

Histoire de la Terre

Histoire de la Terre

Serge Elmi

Professeur émérite à l'université Claude Bernard à Lyon

Claude Babin

Professeur émérite à l'université Claude Bernard à Lyon

Danièle Grosheny

Maître de conférences à l'École Nationale Supérieure de Géologie,
Nancy, université de Lorraine

Fabrice Malartre

Maître de conférences à l'École Nationale Supérieure de Géologie,
Nancy, université de Lorraine

7^e édition

DUNOD

Illustration de couverture :
Horseshoe Bend © milosk50 – AdobeStock.com

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.

Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements

d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour

les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.

Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du

Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, 2020

11, rue Paul Bert, 92240 Malakoff

www.dunod.com

ISBN 978-2-10-080724-6

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2^o et 3^o a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Avant-propos | IX |
| Chapitre 1 Regard sur les concepts et les méthodes de la géologie historique | 1 |
| 1. Les méthodes chronologiques | 2 |
| 1.1 La chronologie relative | 2 |
| 1.2 La chronologie absolue ou géochronologie | 6 |
| 2. Les synthèses paléogéographiques | 7 |
| 2.1 Les concepts fondamentaux | 7 |
| 2.2 Cratons et chaînes de montagnes | 9 |
| Chapitre 2 Origine et structure de la Terre | 13 |
| 1. Le système solaire | 13 |
| 2. La Terre primitive | 16 |
| 3. Dynamique actuelle de la Terre | 18 |
| Chapitre 3 Le Précambrien : une longue histoire encore mal connue | 19 |
| 1. Quelques définitions | 20 |
| 2. Histoire précambrienne de la Terre | 22 |
| 2.1 La phase permobile (de 4 600 à environ 2 500 Ma) | 22 |
| 2.2 La phase de transition (de 2 500 à 1 950 Ma) | 24 |
| 2.3 La phase d'initiation de la tectonique des plaques (entre 1 950 et 900 Ma) | 25 |
| 3. La reconstitution des climats | 25 |
| 4. La vie au Précambrien | 27 |
| 5. Les principaux boucliers | 29 |
| 5.1 Un ensemble septentrional | 30 |
| 5.2 Un ensemble méridional | 30 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 6. Exemples de séries précambriennes | 35 |
| 6.1 Les boucliers africains | 35 |
| 6.2 Le bouclier canadien ou laurentien | 39 |
| 6.3 Le Précambrien en Europe | 44 |
| 6.4 Le Précambrien en France | 50 |
| 7. Conclusion | 56 |
| Chapitre 4 L'ère primaire ou Paléozoïque : d'une Pangée à l'autre | 59 |
| 1. Caractères généraux du Paléozoïque | 60 |
| 1.1 Les limites | 60 |
| 1.2 Les orogenèses | 60 |
| 1.3 Données climatologiques | 62 |
| 1.4 La vie au Paléozoïque | 65 |
| 2. La partie inférieure du Paléozoïque : les temps calédoniens | 71 |
| 2.1 Les marqueurs biostratigraphiques | 71 |
| 2.2 Divisions de la partie inférieure du Paléozoïque | 71 |
| 2.3 Les orogenèses | 72 |
| 2.4 L'évolution paléogéographique à l'échelle mondiale | 76 |
| 2.5 Exemples de séries stratigraphiques classiques | 85 |
| 3. La partie supérieure du Paléozoïque : les temps hercyniens | 90 |
| 3.1 Flores, faunes et provinces biogéographiques | 90 |
| 3.2 Divisions de la partie supérieure du Paléozoïque | 92 |
| 3.3 Quelques données sur la partie supérieure du Paléozoïque d'Amérique du Nord | 95 |
| 3.4 Grandes lignes de l'évolution de l'Europe pendant la partie supérieure du Paléozoïque | 96 |
| 3.5 La mise en place de la chaîne hercynienne | 104 |
| Chapitre 5 L'ère secondaire ou Mésozoïque : la dislocation de la Pangée | 115 |
| 1. Caractères généraux du Mésozoïque | 115 |
| 1.1 Les limites | 115 |
| 1.2 Dynamique et paléogéographie | 116 |

| | | |
|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1.3 | Caractéristiques paléontologiques | 124 |
| 1.4 | L'évolution des climats | 125 |
| 2. | Les grandes divisions et les principaux événements | 125 |
| 2.1 | Le Trias | 125 |
| 2.2 | Le Jurassique | 128 |
| 2.3 | Le Crétacé | 131 |
| 2.4 | Les principales étapes de l'histoire mésozoïque de la France | 131 |
| 3. | Exemples de séries et évolutions régionales | 136 |
| 3.1 | Les masses continentales | 136 |
| 3.2 | Les bassins intracratoniques : exemple du bassin de Paris | 137 |
| 3.3 | Les bassins liés à la Téthys : les Alpes et leurs dépendances | 155 |
| 4. | Histoire sédimentaire de l'océan Atlantique | 166 |
| Chapitre 6 | L'ère tertiaire ou Cénozoïque <i>pro parte</i> : vers la géographie actuelle | 173 |
| 1. | Caractères généraux du Cénozoïque | 173 |
| 1.1 | Limites et divisions | 173 |
| 1.2 | Caractéristiques paléontologiques | 176 |
| 1.3 | Les climats | 178 |
| 2. | Orogenèse et paléogéographie | 179 |
| 2.1 | Paléogène | 182 |
| 2.2 | Miocène | 187 |
| 2.3 | Pliocène | 189 |
| 2.4 | Exemples de successions françaises du Cénozoïque | 190 |
| Chapitre 7 | Le Quaternaire : les caprices climatiques | 201 |
| 1. | Les variations climatiques | 202 |
| 2. | Les principales glaciations | 203 |
| 3. | Paléogéographie | 205 |
| 4. | Évolution humaine | 206 |

Table des matières

| | |
|------------------------------------|-----|
| Conclusion | 211 |
| Annexes | 213 |
| Orientation bibliographique | 219 |
| Index | 221 |

Avant-propos

Cet ouvrage, de sept chapitres, porte sur l'histoire de la planète Terre. Il a pour objectif de fixer un cadre chronologique des grands événements qui se sont succédé au cours des temps géologiques.

Le premier chapitre est consacré aux concepts et méthodes utilisés pour établir le cadre chronologique de cette histoire.

Le deuxième chapitre traite de l'origine et de la structure de la Terre.

Les chapitres suivants (du troisième au septième) s'enchaînent chronologiquement depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire.

À cette histoire est associée celle de la biosphère. Seuls seront mentionnés les événements les plus marquants de l'évolution biologique. De même, cet ouvrage traite des successions paléogéographiques qui incluent, dans le cadre de la tectonique des plaques, les orogénèses et les variations du niveau de la mer.

Ce livre constitue donc une brève histoire de la Terre permettant de connaître l'enchaînement des événements majeurs qui ont façonné notre planète et ponctué l'histoire de la biosphère.

Cet ouvrage s'adresse à un public varié. Il constitue aussi bien une base synthétique à l'usage des étudiants dès la première année de Licence, des Masters en Sciences de la Terre et de Géographie, qu'aux candidats des concours de l'enseignement du CAPES et de l'Agrégation. Il sera aussi utile aux élèves des Classes préparatoires spécifiquement du parcours BCPST, ainsi qu'à ceux ayant déjà intégré une école d'ingénieur.

Les lecteurs sont encouragés à consulter, chaque fois que cela leur sera possible, la carte géologique correspondant à la zone étudiée. En effet, les cartes géologiques restent le support fondamental permettant d'illustrer l'histoire de la Terre. Pour ce qui concerne le territoire français, il est conseillé de se référer au site « géoportail » de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) et de se rendre sur le site de stratigraphie internationale pour télécharger la dernière version de l'échelle stratigraphique internationale (stratigraphy.org).

Cette 7^e édition reprend les éditions précédentes, en actualisant certains thèmes pour lesquels une mise à jour s'est avérée nécessaire, tant les découvertes et concepts ont rapidement évolué, rendant caduques certaines interprétations. Il s'agit notamment de la chronostratigraphie. Pour autant, le lecteur retrouvera dans cette édition la structuration d'ensemble de l'ouvrage initial, prélude à des modifications plus profondes dans une version ultérieure.

Nous remercions nos collègues pour les différents clichés photographiques qu'ils nous ont fournis.

Regard sur les concepts et les méthodes de la géologie historique

Introduction

La géologie historique se propose de retracer l'enchaînement des grands événements géologiques qui ont donné au globe terrestre sa physionomie actuelle. La démarche est donc spatio-temporelle et consiste en une reconstitution événementielle. Une telle synthèse fait appel à des notions de pétrographie comme de géophysique, à l'étude des faciès et aux principes de stratigraphie.

Retracer une histoire suppose l'établissement d'un cadre temporel. Les corrélations doivent permettre d'établir, dans ce calendrier, le synchronisme ou, au contraire, l'hétérochronie des phénomènes (superpositions, coupures, intersections). Deux grandes méthodes, d'ailleurs complémentaires, sont mises en œuvre : la chronologie relative date des événements les uns par rapport aux autres et la chronologie absolue fournit des données chiffrées pour les événements.

Dans le cadre temporel ainsi précisé, retracer l'histoire de la planète Terre, ce sera, pour une large part, reconstituer la succession des géographies ; de telles synthèses paléogéographiques reposent sur un certain nombre de concepts que nous examinerons brièvement.

Enfin, le phénomène biologique a modifié de façon non négligeable l'évolution de la surface de la Terre mais simultanément le cours de l'évolution biologique a été très dépendant des événements géologiques ; ces études relèvent de la paléontologie dont le lecteur trouvera l'exposé des méthodes et des résultats dans d'autres ouvrages spécialisés ; nous signalerons seulement, au fil des temps examinés, les grandes étapes de l'évolution du monde vivant.

Objectifs

Connaître les méthodes permettant d'établir la chronologie des événements qui ont ponctué l'histoire de la Terre.

Comprendre comment sont construites les paléogéographies de la Terre au cours des temps géologiques.

Plan

- 1 Les méthodes chronologiques
- 2 Les synthèses paléogéographiques

1 Les méthodes chronologiques

1.1 La chronologie relative

a) Les principes de la stratigraphie et leur application

Dans le cas des roches stratifiées, la première démarche consiste à définir des niveaux repères comparables d'une coupe à l'autre. On cherche à interpréter les relations de position entre les roches, les minéraux et les fossiles comme des relations chronologiques. La stratigraphie qui étudie les relations des couches entre elles n'est qu'un outil de la géologie historique. L'étude peut en être aisée à l'échelle locale ou régionale, mais les corrélations lithologiques à distance demandent des confirmations chronologiques. Des faciès identiques ou semblables peuvent, en effet, être hétérochrones alors que des dépôts de même âge peuvent être différents, ils sont alors hétérotopiques. La preuve des équivalences ou des différences peut être fondée sur l'étude du contenu paléontologique lorsque celui-ci existe.

Ainsi, ces remarques introduisent aux principes de la stratigraphie :

- **Principe de continuité** : on admet que les couches se déposent initialement à l'horizontale et selon une certaine continuité géométrique ; cela est surtout valable dans les zones calmes des bassins sédimentaires marins.
- **Principe de superposition** : la superposition des dépôts fait que les couches les plus anciennes sont initialement les plus profondes. De même, en représentation cartographique, un contour qui en recoupe un autre est le plus récent des deux (intersection).
- **Principe de contemporanéité des faunes semblables** : les fossiles dits stratigraphiques se succèdent rapidement et dans un ordre irréversible.

Les deux premiers principes servent de base à la **lithostratigraphie** qui repose sur l'observation des faciès et des relations géométriques des strates ou des couches entre elles, en tenant compte du fait qu'un ensemble est plus ancien que ce qui le recoupe.

Dans une région donnée, la démarche consiste donc à cartographier des formations et non des étages. L'unité lithostratigraphique de base est la **formation** cartographique ; celle-ci, qui correspond à un faciès uniforme ou monotone, a une extension relativement limitée (locale à régionale) car elle dépend des conditions du milieu. Les formations sont rassemblées en groupes et subdivisées en membres (ou termes) ; chaque unité est nommée d'après une localité géographique.

Le troisième principe est le fondement de la **biostratigraphie**. Il s'applique à replacer la succession des espèces fossiles dans la colonne des couches sédimentaires (Fig. 1.1). Un fossile ou un assemblage de fossiles permet de caractériser, parce que l'évolution biologique a été globalement irréversible, un moment de l'histoire géologique et de dater ainsi de façon relative les couches qui le contiennent. La stratigraphie peut alors corrélérer entre elles et à distance des couches de faciès différents. La zone constitue l'unité dans cette approche ; elle correspond à l'extension verticale d'un fossile ou d'un assemblage de fossiles à évolution rapide ; elle est nommée d'après le fossile-index. Les échelles zonales d'ammonites,

de graptolites, de conodontes, de mammifères en fournissent des exemples classiques. Les limites de la biostratigraphie sont celles de l'observation et de l'extension géographique des groupes fossiles concernés (provinces fauniques).

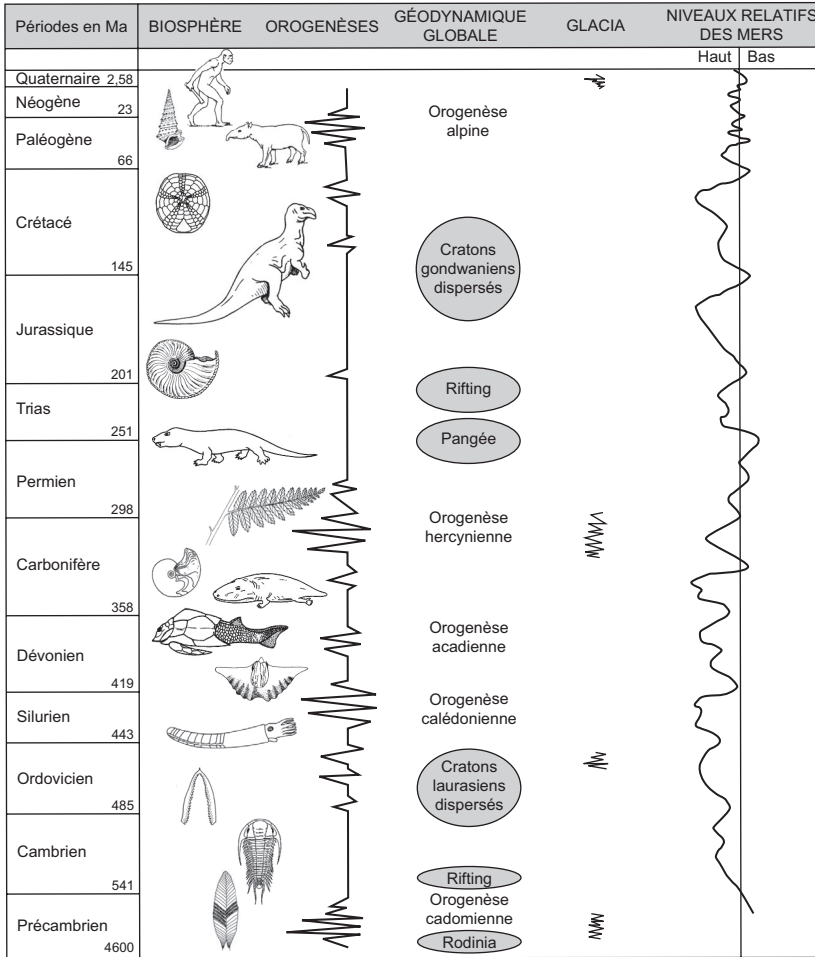


Figure 1.1 – Divisions majeures des temps géologiques, âges en millions d'années (Ma) et principaux événements biologiques et géologiques (échelle des temps non respectée pour le Précambrien).

On en vient ensuite à définir un concept nettement plus théorique, celui de la **chronostratigraphie** dont la notion fondamentale est celle d'étage (Tableau 1.1). L'**étage** correspond à l'ensemble des strates qui matérialisent un certain intervalle de temps (âge), celui qui a été nécessaire au dépôt des couches impliquées. Une référence est choisie avec une coupe établie dans une localité-type considérée comme significative (coupe étalon), elle donne son nom à l'étage. C'est le **stratotype**. Ainsi, les coupes des environs de Thouars (Deux-Sèvres) constituent-elles le stratotype de l'étage Toarcién. Les étages sont regroupés en des **séries** (exemple Lias pour le Toarcién), elles-mêmes réunies en des **systèmes** (le Jurassique dans le cas présent).

Tableau 1.1 – Nomenclature codifiée et hiérarchie des termes employés dans le vocabulaire stratigraphique

La nomenclature lithostratigraphique ne doit pas être confondue avec la mesure du temps ; pour cette raison, les termes en sont disposés verticalement.

| Temps | Chronostratigraphie enregistrement | Lithostratigraphie pétrographie, cartographie |
|----------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| EON ERE PERIODE EPOQUE ÂGE | ÉONOTHÈME ÉRATHÈME SYSTÈME ÉTAGE ZONE | BANC MEMBRE FORMATION GROUPE SUPERGROUPE |

b) Le problème des limites

Si un étage est souvent bien délimité dans son stratotype, c'est qu'il est compris entre des discontinuités (lacunes, changements de faciès, etc.). Il y a donc un certain défaut d'enregistrement au niveau des limites. Pour compléter la succession, c'est-à-dire l'échelle stratigraphique, il faut rechercher des secteurs où les conditions de dépôt ont été plus régulières. Deux problèmes apparaissent alors :

- les discontinuités y seront plus difficiles à mettre en évidence ;
- comment appeler les intervalles de temps nouvellement découverts sans multiplier les termes et les stratotypes ?

La solution adoptée consiste à définir un étage uniquement par sa base avec l'apparition d'un nouveau fossile ou assemblage de fossiles dans le stratotype de limite. La limite supérieure sera automatiquement définie par la base de l'étage superposé.

Cette démarche est adoptée internationalement et aboutit à la définition des *Global Stratotype Sections and Points* (GSSP). Dans le présent ouvrage, on trouvera des exemples à propos des limites Cambrien-Ordovicien, Silurien-Dévonien, Pliensbachien-Toarcien et Valanginien-Hauterivien.

Un GSSP, ou encore PSM (point stratotypique mondial), qualifié de « clou d'or » ou « *golden spike* » (noté sur la charte chronostratigraphique internationale), correspond à la limite entre deux étages, sans qu'il y ait de lacune de temps entre les deux étages. Les GSSP sont approuvés par vote des membres de la Commission internationale de stratigraphie (ICS) et ensuite par ceux de l'Union internationale des sciences géologiques (IUGS).

Ainsi, les limites correspondent à l'enregistrement d'événements biologiques singuliers d'où l'importance de ceux-ci pour toute reconstitution historique.

c) Autres méthodes de corrélation

Diverses méthodes permettent d'affiner le canevas stratigraphique et d'en augmenter la résolution ou précision.

- Il est possible de quantifier les données paléontologiques en se fondant sur la présence, l'absence, la coexistence ou l'exclusion des espèces fossiles pour définir des associations

unitaires qui correspondent au plus grand nombre d'espèces compatibles, c'est-à-dire ayant coexisté, réellement ou potentiellement, pendant un certain temps. L'échelle biochronologique ainsi établie est discrète, les associations unitaires pouvant être isolées les unes des autres par des intervalles de séparation. Cette approche déterministe permet, en principe, de placer immédiatement dans la succession de référence établie tout ensemble caractérisé par la coexistence d'espèces compatibles (notion de reproductibilité).

- Les **diagraphies**, qui sont des mesures instrumentales réalisées lors des sondages (radioactivité naturelle, porosité, résistivité, etc.), caractérisent l'électrofaciès d'une couche. Cet électrofaciès se traduit par des courbes qui permettent de déterminer la lithologie et l'agencement des bancs. Des comparaisons des différentes courbes obtenues dans les sondages d'une même région permettent de reconnaître des points d'inflexion ou de rupture et de les corrélés entre eux. Dans les cas les plus complets, on peut se caler sur des coupes de terrain.
- La **sismostratigraphie** utilise l'enregistrement de la réflexion d'ondes sismiques provoquées pour repérer les coupures qui affectent une série sédimentaire : surfaces de bancs, surfaces d'érosion, limites de formations lithologiquement bien distinctes, discontinuités diverses, etc. C'est une méthode fondamentale et irremplaçable mais dont les difficultés ne doivent pas être éludées surtout quand il n'existe pas d'affleurement pour vérifier les résultats ; celles-ci concernent principalement l'interprétation lithologique des réflecteurs, la détermination des vitesses de propagation des ondes sismiques dans des terrains dont on ignore la nature et le fait que la méthode privilégie les réflecteurs horizontaux. Cette méthode est utilisée pour interpréter la géométrie des remplissages des bassins sédimentaires dans lesquels on reconnaît des empilements de séquences, séparées par des discontinuités. Ces dernières repérables sur les profils sismiques sont considérées comme des instantanés chronostratigraphiques. Il s'agit là des postulats de base de la stratigraphie séquentielle. La démarche de la stratigraphie séquentielle repose, elle aussi, sur la recherche de repères événementiels dont l'enregistrement dans les sédiments peut être considéré comme un instantané à l'échelle des temps géologiques (discontinuités, inversion des tendances dans les cycles transgression-régression).
- Le **paléomagnétisme** et la **magnétostratigraphie** sont des méthodes qui utilisent la propriété qu'ont certains minéraux (ferromagnétiques) de conserver une aimantation thermorémanente qui enregistre les caractéristiques du champ magnétique terrestre du moment qui est lié, quant à lui, aux mouvements du noyau interne. Il est engendré par le mouvement des fluides hautement conducteurs de la partie externe du noyau de la Terre, ce qui entraîne la création d'un dipôle axial. Ce champ magnétique est variable en direction et en intensité ; la durée des intervalles de variation va de l'heure au million d'années. Ces variations de polarité du champ magnétique s'inscrivent dans certains minéraux. Elles sont nécessairement synchrones pour tout le globe d'où leur intérêt pour les datations et les corrélations, d'autant que les progrès technologiques permettent de mesurer désormais de très faibles magnétisations dans les roches.

La magnétostratigraphie repose sur l'enregistrement de signaux binaires : polarisation normale ou inverse ; chaque séquence de roches de même sens de polarisation constitue une magnétozone.

Les inversions magnétiques ont été utilisées pour dater la croûte océanique. Par extension, il a été établi une échelle des anomalies magnétiques océaniques déterminant des magnétozones. Par comparaison avec les données géochronologiques, on obtient une succession chronostratigraphique. Par confrontation avec les échelles biostratigraphiques, il est possible de tester la valeur de l'échelle radiométrique.

L'accumulation des données a conduit à l'établissement d'une échelle type des inversions magnétiques. Cette approche est très satisfaisante pour les temps récents et permet des calibrations précises. Pour les temps plus anciens, des problèmes demeurent, tel celui de la longue période normale du Crétacé.

- La **chimiostratigraphie** se fonde sur la variation, au cours du temps, de la composition chimique des eaux océaniques. On utilise notamment le carbone et l'oxygène du carbonate de calcium des tests des organismes des faciès pélagiques. Les variations sont corrélables à l'échelle de l'océan mondial. Elles dépendent à la fois du taux de dissolution des carbonates et de la production biologique primaire qui sont des facteurs contrôlés par la profondeur et les climats. Comme ces variations sont censées être globales, elles fournissent de bons outils de corrélation. En parallèle, on utilise la teneur en isotopes stables de l'oxygène (^{18}O et ^{16}O) et du carbone (^{13}C et ^{12}C). Le rapport entre les deux isotopes de l'oxygène varie en fonction de la température ; pendant le Quaternaire, il a été mis en évidence des variations avec les glaciations. Il a été ainsi envisagé des étages isotopiques.

En définitive, la combinaison des diverses corrélations obtenues permet d'établir des cartes de répartition des roches en surface, mais aussi en subsurface (isohypses), et des cartes thématiques :

- les **cartes géologiques** correspondent à des cartes d'affleurement des formations et de leur extension supposée entre les affleurements ; elles doivent être très proches de l'observation, mais elles supposent une interprétation des tracés entre les affleurements observés ;
- les **cartes paléogéographiques** permettent de restituer le relief et les différents environnements à un moment donné ; il s'agit de documents synthétiques reposant sur une datation rigoureuse ; elles sont l'outil indispensable de la reconstitution de l'histoire géologique. Dans cet ouvrage, trois types de cartes paléogéographiques sont utilisés. Les unes seront établies sur fond géographique actuel afin de familiariser le lecteur avec l'emplacement des grandes régions naturelles. D'autres sont tracées sur des reconstitutions mobilistes en supposant supprimés les mouvements de dérive postérieurs à l'époque étudiée. Enfin, une troisième catégorie comprend des schémas extrêmement simplifiés sur lesquels l'emplacement des masses continentales est suggéré à titre mnémotechnique.

1.2 La chronologie absolue ou géochronologie

Les premiers essais de chronologie absolue ont été réalisés par l'inventaire de phénomènes cycliques et rythmiques (*cf.* les varves, dépôts saisonniers sédimentés principalement dans les lacs). Toutefois se pose le problème de l'interprétation chiffrée des intervalles et de la périodicité des événements enregistrés. Les véritables progrès ont été réalisés lorsque les propriétés de la radioactivité naturelle de certains corps instables ou radioactifs ont été utilisées. L'activité d'un élément radioactif décroît avec le temps. La période T est le temps

nécessaire pour que la moitié du matériel initial soit désintégrée. La valeur de T est bien établie par la physique. Sont donc utilisés, les éléments radioactifs présents au moment de la formation des roches afin de dater la clôture du système (en général, il s'agit de minéraux). Le rapport entre matière radioactive et éléments stables dérivés permet de connaître cette date (à condition que soit établie la période et qu'elle soit restée stable au cours des temps géologiques, ce qui est postulé) selon l'équation :

$$t = 1/\log (1 + N'/N)$$

N' = nombre d'atomes de l'élément stable dérivé (radiogénique)

N = nombre d'atomes de l'élément radioactif « père » (héritage)

(Ces données sont obtenues au spectromètre de masse)

t = âge isotopique = âge radiométrique.

Le lecteur trouvera l'exposé des principales méthodes utilisées dans les manuels de géologie générale. Il est brièvement rappelé, ici, l'intérêt de celles-ci :

- la méthode au ^{14}C est largement utilisée en archéologie et pour l'étude du Quaternaire récent. Sa fiabilité a été testée par comparaison avec la méthode des varves et avec des données historiques ;
- la méthode à l'uranium-plomb a été la première méthode radiochronométrique utilisée. Elle permet de dater les roches très anciennes et, parmi elles, essentiellement les granites. Elle est parfois la seule méthode de corrélation que l'on possède, en particulier en l'absence de fossiles. Elle est très utile pour le Précambrien ; elle est fiable à condition de doser les différents isotopes de l'uranium et du plomb ;
- la méthode au rubidium-strontium convient aussi à la datation des terrains anciens ;
- la méthode au potassium-argon a été utilisée, avec plus ou moins de succès, pour dater certains minéraux sédimentaires comme la glauconie.

Les valeurs obtenues sont cependant tributaires du matériel et de l'échantillonnage, ce qui explique la fluctuation de l'âge attribué à certaines limites.

2 Les synthèses paléogéographiques

2.1 Les concepts fondamentaux

Pour élaborer des synthèses historiques, il faut disposer de fils directeurs : repères, marqueurs, événements. On les recherche essentiellement dans l'évolution des organismes (avec les crises biologiques et les radiations adaptatives), leur répartition spatiale, les cycles sédimentaires, les grands bouleversements de la géographie et de l'architecture de la planète (orogénèses).

La répartition spatiale des flores et faunes fossiles peut être d'un grand secours pour reconstituer les paléogéographies ou juger du bien-fondé de celles établies sur d'autres critères, paléomagnétiques notamment. Si l'utilisation de la documentation paléontologique

commence avec le Cambrien lorsque les fossiles deviennent communs, elle se révèle particulièrement appréciable pour le Paléozoïque alors que les données paléomagnétiques sont ambiguës ; elle complète utilement, par ailleurs, ces dernières pour les temps postpaléozoïques en suggérant des paléolongitudes relatives. Les organismes marins pélagiques, dont la vaste répartition favorise les corrélations temporelles, peuvent avoir aussi une signification géographique car leur distribution est contrôlée par la température des eaux. Mais ce sont surtout les espèces benthiques d'eaux peu profondes, dont la dispersion ne peut se réaliser qu'au stade larvaire et est donc plus réduite, qui permettent d'évaluer, avec réserves, des distances entre paléocontinents.

Classiquement, on considère qu'un cycle sédimentaire est l'intervalle compris entre une transgression et une régression. Les limites entre cycles sont provoquées essentiellement par des causes sédimentaires (comblement d'espaces disponibles) mais elles sont, le plus souvent, compliquées par des variations du niveau de la mer qui, elles-mêmes, peuvent dépendre de déformations locales (tectonique synsédimentaire pénécotemporaine de la sédimentation, mouvements épirogéniques) ou générales (orogénèses, variations globales du niveau de la mer qualifiées alors d'eustatiques, variations climatiques).

Deux cycles orogéniques sont séparés par une discordance majeure soulignant les conséquences des grandes orogénèses ; chacun comprend un (rarement plusieurs) ensemble lithostructural. À l'échelle des temps géologiques, ces grandes orogénèses sont :

- Les orogénèses précambriennes pour lesquelles des événements particulièrement significatifs se sont déroulés à la fin du Précambrien ancien (Archéen) et avant le Protérozoïque (discordance éparchéenne) et dont les dernières manifestations constituent l'orogénèse cadomienne (de *Cadomus*, Caen) suivie par la discordance assyntique (de *Assyntia*, le nord de l'Écosse).
- L'orogénèse calédonienne (de *Caledonia*, nom latin de l'Écosse) qui se déroule principalement pendant la partie inférieure du Paléozoïque.
- L'orogénèse hercynienne (de *Hercynia Silva*, la forêt qui couvrait le Harz) ou varisque (de *Curia Variscorum*, nom latin de la ville d'Hof en Bavière) qui s'achève à la fin du Paléozoïque.
- L'orogénèse alpine du Mésozoïque-Cénozoïque.

Les grands événements clôturant chacun de ces mégacycles ont été autrefois considérés comme comparables à l'échelle planétaire. Ils ont alors été utilisés pour définir certaines grandes coupures stratigraphiques. Ainsi, la limite Paléozoïque-Mésozoïque serait marquée par la fin de l'orogénèse hercynienne. En fait cela ne fournit qu'une première approximation. Étudiés avec précision, beaucoup d'événements orogéniques se révèlent hétérochrones à l'échelle de la planète. De même, on a cherché à définir les limites entre étages par des épisodes de régression suivis de transgression donc d'après des changements globaux des niveaux des mers. Cette méthode de corrélation souffre d'encore plus d'incertitudes, surtout en raison des imperfections de l'enregistrement sédimentaire (lacunes, niveaux condensés, intervalles transgressifs). En pratique, c'est l'évolution du monde vivant qui offre la plus grande fiabilité pour les temps fossilifères ou phanérozoïques.

À l'autre bout de l'échelle d'observation, on retrouve des cycles mineurs, traduisant des oscillations de la sédimentation sous l'effet de contrôles divers. Une des méthodes les plus fructueuses est l'analyse de l'évolution des dépôts organisés en séquences sédimentaires.

Une séquence sera encadrée par deux perturbations ou discontinuités de l'enchaînement, généralement matérialisées par des arrêts ou par des diminutions notables de la sédimentation.

Il est incontestable que les variations du niveau marin jouent un rôle considérable sur l'évolution d'un bassin sédimentaire, mais l'espace disponible est lié à la forme générale du bassin (physiographie) qui dépend elle-même largement de la tectonique. L'histoire d'un bassin relève ainsi de contrôles globaux dont les variations eustatiques sont un constituant, de contrôles tectoniques (un approfondissement du bassin se traduit par une régression sur ses bordures et réciproquement) et de leurs interférences.

À grande échelle, aussi bien spatiale que temporelle, une corrélation a pu être établie entre l'activité du noyau terrestre, celle du manteau, les variations du taux d'expansion de la croûte océanique et les changements du niveau marin.

Wilson a introduit, en 1966, la notion d'un processus cyclique de la formation puis de la rupture de supercontinents successifs, la Pangée en constituant le dernier exemple chronologique. L'ouverture d'un bassin océanique intercontinental, son expansion puis sa fermeture ultérieure résultant de la subduction avec formation d'une chaîne de collision explique cette succession d'assemblages-fragmentations. La durée d'un tel cycle de Wilson, s'étendant d'une période de dispersion de la croûte continentale jusqu'à celle du regroupement en un nouveau supercontinent, paraît être de l'ordre de 400 Ma. Cette notion synthétique peut être comparée à celle, plus pragmatique, de grande unité lithostructurale reconnaissable sur le terrain et définie cartographiquement. De telles unités correspondent à des cycles orogéniques qui sont séparés par une discordance tectonique majeure provoquée par la surrection d'une chaîne, de collision ou autre.

2.2 Cratons et chaînes de montagnes

Dans les ensembles continentaux actuels, se distinguent deux principaux types structuraux à un moment donné de l'histoire géologique :

- les ensembles cratonisés, qui ont servi d'avant-pays aux dernières orogénèses ;
- les chaînes de montagnes récentes, stabilisées ou non.

Les cratons ou aires continentales sont des zones où la croûte est épaisse avec une forte proportion de croûte granitique continentale. Ce sont des régions stables, émergées ou envahies par des mers peu profondes (épicontinentales) lors des grandes transgressions. Elles ont été antérieurement déformées de manière intense. Le métamorphisme et les montées plutoniques ont ainsi rendu les cratons rigides. En conséquence, les cratons ne peuvent plus se déformer de façon souple. Ils subissent alors les contraintes en se bombant, en se gauchissant ou en se cassant selon des failles inverses (compression) ou encore, lors des étirements distensifs, en se fracturant selon des linéaments plus faibles qui peuvent évoluer en frontières inter-plaques. Ainsi, les cratons constituent la partie continentale stable des plaques lithosphériques.

On appelle chaîne de montagnes une région plissée et, par extension, les résultats de l'orogénèse qui a provoqué le plissement et la surrection. On parlera, ainsi, de la chaîne hercynienne à la fin du Paléozoïque ; c'est alors une chaîne jeune, non démantelée par l'érosion, dont l'altitude devait dépasser 5 000 m. Elle sera ensuite progressivement aplanie et on parlera des massifs hercyniens, qui font partie du craton européen et qui serviront d'avant-pays à la chaîne alpine.

Ainsi, une chaîne de montagnes montrera des roches et des structures différentes à l'affleurement selon le degré de l'érosion qu'elle a subi. Dans les structures actuelles, différents stades sont ainsi reconnus :

- stade naissant : Taïwan, Indonésie ;
- chaîne présentant son élévation altimétrique maximale (paroxysme orogénique) : Himalaya ;
- stade de jeunesse : Alpes, Andes ;
- stade de maturité : Appalaches, Calédonides de Scandinavie ;
- chaînes arasées : massifs anciens et surtout chaînes arasées jusqu'à la racine des grands boucliers précambriens.

Chaque grande orogénèse va ainsi constituer une sorte de bourrelet en bordure d'un craton (avant-pays) qui s'en trouvera agrandi. La cratonisation progressive de l'Europe illustre une telle évolution. Des fragments de chaînes anciennes peuvent aussi être repris dans des orogénèses plus récentes. Une chaîne de montagnes va donc être définie par ses caractères structuraux.

Par ailleurs, une orogénèse n'est pas un phénomène instantané ou unique, même à l'échelle géologique. Elle comprend une succession de paroxysmes qui constituent les phases tectoniques séparées par des périodes de calme relatif ou de moindre activité. Enfin, une orogénèse et ses phases constitutives ne sont pas synchrones dans tous les domaines qu'elles affectent. L'orogénèse hercynienne en fournit une illustration remarquable.

Les grandes chaînes de montagnes ne sont pas distribuées de façon quelconque. Les chaînes récentes et les domaines actuellement mobiles se répartissent en deux grands ensembles ou ceintures orogéniques à l'échelle mondiale. Ce sont :

- la ceinture péripacifique sur le pourtour des continents américain, asiatique et australien ;
- la ceinture téthysienne (ou mésogéenne), latitudinale, perpendiculaire à la précédente et comprise entre deux ensembles de cratons, au nord Amérique du Nord et Eurasie, au sud Amérique du Sud, Afrique et Inde.

La ceinture téthysienne rejoint la ceinture péripacifique à l'ouest dans les Caraïbes, à l'est, en Indonésie. Ces ceintures sont caractérisées par l'existence de grandes chaînes de montagnes, l'existence d'arcs ou de guirlandes insulaires, de mers intérieures (Méditerranée, Caraïbes, mer du Japon, etc.), leur pérennité à l'échelle des temps géologiques et leur forte sismicité.

Au total, les reconstitutions paléogéographiques seront, en général, d'élaboration difficile ; la remise dans leur position originelle des divers éléments géologiques (cartes palinostiques) comportera de nombreuses conjectures. L'avènement de la théorie de la tectonique

des plaques a placé l'ensemble des reconstitutions paléogéographiques dans un cadre mobiliste qui a désormais considérablement amélioré la signification de celles-ci (Fig. 1.2). Les études de paléomagnétisme continental permettent de déterminer les déplacements en latitude des continents, mais ne fournissent pas de précision de longitude. Ce sont d'autres données (paléontologiques notamment, structurales parfois) qui peuvent donner quelques contraintes pour les longitudes. Dans le détail, des unités tectono-stratigraphiques, limitées par des contacts de failles et dont l'histoire géologique ainsi que le contenu paléontologique diffèrent de ceux d'entités voisines semblables, constituent des terranes, d'origine souvent exotique, posant de nombreux problèmes. À une autre échelle, c'est le jeu des plaques et microplaques lithosphériques qu'il conviendra de restituer en se fondant sur les données générales, sans cesse aménagées, comme cela a été évoqué. De façon générale, les reconstitutions paléogéographiques réalisées pour les deux cents derniers millions d'années sont de plus en plus fiables ; pour les périodes antérieures, elles demeurent plus conjecturales et des modèles contradictoires sont communément présentés.

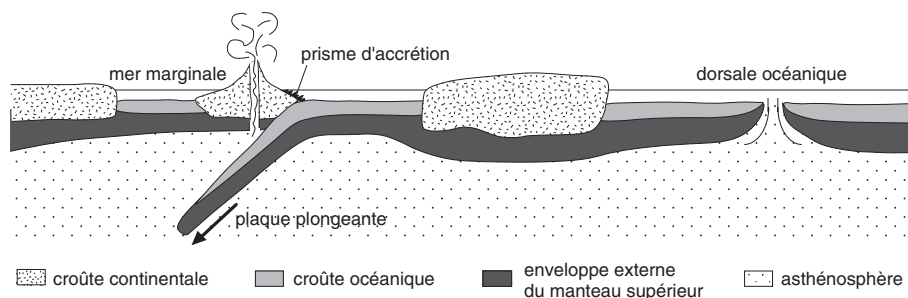


Figure 1.2 – Schéma synthétique du mécanisme de la tectonique des plaques.

Schéma de principe sans échelle.

La tectonique des plaques

Initiée par la théorie de la dérive des continents de Wegener en 1912, ce n'est qu'au cours des années 1960 qu'une autre hypothèse mobiliste, celle de l'expansion du plancher océanique ou tectonique des plaques, est venue renouveler les fondements des reconstitutions paléogéographiques.

Née de l'interprétation de la disposition des alternances des bandes fossilisées des inversions magnétiques dans les roches des planchers océaniques de part et d'autre d'une dorsale océanique, cette hypothèse s'est trouvée confirmée par de nombreuses observations. La surface de la planète est constituée d'une douzaine de plaques lithosphériques rigides, formées d'une partie du manteau supérieur portant de la croûte océanique ou de la croûte continentale. La croûte océanique s'agrandit au niveau des dorsales océaniques par épanchements de laves principalement basaltiques, il s'agit de l'accrétion. Les dorsales sont découpées par des failles transformantes qui accommodent des mouvements décrochants induits par des différences dans les vitesses d'expansion des différents segments de la dorsale ; la partie située entre les lèvres décalées de la dorsale est fortement sismique.

- Progressivement densifiées lors de son refroidissement, les plaques à croûte océanique finissent par s'enfoncer dans l'asthénosphère au niveau des fosses océaniques, c'est la subduction.
- Si la lithosphère océanique passe en subduction sous de la lithosphère océanique, il se crée un arc insulaire à volcanisme andésitique qui peut être associé à un bassin marginal d'arrière-arc (arc et bassin des Mariannes dans l'océan Pacifique occidental par exemple). Lors d'une telle subduction, les sédiments, portés par la plaque plongeante, qui ne peuvent s'enfoncer avec elle, du fait de leur faible densité, constituent un prisme d'accrétion dont une partie peut parfois émerger (île de la Barbade dans l'Atlantique occidental, par exemple). Lorsque cette subduction se fait sous une lithosphère continentale, moins dense, une chaîne de montagnes, de type cordillère, peut se former ; elle est associée à un volcanisme andésitique.
- Quand la portion océanique a été complètement subductée, une portion continentale peut être entraînée. Toutefois, celle-ci, plus légère, ne peut être entraînée en profondeur ; il y a alors collision, ce qui induit la formation d'une chaîne montagneuse. L'Himalaya résulte ainsi de la collision de la plaque indienne avec la plaque eurasiatique sous laquelle elle s'engage.
- Des éléments de la croûte océanique subductée peuvent être arrachés à la manière de copeaux, et, sont préservés, soit dans le prisme d'accrétion, soit dans la chaîne de montagnes formée ; il s'agit du phénomène d'obduction. Ces éléments obductés constituent des formations de roches vertes nommées ophiolites. La chaîne d'Oman dans la péninsule arabique en fournit un exemple devenu classique ; en France, les ophiolites du Chenaillet dans les Alpes, près de Briançon, montrent des laves, dites, en coussins (*pillow-lavas*) mises en place lors de l'expansion océanique ainsi que des éléments du manteau de type péridotites datées du Mésozoïque.
- Ainsi, par la succession des phénomènes de subduction au cours des temps géologiques, la plus ancienne lithosphère océanique en place n'a que 200 Ma d'âge environ, tandis que la plus ancienne croûte continentale est datée de quelque 4 Ga. Les éléments obductés sont souvent les seules traces des océans disparus. Ils peuvent être transformés par métamorphisme, fréquemment dans des faciès de haut degré (amphibolite et au-delà).
- La convection thermique dans l'asthénosphère plastique est indissociable de la tectonique des plaques. De cette géodynamique globale, il résulte que les continents actuels apparaissent comme l'agglomération de fragments divers ayant échappé au recyclage mantellique, situation qui altère largement les archives disponibles pour reconstituer l'évolution de la Terre.

Introduction

Le chapitre expose succinctement les scénarios possibles pour comprendre la formation et les débuts du système solaire, ainsi que l'évolution de la Terre.

Objectifs

Identifier les principales étapes de la formation du système solaire.

Comprendre le schéma conceptuel de la dynamique de la Terre.

Plan

- 1 Le système solaire
- 2 La Terre primitive
- 3 Dynamique actuelle de la Terre

1 Le système solaire

L'âge de l'Univers est donné par l'âge des plus anciens amas d'étoiles. Ceux-ci sont caractérisés par leur luminosité qui est d'autant plus forte que l'amas est jeune. Les étoiles apparaissent par évolution de nuages de gaz qui parsèment les galaxies. Ces nuages (et leurs molécules) sont soumis à deux types de force : agitation thermique qui tend à la dispersion et gravité qui tend à la concentration. Si la gravité l'emporte, le phénomène est irréversible ; le nuage va prendre la forme d'un disque en même temps qu'il acquiert des couleurs et une brillance très fortes. Cette coloration, bleue et rose, provient de l'hydrogène ionisé excité par des rayons ultraviolets. Le nuage devient une nébuleuse hétérogène contenant des noyaux diversement excités. Les mesures des astronomes donnent des âges compris entre 14 et 16 Ga (milliards d'années) pour les plus anciens amas.

Les **météorites** donnent des indications précieuses. Ce sont des astéroïdes qui tombent sur la planète quand leur trajectoire elliptique recoupe celle de la Terre. Leur diamètre varie du micron à 700 km. Se distinguent, plusieurs types de météorites.

- Les **chondrites**, contenant de petits globules vitreux (les chondres) dont la composition chimique est identique à celle de l'ensemble de la météorite, représentent 85 % des météorites ; elles sont constituées par de la péridotite ferreuse (olivine, pyroxène et un alliage Fe-Ni) de composition très différente des péridotites qui constituent l'actuel manteau terrestre. Il est à noter que toutes les chondrites ont un âge de cristallisation de 4,6 Ga (= 4 600 Ma), c'est-à-dire le même âge radiométrique que celui de la Terre et de la Lune,

connu par mesures indirectes. Enfin, la composition chimique des chondrites est la même que celle de la Terre si on mélange toutes les enveloppes (croûtes, manteau, noyau) ; cette composition est aussi celle du Soleil aux éléments volatils près.

En conséquence, on peut conclure que tout le système solaire est né il y a 4 600 Ma et que Soleil, Terre et chondrites ont la même origine : un gaz de composition solaire.

- Les **achondrites** (15 % des météorites), ne possédant pas de chondres, se répartissent en quatre types :
 - achondrites basaltiques ou eucrites (= croûte) ;
 - achondrites péridotitiques pauvres en fer ou aubrites (= manteau) ;
 - sidérolites constituées de cristaux d'olivine ou de pyroxène isolés dans une matrice de fer et de nickel natifs (= interface noyau/manteau) ;
 - sidérites faites d'un alliage de fer et nickel avec un peu de soufre (= noyau).

L'étude des achondrites montre :

- un âge plus récent de 20 à 50 Ma que celui des chondrites ;
- une composition chimique différenciée par rapport à celle du Soleil, de la Lune, de la Terre et des chondrites ;
- que chaque catégorie est équivalente à l'une des enveloppes de la Terre ;
- que la différenciation des quatre types peut être obtenue par fusion d'une chondrite : le fer, dense, s'accumule au fond ; les éléments légers silicatés se concentrent en surface donnant du basalte par association avec le pyroxène. Il est donc séduisant de penser que la Terre aurait été une gigantesque chondrite qui aurait fondu et qui se serait complètement différenciée. Cette hypothèse a été confirmée par l'étude de la chimie lunaire ; les « mers lunaires » sont de vastes épanchements basaltiques dont la composition est identique à celle des basaltes terrestres mais sans présence d'euporium (élément 63) ; l'euporium, absent des basaltes lunaires, se retrouve en fait dans les roches des « continents » lunaires qui sont des anorthosites constituées à 90 % de plagioclases à très forte concentration en euporium. Il peut donc être conclu que la Lune a subi une fusion plus ou moins complète, celle-ci a été suivie d'une cristallisation fractionnée qui a provoqué l'accumulation de l'euporium dans les plagioclases légers, concentrés en surface, pour constituer la croûte des continents lunaires.

L'observation de la surface de la Lune, comme de celle des autres astres dits morts du système solaire (Mercure, Mars, Jupiter), montre une étonnante densité de cratères d'impacts qui témoignent de l'intensité passée des bombardements météoritiques. La Terre, planète « vivante » dont la surface est soumise au jeu de la tectonique des plaques, de l'érosion, de la sédimentation, des actions biologiques, ne porte plus guère de traces visibles de ces violents impacts auxquels elle n'échappa évidemment pas durant les premiers temps de son histoire.

Des chocs météoritiques ont cependant continué à se produire au cours du Phanérozoïque ; aussi, malgré les conditions terrestres défavorables à leur conservation, une centaine de structures correspondant à des astroblèmes (cratères d'impacts) ont pu être répertoriées (Fig. 2.1) et certaines, relativement récentes, sont spectaculaires comme le Meteor Crater (Fig. 2.2).



Figure 2.1 – Astroblèmes répertoriés sur les continents.

L'astroblème situé en France est à Rochechouart (Deux-Sèvres) ; il est daté autour de 207 Ma.



Figure 2.2 – Le Meteor Crater en Arizona.

La synthèse des nombreuses données d'observations et de simulations numériques qui confirment les scénarios envisagés permet de récapituler, avec un bon degré de vraisemblance, les débuts du système solaire comme suit :

- Phase de condensation : un nuage originel de gaz et de poussières subit une concentration gravitaire qui provoque une différence thermique entre bordures froides et centre chaud, ce dernier devient le Soleil. Cette phase a duré moins de deux millions d'années.
- Phase d'accrétion : les cristaux se regroupent en ensembles de plus en plus importants, des grains, des planétésimaux (corps de dimensions hectométriques à kilométriques), des planètes. Cette phase correspond à environ dix millions d'années.
- Phase de différenciation : les éléments les plus volumineux (gros astéroïdes et planètes), portés à température élevée par les collisions fondent en se différenciant. Un rôle important est donc désormais accordé aux collisions. Par suite, un récent scénario envisage