

tectonique des plaques et mécanique des roches

plate tectonics and rock mechanics

(conférence au C.F.M.R. le 22 janvier 1983)

Jean GOGUEL

Ingénieur Général des Mines
Conseiller scientifique au BRGM*

Résumé

La démonstration de la cohérence de la théorie des plaques a été donnée en cinématique pure, c'est-à-dire en les traitant comme des solides euclidiens.

Si on prend en compte les propriétés réelles des roches, on se rend compte que l'expression des vitesses en cm/an n'a aucun sens. Ce n'est que moyennées sur un millénaire au moins que la cohérence cinématique des mouvements est assurée. Chaque déplacement relatif se fait pas saccades, qu'il s'agisse de séismes ou d'ouverture de dykes, d'amplitudes métriques, ou plurimétriques, à une fréquence séculaire.

Même en moyenne, les plaques ne se comportent pas comme rigides. La subsidence de bassins où s'accumulent les sédiments, implique la dissipation d'énergie mécanique, par un effort d'extension, évident dans les grabens (ex. : fossé rhénan), vraisemblable dans un bassin comme celui de Paris. A partir de quelle profondeur une telle extension peut-elle se faire, non par le jeu de failles, comme dans les terrains rigides, froids, superficiels, mais par fluage? N'est-ce pas comme trace de ces très faibles déformations qu'il faut interpréter les diaclases, élément essentiel de la Mécanique des Roches, si banal qu'on oublie de s'interroger à leur sujet et qui nous informent peut-être sur le jeu de la tectonique globale?

Abstract

The consistency of the plate theory has been demonstrated by pure kinematics, that is taking plates as euclidian solids.

Taking account in the actual properties of rocks, it is clear that velocities expressed in cm/year are nonsense. Only average values on at least one millenium can insure the kinematic consistency of plate movements. Every relative displacement, whichever seism or dyke opening is made of successive jerks ranging about one or a few meters, at a hundred years frequency.

Even on average, plates do not behave as rigid bodies. The subsidence of the basins where sediments accumulate implies dissipation of mechanical energy through a tensile strain, obvious in grabens (as the Rhine graben) and not unlikely in basins such as the Paris one. Over which depth can such an extension occur through creep, instead of through fault action, as in rigid, cold, shallow rocks? Rock joints (diaclasses) could be taken as markers of such very weak deformations. They are a major feature in rock mechanics but so trivial that few questions are raised about them. They could bring valuable informations on global tectonics.

* Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 191, rue de Vaugirard, 75737 Paris - Cedex 15.

Nous avons l'habitude, dans cette enceinte, d'entendre des exposés portant sur les problèmes qui se posent à l'ingénieur, solidement appuyés sur l'expérience, ou des expériences, auxquelles l'interprétation théorique reste subordonnée.

Le sujet qu'on m'a demandé de traiter tranche avec cette habitude de solidité, et va m'entraîner dans un vaste survol forcément rapide.

1. ORIGINE DE LA THÉORIE DES PLAQUES

Et d'abord, qu'est-ce que la théorie des plaques? Elle n'a pas jailli, toute armée comme Minerve de la cuisse de Jupiter, dans les années 60, mais c'est la synthèse de deux mouvements d'idées.

D'une part, les géologues alpins, depuis le début du siècle (précédés en fait par les Scandinaves pour la chaîne Calédonienne), avaient constaté des chevauchements de très grande ampleur, impliquant des déplacements notables des régions situées de part et d'autre de la chaîne, et on admettait que ces déplacements n'affectaient qu'une croûte superficielle, jouissant donc d'une certaine mobilité par rapport à son substratum.

D'autre part, WEGENER, en 1915 (et il a été au centre de nombreuses discussions jusqu'à sa mort, en 1930) démontrait le déplacement relatif des continents, sans préciser le rôle mécanique des océans qui les séparent.

La guerre dans le Pacifique a entraîné le développement de techniques diverses, reconverties ensuite dans l'Océanographie, et le vide que représentait pour Wegener les Océans s'est rempli. D'où l'idée de base que la mobilité admise par Wegener ne concernait pas toute la surface des océans, mais une *ligne médiane*, jalonnée par des séismes, avec parfois une morphologie particulière, et des anomalies magnétiques parallèles de part et d'autre. Le long de cette ligne médiane se crée constamment, par injection de roches volcaniques, un fond océanique nouveau.

La contre-partie — si on ne voulait pas envisager une terre se gonflant constamment — allait être trouvée dans les *guirlandes d'îles* océaniques, sous lesquelles s'enfoncent une surface, dite de Benioff, jalonnée de séismes jusqu'à une profondeur de 700 km. Il était clair — mais les géophysiciens ne s'en étaient pas avisés tout de suite — que les orogènes, résultant d'une contraction latérale notable, jouaient également un rôle dans cette contre-partie.

La connaissance des structures océaniques permettait ainsi une *vue globale de la Tectonique*, alors qu'elle était restée jusque là confinée dans des blocs continentiels séparés.

Mais les éléments ainsi identifiés — ou, pour nombre de rifts océaniques, extrapolés sur des indices assez ténus — étaient-ils compatibles?

Cette démonstration de compatibilité a été fournie par Xavier LE PICHON, dans un papier de 1968. Cette démonstration est analogue à celle des théorèmes d'existence en Analyse où l'on montre — d'une manière mal commode en pratique — qu'il existe une solution, ce qui permet de la trouver commodément par une autre voie, sachant qu'elle existe. Ici, Le Pichon définit un ensemble de plaques (six, car il démontre que c'est leur nombre minimum), définit leurs mouvements relatifs (qui se réduisent à des rotations instantanées) dont les rapports se trouvent fixés, il montre que l'ensemble est cinématiquement cohérent, et rend compte des observations dont on dispose (alors, sur une partie seulement des limites entre plaques) sur le sens et la nature des mouvements relatifs. Il y a donc une solution cohérente possible. Mais cela ne veut nullement dire que ce soit la seule. Il peut y avoir (et il y a vraisemblablement) davantage de plaques indépendantes, et leurs jeux relatifs sont alors moins étroitement corrélés. Des études régionales — par exemple en Méditerranée et dans les Alpes — font pressentir une multitude de petites plaques indépendantes, ne serait-ce que parce que les différences dans la chronologie des déformations, d'une région à l'autre, exigent un assez grand nombre de degrés de liberté.

2. LA VITESSE DE DÉPLACEMENT DES PLAQUES

Cette démonstration de cohérence, liée à la construction d'un modèle idéal, se plaçait dans un cadre cinématique, c'est-à-dire que les plaques qu'elle distinguait, avaient l'indéformabilité géométrique, caractéristique du solide euclidien.

Et tout mon propos va être de regarder ce qu'apporte la substitution à ce solide euclidien, indéformable, des roches telles que nous les connaissons, avec leur élasticité, leur fluage, leurs discontinuités.

Mais il me faut auparavant préciser un peu la signification des vitesses relatives, dont les rapports sont définis par le modèle cinématique, pour le nombre minimal de six plaques. Ces vitesses sont évaluées en divisant les distances entre anomalies magnétiques — quelques dizaines de kilomètres — par le temps qui sépare les renversements du champ magnétique terrestre, qui résulte de la datation par la radioactivité de roches volcaniques à aimantations directes ou inverses. On a pris l'habitude d'exprimer ce quotient en cm/an, ce qui donne un nombre maniable (entre 0 et 10, ce qui correspond à une précision qui ne justifierait pas de décimale). Mais serait également maniable une vitesse exprimée en microns par heure, ou en Angströms par seconde. Est-ce que ces différentes formulations ont le même sens? Si vous êtes surpris sur une route par un contrôle de gendarmerie, vous ne contesterez pas que la vitesse mesurée par le radar sur quelques cm, ou par un chronométrage sur 100 m, a la même signification; si elle est exprimée en km par heure, vous savez très bien que ce n'est pas la distance que vous parcourez en une heure.

Si votre vitesse instantanée se trouve ainsi parfaitement définie, sur tout intervalle de temps inférieur à quelques dizaines de secondes, c'est que vous sentez que l'énergie cinétique de votre voiture ne peut varier que par injections d'énergie par le moteur, ou dissipation par les résistances passives. Si vous levez le pied, la vitesse ne diminuera qu'à un taux que vous connaissez bien.

Qu'en est-il pour une plaque? Si elle se déplace, c'est qu'une résistance équilibre une force active. Il serait trop long de vous indiquer comment on peut estimer la puissance impliquée dans le déplacement des plaques — de l'ordre de 10^8 kW — mais cela nous suffit pour calculer que si la moyenne quadratique des vitesses était de 2 cm/an, la suppression de la force motrice entraînerait l'arrêt, par dissipation de l'énergie cinétique par les résistances passives, en moins de 1 microseconde.

Autant dire qu'à ces vitesses, l'inertie, c'est-à-dire la tendance à persister dans un état de mouvement, ne joue plus aucun rôle. C'est-à-dire que la notion même de vitesse perd toute signification — aussi bien exprimée en cm/an qu'en micron/heure.

Il y a quelques endroits privilégiés où le rift médio-océanique, lieu d'ouverture et de création d'une croûte nouvelle, passe à terre, où on peut l'observer plus commodément.

L'un de ces lieux est le rift du Lac Assal, dans la République de Djibouti. Pour mettre en évidence l'ouverture prévue, qui devrait être de quelques cm/an, on a, il y a quelques années, implanté de part et d'autre une triangulation mesurée avec la plus haute précision, dans l'intention de refaire les mesures 5 ans plus tard. Mais la 4^e année, est survenu un petit incident. Une fissure s'est ouverte, large de 1,75 m, par laquelle se sont échappés des laves, qui ont formé un petit volcan.

Bien entendu, on s'est précipité pour remesurer le réseau, et on a trouvé une ouverture de 3,50 m, le double de ce que donne la mesure directe de la fissure, sans doute parce que les lèvres de celle-ci se sont détendues élastiquement au moment de l'ouverture.

En rendant compte de ces mesures, les géodésiens ont exprimé le regret que ce fâcheux incident les ait empêché de mettre en évidence l'ouverture progressive qu'ils attendaient. Moi, je trouve qu'il ont eu de la chance de n'attendre que quatre ans, un événement dont le taux de répétition doit être à peu près séculaire.

En Islande aussi, le rift médio-atlantique passe à terre. Il y a quatre ou cinq ans, à Krafla, dans le nord de l'île, quelques séismes ont provoqué une légère inquiétude (il en faut plus pour paniquer des Islandais), et on a vu avec surprise le fond d'une caldera (où l'on avait construit la première centrale géothermique d'Islande) se soulever progressivement. On a suivi le phénomène par des nivellements répétés. Puis brusquement, tout s'est dégonflé, il s'est ouvert une fissure de quelques km de long, de largeur métrique, remplie de laves en

fusion, qui ont un peu débordé par places. Et, depuis cinq ans, cela se poursuit à un rythme irrégulier — gonflement lent, descente brusque, et ouverture instantanée se répétant plusieurs fois par an.

En fouillant dans les chroniques — que chaque famille tient avec le plus grand soin — on retrouve la trace d'événements analogues il y a deux ou trois siècles.

En fait, l'Islande ne comporte pas de « rift » individualisé, comme celui du lac Assal, mais sur de grandes distances, une multitude de dykes NS, d'épaisseurs décimétriques, qui doivent être la trace de phénomènes analogues — ouverture rapide accompagnée d'injection de lave.

Ces deux exemples (et il n'y a pratiquement pas d'autres régions où l'on puisse faire de telles observations), nous montrent qu'il ne faut pas parler en cm/an, ni même en m/siècle, mais que les vitesses ne commencent à prendre un sens qu'en dam/millénaire.

D'autres frontières de plaques sont jalonnées par des séismes, qui permettent de les identifier (ce que les journalistes expriment en disant que la théorie des plaques prévoit leur localisation). Lorsque nous observons le jeu des failles qui les provoquent, nous constatons que le rejet est pluri-métrique (le record est de 40 pieds). Et nous savons que le taux de répétition est, en gros, d'ordre séculaire dans les régions très sismiques.

Faut-il donc conclure que tous les mouvements de plaques se font en réalité par des saccades discontinues? Avant de revoir la signification cinématique de cette constatation, il faut mentionner les observations faites en Californie.

C'est la région sismique où le jeu des failles se manifeste le plus clairement à la surface, comme on l'a vu dès 1906 à San Francisco, souvent par décrochement horizontal.

Mais on s'est rendu compte plus récemment qu'elles pouvaient jouer aussi sans aucun séisme. Je crois qu'on l'a observé d'abord, fortuitement, pour une bande de signalisation peinte sur une route. Les mesures de toutes sortes se sont alors déchainées, et on a constaté des dégradations de maisons, de bordures de trottoirs, etc., sur le tracé de failles, en l'absence de tout séisme; la galerie qui passe sous le stade de l'Université de Berkeley montre ainsi un décrochement de plusieurs dm, ce qui risque de rendre non réglementaire le tracé des terrains de jeu.

On a alors entrepris des mesures plus fines — pour lesquelles le micron prend un sens — pour constater que ces mouvements lents sont, à l'échelle du mois, très irréguliers et discontinus. Mais, lorsqu'ils jouent, ce sera pendant quelques jours ou quelques semaines.

Inutile de dire que cela rassure les voisins, qui espèrent éviter ainsi le jeu métrique en une fraction de seconde que représente un séisme. Et l'on est inquiet, à San Francisco, de ce que la faille de San Andreas, qui jouxte la ville, reste désespérément immobile.

3. DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES A L'INTÉRIEUR DES PLAQUES

Que signifie, du point de vue de la cohérence cinématique, l'indépendance de ces saccades, se substituant à des vitesses dans des rapports connus?

Les bords d'une plaque, large de quelques milliers de km — voire 10 000 km, subissent donc des déplacements indépendants d'ordre métrique. Cela implique des déformations d'une fraction de 10^{-6} . L'élasticité des roches profondes est celle de leurs propriétés que nous connaissons le mieux, grâce aux vitesses sismiques; et nous savons que leur module ne dépasse guère 50 GPa. Ces déformations n'impliquent donc que des variations de contraintes d'une fraction de bar, ce qui, comparé aux pressions dues au relief, est insignifiant. Ce n'est que là où la déformation est beaucoup plus concentrée, aux bordures de plaques, que les fluctuations de contraintes atteignent quelques bars, qui se libèrent lors des séismes.

Est-ce à dire que ces discontinuités locales et temporelles ne représentent que des fluctuations très mineures, aléatoires, se superposant au jeu cinématique de plaques qui conserveraient, à la précision du millionième près, un comportement euclidien?

Il est important de le savoir, puisque c'est de ce comportement euclidien que résultent les relations cinématiques entre les vitesses relatives — fussent-elles des vitesses moyennes sur mille ou dix mille ans — des différentes plaques.

En fait, l'intérieur des plaques, loin de leurs limites, n'est pas géologiquement inerte. On y observe quelques séismes, rares, mais d'intensité non négligeable, des failles majeures, des bassins sédimentaires, parfois des volcans, comme ceux de Hawaï, ou du Hoggar.

Lorsque la sédimentation s'accumule — en fait sur une grande épaisseur — dans un bassin comme le « graben » du Rhin, l'interprétation paraît claire. Il est limité par des failles normales, dont le rejet, de l'ordre de 4 000 m, correspond à une extension d'ordre analogue. L'extension totale, de 5 à 8 km, n'est nullement comparable à l'ouverture de l'Atlantique, sur 4 ou 5 000 km, mais c'est un phénomène du même ordre. Il y a bien eu une ouverture, mais elle s'est simplement traduite par un amincissement de la croûte, une striction, comme on dirait pour un essai de traction; le glissement relatif des différents blocs de la croûte a suffi pour maintenir une continuité, sans qu'il y ait place pour une injection magmatique de volume appréciable, comme lorsque cela donne lieu à création de fond océanique. Mais le fossé Rhénan est de longueur limitée (300 km), il est bien évident qu'il faut en tenir compte dans toute tentative d'analyse cinématique. A plus forte raison, pour les « rifts » des Grands Lacs Africains, dont nous pouvons considérer qu'ils constituent des limites de plaques en devenir.

La Mer Rouge offre un cas intermédiaire, où la phase initiale d'ouverture, au stade rift intra-continental, a donné lieu à d'épaisses formations de sel; on peut interpréter comme datant d'un stade analogue les

formations salifères littorales africaines; mais cela ne nous autorise pas à affirmer que la Mer Rouge, ou les rifts africains, seront transformés dans cent millions d'années, en un large océan. Le rift du Rhin s'est amorcé dès l'Eocène, et ne paraît pas se transformer en océan.

D'autres bassins sédimentaires, comme celui de Paris, montrent comme le bassin rhénan une accumulation subsidente de sédiments, sans être limités par des failles. Subsidence veut dire qu'ils se sont affaissés au fur et à mesure du dépôt des sédiments qui se sont toujours formés sous une profondeur d'eau modérée, très inférieure à l'épaisseur des dépôts. Comme l'avait souligné P. PRUVOST, cette subsidence est plus frappante encore dans le cas des bassins houillers — où la profondeur d'eau est faible, et la sédimentation plus rapide.

On peut montrer, dans le cadre de l'isostasie, c'est-à-dire le mode d'équilibrage des différents compartiments de la croûte avec la pesanteur, par rapport à une partie profonde du Globe que le poids des sédiments ne suffit pas pour expliquer cet approfondissement du bassin. Celui-ci exige un processus actif, qui absorbe de l'énergie. Sous quelle forme? Comme dans le cas du fossé rhénan, où ce sont les forces de traction produisant l'extension latérale qui fournissent ce travail, il est indispensable que la subsidence du bassin, où l'accumulation des sédiments est, en quelque sorte, appelée par l'existence d'une dépression, résulte d'une extension, produisant un amincissement de la croûte, cette extension pouvant d'ailleurs n'être que très minime, et distribuée d'une manière continue. Cela suffit pour que nous n'ayons nullement le droit de nous contenter, dans l'analyse cinématique, d'un modèle euclidien. On commence à soupçonner le rôle, dans les plates-formes continentales, de failles majeures de décrochement, avec des déplacements relatifs qui peuvent se mesurer en dizaines ou centaines de kilomètres.

4. L'IMPORTANCE DU FLUAGE

Mais que peut en penser le Mécanicien des roches? Il ne s'agit plus de l'élasticité, sur laquelle nous sommes facilement informés, mais d'une déformation très lente et de faible amplitude, que l'on rapproche immédiatement du fluage. Celui-ci a été étudié, sur échantillons, à froid, et pour beaucoup de roches dures, nos expériences ne nous autorisent pas à lui attribuer une ampleur appréciable, même si le fluage joue un rôle dans la distribution des contraintes.

Une particularité des roches dures, essentielles pour le Mécanicien des roches, est l'existence, même dans des bassins sédimentaires qui n'ont subi aucune phase de déformation tectonique appréciable, de *diaclasses*, qui sont des plans de discontinuité d'orientations bien déterminées. Le seul élément de l'environnement présentant l'anisotropie susceptible d'expliquer ces orientations très particulières, et continues sur de grandes distances, est la contrainte.

On peut souvent douter que les diaclases résultent de rupture par cisaillement suivant des directions que le cercle de Mohr ferait prévoir à partir des directions principales de la contrainte, ne serait-ce que parce que ces diaclases ne comportent aucun coulissement. Il est souvent vraisemblable qu'elles sont parallèles aux directions principales. Et comme il y a des cas où des bancs alternants présentent des systèmes de diaclases à 45° l'un de l'autre, nous sommes forcés d'accepter que les diaclases puissent avoir l'une ou l'autre de ces relations avec les contraintes subies.

Mais de toutes façons, la généralité de la présence de diaclases, témoigne en faveur de l'existence d'un champ de contraintes horizontales, même dans un bassin sédimentaire non déformé; on peut y voir la manifestation de ce faible étirement responsable de la subsidence.

L'essentiel de l'effort d'étirement doit s'exercer au niveau du socle ancien, induré, qui constitue le substratum du bassin, mais les sédiments déjà déposés doivent également en subir l'effet.

Est-ce à dire que cet effort s'exerce sur toute l'épaisseur de la lithosphère? On sait que la température s'élève en profondeur, et il paraît vraisemblable qu'elle rend le fluage beaucoup plus facile. Nous savons qu'à température très inférieure à celle de fusion, des ré-aménagements minéralogiques dans le solide, avec recristallisation de grains, sont possibles. La chose est évidente, lorsque les grains nouveaux sont d'une nature minéralogique différente des anciens (ce qui caractérise le métamorphisme), mais cette recristallisation se produit aussi sans changement de nature des minéraux: elle apparaîtra simplement par un grossissement du grain. Or, dès qu'il y a recristallisation, en présence d'un champ de contrainte, il peut y avoir changement de forme, et de dimensions, très lent, mais qui permet le fluage.

Celui-ci doit donc sans doute être considéré comme un phénomène normal dans la croûte, sauf à la partie superficielle froide de celle-ci qui constitue alors le seul niveau de la croûte où la très lente extension corrélative de l'affaissement d'un bassin subsident correspond à l'existence de contraintes appréciables en traction (au moins pour le déviateur).

S'en tenir au modèle euclidien, serait renoncer à toute analyse de ces processus, encore très mal connus, mais qui sont essentiels, et pour la détermination des contraintes dans la croûte — d'où résultent les séismes — et peut-être pour comprendre l'origine — et par là la distribution — des diaclases. Le Mécanicien des roches doit certainement faire entrer dans son cadre les propriétés élastiques et les limites de rupture, mais également le fluage des roches, même si celui-ci paraît négligeable, à froid, pour certaines roches. Il rejoindra, par là, ce qui doit constituer la deuxième approximation de la Tectonique des plaques, qui est la prise en considération, dans toute leur étendue, d'une déformabilité des plaques, certes moindre que les diverses formes de ruptures qui marquent leurs limites, mais qui n'en grève pas moins tout raisonnement fondé sur une analyse cinématique euclidienne.

5. APPLICATION AUX OROGÈNES

Au moins la chaîne alpine, *sensu lato*, a été prise en compte, en tant que limite de plaques, par la théorie de la tectonique globale, qui emploie à son sujet l'expression de « collision », qui me paraît assez impropre.

Si je fais, une fois encore, appel à votre expérience d'automobiliste, je dirais qu'une collision est un phénomène dans lequel l'énergie cinétique se transforme en énergie de déformation de la matière.

Or, nous avons déjà vu que, aux vitesses relatives moyennes des plaques, il n'y a pas d'énergie cinétique appréciable. Il faut donc trouver une autre explication au fait que, le long de telle de ses bordures, une plaque subit des déformations extrêmement intenses, alors que plus en arrière, elle reste à peu près inaltérée.

On a longtemps supposé que la mystérieuse force agissante, qu'il faut supposer d'origine profonde, était plus intense qu'ailleurs au niveau de l'orogène. Est-ce vraiment bien dans l'esprit de la théorie des plaques? Analyser une cinématique à l'échelle du globe, n'est-ce pas supposer en même temps une distribution des contraintes, c'est-à-dire une *statique*, à cette même échelle, avec des transmissions de contraintes sur toute l'étendue des plaques — même s'il faut bien imaginer quelque part l'action d'un moteur profond.

J'en viens à me demander si ce qui distingue l'orogène en cours d'évolution, des plates-formes qui le bordent, n'est pas, plutôt qu'une augmentation de contraintes, une *chute de résistance*. Ce qu'il faut prendre en considération n'est pas la résistance instantanée — la résistance à la rupture, pour des contraintes distribuées par élasticité, avec laquelle les ingénieurs sont concernés — mais le fluage; celui-ci est très sensible à la température, même bien en-dessous de la température de fusion. Un relèvement, même modéré, du profil thermique, peut rendre possible un fluage sur la plus grande partie de la croûte; au cours d'une telle déformation, globalement très lente, les contraintes se concentrent dans la partie supérieure de la croûte, restée froide, et en particulier dans la couverture sédimentaire, à laquelle son anisotropie de stratification confère un comportement mécanique particulier. Mais la grande masse de l'orogène est constituée par des terrains métamorphiques qui, en même temps qu'ils ont été déformés, ont recristallisé, ou plutôt, parce qu'ils recristallisaient, pouvaient en même temps subir une déformation lente, sous l'action d'une contrainte à déviateur relativement faible, déformation lente qui, à la longue, a pu atteindre une amplitude considérable, la recristallisation faisant disparaître tout écrouissage éventuel.

L'hypothèse d'une chute de résistance au fluage dans les orogènes, est d'autant plus nécessaire que l'épaisseur de la croûte s'y trouve, à la suite de la déformation, fortement accrue par rapport aux plates-formes environnantes. Un des aspects de la déforma-

tion orogénique, est l'apparition de fosses géosynclinales, où la subsidence permet l'accumulation rapide de sédiments épais. Il ne faudrait nullement leur transposer ce que nous avons dit des bassins subsidés intra-plaques. Si leur approfondissement implique toujours une dépense d'énergie, ce n'est pas nécessairement par le mécanisme d'étirement envisagé plus haut, et on peut imaginer qu'il résulte d'un autre mécanisme de déformation globale, dans un cadre de compression prédominante.

En tant qu'ingénieurs, nous travaillons sur des projets dont la conception première est d'ordre géométrique. Notre rôle de Mécanicien des Roches est d'y introduire la prise en compte des propriétés réelles des roches — élasticité, limites de ruptures, fluage, diaclases, etc.

A la suite d'une phase initiale — d'ailleurs brillante et féconde — d'ordre essentiellement géométrique et cinématique, la tectonique globale, ou théorie des plaques, doit connaître une évolution parallèle.