

# Chapitre 28

## Échelle stratigraphique et datation absolue

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Caractériser des intervalles de temps
- 2 Établir des coupures dans les temps géologiques
- 3 Dater de manière absolue
- 4 Relier chronologie relative et chronologie absolue

#### ZOOM

- 1 Importance biostratigraphique de quelques taxons
- 2 Datation absolue par les systèmes U/Pb : la courbe Concordia

#### INTRODUCTION

Les études chronologiques ont deux objectifs :

- l'un est de reconstituer l'ordre temporel de différents événements les uns par rapport aux autres : c'est la chronologie relative ;
- l'autre est de donner véritablement un âge chiffré à un événement : c'est la chronologie absolue.

Ces études visent à construire le cadre temporel dans lequel s'inscrivent tous les phénomènes géologiques et dont l'expression la plus commune est l'échelle chronostratigraphique.

- ➔ Quelles sont les méthodes qui fondent chronologies relative et absolue ?
- ➔ Comment conduisent-elles à l'établissement de l'échelle chronostratigraphique ?

### 1 Caractériser des intervalles de temps

#### 1.1 Lithostratigraphie et enregistrement du temps

Dans un empilement sédimentaire, chaque couche ou strate correspond à un intervalle de temps. Le principe de **superposition** fait que toute strate est plus récente que celle qu'elle recouvre. L'ensemble de la formation fournit ainsi un enregistrement composé d'un agencement d'intervalles de temps successifs.

Chaque roche sédimentaire est caractérisée par son **faciès**, défini par l'ensemble de ses caractères lithologiques et paléontologiques. L'analyse des faciès permet d'accéder à la reconstitution des **paléoenvironnements** (faciès marin pélagique, marin littoral, lagunaire, lacustre ou continental) et de suivre leur évolution au cours du temps. C'est ainsi que sont identifiées par exemple transgressions et régressions, qui encadrent la mise en place des nombreuses formations. Ces

variations lithologiques ont été souvent utilisées dans l'établissement d'une échelle des temps géologiques. Cette démarche est celle de la **lithostratigraphie** : les formations tertiaires du bassin de Paris engendrées par de nombreuses oscillations marines ont ainsi été exploitées pour représenter la durée des temps de l'Éocène.

L'une des difficultés importantes est que l'enregistrement du temps peut être incomplet, puisque l'intervalle de temps compris entre la régression et la transgression suivante ne donne lieu à aucun enregistrement en l'absence de sédimentation.

## 1.2 Lithostratigraphie et corrélations temporelles

La définition d'un intervalle de temps à partir d'un ensemble lithologique donné est aisée localement mais pose la question de sa reconnaissance à de plus vastes échelles géographiques. L'établissement des **corrélations** vise à la mise en relation temporelle de formations alors distantes. L'une des situations les plus simples est de suivre les couches d'une région à une autre, ce qui correspond à l'application du principe de **continuité latérale**. Cette méthode ne s'applique cependant qu'à des secteurs limités, avec la réserve que la formation suivie soit partout de même âge : l'avancée progressive d'une transgression par exemple entraîne des dépôts qui n'auront pas le même âge en tout point.

L'établissement de corrélations fondées la lithologie se heurte à des difficultés.

- **Passage latéral de faciès** : pour une même époque, des environnements sédimentaires peuvent différer d'une région à l'autre, générant des dépôts de nature différente et par suite difficiles à corréler.

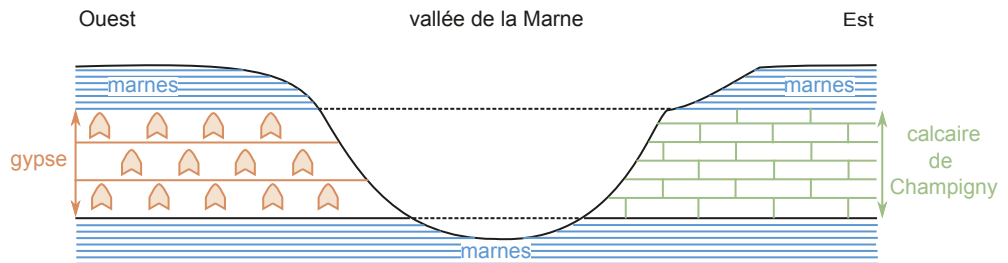


Figure 28.1 Passage latéral de faciès.

Exemple de la région de Meaux (Bassin parisien) : le gypse et le calcaire dit de Champigny sont encadrés par les mêmes couches de marnes, ce qui autorise leur mise en corrélation temporelle (tous deux datés de l'Éocène terminal). Leur nature différente découle alors de l'existence de deux milieux différents à l'époque de leur formation.

- **Variations d'épaisseur** d'une formation d'une région à une autre : un même intervalle de temps peut être représenté d'une région à l'autre par des formations d'épaisseur très différentes, qui traduisent des environnements de dépôt différents. Par exemple dans les Alpes, les formations jurassiques et crétacées sont représentées par plusieurs centaines de mètres de marnes et de calcaires dans les massifs subalpins (Vercors) et réduites à quelques dizaines de mètres vers Briançon.
- **Absence de certaines formations** : **lacunes sédimentaires** qui privent l'enregistrement d'un intervalle de temps. Ainsi dans le bassin de Paris, le Crétacé supérieur repose sur le Crétacé inférieur, mais aussi par endroits directement sur le Jurassique.

Il existe cependant des niveaux lithologiques qui peuvent servir de marqueurs temporels à l'échelle globale comme des niveaux de cendres volcaniques dispersées à l'échelle mondiale et qu'il est possible de dater de manière absolue.

Ces difficultés font apparaître les limites d'une approche fondée uniquement sur la lithologie, ce qui justifie le recours aux informations apportées par les fossiles (biostratigraphie).

Voir TP17

### 1.3 Utilisation des fossiles et biostratigraphie

#### a. Fossiles stratigraphiques et fossiles de faciès

La **biostratigraphie** se fonde sur l'évolution biologique dont le caractère irréversible constitue un chronomètre univoque et sur le principe de l'**identité paléontologique** : deux strates contenant les mêmes fossiles ont le même âge.

Tous les fossiles n'ont cependant pas les mêmes qualités au plan stratigraphique :

- certaines formes présentent peu d'évolution au cours des temps, ce qui rend difficile leur utilisation puisqu'ils caractérisent des intervalles de temps de grande durée ;
- d'autres ont des exigences écologiques particulières qui les restreignent à certains environnements : ce sont les **fossiles** dits **de faciès**, qui peuvent définir des paléobiocénoses, mais dont l'intérêt peut être réduit du fait d'une faible extension géographique ;
- les fossiles les plus intéressants en chronologie relative sont les **fossiles stratigraphiques** qui montrent une grande extension géographique et qui caractérisent un faible intervalle de temps en raison de l'évolution rapide de leur taxon.

#### ZOOM 1

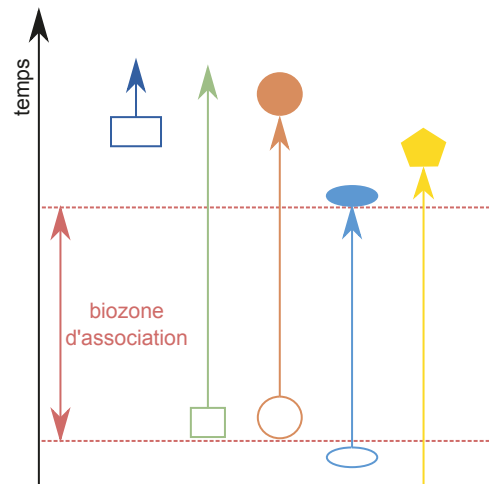
Importance biostratigraphique de quelques taxons

#### b. Définition des biozones

Les **biozones** sont les unités de base de la biostratigraphie et sont définies par des assemblages de fossiles stratigraphiques (figure 28.2). Elles correspondent à des volumes de roche sur le terrain dont le contenu fossilifère, bien identifié et distinct de celui des formations sus- ou sous-jacentes permet de caractériser un intervalle de temps. Il existe différents types de biozones fondées selon les cas, sur l'apparition, la disparition d'espèces ou leur abondance. L'intervalle de temps correspondant à une biozone est une **chronozone**.

Figure 28.2 Un exemple de biozone, définie par une association donnée de fossiles.

Le moment d'apparition d'un taxon est indiqué par un symbole vide ; sa disparition par un symbole plein.



#### c. La chronologie paléontologique

Lorsque les biozones sont établies sur des taxons ayant totalement disparu aujourd'hui, leur datation relative se fonde principalement sur l'utilisation du principe de superposition. Ainsi, le principe de superposition montre ainsi, que partout dans le monde, les couches renfermant des trilobites sont antérieures aux couches contenant des ammonites, avec une absence de coexistence entre les deux ensembles (pourtant tous deux marins) : on déduit de cette observation que les trilobites ont vécu avant les ammonites, ce qui peut permettre de distinguer les temps à trilobites (définis, sur ce critère et d'autres, comme les « temps primaires » ou paléozoïques) et les temps à ammonites (définis, sur ce critère et d'autres, comme les « temps secondaires » ou mésozoïques).

## 2

## Établir des coupures dans les temps géologiques

## 2.1 Les fondements des coupures

Les coupures dans le temps constituent les repères de l'échelle stratigraphique définis à plusieurs niveaux : **étages, époques, périodes** et **ères**.

Les coupures peuvent être de nature lithologique, structurale ou géométrique : les marques des transgressions et régressions ou de certaines phases orogéniques ont été utilisées pour caler certains repères, même si l'existence de ces discontinuités délivre un enregistrement incomplet du temps.

Les principales coupures sont d'ordre paléontologique. L'évolution biologique permet leur reconnaissance dans des ensembles sédimentaires où la sédimentation est reconnue comme continue, ce qui offre l'avantage d'un enregistrement complet du temps.

Dans ces évolutions paléontologiques, certains niveaux se distinguent par des modifications importantes des communautés fossiles, ce qui a conduit à la définition de coupures majeures parfois interprétées comme des crises.

## 2.2 Crises biologiques et repères stratigraphiques

Ces **crises** correspondent à des déclin temporels de la biodiversité, dus à des extinctions en masse avec la disparition géographiquement étendue de nombreux taxons de rang élevé, pendant un temps relativement bref.

Cinq crises majeures ont marqué l'évolution de la biosphère au cours des temps phanérozoïques : Ordovicien terminal, Dévonien supérieur, limite Permien-Trias, limite Trias-Jurassique, limite Crétacé-Tertiaire (figure 28.3).

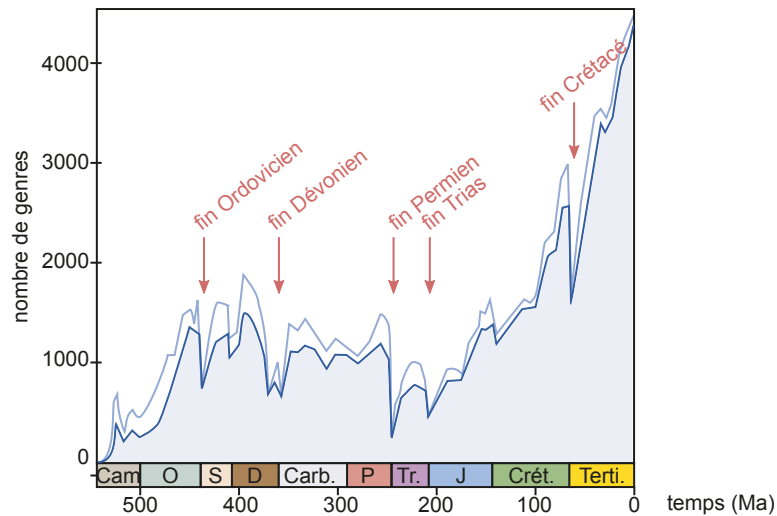


Figure 28.3 Diversité des genres d'animaux marins.

Le graphique est construit sur 84 intervalles de calculs. La courbe du haut prend en compte tous les genres recensés (33 180), la courbe du bas est limitée aux 18 130 genres qui durent au moins deux intervalles de calculs. Extrait de Sepkoski J.J. in Walliser O.H (1996).

La **crise Permo-Trias** (–250 Ma) est la plus importante : elle affecte à la fois les organismes marins et terrestres. On estime que la moitié des familles, les 3/4 des genres et 96 % des espèces marines disparaissent, dont pratiquement tous les coraux ainsi que certains groupes comme les **trilobites**.

Une crise biologique constitue aussi le fondement de la limite **Crétacé-Tertiaire**, avec par exemple la disparition des **ammonites**, des bélemnites et en milieu continental, des dinosaures non aviens.

On notera cependant qu'un certain nombre d'extinctions se produisent graduellement et débutent avant la crise (exemple des bivalves rudistes ou des dinosaures). Parmi les formes planctoniques, les **globotruncanidés** ont permis une biostratigraphie fine du Crétacé supérieur, avant de disparaître.

Dans tous les cas, les causes des crises apparaissent multiples, faisant intervenir activité interne de la Terre et facteurs externes ; sont évoquées les baisses du niveau marin (observées pour toutes les crises), les variations climatiques (refroidissement ou réchauffement), les variations de salinité ou de concentration d'oxygène. Les impacts météoritiques et de grandes manifestations volcaniques (mise en place de trapps) semblent impliqués pour certaines d'entre elles (exemple de la crise Crétacé-Tertiaire).

Chaque crise est suivie par l'apparition de nouvelles espèces qui, avec les taxons survivants, conquièrent les niches écologiques laissées vacantes (exemple des mammifères qui se diversifient après la crise Crétacé-Tertiaire).

### 2.3 Stratotypes et échelle stratigraphique

Les caractères lithologiques et paléontologiques ont conduit à la définition de coupes de référence, susceptibles de représenter chacune une durée et un intervalle de temps particulier. Ces **stratotypes**, dits stratotypes d'unités, ont notamment servi de base à la définition des étages, dont les noms sont souvent dérivés du lieu géographique du stratotype considéré. Ces stratotypes d'unités, souvent fondés sur des caractères lithologiques, peuvent conduire à un enregistrement incomplet du temps et ont été remplacés par des stratotypes de limites.

Un **stratotype de limite** est aujourd'hui choisi dans une série sédimentaire continue et la limite choisie définit la base de l'étage. Cette limite fait alors office de limite supérieure pour les étages sous-jacents (figure 28.4). Après ratification, elle est signalée par un clou d'or encore appelé **GSSP**, *Global Standard Section and Point* ou point stratigraphique global. Les limites retenues sont souvent corrélées avec l'apparition de formes fossiles.



Figure 28.4 Exemple de marquage sur le terrain d'un « clou d'or » (GSSP).

Limite entre deux étages (Sélandien-Thanétiens ; Paléocène) sur la côte basque espagnole.

Un stratotype correspond ainsi à un affleurement désigné comme référence d'un **étage** géologique. Il est aujourd'hui défini par la limite entre deux unités (**stratotype de limite**) qui correspond à un événement particulier souvent de nature paléontologique. Les **étages** sont les unités de base de la chronostratigraphie. Ceux-ci sont regroupés en **époques**, **périodes**, **ères** dont l'ensemble constitue l'échelle stratigraphique internationale.

## Dater de manière absolue

### 3.1 Le principe de la datation radiochronologique

La datation **radiochronologique** repose sur la désintégration radioactive d'un élément père en un élément fils, radiogénique. C'est un chronomètre à évolution univoque.

Si on note  $P$  la quantité d'élément père à l'instant  $t$  alors la vitesse de désintégration ( $dP/dt$ ) est proportionnelle à la quantité ( $P$ ) de l'élément radioactif :  $dP/dt = -\lambda P$

Ce qui conduit, après intégration à  $P = P_0 e^{-\lambda t}$

avec  $P_0$ , la quantité d'élément père à  $t_0$ , moment de la fermeture du système.

$\lambda$  est la constante de désintégration ; elle donne accès à la **période**, ou demi-vie,  $T$  définie comme le temps au bout duquel la moitié de l'élément père initial s'est désintégrée.

$$P = P_0/2 \text{ d'où } 1/2 = e^{-\lambda T} \text{ et } T = \ln 2/\lambda$$

La quantité d'élément fils ( $F$ ) présent dans l'échantillon analysé à l'instant  $t$  est égale à la somme de la quantité d'élément initialement présent à  $t_0$  ( $F_0$ ) et de la quantité d'élément radiogénique ( $F_r$ ) c'est-à-dire issu de la désintégration de  $P$  entre  $t_0$  et  $t$ .

$$F_r = P_0 - P = P_0(e^{\lambda t} - 1) \text{ et } F = F_0 + P_0(e^{\lambda t} - 1)$$

La datation absolue (hors carbone 14) est pratiquée sur des roches magmatiques et métamorphiques et ne concerne généralement pas les roches sédimentaires. Les roches sédimentaires détritiques formées à partir de constituants hérités de roches magmatiques et métamorphiques donneront l'âge de ces dernières.

L'âge obtenu est l'âge à partir duquel la roche ou le minéral datés ne réalisent plus aucun échange avec leur environnement : c'est l'âge de **fermeture** du système isotopique considéré. Pour un **géochronomètre** donné, les températures de fermeture peuvent varier d'un minéral à l'autre. Pour un minéral donné, elles peuvent varier d'une méthode à l'autre. Une mesure isotopique fournit ainsi un **âge apparent** qui dépend des conditions de fermeture des systèmes et du comportement des éléments chimiques dans les matériaux analysés : l'âge apparent ne prend la signification d'un âge géologique qu'après analyse précise de ses conditions d'obtention.

Les transferts des atomes dans les matériaux solides s'effectuent par **diffusion** et sont dépendants de la température. Le refroidissement d'un magma et sa cristallisation entraînent ainsi la fermeture du système représenté par la roche. Une phase de métamorphisme accompagnée de recristallisations provoque l'ouverture des « boîtes » représentées par les minéraux, sans que la composition de la roche totale soit nécessairement modifiée (si le métamorphisme est à composition constante). Dans le cas d'un granite ultérieurement métamorphisé en gneiss, il est ainsi possible de dater l'âge de mise en place du granite (datation sur la roche totale) et l'âge du métamorphisme (datation sur les minéraux néoformés). L'altération, les phénomènes de dissolution suivis de précipitation correspondent à d'autres mécanismes d'ouverture des systèmes et de remise à zéro des compteurs isotopiques.

### 3.2 Les méthodes de datation absolue

La datation absolue requiert la présence de l'élément père et de l'élément fils. Il importe alors de considérer la période des couples utilisés en fonction de l'âge que l'on souhaite estimer.

Si la période est très courte par rapport à l'âge estimé, la datation devient impossible du fait de la disparition totale (ou presque) de l'élément père. Si la période est très longue par rapport à l'âge estimé, la datation devient également impossible du fait de la concentration très faible de l'élément fils au moment de la mesure. De manière générale, l'âge maximal susceptible d'être estimé pour une méthode n'excède pas dix fois la durée de la période.

Les mesures effectuées sont des rapports isotopiques obtenus au spectromètre de masse.

### a. La datation au carbone 14

Le **carbone 14** est produit en permanence dans la haute atmosphère par action des protons du rayonnement cosmique sur l'azote, ce qui donne du carbone 14 et un neutron. Sa période est de **5 730** années, ce qui autorise son utilisation pour des âges allant de 100 à 60 000 ans avec une précision convenable jusqu'à 35 000 ans.

Le géochronomètre démarre lorsque, dans un système donné, le  $^{14}\text{C}$  cesse d'être renouvelé. La fermeture du système peut correspondre soit à la mort d'un organisme, soit à l'isolement d'une masse d'eau océanique lors de son plongement en profondeur.

La datation repose sur la connaissance de  $P_0$  et de  $P$  et sur l'hypothèse d'une teneur constante du réservoir en  $^{14}\text{C}$ . Celle-ci est cependant susceptible de varier (variations de l'activité solaire, combustion de ressources fossiles...) ce qui est montré par les âges divergents mesurés par **dendrochronologie** (comptage des cernes des arbres) et par datation au  $^{14}\text{C}$  avec la teneur actuelle. Pour recalibrer les âges obtenus pour des périodes récentes par radiochronologie et les faire coïncider avec les âges réels des arbres, on a donc établi une courbe de teneur en  $^{14}\text{C}$  atmosphérique au cours du temps.

Les datations au carbone 14 sont utilisées pour la chronologie du Quaternaire (exemples : molécules carbonées des tourbes d'âges inférieurs à 40 000 ans, masses d'eaux,  $\text{CO}_2$  emprisonné dans les glaces).

### b. Les chronomètres des temps anciens : K/Ar et U/Pb

Les âges sont déterminés par les mesures des isotopes père et des isotopes fils. La quantité mesurée d'élément F est cependant la somme de la quantité **radiogénique**, qui est recherchée et de la quantité initiale qui demeure une inconnue dans le système.

- Le **système K/Ar** est fondé sur la désintégration d'un isotope radioactif du potassium, le  $^{40}\text{K}$ , en argon  $^{40}\text{Ar}$  (demi-vie : 1,248 Ga). Pour des mesures réalisées sur des roches ou des minéraux riches en potassium (feldspath potassique, micas...), l'argon formé par désintégration devient très vite bien supérieur à celui piégé initialement et tel que l'on puisse considérer négligeable  $(^{40}\text{Ar})_0$ . Une éventuelle contamination par de l'argon atmosphérique reste par ailleurs de faible importance par rapport à l'argon radiogénique. Ce chronomètre, utilisé aujourd'hui avec des variations (méthode  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ ) permet de mesurer des intervalles de temps compris entre 1 Ma et 4,5 Ga.
- Le **système U/Pb** est utilisé pour la datation de certains minéraux accessoires comme les zircons ( $\text{ZrSiO}_4$ ), souvent inclus dans d'autres minéraux comme des biotites, la désintégration radioactive produisant autour d'eux des auréoles noirâtres. Lors de leur formation, ceux-ci concentrent deux isotopes radioactifs  $^{238}\text{U}$  et  $^{235}\text{U}$  sans incorporer de plomb dans leur réseau cristallin : tout le plomb analysé est donc radiogénique et la mesure des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  donne directement accès à l'âge. Leur signification est discutée dans le diagramme  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) = f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ , dans lequel est tracée la **courbe Concordia**.

Les couples U/Pb ont des périodes très grandes, ce qui autorise la mesure d'âges entre 10 Ma et 4,5 Ga. Les **zircons**, minéraux très résistants, ont fourni les âges les plus anciens avec 4,374 Ga sur des zircons détritiques contenus dans des conglomérats des Jack Hills en Australie. Les roches les plus anciennes datées sur zircon à 4,02 Ga sont les gneiss d'Acasta au Canada.

Dans ces deux systèmes K/Ar et U/Pb, la quantité d'élément fils initial est considérée comme négligeable par rapport à l'élément fils radiogénique, ce qui définit les **systèmes « riches »** (sous-entendu radiogéniquement riches). Dans d'autres systèmes, dits pauvres, il faut appliquer d'autres méthodes prenant en compte l'élément fils initial ( $F_0$ ).

#### ZOOM 2

Datation absolue par les systèmes U/Pb : la courbe Concordia

## 4

## Relier chronologie relative et chronologie absolue

Les relations géométriques entre les formations géologiques permettent d'établir une chronologie relative entre elles. Outre le principe de superposition, sont utilisés les principes de **recouplement** (une structure qui en recoupe une autre lui est postérieure) et d'**inclusion** (une structure totalement enclavée dans une autre lui est antérieure). Cette chronologie relative peut être précisée dans le temps lorsque ces relations géométriques font intervenir des formations magmatiques ou métamorphiques, alors datées de manière absolue.

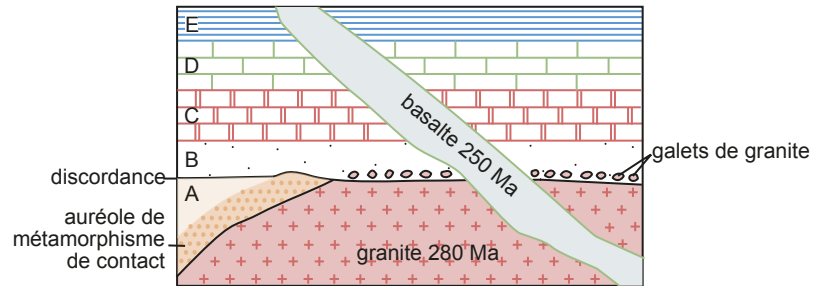


Figure 28.5 Datation relative et datation absolue.

L'auréole de métamorphisme indique que la formation A est antérieure au granite, soit à 280 Ma. L'ensemble B à E est postérieur au granite qu'il contient en galets et sur lequel il repose en discordance, et antérieur au dyke qui le recoupe : son âge absolu est compris entre 280 et 250 Ma.

## ZOOM 1

## Importance biostratigraphique de quelques taxons

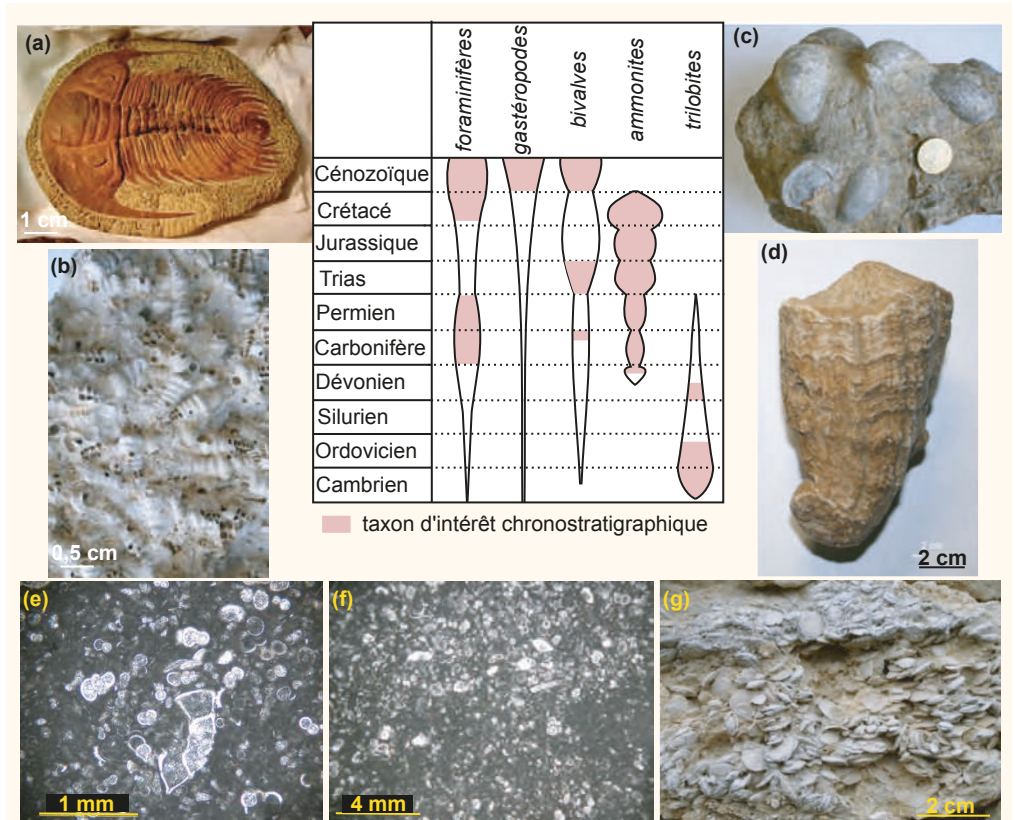
Les fossiles constituent des témoignages précieux utilisés en datation relative (**fossiles stratigraphiques**), ou dans la reconstitution de paléoenvironnements (**fossiles de faciès**).

De nombreux groupes fossiles sont étudiés, correspondant à des taxons plus ou moins importants. Un **taxon** correspond à un ensemble d'organismes constituant un groupe à valeur phylogénétique. La classification repose sur la définition de groupes emboîtés représentant des taxons de rangs différents, classés hiérarchiquement. Un taxon de rang élevé peut ainsi renfermer de nombreux taxons dont les intérêts peuvent être divers au plan géologique.

Les **trilobites (a)** sont des arthropodes marins benthiques ayant vécu uniquement à l'ère primaire et très utilisés dans la stratigraphie du Cambrien.

Les mollusques constituent un embranchement très vaste, comprenant les classes des **gastéropodes**, des **bivalves** et des **céphalopodes**. Les gastéropodes se sont particulièrement diversifiés au Cénozoïque et sont à l'origine de certains calcaires coquilliers, à l'image des calcaires à cérithes (**b**). Les bivalves sont aussi des fossiles très fréquents : certains d'entre eux sont de bons marqueurs stratigraphiques, comme *Gryphea arcuata*, (**c**) huître du Jurassique inférieur. D'autres ont à la fois un intérêt stratigraphique et de faciès, comme les rudistes (**d**) : ces gros lamellibranches se sont développés dans les environnements récifaux du Jurassique et du Crétacé, avant de disparaître à la limite Crétacé-Tertiaire.

Les céphalopodes fossiles sont notamment représentés par les **ammonoïdés** (figure TP 21.1), groupe apparu au Dévonien mais qui connaît son expansion avec les **ammonites** (plus de 10 000 espèces reconnues) très utilisées pour la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé et dont la disparition est un marqueur de la limite Crétacé-Tertiaire.



Dans l'ensemble des foraminifères, on retiendra :

- les globotruncanidés (e) et les globigérinidés (f), foraminifères planctoniques : les globotruncanidés sont développés au Crétacé supérieur et disparaissent à la limite Crétacé-Tertiaire.
- les nummulitidés (g), foraminifères benthiques, particulièrement abondants à l'Éocène (calcaire à nummulites du bassin de Paris) ;

## ZOOM 2

### Datation absolue par les systèmes U/Pb : la courbe Concordia

Les systèmes **uranium-plomb** utilisent les désintégrations  $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ . Les éléments père et fils sont de même nature mais les constantes de désintégration des deux systèmes  $\lambda_{238}$  et  $\lambda_{235}$  sont différentes.

Les mesures sont effectuées sur des minéraux riches en uranium comme les **zircons**, dans lesquels la teneur en plomb initiale est négligeable. Les mesures des rapports isotopiques fournissent ainsi deux valeurs pour l'âge, telles que :

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \text{ et } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

soit :

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( 1 + \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right) \quad \text{et} \quad t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left( 1 + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)$$

### Construction de la courbe Concordia

On peut alors se fixer une valeur de  $t$  et rechercher pour celle-ci quelles seraient les valeurs respectives des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Ceci fournit un point indexé en temps dans le diagramme ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) =  $f(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ .

L'opération peut être répétée pour différentes valeurs de  $t$ . L'ensemble des points obtenus dessine une courbe graduée en temps appelée **courbe Concordia**. Elle correspond aux lieux géométriques des âges concordants.

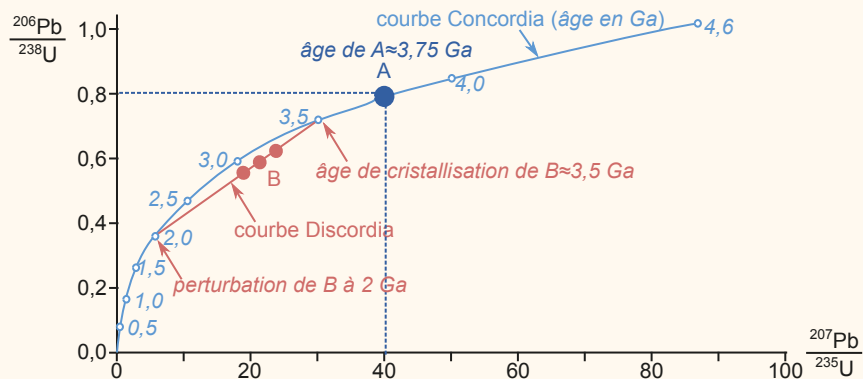
### Utilisation de la courbe Concordia

Deux cas peuvent se présenter :

**1** - Des mesures des deux rapports effectués sur des zircons peuvent conduire à un point situé sur la courbe Concordia : les rapports sont concordants et la graduation de celle-ci fournit alors l'âge de cristallisation de ces zircons (exemple de l'échantillon A).

**2** - Les mesures donnent des points situés hors de la courbe : les rapports sont discordants. Des points situés sous la courbe (situation la plus fréquente) indiquent une perte de plomb, ce qui implique une réouverture du système après cristallisation et donc une perturbation du système. Les mesures obtenues sur des zircons cogénétiques s'alignent sur une droite qui intersecte la Concordia en deux points. Cette droite est la Discordia. Selon le modèle Wetherill, l'intersection haute détermine l'âge de la cristallisation et l'intersection basse l'âge de la perturbation endurée. La signification géologique de cette intersection basse est parfois difficile à corréler avec d'autres observations géologiques et elle fait l'objet de discussions dans d'autres modèles.

Les zircons, minéraux très résistants, peuvent avoir enregistré une longue histoire, avec des épisodes successifs révélés par une zonation des cristaux et qu'il est aujourd'hui possible d'analyser.



Exemples d'exploitation des courbes Concordia et Discordia pour les systèmes  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ .

# Réviser

## Résumé

L'échelle chronostratigraphique vise à constituer une échelle mondiale de référence présentant un déroulement complet des temps géologiques. Ceux-ci sont divisés en unités superposées, elles-mêmes subdivisées en sous-unités, correspondant à des intervalles de temps de durée variable (ères, périodes, époques, étages). Ces coupures dans les temps se fondent sur des critères lithologiques (lithostratigraphie) mais utilisent très largement les informations paléontologiques (biostratigraphie). La construction de l'échelle repose donc d'abord sur des principes de chronologie relative, ordonnant dans le temps des formations ou des événements, sans que leurs âges soient chiffrés. L'échelle est alors calée dans le temps par des âges numériques, dont l'obtention correspond à la datation absolue.

# S'entraîner

## QCM de connaissances

Indiquez si les propositions suivantes sont exactes :

- a. Deux roches de même âge ont toujours le même faciès.
- b. Les trilobites disparaissent lors de la crise permo-trias.
- c. Le carbone 14 est un bon chronomètre pour déterminer l'âge des zircons.
- d. Un rapport isotopique fournit toujours l'âge réel de la roche.

## QCM à partir de documents

Un complexe plutonique est intrusif dans un encaissant constitué de schistes et de gneiss. Des échantillons de l'encaissant sont prélevés à des distances croissantes du contact avec le pluton. Les minéraux de ces échantillons sont isolés et on mesure leurs âges apparents par trois chronomètres différents, la méthode K/Ar la méthode Rubidium-Strontium (Rb/Sr) et la mesure des rapports isotopiques du plomb (figure 28.6).

Choisissez la (ou les) réponse(s) correcte(s) :

- a. L'âge de l'intrusion est de l'ordre de 50 millions d'années.
- b. La formation de l'encaissant est datée vers 1 200 millions d'années.
- c. L'âge de formation de l'encaissant dépend de la distance à l'intrusion.
- d. L'âge obtenu par un radiochronomètre donné ne dépend pas de la nature des minéraux analysés.
- e. La sensibilité à la température des différents systèmes radiochronologiques est constante pour un minéral donné.

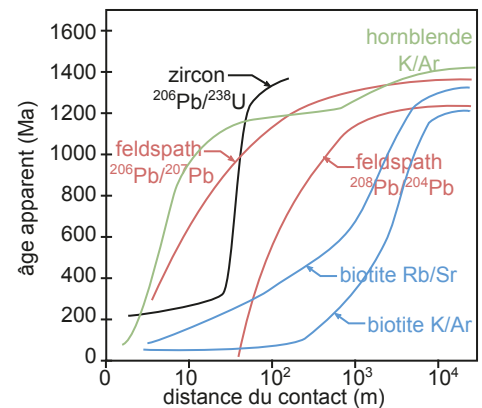


Figure 28.6 Résultats de la datation absolue de différents échantillons d'un encaissant.

# Quelques méthodes de datation

## Activités pratiques

### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Biozones à ammonites et informations stratigraphiques
- 2 Chronologie relative et absolue

### INTRODUCTION

La reconstitution d'une histoire géologique se fonde sur un ensemble d'informations permettant l'établissement d'une chronologie. Certaines découlent des analyses paléontologiques qui fournissent aussi des indications sur les paléoenvironnements. L'analyse des relations entre formations donne accès à une chronologie relative que précisent les datations absolues.

➔ Comment exploiter cette diversité d'informations pour reconstituer le cadre temporel d'une histoire ?

### 1 Biozones à ammonites et informations stratigraphiques

L'étude des ammonites fonde la définition de nombreuses biozones au Jurassique et au Crétacé qu'il a été possible de dater par mise en relation avec d'autres informations issues de la chronologie absolue.

L'analyse des biozones permet :

- a- de comparer les logs en permettant l'établissement de corrélations temporelles régionales ;
- b- d'accéder à certaines conditions de sédimentation de chacun des milieux ;
- c- d'intégrer l'ensemble des informations dans une reconstitution régionale des milieux.

L'exploitation de la [figure TP21.1](#) fournit ainsi les informations suivantes :

a- L'Oxfordien est représenté par 3 (Crottenay) ou 2 (Larrey) biozones : les corrélations montrent que la biozone à *mariae* manque en Bourgogne, ce qui traduit une sédimentation discontinue (hiatus ou **lacune**) de sédimentation.

b- La connaissance des durées des biozones et de leur épaisseur permet d'estimer des taux de sédimentation, variables d'une biozone à l'autre :

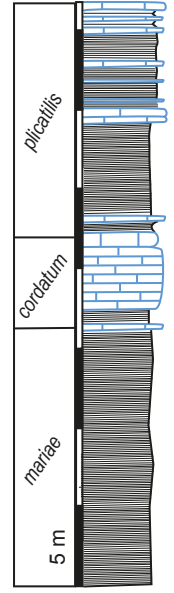
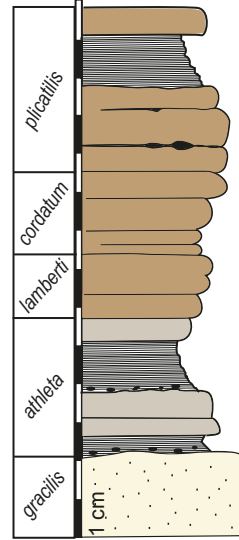
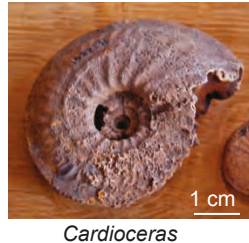
	<i>mariae</i>	<i>cordatum</i>	<i>plicatilis</i>
Larrey		2,1/1 = 2,1 cm/Ma	4,3/1 = 4,3 cm/Ma
Crottenay	16/0,6 = 26,6 m/Ma	5,7/1 = 5,7 m/Ma	14/1 = 14,1 m/Ma

c- À l'Oxfordien, les deux milieux sont très différents : la coupe de Bourgogne présente des taux de sédimentation très faibles associés à des hiatus alors que la coupe du Jura est une série avec des taux de sédimentation beaucoup plus élevés.

La nature des fossiles traduit des environnements marins mais dont les caractères étaient très différents au plan de la subsidence du bassin et/ou des apports et de la production sédimentaires.

Biozones à ammonites  
du Callovo-Oxfordien (Jurassique)

étage	âge (Ma)	biozones à ammonites
Oxfordien	156	<i>Epipeltocheras bemammatum</i>
	157	<i>Per. bifurcatus</i>
	158	<i>Gregoruceras transversarium</i>
	159	<i>Perisphinctes plicatilis</i>
	160	<i>Cardioceras cordatum</i>
	161	<i>Quenstedtoceras mariae</i>
Callovien	162	<i>Quenstedtoceras lamberti</i>
		<i>Pelto. athleta</i>
		<i>Ery. coronatum</i>
	163	<i>Rein. anceps</i>
	164	<i>Macrocephalites gracilis</i> <i>Bull. bullatus</i>



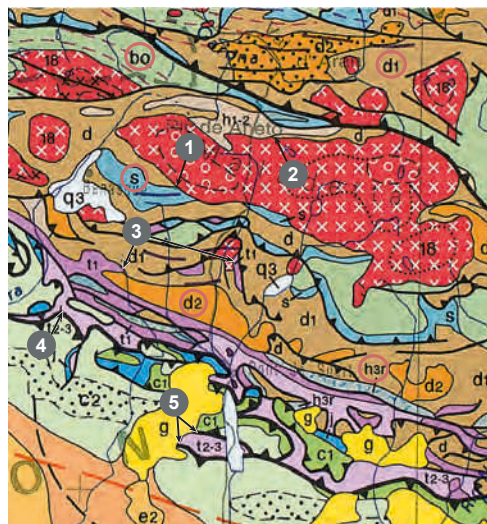
**Figure TP21.1** Biozones à ammonites définies dans le Callovo-oxfordien, étages d Jurassique et logs stratigraphiques de deux séries sédimentaires observées en Bourgogne (log de Larrey en Côte d'Or) et dans le Jura (log de Crotenay).

L'échelle verticale est indiquée en bas des logs. Ces formations renferment des ammonites dont les noms d'espèces sont indiqués.

## 2 Chronologie relative et absolue

Voir TP 17 et rabat de couverture 3

La carte géologique au millièmième comprend de nombreuses informations qui permettent d'établir des chronologies et par suite, de reconstituer une histoire. Ces informations peuvent être des datations absolues, indiquées par la numérotation des granites dont l'âge est porté dans la légende de la carte. Elles peuvent aussi permettre l'établissement d'une chronologie relative d'événements géologiques par l'étude des relations géométriques entre les formations et les structures.



**Figure TP21.2** Extrait de la carte au millièmième ; secteur des Pyrénées (massif granitique de la Maladeta).

La légende de la carte est donnée dans les rabats de couverture 2 et 3.

❶ Les terrains les plus anciens sont sédimentaires et d'âges protérozoïque et paléozoïque : bo (Briovérien - Ordovicien), s (Silurien), d, d1 et d2 (Dévonien) et h1-2 (Carbonifère). La distribution des affleurements, allongés dans une direction est-ouest avec des alternances symétriques, suggère une structure plissée (anticlinal à cœur de Silurien), dont l'âge serait alors post h1-2.

❷ Les granites numérotés 18 sont datés entre 335 et 300 Ma, ce qui correspond à la fin de l'orogénèse varisque ou hercynienne (fin du Carbonifère).

À partir des seules informations fournies par la carte, deux hypothèses peuvent être formulées quant aux relations entre les terrains paléozoïques et les granites : granites intrusifs dans un encaissant paléozoïque ou formations paléozoïques reposant en discordance sur le granite.

Les datations reconnues conduisent à la première hypothèse. En l'absence de toute datation, cette hypothèse pourrait être argumentée sur le terrain par l'observation d'une auréole de métamorphisme et qui serait alors reportée sur une carte plus détaillée.

❸ Le Trias apparaît en discordance angulaire sur les formations paléozoïques et sur le granite, ce qui atteste d'une phase d'érosion entre le Carbonifère et le Trias.

❹ Les terrains mésozoïques (t : Trias, j : Jurassique ; c : Crétacé) sont déformés et affectés par des chevauchements, dont l'âge est post-c2 (c2 étant le terrain le plus récent affecté par un chevauchement).

❺ Cette phase de déformation est anté-oligocène, puisque les terrains oligocènes recouvrent les chevauchements et reposent en discordance sur la série mésozoïque déformée.

### 3

## Reconstituer une histoire à partir d'un schéma structural

On se reportera au schéma structural établi sur la carte de Falaise à 1/50 000, [figure TP15.16](#)

Ce schéma structural a conduit à identifier différents ensembles.

Les terrains briovériens : ceux-ci montrent de nombreux plis d'axe NE-SW ce qui atteste d'une phase de déformation. Les terrains paléozoïques ne sont pas affectés par ces plis et reposent en discordance angulaire sur les terrains briovériens ; la phase de plissement identifiée dans le Briovérien est antérieure au terrain paléozoïque le plus ancien reposant en discordance et qui est du Cambrien. Cette phase tectonique est donc d'âge protérozoïque. L'intrusion granodioritique est entourée d'une auréole de métamorphisme marquant les terrains briovériens : elle est donc postérieure à ceux-ci et s'est donc mise en place en profondeur dans un encaissant briovérien. Des terrains paléozoïques du Cambrien reposent en discordance sur la granodiorite et ne sont pas affectés par le métamorphisme. Ils sont postérieurs à la mise en place de l'intrusion. La présence de ces terrains sédimentaires en contact normal sur une roche plutonique suppose la mise à l'affleurement de celle-ci avant leur dépôt et donc une phase d'érosion. Les terrains paléozoïques montrent des plis d'axe ONO-ESE : ils ont donc subi une phase de plissement postérieure à la couche récente affectée par le plissement et qui est d'âge ordovicien (o3). Ces plis ne subsistent qu'à l'état de synclinaux, les anticlinaux ayant été érodés. Les terrains secondaires du Trias et du Jurassique apparaissent horizontaux : ils reposent en discordance angulaire sur les terrains protérozoïques et paléozoïques et se sont déposés après érosion de ceux-ci. La chronologie globale peut donc être reconstituée :

- dépôt des terrains briovériens, de nature sédimentaire (flyschs) ;
- déformation des terrains briovériens et mise en place de l'intrusion granodioritique ;
- érosion et dépôt des formations paléozoïques, la plus ancienne étant cambrienne ;
- nouvelle phase de déformations marquant les formations paléozoïques ;
- érosion et dépôt des formations secondaires.

La première phase de déformation est donc protérozoïque : elle se rattache à l'orogénèse cado-mienne ; la seconde est post-ordovicienne : on montre par d'autres affleurements qu'elle se rattache à l'orogénèse hercynienne.

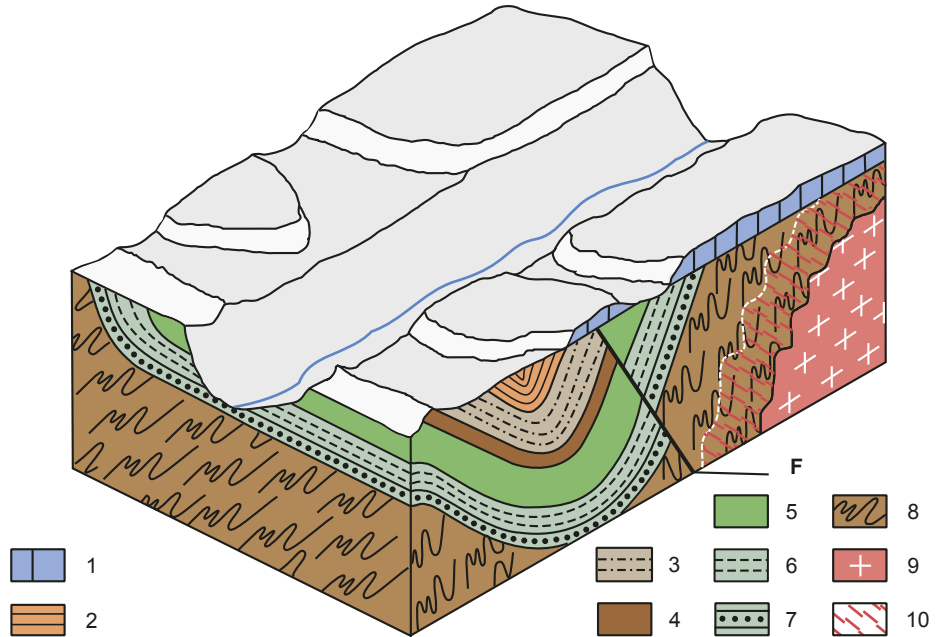
La granodiorite a été datée de manière absolue (méthode Rb/Sr) à  $580 \pm 10$  Ma et permet de préciser dans le temps l'âge des événements. Cette datation absolue conforte l'interprétation de la chronologie relative, fondée sur l'analyse des relations géométriques entre les différents ensembles identifiés.

La photographie (figure TP21.3) représente le front d'une carrière à May-sur-Orne, dans la région de Falaise au sud de Caen. Les calcaires jurassiques horizontaux reposent sur les grès cambriens déformés et redressés (pendage d'environ  $45^\circ$  vers la droite). Cette photographie correspond à une discordance angulaire et argumente l'une des étapes de la chronologie établie ci-dessus : il s'agit ici de la discordance varisque faisant reposer les terrains secondaires non déformés sur les terrains primaires plissés.



**Figure TP 21.3** Discordance varisque à May-sur-Orne (flanc sud du synclinal de May-sur-Orne, le pendage des calcaires cambriens étant orienté vers le nord).

L'ensemble des informations acquises sur les cartes géologiques de la région de Falaise (cartes de Condé-sur-Noireau, de Falaise et de Bayeux - Courseulles-sur-mer) peut alors conduire à la construction d'un bloc-diagramme synthétique à l'image de celui présenté dans la figure TP21.4.



**Figure TP21.4** Bloc-diagramme synthétique des confins Massif armoricain/Bassin parisien dans la région de Falaise/May-sur-Orne (Basse Normandie).

(D'après <http://www.svt.acversailles.fr/archives/docpeda/classesdeterrain/Excursion/accueil.htm#reconstitution>).

1 : Trias-Jurassique, 2 : Silurien, 3 : Ordovicien supérieur, 4 : Ordovicien moyen, 5 : Ordovicien inférieur (« grès armoricains »), 6-7 : Cambrien (6 : argillites, 7 : conglomérat), 8 : Briovérien (schistes), 9 : granite, 10 : auréole de métamorphisme de contact, F : faille.