétiques sur des échantillons de roches provenant des Alpes du Sud, de l'Apennin, des Pouilles et de Sicile correspondent aux directions attendues selon la courbe africaine de migration des pôles, ou alors elles n'en diffèrent que très peu.

Selon les conceptions de Channell et al. (1979), les données paléomagnétiques disponibles appuient l'hypothèse qu'il faille attribuer cette zone au promontoire adriatique de la plaque africaine. D'autres auteurs pensent que ces données permettent également d'autres interprétations, selon lesquelles l'Adriatique est considérée comme une microplaque ayant correspondu au promontoire africain durant le Mésozoïque et le début du Canéozoïque, mais s'en étant séparée lors de la fin du Tertiaire et déplacée en tant que plaque indépendante (Van den Berg, 1980).

Les mesures paléomagnétiques procurent des indications importantes sur les processus tectoniques dans les Alpes également. Heller (1980) a mesuré des déclinaisons tertiaires semblables dans les roches métamorphiques du Lépontin, provoquées lors de la métamorphose alpine par l'échauffement des roches au-delà de la température de Curie. Les directions dans le Lépontin varient cependant fortement de celles mesurées dans les roches de même âge provenant du massif de l'Aar. Il s'agit ici probablement d'un bloc de l'écorce de faibles dimensions qui a pivoté à la fin du Tertiaire, par des mouvements de cisaillement le long des lignes Rhin-Rhône et insubrienne.

7. Exploration sismologique de la structure de la lithosphère

Les ondes sismiques de surface émises par des tremblements de terre éloignés permettent d'étudier la structure régionale et la constitution du système lithosphère-asthénosphère. Le dépouillement mathématique et l'interprétation des mesures de dispersion des ondes de

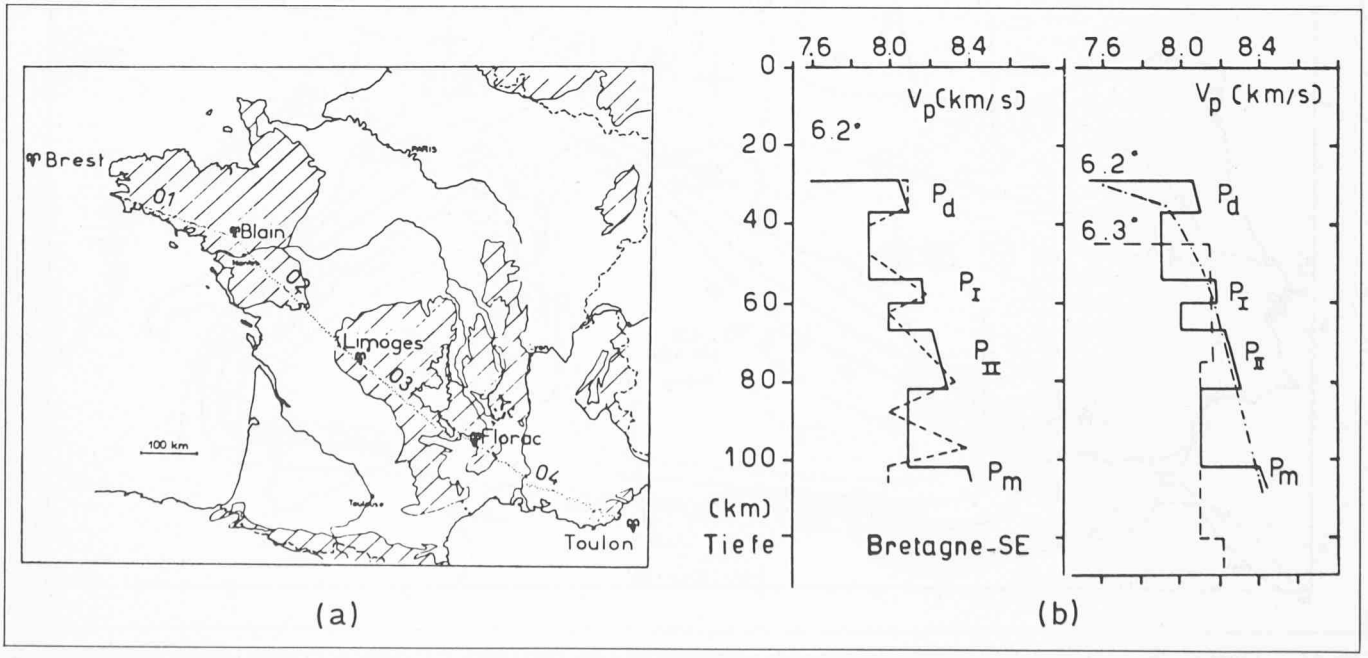

Fig. 14. — a) Points de tir, situation et densité des stations du profil de sismique réfraction, de Bretagne vers le sud-est, pour l'étude sismique de la lithosphère inférieure. Dans les domaines hachurés, le socle cristallin parvient jusqu'en surface.

*b) Divers modèles de vitesse en fonction de la profondeur pour le profil de Bretagne vers le sud-est (d'après Ansorge, 1975; Kind, 1974; Mayer-Rosa, 1969), * = vitesse moyenne de la croûte (V_p en km/sec).*

Rayleigh dans l'Europe entière et en Méditerranée occidentale (Panza et al., 1980 a + b) ont fourni la carte de l'épaisseur de la lithosphère reproduite par la figure 12; les régions de sismicité active y sont représentées par des pointillés gris.

Des écarts significatifs de l'épaisseur moyenne de 90 km, représentative de l'ensemble de l'Europe, se situent dans les bassins de la Méditerranée occidentale (30 km) et de la mer Tyrrhénienne (30 km); du volcanisme actif ainsi qu'une «zone sismique de Benioff» caractérisent la rive sud-est de ce dernier bassin. Les vitesses des ondes sismiques de cisaillement (V_s) dans la lithosphère inférieure (chiffre supérieur) et l'asthénosphère (chiffre inférieur) sont propres à chaque région et fournissent des indices sur l'état physique des couches supérieures du manteau.

Une structure spécialement marquée de la lithosphère est constituée par le «système de rift d'Europe centrale», qui s'étend des Alpes occidentales à la mer du Nord. Ce «pont» de lithosphère est très aminci (son épaisseur est voisine de 50 km) et les vitesses de propagation des ondes de cisaillement y sont faibles. Cela indique que des processus en profondeur pourraient un jour conduire à *la rupture de la plaque européenne le long de cette rainure.*

L'épaisseur de la lithosphère augmente considérablement (jusqu'à 130 km) sous la partie orientale des Alpes du Sud; cette augmentation indique que le promontoire adriatique de la plaque africaine plonge sous la plaque européenne. Les mécanismes au foyer du séisme du Frioul en 1976 (fig. 22, au milieu à droite) confirment cette hypothèse. L'épaississement de la lithosphère dans la région du Massif Central, en France, pourrait être expliqué par des processus semblables d'enfoncement à partir du sud-ouest.

La figure 13 présente deux profils; le premier (profil A-B) va du Danemark à la Tunisie, le second (profil C-D) du Portugal à la Hongrie. Les traces de ces profils sont reportées sur la figure 12. La ligne épaisse suit la limite du manteau et de la croûte (Moho) et les hachures verticales représentent la marge d'erreur des profondeurs des limites supérieure et inférieure de l'asthénosphère («Channel»).

On peut déduire de la figure 12 que les processus tectoniques à grande échelle embrassent la lithosphère en entier («Crust» et «Lit») ainsi que l'asthénosphère («Channel»). Dans les Alpes, c'est-à-dire dans la zone de transition entre les plaques européenne et africaine, l'écorce cassante diminue d'épaisseur ou alors, comme c'est le cas dans la zone d'Ivréa, est coupée et se chevauche le long de limites plus profondes. Des parties relativement froides de la lithosphère inférieure («Lit») semblent avoir

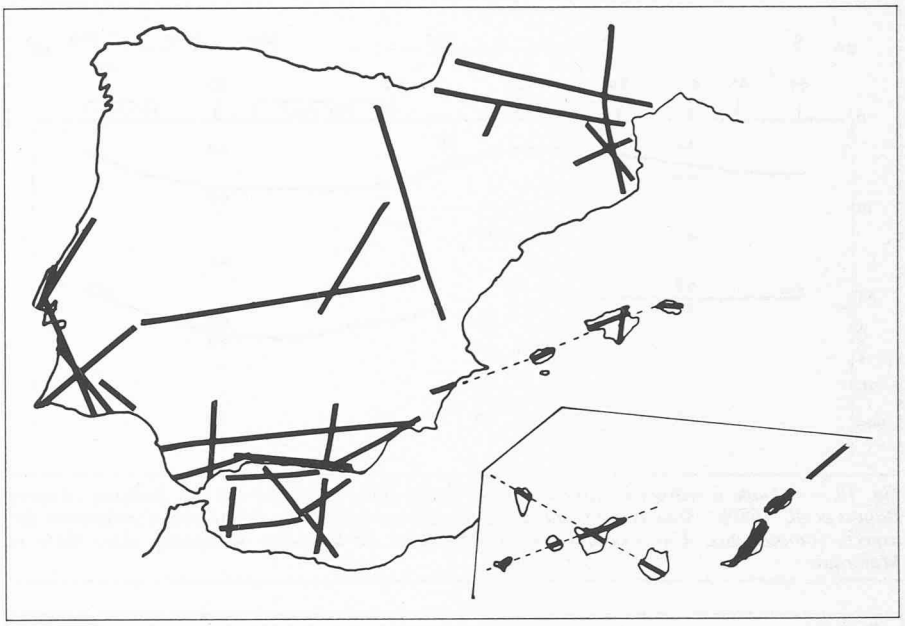

Fig. 15. — Carte schématique de la péninsule Ibérique et de îles Canaries, avec les profils sismiques relevés entre 1970 et 1979 (d'après Banda et al., 1980c).

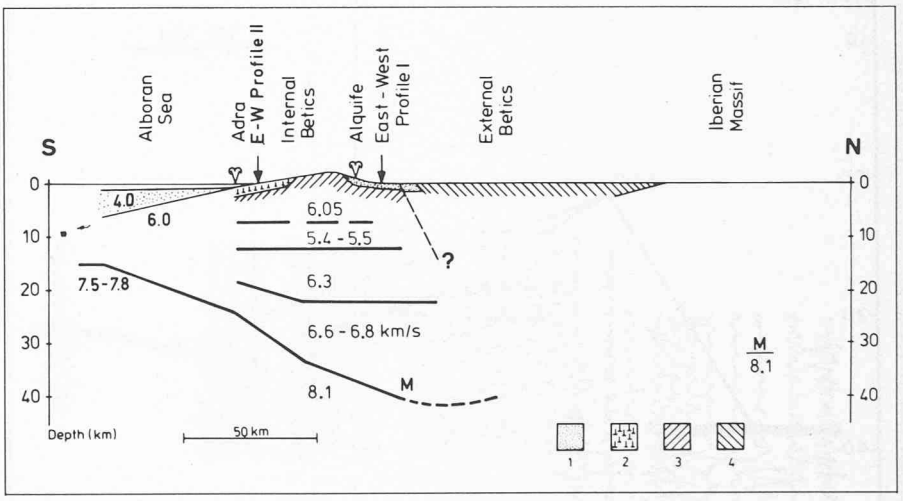

Fig. 16. — Profil de la croûte à travers la structure de rift de la mer d'Alboran et de la chaîne voisine de la cordillère Bétique (d'après Banda et al., 1980a). La situation géographique des profils I et II se trouve sur la figure 17. L'épaisseur de la croûte en dessous du massif Ibérique est ébauchée sur la partie droite de la figure.
1 = sédiments néogènes et quartaires
2 = complexe d'Alpujarride
3 = complexe de Nevado-Filabride
4 = couverture mésozoïque de la cordillère Bétique externe

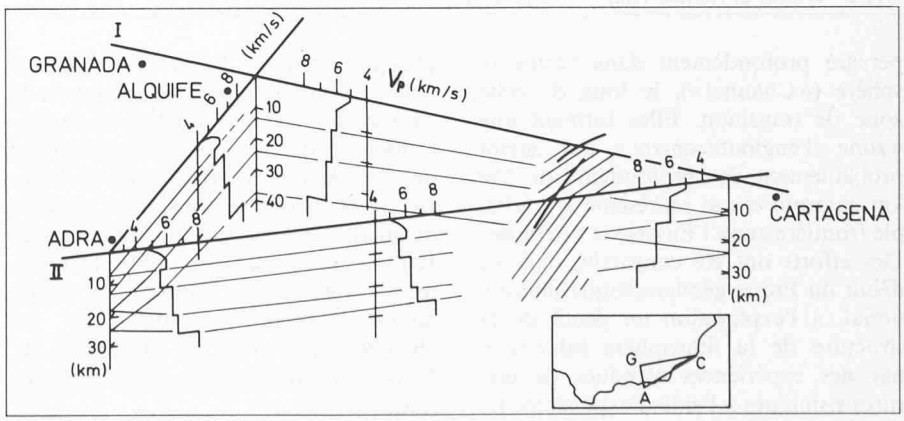

Fig. 17. — Représentation en perspective de la structure de la croûte en Espagne du Sud-Est (d'après Banda et Ansorge, 1980). Le profil d'Adra à Alquife fait partie de la coupe de la figure 16. Le type de structure de la région de Carthagène se différencie clairement de celui de la cordillère Bétique. Entre deux se trouve une zone avec des failles tectoniques actives.

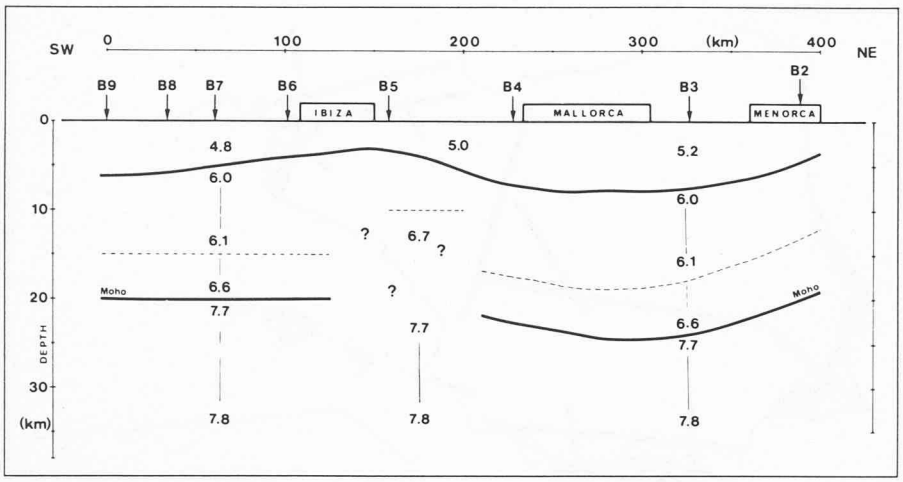

Fig. 18. — Coupe à travers la structure de la croûte dans la chaîne des îles Baléares (d'après Banda et al., 1980b). Sous d'épais sédiments récents, on trouve une croûte mince présentant des aspects continentaux. Une «océanisation» progressive de la croûte se dessine entre Ibiza et Majorque.

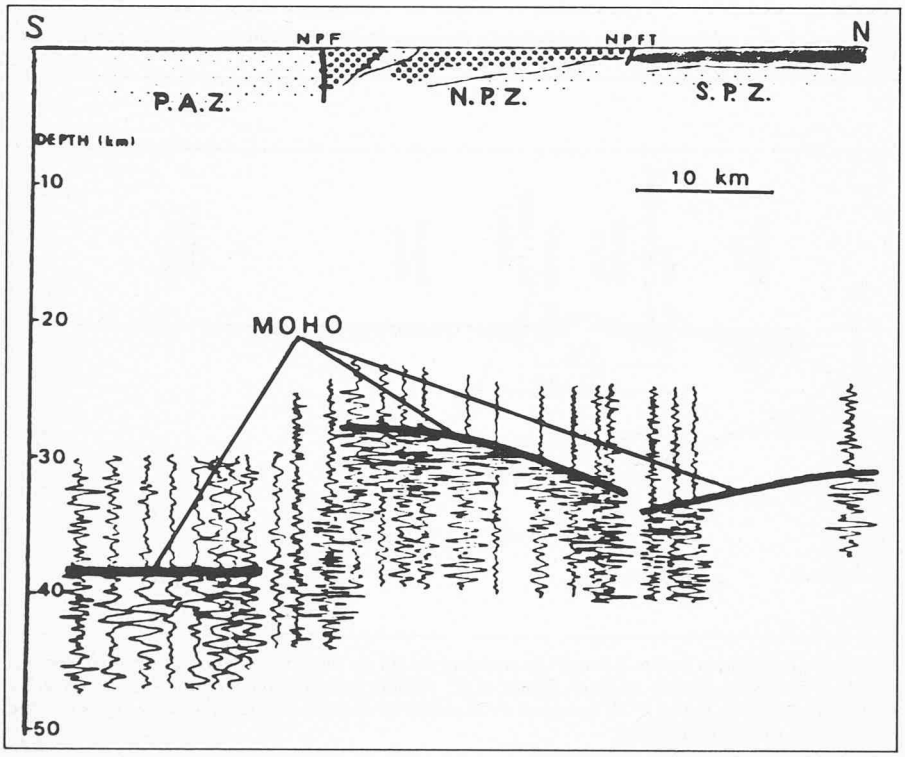

Fig. 19. — Profil de la croûte à travers les Pyrénées orientales (d'après Hirn et al., 1980). La zone de décrochement nord-pyrénéenne (NPF) reflète vraisemblablement une perturbation profonde, avec un saut de la limite entre le manteau et la croûte de plus de 10 km.
P.A.Z. = zone axiale paléozoïque (socle hercynien)
N.P.Z. = zone nord-pyrénéenne (sédiments mesozoïques)
S.P.Z. = zone sub-pyrénéenne (sédiments cénozoïques)
NPFT = zone de chevauchement nord-pyrénéenne

pénétré profondément dans l'asthénosphère («Channel»), le long de cette zone de transition. Elles forment une «zone d'engloutissement» qui atteint probablement des profondeurs de 250 km environ, et qui représente la véritable frontière entre l'Eurasie et l'Afrique.

Des efforts ont été consacrés, déjà au début du Projet géodynamique international, à l'exploration en détail de la structure de la lithosphère inférieure, par des expériences étendues de mesures sismiques à l'aide d'explosions. Le premier profil de sismique réfraction en Europe traversait la France de la Bretagne à la Provence (fig. 14a); le long de cette ligne, l'épaisseur de la croûte reste presque constante (~ 30 km). Le modèle de la vitesse des ondes sismiques de compression (V_p) en fonction de la profondeur déduit de ces mesures montre que les régions inférieures de la lithosphère peuvent être divisées en couches distinctes jusqu'à des profondeurs de 100 km au moins (fig. 14b). D'autres profils relevés en Europe, de même qu'une comparaison avec des recherches semblables en Amérique du Nord (Ansorge, 1975), confirment ces faits.

Lors de la dernière décennie, de très nombreux sondages à l'aide de la même méthode ont permis de tirer au clair la constitution interne de l'écorce terrestre, surtout dans des régions actives tectoniquement. A titre d'exemple, la figure 15 représente tous les profils sismiques relevés entre 1970 et 1979 aux environs de la péninsule Ibérique et des îles Canaries. Les côtes continentales du Portugal, la cordillère Bétique (y compris la mer d'Alboran et les îles Baléares), le massif Ibérique ainsi que les Pyrénées ont été l'objet de recherches plus approfondies.

Le profil de la figure 16 illustre le passage dramatique de la structure de rift de la petite plaque d'Alboran aux racines des montagnes de la cordillère Bétique. Il faut particulièrement noter que, comme dans les Alpes (fig. 22, 23, 24), une zone de vitesses sismiques réduites (V_p = 5,4-5,5 km/sec) se situe dans la partie supérieure de la croûte. La figure 17 donne une vue d'ensemble schématique de la structure de la croûte au sud-est de l'Espagne. Un type de croûte très différent a été découvert dans les environs de Carthagène. Cette région est séparée de la cordillère proprement dite par une zone traversée de failles tectoniques actives — avec les séismes qui y sont liés; elle possède une structure de «flancs de rift».

En-dessous de la chaîne des îles Baléares (fig. 18), la structure de la croûte possède des caractéristiques continentales prononcées. L'épaisseur de la croûte, sédiments récents y compris, y est du reste moindre que sous la péninsule Ibérique, ce qui indique un amincissement typique aux «flancs de rift». La partie cristalline de la croûte semble s'être déformée en vagues, ce qui permet de conclure à une contrainte de compression horizontale sur cette chaîne d'îles, lors de son évolution tectonique. De plus, la figure 18 présente l'indice d'une «océanisation» en cours de la croûte entre Ibiza et Majorque.

Parmi les résultats des sondages sismiques dans les Pyrénées, un abrupt décrochement de plus de 10 km de la limite entre la croûte et le manteau (Moho) se manifeste particulièrement bien. Ce «saut» se situe à l'aplomb d'une ligne de perturbation visible en surface (NPF), sur la transition de la zone nord-pyrénéenne (N.P.Z.) à la zone paléozoïque axiale (P.A.Z.) des Pyrénées (fig. 19). Par conséquent, les phénomènes tectoniques atteignent dans ces régions le manteau supérieur et causent une faille en profondeur, le long de laquelle des déplacements horizontaux à plus grande échelle semblent être possibles, comme par exemple le déplacement du bloc ibérique en entier (voir à ce sujet la fig. 5).

Une comparaison des différents types de croûte dans la péninsule Ibérique (fig. 20) laisse clairement apparaître des différences de structure dans les régions étudiées jusqu'à présent. On trouve dans le Portugal du Sud la structure caractéristique des «flancs de rift»; dans la

partie centrale de l'Ibérie, la croûte présente un caractère typiquement continental (Müller, 1977) alors qu'elle offre dans la cordillère Bétique des caractéristiques semblables à celles qui existent dans le centre des Alpes du Sud (fig. 24). On peut comparer la structure des profondeurs de la zone axiale des Pyrénées avec celle des Alpes de l'Est, au nord de la suture périadriatique (PN sur la fig. 22).

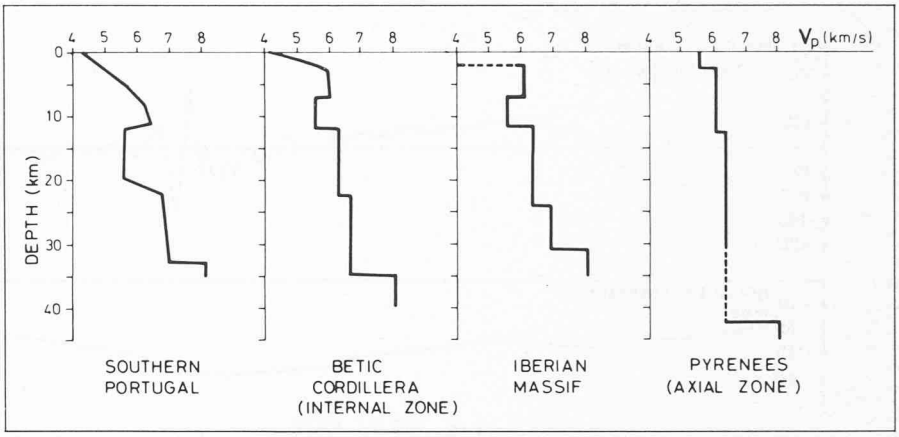

Fig. 20. — Comparaison des différents types de croûte dans la péninsule Ibérique (d'après Banda et al., 1980c). La structure de la croûte en dessous du massif Ibérique devrait être représentative d'une grande partie de l'Ibérie. Il existe certaines similitudes entre la structure des profondeurs de la cordillère Bétique, des Pyrénées centrales et des Alpes.

8. Les géotraverses des Alpes

La structure profonde des Alpes est étudiée systématiquement depuis bientôt 25 ans, à l'aide de méthodes de sondages sismiques qui ont fourni une masse de données, dressant un tableau assez vaste de la constitution de la lithosphère. Les tracés des trois « géotraverses » sont reportés (fig. 21) sur une vue d'ensemble géologique-tectonique des Alpes (Frey et al., 1974); à l'intérieur de ces bandes, toutes les données géophysiques disponibles ont été réunies (Miller et al., 1980).

La géotraverse III, dans les Alpes orientales (fig. 22), passe par les Alpes calcaires septentrionales, au sud du Chiemsee (ligne A-A′ de la fig. 22), par la partie centrale des « fenêtres de Tauern », la suture périadriatique (PN) ainsi que les Alpes méridionales dans la région du Frioul (Gemona). Les résultats de la sismique de réfraction près de la bordure septentrionale des Alpes (profil A-A′ au bas de la fig. 22) montrent que les Alpes calcaires septentrionales ont chevauché la molasse plissée et que cette zone de chevauchement se prolonge vers le sud, au moins jusque dans la vallée de l'Inn. Le mécanisme au foyer du séisme de 1976 à l'aplomb du Frioul est indiqué à la profondeur correspondante, c'est-à-dire dans le socle cristallin. Le sens relatif de déplacement permet de reconnaître un enfoncement du promontoire adriatique de la plaque africaine en-dessous de la partie sud des Alpes méridionales. Deux zones de vitesse réduite caractérisent la structure interne de la croûte, tout comme dans la partie septentrionale des Alpes suisses (voir à ce sujet la fig. 24). Comme dans les Alpes occidentales (fig. 23), la zone supérieure de vitesse réduite (V_p = 5,6 km/sec) est plus fortement développée sous la partie centrale de la chaîne des Alpes.

Le relief incurvé de la limite entre le manteau et la croûte (M) se reflète dans le tracé de l'anomalie négative de Bouguer. A remarquer l'existence d'une couche de vitesse relativement élevée (V_p = 8,4 km/sec), quelque 15 km en-dessous de la discontinuité de Moho, dans la partie supérieure du manteau. Si l'on compare cette découverte avec la structure de la lithosphère sous la partie septentrionale de la « géotraverse suisse » (fig. 24), on doit admettre que cette couche possède une épaisseur relativement réduite. C'est la seule façon de concilier les résultats de la sismique d'explosion avec les données de vitesse dans la lithosphère inférieure, provenant de l'étude de la dispersion des ondes de surface (fig. 12). On peut également déduire de la figure 22 que les

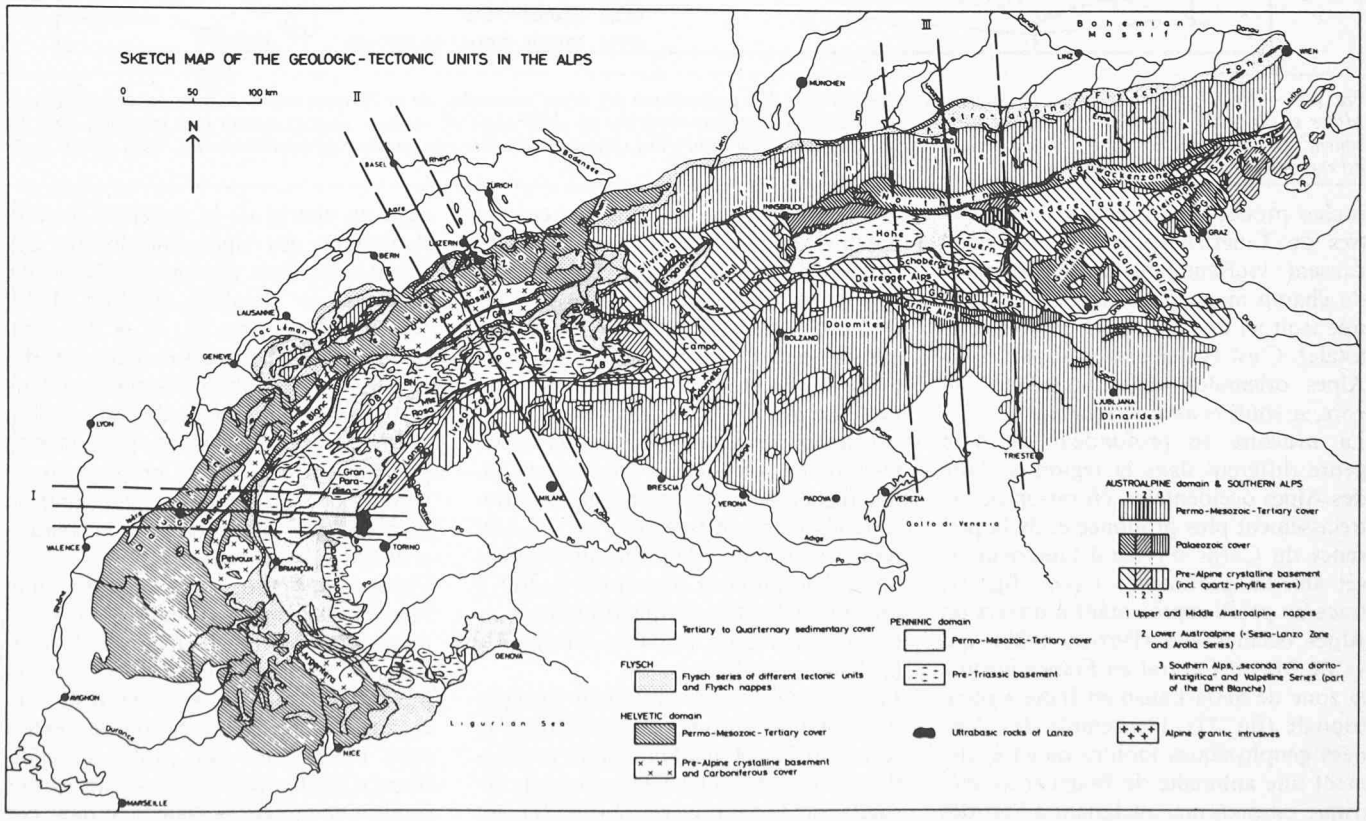

Fig. 21. — Vue d'ensemble géologique-tectonique des Alpes (d'après Frey et al., 1974) avec les trois géotraverses choisies, passant par les Alpes occidentales, centrales et orientales (d'après Miller et al., 1980).

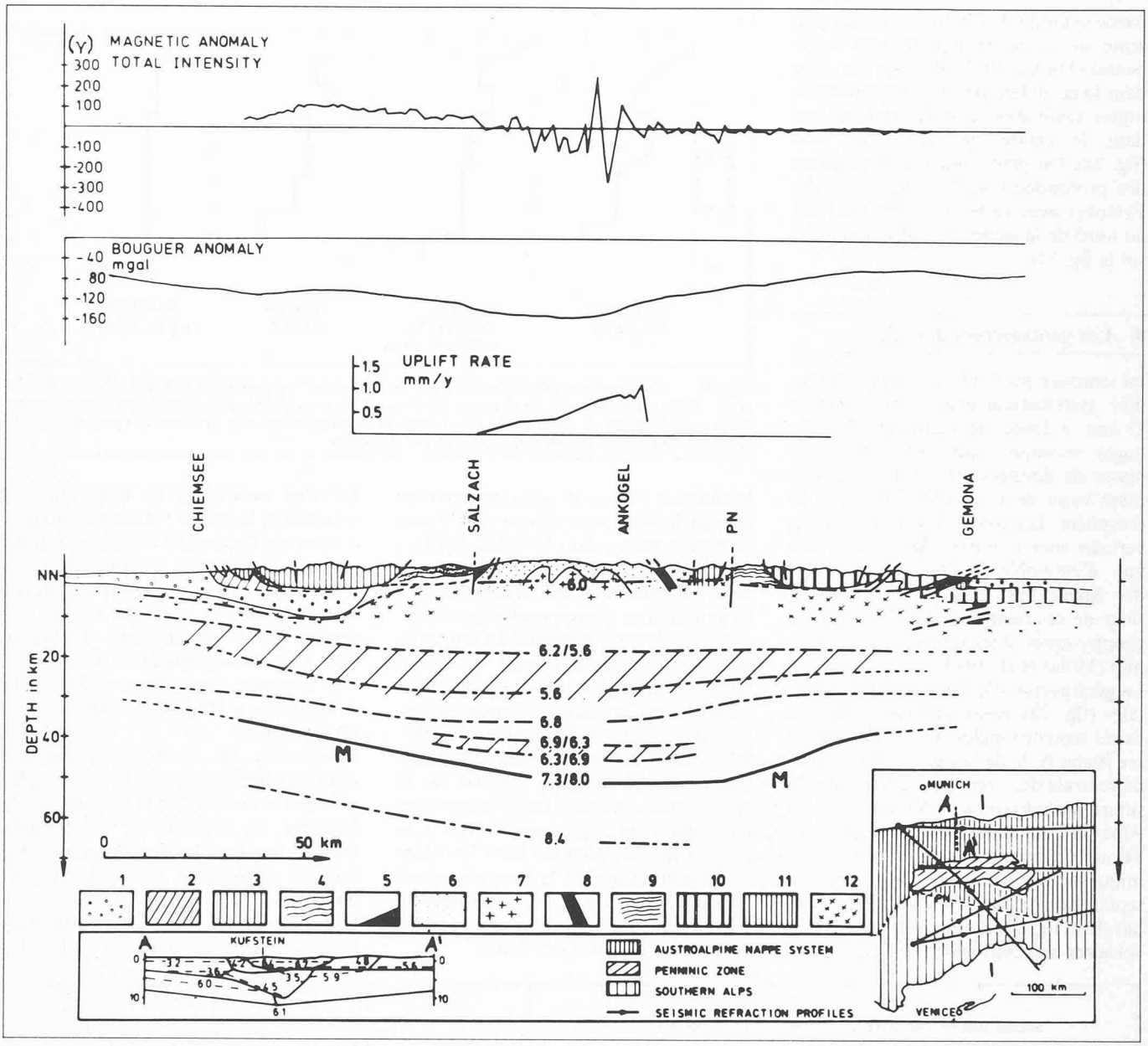

Fig. 22. — Relevé des données géophysiques de la géotraverse III, passant par les Alpes orientales, de la Bavière septentrionale au Frioul (d'après Miller et al., 1980). Les chiffres précisés sur le profil Chiemsee-Gemona retracent les différences de vitesses, respectivement leur gradient, dans les couches correspondantes. PN = suture périadriatique. Le résultat de recherches sismiques détaillées en bordure septentrionale des Alpes (Profil A-A') est reproduit au fond du montage.

roches proches de la surface des « fenêtres de Tauern » (p. ex. à l'Ankogel) causent vraisemblablement l'anomalie du champ magnétique terrestre enregistrée (soit ici une anomalie de l'intensité totale). C'est également cette partie des Alpes orientales qui, aujourd'hui encore, se soulève asymétriquement.

La structure en profondeur est d'un genre différent dans la région de l'arc des Alpes occidentales, en raison du rétrécissement plus prononcé et de la présence du Corps d'Ivrée à l'intérieur de cet arc. La géotraverse I (voir fig. 21) trace un profil représentatif à travers les Alpes occidentales (Perrier, 1980), qui va du Massif Central en France jusqu'à la zone de Sesia-Lanzo en Italie septentrionale (fig. 23). L'ensemble des données géophysiques montre qu'ici également une anomalie de Bouguer asymétrique est présente, atteignant à l'est des valeurs fortement positives. Cette découverte corrobore les résultats des sondages sismiques en profondeur; ceux-ci ont mis en évidence sur le flanc occidental du Corps d'Ivrée (près de Lanzo) des segments de croûte surélevés sous forme d'écailles, dont la vitesse et, par conséquent, la densité sont élevées (voir p. ex. Miller et al., 1980). Une autre caractéristique de la géotraverse I est constituée par une zone étendue de vitesse réduite (V_p = 5,7 km/sec) au milieu de la croûte, qui se prolonge en-dessous du Corps d'Ivrée (V_p = 7,4 km/sec). Tout comme dans les Alpes orientales, l'élévation la plus forte — liée à une anomalie magnétique prononcée — est constatée dans la partie centrale de la chaîne des Alpes.

La collaboration de différents groupes de recherche suisses a permis, dans le cadre du Projet géodynamique international, de rassembler une somme de résultats sur la géotraverse II (fig. 21), appelée la « géotraverse suisse », de Bâle à Chiasso (Rybach et al., 1980), qui donnent un aperçu de la structure et de la dynamique des Alpes centrales (fig. 24). Les mouvements verticaux de la croûte, mesurés par géodésie (Gubler, 1976; voir à ce sujet les fig. 27 et 28), sont conditionnés en premier lieu par des processus d'équilibrage isostatique. Une composante horizontale de compression s'ajoute cependant à ces phénomènes pouvant provenir d'une pression en direction du nord-ouest, exercée par le promontoire adriatique de la plaque africaine (Müller et al., 1976).

Comme on pouvait s'y attendre, une bonne concordance découle d'une comparaison de l'anomalie négative de Bouguer (Klingelé et Olivier, 1980) avec le tracé de la limite entre le manteau et la croûte (Moho), à l'exception de l'extrémité méridionale du profil, où l'influence du Corps d'Ivrée voisin se fait sentir. On enregistre également dans ces régions de fortes anomalies magnétiques (voir fig. 9).

Pour la géotraverse II, la coupe sismique de la lithosphère se base sur les résultats de la sismique de réfraction (Müller et al., 1980) et de l'étude de la dispersion des ondes de surface (Panza et al., 1980). Elle distingue deux types de croûte totalement différents entre le nord et le sud du profil, une formation de « copeaux » dans la partie supérieure de la croûte, due à la collision des plaques européenne et africaine, et un épaississement de la croûte sous le Lépontin, entre les lignes Rhin-Rhône (RRL) et insubrienne (IL). Des morceaux de croûte septentrionaux (européens) et méridionaux (africains) pourraient s'être interpénétrés, causant cette augmentation d'épaisseur. Une alternance de couches de vitesses élevée et réduite se dessine au bas de la lithosphère (comme sur la fig. 14b). Sous la partie méridionale de la géotraverse II, des morceaux de lithosphère semblent disparaître dans une zone d'engloutissement plongeant selon une pente raide (voir fig. 32). Des mesures du flux de chaleur le long de ce profil montrent clairement une baisse de la densité du courant de chaleur à partir du Plateau vers la partie centrale des Alpes. D'après le calcul sur modèles, le flux de chaleur réduit ainsi que l'incurvation de l'isotherme de 1000 °C vers le bas semblent indiquer une perturbation thermique qui pourrait être en relation avec des processus de subduction (« d'engloutissement ») (Rybach et al., 1977).

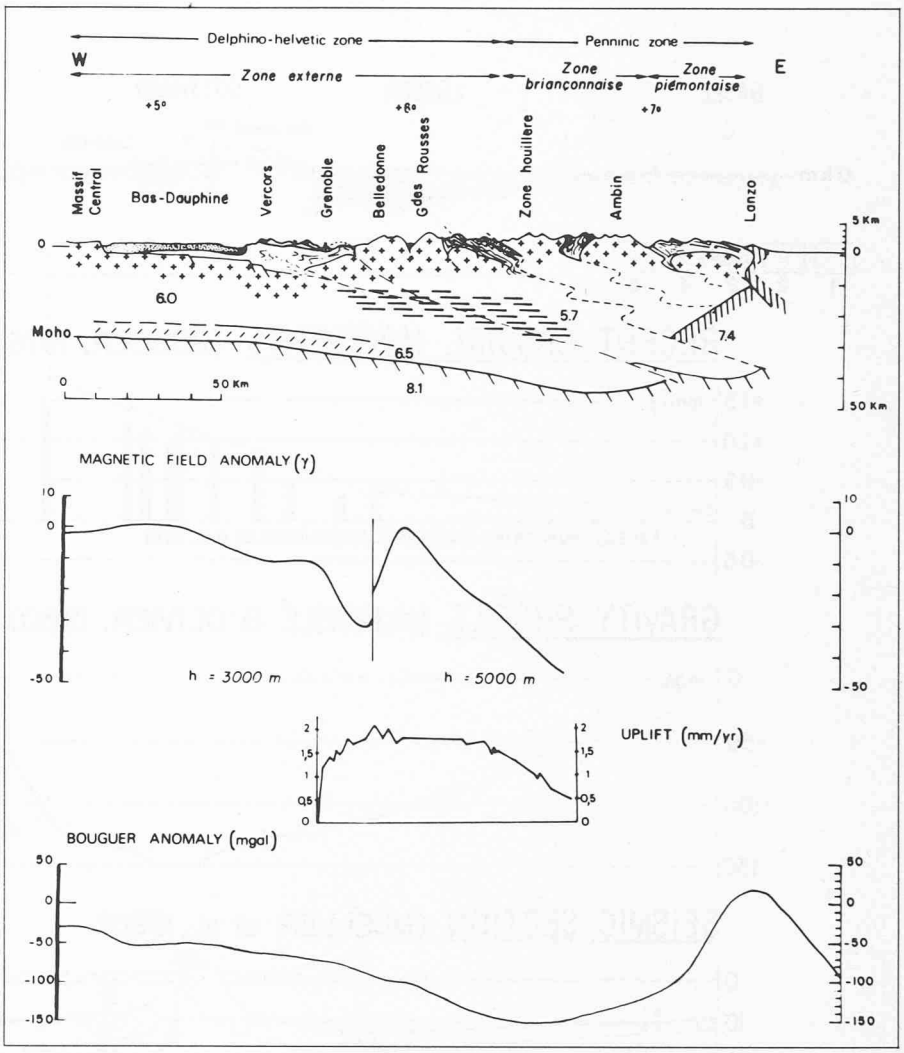

Fig. 23. — Relevé des données géophysiques de la géotraverse I, passant par les Alpes occidentales, du Massif Central en France à la zone de Sesia-Lanzo en Italie septentrionale (d'après Miller et al., 1980). Sur le profil, on remarque une zone de vitesse réduite (V_p = 5,7 km/sec) au milieu de la croûte ainsi que, sur le flanc occidental du Corps d'Ivrée (près de Lanzo), l'existence de segments de croûte surélevés sous forme d'écailles, dont la vitesse est élevée.

9. Epaisseur et mouvements verticaux de la croûte en Suisse

Une interprétation de l'ensemble des profils relevés par sismique de réfraction disponibles jusqu'à maintenant a permis d'établir pour la Suisse une carte des profondeurs de la limite entre le manteau et la croûte (Moho) (Egloff, 1979). La carte des isolignes de la profondeur de Moho reproduite en figure 25 a été établie en y incorporant les données des régions frontalières. Un bombement du manteau en forme de dôme prédomine au nord-ouest de cette carte, en-dessous du fossé rhénan méridional (région de Kaiserstuhl). L'épaisseur de la croûte augmente graduellement en direction du sud-est, de 26 km à 45-50 km à l'aplomb de la crête des Alpes. La Moho atteint ses plus grandes profondeurs dans un bassin sous la partie centrale des Grisons (53 km) ainsi que sur le flanc occidental du Corps d'Ivrée (58 km). En dessous des Alpes méridionales, la surface de la Moho monte relativement vite jusqu'au bord septentrional de la plaine du Pô. L'épaisseur normale de la croûte (~ 35 km) y est un peu plus forte que dans les Préalpes septentrionales (~ 32 km), comme mentionné à propos de la figure 24.

L'effet d'une croûte plus épaisse sur l'anomalie de Bouguer sous les Alpes s'exprime clairement par le tracé des isolignes dans la nouvelle carte gravimétrique de Suisse (Klingelé et Olivier, 1979) (fig. 26). La pesanteur diminue en direction de la ligne de crête des Alpes pour y atteindre sa valeur minimale. Cette constatation corrobore les profils gravimétriques le long des trois géotraverses (fig. 22, 23, 24), qui indiquent une anomalie de Bouguer négative accentuée. C'est pourquoi la pesanteur régionale reflète manifestement bien le tracé de la limite entre le manteau et la croûte en Suisse (fig. 25), tel qu'il a été déterminé à l'aide de sondages sismiques de profondeur.

Sur la base de recherches gravimétriques dans de nombreuses régions montagneuses du globe, on a pu établir que la masse d'une montagne en surface est compensée par un déficit de masse en profondeur. Pour les Alpes, ce *principe de l'isostasie* signifie qu'en dessous de la chaîne des montagnes les plus hautes, il doit y avoir une épaisse *zone de racine*; on y trouve des roches de la croûte moins denses, alors qu'on devrait normalement y rencontrer les roches plus denses du manteau supérieur (comme p. ex. sous les Préalpes). Des processus d'érosion en surface perturbent l'équilibre isostatique; la masse montagneuse se soulève pour parvenir à une compensation.

On a constaté à l'aide de mesures géodésiques que de tels soulèvements ont lieu dans l'espace alpin, dans les Alpes orientales (fig. 22), occidentales (fig. 23) et centrales (fig. 24). Grâce à une comparaison des nivellements de précision exécutés par le Service topographique fédéral entre 1903 et 1925, puis de 1943 à 1978 sur les mêmes points de mesure, des variations d'altimétrie statistiquement significatives ont pu être mises en évidence (fig. 27). Elles indiquent un soulèvement général des Alpes, qui se poursuit avec une élévation moyenne d'à peu près 1 mm par an (Gubler et al., 1980).

On obtient un taux de soulèvement du même ordre de grandeur en comparant les valeurs du nivellement de précision de la Commission géodésique suisse (1865-1887) avec les résultats du nivellement du Service topographique fédéral

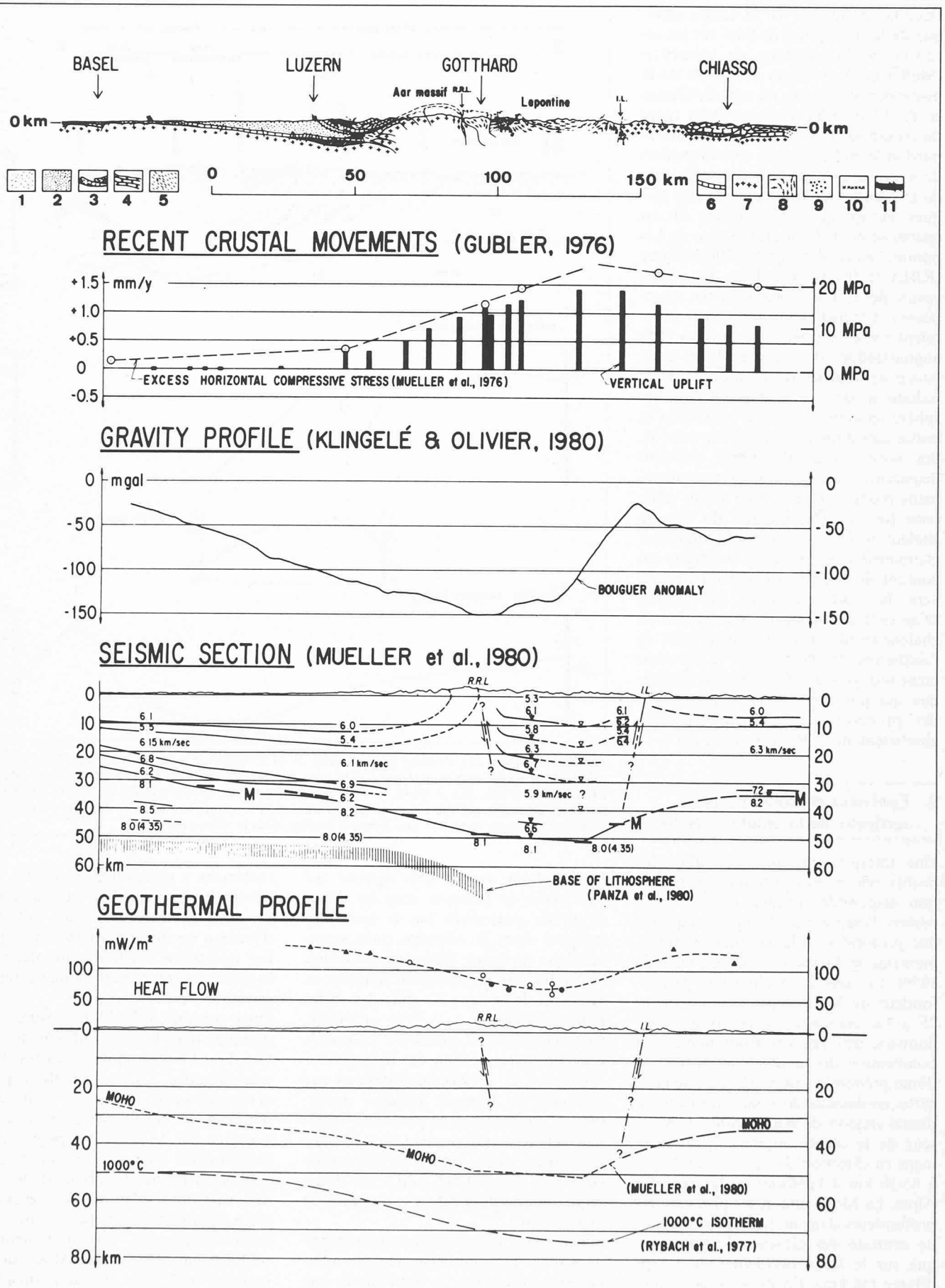

Fig. 24. — Relevé des données géophysiques de la géotraverse suisse II, de la partie méridionale du fossé rhénan jusqu'à la plaine du Pô (d'après Rybach et al., 1980, ainsi que Miller et al., 1980). Le profil gravimétrique (anomalies de Bouguer) fournit un bon point de référence pour le relief de la limite entre la croûte et le manteau (M). La coupe sismique à travers la croûte et la couche extérieure indique la formation de « copeaux » dans les régions supérieures, alors que, dans les régions inférieures, des morceaux de lithosphère semblent disparaître le long d'une « zone d'engloutissement » (voir à ce sujet la fig. 32). Les récents mouvements verticaux de la croûte ainsi que l'orientation de la contrainte horizontale de pression sont en accord avec le fort soulèvement mesuré du bloc du Lépontin.
R.R.L. = Ligne Rhin-Rhône IL = Ligne insubrienne

de 1919 (Kobold, 1977). Les courbes du soulèvement le long d'un profil nord-sud passant par Schwytz, le Saint-Gothard et Mendrisio sont reproduites sur la figure 28; elles démontrent clairement que le soulèvement maximal n'a pas lieu sur la crête principale des Alpes, mais plutôt au sud du Saint-Gothard, dans le Lépontin. De manière intéressante, il semble que les variations récentes d'altimétrie ne se déroulent pas uniformément; ainsi, entre 1919 et 1970, un vaste soulèvement a été mesuré avec un maximum de 1,4 mm par an près de Biasca (fig. 24), alors que, durant les 50 années précédentes, le soulèvement s'est manifesté asymétriquement, avec un maximum prononcé au nord de Bellinzone, aux environs de la zone d'accident insubrique (fig. 28).

La répartition géographique du degré de métamorphose des roches affleurant à la surface des régions alpines fournit l'indication d'une tendance de soulèvement semblable (Frey et al., 1974). Une nouvelle carte des roches touchées par la métamorphose alpine a été établie dans la région de la géotraverse suisse; elle contient également les estimations de température et de pression correspondantes. Cette carte montre que la croûte terrestre a subi un soulèvement de plus en plus prononcé lorsqu'on va

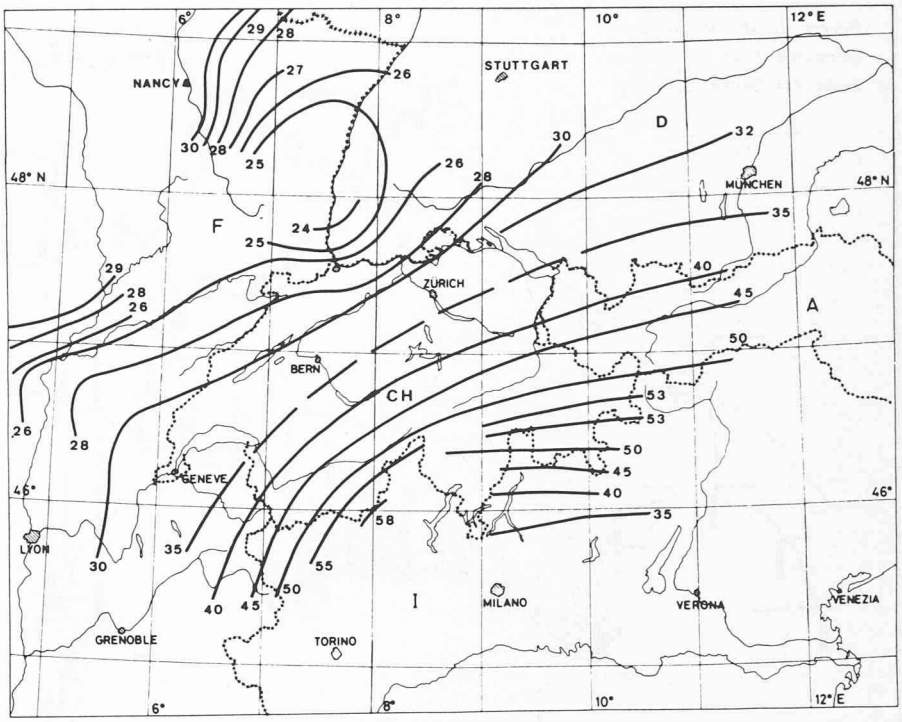

Fig. 25. — Carte des isolignes de la profondeur de la limite entre le manteau et la croûte (Moho) en Suisse et dans les régions frontalières (d'après Müller et al., 1980; Egloff, 1979, ainsi que Ansorge et al., 1979). Les profondeurs sont indiquées en kilomètres. On reconnaît clairement le bombement du manteau en forme de dôme dans la partie méridionale du fossé rhénan, la déclivité de la Moho en direction de la partie centrale des Alpes, ainsi que sa montée rapide sous les Alpes méridionales, jusqu'en bordure septentrionale de la plaine du Pô.

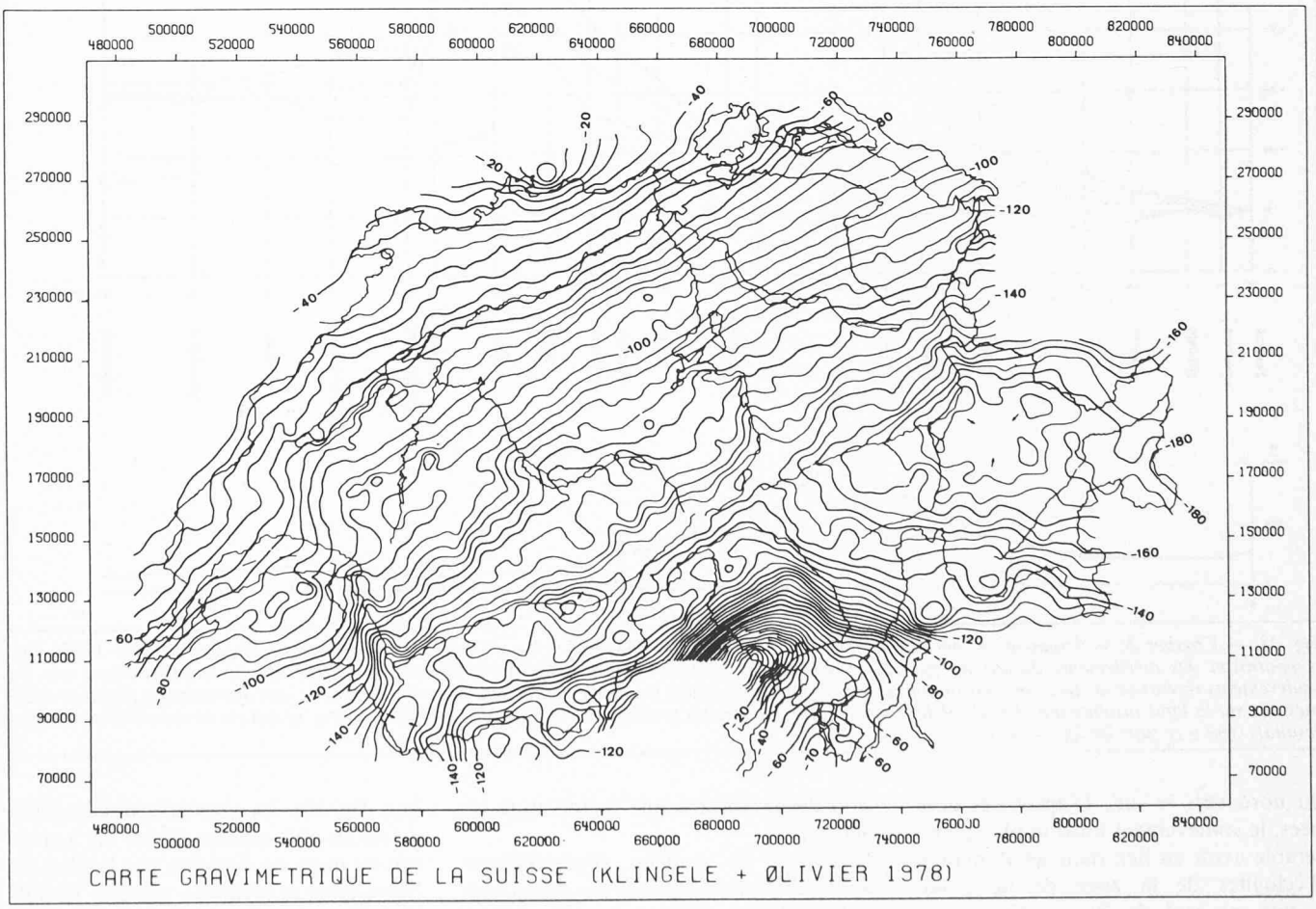

Fig. 26. — Nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Klingelé et Olivier, 1979), basée sur 2019 points de mesure récents répartis sur tout le territoire. Ce relevé national a été exécuté de 1971 à 1979 sur mandat de la Commission géophysique suisse (voir Kahle et Klingelé, 1979). Les isolignes de la gravitation de Bouguer courent en général parallèlement aux Alpes. La gravitation diminue en direction de la crête pour y atteindre sa valeur minimale. La tendance régionale reflète assez bien le tracé de la limite entre le manteau et la croûte (fig. 25). Dans le sud, elle est cependant effacée par l'influence du Corps d'Ivrée.

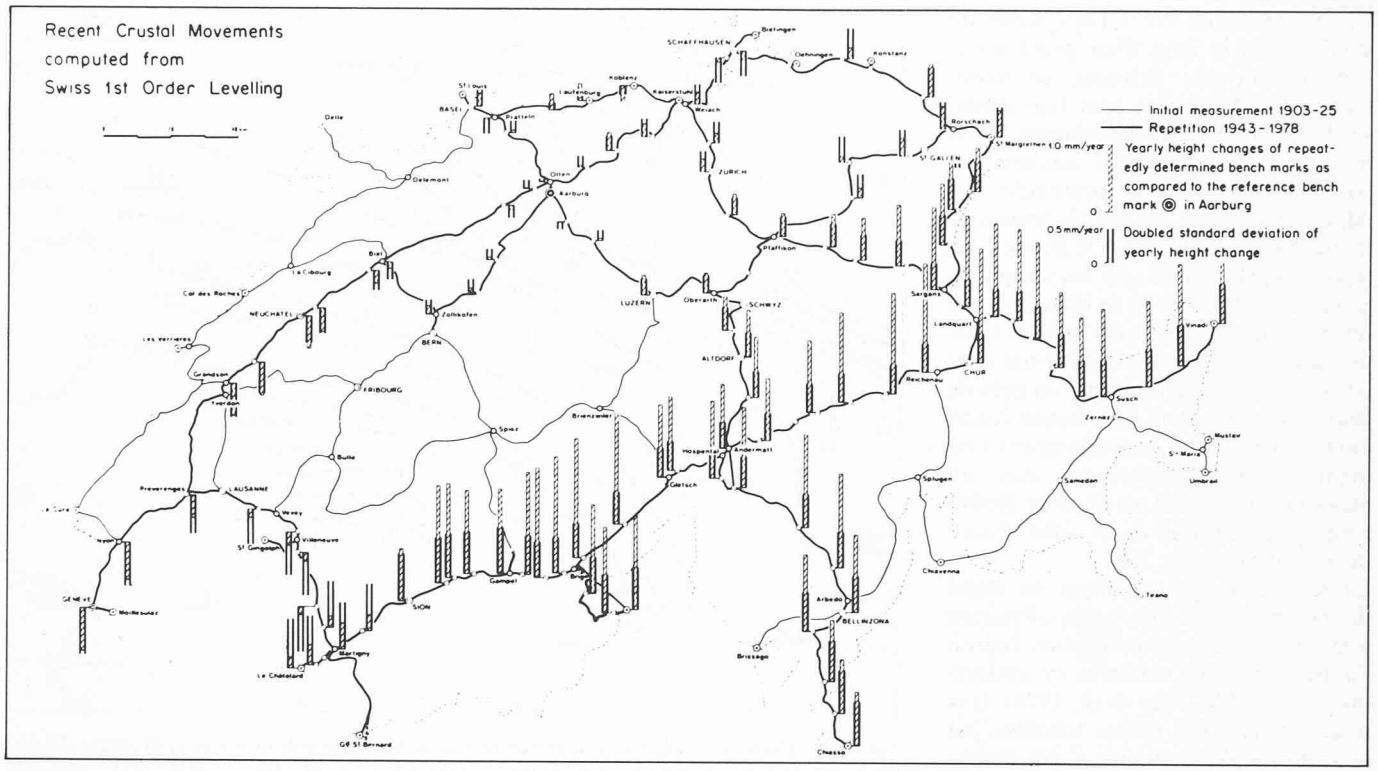

Fig. 27. — Taux de variation des mouvements verticaux de la croûte en Suisse (d'après Gubler et al., 1980). Les données se basent sur une répétition des mensurations géodésiques des nivellements de précision dans les années 1903-1925 et 1943-1978. Sur la plupart des points dans les environs des Alpes, les variations d'altimétrie mesurées dépassent clairement les marges d'erreur; elles indiquent un soulèvement continu des Alpes à une vitesse d'environ 1 mm par an.

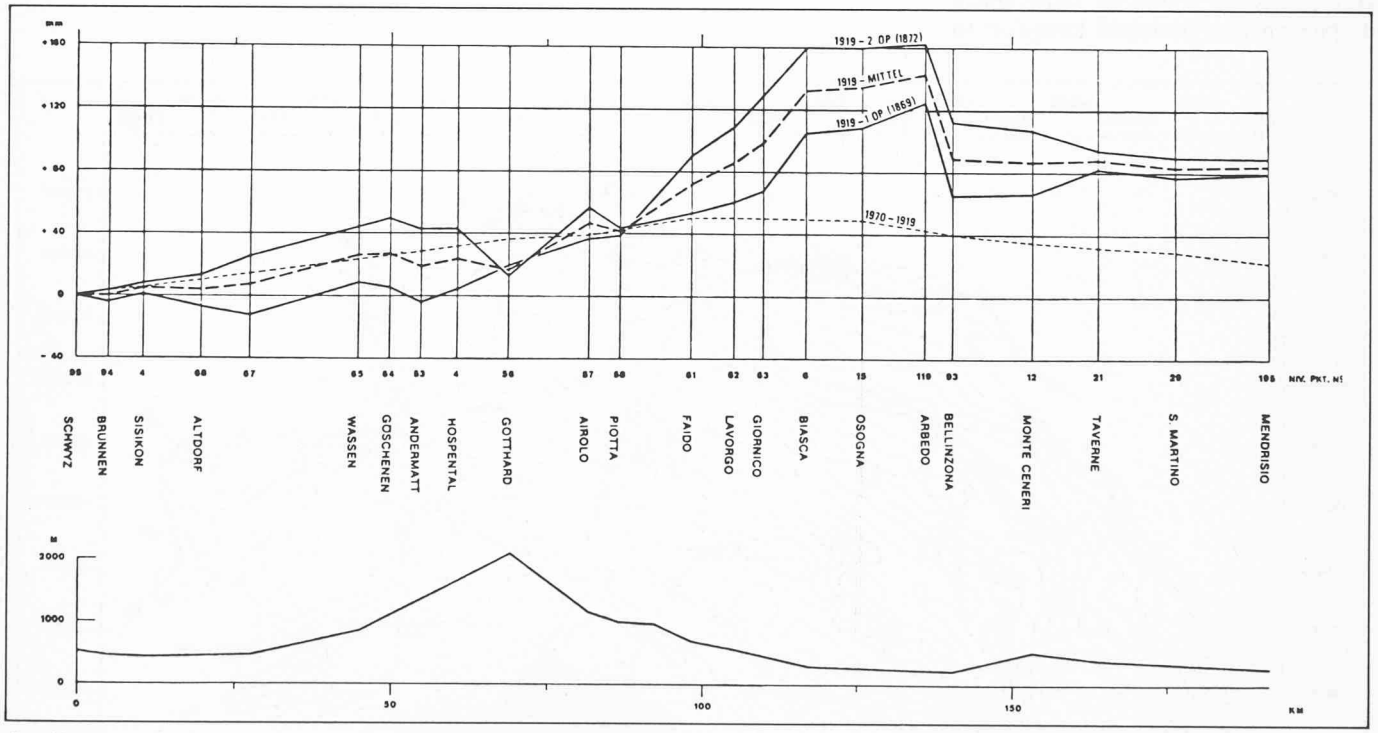

Fig. 28. — Courbes de soulèvement en fonction du temps, le long du profil nord-sud Schwyz-Saint-Gothard-Mendrisio (d'après Kobold, 1977). Une comparaison des nivellements durant les périodes 1919-1869 et 1919-1872 avec celles de la période 1970-1919 montre manifestement que les soulèvements récents ne se déroulent pas uniformément. Il est remarquable que, pour la première période de mesures, une discontinuité flagrante a été mesurée sur la ligne insubrienne (Arbedo-Bellinzone); celle-ci indique un soulèvement asymétrique du bloc lépontin, ce qui est en accord avec d'autres résultats (voir à ce sujet les fig. 29 et 30).

du nord vers le sud. D'après ces données, le soulèvement local le plus grand semble avoir eu lieu dans les domaines d'éclogites de la zone de la Cima-Lunga, au sud de Biasca. On trouve aujourd'hui à la surface de cette zone des roches ayant dû séjourner précédemment à des profondeurs d'environ 60 km (ce qui correspond à une pression de 25 kb et à une température de 800°C).

Le calcul de modèles géothermiques dans différents domaines des Alpes centrales (Werner, 1980) permet de reconstituer schématiquement, pour les derniers 40 millions d'années, l'histoire du soulèvement de blocs de la croûte isolés, entre les lignes Rhin-Rhône et insubrique (fig. 30). La séquence des soulèvements les plus rapides débute il y a environ 40 millions d'années par le bloc du Mont-Rose et continue, quelque 10 millions d'années plus tard, par les soulèvements rapprochés des blocs du Bergell, de la Léventine et du Simplon. Suit une période de soulèvements modérés dans cette région des Alpes. Les résultats du

calcul de ces modèles sont en accord avec les relevés et il en découle que les taux de soulèvement étaient au début bien supérieurs aux valeurs calculées pour les derniers 15 millions d'années; ces dernières correspondent elles-mêmes aux récents taux de mouvement vertical mesurés géodésiquement (fig. 27).

Comme cela a déjà été mentionné à propos des données géodynamiques pour la géotraverse II (fig. 24), une composante horizontale de compression s'ajoute au processus de soulèvement isostatique; elle pourrait vraisemblablement provenir du mouvement, actuellement orienté vers le nord-ouest, de la plaque africaine par rapport à la plaque eurasienne (fig. 6). Cette poussée horizontale conduit à des contraintes de compression (fig. 7) dans la zone de contact entre les deux plaques (voir à ce sujet, sur la fig. 24, la structure en forme de copeaux de la croûte supérieure).

10. Structures profondes anormales dans la zone de collision

A l'intérieur de l'arc des Alpes occidentales (fig. 26), le Corps d'Ivrée, caractérisé par une anomalie de Bouguer positive, appartient également à la catégorie des structures de compression, même si son âge peut avoir un lien direct avec le plissement des Alpes. Un profil à travers la croûte de la zone d'Ivrée-Verbano (près de Domodossola), établi à partir de mesures sismiques et gravimétriques (Kissling, 1980), met à jour la structure assez compliquée du Corps d'Ivrée (fig. 31). Le relief en forme de cuve de la surface séparant la croûte du manteau sous l'énorme bloc d'Ivrea est très semblable au tracé de la Moho endessous de la géotraverse des Alpes occidentales (fig. 23). Ici comme là-bas on trouve au nord-ouest une croûte de densité moyenne de 2,81 g/cm^3, au-dessus d'un manteau non perturbé de densité 3,3 g/cm^3. On trouve à l'intérieur de la croûte, sous les Alpes et la plaine du Pô, une épaisse couche de densité plus élevée (2,88 g/cm^3), qui peut être attribuée à la croûte médiane et inférieure des Alpes méridionales «africaines» (fig. 24). Déplacée vers le haut au nord-ouest de la ligne insubrique (IL sur la fig. 31), cette couche forme un cône qui fend la croûte «européenne». Dans la région du lac Majeur, elle est traversée par une langue de la couche de l'écorce terrestre qui s'élève, atteint avec une densité moindre (3,15 g/cm^3) la surface du globe et est brusquement interrompue le long de la ligne insubrienne. Le calcul de l'effet sur la pesanteur de ce modèle correspond très bien à la pesanteur mesurée (fig. 31).

On pourrait croire, d'après la structure anormale du Corps d'Ivrée, que, durant une collision de plaques, une motte de

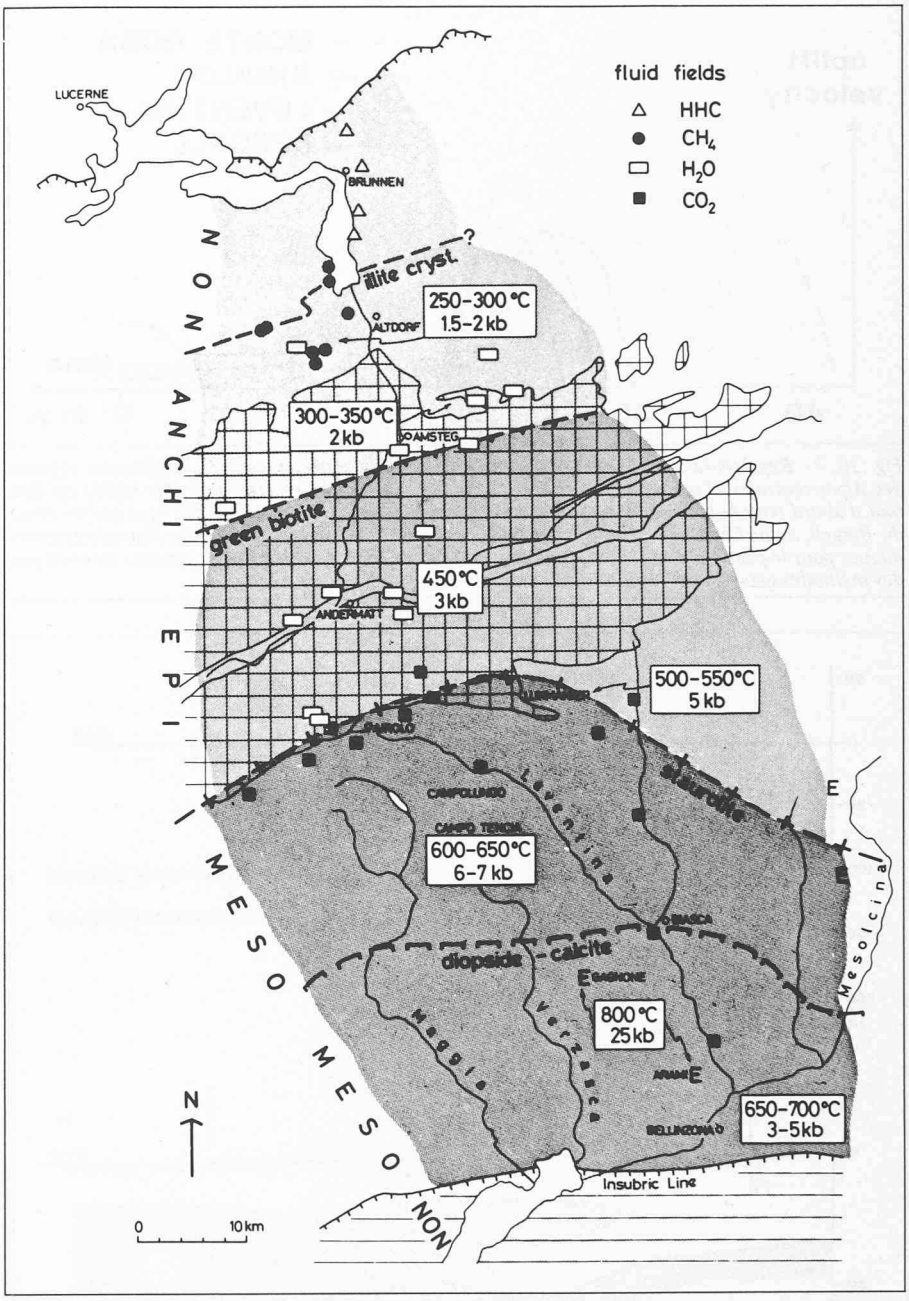

Fig. 29. — Carte de la métamorphose alpine des roches dans la région de la géotraverse suisse, du lac des Quatre-Cantons au Monte Ceneri (d'après Frey et al., 1980). Vers le sud, les données de température et de pression indiquent un soulèvement progressif de la croûte. Le soulèvement le plus important s'obtient pour le domaine d'éclogites dans la zone de la Cima-Lunga, au sud de Biasca. On y trouve en surface des roches qui un jour ont dû être exposées à des températures d'environ 800 °C et des pressions aux alentours de 25 kilobars (kb), c'est-à-dire à des profondeurs d'à peu près 60 km.

la couche extérieure ait été coupée et pliée vers le haut. Mais si, en consultant les cartes gravimétriques (fig. 26) et magnétiques (fig. 9) de la Suisse, on compare les effets perturbateurs flagrants de ce corps avec ce qui se passe dans le reste de l'espace alpin, on constate que la croûte et la couche supérieure ont manifestement dû être déformées d'une autre manière. Il est peut-être possible d'expliquer les profondeurs de la Moho observées ainsi que la structure de la couche supérieure atteignant des profondeurs d'environ 300 km, telle qu'elle a été déduite de l'inversion des ondes sismiques de surface (Panza et Müller, 1979), par la présence d'une «zone d'engloutissement» escarpée sous la chaîne des Alpes (fig. 32). La Moho est certes déformée sous l'influence de la rencontre des plaques, mais la croûte continentale, compressée et imbriquée, ne peut être subduite. C'est pourquoi il n'existe ici aucune zone de subduction sous la forme habituellement rencontrée le long d'une frontière de plaque destructive. Il se forme en lieu et place une «zone d'engloutissement», dans laquelle la lithosphère inférieure (froide) des deux plaques (caractérisée par des vitesses des ondes sismiques de cisaillement (V_s) variant dans un intervalle de 4,3 à 4,6 km/sec) est repoussée ou attirée vers le bas, à l'intérieur d'une asthénosphère chaude (V_s entre 4,1 et 4,3 km/sec).

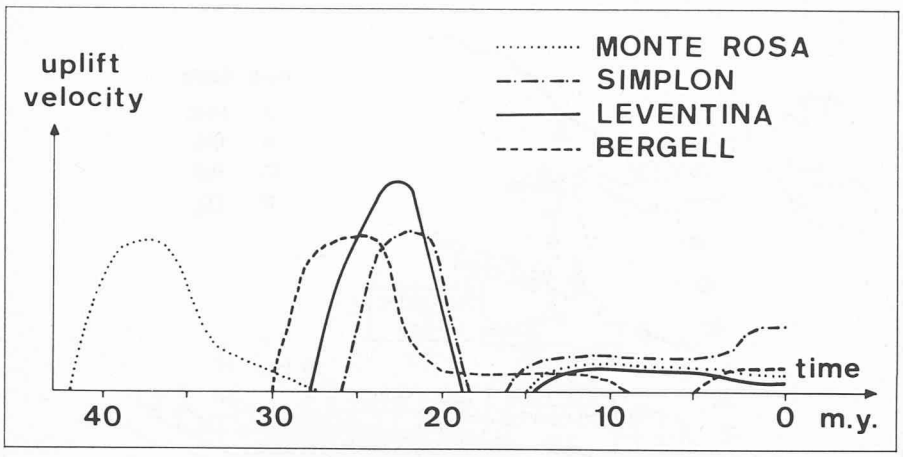

Fig. 30. — Représentation schématique de la séquence du soulèvement dans différentes régions des Alpes centrales (d'après Werner, 1980). Selon ce schéma, le soulèvement le plus rapide eut lieu tout d'abord pour le bloc du Mont-Rose, suivi quelque 10 millions d'années plus tard par les blocs du Bergell, de la Léventine et du Simplon. La vitesse de soulèvement déduite de données géothermiques pour le passé le plus récent est en accord avec les taux de soulèvement actuels, mesurés par des méthodes géodésiques (voir à ce sujet la fig. 27).

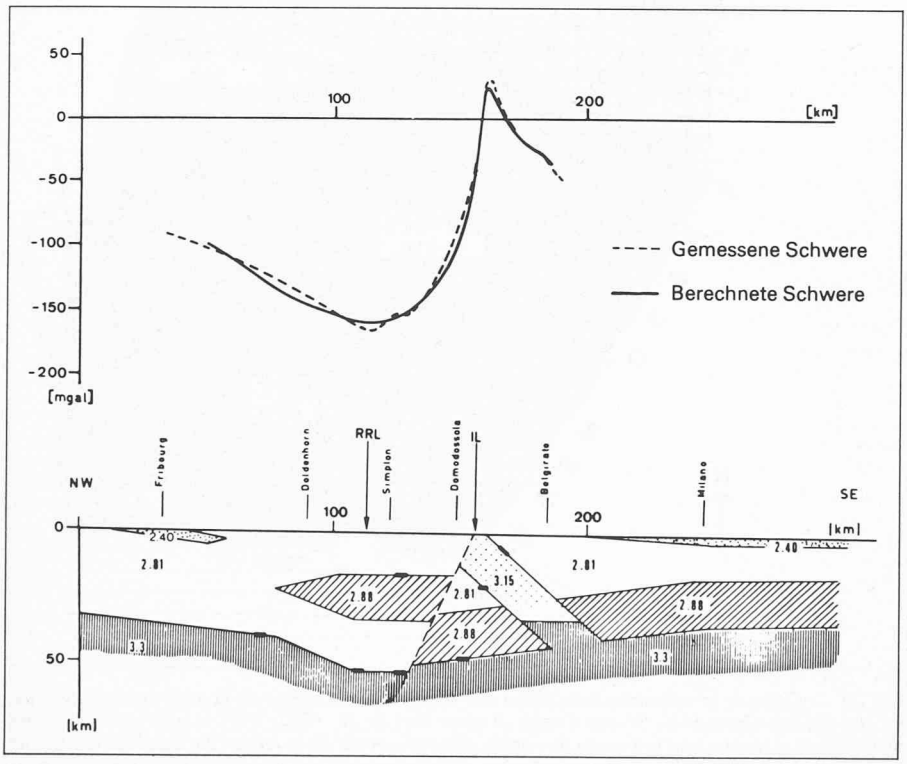

*Fig. 31. — Comparaison entre l'anomalie gravimétrique mesurée sur le Corps d'Ivrée (*Gemessene Schwere*) et l'anomalie du modèle de la croûte (*Berechnete Schwere*) représentés au bas de la figure (Kissling, 1980). La diminution de gravitation prononcée mesurée sur le flanc occidental du Corps d'Ivrée peut être expliquée par une structure cylindrique de densité supérieure, située à l'aplomb du Simplon.*

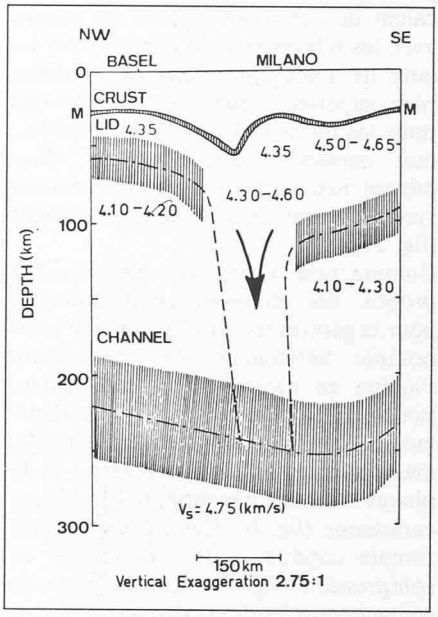

Fig. 32. — Coupe à travers le système lithosphère-asthénosphère sous la géotraverse suisse (Bâle-Milan), déduite de l'interprétation de mesures de dispersion effectuées sur des ondes de surface dans la région alpine (d'après Panza et Müller, 1979). Les hachures verticales correspondent aux marges d'erreur pour le calcul des profondeurs de la limite entre le manteau et l'écorce (M), la frontière entre la lithosphère et l'asthénosphère ainsi que la limite inférieure de l'asthénosphère (« Channel », voir également à ce sujet la fig. 13). Par une vaste compression des Alpes, des matériaux de la croûte et de la lithosphère (« Lid ») inférieures ont vraisemblablement été repoussés sous forme de « zone d'engloutissement » dans l'asthénosphère.

11. Activité séismique en Suisse, conséquence du processus de collision

Le champ de contraintes autour de deux plaques entrant en collision ne se limite pas aux seules frontières des plaques, mais s'étend au contraire à un domaine plus vaste; c'est pourquoi il influence aussi fortement la situation tectonique des deux côtés des frontières. La séismicité actuelle de la Suisse devrait être interprétée dans ce sens.

Durant la dernière décennie, le Service séismique suisse a construit un réseau télémétrique de stations séismiques modernes. La majeure partie des tremblements de terre affectant la Suisse est d'intensité relativement faible; la plupart du temps, ils ne peuvent être enregistrés qu'au moyen d'appareils de mesure très sensibles. La *Carte séismique de la Suisse* (Mayer-Rosa, 1979) représente les épicentres, c'est-à-dire la situation géographique de la projection en surface du foyer d'un séisme, pour tous les tremblements de terre ayant eu lieu en Suisse de 1972 à 1978 (fig. 33). Bien que les épicentres semblent se répartir dans tout le pays, on peut reconnaître trois régions principales. Le domaine séismiquement le plus actif de Suisse se situe actuellement en Valais; il s'étend en direction du nord-nord-ouest jusqu'aux lacs de Neuchâtel et de Bienne. On trouve d'autres régions actives dans le Vorarlberg et les Grisons, ainsi que dans les environs de Bâle. Les foyers des tremblements de terre se situent à des profondeurs réduites, 30 km au maximum.

Le séismologue peut reconstituer le mouvement au foyer d'un tremblement de terre à partir de la direction de la première déviation des sismographes autour de l'épicentre. Dans la plupart des cas, il peut situer deux secteurs de compression ainsi que les deux secteurs de dilatation correspondants sur une demi-sphère fictive, centrée sur le foyer et orientée vers le bas. Il peut reporter graphiquement ces secteurs sur un stéréogramme. Les zones foncées sur les stéréogrammes de la figure 34 représentent des secteurs de compression, alors que les zones claires correspondent aux secteurs de dilatation. Le séismologue peut trouver les trois composantes principales du champ de contraintes à l'aide de modèles simples pour le mécanisme au foyer d'un séisme. Les résultats ramenés aux foyers de tremblements de terre en Suisse (Pavoni, 1977) montrent que les pressions maximales sont dirigées à peu près horizontalement et orientées environ perpendiculairement à l'arc alpin (fig. 34). Presque tous les résultats représentés correspondent à des déplacements latéraux tournant à gauche. Ces mouvements pourraient

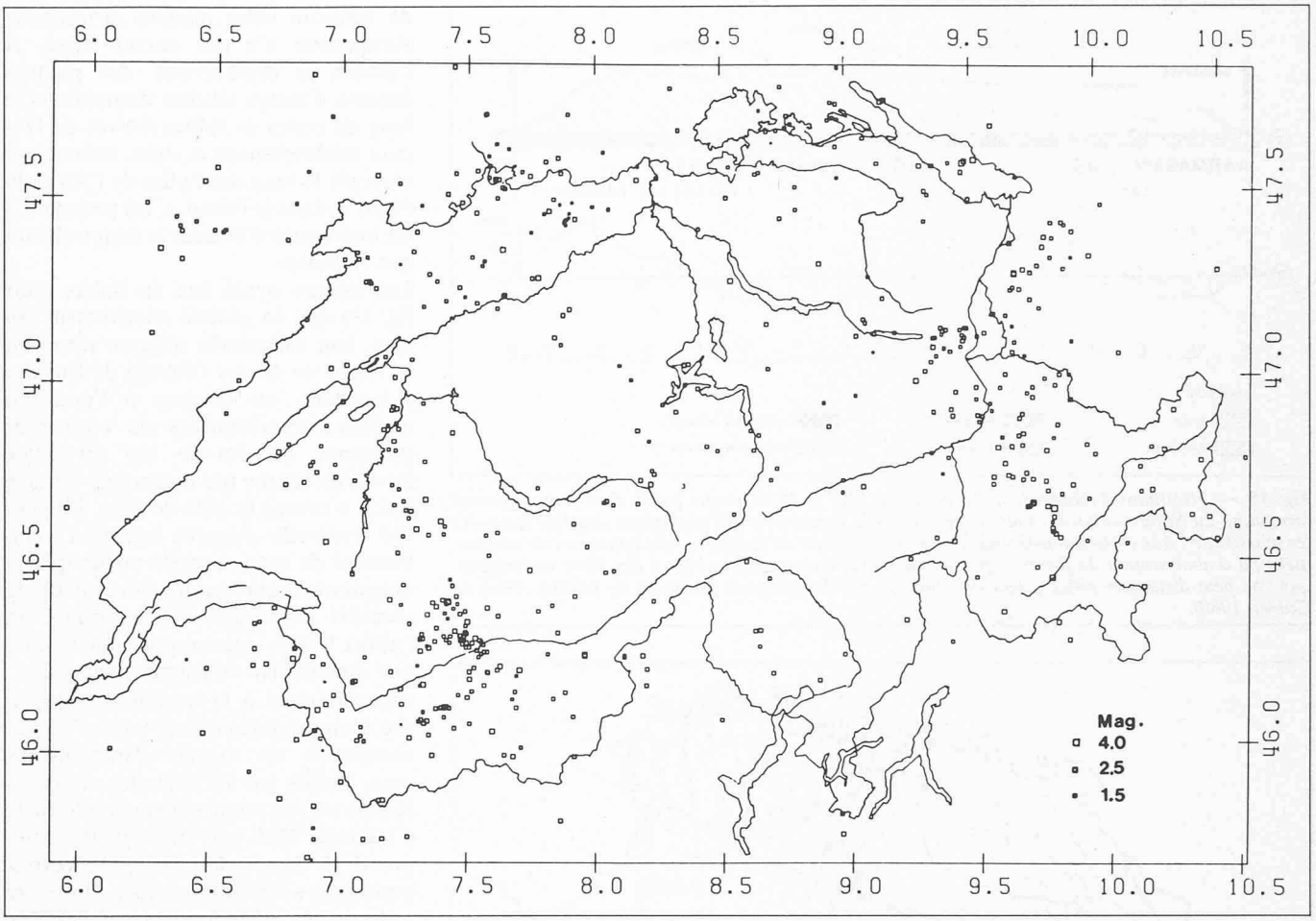

Fig. 33. — Répartition des épicentres des séismes en Suisse pour la période 1972-1978 (d'après Mayer-Rosa et Müller, 1979). La localisation des tremblements de terre se base sur des données enregistrées à l'aide d'instruments. La profondeur des foyers se situe entre 2 et 30 km. Notez les régions de séismicité plus élevée dans les Grisons, le Valais, les cantons de Fribourg et Berne ainsi que dans les environs de Bâle. Les estimations faites par le Service séismique suisse ont une marge d'erreur maximale de 1 à 5 km.

être interprétés comme des réactions à la rotation, toujours en cours, de la péninsule Apennine (dans le sens contraire à celui des aiguilles d'une montre).

Les mesures géodésiques fournissent également des indices indépendants pour la prédominance de contraintes de pression horizontales dans l'espace alpin. Effectuée la première fois en 1917, la mensuration précise de l'altimétrie du tunnel du Gothard a été répétée en 1977 (Funk et Gubler, 1980). La comparaison des deux nivellements montre manifestement que des variations d'altimétrie de quelques millimètres se produisent systématiquement (fig. 35). La longueur d'onde des vagues de cette « tôle ondulée » presque symétrique est de quelques kilomètres. Des contraintes de compression non négligeables dans la zone centrale des Alpes pourraient provoquer cet effet (voir fig. 24).

12. Géothermique et structure du sous-sol du Plateau suisse

Il convient d'attribuer le mécanisme qui actionne le mouvement des plaques, et par conséquent les processus tectoniques, aux conditions thermiques régnant à l'intérieur de la Terre. L'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale et des Alpes doit aussi être étudiée selon cette optique. Durant ces dernières années, beaucoup de données géothermiques ont été relevées sur le territoire suisse (Rybach, 1979). De nombreux gradients de température ont été mesurés par forages sur le Plateau, et reportés sur une carte sous forme d'isolignes du gradient de température (Krüsi et al., 1978). En quelques en-

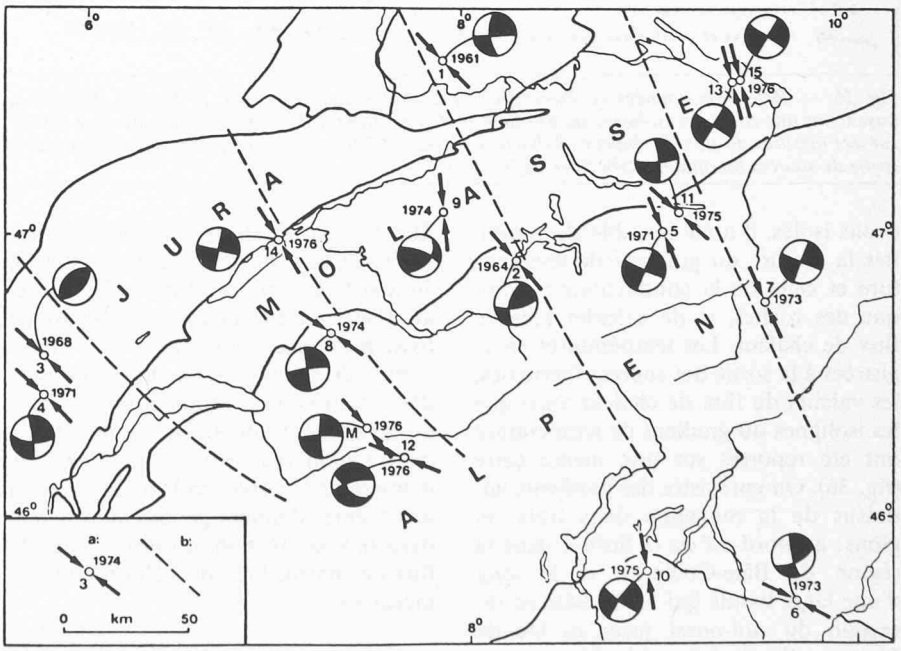

Fig. 34. — Relevé de mécanismes au foyer de séismes en Suisse (d'après Mayer-Rosa et Müller, 1979; Pavoni, 1977). Dans chaque stéréogramme, les secteurs foncés (resp. clairs) représentent les domaines de compression (resp. dilatation) sur la demi-sphère inférieure autour du foyer. La plus grande composante horizontale de compression est déduite de chaque stéréogramme; son orientation est indiquée par les flèches; elle est à peu près perpendiculaire à l'arc alpin.

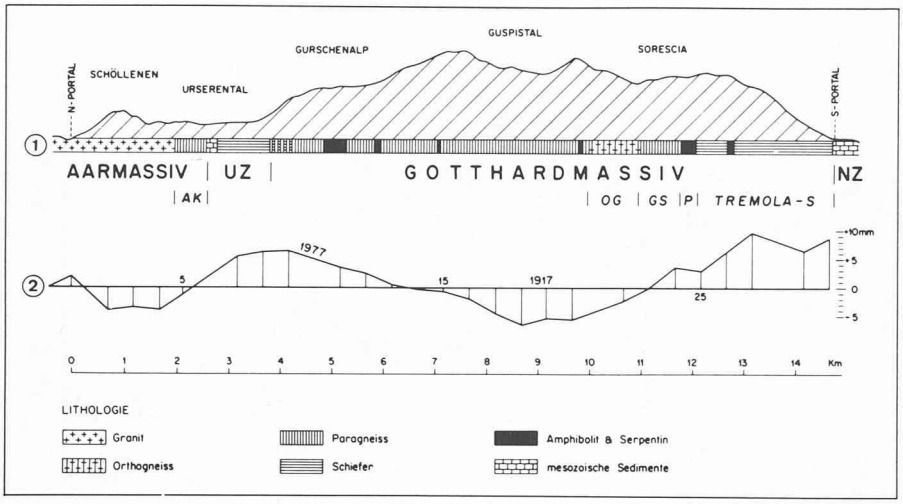

Fig. 35. — Variations d'altimétrie mesurées entre 1917 et 1977 sur des points fixes dans le tunnel ferroviaire du Saint-Gothard (moitié inférieure de la figure) et profil géologique simplifié à travers les massifs de l'Aar et du Saint-Gothard (moitié supérieure de la figure). Les tendances de soulèvement ou d'abaissement de divers segments du tunnel correspondent bien à des blocs tectoniques, que l'on peut distinguer grâce à leur délimitation par des zones de gneiss ou de schistes (Funk et Gubler, 1980).

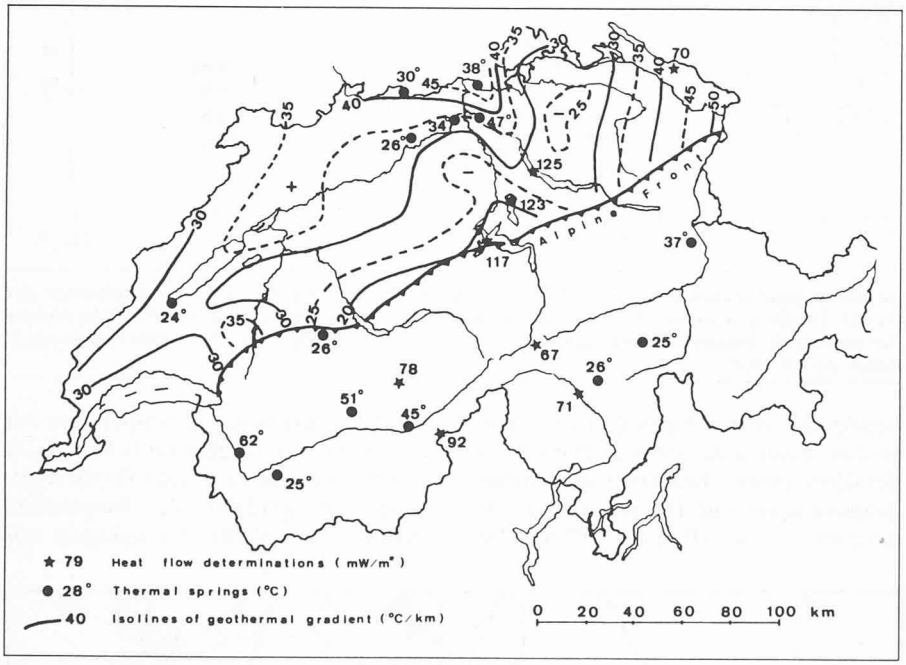

Fig. 36. — Relevé de données géothermiques en Suisse (d'après Rybach, 1979). Ces données se basent sur une carte des isolignes du gradient de température dans le Plateau (Krüsi et al., 1978), sur des mesures du flux de chaleur (Rybach et Finckh, 1979) et sur les températures mesurées à la sortie de sources thermales (Rybach et Jaffé, 1976).

droits isolés, il a été possible de combiner la mesure du gradient de température et celle de la conductivité thermique des roches, et de calculer ainsi le flux de chaleur. Les températures enregistrées à la sortie des sources thermales, les valeurs du flux de chaleur ainsi que les isolignes du gradient de température ont été reportés sur une même carte (fig. 36). On enregistre des gradients au-dessus de la moyenne dans trois régions: au nord-est de la Suisse, dans la région de Bâle-Coblence et le long d'une large bande qui va de Bâle en direction du sud-ouest jusqu'au lac de Bienne. Il s'agit vraisemblablement, pour cette dernière anomalie thermique, de la continuation, cachée dans les profondeurs, du système de rift du fossé rhénan (voir aussi à ce sujet la fig. 12).

Des recherches sismiques détaillées sur la profondeur du socle cristallin sous le Jura et le bassin molassique (Rybach et al., 1980) ont mis à jour une structure de fossé prononcée, qui part de Bâle en direction du sud (fig. 37) et doit être considérée comme la continuation de la partie méridionale du fossé rhénan. Dans cette région (fig. 36), les gradients de température correspondent en général aux mêmes données géothermiques que dans le fossé rhénan, où des valeurs de flux de chaleur bien plus élevées ont été mesurées.

13. Risque séismique en Suisse

La séismicité actuelle en Méditerranée (voir fig. 1 et 7) indique que le processus de collision entre plaques africaine et européenne n'a pas encore cessé. A l'avenir, le déplacement des plaques causera d'autres séismes destructeurs le long de zones de failles actives de l'espace méditerranéen et alpin, comme par exemple le long des failles de l'Atlas du Nord et dans le Frioul. C'est pourquoi il est intéressant d'évaluer le risque séismique en Suisse.

Les séismes ayant lieu en Suisse (voir fig. 33) sont en général relativement faibles; leur magnitude dépasse rarement la valeur de 4,5 sur l'échelle de Richter. Cependant, on observe à l'occasion quelques tremblements de terre plus puissants. Ce fut le cas en 1356, lorsqu'un séisme (de magnitude estimée à 6,5) a ravagé la ville de Bâle. L'intensité maximale observée lors d'un tremblement de terre se prête mieux que la magnitude pour rendre compte de la sismicité historique; c'est pourquoi on l'utilise le plus souvent pour une estimation quantitative du risque séismique.

Contrairement à la magnitude, l'intensité d'un tremblement de terre n'est pas enregistrée au moyen d'instruments, mais établie sur la base des effets du séisme sur son environnement. L'échelle d'intensité MSK utilisée à cet effet comprend 12 degrés. L'intensité 12 correspond à un séisme dévastateur, l'intensité 1 décrit des effets à peine perceptibles, que seuls des instruments peuvent détecter. Une intensité de 7 à 8 correspond à de gros dommages; elle signifie la chute de constructions trop faibles.

Le Service séismique a élaboré une carte du risque sismique sur la base de la sismicité historique, de la nouvelle carte de la séismicité de la Suisse (fig. 33) ainsi que de témoignages macrosismiques régulièrement rapportés sur les effets des tremblements de terre (Sägesser et Mayer-Rosa, 1978). Partant de la probabilité qu'un tremblement de terre se produit tous les 100 ans (probabilité de 10^{-2} par année), on peut calculer l'intensité à attendre dans un tel cas. La *Carte du risque séismique en Suisse* (fig. 38) ressemble à la carte de la séismicité (fig. 33). Quatre régions sont particulièrement exposées: le Valais, l'Engadine ainsi que les environs de Bâle et de Genève. Il faut compter sur *un séisme d'intensité supérieure à 6 par siècle autour de Genève et Bâle, de même qu'en Suisse orientale* alors qu'*en Valais cette intensité pourrait être supérieure à 7.* On peut dessiner sur cette base une carte des zones simplifiée, qui représente plus clairement de façon semi-quantitative le risque sismique en Suisse.

Tous ces exemples montrent que les processus tectoniques globaux régissant l'évolution de la zone de transition entre les plaques africaine et européenne sont ressentis jusque dans notre environnement immédiat. L'exploration des processus géodynamiques se déroulant actuellement fournit la clef d'une meil-

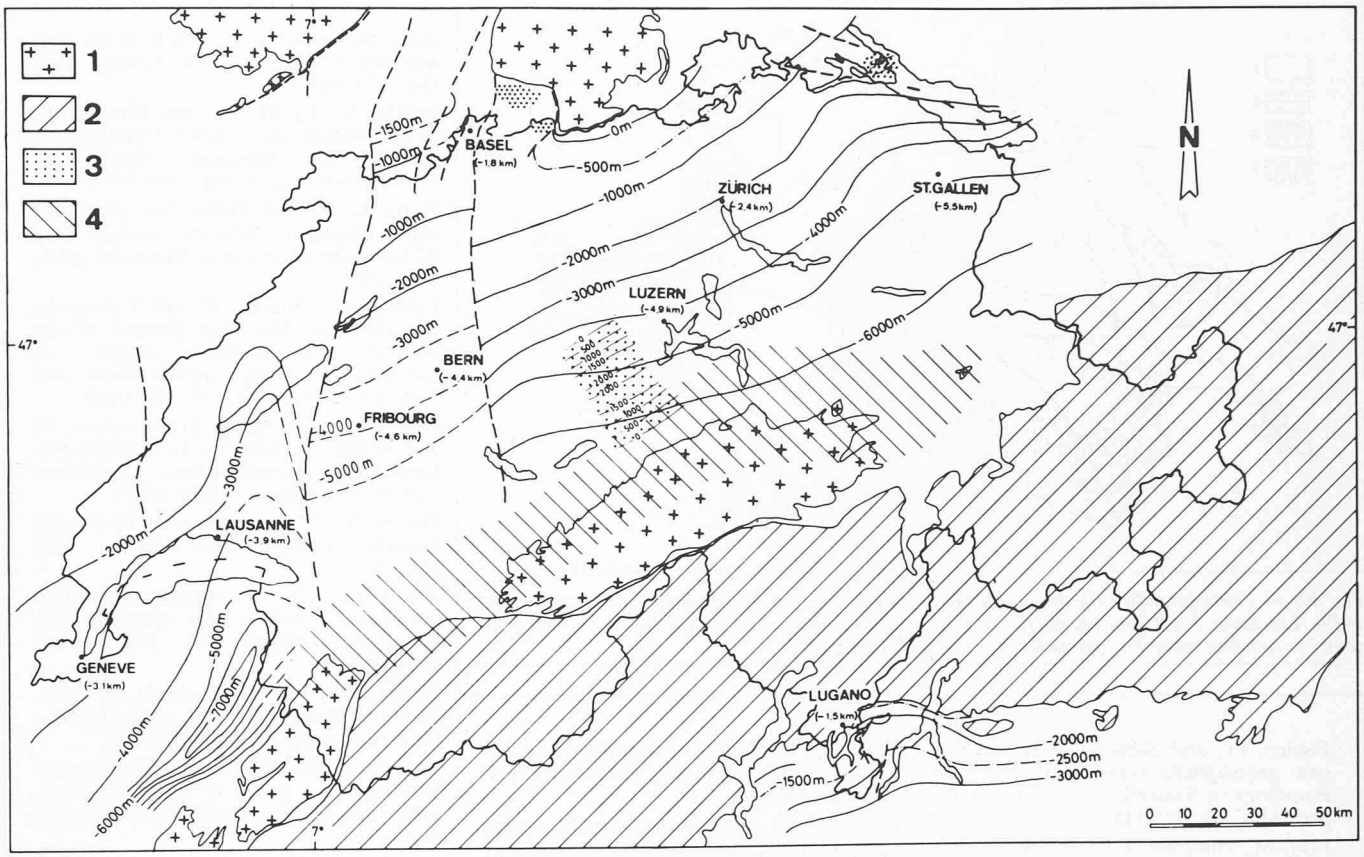

Fig. 37. — Carte des isolignes de la profondeur du socle cristallin sous le Jura et le bassin molassique. La continuation du fossé rhénan en direction du sud se reconnaît clairement (Rybach et al., 1980).

leure compréhension des phénomènes géologiques du passé. Elle permet au géophysicien de compléter petit à petit ses connaissances de la structure et la dynamique de notre planète.

Adresse des auteurs:
Prof. Dr. St. Müller, Prof. Dr. W. Lowrie, Institut für Geophysik, EPFZ Hönggerberg, CH-8093 Zurich

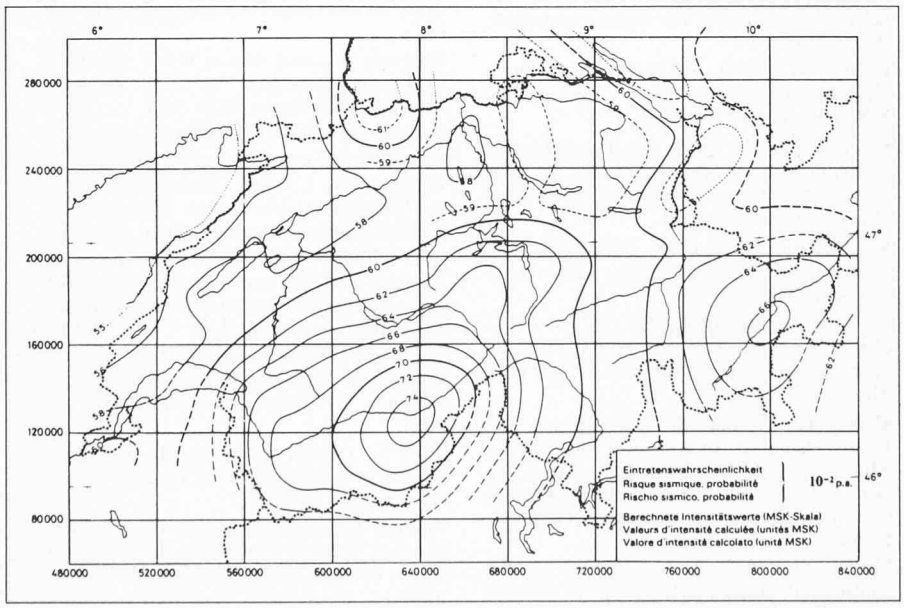

Fig. 38. — Carte du risque séismique en Suisse, pour une probabilité d'un séisme par siècle (Sägesser et Mayer-Rosa, 1978). Les intensités des séismes (d'après l'échelle de MSK), que l'on peut attendre à ce niveau de probabilité, ont été calculées et cartographiées sur la base de la séismicité historique connue.

Bibliographie

Ansorge, J.: 1975. Die Feinstruktur des obersten Erdmantels unter Europa und dem mittleren Nordamerika. Dissertation, Univ. Karlsruhe: 111 pp.

Ansorge, J., Müller, St., Kissling, E., Guerra, I., Morelli, C., and Scarascia, S.: 1979. Crustal section across the Zone of Ivrea-Verbano from the Valais to the Lago Maggiore. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 21: 149-157.

Banda, E., and Ansorge, J.: 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. Geophys. J.R. astr. Soc., 63: 515-532.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Müller, St., Udias, A., and Mezcua, J.: 1980 (a). Seismic crustal studies in the Betic Cordillera and the Balearic islands. In: Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas, Instituto Geográfico Nacional, Madrid: 269 pp.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., and Cordoba, D.,: 1980 (b). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). Earth Planetary Sci. Lett., 49: 219-230.

Banda, E., Udias, A., and Müller, St.: 1980 (c). Regional variations of the crust in the Iberian peninsula (abstract). 7th Annual Meeting, European Geophys. Soc., Budapest.

Bott, M. H. P.: 1970. The interior of the earth. E. Arnold Publ. Ltd., London: 316 pp.

Büchi, U. P., und Trümpy, R.: 1976. Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel-Chiasso. Schweiz. miner. petr. Mitt., 56: 589-603.

Channell, J. E. T., D'Argenio, B., and Horvath, F.: 1979. Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. Earth Science Rev., 15: 213-292.

Dewey, J. F., Pitman, W. C. III., Ryan, W. B. F., and Bonnin, J.: 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 3137-3180.

Edel, J. B., Fuchs, K., Gelbke, C., and Prodehl, C.: 1975. Deep structure of the southern Rhinegraben area from seismic refraction investigations. J. Geophys., 41: 333-356.

Egloff, R.: 1979. Sprengseismische Untersuchungen der Erdkruste in der Schweiz. Dissertation, ETH Zürich: 167 pp.

Fischer, G., and Le Quang, B. V.: 1980. A model of the Jorat magnetic anomaly based on the three field components. Eclogae geol. Helv., 73/2: 663-679.

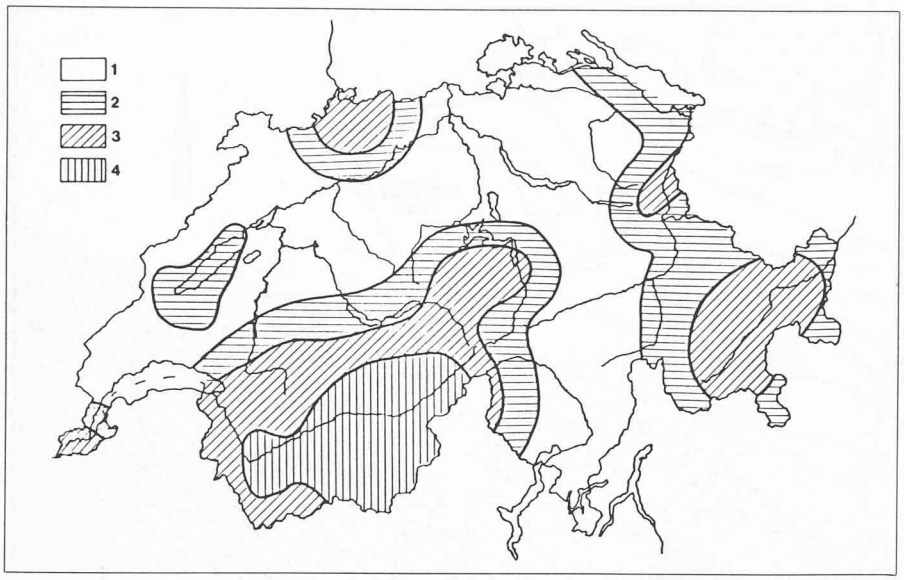

Fig. 39. — Carte simplifiée du danger de tremblement de terre en Suisse (d'après Mayer-Rosa, 1979). Les zones 1 à 4 sont caractérisées par un degré croissant du danger: zone 1 — restreint; zone 2 — modéré; zone 3 — prononcé; zone 4 — plus grand.

Fischer, G., and Schnegg, P.-A.: 1979. A new geomagnetic survey and geoelectric soundings in Switzerland. Schweiz. miner. petr. Mitt., 59: 185-188.

Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E., and Niggli, E.: 1974. Alpine metamorphism of the Alps—a review. Schweiz. miner. petr. Mitt., 54: 247-290.

Frey, M., Bucher, K., Frank, E., and Mullis, J.: 1980. Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso—a review. Eclogae geol. Helv., 73: 527-546.

Frisch, W.: 1980. Plate motions in the orogen of the Alps and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. Berliner Geowiss. Abh., Reihe A, Bd. 19: 51-53.

Funk, H.-P., und Gubler, E.: 1980. Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. Eclogae geol. Helv., 73/2: 583-592.

Gubler, E.: 1976. Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. Schweiz. miner. petr. Mitt., 56: 675-678.

Gubler, E., Kahle, H.-G., Klingelé, E., Müller, St., and Olivier, R.: 1980. Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. Tectonophysics. In press.

Heller, F.: 1980. Palaeomagnetic evidence for Late Alpine rotation of the Lepontine area. Eclogae geol. Helv., 73: 607-618.

Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J., and Vadell, M.: 1980. Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. Geophys. Res. Lett., 7: 263-266.

Hsü, K. J.: 1971. Origin of the Alps and Western Mediterranean. Nature, 233: 44-48.

Illies, J. H.: 1975. Interplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. Geol. Rundschau, 64: 677-699.

Kahle, H.-G., and Klingelé, E.: 1979: Recent activities in gravimetry and physical geodesy. Schweiz. miner. petr. Mitt., 59: 207-217.

Kind, R.: 1974. Long-range propagation of seismic energy in the lower lithosphere. J. Geophys., 40: 189-202.

Kissling, E.: 1980. Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz. Dissertation, ETH Zürich: 165 pp.

Klingelé, E., und Olivier, R.: 1979. Schwerekarte der Schweiz (Bouguer-Anomalien). Carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). (Karte 4 der Geophysikalischen Landeskarten 1:500 000). Bundesamt für Landestopographie, Wabern/Bern.

Klingelé, E., und Olivier, R.: 1980. La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Die neue Schwerekarte der Schweiz). Beitr. geol. Karte Schweiz, Ser. Geophys. 20. Im Druck.

Kobold, F.: 1977. Die Hebung der Alpen aus dem Vergleich des «Nivellement de Précision» der Schweizerischen Geodätischen Kommission mit den Landesnivellementen der Eidgenössischen Landestopographie. Mensuration — Photogrammétrie — Génie rural, 75/4: 129-137.

Krüsi, H. R., Bodmer, Ph., und Rybach, L.: 1978. Sammlung, Kompilation und Interpretation geothermischer Daten in der Schweiz. Bundesamt für Energiewirtschaft, Bern: 79 pp.

Lowrie, W.: 1980. A paleomagnetic overview of the Alpine system. Mémoire du B.R.G.M., nº 115: 316-330.

Mayer-Rosa, D.: 1969. Die Geschwindigkeitsverteilung sismischer Wellen im oberen Erdmantel Europas. Dissertation, Univ. Stuttgart: 79 pp.

Mayer-Rosa, D.: 1979. Seismizität der Schweiz. Schweizer Ingenieur und Architekt, 49: 13-15.

Mayer-Rosa, D., and Müller, St.: 1979. Studies of seismicity and selected focal mechanisms in Switzerland. Schweiz. miner. petr. Mitt., 59: 127-132.

Miller, H., Müller, St. and Perrier, G.: 1980. Structure and dynamics of the Alps—a geophysical inventory. Final Reports of the Int. Geodynamics Project, Geodyn. Series, American Geophys. Union.

Müller, St.: 1977. A new model for the continental crust. AGU Geophys. Monograph 20. «The Earth's Crust»: 289-317.

Müller, St., Ansorge, J., Egloff, R., and Kissling, E.: 1980. A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain. Eclogae geol. Helv., 73: 463-483.

Müller, St., Egloff, R., und Ansorge, J.: 1976. Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. Schweiz. miner. petr. Mitt., 56: 685-692.

Panza, G. F., and Müller, St.: 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. Mem. Sci. geol., 33: 43-50.

Panza, G. F., Müller, St., and Calcagnile, G.: 1980 (a). The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. Pageoph, 118. Im Druck.

Panza, G. f., Calcagnile, G., Scandone, P., und Müller, St.: 1980 (b). La struttura profonda dell'area mediterranea. Le Scienze, numero 141, volume XXIV: 60-69.

Pavoni, N.: 1977. Erdbeben im Gebiet der Schweiz. Eclogae geol. Helv., 70/2: 351-370.

Perrier, G.: 1980. La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques. Eclogae geol. Helv., 73/2: 407-424.

Pitman, W. C. III., and Talwani, M.: 1972. Sea floor spreading in the north Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., 83: 619-646.

Ritsema, A. R.: 1969. Seismo-tectonic implications of a review of European earthquake mechanisms. Geol. Rundschau, 59: 36-56.

Rybach, L.: 1979. Geothermic and radiometric investigations. Schweiz. miner. petr. Mitt., 59: 141-148.

Rybach, L., and Finckh, P. G.: 1979. Heat flow data in Switzerland. In: Cermak, V., and Rybach, L. (eds.), Terrestrial Heat Flow in Europe: 278-282. Springer-Verlag, Heidelberg.

Rybach, L., and Jaffé, F.: 1976. Geothermal potential in Switzerland. In: Proc. 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1: 241-244.

Rybach, L., Müller, St., Milnes, A. G., Ansorge, J., Bernoulli, D., and Frey, M.: 1980. The Swiss Geotraverse Basel-Chiasso—a review. Eclogae geol. Helv., 73: 437-462.

Rybach, L., Werner, D., Müller, St., and Berset, G.: 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the central Alps, Switzerland. Tectonophysics, 41: 113-126.

Sägesser, R., und Mayer-Rosa, D.: 1978. Erdbebengefährdung in der Schweiz. Schweiz. Bauzeitung, 98/7: 3-18.

Trümpy, R.: 1976. Du Pèlerin aux Pyrénées. Eclogae geol. Helv., 69: 249-264.

VandenBerg, J.: 1979. Reconstructions of the Western Mediterranean area a for the Mesozoic and Tertiary timespan. Geologie en Mijnbouw, 58: 153-160.

Van der Voo, R., and French, R. B.: 1974. Apparent polar-wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. Earth Sci. Rev., 10: 99-119.

Vine, F. J.: 1969. Sea floor spreading: new evidence. J. Geological Education, 27: 6-16.

Vine, F. J., and Matthews, D. H.: 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199: 947-949.

Werner, D.: 1980. Probleme der Geothermik im Bereich der Schweizer Zentralalpen. Eclogae geol. Helv., 73: 513-525.

Williams, C. A.: 1975. Sea floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 24: 440-456.