

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Band: 28 (1975)
Heft: 1

Artikel: La zone du Versoyen : témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale
Autor: Loubat, H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739791>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

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

LA ZONE DU VERSOYEN TÉMOIN POSSIBLE D'UNE INTERSECTION ENTRE DORSALE VOLCANIQUE OCÉANIQUE ET MARGE CONTINENTALE

PAR

H. LOUBAT ¹

RÉSUMÉ

Une comparaison entre les caractères du golfe de Californie et de la zone du Versoyen est présentée. Les conditions paléogéographiques de cette dernière région, au Crétacé, semblent proches de celles du golfe de Californie actuel: bassin peu étendu, dépôts vaseux à caractères deltaïques, lambeaux sialiques enchâssés dans des sédiments marins et des ophiolites, « océanisation » du fond marin sous l'effet d'extension, action hydrothermale intense engendrant un métamorphisme avancé à très faible profondeur; enfin, l'isolement de ce petit segment volcanique et intrusif à caractère d'ophiolites alpinotypes présentant quelques anomalies pétrographiques. La comparaison conduit à l'hypothèse de « plaques » océaniques formant les fonds mésogéens, et d'une dorsale crétacée intersectant obliquement une marge continentale « déchiquetée » et dont les lambeaux (îles) sialiques furent l'objet de translation sur un fond en voie d'« océanisation ».

Les centres volcaniques océaniques se classent parmi trois types majeurs: les dorsales sous-marines, les groupes de grands volcans « en bouclier », les arcs insulaires. Dans l'acceptation la plus schématique de la « tectonique globale » les produits de ces deux premiers types de volcanisme sont occasionnellement incorporés dans les bouleversements tectoniques qui adviennent lorsqu'une « plaque » océanique subit une « subduction », assez souvent sous une bordure continentale: il peut s'agir alors d'une phase annonciatrice, mais cachée en profondeur, de quelque orogénèse ultérieure. Lorsque l'évolution de celle-ci sera terminée et l'érosion révélant les phénomènes qui se sont opérés à proximité de l'ancienne zone de subduction, des massifs ophiolitiques dits « alpinotypes » plus ou moins métamorphiques et disloqués s'observeront parmi les autres ensembles lithologiques, et ils seront attribués à

¹ Département des Sc. de la Terre. Univ. du Québec à Montréal (Canada).

des lambeaux détachés du fond océanique, lui-même englouti dans le manteau terrestre. Certes, parmi ces massifs volcaniques et intrusifs d'affinité basique, remaniés dans le diastrophisme, il se trouve probablement des reliques de grands volcans océaniques isolés, en bouclier; il nous semble que dans ce cas, les caractéristiques

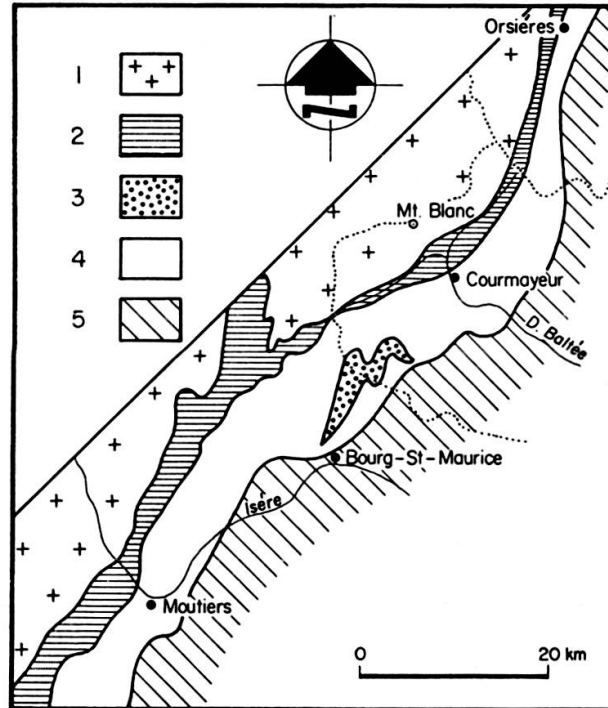


FIG. 1. — Arc NW des Alpes occidentales.

1: massifs cristallins externes. 2: zone delphino-helvétique. 3: zone du Versoyen.
4: unités subbriançonnaises s. lato. 5: zone briançonnaise.

géochimiques, structurales et volumétriques doivent permettre l'identification des lambeaux de ceux-ci. En revanche, nous ne tiendrons compte ici que des ensembles ophiolitiques alpinotypes à peu près « complets », c'est-à-dire pourvus de composants grenues ultramafiques (serpentinisées ou non) et gabbroïques, de diabases en dykes ou sills, de laves sous-marines et de quelques variétés occasionnelles telles que radiolarites, rodingites, diorites quartziques fraîches, etc. En effet, nous devons désormais tenir compte de la distinction faite dans les chaînes alpines entre deux provinces de péridotites (avec leurs dérivées éventuelles) faite par quelques auteurs et récemment par A. Nicolas et E.D. Jackson (1972): elle nous incite à souligner le caractère *complet*, défini ci-dessus, de certains massifs ophiolitiques, et même à prendre le risque de leur assigner une définition génétique: ils ont été engendrés le long de quelque dorsale volcanique sous-marine! Dans la chaîne alpine, les massifs de ce genre abondent dans les régions orientales et centrales; ils se distinguent des éléments beaucoup plus représentatifs du manteau supérieur sous-jacents au continent, qui peuvent affleurer dans les chaînes alpines occidentales.

C'est en ayant ainsi à l'esprit les acquisitions récentes de la géologie sous-marine et de la « tectonique globale », que nous désirons revenir brièvement sur certains caractères étranges de la zone du Versoyen, qui a fait déjà l'objet d'une étude pétrographique générale (H. Loubat, 1968*a* et *b*). Ce petit massif volcanique et intrusif (fig. 1) appartient à la « zone des brèches de Tarentaise », qui vient de faire l'objet d'une étude extrêmement fouillée, très riche en observations et en perspectives (P. Antoine, 1971).

Nous estimons ici que la « zone du Versoyen » constitue un massif ophiolitique alpinotype « complet », et l'objet de cette note est d'ailleurs de montrer comment, à cause même de ses anomalies, ce massif pourrait être génétiquement associé à quelque dorsale volcanique sous-marine de la mer mésogéenne du Crétacé. En évitant d'abord toute considération génétique, nous constatons que le Versoyen présente un ensemble très groupé des variétés et phénomènes suivants : laves en coussins, brèches volcaniques sous-marines, sills diabasiques, puissantes intrusions gabbroïques différenciées, serpentinites.

Si nous désirons synthétiser les observations de terrain de ce massif qui est à *présent* en position *renversée*, il convient de présenter un profil à trois composantes, qui correspondent vraisemblablement chacune à trois zones primitives voisines (distantes de quelques km. au maximum) et qui doivent être considérées comme formant un système homogène et cohérent (fig. 2, A,B,C). En nous aidant de ce profil composite, résumons les caractères marquants, ainsi que les anomalies, de la zone du Versoyen :

a) Les laves en coussins, les brèches de coussins et les sills très peu profonds sont interstratifiés avec des « schistes gris » pauvres en éléments détritiques et qui annoncent les dépôts immédiatement ultérieurs qualifiés traditionnellement de « flysch ». Cette dernière formation, admirablement détaillée par P. Antoine (1971) doit ici nous arrêter quelque peu car elle est précieuse en indications paléogéographiques et bathymétriques auxquelles nous désirerons revenir plus loin. Le terme de « flysch » est très impropre ici, surtout pour les séries basales, chronologiquement proches du volcanisme basique : P. Antoine leur préfère judicieusement le terme de « série détritique de Tarentaise ». Le niveau de base de cette série (Turonien supérieur (?), Sénonien, Campanien) est interprété par P. Antoine (1971) comme l'indice « ...d'une sédimentation très particulière de type molassique. Les dépôts paraissent en effet abandonnés non loin des sources d'apports, en eau peu profonde par divagation de courants à la surface de deltas sous-marins. » (p. 135). Citons encore (p. 143) : « Nous devons admettre que les dépôts se sont effectués sous une faible tranche d'eau (de 0 à 150 ou 200 m) à proximité de zones émergées sous forme de deltas sous-marins. » Cet auteur indique également que les dépôts ultérieurs de la série détritique de Tarentaise, s'ils indiquent en effet un bassin marin subsident, ne révèlent jamais de grandes profondeurs ni des pentes très abruptes (p. 161). Finale-

ment: « ...la tendance positive des mouvements » l'emporte « à très grande échelle » (p. 343) et nous assistons à la « fermeture du bassin » (au paléocène) (p. 343).

Les ophiolites du Versoyen évoquent donc des phénomènes magmatiques basiques, en domaine sous-marin de faible profondeur, dans un bassin d'étendue très limitée et loin de toute grande fosse abyssale.

b) Une observation de détail, sans doute à associer aux considérations bathymétriques et paléogéographiques précédentes est l'absence de radiolarites associées aux laves.

c) Stratigraphiquement, sous les niveaux de laves en coussins, trois séquences différentes se présentent selon que l'on visite la zone du vallon de Beaupré, celle de la Pointe du Clapey, ou la vallée du Breuil, en Italie. Ces trois séquences correspondent, selon nous, à des irrégularités de la couche sous-marine très superficielle, en partie encore meuble et humide, irrégularités présentes au moment des intrusions magmatiques.

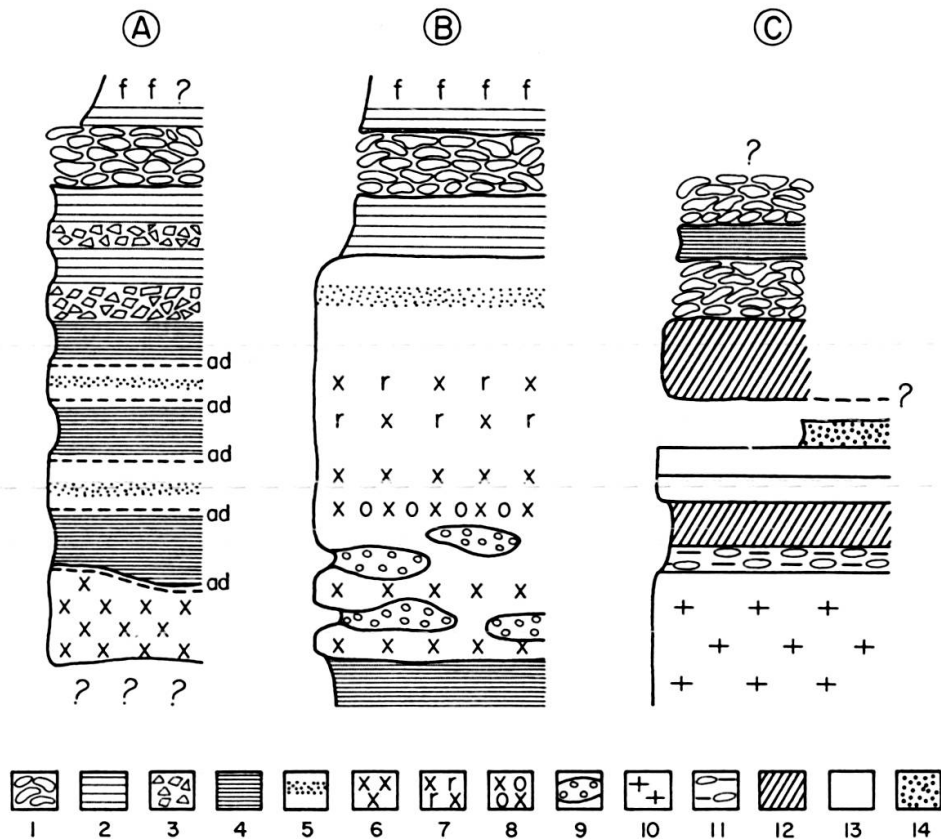


FIG. 2. — Profils caractéristiques de la zone du Versoyen, en position normale. A: dans la région du vallon de Beaupré. B: à la Pointe du Clapey. C: dans la région de la Pointe Rousse et du vallon du Breuil (Italie). f: niveaux de base de la série détritique de Tarentaise (« flysch »). 1: laves en coussins. 2: « schistes gris ». 3: brèche volcanique (coussins). 4: « schistes noirs ». 5: diabase. 6: gabbro. 7: gabbro porphyrique. 8: norite. 9: conglomérat calcaire « Collet des Rousses ». 10: gneiss ou leptynite de la Pointe Rousse. 11: conglomérat à éléments de gneiss. 12: serpentinites. 13: quartzite. 14: cargneules. ad: adinoles. Echelle verticale approxim. 1 cm = 30 m.

La zone du Versoyen a offert aux intrusions peu profondes, une très vaste poche de sédiments très pélitiques, meubles, gorgés d'eau, vase en partie organogène, et dont nous attribuons l'origine au prolongement sous-marin à faible profondeur d'une formation deltaïque de quelque grand fleuve continental tout proche. Nous avons vu que les sédiments immédiatement sus-jacents indiquent à la fois faible profondeur et bassin à surface limitée. Ce grand et profond chenal boueux nous semble être l'origine des « schistes noirs », riches en graphite et en minéraux phylliteux, chenal qui sera pénétré par le magma basique selon des plans parallèles, pour donner la série des sills du vallon de Beaupré. (fig. 2, A) Certains sills prennent un volume énorme, une forme lenticulaire, et permettent une différenciation magmatique; la Pointe du Clapey avec ses gabbros variés en étant l'exemple le plus impressionnant (fig. 2, B). Ce système d'intrusions à peu près horizontales se limite vers le bas aux niveaux du conglomérat du type « Collet des Rousses » (Lias supérieur — Dogger, P. Antoine, p. 116).

Mais nous avons au Versoyen des témoins de roches intrusives ultramafiques, plus denses, mises en place *initialement* à une profondeur plus grande que les sills les plus massifs et les plus mélanocrates. Ces témoins, les serpentinites, sont associés en assez grand volume au massif de la « Pointe Rousse » sur le versant italien du complexe. (fig. 2, C) Ce dernier sommet, petit piton de roches leucocrates, avec ses satellites dispersés le long d'une ligne N-S, est étroitement enchâssé dans les ophiolites du Versoyen. Il est lui aussi en position renversée. Il ne nous paraît pas exclu que ce lambeau de roche acide, gneissique ou leptynitique, appartienne au vieux socle alpin: son conglomérat « de couverture », l'écrasement de celui-ci, sont troublants à cet égard. Pourtant, nous pouvons suivre provisoirement P. Antoine (p. 40) et G. et P. Elter en attribuant à ce massif un âge permocarbonifère. Stratigraphiquement au-dessus du conglomérat (selon nous, « de couverture »), deux ou trois bancs de quartzite (Néopermien ou Trias de base) sont bien visibles à l'aplomb de la Pointe Rousse, vers l'W. Non loin, vers l'W et le N. affleurent de pauvres lambeaux de cargneules (Trias?). Or, des niveaux de serpentinites semblent « intrusifs » exactement au-dessus du conglomérat de couverture du massif ancien de la Pointe Rousse, et, un peu à la façon de sills d'épaisseur irrégulière, ils reposent fidèlement sur ce niveau conglomératique, et *s'insinuent* entre les bancs de quartzite, bien parallèles, légèrement ondulés. Enfin la serpentinite s'épanouit à l'W en un massif un peu indépendant et comme complémentaire (en volume, en densité) du massif de la Pointe Rousse lui-même, tout voisin. Ajoutons que les serpentinites apparaissent aussi au col du Breuil, entre la série détritique de Tarentaise (le « flysch ») et les niveaux volcaniques superficiels (brèches volcaniques), et que par ailleurs des pointements de quartzite et de « gneiss ou leptynites » (type Pointe Rousse) apparaissent presque en contact avec des laves en coussins à l'extrémité N du massif du Versoyen, près du col de Bassa Serra. Donc, il semble que « Pointe Rousse » et serpentinites, variétés en principe initialement assez profondes, ont été toutes deux déplacées à un certain moment et portées

en contact avec des représentants du fond océanique tout à fait superficiel. Nous pensons que ce déplacement n'est pas à attribuer aux bouleversements alpins, mais à des phénomènes mécaniques sous-marins bien antérieurs, se déroulant peu après le volcanisme basique. De ces relations compliquées, déduisons trois remarques importantes :

Tout d'abord, un massif (la Pointe Rousse) qui est un lambeau de ce que l'on peut considérer comme un socle, est associé à des masses ultramafiques assez volumineuses. Ensuite, nous devons réaliser que pendant le processus de serpentinitisation dans le fond océanique où elles se sont formées, des masses ultramafiques sont susceptibles de s'élever par fragments, vers les niveaux superficiels, dans un phénomène de « diapirisme oblique ». Elles peuvent entraîner dans ce mouvement des segments de nature lithologique différente (H. Loubat, 1973). Enfin, considérons que nous n'avons ici au Versoyen qu'un lambeau très réduit de ce que nous pensons être un petit bassin marginal en voie d'océanisation. Les niveaux denses (vieux socle, grandes masses basiques et ultramafiques) n'ayant jamais été très volumineux, et ayant été probablement engloutis en profondeur.

d) Ni syénites ou variétés granophyriques fraîches, ni rodingites, n'ont été observées près des serpentinites.

e) Il y a longtemps que l'intensité du métamorphisme surprend le géologue, dans une région aussi « externe » des Alpes. L'hypothèse selon laquelle une lame de roches vertes métamorphiques d'origine alpine interne, charriée vers le NW, est prise en involution entre les festons de la zone subbriançonnaise semble avoir perdu beaucoup de crédit. L'association intime des ophiolites, aussi bien vers le haut que vers le bas de la séquence, avec des sédiments spécifiques de la zone de Tarentaise nous conduit à penser qu'il faut chercher ailleurs une explication au métamorphisme relativement poussé de ces roches vertes, les sédiments carbonatés environnants étant eux-mêmes de piètres indices de métamorphisme. Signalons de plus que ce métamorphisme revêt une forme un peu particulière: abondance de stilpnomélane, de grenats, de tourmaline et surtout d'amphiboles sodiques bleues, zonées et très spectaculaires en lames minces (surtout à la Pointe du Clapey). Chloritoïde, pumpellyite, axinite(?) contribuent encore à une paragenèse très variée et spéciale. De plus, des adinoles garnissent les bords des sills diabasiques intrusifs dans les « schistes noirs » qui étaient initialement, pensons-nous, des boues dans un delta. Ce métamorphisme de degré « schistes verts » à stilpnomélane et amphiboles sodiques a été interprété par l'auteur (H. Loubat, 1968 a et b) comme le résultat d'une phase intense de métamorphisme deutérique: celle-ci a été facilitée par les propriétés « isolantes » des sédiments péli-tiques, progressivement figés en adinoles marginales pendant le refroidissement des sills. L'assimilation par le magma de sédiments carbonatés et alcalins (niveaux du Trias, peut-être) accompagnée par l'accumulation d'éléments volatils d'origine superficielle et profonde a augmenté l'activité des fluides magmatiques tardifs qui ont lar-

gements propylitisé les roches volcaniques et intrusives en voie de refroidissement, et cela à *faible profondeur*. Nous n'attribuons au métamorphisme alpin pour sa part que la légère « rétomorphose » enregistrée par les roches vertes du Versoyen (recristallisation de l'albite, du quartz, chloritisation, calcitisation). Cette légère diaphotèse correspond bien elle-même au métamorphisme alpin très léger que l'on est en droit d'attendre dans cette zone assez externe des Alpes.

f) Aucun dyke diabasique bien marqué n'a été observé au Versoyen. Ceci correspond à l'idée que nous nous faisons d'une océanisation par intrusions horizontales, ou discrètement inclinées, dans des couches sous-marines peu profondes, assez *meubles*.

g) Enfin, les deux constatations les plus surprenantes concernant le Versoyen sont peut-être celles-ci: d'une part le volume assez réduit d'un massif ophiolitique pourtant si complet et varié, et d'autre part son isolement géographique à l'égard de tout vaste appareil volcanique. Nous serions pourtant en droit de trouver alentour d'autres vastes complexes volcaniques ou intrusifs sous-marins. Ce rôle ne peut être tenu par le liseré de roches vertes indiqué par R. Zulauf (1964) vers l'ENE. Ainsi donc, pourtant, le petit massif du Versoyen semble occuper l'extrême pointe W du géosynclinal valaisan selon R. Trümpy (1960) (voir aussi M. Lemoine, 1972). Ce géosynclinal est pourvu d'ophiolites (crétacées ?), assez pauvres en composantes ultramafiques, plus loin vers l'E. (fig. 3) On hésite donc à appliquer ici le caractère génétique que nous avons assigné aux massifs ophiolitiques « complets », à savoir: une genèse le long d'une dorsale océanique!

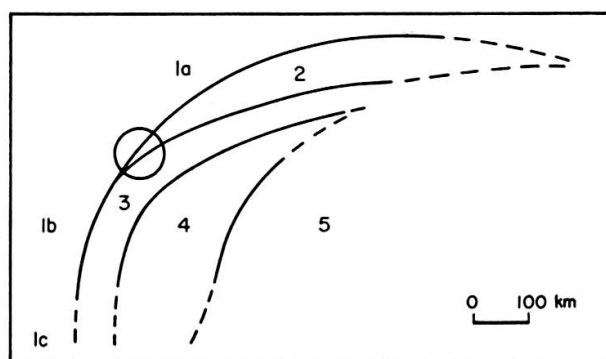


FIG. 3. — Croquis palinspastique des Alpes occidentales, d'après M. Lemoine (1972) inspiré par R. Trümpy. 1: zones externes (a: helvétique. b: dauphinoise. c: Provence orientale). 2: zone valaisanne. 3: Briançonnais et subbriançonnais. 4: zone piémontaise. 5: Zone austroalpine et sud-alpine. Le Versoyen se situerait dans le cercle.

Revenons donc à certains traits de la tectonique globale « des plaques » qui s'impose pour le moment: selon cette théorie les dorsales océaniques et les grandes fosses abyssales jouent des rôles complémentaires: au niveau des fossés de subduction (grandes fosses abyssales) le sol océanique est réincorporé en majeure partie

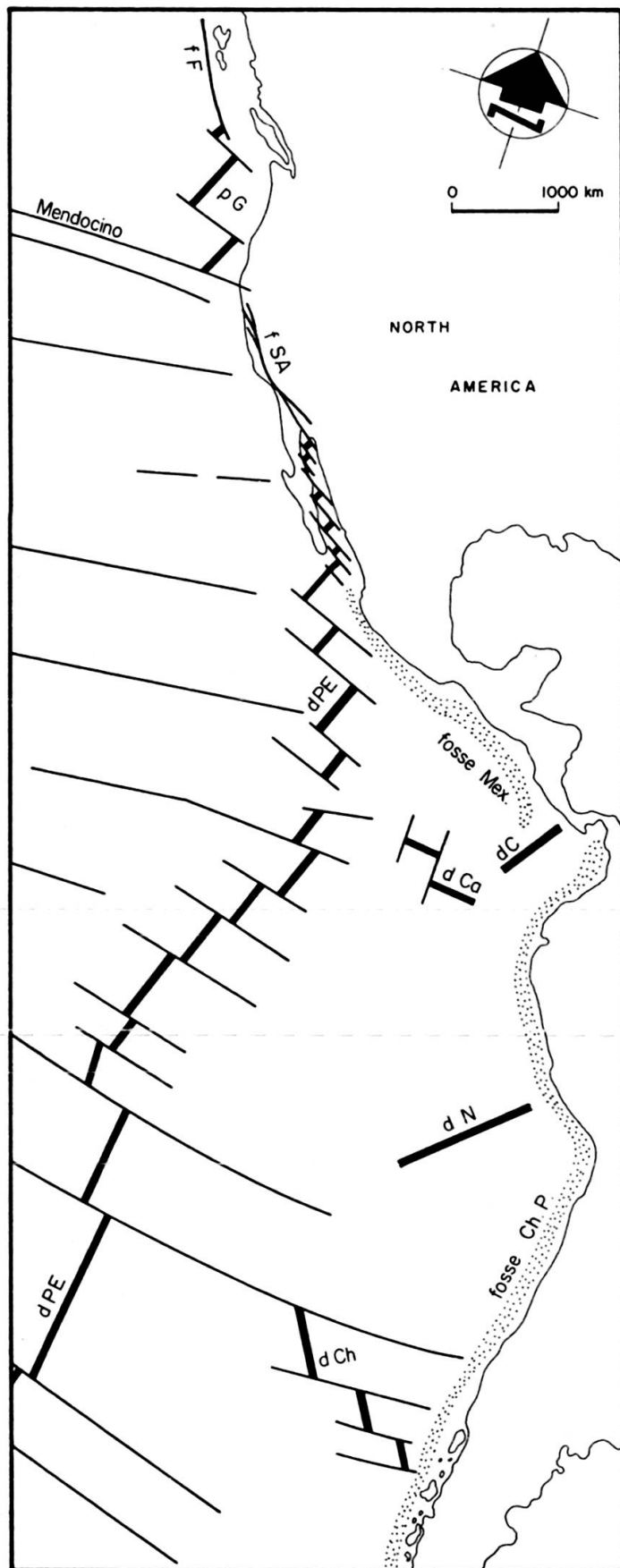


FIG. 4. — Côte W des Amériques, dorsales et grands fossés du Pacifique E. dPE: dorsale du Pacifique E. dCh: dorsale du Chili. d.Ca: dorsale Carnegie. d.C: dorsale des Cocos. dN: dorsale de Nazca. pG: « plaque de Gorda ». fF: faille Fairweather. fSA: faille San Andrea. fosse Mex: fosse du Mexique-Amérique Centrale. fosse Ch.P: fosse du Chili-Pérou. Il faut noter l'intersection entre la dorsale du Pacifique E et la côte mexicaine, immédiatement au NW de la fosse du Mexique.

dans le manteau terrestre; ce sol océanique semble au contraire constamment engendré le long des dorsales, alimenté probablement par une fusion partielle du manteau supérieur. Entre ces deux lignes qui marquent les frontières des plaques océaniques les fonds sous-marins semblent se mouvoir par translation à peu près régulière. Qu'arrive-t-il donc si les hasards de la géométrie des plaques entraînent une intersection d'une dorsale et d'une zone de subduction? De quelle façon deux phénomènes aussi fondamentaux et s'annihilant l'un l'autre peuvent-ils interférer en surface, géographiquement et géologiquement? Nous pensons que l'étude géophysique, géochimique et pétrographique de ces zones « d'intersection » actuelles ou fossiles serait riche d'enseignements au sujet du problème du « moteur » réel, profond, de l'expansion océanique et de la dérive des continents. Or ces points où une dorsale « mord » une zone de subduction sont rares. A l'époque actuelle, la dorsale du Pacifique-Est et ses ramifications offrent plusieurs points d'intersection satisfaisants (fig. 4). Le mieux connu de ces points est le golfe de Californie, où la dorsale du Pacifique-Est semble interférer avec la grande fosse du Mexique-Amérique centrale, en disloquant la côte NW du Mexique. Résumons les traits marquants de cette zone.

L'histoire mésozoïque de la Californie a récemment été résumée par G. Gastil, R.P. Phillips et R. Rodriguez-Torres (1972). Considérons pour notre part la côte de la Californie au début du Tertiaire: le golfe de Californie n'existe pas et, au large, vers le Pacifique, les auteurs sont amenés à considérer une zone de subduction avec grande fosse abyssale telle que les fosses actuelles du Mexique et du Chili-Pérou. Il y a 25 ou 30 m.a. s'amorce la dislocation de la côte Pacifique du Mexique: elle donnera lieu à l'ouverture du proto-golfe de Californie. Cette dislocation marginale du continent peut être attribuée soit à une distension du type « arc insulaire » (D.E. Karig et W. Jensky, 1972), soit déjà à une translation vers le NW de segments continentaux parallèlement à la faille de San Andrea (G. Gastil et al., 1972). Deux observations sont à souligner ici: un volcanisme de nature très variée, mais plutôt acide au début et andésitique ensuite, se manifeste le long d'une ligne qui aujourd'hui est l'axe du golfe de Californie. Ensuite, comme le soulignent Gastil et al. (1972, p. 224), la dislocation ne se fait pas « proprement », mais plutôt avec fragmentation de la bordure continentale, donnant probablement une géographie en archipels côtiers. Ces îles, à socle sialique, « flottent » en quelque sorte sur une surface qui « s'océanise » progressivement. C'est il y a 3 m.a. environ selon la plupart des auteurs, que la dorsale du Pacifique-Est intersecte franchement la côte mexicaine et la fosse de subduction probablement encore présente à ce moment, à cette latitude: c'est ce phénomène précis d'intersection que nous estimons de grand intérêt. L'archipel évoqué ci-dessus est à ce moment résolument entraîné vers le NW par la « plaque » océanique du Pacifique nord, et ses îles se groupent pour former la presqu'île de basse Californie (Baja California). La « plaque » océanique sud, pour sa part, est translaturée vers le SE, vers la zone de subduction de l'Amérique centrale, où elle tend à s'engloutir

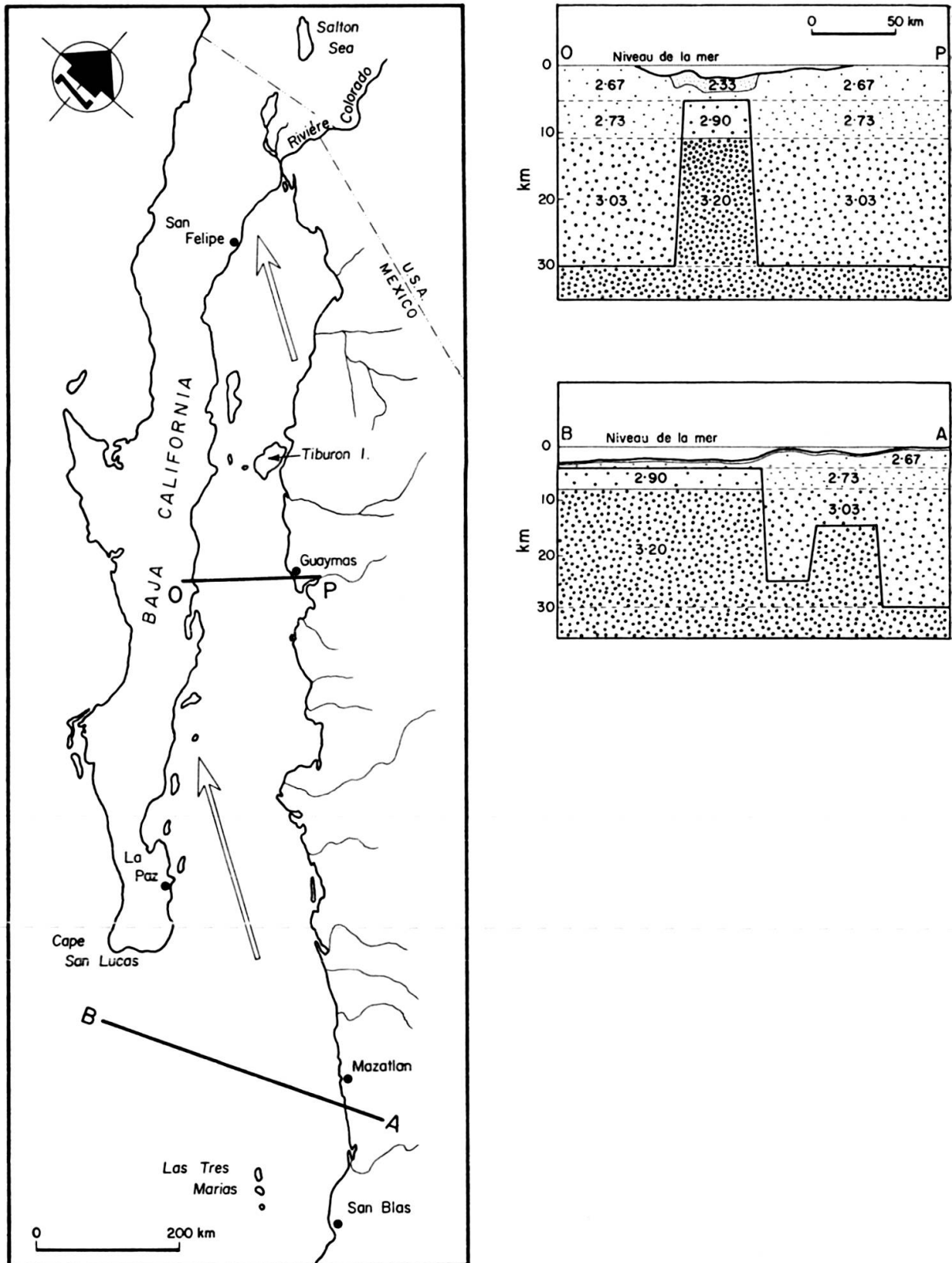


FIG. 5. — Le golfe de Californie et deux profils d'anomalie de gravité selon Harrison J.C. et Mathur S.P. (1964). Il faut noter les archipels d'îles dans le golfe, la position de Salton Sea, et, dans les profils, la répartition des densités, suggérant une « océanisation » de la partie axiale du golfe. Sur la carte, les deux flèches blanches indiquent la translation globale envisagée pour la presqu'île de basse Californie.

dans le manteau. Ayant ses rives entraînées par ces deux plaques qui divergent à partir de la dorsale, le golfe de Californie s'ouvre nettement: les petites îles du golfe rappellent aujourd'hui la structure disloquée initiale. Par ailleurs, un jeu de failles NW-SE, en basse Californie, souligne la translation des éléments. Rusnak, G.A. et al (1964) évaluent la translation à 430 km au S, et à 280 km dans la partie N du golfe, accompagnée d'une légère rotation de la presqu'île.

Considérons rapidement quelques caractéristiques actuelles bien étudiées du golfe de Californie, et de son prolongement continental vers le NNW, l'« Imperial valley » et la région du lac « Salton Sea ».

En ce qui concerne les propriétés géophysiques de ces régions, les mesures gravimétriques indiquent clairement dans une série de profils (fig .5) qu'un matériel basaltique a envahi partiellement le domaine sialique étiré lors de la translation de la presqu'île de basse Californie vers le NW. Nous avons un processus d'océanisation de la croûte, par tension et amincissement des niveaux superficiels (Harrison, J.C. et Mathur S.P., 1964). Notons au passage que la présence d'anomalies *négatives* le long des deux rivages du golfe pourraient peut-être correspondre à des fosses de subduction « miniature », surtout vers la côte E du golfe. Cette tendance à la subduction au long de ces rivages aurait pour effet, si elle était démontrée, de différencier la vitesse d'ouverture du golfe et la vitesse d'expansion du sol océanique le long de la dorsale. Ajoutons que les indices d'océanisation s'affaiblissent vers le N, à l'approche du delta du fleuve Colorado.

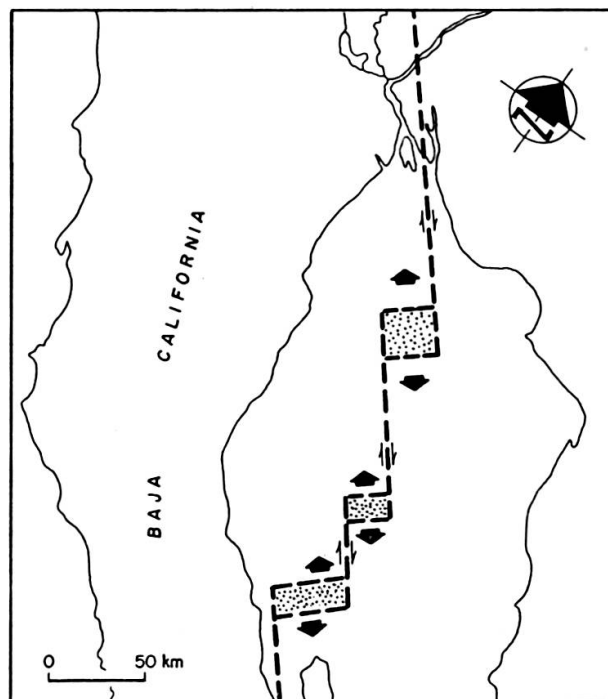


FIG. 6. — Extrémité NW du golfe de Californie. Segments de dorsale volcanique (pointillés) disposés en échelon sous l'action de failles (transformantes selon T. Wilson?) L'expansion sous-marine est suggérée par les larges flèches noires. Résultat d'étude sismique par W. Thatcher et J.N. Brune (1971). Le delta du fleuve Colorado se reconnaît vers le haut de la carte.

Pourtant si nous nous tournons vers des résultats d'étude d'essaims de chocs sismiques à faible profondeur, nous voyons se poursuivre vers le NNW la structure en échelon de la dorsale (fig. 6) (voir W. Thatcher et J.N. Brune, 1971). Notons que dans leur conclusion, ces auteurs mentionnent des vitesses sismiques assez faibles jusqu'à 200 km de profondeur sous le golfe de Californie, suggérant un manteau supérieur anormal, éventuel domaine de fusions partielles (H. Loubat, 1973).

Et si enfin nous prolongeons au NW nos investigations dans la zone émergée du delta du fleuve Colorado, vers le bassin de Salton Sea, nous voyons se prolonger encore, un peu plus hypothétique il est vrai, une structure en échelon, accompagnée de phénomènes volcaniques terrestres, et de métamorphisme à très faible profondeur. (fig. 7) (Elders, W.A., Rex, R.W., Meidav, T., Robinson, P.T. et Biehler, S., 1972).

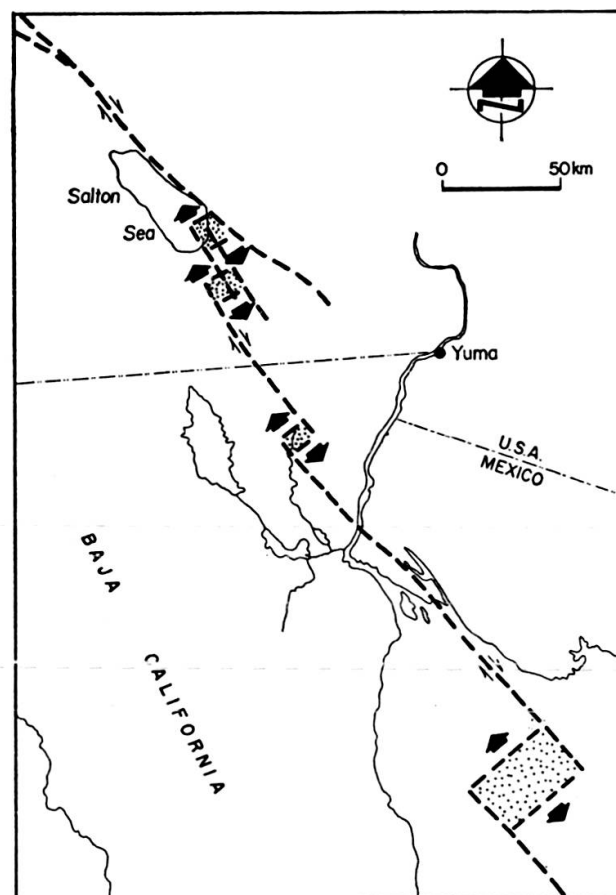


FIG. 7. — Extrémité NW du golfe de Californie et l'« Imperial valley » avec Salton sea. Structure tectonique et volcanique selon W.A. Elders et al. (1972). Cette structure relaie la structure en échelon de la fig. 6. Dans le coin NW de la carte, la faille de San Andrea. Ici aussi, une expansion de segments de plaques océanisées est suggérée par des flèches noires larges. Les segments volcaniques sont en pointillés.

Ces derniers auteurs présentent, une revue très complète des phénomènes géophysiques et géologiques qui, de Salton Sea au golfe de Californie, suggèrent fortement une interaction entre dorsale volcanique océanique (subdivisée en tronçons très

courts) et une marge continentale. Soulignons par exemple les nombreuses enclaves basaltiques contenues dans les laves acides des petits volcans très proches de Salton Sea, eux-mêmes résultant sans doute d'une fusion de matériel sialique peu profond.

Les mesures de flux et gradients thermiques, aussi bien dans le golfe lui-même que dans la région de Salton Sea (Elders, W.A. et al, 1972) indiquent également des centres volcaniques sous-marins et continentaux « décrochés » selon une structure « en échelon » très accentuée. Notons que les anomalies thermiques, très marquées au sud de Salton Sea, correspondent à des anomalies gravifiques résiduelles *positives*. Celles-ci indiquent soit une augmentation de la densité des sédiments métamorphiques, soit des intrusions basiques. Dans cette dernière région, d'ailleurs, d'intenses recherches se poursuivent sur le potentiel industriel de l'eau chaude et des saumures très minéralisées, à faible profondeur. Ces fluides développent à des profondeurs de 915 m déjà, un métamorphisme à tremolite et épidote, de faciés « schistes verts ». (T.E.C. Keith, L.J.P. Muffler et M. Cremer, 1968). S'il est vrai qu'une grande partie de l'eau impliquée dans ces cycles de propylitisation est d'origine superficielle (avec convection), il est probable qu'une partie des apports chimiques est d'origine magmatique profonde. Ajoutons que c'est à une profondeur de 6 km environ que le gradient thermique autorise déjà ici la fusion de roches sialiques; c'est aussi la profondeur *maximum* des foyers sismiques de la région!

Les sédiments du golfe de Californie et de l'Imperial valley méritent enfin attention. Les dépôts récents du golfe ont été étudiés de façon approfondie par T. van Andel (1964). Il nous faut mettre en évidence les caractéristiques suivantes de ce bassin: abondance de sédiments deltaïques fins et grossiers (voir aussi Curry, J.R. et Moore, D.G., 1964), de zones très riches en « silts » argileux, de matériel terrigène très carbonaté, et présence de dépôts de diatomées. Ces derniers alternent avec des niveaux terrigènes, et sont précieux comme indices paléogéographiques. (Calvert, S.E., 1964). Il doit en être de même des radiolarites localement interstratifiées avec des turbidites peu puissantes. Il est intéressant de noter au passage que van Andel estime qu'au rythme actuel de la sédimentation du golfe (plusieurs ordres de grandeur plus rapide qu'au large de la Californie vers le Pacifique) le nord du golfe sera comblé, et émergera dans 1.6 m.a., tenant compte de la compaction.

Les sédiments de l'Imperial valley elle-même, prolongement émergé NW du golfe, sont constitués soit de sables et de boues alimentés par le fleuve Colorado, soit de vases d'origine lacustre, coupées par des alluvions déposées par des « divagations » de cours d'eau en méandres. Des alluvions grossières peuvent apparaître brusquement (P.C. van de Kamp, 1973). Ce sont ces sédiments, et leurs équivalents immédiatement sous-jacents (Pliocène et quaternaire) qui sont affectés localement par le métamorphisme hydrothermal évoqué ci-dessus. Il est à noter que les auteurs étudiant les anomalies thermiques dans l'Imperial valley soulignent le rôle *isolant* de ces niveaux sédimentaires. Nous pensons que les boues et niveaux pélitiques jouent ici un rôle physico-chimique prépondérant, dû aux propriétés des minéraux

phylliteux. En résumé donc, la région du golfe se caractérise par des dépôts sédimentaires d'un type proche d'une molasse, avec sédiments lacustres, vases et dépôts deltaïques.

Comme le lecteur l'a compris, nous souhaitons tenter un parallèle entre la zone N du golfe de Californie actuel, et la zone du Versoyen quand elle s'est formée, au Crétacé (à notre avis mais à titre provisoire, au début du Crétacé supérieur).

Quels sont donc les traits particuliers de ces deux régions que l'on peut rapprocher ?

- a) La paléogéographie telle qu'elle est suggérée pour le Versoyen, par ses sédiments: bassin à demi fermé, assez peu étendu, ne tendant pas vraiment à s'approfondir beaucoup ni à s'élargir, mais plutôt à se combler. Zones limitrophes imbibées d'eau, deltaïques, à méandres de cours d'eau, vaseuses.
- b) Lambeaux sialiques isolés (la Pointe Rousse, les îles du golfe) enchâssés dans les sédiments et les intrusions basiques.
- c) Style des intrusions au Versoyen, en sills à tous les niveaux, qui peut être considéré comme résultant d'un phénomène peu profond d'océanisation.
- d) Métamorphisme assez intense dans des régions et à des profondeurs faibles où il n'est *pas* attendu. Caractère deutérique de ce métamorphisme, avec action de fluides tardifs (sodiques, riches en volatiles), adinoles et minéralisations (exploitées jadis pour le Cu à la Pointe du Clapey).
- e) Isolement extrême de chaque zone ophiolitique, et leur éloignement par rapport à d'importantes surfaces de nature volcanique et océanique.
- f) Volume très réduit de chaque complexe ophiolitique. Dans le golfe de Californie, seuls les petits segments de dorsale, décrochés par les failles en échelon, sont susceptibles d'offrir un bâti volcanique. Il en est de même, probablement, sous l'Imperial valley.

Beaucoup d'objections apparaîtront face au parallèle présenté ici: parmi elles notons que la gravimétrie n'indique pas de large anomalie positive sous la zone du Versoyen, comme par exemple la grande anomalie sous la zone d'Ivrée. A ceci, nous pourrions répondre que le diastrophisme alpin a bouleversé la paléogéographie en presque-îles et en archipel à laquelle nous pensons que le Versoyen a appartenu. Dans ces bouleversements, les parties profondes, denses, de notre sol sous-marin en partie « océanisé » ont pu être englouties en profondeur. Elles n'étaient certainement pas très importantes, car nous pensons que le Versoyen se situait très près du continent, là où les caractères sialiques restaient prioritaires (cf extrême nord du golfe de Californie). Un autre problème se pose: le volcanisme qui a pu précéder l'ouverture de quelque golfe au bord de la Thétys au Crétacé, et qui, s'il est comparé

au volcanisme miocène de la Californie du sud, aurait dû être acide ou andésitique (Karig, D.E. et al., 1972). Trouverions-nous là l'origine des grès de Taveyanne ? Ici aussi, les bouleversements alpins ont pu effacer toute cicatrice et zone d'alimentation magmatique d'un volcanisme andésitique, annonciateur d'une distension de la croûte sialique. Notons que le fait d'impliquer les grès de Taveyanne dans notre comparaison est une extension absolument non-nécessaire de notre hypothèse : la séquence du volcanisme au crétacé dans nos régions alpines n'est certainement pas exactement reproduite ailleurs, le long des côtes du Pacifique par exemple.

Si notre comparaison est fondée, il nous faut envisager, au Crétacé, une dorsale volcanique sous-marine majeure, seulement « décalée » latéralement, le long d'une série de décrochements, par rapport à la position du Versoyen. D'ailleurs, des tentatives de localisation de dorsales dans la Téthys ont été faites (voir, par ex. J. Dercourt, 1970). Mais si dorsale il y a, selon les vues de la tectonique des plaques, il y a aussi translations des fonds océaniques et, peut-être, à quelque distance, au moins *une* zone de subduction de ce fond sous la plaque continentale.

Il nous paraît donc possible (dans notre hypothèse), en partant de la petite zone du Versoyen, d'examiner la géométrie des faciès métamorphiques éoalpines et de rechercher les positions possibles pour d'éventuelles zones de subduction ayant été actives immédiatement avant les bouleversements orogéniques, ou pendant leurs premiers épisodes (W.G. Ernst, 1971).

Il ne nous paraît pas exclu que, les processus deutériques envisagés pour le Versoyen étant mis en relation avec les minéralisations de régions telles que Salton Sea et la Mer Rouge, on ne soit conduit à quelques prospections d'intérêt économique, en profondeur, le long de directions particulières inspirées par notre tentative de comparaison.

Enfin, la dislocation en archipel et en une grande presqu'île, de la région NW du Mexique, la translation NW subie par les fragments sialiques isolés, nous invitent à abandonner la tendance traditionnelle dans les Alpes de décrire l'histoire géologique des *profils* transversaux à l'axe de la chaîne. Inspiré par notre comparaison, nous pensons que durant le Mésozoïque, non seulement des mouvements de rotation de larges segments de la croûte terrestre sont à considérer, mais encore faut-il envisager des *translations* de blocs sialiques *isolés*, entraînés peut-être par des plaques, océaniques ou bien en voie d'océanisation, avec ouvertures et fermetures de bassins. Cette optique ouvrirait peut-être des voies pour une nouvelle approche des noyaux cristallins des nappes alpines d'origine interne.

Nous pensons en conclusion que les anomalies du Versoyen suggèrent l'interaction entre un phénomène purement océanique (une dorsale avec production d'ophiolites) et une marge continentale « déchiquetée », dont les fragments sialiques furent plus ou moins déplacés par translation, ceci étant la manifestation superficielle de l'intersection entre la dorsale et une zone de subduction, ces deux phénomènes s'annihilant l'un l'autre. Il en résulte des variétés sédimentaires, métamorphiques et ignées à caractères lithologiques hybrides.

(Remerciements: les recherches de l'auteur sont soutenues par la bourse n° A7057 du Conseil National de Recherches du Canada.)

RÉFÉRENCES

- ANTOINE, P. (1971): « La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse ». Travaux du Lab de Géol. de l'Univ. de Grenoble. 367 p.
- CALVERT, S. E. (1964): « Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in gulf of California » in Marine Geology of the Gulf of California — *The Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 3*, pp. 311-330.
- CURRAY, J. R. et D. G. MOORE (1964): « Pleistocene deltaic progradation of continental terrace, costa de Nayarit, Mexico » Marine Geol. Gulf of California — *The Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 3* (pp. 193-215).
- DERCOURT, J. (1970): « L'expansion océanique et fossile; ses implications géotectoniques ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, XII, 2, pp. 261-317.
- ELDERS, W. A., R. W. REX, T. MEIDAV, P. T. ROBINSON et S. BIEHLER (1972): « Crustal spreading in Southern California ». *Science*, vol. 178, n° 4056, pp. 15-24.
- ERNST, W. G. (1971): « Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps ». *Contr. Mineral. and Petrol.* 34, pp. 43-59.
- GASTIL, G., R. P. PHILLIPS et R. RODRIGUEZ-TORRES (1972): « The reconstruction of Mesozoic California ». 24 Intern. Geol. Congress. Montreal, Sect. 3, pp. 217-229.
- HARRISON, J. C. et S. P. MATHUR (1964): « Gravity anomalies in gulf of California ». Marine Geol. Gulf of California — *The Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 3*, pp. 76-89.
- KARIG, D. E. et W. JENSKY (1972): « The proto-gulf of California ». *Earth and Planetary science letters* — 17, pp. 169-174.
- KEITH, T. E. C., L. J. P. MUFFLER et M. CREMER (1968): « Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea geothermal system, California ». *The A., Min.* vol. 53, pp. 1635-1644.
- LEMOINE, M. (1972): « Eugeosynclinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas ». Int. geol. Congress. 24^e session. section 3. Montreal, pp. 476-485.
- LOUBAT, H. (1968a): « Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme: le Versoyen ». *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève.* vol. 2, fasc. 3, pp. 217-223.
- (1968b): « Les ophiolites de la zone du Versoyen ». *Arch. Sciences*, Genève, n° 2, fasc. 3, pp. 265-457.
- (1973): « Soubassement des dorsales volcaniques océaniques: modèle de réseau magmatique composite ». *Bull. suisse Min. Pet.* vol. 53, 3, pp. 337-354.
- NICOLAS, A. et E. D. JACKSON (1972): « Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques ». *Bull. suisse Min. Pet.* vol. 52/3, pp. 479-495.
- RUSNAK, G. A., R. L. FISHER et F. P. SHEPARD (1964): « Bathymetry and faults of the Gulf of California » in « Marine Geology of the Gulf of California » — *The Am. Ass. of Pet. Geol. Memoir 3*, pp. 59-75.
- THATCHER, W. et J. N. BRUNE (1971): « Seismic study of an Oceanic Ridge Earthquake Swarm in the Gulf of California ». *Geophys. J. R. astr. Soc.* 22, pp. 473-489.
- TRÜMPY, R. (1960): « Paleotectonic evolution of the central and western Alps ». *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 71, pp. 843-908.
- VAN ANDEL, T. (1964): « Recent marine sediments of gulf of California » in Marine Geology of the Gulf of California — *The Am. Ass. of Petrol. Geol. Memoir 3*, pp. 216-310.
- VAN DE KAMP, P. C. (1973): « Holocene continental sedimentation in the Salton sea, California: a reconnaissance ». *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 84, pp. 827-848.
- ZULAUF, R. (1964): « Zur geologie der tiefpenninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). Thèse. Zürich, Druck: E. Truninger, 150 p.

Manuscrit reçu en août 1973.