

Chapitre I

QUELQUES ASPECTS FONDAMENTAUX
DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES
PORTANT SUR LA LOCALISATION
DES HYDROCARBURESMiles F. OSMASTON
Ripley, Surrey, U.K.

RÉSUMÉ

Les éléments de l'interprétation de la tectonique des plaques sont réévalués et considérablement étendus, avec des vues particulières sur les problèmes de la recherche des hydrocarbures. On a découvert que la couche de moindre vitesse sismique se trouve entièrement dans les plaques qui sont, par conséquent, plus épaisses et plus rigides qu'on ne l'admettait antérieurement. Les conséquences s'en font sentir, à un degré remarquable, sur les phénomènes se produisant à la surface ou près de la surface. Ceci permet (inter alia) des progrès importants et uniformisants dans l'interprétation des bassins, soit dans les zones orogéniques, aux marges océaniques, soit à l'intérieur des continents. Spécifiquement, le mouvement différentiel épeirogénique permanent ou épisodique des mosaïques crustales, des chaînes et des bassins, paraît être caractéristique des complexes de bassins formés par la séparation limitée des plaques à une époque antérieure (aussi lointaine que le précambrien supérieur). Les fenêtres insulaires (microcontinents) détachées à cette époque engendrent des haut-fonds structuraux enjouis, qui sont importants pour l'accumulation des hydrocarbures. Des reconstitutions extrêmement précises peuvent être faites (~ 5 km).

La rigidité des plaques fait que les mouvements épeirogéniques des marges ont des répercussions lointaines, engendrant des déformations par flexure, des fossés d'effondrement et du volcanisme intraplaque. Les plaques épaisses augmentent les effets thermiques épeirogéniques, permettant aux glissements des emplacements d'ophiolite des plaques de se produire pendant les premières phases de la séparation, ce qui explique certains caractères du processus de subduction et éclaire l'incidence et les mécanismes de pétrogenèse du volcanisme inter-plaques. Une étude correcte de l'épeirogénie thermique des plaques montre que la condition,

de "Nouveaux aspects de la Géologie
du Pétrole" - par G.D. HOBSON

Applied Science Publishers Ltd, 1977

admise antérieurement, d'une contraction/expansion entièrement verticale est erronée. Les tectoniques des plaques du Phanérozoïque du nord-ouest de l'Europe et du post-Paléozoïque du Moyen-Orient, sont parmi les exemples examinés.

Avec cette précision et cette applicabilité accrues, l'analyse de la tectonique des plaques est nettement capable de jouer un rôle précieux et détaillé dans la recherche des hydrocarbures, car elle contribue directement à la fois à la délimitation des formes structurales du socle et à l'interprétation de son évolution consécutive : structurale, sédimentaire, et thermique.

INTRODUCTION

La localisation des accumulations d'hydrocarbures requiert l'application détaillée d'une connaissance approfondie en tectonique et en interprétation. Aujourd'hui, cependant, le rôle de la tectonique des plaques dans ce processus dépasse rarement celui d'un décor fascinant dont le détail n'est jamais suffisamment précis pour être utilisable. Les franges apparaissent floues, la signification d'un mouvement de plaque dans un cas précis apparaît obscure et ambiguë. Même quand l'origine de l'impulsion ne fait pas de doute, les conséquences géologiques varient quelquefois d'une façon radicale et apparemment imprévisible d'un lieu à l'autre. Sont-ce simplement des problèmes de jeunesse dans ce nouveau domaine scientifique ou de réelles caractéristiques apparaissant au hasard et apportant de singulières limites quand à leur utilité ? En particulier, la tectonique des plaques peut-elle être suffisamment précise et globale pour contribuer utilement à l'interprétation détaillée (et à la prédiction?) du développement structural, sédimentaire et thermique d'un bassin sédimentaire ?

Les coûts élevés de l'exploration rendent ces questions extrêmement importantes. Ce chapitre montre que certains aspects largement admis de la tectonique des plaques peuvent être l'objet d'une révision radicale, ce qui permettra non seulement d'en élargir grandement l'application et l'étendue probables des interprétations fondées sur la tectonique des plaques, mais aussi d'ouvrir un chemin vers plus de précision et économiquement plus rentables. Opérer ainsi exige une pénétration dans les aspects de la géophysique profonde très au-delà des effets superficiels que nous cherchons à interpréter.

La tectonique des plaques en tant que champs d'étude repose sur la base bien établie de deux découvertes essentielles. Premièrement la lithosphère* terrestre est formée d'un petit nombre de plaques importantes qui d'une façon remarquable se comportent comme des entités mécaniques et sont bordées de chaînes là où elles réagissent réciproquement^{1,2}. Deuxièmement, cette interaction provoque un mouvement de séparation à grande échelle, comportant la création de la lithosphère. Le mouvement de rapprochement** correspondant est rendu possible par la disparition de la lithosphère ou par la déformation du bord des plaques^{3,4}.

Une compréhension approfondie des mécanismes fondamentaux régissant à une grande échelle de la création et de la disparition de la lithosphère est un aspect essentiel de l'étude de la tectonique des plaques ; c'est la voie qui permet à l'interpréteur de trouver la liaison entre les faits d'ordre général et ceux qui relèvent du détail dans les problèmes d'exploration.

La grande échelle sur laquelle se produit la création des plaques procure de larges indications quant aux mécanismes fondamentaux de l'évolution des plaques océaniques. En particulier la cohérence des renseignements ne laisse aucun doute sur le fait que la subsidence (3 km et plus) subie par les fonds océaniques pendant leur vieillissement est due à la perte progressive de chaleur et à l'accroissement de densité *dans la plaque elle-même*. Ceci met en évidence le rôle direct de la tectonique des plaques dans les mouvements épeirogéniques à long terme et fait supposer, si l'on se place d'un point de vue pratique, que les phénomènes infra-plaque (convection, par exemple) n'offrent aucune manifestation de surface, hormis les mouvements de plaques eux-mêmes. D'un autre côté, l'évidence du mécanisme qu'implique la subduction, bien qu'elle était le schéma général du volcanisme calco-alcalin produit par la chaleur dégagée dans les plans de Benioff semble être, dans le détail, moins cohérente que les renseignements relatifs au fond océanique. Ceci est dû peut-être au fait qu'il y a interaction de deux plaques, chacune d'elles ayant eu une existence antérieure distincte, avec la constitution particulière qui en résulte.

*Ce terme est utilisé ici dans le sens qui lui est donné dans la tectonique des plaques, c'est-à-dire que cela comprend à la fois la croûte et une épaisseur substantielle de matières du manteau jusqu'à une profondeur au-delà de laquelle le cheminement des couches devient le caractère dominant, en réponse aux contraintes imposées par la vitesse caractéristique du mouvement des plaques.

**Utilisé ici comme terme opposé en cinématique à *séparation*, qui est préférable à *convergent*, dont l'usage est fréquent et ambigu ; car il a aussi un sens en géométrie statique. Il est désirable que dans la tectonique des plaques on n'y ait recours que de façon limitée. Autrement dit, il faut toujours prendre garde à la confusion possible quand on discute de convergence (mouvement) de tranches (géométriquement) convergentes.

La manière d'être hautement ordonnée de vastes parties du fond océanique semble être très éloignée de la fragmentation et de la réorganisation complexes qui ont dû caractériser l'interaction des plaques dans certaines régions (ex. la chaîne alpine, la marge orientale de l'Asie ou l'Europe occidentale), dans la mesure où les mosaïques de bassins et de montagnes qui en résultent peuvent se montrer utilisables dans la théorie de la tectonique des plaques. Cependant, il semble tout à fait prématuré d'invoquer des processus d'interaction des plaques, entièrement différents dans ce cas, tant que toutes les possibilités qui peuvent se présenter dans les effets complexes réciproques de types « normaux » n'ont pas été complètement examinées. Dans des régions telles que celles qui viennent d'être citées, il est important de rappeler que les interactions entre plaques de grandes dimensions se produisent probablement à des vitesses relatives caractéristiques (5 cm/an font 250 km en 5 millions d'années), de telle sorte que ce qui paraît avoir été un phénomène continu d'interaction pourrait bien, au contraire, s'être présenté comme une série de phases rapides et discrètes provoquées par des effets postérieurs aux recouvrements. Comme on l'expose plus loin, une telle situation semble être mise en évidence dans la chaîne calédonienne appalachienne. La notion d'après laquelle le mouvement des plaques ne commence et ne s'arrête pas brutalement est née d'une hypothèse suivant laquelle la convection se ferait sans obstacle, mais ceci n'est probablement pas exact dans les cas où les mouvements peuvent être guidés ou limités par des obstructions de plaques³⁴.

Pour le spécialiste qui analyse un bassin la question cruciale qui se pose est relative à la durée et à la nature de l'effet postérieur d'une interaction de plaque, particulièrement dans le cas d'une division avec séparation. Effectivement, le souci majeur initial, relatif à la nature de l'interaction aux limites des plaques, fait que certains géologues estiment que la tectonique des plaques pourrait n'avoir qu'une faible part dans les événements géologiques affectant les régions qui se trouvaient loin des limites des plaques à l'époque à laquelle ils ont eu lieu.

De récents développements ont, cependant, mis en lumière le fait que les effets postérieurs de la genèse de la lithosphère se font sentir pendant plus longtemps et sont, de loin, plus étendus que cela n'était apparu il y a quelques années. En raison du fait que ces effets postérieurs sont de caractère essentiellement thermiques, épeirogéniques et sédimentaires, qu'ils ont une action importante dans la situation des failles, ils jouent un rôle dans différents aspects de la présence d'hydrocarbures.

Nous examinerons d'abord une large variété d'arguments portant sur l'épaisseur et les variations de constitution des plaques, montrant dans quelle mesure ces facteurs interviennent, en grande partie, dans l'activité résiduelle de surface (et quelquefois en très bonne corrélation avec celle-ci).

Ceci donne une base pour l'étude des bassins (bassins chasmiques), de l'origine réelle de la séparation des plaques, et cela procure un puissant argument montrant que ces bassins constituent également une caractéristique répandue des continents. On attirera l'attention à la fois sur les influences des différents environnements tectoniques sur la durée potentielle du cours de l'évolution des bassins chasmiques, sur les effets périphériques et autres, en relation avec le mode de séparation qui en est l'origine.

Enfin, nous examinerons ce qui se produit lorsque les plaques ainsi constituées sont entraînées dans un mouvement de rapprochement, à la fois en subduction et en collision. Il existe de nombreux exemples dans les faits qui permettent de nous guider dans ce travail d'interprétation.

EPAISSEUR DE LA PLAQUE ET SES CONSEQUENCES

L'épaisseur de la plaque a une influence directe dans l'évolution des bassins dont l'origine est une division de plaque car, ainsi que nous allons le voir, l'ampleur et surtout la durée de la subsidence qui suit sont plus grandes lorsque la plaque ainsi engendrée est très épaisse. Un effet connexe consiste dans le fait que la quantité de chaleur introduite dans une plaque épaisse, lorsque le magma la pénètre par la base, est plus grande et produit à la surface des mouvements épeirogéniques plus grands et plus étendus. L'épaisseur affecte aussi la résistance de la plaque à la flexion et par conséquent la distance latérale jusqu'à laquelle le comportement épeirogénique de la plaque peut être influencé par les anomalies de densité qui se produisent en elle.

Avant l'époque de la tectonique des plaques, les partisans de la dérive des continents pensaient que seule la croûte continentale était l'objet d'un mouvement. Actuellement le point de vue le plus généralement retenu, donnant pour l'épaisseur des plaques océaniques (50 à 100 km) est basé sur une remarquable coïncidence de renseignements obtenus à partir d'études de quatre natures différentes. Cependant il est maintenant probable que cette coïncidence ait une autre explication et que l'épaisseur des plaques soit encore beaucoup plus grande. Les raisons en sont exposées dans les paragraphes suivants.

Idées existantes quant à l'épaisseur des plaques

Lorsque la couche des ondes sismiques transversales dans la zone de moindre vitesse (V.L.) dont le toit est bien délimité à la profondeur de

70 km environ sous les bassins océaniques vint à être interprétée comme une zone de fusion partielle, on s'est empressé d'en faire la base de la tectonique des plaques. Les études de pétrogénèse⁵ montrant que les magmas, comme la plus grande partie de ceux qui se trouvent sur les îles océaniques, provenant d'une ségrégation primaire de matériaux du manteau à des profondeurs de 60-80 km, étaient apparemment un argument en faveur de cette manière de voir. Une autre indication est venue des études théoriques sur la genèse des plaques par l'accrétion latérale continue de matériaux en fusion dans les axes des dorsales océaniques. Ces considérations montrent que la chaleur incluse dans les matériaux agglomérés formant la plaque est graduellement dissipée vers le haut, à travers le fond océanique; il en résulte un accroissement progressif de densité et une subsidence qui est évidente sur les flancs inclinés des dorsales océaniques. Les analyses des renseignements sur l'âge, le flux de chaleur et la subsidence du fond océanique ont montré d'une façon convaincante que le fait essentiel est le refroidissement progressif d'une plaque de matériaux épaisse de 50-100 km^{9,14}. Finalement, on a découvert que le temps de parcours des ondes sismiques dans les environs des zones de Benioff délimitent une langue descendante de lithosphère relativement froide initialement à peu près de la même épaisseur¹⁵⁻¹⁷. Ces indications apparentes quant à l'épaisseur des plaques peuvent-elles être réellement erronées?

Modèle d'une plaque épaisse.

Remarquons d'abord qu'il peut y avoir une différence importante entre l'épaisseur de la lithosphère et celle de la plaque, car la première se rapporte à une matière qui se trouve dans un état physique particulier, alors que la seconde concerne l'épaisseur totale de la matière en mouvement. Les deux seraient similaires uniquement si la partie inférieure de la lithosphère était vigoureusement balayée par une matière dont le mouvement serait distinct. Il n'est pas certain que ce soit le cas en quelque endroit que ce soit.

Il a été établi depuis longtemps que les parties continentales des plaques doivent être très épaisses. En 1961 Bernal¹⁸ a tiré du fait que certaines zones de Benioff s'étendant jusqu'à une profondeur voisine de 700 km l'indication que la zone de moindre vitesse pourrait tout simplement constituer «le pâté dans un sandwich» dont la totalité subirait un effondrement. Depuis 1960, de nombreuses preuves ont été apportées au fait que les propriétés géophysiques sous les continents et sous les océans diffèrent jusqu'à 400 km^{19,23} au moins, et le volcanisme apporte la preuve qu'elles sont également géochimiquement distinctes jusqu'à 400 km au moins. Tout ceci implique que tout au moins sous les continents²⁶, la matière jusqu'à cette profondeur, conserve avec ces derniers des relations plus ou moins permanentes. Il faut remarquer—particulièrement, que cette profondeur

comprend largement toute la couche de moindre vitesse subcontinentale, là où elle est présente. Récemment Morgan²⁷ envisageait une épaisseur de plaque océanique de 150 km, comportant de ce fait une épaisseur importante de ce qu'il considérait comme de la matière appartenant à l'asthénosphère.

La question essentielle est relative à la signification physique de la couche de moindre vitesse. En fait un contenu fluide de 0,1 % à 1 % serait suffisant pour être à l'origine de la vitesse sismique observée et des propriétés d'atténuation, si le fluide se présentait sous la forme probable de films intergranulaires^{28,29} très fins au lieu des globules envisagés primitivement par Birch³⁰. Ainsi, ce que l'on observe ne serait guère plus que la présence de matière volatile libre³¹, et non celle de substance fondue comme on a cru l'observer. Ce genre d'interprétation est fortement soutenu par d'autres considérations. La couche de moindre vitesse n'est pas également présente partout, mais est bien marquée là où le flux de chaleur qui est transmis vers le haut à travers la zone des profondeurs intéressées excède une valeur d'environ 30 mW/m² (0,7 HFU); ceci comprend les océans et les ceintures orogéniques actives, mais exclue plusieurs zones de boucliers (où le flux de chaleur total, y compris la part provenant de la croûte parfois n'est pas supérieur à cette valeur). Un travail récent dans le Pacifique^{32,33} montre que pendant la durée du refroidissement la couche de moindre vitesse descend de 55 km pendant les premiers 30 millions d'années puis plus lentement jusqu'à 85 km pour 100 millions d'années. De plus, les vitesses sismiques dans le «toit» de la couche de moindre vitesse se sont présentées³⁰ comme impliquant un gradient de température qui conduit, au niveau de la zone de moindre vitesse, à des températures correspondant à un état semi-solide.

On a négligé ci-dessus le fait que tout accroissement de la quantité de fluide intersticiel produit un abaissement sensible de la conductivité thermique, spécialement si l'un des corps volatiles inclus se présente à l'état gazeux ce qui, d'après Egger³⁰, serait probablement le cas pour le CO₂. Il est probable, étant donné l'épaisseur de la couche de moindre vitesse (100 à 250 km) que sa résistance thermique règle le flux de chaleur qui la traverse. Dans ce cas l'influence de son contenu fluide sur sa résistance thermique devrait avoir un puissant effet stabilisateur sur le flux thermique. Tout refroidissement dans la couche (étant donné que la température de son toit est par définition voisine de celle de l'état solide) réduit le contenu fluide de cette dernière, et la diminution de la résistance thermique qui en résulte tendrait à empêcher la décroissance du flux thermique. Les études relatives à ce dernier et à la subsidence du fond océanique ont montré que le flux thermique émanant du toit de la couche de moindre vitesse océanique est, en fait, remarquablement constant mais McKenzie¹³ considérait cela comme une preuve formelle du transfert de chaleur par le flux de convection près du

toit de la couche de moindre vitesse. Il apparaît cependant qu'une telle couche faisant partie intégrante de la plaque aurait la même propriété.

Il résulte de cet argument qu'à l'intérieur de la couche de moindre vitesse le degré géothermique tend à suivre une courbe donnant un contenu fluide constant (ou pour être plus exact, une conductivité thermique constante), ce qui expliquerait pourquoi, en n'importe quel point, la vitesse de l'onde sismique transversale, V_s , ne croît que lentement à travers l'épaisseur de la couche de moindre vitesse. Lorsque la plaque vieillit, le refroidissement abaissera sûrement le niveau de la teneur fluide dans la couche et augmentera la vitesse V_s , comme on le voit au-dessous de certaines parties des continents. La base de la couche de moindre vitesse est probablement déterminée par l'accroissement de conductivité thermique (phase solide) avec la profondeur, ce qui modère le gradient de température.

La courbe disparaît finalement lorsque l'abaissement du degré géothermique est trop faible pour qu'un fluide interstitiel puisse être produit à n'importe quelle profondeur. Une séquence possible de courbes géothermiques est représentée dans la fig. 1.

Le modèle de plaque qui ressort de tout ceci montre une épaisseur qui s'étend, au moins, jusqu'à la base de la couche de moindre vitesse (là où elle existe) c'est-à-dire à une profondeur allant jusqu'à plus de 300 km. La couche de moindre vitesse est due à des fluides interstitiels volatiles libres et en début de fusion, donnant un contenu fluide situé probablement un peu au-dessus de 1% et stabilisant le flux thermique transmis, ainsi qu'il est indiqué plus haut. Si les roches sédimentaires peuvent constituer un guide, une teneur en fluide aussi basse aurait un effet négligeable sur l'intégrité structurale de la matière. Sa température, d'un autre côté, implique presque certainement une tendance à fluer. Cependant, la conclusion à laquelle on aboutit dans les paragraphes suivants est que, en fait, non seulement cette matière ne subit pas de déplacement général par rapport à celle qui la surmonte mais contribue substantiellement à la rigidité globale de la plaque. Ceci permet aux plaques de transmettre des efforts de flexion pendant longtemps (plusieurs dizaines de millions d'années) sur de grandes distances (au delà de 1000 km).

La différence est faible entre ces conclusions et l'interprétation de la forme prise par la subsidence ainsi que par celle de l'évolution de la sédimentation des zones de plaques engendrées au cours des derniers 80 millions d'années. C'est, en effet, l'intervalle pendant lequel le refroidissement de la matière de la plaque surmontant la couche de moindre vitesse qui est le facteur prépondérant. Ces conclusions sont probablement en accord avec l'effet de plan froid observé sismiquement dans les zones de Benioff, car le matériel situé plus profondément dans la plaque s'est trop peu refroidi pour être sismiquement distingué. Quoi qu'il en soit, ces

conclusions ont une très grande signification pour les plus vieux bassins dont l'origine est une séparation de plaque, car cela montre que ces bassins continueront à subir une subsidence et à constituer des réceptacles pour les sédiments au cours d'une échelle de temps considérablement accrue, nécessaire pour le lent refroidissement de la couche de moindre vitesse et aussi pour celui d'une matière située plus profondément dans la plaque. Des renseignements récents sur le fond océanique confirment la première partie de ce lent processus, sous la forme d'une subsidence nettement plus lente (0,5 km au total), entre 80 et 140 millions d'années^{14, 22, 25}.

Notre résultat est en accord avec la proposition²⁶ suivant laquelle plusieurs bassins continentaux subissant depuis longtemps une subsidence doivent leur existence à une part correspondante dans une séparation de plaques datant d'une époque antérieure. Nous reviendrons plus loin sur ce sujet.

Volcanisme intra-plaque dans le contexte des plaques épaisses

Le volcanisme intra-plaque ou intrusion peut avoir un impact crucial sur l'intérêt potentiel d'une région ; c'est pourquoi il est hautement désirable de bien comprendre ce qui préside à son existence. Le fait que le volcanisme intra-plaque quand il apparaît, est souvent très loin des zones d'interaction des plaques, pose la question de savoir s'il n'aurait pas une cause différente et supplémentaire par rapport aux concepts fondamentaux de la tectonique des plaques. A cet égard l'existence hypothétique de cheminées pénétrantes depuis le manteau inférieur a déjà largement servi de bouc émissaire pour expliquer d'innombrables manifestations volcaniques. Cette manière de voir oniet complètement la couche de moindre vitesse comme étant la source locale présumée des matières perdues correspondantes. Il y a, bien sûr, des objections importantes à l'hypothèse des cheminées, et spécialement à ses applications dans les aires continentales²⁶⁻²⁸. La tectonique d'un rift avorté a été évoquée comme explication du phénomène. Le concept des plaques épaisses offre une nouvelle approche de ce problème.

La formation et la légère ouverture de fissures verticales à travers les plaques, provoquées par la courbure de ces dernières et par la contraction due au refroidissement, par exemple, entraîne des matières provenant de la base de la plaque dans ces fissures. En raison du fait que la base de la plaque présente une gradation de viscosité, la première matière à pénétrer dans la fissuration est celle qui se trouvait dans la partie inférieure de la plaque. Si l'extension verticale de la fissure est suffisante, la matière en ascension subira une augmentation de son degré de fusion partiel. La réduction résultante de densité et de viscosité effective permettra un cheminement de la matière lui conférant une possibilité croissante de se

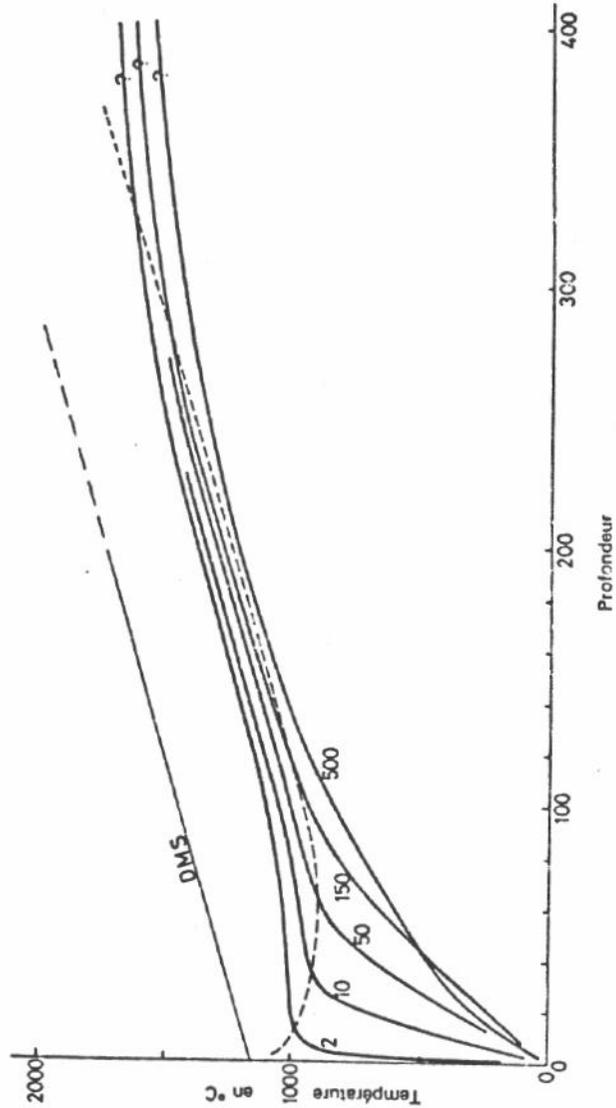


Fig. 1. Succession supposée de gradients géothermiques pour le refroidissement vertical, non perturbé thermiquement, d'une plaque tectonique épaisse, montrant leur relation avec la zone de début de fusion (zone L.V.). Les nombres sur les gradients géothermiques sont des temps en millions d'années depuis la formation de cette portion de plaque. Le gradient géothermique 500 MA, montre que la croûte continentale s'est formée sur le dessus. La ligne pointillée indique 0,3 % de fluide interstitiel (le contenu en H₂O du manteau est de 0,05 %). La zone LV existait là où le gradient géothermique est au-dessus de cette ligne. La profondeur de la zone LV est prise à partir des références 22 et 33. DMS = solidus du manteau sec. Il n'a pas été tenu compte des effets d'un probable minimum thermique de conductivité dans les litholites aux environs de 500 °C (voir référence 174).

frayer son chemin vers le haut. Lorsque le niveau est atteint où la différence de température entre les parois de la fracture et la matière ascendante, la perte rapide de chaleur au contact de la paroi augmente la quantité de matière non fondue qui bouche les fissures ou se solidifie contre les parois laissant le magma non refroidi continuer son ascension.

Ainsi le faible gradient thermique (mais toujours super-adiabatique) qui caractérise, comme on l'a supposé, la couche séismique à moindre vitesse, évolue, dessinant une courbe plus accusée vers le haut (Fig. 1).

En conséquence, toute matière partiellement fondue, en ascension dans une fracture, se trouvera, au sortir de la couche en contact avec la température fortement décroissante de la paroi; ainsi une forte ségrégation des parties constituantes du magma se produira pendant les quelques kilomètres suivants de son ascension. Ainsi le fait déjà cité, que les magmas des îles océaniques semblent avoir subi une ségrégation à 60-70 km de profondeur, est compatible avec le modèle de plaque épaisse, dans la mesure où il s'agit des aires océaniques. O'Hara^{39,40} a montré, à partir de bases pétrogénétiques, que la disparition des phénocristaux, par l'accroissement de l'épaisseur de la paroi, joue un rôle essentiel dans l'évolution des magmas, mais il n'a pas appliqué cela à la ségrégation magmatique primaire. Notre modèle explique pourquoi la ségrégation apparaît principalement à des niveaux particuliers et produit des magmas distincts. Plus clairement, cette approche de la genèse des magmas peut, en fin de compte, conduire à une estimation de l'épaisseur des plaques, à partir du principe suivant lequel la matière doit s'élever assez haut dans la fracture pour atteindre le degré nécessaire de fusion avant d'atteindre le niveau de ségrégation.

Examinant rapidement le volcanisme continental intra-plaque, il y a de nombreux exemples, partiellement de nature pétrogénétique mais principalement à partir de la pétrographie des nodules, que quelques magmas de cette catégorie (les Kimberlites par ex.) subissent un transport rapide à partir de profondeurs de 200 à 300 km⁴¹⁻⁴³. Il est probable que là où la couche de moindre vitesse est peu épaisse ou absente, le gradient de température n'a nulle part une valeur suffisante pour donner lieu à un niveau préférentiel où les magmas à haut point de fusion et ceux qui ne sont pas fondus, sont solidifiés. Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr élevés et variables dans ces magmas ont conduit Brooks et ses collaborateurs à déduire qu'il s'agit d'une dérivation de matières qui ont fait partie de la plaque pendant longtemps, ce qui s'accorde relativement bien avec le mode de genèse proposé.

En résumé l'existence des plaques épaisses rend compte de plusieurs caractéristiques du volcanisme intra-plaque et explique mieux le

processus des fusions volcaniques. La fracturation des plaques est la seule chose nécessaire. Pour que se produisent les efforts nécessaires à cette fracturation, cinq mécanismes principaux sont envisagés, qui peuvent agir soit séparément soit en combinaison :

- a) contraction thermique horizontale de la plaque en profondeur,
- b) tension due à une expansion thermique horizontale se produisant ailleurs dans la même plaque,
- c) ajustement différentiel isostatique dans une plaque hétérogène, conséquence d'un changement différentiel de densité et d'une contraction provoqués par un très long refroidissement,
- d) faille de cisaillement aux limites non rectilignes,
- e) défaut de structuration de la plaque lorsque son bord est soulevé en raison d'une interaction entre plaques.

Les fractures qui s'ouvrent trop lentement ou trop peu en profondeur, provoqueront des intrusions plutôt qu'un volcanisme véritable.

Genèse des plaques épaisses sur les dorsales médio-océaniques

Si le modèle précédent de plaque épaisse est admis, il faut que les bordures jeunes des plaques soient épaisses lorsqu'elles sont engendrées, ou bien augmentent leur épaisseur plus rapidement qu'on ne le pensait. Dans tous les cas ceci est, en principe, une question de refroidissement de la matière du manteau, fraîchement mis en place sous les dorsales médio-océaniques, et suffisant pour abaisser sa teneur en fluide jusqu'à une valeur à laquelle la matière se comporte structuralement comme une partie intégrante de la plaque. Cependant, si, comme cela semble être probable, il ne reste dans le matériel fraîchement mis en place qu'un faible pourcentage de matière fondue après que les constituants de la croûte l'aient quitté, une intégrité structurale peut se constituer directement, ou seulement après un très léger refroidissement. Il s'ensuit probablement que les plaques épaisses se forment dans une zone d'intrusion périaxiale presque verticale dans laquelle l'accroissement pariétal est le mécanisme principal.

Épéirogénie thermique due au volcanisme intraplaque et à une amorce de division de plaque

La probabilité de fait pour que l'épaisseur épéirogénique entière (> 3 km) du fond océanique, à la suite de sa formation à partir d'une

dorsale océanique, puisse être attribuée aux variations de la quantité de la chaleur incluse dans la matière sous-jacente à la plaque, justifie une sérieuse raison de penser à la possibilité que tout mouvement épéirogénique qui n'est pas dû à des changements de charge en surface (érosion, sédimentation, changement de niveaux marins, effusions volcaniques, etc...) a la même origine³⁶.

Le volcanisme intraplaque et l'amorce de division des plaques impliquent tous deux l'ascension de matière depuis la région de la base de la plaque et sa mise en place, en grande partie ou en totalité, dans la lithosphère qui est plus ancienne et plus froide. Ceci a d'importantes conséquences épéirogéniques dont plusieurs aspects ont été exposés précédemment³⁶⁻⁴⁴. Plus la plaque est épaisse, plus la source de matière est chaude et plus la quantité de matière nécessaire est importante pour remplir une portion donnée d'espace dans une fracture ou dans une ouverture de plaque. En conséquence le doublement (par exemple) de l'épaisseur d'une plaque considérée peut presque tripler la quantité excédentaire de chaleur disponible pouvant être conduite latéralement, depuis la nouvelle matière vers l'intérieur de la lithosphère adjacente. Les magmas en transit vers la surface augmenteront encore (ou ajouteront encore à) cette quantité de chaleur. La diffusion résultante de chaleur a été appelée *flux latéral de chaleur* par Osmaston³⁶. La chaleur se diffuse latéralement et vers le haut, ce qui fait baisser le gradient thermique résultant, lequel est produit par la superposition du gradient horizontal engendré par la mise en place de matière et du gradient vertical préexistant dans la lithosphère originelle. Là où la lithosphère originelle en jeu est bien refroidie et dont le gradient vertical est faible, le flux latéral de chaleur (d'un volume donné de la matière nouvelle mise en place) sera plus marqué et, au cours du temps, il affectera les températures de la lithosphère à des distances horizontales plus grandes. L'extension horizontale de l'anomalie thermique du flux latéral de chaleur est également influencée par la distance à laquelle se trouve vers le bas, l'origine du flux latéral de chaleur de la couche ou de la colonne de matière nouvelle mise en place. Plus la profondeur de laquelle arrive ce flux de chaleur est grande, plus grande sera sa diffusion horizontale pendant son ascension, et plus long sera le temps nécessaire à la dissipation du flux latéral de chaleur. Ainsi, les plaques épaisses augmentent également cet aspect. Finalement la conductivité thermique relativement basse de la croûte continentale signifie que la chaleur tend à se propager plus loin au-dessous de celle-ci avant de pouvoir se dissiper vers le haut.

Les manières suivant lesquelles la chaleur diffusée abaisse les densités et provoque un soulèvement de plaque ont été exposées ailleurs³⁶⁻⁴⁴. Il suffit de dire ici (pour donner un exemple) qu'un accroissement de température de 400 °C à la base de la croûte continentale (diminuant linéairement jusqu'à zéro à la surface et à une profondeur de

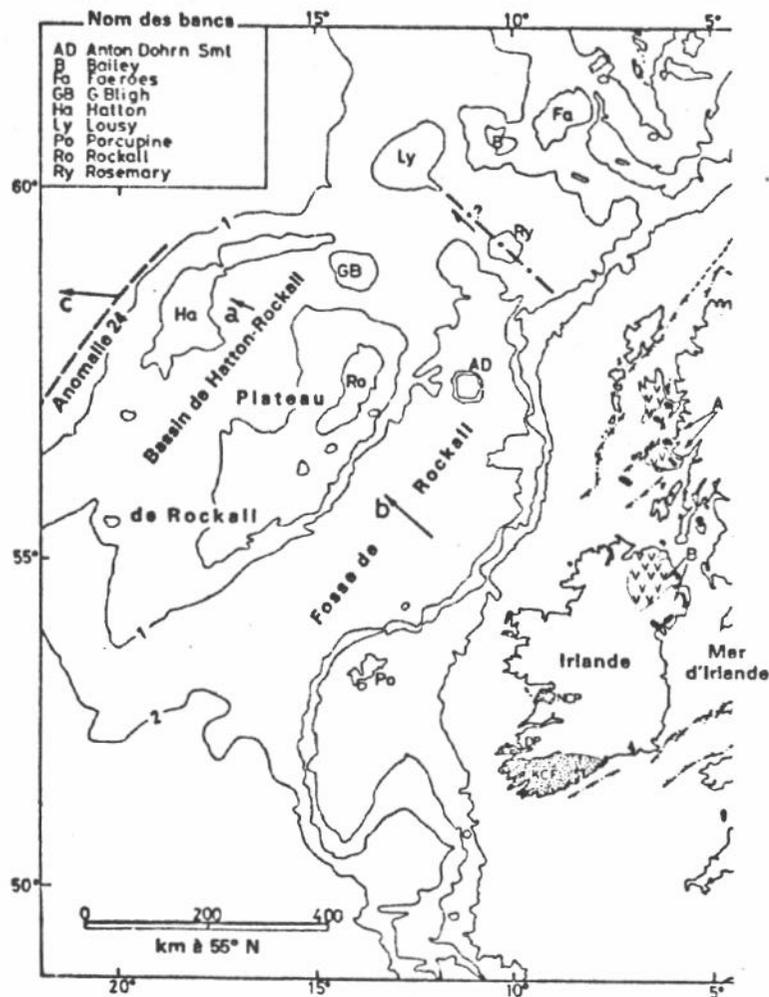
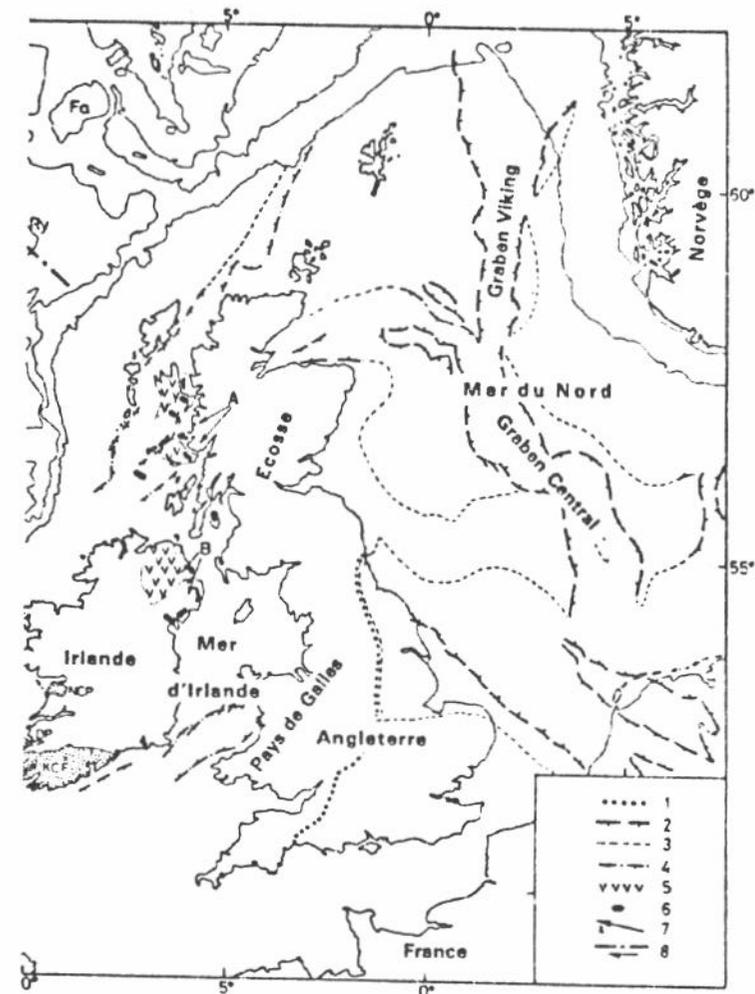


Fig. 2 - Caractères de la Mer du Nord et des Iles Britanniques, liées probablement aux phases d'ouverture de l'Océan Atlantique dues aux effets de flux latéraux de chaleur. Légende : 1. Limite orientale d'apparition par érosion des structures profondes; 2. Failles enfouies du Graben Viking et du Graben Central; 3. Limites des autres bassins de la Mer du Nord; 4. Jeu post-crétacé de failles, à l'W de la Grande Bretagne; 5. Basaltes de la base du Tertiaire; 6. Plutonisme de la base du Tertiaire; 7. Direction des mouvements de plaques (a et b supposés,



c: connu); 8. Faille transformante supposée, fonctionnant pendant l'ouverture de la fosse de Rockall. Blocs déplacés dans l'W de l'Irlande; KCF: ceinture orogénique de Kerry-Cork, DP: presqu'île de Dingle, NCP: plateau de North Clare. La direction des essaims de dykes tertiaires est déviée approximativement du NE vers la direction N-S en A et B. Bathymétrie (isobathes 100 m, 500 m, 1000 m et 2000 m) d'après D.G. Roberts (communication personnelle). Structure de la Mer du Nord, principalement d'après Blair 156.

200 km), produiront par ajustement isostatique un soulèvement qui serait au minimum de 1,5 km⁴⁴. Toute érosion tendrait, évidemment, à être compensée par une nouvelle réponse isostatique.

A la lumière de ces arguments, les implications épeirogéniques du volcanisme intraplaque, bien marquées par un bombement dans les zones de boucliers⁴⁵, apparaissent comme ayant pour origine un flux latéral de chaleur. Si les plaques n'étaient pas très épaisses la quantité de chaleur fournie serait certainement trop faible pour conduire à une telle interprétation. Il est clair, d'autre part, que la division des plaques produit une source de chaleur excédentaire considérable. Ceci permet de penser que le flux latéral de chaleur provenant des bords d'une division de plaque, peut se propager ultérieurement et réduire les densités dans la plaque, à des distances horizontales comparables à l'épaisseur de cette dernière. Le recouvrement commencerait probablement trop rapidement pour qu'on puisse faire une distinction entre celui-ci et la convection plus courante (d'après le modèle de Cloos) suivant laquelle le bombement précède, plutôt qu'il ne suit, l'amorce de division de la plaque. Cependant une certaine circonspection est nécessaire, étant donnée la vitesse extrêmement faible à laquelle la chaleur se propage par conduction, bien qu'elle soit aidée par la conduction radiative à des profondeurs supérieures à 100 km. De simples calculs montrent que la « frange » frontale du flux de chaleur peut atteindre à partir de la zone d'émission une distance légèrement supérieure à 100 km en 50 millions d'années, et à 170 km en 150 millions d'années. En conséquence lorsque les effets épeirogéniques s'étendent au-delà de ces distances, cela suppose d'autres facteurs.

Il y a, en fait, deux genres de situations qui semblent comporter un flux latéral de chaleur. Dans l'un d'eux, illustré par un recouvrement post-miocène s'étendant sur plus de 700 km sur le bord de la mer Rouge, l'inclinaison est à très grande échelle, peut-être due à une flottaison résultant de la proximité de la Mer Rouge, combinée, dans une mesure considérable, avec la rigidité de la plaque à la flexion.

Dans l'autre cas, illustré par les îles Britanniques dont la structure calédonnienne et hercynienne a été surélevée jusqu'à une distance de 600 km du bord de la plateforme continentale (Fig. 2), il est de même inconcevable que le flux de chaleur latéral ait pu s'étendre à plus du tiers, environ, de cette distance, depuis le commencement des mouvements de division des plaques dans cette partie de l'Atlantique Nord. Dans ce cas, cependant, la rigidité de la plaque ne peut être invoquée en raison des mouvements verticaux indépendants et d'une grande extension, qui se sont produits en mer d'Irlande et dans la région des Hébrides⁴⁶⁻⁴⁹. La perturbation en mer d'Irlande se trouve sur la même ligne que la chaîne volcanique nord-sud datant du début du Tertiaire qui s'étend du

Nord-Ouest de l'Ecosse jusqu'au détroit de Bristol (Fig. 2) et qui a atteint un maximum en quelques millions d'années (60 millions d'années approximativement après le début d'une nouvelle phase de division au-delà du plateau de Rockall, 500-1100 km à l'ouest⁴⁹⁻⁵⁰). L'auteur pense que la flottaison due au flux de chaleur près du nouveau bord de la plaque, a engendré un moment de flexion suffisant pour fracturer la plaque le long d'une ligne de moindre résistance préexistante (vue comme une ligne de bassins post-dévonien) provoquant ce volcanisme et de nouvelles failles. La pullulation des dykes fait supposer la poussée d'un flux de chaleur considérable dont on pense qu'il a provoqué l'extension de la région extrudée à travers l'Angleterre.

La même chose semble s'être produite au début et à la fin du Jurassique⁵¹. Dans ces cas la ligne de moindre résistance était formée par les grabens, maintenant enfouis, dénommés Viking et Central, en mer du Nord (Fig. 2) lesquels se trouvaient vraisemblablement à 650-1000 km des nouvelles lignes probables de division (bassin de Hatton-Rockall (?), synclinal de Rockall) et qui subirent des actions thermiques importantes et des périodes d'extrusion.

A travers le monde, une situation similaire peut être observée dans le sud australien où les mouvements différentiels⁵²⁻⁵³ de Spencer Gulf, Fluiders Range et la sismicité⁵⁴ actuelle semblent être en rapport avec le puissant soulèvement des bords Cénozoïque de la mer de Tasmanie⁵⁵ (1000-1500 km à l'est) faisant suite à l'ouverture de cette dernière. D'autres exemples sont donnés par les bassins du Trias final de l'est de l'Amérique du Nord, le système plus récent de failles et la sismicité actuelle le long de la ligne Embouchure du Mississippi-Fleuve St Laurent (750-1000 km de la bordure du plateau atlantique), et encore les explosions d'un volcanisme basaltique intense le long de l'axe Paraná-Parnaíba au Brésil (à 750-1000 km de la marge orientale dont le recouvrement est contemporain). Des manifestations d'effondrement et de volcanisme en Afrique aussi, peuvent avoir une cause similaire. En Afrique du Sud quatre régressions marginales post-jurassiques sont apparemment en corrélation avec des explosions volcaniques de l'intérieur⁵⁷.

On reprendra plus loin ces sujets relatifs à l'importance des grands mouvements verticaux *différentiels* qui apparaissent communément dans les régimes de flux thermiques latéraux. Les interprétations basées sur l'échauffement de la partie inférieure des plaques (convection, cheminées...) comme une alternative au flux latéral de chaleur, nuisent par avance à tout espoir d'expliquer en détail la distribution de tels mouvements.

Dans cette partie, il est implicite pour nous, que le flux latéral de chaleur — insignifiant, sauf si les plaques sont épaisses — produit des

effets de flottaison qui ont des conséquences structurales sur de grandes distances, ce qui constitue notre première preuve de la rigidité des plaques à la flexion. Dans la partie suivante une autre source d'évidences sera examinée qui a de profondes implications quant au comportement des franges continentales « passives ».

Réponse isostatique, dans les plaques, aux variations de densité en fonction de la chaleur.

Considérations générales.

Langseth et ses collaborateurs⁵⁸ furent les premiers à étudier le relief des crêtes océaniques en fonction de la chaleur dans les plaques, mais ils ont fait une importante erreur dans leur interprétation du rapport entre l'accroissement de densité subsidente de surface. Cette erreur a été explicitement répétée par McKenzie et Sclater⁴, Lambeck⁵⁹, le Pichon et collab.⁶⁰, Fisher⁶¹ et implicitement par bien d'autres; elle doit être corrigée avant d'aller plus loin.

L'erreur consiste à postuler que les parties inférieures des plaques flottent passivement sur la matière sous-jacente et ne sont pas affectées par la subsidence de la partie supérieure de la surface en réponse aux changements de densité dans l'intérieur de la plaque. Leurs calculs basés sur la chaleur perdue et les coefficients connus de l'expansion thermique, montraient dans ce cas que le changement complet du volume de la roche devait en quelque sorte être concentré dans la direction verticale ou, en d'autres termes « si la contraction n'est pas à prédominance verticale, le soulèvement excédentaire (qui peut être attribué à la chaleur incluse dans la plaque au niveau des reliefs océaniques), serait inférieur à 1 km et n'expliquerait absolument pas la topographie. (p. 169 de le Pichon et collab.⁶⁰).

La nécessité du recours à une contraction uniaxiale physiquement peu plausible, est complètement évitée par le raisonnement suivant exposé antérieurement par Osmaston⁴⁴. Si une colonne de matière se contracte isotropiquement, de telle sorte que sa hauteur (l'épaisseur de la plaque, dans ce cas) décroisse d'une quantité x et que sa densité moyenne augmente d'une faible quantité de ρ à $\rho(1 + \delta)$, et soit h la subsidence résultante du sommet. Ainsi avant contraction et subsidence, la pression à la base de la colonne sera ρh et ensuite, au même niveau la pression sera $(\rho - h)(1 + \delta)$. En égalisant ces valeurs de la pression on aura :

$$h = \rho \delta / (\rho + \delta)$$

Etant donné que $x/\ell \ll 1$, le changement de densité est dans une proportion voisine de trois fois la contraction linéaire proportionnelle, soit : $\delta = 3x/\ell$, qui substituée à h , dans la relation ci-dessus, donne :

$$h = 3x/(1 + 3x/\ell) \approx 3x$$

La signification physique de ce résultat est que la compensation isostatique totale de l'accroissement de densité dans une colonne entraîne la subsidence du sommet de cette dernière d'une quantité à peu près égale à trois fois la contraction linéaire de la colonne entière.

Il résulte de la théorie normale de l'isostasie que lorsqu'une subsidence primaire provient d'un poids additionnel correspondant d'eau ou de sédiment, de densité L , la subsidence totale du sommet originel de la colonne est multipliée par un facteur :

$$M = M / (M - L)$$

où M est la densité comprimée de la matière du manteau. L'introduction de valeurs appropriées montre que M est de 1.45 pou. la subsidence sous l'eau de mer et de 2.5 à 4.7 pour une charge de sédiments.

Ces valeurs de la subsidence de surface sont à peu près les mêmes que si elles résultaient de l'hypothèse d'une contraction uni-axiale; ainsi les calculs de subsidence topographique du fond océanique, sont peu affectés. Dans notre cas, cependant, même sans charge additionnelle, la colonne entière subit la subsidence et sa partie inférieure descend d'une quantité égale à deux fois la contraction linéaire de la colonne entière. De plus la subsidence due à une charge au sommet s'ajoute directement au mouvement de la partie inférieure. Ceci signifie que la réponse isostatique au développement des anomalies thermiques de densité à l'intérieur d'une plaque comporte un cisaillement vertical important à travers toute l'épaisseur de la colonne. Dans le cas du fond océanique le cisaillement moyen entre des colonnes adjacentes est environ trois fois celui qui est implicite dans les calculs erronés. En conséquence, quant les plaques sont très épaisses il faut s'attendre à ce que leur résistance au cisaillement vertical soit la preuve d'une réponse isostatique incomplète aux changements de densité dus à un effet thermique, et des anomalies de gravité à l'air libre existeront. Lorsque, par refroidissement, les densités ont augmenté dans une partie de la plaque, mais que la subsidence totale correspondante a été limitée par ses liens latéraux avec le reste de la plaque, l'excès de masse apparaîtra sous forme d'une anomalie de gravité, positive à l'air libre. Le reste de la plaque sera légèrement déprimé car il fournit le support latéral, et montrera ainsi une anomalie à l'air libre négative. Inversement, si une surface chauffée s'élève incomplètement du

fait qu'elle doit soulever aussi la zone adjacente non chauffée, il y aura une anomalie négative sur la partie chauffée et une anomalie positive sur la partie non chauffée, mais surélevée.

Comme cela sera exposé plus loin, on verra que même sous les conditions d'un refroidissement ou d'un réchauffement uniforme il peut apparaître des causes de changements différentiels de densité si des aires adjacentes ont des constitutions différentes, ainsi que cela est communément le cas sur les continents. Il est à noter, à ce propos que les examens des renseignements relatifs aux Etats-Unis et à l'Inde ont montré des relations entre soulèvement et gravité exactement similaires à celles qui ont été exposées ci-dessus.

Nous avons vu que les ajustements isostatiques incluent le mouvement de colonnes s'étendant directement à travers la plaque. Les anomalies thermiques primaires (et par conséquent la densité) dues à la division des plaques ou au volcanisme intraplaque, tendent cependant toujours vers zéro à quelque distance (et peut-être loin) au-dessus de la base de la plaque d'où provient le matériel chaud qui en est la cause. Ceci signifie que les constatations relatives à l'extension en profondeur de telles anomalies ne constituent pas une indication quant à l'épaisseur de la plaque. D'autre part, notre raisonnement basé sur la contraction anormale (ou l'expansion) de la colonne fait qu'une connaissance de l'épaisseur réelle de la plaque est largement inutile.

Un corollaire important à notre démonstration nous a paru nécessaire, montrant que l'épeirogénisme du fond océanique implique une augmentation de densité par contraction physique, isotropique et non uniaxiale; s'il en est ainsi l'interprétation faite par Turcotte⁶⁴ et Colette des zones de fractures océaniques, qu'ils considèrent comme des cassures de refroidissement, devient une proposition tout à fait soutenable, bien qu'apparemment ils ne semblent pas s'être aperçus de la difficulté précédente. Cela rend plausible aussi la proposition plus particulièrement relative aux plaques océaniques, qui consiste à admettre que le volcanisme intraplaque a pour cause une contraction thermique horizontale à l'intérieur des plaques. La ligne volcanique Cameroun-Annabón peut en être un bon exemple, et le volcanisme progressif de la chaîne des îles du Pacifique pourrait en être un autre.

Anomalies de la gravité dans les régions océaniques et comportement des plateaux continentaux.

Cette interprétation des réponses isostatiques aux changements de densité dus à des phénomènes thermiques, indépendamment de l'épaisseur des plaques offre, dans son principe, un moyen de tenir compte, en détail du développement des anomalies de gravité à l'air libre dans des

régions ne présentant évidemment pas de recouvrements. Cependant, plus les plaques sont épaisses et plus grandes sont, semble-t-il, leur résistance à la flexion et au cisaillement; plus fort aussi est l'argument permettant d'expliquer les anomalies à grande échelle ou à grande amplitude. Un caractère frappant des mesures de gravité en mer et de la gravité globale tirée des mesures par satellite (après suppression des éléments comportant les plus grandes longueurs d'onde dont on pense que les effets pourraient être en rapport avec la limite entre le noyau et le manteau) est que l'étalement des dorsales océaniques montre des anomalies à l'air libre positives et les bassins océaniques exempts d'îles en montrent de négatives avec une différence courante de 25 à 35 mGal. Ces dernières ont été attribuées à la forme du flux convectif sous la plaque, en se basant sur le fait qu'une lithosphère épaisse de 50 à 80 km ne pourrait pas résister aux contraintes que cela implique^{35,59,66-70}. Quoiqu'il en soit, notre modèle de plaque épaisse pourrait non seulement offrir la résistance voulue aux contraintes mais aussi donner une explication aux anomalies de l'intérieur de la plaque elle-même.

Près de la crête des chaînes océaniques le refroidissement et la subsidence sont rapides, mais loin au bas des pentes, la subsidence est beaucoup plus lente (sauf s'il se produit une charge de sédiment). S'il y a une intégralité structurale de la plaque entre les deux, elle subira une flexion continue ou (si la plaque est épaisse) une déformation par cisaillement pour s'adapter aux différentes vitesses de subsidence. Les contraintes nécessaires pour produire cette déformation exigeraient que la crête de la chaîne soit anisostatiquement trop haute et le bassin de flanc trop profond; dans ce cas les anomalies à l'air libre observées sont interprétées ici comme étant principalement dues à cette situation. Peut-être l'anisotropie séismique bien connue du manteau sub-océanique, laquelle se développe au cours des premiers millions d'années et s'étend à partir de la partie proche de la base de la croûte jusqu'à 125 km de profondeur, et même peut-être davantage, jusqu'à une profondeur de 380 km⁶⁵, doit-elle être attribuée aussi à cette déformation par cisaillement. Le fait qu'entre le seuil du Pacifique oriental à rapide extension et la fosse de Tonga-Kermadec le minimum de la gravité, donné par Anderson et collab.⁷⁰ se trouve seulement à 2500 km de la crête de la dorsale (et à moins de la moitié de la distance à la fosse), pourrait être l'indication d'une rigidité limitée, ou celle du temps de repos des plaques, et de celui-ci en particulier. Une vitesse d'expansion plus lente pourrait produire des plaques plus rigides, car à une distance donnée de la dorsale le temps de refroidissement est plus long, dans ce cas.

La relation entre cette manière de voir, et les précédentes interprétations (avec convection intraplaque) des mesures de gravité demande un commentaire. Lambeck⁵⁹, Selater et collab.³⁵ ont montré qu'une part de l'anomalie de la dorsale peut être attribuée à de faibles

densités se trouvant au-delà de 75 km de profondeur qui participeraient à la compensation de la dorsale. Dans le cas de plaques épaisses, l'anomalie thermique principale (relative à la plaque sous les bassins de flanc) doit se trouver à une profondeur moindre que 75 km car la participation à l'anomalie de gravité de la dorsale est probablement minime. Ni ce genre de cause, cependant, ni l'hypothèse de la convection n'expliquent la présence d'anomalies négatives apparemment complémentaires limitées aux bassins de flanc, alors que notre interprétation du support latéral le peut. Sur cette dernière base une différence de 30 mGal entre anomalies implique que la différence de profondeur entre la crête et le bassin est anisostatiquement rehaussée de 300 m environ. Dans leur étude détaillée des mesures sur l'Atlantique nord, Slater et collab.¹⁵ concluaient que les différences entre crête et bassin étaient de 1400 m trop élevées, mais que cela était évalué en comparaison avec un modèle de plaques en cours de refroidissement qui ne tenait compte ni des variations d'épaisseur de la croûte et du manteau sous-jacent qui présente une anomalie sismique près de la crête de la dorsale, ni des effets de la partie superficielle du sommet jusqu'à la couche de moindre vitesse pendant les premiers 20 millions d'années. Une élaboration plus fine du modèle de plaque en cours de refroidissement est donc absolument nécessaire avant que l'excédent réel du relief puisse être discuté.

Un résultat direct de notre interprétation montre qu'il y a une relation épeirogénique entre la crête de la dorsale et des points sur la même plaque, peut-être jusqu'à une distance d'au moins 2500 km de la crête. Ceci signifie qu'en raison de cette distance limitée, les conditions des marges océaniques (charge de sédiments, flux thermique ou refroidissement après un volcanisme intra-plaque, subduction) doivent affecter les crêtes des dorsales et, ce qui est plus important pour le géologue pétrolier, c'est le fait que les franges des types dits « passifs » sont fermement liées à tout événement affectant la crête de la dorsale (ex. : changements de la vitesse d'expansion) et tendant à modifier la hauteur de crête. (Une vitesse d'expansion ralentie tend à augmenter la hauteur de crête⁷⁰). Les corrélations trouvées par Rona⁷² entre les épisodes de sédimentation sur les plateaux du centre de l'Atlantique Nord de part et d'autre de la dorsale et entre ces derniers et les changements de vitesse d'expansion dans l'Atlantique médian, semblent être en faveur de la conclusion ci-dessus. L'explication proposée par Rona, basée sur l'eustasie est également possible mais demande une évaluation plus précise des capacités eustatiques à court terme des changements de vitesse d'expansion.

Il est maintenant, fermement établi dans le monde entier qu'une phase majeure de subsidence se produit dans des parties importantes du plateau continental résultant, soit au moment présumé de la division de la plaque soit peu après. Les hypothèses de Dietz^{73,74} d'une liaison

mécanique entre la subsidence du fond océanique (qu'à cette époque il attribuait entièrement à la charge des sédiments) et celle qui se produit dans le plateau ont été amplement justifiées. Dans le contexte de notre modèle, une raison physique du brusque déclenchement de l'effet d'entraînement vers le bas est donnée par le rapide refroidissement et l'augmentation de densité des quelques premières centaines de kilomètres de la nouvelle plaque latéralement accrue. Ainsi que cela a été montré par Sleep⁷⁵, le fait que la discontinuité mécanique, à laquelle on attribue l'origine du soulèvement de la croûte continentale à la suite de la nouvelle marge continentale, ait pu se produire à une distance de cette dernière extrêmement variable, pose des difficultés d'interprétation importantes (Bott⁷⁶⁻⁷⁸) quant à la subsidence du plateau basée sur le principe de l'atténuation de la croûte, que cela soit attribué à la tension de division de la plaque ou au fluage de la partie inférieure de la croûte sous l'effet de la distribution des contraintes, provenant du changement d'épaisseur de la croûte du continent vers l'océan. La subsidence différentielle de longue durée, limitée avec précision, observée dans les plateaux, paraît être, d'ailleurs, incompatible avec les relations incertaines entre croûte supérieure et inférieure (et au-delà) qui résulteraient ici de quelque fluage horizontal important.

MECANISME DE LA DIFFERENCIATION EPEIROGENIQUE

Le terme de *différenciation épeirogénique* est proposé ici comme correspondant à un renouvellement épeirogénique ou comme l'amorce apparente d'une forme structurale complexe de chaîne et bassin semblable à celle que l'on connaît dans les parties visibles ou ceiles du sous-sol de la croûte continentale, particulièrement celles qui ont subi un quelconque diastrophisme au Phanézoïque.

Il a y de fortes présomptions pour que la différenciation épeirogénique ait, au moins en partie, une origine thermique. En mer du Nord, par exemple, une structure chaîne et bassin qui a été évidente au moins depuis le début du Carbonifère a subi au Jurassique deux phases importantes de rajeunissement et d'exhaussement avec pour conséquence une grande subsidence différentielle des bassins et qui présente maintenant une nouvelle subsidence sous une couverture tertiaire⁷⁹⁻⁸³ qui se développe. Si comme on le suppose⁴⁹⁻⁵¹ généralement ces événements sont en corrélation avec ceux de l'Atlantique, le début de la seconde phase, post-kimméridigienne, de rajeunissement pourrait bien avoir marqué le début de la division de la plaque qui devait former le synclinal de Rockall, un peu plus tôt cependant que ne le suggère Roberts⁴⁹⁻⁸⁴⁻⁸⁵. A partir de là, la première phase de rajeunissement de la fin du Lias terminal marque probablement

un mouvement précurseur de l'amorce de division dont le bassin de Hatton-Rockall (Fig. 2) semble être issu. Ces deux phases ont été des événements thermiques importants quand à la genèse du pétrole et du gaz en mer du Nord, et au moins la première de ces phases impliquait une activité volcanique.

Comme on l'a suggéré plus haut, ces corrélations et le Tertiaire inférieur qui leur est consécutif peuvent résulter d'un accident structural de la plaque, dû au soulèvement consécutif à la division de la marge, processus qui pousserait dans les fissures ainsi formées du matériel chaud en provenance de la partie inférieure de la plaque. Le fait que les marges du plateau atlantique furent certainement soulevées est confirmé conjointement par leur érosion^{49,54,65,67,88} et par les expansions vers l'est des sédiments grossiers⁴⁹. Pendant le début du Tertiaire les proliférations d'intrusions diapiriques d'orientation nord-ouest indiquent que l'accident structural nord-sud de la plaque a engendré le relief dû aux efforts horizontaux de compression, d'origine thermique, qui se sont formés dans les zones de fractures océaniques au fond du synclinal de Rockall.

Il est particulièrement intéressant de constater que les éléments structuraux individuels périphériques aux régions du sud et de l'ouest de l'Irlande (chaîne plissée hercynienne de Kerry-Cork, péninsule de Dingle, plateau de North-Clare - Fig 2) montrent un soulèvement qui a engendré de puissants relèvements de couches (jusqu'à 1 : 150) orientés vers l'est. Ce qui incite à penser qu'ils correspondent à un gradient de flux thermique latéral émis de sous le plancher océanique, alors que les régions des bassins intermédiaires du Carbonifère n'en présentent pas. Le magmatisme paléozoïque est ici limité à un très petit nombre de diapirs tertiaires. A l'évidence, ici comme ailleurs, le flux de chaleur par lui-même constitue une indication trop peu précise pour permettre une interprétation de la différenciation épeirogénique.

Il y a deux manières d'aborder ce problème général. L'une est d'affirmer que les comportements différents de ces parties de croûte souvent limitées d'une façon rigoureuse ont quelque cause occasionnelle de faible amplitude mais au moins aussi fortes que celles qui sont évidentes dans la région. La seconde manière, que nous allons examiner, consiste à conclure que les différences de comportement correspondent à de réels contrastes dans les constitutions profondes et les évolutions de ces petites parties de plaque (de la plaque eurasiennne, dans ce cas). Si cette interprétation est correcte, elle pourrait conduire à une excellente compréhension de l'évolution et de la structure de la région.

Lorsqu'un flux latéral de chaleur s'étend dans une région, il y a quatre manières suivant lesquelles la chaleur peut causer une diminution de densité. Ce sont :

- 1) expansion thermique
- 2) changement de phase de l'état solide à l'état liquide
- 3) changements de phase dans l'état solide d'un faciès minéral à un autre, et
- 4) réactions comportant la décomposition de minéraux hydratés et une rétention interstitielle du fluide résultant.

Les actions de (1) et (2) provoquent un recouvrement général ; cependant elles peuvent montrer des variations brusques de place en place mais uniquement à proximité d'un magmatisme actif. Osmaston a montré, toutefois, que des processus comme (3) et (4) qui apparaissent généralement dans la partie supérieure du manteau, sont de 10 à 200 fois plus efficaces que l'expansion thermique dans la conversion de la chaleur en mouvement épeirogénique. Dans la moitié inférieure de la croûte continentale les relations sont probablement largement similaires, mais ici il y a un grand accroissement dans la proportion de matière capable de prendre part à ces processus. Mettant à part pour le moment les questions d'isostasie considérons l'effet d'un accroissement de gradient vertical du flux de température dans la région de la base de deux éléments de croûte, l'un d'entre eux (A) se prolongeant de 10 km plus bas dans le manteau, que l'autre (B). Si les conditions sont telles, qu'existe l'un des deux types de processus (3) ou (4) dans les 10 km inférieurs de A et dans le manteau correspondant sous B, la différence de leurs compositions fera qu'une augmentation de température donnée provoquera une absorption de chaleur plus importante dans la base de A que dans le manteau sous B. En conséquence A, s'il est suffisamment libre, subira un soulèvement isostatique important par rapport à B. Si l'ajustement isostatique n'est pas possible, le sommet de A s'élèvera quand même par rapport à B, mais d'un tiers seulement, par exemple, et par sa seule expansion verticale.

Le même argument peut, évidemment être appliqué à deux éléments de croûte d'épaisseur semblable et, cependant, très différents quant à la constitution de leur partie inférieure ; mais dans certains cas le contraste épeirogénique serait vraisemblablement plus faible. Une troisième source possible d'accroissement de la sensibilité thermique de l'épeirogénie, mais qui a probablement des limites passablement floues, est l'imprégnation en eau, et peut-être, en matières basaltiques et andésitiques du manteau au-dessus des zones de subduction, situation qui par la suite peut subsister indéfiniment. Les événements permettant la remise en mouvement de l'isostasie peuvent aussi produire une différenciation épeirogénique, mais ceci ne peut expliquer le déséquilibre initial.

Nous concluons que les différences d'épaisseur dans la croûte sont, selon toute vraisemblance, la seule cause de la différenciation

épeirogénique en présence d'un flux thermique latéral, mais que les autres différences de constitution (ex: épuisement du contenu en eau dans les terrains très inclinés) soit dans la partie inférieure de la croûte, soit dans la partie supérieure du manteau, peuvent engendrer des situations tout à fait spécifiques. Réciproquement, confronté sur le terrain avec une différenciation épeirogénique très marquée, la première interprétation qui doit être envisagée, est celle qui tient compte de différences d'épaisseur très accusées de la croûte. Ceci est le sujet du chapitre suivant.

GENESE ET EVOLUTION DES COMPLEXES DE BASSINS «CHASMIQUES» (*)

Bassins chasmiques «simples»

Le terme de *faille chasmique* a été proposé par Osmaston³⁶ pour définir toute discontinuité importante s'étendant à travers la lithosphère, et résultant d'une division de plaque. On a considéré que «chacune» de ces «failles» peut être une zone de failles simple ou complexe, en raison des détails tectoniques de l'amorce de division. Ainsi la faille chasmique diffère des autres genres de failles en ce qu'elle est engendrée par un mouvement de séparation, non de cisaillement, et en ce que le «plan» de faille est, initialement, au moins, un contact igné soudé. Dans ce sens, par conséquent, la plus grande partie du bassin de l'océan Atlantique est située entre des failles chasmiques et peut être regardée comme un bassin chasmique de très grande dimension. Pour notre propos, un bassin chasmique «simple» comporte un seul mouvement complet de séparation.

Il a été démontré³⁶ que si la séparation est d'extension plus limitée, la subsidence par refroidissement de la lithosphère océanique, de 3 à 4 km en général, combinée avec la réponse isostatique consécutive au remplissage sédimentaire du bassin jusqu'au niveau de la mer, pourrait en se basant sur des hypothèses plausibles, engendrer une croûte de bassin dont l'épaisseur serait de 26 km environ. Le temps de refroidissement plus long et la subsidence totale plus importante, implicites dans notre conclusion, à savoir que les plaques sont très épaisses, signifient que la durée totale des subsidence peut, en fait, atteindre 500 millions d'années ou plus, et aboutir à des épaisseurs de croûte de 30 à 35 km. Ceci conduit au concept³⁶ suivant lequel les bassins chasmiques peuvent devenir partie intégrante de la croûte continentale, sans qu'il soit besoin de faire appel à une compression latérale quelconque. Proposition qui est encore plus satisfaisante que la précédente.

Note du traducteur: Le terme «chasmique» constitue un néologisme en français. L'équivalent le plus proche est: effondrement, bassin, fossé, sillon d'effondrement. 7

Tectonique de la division des plaques.

Notons tout de suite qu'il existe, et ce n'est pas rare, dans la différenciation épeirogénique, des chaînes et bassins de petite dimension, dont une explication peut être donnée (comme le pense l'auteur) par les différences d'épaisseur et de composition de croûte qui résultent des étapes complexes de la division d'une plaque. Il est peu probable que les bassins contiennent une quantité importante de croûte effondrée ce qui signifie que dans le cas contraire ils seraient comme les chaînes. Cette opposition directe, en apparence, avec la manière dont se présentent les rifts continentaux, sera examinée plus loin. Exactement, comme pour le volcanisme intra-plaque, il résulte de la notion de plaque épaisse que la genèse du magma (pas nécessairement le magma d'extrusion) est une conséquence inévitable d'une division de plaque faible de même importance. Cependant la vitesse de séparation provoque d'immenses différences dans ses conséquences structurales⁴⁴. Aux vitesses de séparation relativement élevées, caractéristiques des mouvements relatifs des plaques (6 cm/an par exemple), les calculs montrent que si, au tout début, la perte latérale de chaleur réduit considérablement la facilité avec laquelle le magma atteint la surface, cette situation est rapidement surmontée, et au moment où la distance de séparation atteint 2 km environ, la température axiale deviendra proche de sa valeur stabilisée correspondant à la séparation. En conséquence, bien longtemps avant que la séparation ait atteint ce stade, la croûte sur les deux côtés aura été protégée de façon importante contre un effondrement latéral par un magma de densité comparable, venu s'ajouter, latéralement ou par courant ascensionnel. La crête qui subit un accroissement peut même se retrouver à une hauteur supérieure à celle de la croûte continentale adjacente avant que le flux latéral de chaleur ait pénétré assez loin pour provoquer un soulèvement. Effectivement les sections de Sheridan, sur le plateau de l'atlantique Amérique du Nord⁴⁰ montrent précisément cela, en ce sens que le socle le plus extérieur du plateau continental est maintenant bordé par la crête d'un substratum océanique qui s'élève beaucoup plus haut que lui. Constatant cette situation l'auteur a récemment proposé l'hypothèse⁴¹ qu'il s'agit en fait, des circonstances dans lesquelles les ophiolites furent initialement mises en place (par glissement) sur les franges continentales; sujet dont l'importance au point de vue tectonique sera examinée plus loin. Enfin il faut noter que le seuil du Pacifique oriental, à l'ouest de l'Amérique du Sud, présente une grande vitesse de séparation mais pas de rift axial⁴⁴.

En conclusion, et à condition que les nouvelles marges aient été préalablement en équilibre isostatique et à condition aussi que la vitesse soit élevée, il y a probabilité pour que la division du continent provoque des failles chasmiques très nettement délimitées en profondeur avec une légère perte (1 à 5 km?) de contours, près de la surface (en-dessous d'une couverture transgressive). Un argument en faveur de cet important résultat

se trouve dans les reconstructions remarquablement précises par lesquelles on a trouvé une exacte correspondance avec des cas réels (travaux non publiés de l'auteur). Les solutions antérieures à ce problème (dont l'un était de l'auteur⁴⁴) ont toujours été basées sur la prémisse, probablement fautive, qui consiste à admettre que les rifts continentaux avec leurs vitesses extrêmement lentes d'ouverture, ayant en conséquence, un régime⁴⁴ thermostructural différent, représentent le premier stade de la division. De plus, la rigidité structurale, qui, ainsi que nous l'avons vu précédemment est, à l'évidence, une propriété de la tectonique des plaques, rend peu plausible la notion courante suivant laquelle la fonction sous tension de l'épaisseur des plaques est un prélude normal à la division. Cependant, cette conclusion ne nie en aucune manière, qu'un système normal de faille par rotation affectant la croûte supérieure peut et doit fréquemment se produire lorsque cette dernière est privée de support latéral.

Subsidence de Bassin.

La dimension du bassin produit affecte fondamentalement de plusieurs manières le processus de subsidence. Dans des bassins très étendus (exemple l'Atlantique) l'affaissement vers le bas de l'énorme fond océanique en refroidissement domine le phénomène aux franges continentales et produit de décevantes similitudes avec des demi-grabens. Dans les bassins qui sont suffisamment petits lorsque l'ouverture cesse, le refroidissement de la matière de la partie inférieure de la plaque est accéléré par la perte latérale de chaleur qui se fait dans la lithosphère adjacente plus froide. La charge sédimentaire avec la couverture thermique résultante deviennent des facteurs essentiels. En outre, plus le bassin est petit, plus la subsidence isostatique du fond tend à être limitée ou même annulée par ses soudures avec la lithosphère adjacente. En conséquence, en l'absence de perturbation tectonique externe, la subsidence relative du bassin peut cesser, rendant possible la disparition sous une couverture sédimentaire de ses limites, et qui ne réapparaîtra brusquement que s'il existe une possibilité de réponse isostatique à l'augmentation continue de densité avec la profondeur. Ce phénomène participe probablement d'une façon importante au mouvement différentiel qui accompagne le rajeunissement épeirogénique. Dans ce dernier cas comme dans celui du flux latéral de chaleur, la croûte la plus ancienne et la plus épaisse se soulève ; celle qui est plus jeune et plus mince subit une subsidence ou un moindre soulèvement. Les failles verticales ne suivent pas nécessairement les lignes de failles chasmiques, mais dépendent de la distribution d'ensemble de l'effort, et en raison de la contraction horizontale de la matière composant la partie inférieure du fond du bassin, tendent à descendre fortement en direction du bassin. En réalité il y a plus ici que ce qui s'accorde avec l'expérience.

Structure du socle du bassin

Il y a toute raison de penser que les zones de fracture de type

océanique, avec leur caractère de fractures de refroidissement, sont engendrées, spécialement quand la séparation est encore limitée (100 km environ), en raison de l'influence des irrégularités des contours des deux franges et aussi des effets plus rigoureux du refroidissement latéral. De telles zones de fracture donnent une structuration particulière au socle du bassin, ce qui offre des localisations permanentes pour des mouvements différentiels (et une minéralisation ?) dans le bassin, et dont l'orientation est une indication directe de la direction de la division impliquée dans la genèse du bassin. Le sens principal d'orientation sud-est du socle qui est considéré comme ayant une influence sur les gisements de gaz et sur les autres structures dans les bassins méridionaux de la mer du Nord⁵¹ et qui existe aussi dans les Midlands⁹² du Nord-est en Angleterre et en Allemagne orientale, s'étend parallèlement à la ligne Tornquist bien connue, marquant le bord du bouclier Russo-baltique. Il pourrait avoir une même origine. Cela a nettement et puissamment influencé les directions des gauchissements de l'Hercynien supérieur.

Le tracé le plus vraisemblable des profils magnétiques et gravimétriques correspond au sens de la zone de fracture. L'absence d'apparition, sous quelque forme que ce soit, d'anomalies caractéristiques de l'expansion du plancher océanique en présence d'une sédimentation active, est mise en évidence par la disparition de ces anomalies, même sous des couvertures sédimentaires tout à fait minces, comme en Mer Rouge et dans le Golfe de Californie. Cela paraît être dû à l'inhibition du refroidissement rapide usuel par l'eau de mer, bien que le mécanisme exact n'en soit pas très clair³⁶⁻⁹³.

Enclaves insulaires.

Dans le passé elles ont été qualifiées de micro-continentes, mais l'auteur préfère le terme d'*enclaves insulaires* en raison de la très petite dimension de certaines d'entre elles et de la forme structurale sous laquelle elles apparaissent quand la sédimentation environnante les a insérées dans la croûte continentale. L'opinion courante suivant laquelle les enclaves constituent le meilleur témoignage disponible de ce qui se trouve dans le sous-sol environnant doit être abandonnée pour les îles structurales dans les aires continentales, si nous voulons raisonner d'une façon satisfaisante quant à la subsidence du bassin. Leur nature distincte doit être admise pour les sites terrestres comme on l'a fait pour les bassins océaniques. Le détachement des enclaves insulaires exige que l'axe de séparation se trouve d'abord entre l'enclave et la plaque A (par ex.), puis se déploie pour amorcer la séparation de l'enclave de la plaque B. Ainsi l'enclave est toujours attachée à l'une ou à l'autre des plaques et la cinématique de son déplacement dépend précisément du mouvement relatif des deux plaques principales. Il n'y a aucune preuve que l'une des plaques ait un mouvement

indépendant de celui de l'autre, si elles ne sont pas séparées par une distance d'au moins 1000 km ; à moins que l'une de leurs franges soit une zone active de subduction. Ceci introduit des contraintes qu'on peut évaluer dans les reconstitutions de la tectonique des plaques. En raison du fait que les enclaves insulaires sont toujours partie intégrante d'une plaque importante il n'y a pas de problème d'instabilité structurale, même pour de toutes petites enclaves. Le massif⁹⁴ des îles Canaries orientales est l'exemple d'une enclave insulaire ayant une relation morphologiquement bien définie avec son continent adjacent. Le bassin salinière intermédiaire date du Trias supérieur⁹⁵ et l'ophiolite est peut-être présente à Fuerte Ventura⁹⁵.

Effets de la compression.

S'il y a plissement, poussée, ou dépôt de formations allochtones pendant que la subsidence thermique du bassin est en cours, la persistance de la subsidence, par la suite, aidera l'érosion à araser toute structure subaérienne qui se serait formée, et hâtera le retour au régime de bassin. Ceci est important car les socles plissés et érodés ne sont pas rares dans les bassins profonds. Par exemple, la supposition⁹⁷ de Carey suivant laquelle les dépressions monoclinales de la Sibérie occidentale seraient un rhombochisme (bassin chasmique) rempli de sédiment, a été rejetée par Van Andel et Hospers⁹⁸ se basant sur le fait que le socle pré-callovien profondément enfoui (jusqu'à 8 km) est plissé⁹⁹, mais il est improbable que la subsidence de cette vaste région puisse être expliquée d'une autre manière.

L'application d'un champ de contrainte horizontale sur un complexe de bassins chasmiques engendre un affaissement et des failles d'effondrement près des franges du bassin où un effort de cisaillement vertical important a déjà pris naissance. Un exemple probable en est donné en mer du Nord et en Grande Bretagne occidentale⁵¹ par les failles d'effondrement des niveaux supérieurs de l'Hercynien (base du Permien et fin du Scythien « Hardegsen »).

Division en plusieurs phases.

A peu près toutes les franges continentales « passives » qui ont été suffisamment étudiées montrent d'une façon évidente qu'un bassin ou un complexe de bassin préexistait à leur place bien avant la phase de division océanique. Lorsqu'une reconstitution fait apparaître que les bassins ont eu une largeur limitée, entre des plateformes stables, il semble bien que la subsidence, par refroidissement de leur fond, a pu être sensiblement

perturbée par leur liaison latérale avec la lithosphère de ces plateformes. La diminution de ce déséquilibre au moment de la phase de séparation océanique comporte à la fois un faillage des fonds de bassin (avant le début de l'effondrement du fond océanique vers le bas) et un soulèvement correspondant dû à la diminution de charge des plateformes adjacentes. Ceci a pu, peut-être, se produire bien avant que le flux latéral de chaleur du fond océanique ait eu le temps d'atteindre ces plateformes.

Ces considérations montrent la grande importance du bassin pré-existant dans l'interprétation de l'ensemble du comportement de la frange. Dans quelques cas ce ne sont pas seulement deux, mais trois ou quatre phases de division dont on doit tenir compte. Le long de la frange Niger-Cape Town, par exemple, les renseignements pris par Emery et collab.¹⁰⁰⁻¹⁰¹, par Rigassi¹⁰² ainsi que ceux inclus dans leurs références, montrent qu'on peut distinguer trois phases qui sont :

- 1) Une formation triasique ou plus ancienne, sous la forme possible d'une vallée d'effondrement
- 2) Une division rapide mais limitée au Jurassique supérieur
- 3) Une phase océanique de l'Aptien inférieur produisant d'épaisses évaporites sur 1) et 2) dans un bassin initialement barré au Sud par des enclaves insulaires en *échelon* (dorsale de Walvis et seuil du Rio Grande).

Dans un tel cas une interprétation structurale complète requiert l'usage de reconstitutions avec la frange conjuguée et doit être étayée en admettant :

- a) que les limites de 1) 2) et de 2) 3) dans le socle doivent être identifiées avec précision (quoique indistinctes en surface) comme des failles chasmiques
- b) que le détachement des enclaves insulaires peut s'être produit à l'une ou l'autre occasion.

Des complications semblables se produisent dans des bassins chasmiques lorsqu'ils se sont formés en plusieurs phases et s'incorporent dans les continents du fait qu'aucune de ces phases n'était de dimension océanique. A moins qu'il y ait un très important écart d'âge entre les phases, les failles chasmiques qui séparent les parties du fond créées pendant les différentes phases de la division pourraient être, actuellement, peu marquées comparativement à celles qui caractérisent le bassin dans sa totalité. A l'intérieur des limites imposées par l'ensemble de la géométrie de l'interaction des franges concernées, les phases successives peuvent différer sensiblement en direction. Il en résulte qu'une interprétation globale du bassin basée sur une phase unique aurait peu de valeur pour

l'interprétation des structures du fond du bassin ou des franges correspondantes.

Finalement les grabens continentaux dans lesquels les manifestations volcaniques sont rares ou absentes (système Rhin-Rhône¹⁰³, système du Baikal¹⁰⁴) pourraient être, à proprement parler, considérés, comme des bassins à deux phases. Les interprétations de ces derniers basées sur une ancienne phase chasmique du bassin, suivie beaucoup plus tard par une légère division qui aurait admis du magma en profondeur et provoqué une différenciation épeirogénique importante, avec un peu de volcanisme sur les flancs (par le mécanisme b) du volcanisme intraplaque exposé page 10/11), aideraient à expliquer pourquoi la phase-unique-lente (?) du Gregory Rift au Kenya¹⁰⁵ montre un tel contraste de style structural et magmatique.

CARACTERES RELATIFS AUX RAPPROCHEMENTS DES PLAQUES

L'analyse de la tectonique des plaques pour des systèmes de bassins intercalés dans des chaînes orogéniques exige que les effets de rapprochement soient minutieusement distingués de ceux de la division. Nous allons maintenant, brièvement, examiner comment les conceptions développées dans les parties précédentes affectent les conséquences et l'interprétation des mouvements d'approche. Mis à part ceux qui sont cités plus bas, les articles suivants relatifs à cette question sont ceux de Burk et Drake¹⁰⁶.

Phénomènes liés à la subduction (voir aussi la note ajoutée p. 51). Les pentes rapides des zones de Benioff impliquent au cours de la subduction une sévère déformation de la plaque primitivement horizontale. De nombreux auteurs ont admis un mode de déformation par courbure, mais Lliboutry¹⁰⁷ a montré, qu'en fait, ceci implique une seconde déformation pour le redressement de la plaque après qu'elle ait acquis la pente nécessaire. Au lieu de cette manière de voir, compte tenu des premiers mouvements séismiques dans la zone de flexion vers le bas, la proposition de cet auteur est la suivante: la déformation se fait par cisaillement vertical ce qui physiquement devient d'autant plus plausible que les plaques sont plus épaisses, étant donné qu'il faut moins d'énergie dans ce cas, et ceci semble être certain dans le contexte de plaque épaisse. Cependant, la topographie indique une légère courbure initiale (3°) pendant l'approche de quelques fosses, et c'est peut-être celle-ci qui provoque la diminution de l'anomalie magnétique océanique telle qu'on a pu l'observer. La zone principale de flexion vers le bas coïncide avec un fort minimum de l'anomalie de gravité à l'air libre, qui s'étend jusqu'à 150 km de l'axe de la fosse en direction du continent. Sur la ligne d'inflexion, les

tranches successives de plaque sont soit poussées vers le bas par la rencontre avec le plan de chevauchement qui les surmonte, soit sont tirées vers le bas lorsque la tranche rencontre ce plan de front, ce qui produit sur la plaque océanique un effet voisin de celui qu'on peut observer en haut d'un escalier mécanique servant à la descente.

Ce modèle a des propriétés intéressantes. Les marches ainsi formées à la partie supérieure de la plaque descendante doivent constituer un moyen continuellement renouvelé d'érosion de la face pariétale de la plaque qui les recouvre (vers le continent) à moins que ces « dents » soient également et continûment colmatées par des sédiments. Si la quantité de ces dernières est suffisante (y compris la matière sédimentaire stratifiée sur la plaque océanique), pour produire un tel effet, un coin de sédiment terrigène se répandra en travers de la zone de courbure plongeante sur la surface relativement peu déformée de la plaque océanique qui s'approche. Ces sédiments formeront ensuite, probablement, une structure plissée et imbriquée, attachée à la plaque chevauchante se dirigeant vers le continent par un « sous-plissement » répété de la partie la plus éloignée du bord, comme cela se présente dans le modèle de Seely et collab.¹⁰⁹ ainsi que dans celui de Mitchell et Reading¹¹⁰ bien étayés par l'observation. Il se forme par la suite une arête extérieure en forme d'arc avancé, composée de schistes bleus métamorphisés. Lorsque ceci se produit « l'appétit » engendré par la formation en échelons dans la zone de la courbure plongeante peut être satisfait par des failles d'effondrement ou par la subsidence de la structure imbriquée au-dessus de la zone, produisant une terrasse ou un bassin de flysch inter-arqué. On ne sait pas si un tel accroissement a pu être suffisamment massif pour provoquer la courbure antérieure de la plaque océanique vers le bas et produire le genre de migration systématique, vers l'océan, des chaînes que l'on voit dans le sud-ouest du Japon, ou si ceci exige que la subduction s'arrête et recommence. Lorsque les quantités de sédiments sont faibles la fosse topographique se situe sur la zone de courbure plongeante, et tend ainsi à être plus profonde avec une pente (ou des gradins ?) plus accusée du côté océanique. Toute érosion tectonique de la paroi inclinée du plan de poussée, par les marches descendantes, peut déplacer le front volcanique correspondant vers l'intérieur des terres ainsi que cela a lieu au Pérou et au Chili¹¹¹⁻¹¹³. Cependant Karig¹¹⁴ doute que l'érosion tectonique existe quelque part.

Il faut noter que dans ce modèle du processus de flexion vers le bas, lorsque la plaque océanique ne porte qu'une fine couche de sédiment, un volume important de matière provenant principalement de la plaque se dirigeant du côté continental, consistant en sédiments ou en croûte préexistante ayant subi une érosion souterraine, doit être continuellement transporté dans la zone de Benioff par la plaque océanique. Ces matières subissent un recyclage de longue durée lorsqu'il sont fondus (avec la croûte

océanique) pour former des magmas qui font éruption à partir de la zone de Bénéoff, donnant lieu, éventuellement à l'ascension de formations à éléments traces $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de type continental. En conséquence, la découverte de rapports élevés $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les produits calco-alcalins volcaniques de Java, du Japon et des Andes centrales (et spécialement de ces dernières)²⁶⁻¹¹⁵ apporte un argument en faveur de ce modèle.

Les contraintes provoquées par la déformation de la plaque océanique en flexion vers le bas, font qu'inévitablement une très grande part de l'important couple d'anomalie de gravité à l'air libre (qui est souvent de 200-400 mGal de crête à crête), associée aux systèmes de subduction active, est due à la réaction mutuelle des deux plaques qui en résulte et dont la conséquence est que la plaque se dirigeant vers le continent est en grande partie supportée au-dessous de son équilibre isostatique. McKenzie⁶⁶ considère que ceci est possible même si l'épaisseur des plaques est seulement de 100 km. Les interprétations des différences d'épaisseurs de la croûte à travers des ensembles de fosses, faites à partir des mesures de gravité, doivent tenir compte de la remarque précédente si elles veulent en donner une image vraie. Ceci signifie que pour les analyses paléotectoniques, le déclenchement d'une subduction active doit être indiqué géologiquement par un important soulèvement (500 m peut-être) de la plaque se dirigeant vers le continent. Cette force de soulèvement mécaniquement appliquée sur la frange de la plaque, augmentée par la flottaison due à l'effet thermique sur la ceinture volcanique, doit produire un important moment de flexion conférant une forme concave vers le haut au reste de la plaque qui s'étend en arrière de la ceinture volcanique. Ceci peut probablement même, être une cause plus puissante d'accident structural dans une plaque que celle déjà considérée ci-dessus, et qui agit dans le cas d'une flottaison provoquée aux franges de plaques. Cela pourrait même constituer le mécanisme de rupture permettant l'ouverture des bassins arqués vers l'arrière. L'anomalie positive de gravité à l'air libre (15 mGal en moyenne) sur les bassins arqués en arrière¹¹⁶⁻¹¹⁷ implique que de tels bassins une fois encore intégrés dans la structure d'une plaque, participent au soulèvement de celle-ci.

Les bassins arqués en arrière semblent avoir une cinématique d'ouverture analogue à celle des autres bassins chasmiques... Il faut noter que la subduction est nettement irréversible alors que la subduction (qui tend vers une fin?) des franges actives en expansion pourrait très facilement provoquer ailleurs une demande temporaire pour une production compensatoire de plaque au lieu d'une absorption. Par exemple, le Japon a éprouvé une période de calme et un réarrangement de subduction pendant la fin de l'Oligocène et le début du Miocène au cours duquel la mer du Japon s'est probablement ouverte^{118,119}. Il apparaît que le point de vue (ex. Karig¹²⁰) suivant lequel les bassins arqués en arrière se sont ouverts pendant que la subduction était active (exception faite,

peut-être, dans le cas de directions respectivement perpendiculaires) doit être examiné avec un soin extrême.

Mécanisme de la collision.

Comme on l'a vu plus haut, lorsqu'il y a accroissement du volume de matière sédimentaire se présentant devant une fosse de subduction, le mécanisme en jeu passe d'une érosion tectonique de la plaque chevauchante à une tectonique d'accroissement. Lorsque l'épaisseur du sial qui se présente pour la subduction croît jusqu'à égaler celle de la croûte continentale, ce qui est le cas lorsqu'une frange continentale passive arrive à la fosse, on dit qu'il y a collision. En fonction du mode d'impulsion du mouvement des plaques en cause, la subduction pourrait être arrêtée, ou seulement ralentie, mettant en jeu d'importantes forces de déformation au niveau de la croûte. La moitié supérieure de la croûte sur la plaque descendante tend à être cisailée et s'amoncele sous forme de plis ou d'imbrications (ex. Zagros¹²¹⁻¹²² et Himâlaya¹²³) qui constituent une grande amplification du mécanisme antérieur d'accroissement. D'autre part la frange de la plaque chevauchante, tend à subir non seulement une compression mais un vigoureux soulèvement ainsi qu'un basculement de sa surface, loin de la zone de collision. S'il y a recouvrement par une série sédimentaire épaisse (dont l'existence est peu probable si une subduction prolongée a précédé la collision) ce basculement peut provoquer le décollement de nappes de types alpin. Ce raisonnement diffère de celui de Dewey et de Bird¹²², qui croyaient qu'une subduction du fond océanique sans collision pouvait produire des nappes.

L'interprétation du comportement des franges en collision dépend souvent d'une façon étroite de celle qu'on a donné de l'évolution antérieure (et souvent de la phase de division) des franges en cause. Les ophiolites, caractérisées comme tranches de croûte produites pendant une division de plaque de type océanique sont, à cet égard, d'une importance reconnue. Avec quelques notables exceptions¹²⁴⁻¹²⁶ la plupart des auteurs cités précédemment ont évoqué quelques modifications de la subduction normale pour justifier l'emplacement des ophiolites. Cependant antérieurement⁹¹ et à nouveau dans ce chapitre, l'auteur a développé la proposition de Church et Stevens¹²⁶ concernant la mise en place pendant le début de la séparation, en distinguant une mise en place initiale de la frange, du déplacement final généralement plus tardif et dû à une subduction-collision. Ceci paraît pouvoir surmonter les six difficultés relevant de la mise en place initiale due à la subduction :

1) Une origine suffisamment élevée et située d'une façon favorable, pour une mise en place par glissement (les témoins principaux sont peu déformés et reposent sur un autochtone non déformé)

- 2) Apparition commune d'auréoles thermiques¹²⁷⁻¹²⁹
- 3) La courte durée d'existence précédant la mise en place¹³⁰⁻¹³¹
- 4) Mise en place synchronisée en plusieurs points le long de la frange en cause¹³⁰⁻¹³².
- 5) Présence de formations d'âge identique sur les côtés opposés d'un bassin ou d'une suture (ex. Oman-Makran) et
- 6) Mise en place d'un caractère très précoce dans le cycle orogénique en cause^{129,133}

Aux fins d'analyse tectonique les remarques précédentes font ressortir des éléments, pour le moins discriminants, avec un marqueur de temps bien identifié, permettant de progresser dans l'étude des séparations et rapprochements alternés dans les ceintures orogéniques.

L'opinion presque générale suivant laquelle les bassins chasmiques sont, par leur nature, voués, en fin de compte, à subir une réduction importante de croûte ou une subduction totale apparaît erronée. Des analyses tectoniques réalisées par l'auteur, et encore non publiées, montrent que la subduction peut être interrompue lorsqu'une importante enclave insulaire, ou un groupe d'enclaves insulaires, détaché pendant les mouvements initiaux de séparation, atteignent la fosse. Les bassins chasmiques qui se trouvent en arrière sont ainsi protégés, ce qui leur permet de venir à maturation dans la croûte du bassin continental. L'apparition d'importants raccourcissements de croûte semble dépendre, soit de la possibilité d'un décollement important avec imbrication (sud-ouest des Zagros, Himâlaya), soit d'un assouplissement d'origine thermique se produisant dans les ceintures magmatiques au-dessus des zones de Benioff. Cependant, il est frappant de voir que partout où la subduction de plaques océaniques se produit, la déformation de la ceinture magmatique est strictement du type germanique, la déformation horizontale étant absente ou faible^{134,135}. Ceci implique que la déformation importante, à haute température, de la ceinture métamorphique d'un orogène doit être limitée au stade de la collision, constatation qui est de quelque importance dans les analyses des ceintures orogéniques.

La présence, par exemple, du plissement probablement Cambrien supérieur et du métamorphisme (Grampian/Fleur de Lys/Caldwell) dans la chaîne Calédonnienne-Appalachienne, fait qu'il est improbable que le même océan proto-Atlantique cambrien ait continué à se fermer par la suite jusqu'au début du Dévonien ainsi que le propose Dewey^{130,136}, opinion qui est admise par de nombreux autres auteurs. Ceci, en retour, signifie que des phases de division post-cambriennes seraient apparues en produisant la croûte qui fut absorbée pendant les phases de subduction caractérisées (granite, volcanisme calco-alcalin) qui eurent lieu pendant le Llandeilien-

début du Caradocien (phase taconienne), par exemple se référer aux n° 137 et 138) et au début du Dévonien¹³⁹. La mise en place initiale des ophiolites du début de l'Ordovicien, tout au long de la chaîne^{129,140,141} marque d'une façon évidente la première de ces divisions et explique pourquoi les sédiments correspondants ont échappé à ce moment-là au métamorphisme. Là où la division impliquait une fragmentation, quelques uns des bassins chasmiques qui s'étaient formés ont pu subsister. Il semble probable, par exemple, que le massif carbonifère et la structure du bassin houiller de la Scottish Midland Valley ont été entièrement produits par ces mouvements antérieurs.

L'examen de la chaîne alpine a mis en évidence des preuves^{123,132,142,144} montrant que la frange septentrionale originelle du Gondwana passe entre l'Iran et le Grand Caucase, puis vers l'est par l'Hindû-Kûsh jusqu'à une ligne (monts Kunlun) le long de la bordure septentrionale du Tibet, position qui a été atteinte par une subduction dirigée vers le sud sous cette frange. L'auteur, s'appuyant sur les renseignements et les citations donnés par Stöcklin¹⁴², Stoneley¹³², et L. Fort¹²³, propose l'interprétation qui suit.

A la fin du Crétacé (Maastrichtien) la plus grande partie de la Turquie, de l'Iran (au nord de la zone de compression des Zagros), de l'Afghanistan et du Tibet (au nord de la suture de l'Indus) s'est détachée de l'Arabie et de l'Inde, en direction du nord, provoquant la mise en place des ophiolites « Sud-téthysiennes » (Taunus, Troodos, Hatay, Neyriz, suture de l'Indus) le long des nouvelles franges (Le fossé des Zagros a une histoire distincte remontant au moins à la fin du Trias, et que quelques chercheurs précédents ont considéré comme l'époque de la division principale). La couche d'ophiolites de Semail, en Oman, légèrement plus ancienne (Coniacien) repose sur l'immense empilement de nappes de Hawasina^{125,131,145}. Ces dernières paraissent être la couverture du socle infracambrien largement découvert, et des régions voisines, dans la partie occidentale du massif de Lut-Nain à l'est du centre de l'Iran, dont les franges faillées sont bordées de mélanges ophiolithiques campanien-maastrichtiens (Stöcklin¹⁴²). Les ophiolites de Semail ont dû être engendrées au nord du massif de Lut-Nain (bassin chasmique du Dasht-e-Kavir) et glissées au-dessous de lui, vers le sud, provoquant un décollement des roches de couverture, probablement sur le sel infracambrien (corrélatif d'Hormuz) qui, ailleurs dans la région est largement présent sous la couverture, car le massif a basculé vers le sud sous l'effet du flux latéral de chaleur. L'allochtone rassemblé a ensuite atteint Oman juste devant le massif de Lut-Nain, qui s'est séparé de lui au Maastrichtien. Cette approche de la solution du problème de l'origine de l'Hawasina serait impossible sans la nouvelle interprétation du processus de mise en place de l'ophiolite. La sédimentation du flysh qui lui est associée est examinée plus loin.

Les massifs en mouvement vers le nord (Turquie, Iran, Afghanistan, Tibet) ont pu entrer en collision (mais non puissamment) avec l'Eurasie au début du Paléocène (plissement de l'Elbrouz). Les mouvements d'approche finaux de l'Inde (pendant tout l'Eocène^{11,123}) et de l'Arabie (probablement tard) impliquèrent une subduction dirigée vers le nord-est sous le Tibet et l'Iran, provoquant le premier plissement (collision initiale) dans l'Himalaya à l'Oligocène moyen ou supérieur^{123,146}. Ceci ne s'est pas produit avant la fin du Miocène dans les monts Zagros au sud-ouest de la suture de la zone de broyage — fait bien établi^{121,147,151} qui a deux importantes conséquences.

La première est que le calme tectonique du sud-ouest des Zagros, faisant partie de la plaque arabique au Miocène inférieur, a été tel qu'il a permis le dépôt remarquablement étendu et uniforme de la formation de couverture évaporitique des formations du cap rocheux du Gachsaran (ancien Fars inférieur), sous laquelle plus de 10% des ressources mondiales connues de pétrole sont restées scellées malgré l'intense fracturation des formations sous-jacentes résultant des plissements postérieurs. La seconde conséquence est tectonique, et concerne l'ouverture de la Mer Rouge. Il y a de nombreuses évidences qu'une phase de division, amorce de la Mer Rouge, s'est produite à une époque située dans l'intervalle de la fin de l'Eocène au Miocène moyen, mais si on admet que l'Arabie et l'Iran s'étaient déjà heurtés à la fin du Crétacé (exemple donné par les références 142 et 151), ceci pose l'importante question de savoir si la petite plaque arabique disposait d'une force motrice suffisante. Cependant, notre proposition suivant laquelle une zone de subduction océanique existait à cette époque le long de (l'ancienne) frange sud-ouest de l'Iran, montre que l'ouverture de la Mer Rouge s'est faite relativement sans encombre. La force motrice de la plaque arabique venait probablement de l'entraînement par frottement en direction nord-est de la plaque indienne le long de l'ancienne zone de fracture Owen-Murray au large de la côte sud-est de l'Arabie. Le flux de chaleur latéral de la mer d'Oman en cours d'élargissement est probablement à l'origine de la transition à l'Oligocène et au Miocène inférieur des argiles au calcaire partiellement néritique d'Asmari et par la suite aux évaporites de Gachsaran. Pendant la phase d'ouverture¹⁵³ de la Mer Rouge entre le Pliocène et la période actuelle, l'Arabie apparaît comme ayant réagi comme une seule et même plaque.

L'origine principale du soulèvement de l'Iran et du Tibet paraît être le mouvement des boucliers arabe et indien sous les zones de subduction des Zagros et transhimalayenne, car le soulèvement se trouve grandement réduit directement au nord du Golfe d'Oman, là où la fermeture de la « Tethys méridionale » n'est pas encore complète^{132,154}. Pour produire le soulèvement, il peut n'être pas nécessaire, dans la conception des plaques épaisses, que les boucliers qui ont subi la subduction aient

fondu et se soient infiltrés vers le haut dans la plaque les recouvrant. Il serait tout à fait suffisant que du matériel à faible densité soit présent dans l'épaisseur composite de la plaque. A la faible vitesse probable de la subduction (2 cm/an ?) pendant la collision, la fusion de la croûte ayant déjà subi la subduction peut avoir été quelque peu limitée, mais probablement suffisamment pour empêcher sa conversion en un faciès d'éclogite dense.

La Tibet a été soulevé de 4-5 km par l'avance continue de l'Inde vers le nord pendant la période Miocène-Pleistocène^{123,146}. A 2.500 km environ au nord de l'Himalaya, l'ensemble de la vaste dépression (Rift) du Baïkal avec le volcanisme de flanc et le rajeunissement épeirogénique qui lui sont liés^{104,155}, lesquels se sont manifestés brusquement pendant l'Oligocène et se sont intensifiés au Pliocène, semble bien avoir eu pour cause un accident structural (en flexion) de la plaque primitive intégrale Tibet-Asie, lorsque sa bordure méridionale a été soulevée. La chaîne de l'Himalaya et l'ensemble de la dépression du Baïkal sont tous deux séismiquement actifs, ce qui montre la persistance actuelle du mouvement de la plaque indienne vers le nord. La distance en cause est au moins double de la longueur des bras de levier considérée comme nécessaire (p. 13) pour provoquer la rupture d'une plaque par un soulèvement marginal dû au flux thermique latéral. Ce qui incite à penser que l'effort de compression provoqué par l'Inde a permis, en partie, d'éviter une rupture par tension de la partie inférieure de la plaque asiatique. Cette interprétation signifie que le soulèvement spectaculaire du Tibet et des bassins du Tsaidam et du Tarim au nord dépend en continuité de la poussée de l'Inde. Lorsque celle-ci cessera, non seulement la force mécanique de soulèvement ainsi engendrée disparaîtra, mais la croûte de la partie de la plaque indienne en subduction aura tendance à évoluer vers un faciès à éclogite, laissant les anomalies thermiques en cours de disparition lente, et un épaississement local de la croûte, comme seuls moteurs du soulèvement qui subsistent. Dans ce cas, les bassins du nord pourraient rapidement redevenir le siège d'une sédimentation marine, comme cela s'est produit dans la partie méridionale de la Mer du Nord, à la suite d'un soulèvement dont la cause était identique (avec une compression locale) et qui eut lieu pendant la période de la phase de puissante compression du Maastrichtien dans les Alpes^{81,82}.

CONSEQUENCES POUR LA SÉDIMENTATION ET LA LOCALISATION DES HYDROCARBURES.

Cette partie va être consacrée à souligner les directions suivant lesquelles les aspects de la tectonique des plaques qui ont été exposés, peuvent être en relation avec l'interprétation de la sédimentation, avec l'influence du flux de chaleur dans les bassins, ainsi qu'avec la reconnais-

sance et l'interprétation des structures de subsurface, en ayant plus particulièrement pour objectif leur potentialité quant à la présence et à la découverte d'accumulations d'hydrocarbures.

La tectonique des plaques peut être appliquée dans l'exploration des hydrocarbures, premièrement en identifiant et en construisant un modèle du genre de régime en cause, dans un tel contexte tectonique, et deuxièmement en cherchant à comprendre la structure du socle, et son comportement sous l'influence de ce régime. Il apparaît que la combinaison de ces deux termes conditionne largement à la fois le mécanisme de distribution des sédiments et l'évolution structurale. L'étude de la sédimentation en relation avec le régime tectonique est ainsi d'une très grande importance, non seulement quant aux dépôts qui peuvent fournir des sources d'hydrocarbures, les réservoirs ou les couvertures, mais encore quant à l'identification des séquences de mouvements des plaques et des régimes tectoniques qui ont précédemment engendré la structure du socle de la région considérée.

Parmi les publications, actuellement très nombreuses, qui tentent de relier la sédimentation à la tectonique des plaques, ou à des structures ayant une signification reconnue dans cette tectonique, quelques interprétations générales^{110,157,160}, et spécialement celles de Dickinson¹⁶¹ et Dott¹⁶², sont dignes d'attention. Cependant, bien que tous ces auteurs soient d'accord sur le fait que la division de la plaque est la voie primordiale du dépôt des sédiments, ils n'ont porté que trop peu d'attention sur les capacités orogéniques/épeirogéniques, maintenant évidentes et qui constituent des sources importantes de sédiments, dont, en outre elles conditionnent le détail des caractères et la distribution. Le terme «*d'orogénie séparative*»³⁶ s'applique certainement bien à ces capacités, si l'on considère les nombreux soulèvements montagneux qui bordent actuellement les franges continentales de séparation, mais dont les hauteurs actuelles (de 3 km et plus) résultent de leur évolution structurale et de leur aplatissement ultérieurs à longue échéance.

Le risque est très important que les sédiments engendrés par une orogénie séparative soient confondus avec ceux provenant d'une orogénie de rapprochement. Ce qui peut se produire dans les chaînes orogéniques, comme c'est souvent le cas lorsqu'ont eu lieu à la fois les mouvements de l'Europe, l'extension vers l'Est des clastiques du Jurassique supérieur ayant des origines situées près du bord du plateau⁵⁹, ne comporte pas une telle ambiguïté. Il en est de même pour le complexe deltaïque qui a progressé vers la mer à partir des Scottish Highlands au Paléocène¹⁶⁴. Cette formation constitue les réservoirs des gisements de pétrole de Forties et de Montrose; elle est due au soulèvement et au déversement vers l'Est des Highlands, encore visible actuellement, et qui est provoqué par le flux de chaleur du magmatisme paléocène sur la côte occidentale (Fig. 2).

Le dépôt de flysch (une formation dont Kay¹⁶⁵ a fait ressortir les caractères de dépôt et non ceux d'environnement orogénique) sur les jeunes fonds des bassins chasmiques est un fait largement admis, mais il peut aussi de produire «à l'intérieur des terres» à partir d'une frange de séparation s'il se forme là une dépression suffisamment profonde, ainsi que le montre l'exemple qui a été pris ci-dessus, au Moyen-Orient. Là, le long de la bordure sud-ouest de la zone de compression des Zagros^{147,151} et à Oman¹²⁵ se trouvent les restes d'une fosse, receptacle d'un Senonien épais^{147,151} formé d'un flysch siliceux, de blocs et d'ophiolites en provenance du Nord-Est. Cette fosse était probablement un bassin d'effondrement (chasmique) étroit, du Jurassique ou d'un âge antérieur, représentant l'évolution du sillon qui avait précédé la suture des Zagros. Il avait donné lieu à une faille normale (comme cela s'est produit pour les grabens de la Mer du Nord, au Jurassique). Celle-ci résultait de l'accident structural naissant de la plaque Irano-Arabique, lorsque la division active dans le nord de l'Iran avait provoqué le bombement du bord Nord-Est de la plaque. Ainsi que cela a été décrit antérieurement, l'accident initial a, par la suite, évolué vers une séparation complète au Maastrichtien. Après quoi ce fond de demi graben, restant attaché au bouclier arabe, s'est comporté comme un plateau continental jusqu'à la collision qui eut lieu au Miocène. Il apparaît que, pendant cet intervalle, la plus grande partie des formes structurales du socle se sont développées. Au-dessus de ces dernières se trouvent les gisements géants de l'Arabie et du Koweït^{140,152}; ces formes structurales du socle sont probablement dues aux effets du flux latéral de chaleur.

A l'autre extrémité de l'échelle de l'activité tectonique, il faut noter que l'environnement doucement subsidant d'un bassin chasmique bien sédimenté et suffisamment âgé, pourrait donner naissance (et c'est ce qui apparemment s'est produit au Carbonifère), à un environnement idéal pour l'accumulation d'épais dépôts de charbon. L'existence des vastes gisements de gaz naturel provenant du charbon dans la partie méridionale de la Mer du Nord serait donc un argument en faveur d'une origine chasmique de ce bassin. Dans tout bassin chasmique étroit il y a de grandes chances pour que se déposent des évaporites, sauf, dans ceux qui se trouvaient à des paléolatitudes élevées. Des bassins formés sur des boucliers, peuvent, néanmoins, devenir également «évaporitiques», comme conséquence du bombement de la frange par le flux de chaleur latéral, ainsi que cela a été supposé précédemment pour les évaporites de Gachsaran dans le Sud-Ouest des Zagros. Les grandes relations qui existent entre les évaporites et les situations des gisements de pétrole se manifestant sous forme soit de couvertures, soit d'agents tectoniques locaux, n'ont pas à faire, ici, l'objet d'un développement (voir Halbouty et collab.¹⁶⁶, par exemple).

Flux de chaleur dans les bassins

Les influences favorables de températures modérément élevées pendant la maturation et la migration du pétrole ont été discutées par Klemm¹⁶⁸, en relation avec les gradients thermiques observés dans les bassins. Dans le cas de bassins chasmiques suffisamment jeunes (comme la Mer Rouge, la Mer du Japon) les flux élevés de chaleur sont dus au refroidissement de la lithosphère. D'une façon similaire on peut s'attendre à l'existence de flux de chaleur élevés dans les chaînes magmatiques actives, ou depuis peu inactives, des zones de rapprochement des plaques. Ailleurs, les injections magmatiques intraplaque, ou le volcanisme extrusif, peuvent être la source principale de toute chaleur supplémentaire, et sont généralement marqués, par une puissante différenciation épeirogénique avec un soulèvement en distorsion. On observe actuellement sans difficulté de telles situations, mais leur détection dans le passé (par ex. dans la mer du Nord au Jurassique) peut demander une étude géologique approfondie, s'il n'y a pas d'arguments à tirer de la tectonique des plaques pour diriger recherches et vérifications.

Dispositions du sous-sol

Il va être question, maintenant, de l'origine et du comportement des structurations positives du sous-sol, qui dans bien des cas déterminent l'emplacement des gisements importants de pétrole. La grande majorité de ces derniers paraît avoir pour origine des enclaves insulaires isolées, partiellement isolées, ou encore des promontoires marginaux dans des bassins chasmiques, dont la plus petite dimension transversale est au moins de quelque kilomètres.

La justification de cette manière de voir est la suivante. La caractéristique importante d'une enclave insulaire, dans un bassin chasmique nouvellement formé, est la grande épaisseur de sa croûte. En conséquence, jusqu'à ce que le fond du bassin ait, en fin de compte, atteint une épaisseur semblable par subsidence et sédimentation, la partie supérieure de l'enclave insulaire restera toujours au-dessus de la surface de la sédimentation environnante, s'il y a prédominance de l'isostasie. Cependant comme nous l'avons montré précédemment, le fond d'un petit bassin chasmique est empêché par ses attaches marginales de subir librement la subsidence, il en est de même pour une enclave insulaire qui, petite comparativement au bassin, tendra à être entraînée vers le bas avec le fond environnant du bassin. Ceci a été récemment¹⁶⁷ bien démontré, dans le domaine océanique, par les renseignements tirés de l'expédition Deep Sea Drilling, pour un certain nombre de structures positives (comprenant la dorsale de Walvis et le seuil du Rio Grande) que l'auteur considère comme étant des enclaves insulaires possédant probablement une croûte

provenant d'un bassin chasmique précéanique. Les données acquises montrent que ces enclaves ont, en fait, subi une subsidence de quelques centaines de mètres de moins que celle du fond environnant, peut-être en raison d'un cisaillement avec glissement, réparti à travers une zone du socle de ce bassin près de ces enclaves. L'effet serait accru pour les bassins chasmiques plus petits, dans lesquels une puissante sédimentation provoque une dépression plus importante du socle; et la dépression de l'enclave qui lui est liée produit sur elle des forces de flottaison plus importantes. En conséquence, les strates s'épaississent depuis l'enclave vers le bassin, ce qui produit près de l'enclave une disposition en escalier descendant qui est caractéristique d'une croissance structurale.

Avec l'enfouissement total grandissant de l'enclave, l'accroissement structural s'arrête graduellement, mais cette situation crée des efforts de cisaillement verticaux importants en profondeur; toute superposition d'efforts tectoniques supplémentaires peut produire des failles proches de l'enclave ou sur ses bords, permettant à celle-ci de remonter vers un équilibre isostatique. S'il ne se produit pas de détente dans le système de failles autour de l'enclave, cette dernière se redressera à l'écart des bords détendus. Les sédiments couvrant l'enclave seront soulevés et érodés si le bassin est un peu profond. Le fait que cette détente des contraintes ne se produit pas nécessairement, même dans un environnement tectonique important, montre que la subsidence du bassin peut continuer calmement par la suite. Et, reprenant probablement l'enclave avec lui une fois encore, il provoque ainsi l'enfouissement de l'île (formée au-dessus de l'enclave insulaire) sous une séquence post-discordante de marnes et ou de carbonates.

Cette succession d'événements est presque parfaitement reproduite dans la structure bien connue du gisement de pétrole d'Oklahoma City¹⁶⁹. Ici il apparaît qu'une enclave insulaire, approximativement triangulaire, de croûte précambrienne, n'ayant pas plus de douze kilomètres de long et six de large, forme l'un des nombreux haut-fonds enfouis dans un complexe de bassin chasmique datant probablement de la fin du Précambrien, dont la géologie¹⁷⁰ a été interprété par Hoffman et collab.¹⁷¹ comme un aulacogène. La séquence du bassin Cambrien-Mississippien, accumulé à une vitesse décroissante, avec un relèvement structural de 500 m dans le Pennsylvanien, d'un seul côté de l'enclave, provoque l'érosion et l'inclinaison de la surface se trouvant au-dessus de cette enclave. Le pétrole provient du niveau inférieur à la discontinuité, à la fois sur la crête et sur les flancs, et des couches postérieures à la discontinuité, forment un dôme au-dessus de l'enclave et formées par un faible apport ultérieur du développement structural.

Au Mexique, l'a'oïl de la Golden Lane, en forme d'ellipse d'une longueur de 150 km, autour duquel sont situés¹⁷² les nombreux gisements

du même nom, est probablement aussi, en fin de compte, basé sur une enclave insulaire qui, au Crétacé moyen, a créé une zone de hauts-fonds sur laquelle le récif a commencé à se développer.

L'importance du rôle probable que peuvent jouer les enclaves insulaires dans la localisation des hydrocarbures piégés est ainsi mise en lumière. Les bords des bassins chasmiques impliquent des conditions semblables à celles qui existent sur les bords des très grandes enclaves insulaires, en ceci que l'attraction vers le bas du fond du bassin est, dans ce cas, freinée par la flottaison d'un plus grand pan de croûte. Les propriétés épeirogéniques, contrastées, inhérentes aux fonds du bassin et à la croûte jointive plus ancienne, constituent un facteur important pour la formation d'un piège. Dans les bassins chasmiques dont la division se fait en deux phases, les enclaves insulaires constituées de croûte correspondant à la première phase peuvent offrir des conditions très favorables à la formation de pièges et de réservoirs. Ce qui est décrit précédemment, se rapporte à l'évolution résultant d'une relaxation de contrainte à phase unique, mais un accroissement de contraintes et l'apparition ultérieure de failles peuvent être tout à fait possibles, particulièrement si la première phase n'apparaît pas trop tard dans l'évolution de la subsidence du bassin. Si l'on considère la finesse avec laquelle un bassin chasmique peut être connu grâce à l'application des méthodes d'interprétation exposées plus haut la tectonique des plaques apparaît comme un moyen permettant non seulement de comprendre l'évolution des bords des bassins et des enclaves insulaires trouvées par d'autres moyens, mais aussi, en utilisant une reconstitution très précise de la tectonique, d'apporter une contribution importante à la localisation et à la définition de telles structures.

RECAPITULATION

Le modèle de plaque qui vient d'être décrit ne diffère fondamentalement de celui qui est généralement admis, que par la plus grande épaisseur des plaques, mais dans ses conséquences il a un degré très remarquable d'ajustement avec les phénomènes de la surface ou proches de la surface, et de manières qui semblent résoudre d'importantes difficultés antérieures. En particulier, il offre de grands progrès dans l'interprétation des bassins et des structures qu'ils contiennent, à la fois dans les structurations orogéniques et ailleurs.

La matière de la couche de moindre vitesse, avec une teneur en fluide de 1% environ, est incluse dans l'épaisseur de la plaque. L'étroite dépendance de sa résistance thermique par rapport à sa teneur en fluide est considérée comme stabilisant le flux de chaleur qui la traverse. Ceci permet (sous les océans) à la matière la recouvrant de se refroidir d'une façon presque indépendante pendant les premiers 80 millions d'années, ce

qui est conforme à l'observation. En tenant compte des nombreuses différences océan-continent en profondeur, une tentative d'estimation de l'épaisseur des plaques situe cette dernière entre 250 et 300 km sous les océans et à plus de 400 km sous certaines parties des continents. Les conséquences fondamentales de cette plus grande épaisseur des plaques sont de deux ordres : thermique et structural.

Les conséquences thermiques découlent du fait que la température, dans ce cas, est plus élevée à la base de la plaque, ce qui :

1) fait du volcanisme intraplaque une simple conséquence de la rupture de la plaque

2) accroît grandement la quantité de chaleur transmise dans la plaque et perdue dans les parois sous forme de flux latéral de chaleur (ce qui produit le soulèvement épeirogénique) pendant l'activité volcanique ou pendant des épisodes de séparation plus importants.

3) accroît à la fois, la durée totale du refroidissement d'une jeune plaque, la portant à plusieurs centaines de millions d'années, et sa subsidence totale sous la sédimentation qui devient suffisante pour former une épaisseur de croûte de 35 km. Ceci rend plausible l'hypothèse de l'existence de bassins chasmiques à l'intérieur des continents.

4) élève le relief des dorsales des embryons « d'océans » pendant la division rapide des parties continentales des plaques, de telle sorte que la dorsale supporte latéralement la frange adjacente et peut même la recouvrir, ce qui permet aux couches d'ophiolite de glisser sur la frange à ce moment là (voir aussi Osmaison⁹¹).

Les conséquences structurales découlent d'une résistance et d'une rigidité à la flexion plus grandes qu'on ne l'admettait précédemment. Ceci est devenu évident :

a) par l'importance des anomalies de gravité à l'air libre au-dessus des océans, a qui montre qu'il y a transmission d'un support structural entre les parties des plaques à subsidence rapide et à subsidence lente, à des distances qui peuvent atteindre jusqu'à 2500 km.

b) par les larges recouvrements (Arabie > 700 km) lorsque le flux latéral de chaleur abaisse les densités sur une courte distance vers l'intérieur à partir d'une des bordures.

c) par l'existence d'accidents structuraux dans une plaque (les exemples sont nombreux) jusqu'à des distances de 500-1500 km de la bordure soulevée, comme en (b) avec comme conséquence une dépression en forme de rift (vallée d'effondrement) accompagnée de phénomènes volcaniques, et

d) par un accident structural (Baikal) de la plaque à 2500 km du soulèvement avec poussée par en-dessous du Tibet.

Il apparaît aussi que les fonds en cours de subsidence des grands bassins chasmiques (ex. les océans) engendrent une attraction vers le bas suffisante pour entraîner leurs franges avec eux, alors que les fonds des petits bassins chasmiques (y compris ceux qui sont remplis de sédiments) tendent à être immobilisés jusqu'à ce qu'un événement tectonique leur permette de descendre vers un équilibre isostatique, ce qui produit des grabens ou des demi-grabens. A leur entrée dans les zones de subduction, les plaques épaisses affectent pour leur courbure vers le bas la forme d'un escalier plutôt que celle d'un arc régulier¹⁰⁷. Ceci explique le fait que l'épaississement tectonique courant cède la place, dans certaines circonstances (dans les Andes centrales, par ex.) à une érosion tectonique et au recyclage de matériels continentaux.

La correction d'une erreur qui est généralement commise dans l'étude de l'isostasie des plaques tectoniques, montre que le recours à une contraction thermique non isotropique (uniaxiale verticale p. ex.) n'est pas nécessaire pour expliquer la subsidence du fond océanique ou tout autre mouvement épeirogénique dû à des effets thermiques. En conséquence les effets de contraction horizontale sont très importants (zones de fracture, volcanisme, formation normale de failles).

La différenciation épeirogénique dans les zones continentales et de plateaux continentaux, comportant le rehaussement d'une structure préexistante de chaîne et bassin en présence d'un événement thermique, peut être directement attribuée aux différences, intimement liées, d'épaisseur de croûte et (dans une moindre mesure) de constitution. Donc, la relative minceur d'une croûte de bassin et son caractère de tendance à subir une subsidence à forte inclinaison trouvent une meilleure explication, en les considérant comme étant une croûte immature de bassin chasmique (l'épaississement sédimentaire étant incomplet), de préférence à l'intervention d'arguments basés sur l'atténuation de la croûte.

Les petits bassins chasmiques rapidement ouverts :

- 1) ne montrent pas, en général, d'anomalies magnétiques de type océanique,
- 2) montrent un socle structuré en une zone de fracture orientée, qui révèle la direction originelle de la division,
- 3) subissent une subsidence épisodique, plutôt que continue, le long de failles qui sont, en général, du côté du bassin par rapport aux failles chasmiques originelles,
- 4) entourent souvent des enclaves insulaires (micro-continent de Dewey et collab.¹⁷³) surélevées sur quelques kilomètres de largeur, mais seules les plus grandes de ces dernières montrent un comportement épeirogénique tout à fait indépendant.

Des fonds océaniques engendrés à différentes époques montrent une séquence hiérarchique de structure de croûte et de comportement épeirogénique. Les études de mosaïques réelles de chaîne et bassin confirment l'existence de tous ces caractères, et montrent que toutes les relations géométriques importantes de la division, sont non seulement présentes, mais aussi montrent un degré de précision insoupçonné antérieurement (quelques kilomètres).

Les bassins chasmiques à l'intérieur des continents, même s'ils s'étendent maintenant près des bordures continentales, sont d'une façon inhérente des lieux où de vastes épaisseurs de sédiments ont pu s'accumuler, la subsidence s'étant fréquemment produite en deux ou plusieurs phases distinctes, en fonction des contraintes mécaniques. Certaines de ces dernières ont restreint la circulation marine, ce qui fait que des évaporites plus épaisses que sur les plate-formes y sont courantes.

Leur potentiel en hydrocarbure est de ce fait augmenté par les possibilités de formation de roches réservoir et de pièges qui sont offerts par les enclaves insulaires enfouies et par les marges proches à fortes pentes. En fait, il paraît probable que plusieurs très grands gisements se trouvent sur des enclaves insulaires enfouies. Des reconstitutions tectoniques précises peuvent aider à délimiter avec exactitude les bords du bassin originel (les failles chasmiques, par ex.) ainsi qu'à déceler et à délimiter toute enclave enfouie existante. Les grandes dimensions des plaques tectoniques complètes présentent, en général, de longues limites de séparation entre paires de plaques ; en conséquence des études précises de reconstitution, en deux points seulement le long d'une telle limite ancienne peut, actuellement, procurer la possibilité de moyens importants d'exploration et d'interprétation, partout ailleurs le long de cette limite.

Dans leur intéressant essai d'analyse par la tectonique des plaques de la chaîne Alpine, Dewey et collab.¹⁷³ ne se sont pas rendu compte que certains de ces bassins chasmiques en cause pourraient être d'âge paléozoïque. Ce dernier et probablement le pré-Dévonien, dans ce cas, semblent être confirmés pour la plupart des bassins chasmiques du nord-ouest de l'Europe. Aux Etats-Unis, certains d'entre eux semblent même dater du Précambrien supérieur. Ceci confère à la tectonique des plaques du Précambrien supérieur et du Paléozoïque une grande importance pour la compréhension du rôle joué par le socle pour la localisation des hydrocarbures dans ces régions, et probablement aussi dans plusieurs autres parties du monde. Ainsi, est-il probable, en dehors des bassins basés d'une façon certaine sur un bouclier et formant une entité (ex. Canada, Russie, Golfe Persique, bassin du Gange) que les bassins chasmiques au moins d'âge Phanézoïque constituent le phénomène dominant dans la répartition actuelle des ensembles sédimentaires qui peuvent contenir des hydrocarbures.

Il semble que le schéma d'interprétation décrit dans ce chapitre peut permettre une bonne progression dans l'identification, la datation, la délimitation précise de ces phases de division, à la fois dans les ceintures orogéniques et ailleurs. Ce qui offre une vue nouvelle, et de valeur, sur le développement et la structure des bassins correspondants. A cet égard une mention particulière peut être faite quant à la nouvelle interprétation de la mise en place des ophiolites, examinée brièvement ici en relation avec la chaîne calédonnienne et l'allochtone d'Oman, qui illustrent une forme extrême des risques de confusion que l'on peut faire entre les phénomènes de l'orogénie séparative et ceux de l'orogénie de rapprochement. Pour cette raison les implications du nouveau modèle de plaque dans le processus de rapprochement des plaques exige un examen beaucoup plus approfondi que le bref exposé qui en est fait ici.

En conclusion, malgré les questions qui se posent encore à l'esprit à la fin de ces lignes, il devrait apparaître que, dans la recherche des hydrocarbures tout au moins l'étude de la tectonique des plaques est certainement capable de fournir une base appréciable, précise et convaincante pour l'exploration et l'interprétation de détail.

Remerciements

Dans la tectonique des plaques peut-être plus que dans toute branche des sciences de la terre, chacun construit sur les idées et les documents d'un nombre considérable d'autres personnes, et ce qui précède ne fait pas exception. L'auteur espère que ce remerciement couvrira, en partie au moins, la liste inévitablement limitée des références choisies. Cette contribution a bénéficié matériellement des commentaires de G.D. Hobson relatifs à un précédent manuscrit. Adriana Aldrige a apporté une aide précieuse et patiente dans la préparation du document dactylographié.

Note additive. Les arguments exposés page 24 et 31 en faveur d'une mise en place des ophiolites allochtones sur les franges continentales pendant les phases primitives de la division d'une plaque peuvent faire penser qu'il a été fait abstraction, cavalièrement, de la position, largement admise, suivant laquelle, au contraire, la plupart des ophiolites ont été entièrement mises en place par des processus liés à la subduction. En fait, bien que l'auteur admette évidemment que les chaînes de roches crustales, tectoniquement accrues et métamorphosées pendant la subduction peuvent incorporer des parties ophiolitiques cisailées de socle océanique igné. Cependant il paraît difficile de trouver un exemple venant à l'appui de cette manière de voir. Ainsi, dans le cas classique d'une telle chaîne, en Californie occidentale, (voir plusieurs articles en référence 106), ce genre d'interprétation ne correspond pas du tout aux faits. Là, la ceinture principale d'ophiolite forme la base thithonienne, de la séquence

non accrue de la Great Valley. Une meilleure interprétation de cette dernière semble être de la considérer comme ayant été mise en place sur le plateau continental pendant une rupture s'étant produite au Thithonien et qui a provoqué la division le long d'une ligne située juste dans la frange continentale. Les blocs ophiolitiques du même âge situés dans la formation de schiste bleu métamorphisé du Franciscain, à l'ouest, pourraient s'être mis en place à cette époque sur la rive occidentale du nouveau bassin chasmique, après quoi il se serait produit une déformation et un métamorphisme, lorsque le bassin se serait refermé (avec un contrefort longitudinal ?) pendant le Crétacé. Malheureusement, un article important sur la mise en place des ophiolites par M.E. Brookfield [*Tectonophysics* (1977) 34, 247], a paru beaucoup trop tard pour pouvoir être discuté dans ce texte. Lui aussi, conclut que l'abduction connexe à la subduction est hors de question.

Finalement, Sir Peter Kent a montré à l'auteur que la stratigraphie du Mésozoïque de la chaîne iranienne de Lut-Nain ne peut étayer la proposition suivant laquelle cette région aurait fourni la matière de l'empilement des nappes de Hawasina à Oman. Au lieu de cela, les roches de Hawasina paraissent (réf. 131) avoir formé le fond et les bords d'un bassin chasmique relativement large d'âge permien ou triasique qui se serait étendu entre l'Arabie et l'Iran, mais qui actuellement a complètement disparu par subduction. La nappe d'ophiolites de Semail **pourrait** avoir été formée et mise en place par un effondrement, dans ce bassin, à la fin du Crétacé. Cependant, la proposition contenue dans le texte de l'auteur consistant à admettre que cette formation a été transportée à une grande distance depuis le nord, explique mieux la vaste distribution des mélanges d'ophiolites en Iran.

REFERENCES

1. MCKENZIE, D. P. and PARKER, R. L. (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276.
2. MORGAN, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73, 1959.
3. LE PICHON, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, 3661.
4. HEIRTZLER, J. R., DICKSON, G. O., HERRON, E. M., PITMAN, W. C., III and LE PICHON, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, 73, 2119.

5. BELOUSOV, V. V. (1966). Modern concepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents, *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, **122**, 293.
6. GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1964). Fractionation of basalt magmas at high pressures, *Nature*, **201**, 1276.
7. GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1967). The genesis of basaltic magmas, *Contrib. Miner. Petrol.*, **15**, 103.
8. GREEN, D. H. (1971). Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A268**, 707.
9. MCKENZIE, D. P. and SCLATER, J. G. (1969). Heat flow in the Pacific and sea-floor spreading, *Bull. Volc.*, **33**, 101.
10. SCLATER, J. G. and FRANCHETEAU, J. (1970). The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **20**, 509.
11. MCKENZIE, D. P. and SCLATER, J. G. (1971). The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **24**, 437.
12. SCLATER, J. G., ANDERSON, R. N. and BELL, M. L. (1971). Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific, *J. Geophys. Res.*, **76**, 7888.
13. MCKENZIE, D. P. (1972). Plate tectonics, in: *The Nature of the Solid Earth* (E. C. Robertson, ed.) McGraw-Hill, New York, 323.
14. TREHU, A. M. (1975). Depth versus (age)^{1/2}: a perspective on mid-ocean rises, *Earth Planet. Sci. Letters*, **27**, 287.
15. OLIVER, J. and ISACKS, B. (1967). Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **72**, 4259.
16. ISACKS, B., OLIVER, J. and SYKES, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855.
17. TURCOTTE, D. L. and OXBURGH, E. R. (1972). Mantle convection and the new global tectonics, *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, **4**, 33.
18. BERNAL, J. D. (1961). Continental and oceanic differentiation, *Nature*, **192**, 123.
19. DORMAN, J., EWING, M. and OLIVER, J. (1960). Study of the shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **50**, 87.
20. MACDONALD, G. J. F. (1963). The deep structure of continents, *Rev. Geophys.*, **1**, 587.
21. MACDONALD, G. J. F. (1965). Continental structure and drift, in: *A Symposium on Continental Drift* (P. M. S. Blackett, E. Bullard and S. K. Runcorn, eds.) Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. No. 1088, 215.
22. ANDERSON, D. L. (1967). Latest information from seismic observations, in: *The Earth's Mantle* (T. F. Gaskell, ed.) Academic Press, London, 355.
23. KNOPOFF, L. (1969). The upper mantle of the Earth, *Science*, **163**, 1277.
24. JORDAN, T. H. (1975). The continental tectosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 1.
25. JORDAN, T. H. and FYFE, W. S. (1976). Penrose Conference Report: Lithosphere-asthenosphere boundary, *Geology*, **4**, 770.
26. BROOKS, C., JAMES, D. E. and HART, S. R. (1976). Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism, *Science*, **193**, 1086.
27. MORGAN, W. J. (1975). Heat flow and vertical movements of the crust, in: *Petroleum and Global Tectonics* (A. G. Fischer and S. Judson, eds.) Princeton Univ. Press, 23.
28. ANDERSON, D. L. and SPETZLER, H. (1970). Partial melting and the low-velocity zone, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **4**, 62.
29. ANDERSON, D. L. (1970). Petrology of the mantle, *Mineral. Soc., Spec. Paper* **3**, 85.
30. BIRCH, F. (1969). Density and composition of the upper mantle: first approximation as an olivine layer, in: *The Earth's Crust and Upper Mantle* (P. J. Hart, ed.) Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. **13**, 18.
31. LAMBERT, I. B. and WYLLIE, P. J. (1970). Low velocity zone of the Earth's mantle: incipient melting caused by water, *Science*, **169**, 764.
32. LEEDS, A. R., KNOPOFF, L. and KAUSEL, E. G. (1974). Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean, *Science*, **186**, 141.
33. FORSYTH, D. W. (1975). The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **43**, 103.
34. EGGLE, D. H. (1976). Does CO₂ cause partial melting in the low-velocity layer of the mantle? *Geology*, **4**, 69.
35. SCLATER, J. G., LAWVER, L. A. and PARSONS, B. (1975). Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithosphere plate, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1031.
36. OSMASTON, M. F. (1973). Limited lithosphere separation as a main cause of continental basins, continental growth and epeirogeny, in: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, **2** (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, eds.) Academic Press, London, 649.
37. MORGAN, W. J. (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **56**, 203.
38. BAILEY, D. K. (1977). Lithosphere control of continental rift magmatism, *J. Geol. Soc. Lond.*, **133**, 103.
39. O'HARA, M. J. (1965). Primary magmas and the origin of basalts, *Scottish J. Geol.*, **1**, 19.
40. O'HARA, M. J. (1970). Upper mantle composition inferred from laboratory experiments and observation of volcanic products, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **3**, 236.
41. RINGWOOD, A. E. and LOVERING, J. F. (1970). Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths, *Earth Planet. Sci. Letters*, **7**, 371.
42. DAWSON, J. B. (1972). Kimberlites and their relation to the mantle, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A271**, 297.
43. BOYD, F. R. and NIXON, P. H. (1973). Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa, in: *Lesotho Kimberlites* (P. H. Nixon, ed.) Lesotho National Development Corporation, Cape Town, 254.
44. OSMASTON, M. F. (1971). Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys, *Tectonophysics*, **11**, 387.
45. BURKE, K. and WHITEMAN, A. J. (1973). Uplift, rifting and the break-up of Africa, in: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, **2** (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, eds.) Academic Press, London, 735.
46. BLUNDELL, D. J., DAVEY, F. J. and GRAVES, L. J. (1971). Geophysical surveys over the South Irish Sea and Nympe Bank, *J. Geol. Soc. Lond.*, **127**, 339.
47. DOBSON, M. R., EVANS, W. E. and WHITTINGTON, R. (1973). The geology of the South Irish Sea, *Inst. Geol. Sci., Report* 73/11.
48. HALL, J. and SMYTHE, D. K. (1973). Discussion of the relation of Palaeogene ridge and basin structures of Britain to the North Atlantic, *Earth Planet. Sci. Letters*, **19**, 54.
49. ROBERTS, D. G. (1974). Structural development of the British Isles: the continental margin and the Rockall Plateau, in: *Ref.* 106, 343.
50. LAUGHTON, A. S. (1975). Tectonic evolution of the northeast Atlantic Ocean;

- a review, *Norges. Geol. Unders.*, **316**, 169.
51. WOODLAND, A. W. (ed.) (1975). *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, 1, Applied Science Publishers, Barking, England.
 52. PARKIN, L. W. (ed.) (1969). *Handbook of South Australian Geology*, Geol. Surv. South Aust., Adelaide.
 53. KING, L. C. (1967). *Morphology of the Earth*, 2nd edn., Oliver and Boyd, Edinburgh.
 54. OLIVER, J., ISACKS, B. L. and BARAZANGI, M., Seismicity at continental margins, in: Ref. 106, 85.
 55. KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., et al. (eds.) (1974). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29, Washington (US Govt. Printing Office), Site 283.
 56. CAMPOS, C. W. M., PONTE, F. C. and MIURA, K. (1974). Geology of the Brazilian continental margin, in: Ref. 106, 447.
 57. MOORE, A. E. (1976). Controls of post-Gondwanaland alkaline volcanism in southern Africa. *Earth Planet. Sci. Letters*, **31**, 291.
 58. LANGSETH, M. G., LE PICHON, X. and EWING, M. (1966). Crustal structure of the mid-ocean ridges. 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents, *J. Geophys. Res.*, **71**, 5321.
 59. LAMBECK, K. (1972). Gravity anomalies over ocean ridges, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **30**, 37.
 60. LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J. and BONNIN, J. (1973). *Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam.
 61. FISCHER, A. G. (1975). Origin and growth of basins, in: *Petroleum and Global Tectonics* (A. G. Fischer and S. Judson, eds.) Princeton Univ. Press, 47.
 62. WOOLLARD, G. P. (1968). The interrelationship of the crust, the upper mantle and isostatic gravity anomalies in the United States, in: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area* (L. Knopoff, C. L. Drake and P. J. Hart, eds.) Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 12, 312.
 63. QURESHY, M. N. (1971). Relation of gravity to elevation and rejuvenation of blocks in India, *J. Geophys. Res.*, **76**, 545.
 64. TURCOTTE, D. L. (1974). Are transform faults thermal contraction cracks? *J. Geophys. Res.*, **79**, 2573.
 65. COLLETTE, B. J. (1974). Thermal contraction joints in a spreading sea-floor as origin of fracture zones, *Nature*, **251**, 299.
 66. MCKENZIE, D. P. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies, *J. Geophys. Res.*, **72**, 6261.
 67. TALWANI, M. and LE PICHON, X. (1969). Gravity field over the Atlantic ocean, in: *The Earth's Crust and Upper Mantle* (P. J. Hart, ed.) Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 13, 341.
 68. KAULA, W. M. (1970). Earth's gravity field: relation to global tectonics, *Science*, **169**, 982.
 69. KAULA, W. M. (1972). Global gravity and tectonics, in: *The Nature of the Solid Earth* (E. C. Robertson, ed.) McGraw-Hill, New York, 385.
 70. ANDERSON, R. N., MCKENZIE, D. and SCLATER, J. G. (1973). Gravity, bathymetry and convection in the Earth. *Earth Planet. Sci. Letters*, **18**, 391.
 71. NAFE, J. E. and DRAKE, C. L. (1969). Floor of the North Atlantic—summary of geophysical data, in: *North Atlantic—Geology and Continental Drift* (M. Kay, ed.) Am. Assoc. Petrol. Geologists Mem. 12, 59.
 72. RONA, P. A. (1973). Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves: sea-floor spreading and eustasy inferred from the central North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2851.
 73. DIETZ, R. S. (1963). Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. *J. Geol.*, **71**, 314.
 74. DIETZ, R. S. and HOLDEN, J. C. (1974). Collapsing continental rises: actualistic concept of geosynclines—a review, in: Ref. 163, 14.
 75. SLEEP, N. H. (1973). Crustal thinning on Atlantic continental margins: evidence from older margins, in: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, 2 (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, eds.) Academic Press, London, 685.
 76. BOTT, M. H. P. (1971). Evolution of young continental margins and formation of shelf basins, *Tectonophysics*, **11**, 319.
 77. BOTT, M. H. P. and DEAN, D. S. (1972). Stress systems at young continental margins, *Nature Phys. Sci.*, **235**, 23.
 78. BOTT, M. H. P. (1973). Shelf subsidence in relation to the evolution of young continental margins, in: *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences* 2 (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, eds.) Academic Press, London, 675.
 79. KENT, P. E. (1975). Review of the North Sea basin development, *J. Geol. Soc. Lond.*, **131**, 435.
 80. KENT, P. E. (1975). The tectonic development of Great Britain and the surrounding seas, in: Ref. 51, 3.
 81. ZIEGLER, P. A. (1975). North Sea basin history in the tectonic framework of north-western Europe, in: Ref. 51, 131.
 82. ZIEGLER, W. H. (1975). Outline of the geological history of the North Sea, in: Ref. 51, 165.
 83. WHITEMAN, A. J., REES, G., NAYLOR, D. and PEGRUM, R. P. (1975). North Sea troughs and plate tectonics, in: *Petroleum Geology and Geology of the North Sea and North-east Atlantic Margin* (A. J. Whiteman, D. Roberts and M. A. Sellevoll, eds.) Norges. Geol. Unders. **316**, 137.
 84. ROBERTS, D. G. (1975). Marine geology of the Rockall Plateau and Trough, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A278**, 447.
 85. ROBERTS, D. G. (1975). Tectonic and stratigraphic evolution of the Rockall Plateau and Trough, in: Ref. 51, 77.
 86. HOWITT, F., ASTON, E. R. and JACQUE, M. (1975). Occurrence of Jurassic volcanics in the North Sea, in: Ref. 51, 379.
 87. STRIDE, A. H., CURRAY, J. R., MOORE, D. G. and BELDERSON, R. H. (1969). Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A264**, 31.
 88. CLARKE, R. H., BAILEY, R. J. and TAYLOR-SMITH, D. (1971). Seismic reflection profiles of the continental margin west of Ireland, in: *The Geology of the East Atlantic Continental Margin. 2. Europe* (F. M. Delany, ed.) Inst. Geol. Sci. Report 70/14, 67.
 89. HALLAM, A. and SELLWOOD, B. W. (1976). Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area, *J. Geol.*, **84**, 301.
 90. SHERIDAN, R. E. (1974). Atlantic continental margin of North America, in: Ref. 106, 391.
 91. OSMASTON, M. F. (1977). Origin and emplacement of ophiolites: Discussion of a paper by I. G. Gass, in: *Volcanic Processes in Ore Genesis*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 7, 171.
 92. FALCON, N. L. and KENT, P. E. (1960). Geological results of petroleum exploration in Britain 1945-1957, *Geol. Soc. Lond. Mem.* 2.
 93. LARSON, P. A., MUDIE, J. D. and LARSON, R. L. (1972). Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3361.
 94. DIETZ, R. S. and SPROLL, W. P. (1970). East Canary Islands as a microcontinent within Africa—North America continental drift belt, *Nature*, **226**, 1043.

95. BECK, R. H. and LEHNER, P. (1974). Oceans, new frontier in exploration, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 58, 376.
96. STILLMAN, C. J., FUSTER, J. M., BENNELL-BAKER, M. J., MUNOZ, M., SMEWING, J. D. and SAGREDO, N. (1975). Basal complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities, *Nature*, 257, 469.
97. CAREY, S. W. (1958). The tectonic approach to continental drift in: *Continental Drift: A Symposium 1956* (S. W. Carey, ed.) Univ. of Tasmania, Hobart, 177.
98. VAN ANDEL, S. I. and HOSPERS, J. (1970). A critical study of the rhombochasm concept as applied to the West Siberian lowlands, in: *Palaeogeophysics* (S. K. Runcorn, ed.) Academic Press, London, 313.
99. BAZANOV, E. A. et al. (1967). Gas and oil-bearing provinces of Siberia, *Proc. 7th World Petroleum Congr.* 2, 109.
100. EMERY, K. O., UCHUPI, E., BOWEN, C. O., PHILLIPS, J. and SIMPSON, E. S. W. (1975). Continental margin off south-west Africa, Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 59, 3.
101. EMERY, K. O., UCHUPI, E., PHILLIPS, J. D., BROWN, C. and MASCLE, J. (1975). Continental margin off western Africa, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 59, 2209.
102. RIGASSI, D. A. (1975). Petroleum geology of Gabon basin: discussion, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 59, 542.
103. ILLIES, J. H., and MUELLER, ST. (eds.) (1970). *Graben problems*, Schweizerbart, Stuttgart; International Upper Mantle Project, Scientific Rep. 27.
104. FLORENCOV, N. A. (1969). Rifts of the Baikal mountain region, *Tectonophysics*, 8, 443.
105. BAKER, B. H., MOHR, P. A. and WILLIAMS, L. A. J. (1972). Geology of the eastern rift system of Africa, *Geol. Soc. Am.*, Spec. Paper 136.
106. BURK, C. A. and DRAKE, C. L. (eds.) (1974). *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, Berlin.
107. LLIBOUTRY, L. (1969). Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point, *J. Geophys. Res.*, 74, 6525.
108. HATHERTON, T. (1974). Active continental margins and island arcs, in: Ref. 106, 93.
109. SEELY, D. R., VAIL, P. R. and WALTON, G. G. (1974). Trench slope model, in: Ref. 106, 249.
110. MITCHELL, A. H. and READING, H. G. (1971). Evolution of island arcs, *J. Geol.*, 79, 253.
111. STEWART, J. W., EVERNDEN, J. F. and SNELLING, N. J. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1107.
112. FARRAR, F., CLARK, A. H., HAYNES, S. J., QUIRT, G. S., COWN, H. and ZENTILLI, M. (1971). K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of the granitic intrusions foci in the Andes of northern Chile, *Earth Planet. Sci. Letters*, 10, 60.
113. VERGARA, M. and MUNIZAGA, F. (1974). Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in Central-South Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 603.
114. KARIG, D. (1974). Tectonic erosion at trenches, *Earth Planet. Sci. Letters*, 21, 209.
115. WHITFORD, D. J. (1975). Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1287.
116. PACKHAM, G. H. and FALVEY, D. A. (1971). An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific, *Tectonophysics*, 11, 79.
117. UYEDA, S. (1974). North-west Pacific trench margins, in: Ref. 106, 473.
118. MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (eds.) (1965). *The geological development of the Japanese Islands*, Tsukiji Shokan, Tokyo.
119. MATSUDA, T. and UYEDA, S. (1971). On the Pacific-type orogeny and its model—extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas, *Tectonophysics*, 11, 5.
120. KARIG, D. E. (1971). Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76, 2542.
121. HULL, C. E. and WARMAN, H. R. (1970). Asmari oil fields of Iran, in: *Geology of Giant Petroleum Fields* (M. T. Halbouty, ed.) Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 14, 428.
122. DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 75, 2625.
123. LE FORT, P. (1975). Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc, in: *Tectonics and Mountain Ranges* (J. H. Ostrom and P. M. Orville, eds.) *Am. J. Sci.*, 275A, 1.
124. AUBOUIN, J. (1965). *Geosynclines*, Elsevier, Amsterdam.
125. WILSON, H. H. (1969). Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, south-east Arabia, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 53, 626.
126. CHURCH, W. R. and STEVENS, R. K. (1971). Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences, *J. Geophys. Res.*, 76, 1460.
127. CHURCH, W. R. (1972). Ophiolite: its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians, in: *The Ancient Oceanic Lithosphere*, Earth Phys. Branch, Dept. Energy Mines and Resources, Canada, 42(3), 71.
128. WILLIAMS, H. and SMYTH, W. R. (1973). Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites, *Am. J. Sci.*, 273, 594.
129. MALPAS, J. G. (in press). Magma generation in the upper mantle, field evidence from ophiolite suites, and application to the generation of oceanic lithosphere, in: *Proc. Disc. Meet. 'Terrestrial heat and the generation of magmas'* (G. M. Brown, M. J. O'Hara and E. R. Oxburgh, organisers) Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser. A.
130. DEWEY, J. F. (1974). Continental margins and ophiolite obduction: Appalachian Caledonian system, in: Ref. 106, 933.
131. GLENNIE, K. W., BOEUF, M. G. A., HUGHES CLARKE, M. W., MOODY-STUART, M., PILAAR, W. F. H. and REINHARDT, B. M. (1973). Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 57, 5.
132. STONELEY, R. (1974). Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys, in Ref. 106, 889.
133. HESS, H. H. (1939). Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions: a contribution to the ophiolite problem, *Proc. 17th Internat. Geol. Congr.* (Moscow 1937) 2, 263.
134. COBBING, E. J. (1972). Tectonic elements of Peru and the evolution of the Andes, *Proc. 24th Internat. Geol. Congr.* (Montreal) 3, 306.
135. SUGIMURA, A. and UYEDA, S. (1973). *Island Arcs: Japan and its Environs*, Elsevier, Amsterdam.
136. DEWEY, J. F. (1969). Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen, *Nature*, 222, 124.

137. FITTON, J. G. and HUGHES, D. J. (1970). Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician, *Earth Planet. Sci. Letters*, **8**, 223.
138. STILLMAN, C. J., DOWNES, K. and SCHEINER, E. J. (1974). Caradocian volcanic activity in east and south-east Ireland, *Sci. Proc. Roy. Dublin Soc.*, **5**, 87.
139. MERCY, E. L. P. (1965). Caledonian igneous activity, in: *The Geology of Scotland* (G. Y. Craig, ed.) Oliver and Boyd, Edinburgh, 229.
140. WILLIAMS, H. and STEVENS, R. K. (1974). The ancient continental margin of eastern North America, in: Ref. 106, 781.
141. LAURENT, R. (1975). Occurrences and origin of the ophiolites of southern Quebec, Northern Appalachians, *Can. J. Earth Sci.*, **12**, 443.
142. STÖCKLIN, J. (1974). Possible ancient continental margins in Iran, in: Ref. 106, 873.
143. CRAWFORD, A. R. (1973). A displaced Tibetan massif as a possible source of some Malayan rocks. *Geol. Mag.*, **109**, 483.
144. GANSSER, A. (1964). *Geology of the Himalayas*, Wiley-Interscience, New York.
145. REINHARDT, B. M. (1969). On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline, *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **49**, 1.
146. GANSSER, A. (1973). *Himalaya*, in: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts* (A. M. Spencer, ed.) Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 4, 267.
147. FALCON, N. L. (1958). Position of oil fields of south-west Iran with respect to relevant sedimentary basins, in: *Habitat of Oil* (L. G. Weeks, ed.) Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1279.
148. WELLS, A. J. (1969). The crush zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications, *Geol. Mag.*, **106**, 385.
149. KAMEN-KAYE, M. (1970). Geology and productivity of the Persian Gulf Synclinorium, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **54**, 2371.
150. FALCON, N. L. (1973). Southern Iran: Zagros Mountains, in: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts* (A. M. Spencer, ed.) Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 4, 199.
151. HAYNES, S. J. and MCQUILLAN, H. (1974). Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 739.
152. TIRATSOO, E. N. (1976). *Oilfields of the World*, 2nd edn., Scientific Press, Beaconsfield.
153. COLEMAN, R. G. (1974). Geologic background of the Red Sea, in: Ref. 106, 743.
154. WHITE, R. S. and KLITGORD, K. (1976) Sediment deformation and plate tectonics in the Gulf of Oman, *Earth Planet. Sci. Letters*, **32**, 199.
155. KING, B. C. (1976). The Baikal Rift, *J. Geol. Soc. Lond.*, **132**, 348.
156. BLAIR, D. G. (1975). Structural styles in North Sea oil and gas fields, in: Ref. 51, 327.
157. MITCHELL, A. H. and READING, H. G. (1969). Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading, *J. Geol.*, **77**, 629.
158. HEDBERG, H. D. (1970). Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, **54**, 3.
159. READING, H. G. (1972). Global tectonics and the genesis of flysch successions, *Proc. 24th Internat. Geol. Congr. (Montreal)* **6**, 59.
160. KINSMAN, D. J. (1975). Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins, in: *Petroleum and Global Tectonics* (A. G. Fischer and S. Judson, eds.) Princeton Univ. Press, 83.
161. DICKINSON, W. R. (1974). Plate tectonics and sedimentation, in: *Tectonics and Sedimentation* (W. R. Dickinson, ed.) Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 22, 1.
162. DOTT, R. H., JR. (1974). The geosynclinal concept, in: Ref. 163, 1.
163. DOTT, R. H., JR. and SHAVER, R. H. (eds.) (1974). *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 19.
164. PARKER, J. R. (1975). Lower Tertiary sand development in the central North Sea, in: Ref. 51, 447.
165. KAY, M. (1974). Reflections: geosynclines, flysch and melanges, in: Ref. 163, 377.
166. HALBOUTY, M. T., KING, R. E., KLEMME, H. D., DOTT, R. H., SR. and MEYERHOFF, A. A. (1970). Factors affecting formation of giant oil and gas fields, and basin classification, *Am. Assoc. Petrol. Geologists Mem.* **14**, 528.
167. DETRICK, R. S., SCLATER, J. G. and THIEDE, J. (1977). The subsidence of aseismic ridges, *Earth Planet. Sci. Letters*, **34**, 185.
168. KLEMME, H. D. (1975). Geothermal gradients, heat flow and hydrocarbon recovery, in: *Petroleum and Global Tectonics* (A. G. Fischer and S. Judson, eds.) Princeton Univ. Press, 251.
169. GATEWOOD, L. E. (1970). Oklahoma City field—anatomy of a giant, in: *Geology of Giant Petroleum Fields* (M. T. Halbouty, ed.) Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 14, 223.
170. HAM, W. E. and WILSON, J. L. (1967). Paleozoic epeirogeny and orogeny in the central United States, *Am. J. Sci.*, **265**, 332.
171. HOFFMAN, P., DEWEY, J. F. and BURKE, K. (1974). Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada, in: Ref. 163, 38.
172. VINIEGRA O. F. and CASTILLO-TEJERO, C. (1970). Golden Lane fields, Veracruz, Mexico, in: *Geology of Giant Petroleum Fields* (M. T. Halbouty, ed.) Am. Assoc. Petrol. Geologists Mem. 14, 309.
173. 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. Am. Bull.*, **84**, 3137.
174. HOLT, J. B. (1975). Thermal diffusivity of olivine, *Earth Planet. Sci. Letters*, **27**, 404.