



Géosphères

Coordonné par **Maurice Pagel**

**Jocelyn Barbarand,
Daniel Beaufort,
Cécile Gautheron
et Jacques Pironon**

Bassins sédimentaires

Les marqueurs de leur histoire thermique

Collection Géosphères
dirigée par Patrick De Wever

Bassins sédimentaires

Les marqueurs de leur histoire thermique

Maurice Pagel (Coordonnateur)

Jocelyn Barbarand, Daniel Beaufort,
Cécile Gautheron et Jacques Pironon

Imprimé en France
ISBN : 978-2-7598-1111-3

Tous droits de traduction, d'adaptation et de reproduction par tous procédés, réservés pour tous pays. La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, 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 intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du code pénal.

© EDP Sciences 2014

Sommaire

Avant-propos	7
Chapitre 1 • Les marqueurs inorganiques (minéraux) et organiques	9
<i>par Maurice Pagel</i>	
Introduction.....	9
1.1 L'évolution diagénétique dans les bassins sédimentaires.....	10
1.2 La démarche pour la reconstitution de l'histoire thermique des bassins..	13
1.3 Les indicateurs thermiques inorganiques dans les sédiments.....	17
1.4 Les indicateurs thermiques organiques dans les sédiments.....	35
1.5 Les chronomètres.....	42
1.6 La datation indirecte de l'âge de dépôt d'un minéral.....	47
1.7 Les cinétiques d'évolution des marqueurs minéraux et organiques	48
1.8 Des voies nouvelles	49
1.9 Le problème de la détermination de la pression	52
1.10 Flux de chaleur, gradient géothermique, conduction, convection.....	52
1.11 Exemple de reconstitution de l'histoire thermique d'une paléomarge à partir d'une approche multi-technique.....	55
1.12 Incertitudes sur les histoires thermiques.....	59

Conclusion.....	60
Remerciements.....	62
Références bibliographiques	62

Chapitre 2 • Les minéraux argileux..... 73
par Daniel Beaufort

Introduction.....	73
2.1 Les argiles dans la diagenèse.....	75
2.2 La dickitisation des grès.....	88
2.3 L'illitisation des grès.....	103
2.4 La chloritisation des grès.....	110
Conclusion.....	119
Remerciements.....	120
Bibliographie.....	120

Chapitre 3 • Les inclusions fluides : indicateurs thermobarométriques 127
par Jacques Pironon

Introduction.....	127
3.1 Préparation des échantillons et pétrographie des inclusions fluides.....	131
3.2 Inclusions aqueuses.....	135
3.3 Inclusions hydrocarbonées	139
3.4 Applications aux cas naturels où inclusions aqueuses et hydrocarbonées coexistent.....	146
Remerciements.....	150
Bibliographie.....	150

Chapitre 4 • Les traces de fission 155
par Jocelyn Barbarand

Introduction.....	155
4.1 Principe	156
4.2 Historique	156
4.3 Protocole analytique	158
4.4 Les mesures	160
4.5 Méthode d'analyse et erreur	162
4.6 Facteurs contrôlant la densité des traces de fission.....	164
4.7 Modélisation : inversion des données.....	170
4.8 Principales utilisations	172
4.9 Développements.....	176
4.10 Exemple d'application. Évolution d'un bassin intracontinental : le Bassin de Paris.....	177

Remerciements.....	179
Bibliographie.....	179
Chapitre 5 • La méthode (U-Th)/He sur apatite	187
<i>par Cécile Gautheron</i>	
Introduction.....	187
5.1 Principe et théorie de la méthode (U-Th)/He	189
5.2 Thermochronologie $^4\text{He}/^3\text{He}$	200
5.3 Méthodologie : analyse (U-Th)/He sur apatite.....	200
5.4 Modélisation et inversion des données (U-Th)/He	204
5.5 Reconstitution de l'histoire thermique avec les données Hélium	205
5.6 Exemples d'applications de l'(U-Th)/He sur apatite dans les bassins sédimentaires	207
Remerciements.....	212
Bibliographie.....	212
Index	223

Vj ku'r ci g'kpvgpvkqpcmf 'ighv'dnc pm

Avant-propos

La Terre est le livre où le géologue apprend à lire ... l'histoire de la Terre. De même qu'un livre de chinois n'est pour la plupart d'entre nous qu'un bloc de cellulose gris clair, les sédiments et les roches ne sont pour la plupart de nos contemporains que de la boue et des cailloux. Les géologues lisent et relisent les sédiments, ou les roches et leur contenu. On peut y décrypter le fonctionnement de la Terre. Ainsi, il apparaît rapidement que la Terre, la nature, représentent un ensemble caractérisé avec des interactions à toutes les échelles de temps et d'espace qui s'inscrivent dans des dimensions de temps spécifiques à la géologie. On peut dès lors considérer que la planète est un ensemble de systèmes reliés entre eux, de sphères interagissantes.

Un de ces systèmes concerne les bassins sédimentaires, lieux où s'accumulent des informations qui évolueront au cours du temps, ne serait-ce que parce la température change. Pour reconstituer l'histoire de ces changements il est fait appel à des techniques qui ont beaucoup évolué récemment.

Cette présentation est faite ici par un éventail de cinq spécialistes qui sont intervenus dans le cadre d'une présentation globale du sujet devant des ingénieurs et des enseignants à l'université de Paris-Sud en 2011 lors d'un séminaire de formation continue.

Le coordonnateur, Maurice Pagel, est Professeur émérite à l'université de Paris-Sud, et membre de l'UMR CNRS-UPS IDES (Interactions et Dynamique des

Environnements de Surface). Ses recherches portent sur la diagenèse des bassins sédimentaires, leur histoire thermique, la métallogénie de l'uranium, le stockage des déchets nucléaires et les minéraux à U-Th-ETR.

Jocelyn Barbarand est professeur à l'Université Paris-Sud et membre de l'UMR CNRS-UPS IDES (Interactions et Dynamique des Environnements de Surface). Spécialiste des traces de fission dans l'apatite, ses travaux de recherche concernent l'évolution thermique des socles et des bassins en contexte intraplaque.

Daniel Beaufort est professeur de géologie à l'Université de Poitiers et membre de l'Institut de Chimie des Milieux et Matériaux de Poitiers (IC2MP). Pétrographe des roches altérées et minéralogiste des argiles, ses travaux scientifiques portent sur l'archivage de l'évolution des grands systèmes d'altération de la croûte terrestre dans les minéraux argileux et plus particulièrement dans les propriétés du cristal.

Cécile Gautheron est maître de conférences à l'Université Paris-Sud et membre de l'UMR CNRS-UPS IDES (Interactions et Dynamique des Environnements de Surface). Ses travaux de recherche visent à quantifier l'histoire thermique et l'exhumation finale des roches du socle et des bassins de la croûte continentale dans des contextes de chaînes actives et de domaines intraplaques par l'utilisation de la thermochronologie (U-Th)/He sur apatite.

Jacques Pironon est directeur de recherche au CNRS et Directeur du laboratoire GeoRessources, UMR du CNRS, de l'Université de Lorraine et du CREGU. Il développe une recherche sur les fluides de bassin et la diagenèse des environnements carbonatés et silicoclastiques. Son domaine d'expertise couvre les interactions fluide-roche des milieux superficiels (réservoirs et roches-mères de pétrole et de gaz, stockages souterrains de CO₂ et de gaz acides, stockages de déchets radioactifs).

Patrick De Wever

Directeur de la collection « Géosphères »

Les marqueurs inorganiques (minéraux) et organiques

Maurice Pagel

Introduction

L'objectif de cette synthèse sur la reconstitution de l'histoire thermique des bassins sédimentaires est de présenter une panoplie exhaustive des différents marqueurs minéraux et organiques qui permettent de reconstruire cette histoire. Les évolutions syn- ou immédiatement post-dépôt ne seront pas traitées pour se focaliser sur les histoires thermiques qui intéressent les domaines pétroliers, gaziers, miniers ou le stockage profond. Ces dernières apportent des éléments importants pour les reconstitutions géodynamiques des bassins ou les transferts de fluides entre les différents réservoirs. Dans la littérature internationale, l'ouvrage de Naeser et McCulloh « *Thermal History of Sedimentary Basins* » publié en 1989 couvre le même domaine de connaissances mais, depuis, de nouvelles méthodes géothermiques, chronothermométriques et chronométriques sont apparues et certaines ont été perfectionnées. Toutefois, un ouvrage récent, plus spécialisé, sur la thermochronologie basse température (Reiners et Ehlers, 2005) mérite d'être mentionné. Enfin, lors de la rédaction de ce livre, une nouvelle collection d'articles sur l'analyse de l'histoire thermique des bassins sédimentaires a été publiée par Harris et Peters (2013).

De nos jours, la modélisation a pris une grande place dans la reconstitution de l'histoire thermique des bassins. Pour qu'il n'y ait pas d'ambiguïté, il est précisé que

l'objectif de cette synthèse n'est pas de présenter les différents types de modélisation mais de focaliser sur les données obtenues par les marqueurs inorganiques et organiques qui sont à prendre en compte dans la modélisation. Dans la mesure où cela est possible, les domaines d'application de ces méthodes seront précisés avec leurs limites et leur précision. Il est également nécessaire de préciser que cette synthèse ne portera pas sur l'évolution thermique en fonction du type de bassin.

Cette reconstitution fait partie de ce qui est appelé communément la diagenèse. Il est donc nécessaire de définir d'abord les différents termes utilisés pour préciser le degré d'évolution d'une roche sédimentaire, leur utilisation dans la littérature n'étant pas toujours homogène.

1.1 L'évolution diagénétique dans les bassins sédimentaires

La **diagenèse** comprend toutes les transformations physiques, chimiques ou biologiques qui se produisent dans les sédiments et qui débent immédiatement après leur dépôt (Berner, 1980) pour se prolonger jusqu'à aujourd'hui. Elle n'inclut pas l'altération superficielle (*weathering*). C'est cette acception très large de la diagenèse qui sera retenue dans cette synthèse. L'expression « altération hydrothermale » ne sera pas utilisée car elle conduit à trop de confusion. Il est préférable de parler de fluides internes à la formation sédimentaire ou de fluides externes, généralement en déséquilibre thermique avec l'encaissant, en spécifiant l'origine des fluides. Dans le domaine de la paléontologie, un terme particulier a été créé par Efremov en 1940 pour tous les processus qui interviennent après la mort d'un organisme jusqu'à sa fossilisation, c'est la **taphonomie**. Le domaine de la diagenèse passe, lorsque la température augmente, à une zone de transition assez floue appelée, l'**anchimétamorphisme** où les textures et structures sédimentaires sont généralement conservées, ce qui correspond au stade où toutes les illites sont de polytype 2M (voir la définition page 21) et où en présence de matériel volcanique l'assemblage prehnite/pumpellyite apparaît, avant d'arriver dans la zone métamorphique.

C'est durant la diagenèse qu'une roche indurée est produite à partir d'un sédiment meuble. Les principaux mécanismes sont la bioturbation, la compaction, la recristallisation, la dissolution, le remplacement, l'authigenèse et la cimentation. L'authigenèse et la cimentation sont deux termes invoquant le même processus mais à des intensités variables. Si des petits cristaux se forment dans le sédiment, le terme **d'authigenèse** est utilisé. Si ces cristaux occupent tout ou une grande partie de l'espace poreux, ils constituent un **ciment**.

Toutes les réactions diagénétiques, avec des cinétiques qui peuvent être variables, concourent à établir un équilibre textural et géochimique du sédiment avec son environnement. Les paramètres qui sont en jeu sont : composition des sédiments, pression, température, composition et nature des fluides dans les pores, taille des grains, porosité, perméabilité, volume des fluides, redox, pH, etc.

La diagenèse peut être subdivisée en trois domaines : la diagenèse précoce ou **éogénèse**, la diagenèse profonde ou **mésogénèse** et la diagenèse tardive ou **télogénèse**.

L'**éogénèse** ou diagenèse précoce correspond à toutes transformations chimiques, physiques et biochimiques qui se produisent lors du dépôt des sédiments et leur enfouissement tout le temps que la chimie des fluides est contrôlée par l'environnement de dépôt, les eaux porales restant en connexion avec les eaux de surface. Le moteur principal de la diagenèse précoce est la dégradation de la matière organique ce qui induit de forts gradients redox. Dans le cas des sédiments carbonatés ou argileux, l'éogénèse se produit de la surface jusqu'à plusieurs dizaines de mètres sous la surface avec compaction, réarrangement des grains, bioturbation et sera très différente en milieu marin et milieu continental où les conditions redox seront différentes. Dans les grès très poreux, Morad *et al.* (2000) proposent de limiter la zone éogénétique en fonction de la température, 30 à 70 °C, et la profondeur, un à deux kilomètres. Le passage de l'éogénèse à la mésogénèse est mal défini. Probablement, la meilleure définition est celle de Worden et Burley (2003) qui situe les processus éogénétiques dans la zone où les sédiments sont proches de la surface et en communication avec les eaux de surface.

La **mésogénèse** ou diagenèse profonde est liée aux interactions fluides-minéraux sans influence des agents de surface que ce soit en système poreux ou en système fracturé. Toutefois, l'origine des eaux profondes peut être de nature météoritique avec infiltration en bordure de bassin. Les évolutions minéralogiques et organiques pendant la mésogénèse sont le résultat des transformations, d'une part liées à l'enfouissement (la diagenèse d'enfouissement) et d'autre part résultant des interactions fluides-minéraux liées à des circulations en liaison avec des événements géodynamiques (la diagenèse ponctuée, Morton, 1985). Certains paramètres comme les indices organiques évoluent régulièrement avec la profondeur alors que la datation des ciments donne des âges distincts et bien définis pour différents minéraux. Il est donc nécessaire d'envisager d'une part, une diagenèse progressive qui dépendra des caractéristiques minéralogiques, géochimiques, pétrophysiques des dépôts sédimentaires et du gradient géothermique et d'autre part, d'une diagenèse ponctuée qui fera suite à des circulations de fluides dans les pores ou par des fractures qui nécessitent des événements géodynamiques, tectoniques et géomorphologiques.

La **télogénèse** est liée à l'inversion structurale des bassins sédimentaires avec l'infiltration d'eaux météoriques, oxydantes dans les zones de recharge, en bordure des bassins et le remplacement des eaux porales des sédiments. Ces transformations sont localisées près des surfaces d'érosion et d'altération, notamment dans les zones fracturées mais elles peuvent être plus envahissantes comme dans le Bassin de Paris où elles induisent une forte baisse de la porosité dans les formations calcaires de l'Oxfordien (Buschaert *et al.*, 2004).

Il est préférable d'utiliser le terme télogénèse uniquement pour la dernière inversion, donc la plus récente, même si plusieurs inversions se sont produites lors de l'histoire géodynamique du bassin.

Les spécialistes des matières organiques utilisent le terme **diagenèse organique** pour des transformations dans un domaine de températures et donc de

profondeurs, plus restrictif correspondant essentiellement en une perte en oxygène. Il est nécessaire, au préalable, de définir le terme de kérogène, composé organique présent dans une roche qui dérive de l'évolution de la matière organique sédimentaire. La **catagenèse** correspond à la transformation du kérogène en huile et la **métagenèse** à la transformation en gaz. Les correspondances entre les différents termes utilisés en diagenèse inorganique et organique sont données dans la figure 1.1.

Profondeur (km) 30°C/km	t°C	minéral	organique	R ₀
		EOGENESE	DIAGENESE ORGANIQUE	
2,3	80	DIAGENESE MINERALE	----- huile	0,5
3			CATAGENESE gaz humide	
3,6	120		-----	2
		MESOGENESE	METAGENESE gaz sec	
6,7	200 250	----- ANCHI-METAMORPHISME		4

Figure 1.1 Correspondance entre les différents termes utilisés dans les domaines des minéraux et des matières organiques en fonction de la profondeur et donc de la température. Les différentes zones sont situées en profondeur pour un gradient géothermique moyen de 30 °C/km et une température de surface de 10 °C. La valeur du pouvoir réflecteur de la vitrinite R₀ est issue des travaux de Tissot et Welte (1984). R₀ est la réflectance de la vitrinite obtenue avec un objectif à huile. Les limites de température sont indicatives puisque l'évolution de la matière organique dépend de la température et du temps.

La reconstitution de l'histoire thermique des bassins est indispensable pour relier les événements de diagenèse avec la géodynamique globale, l'enfouissement, l'érosion, les circulations de fluides, la tectonique, donc de situer dans le temps les épisodes minéralisateurs. Elle est de plus utile pour comprendre comment les roches ont acquis leurs propriétés pétrophysiques actuelles. Elle permet également d'obtenir des informations uniques en prospection minière et en exploration pétrolière.

1.2 La démarche pour la reconstitution de l'histoire thermique des bassins

Avec la plupart des géothermomètres basés sur les matières organiques et les minéraux (pouvoir réflecteur de la vitrinite [PRV]), température de pyrolyse Rock-Eval [Tmax], analyse des biomarqueurs, indice d'altération thermique [TAI], traces de fission dans l'apatite, transformation de la smectite en illite), les données obtenues ne dépendent pas uniquement de la température mais également du temps. C'est ce couple temps/température qu'il faut résoudre. Alors qu'il existait une tendance à interpréter la vitrinite directement en termes de température, Tissot *et al.* (1987) ont parfaitement montré la méthodologie à utiliser pour les marqueurs organiques (figure 1.2). Dans cette démarche, il est clairement indiqué que les marqueurs organiques ne peuvent pas être utilisés directement pour déterminer l'évolution t-T. En revanche, cette évolution peut être déterminée à partir de concepts géologiques globaux et/ou les reconstitutions géologiques intégrant l'histoire structurale. Une fois que cette histoire t-T est reconstituée, l'application d'un modèle cinétique permet d'obtenir des indices de maturation organique comme le PRV ou le Tmax. La confrontation entre les données obtenues sur les échantillons naturels et ces indices permet de valider l'évolution t-T proposée.

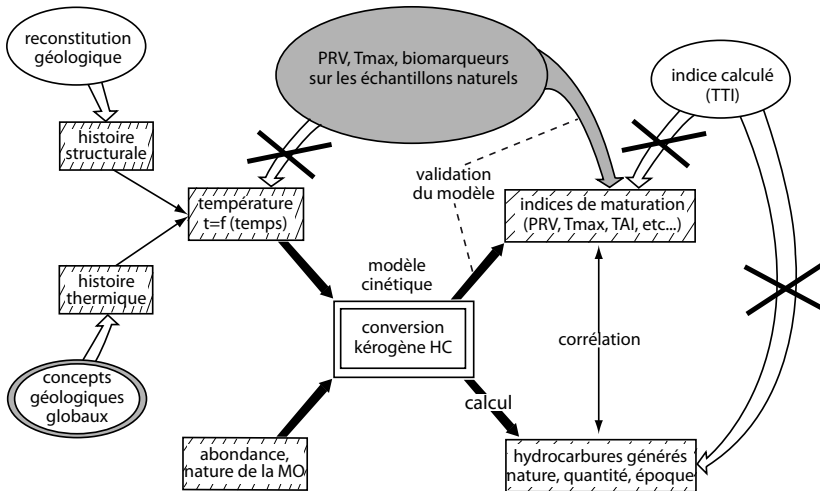


Figure 1.2 Schéma général pour la reconstitution de l'histoire thermique, l'évaluation du stade de maturation et le calcul des quantités d'huile et de gaz générées. Il est important de noter certains chemins qui ont été barrés car ils correspondent à des évaluations inadéquates même si dans certains cas ils ont pu être utilisés pour des domaines de maturation limités sous des conditions géologiques favorables (d'après Tissot *et al.*, 1987). MO : matière organique, HC : hydrocarbures, PRV : pouvoir réflecteur de la vitrinite, Tmax : température de pyrolyse Rock-Eval, TAI : indice d'altération thermique, TTI : indice temps-température.

Les méthodes minérales et organiques disponibles pour reconstituer l'histoire thermique des bassins sédimentaires peuvent être regroupées en quatre catégories : les géothermomètres, les chronomètres, les chronothermomètres et les géothermomètres cinétiques (figure 1.3).

1.2.1 Les géothermomètres

Les géothermomètres permettent d'estimer directement la température d'un événement géologique. Dès 1975, Pagel a montré que l'étude des **inclusions fluides** dans les auréoles de silicification des grains détritiques de quartz dans les grès permettait de préciser les températures de la mésogène. Par la suite, la teneur en **Al^{IV} des chlorites** a été proposée par Cathelineau et Nieva (1985) puis raffinée par Cathelineau (1988) après calibration à partir de champs géothermiques. Il faut toutefois remarquer que même pour les inclusions fluides, il est possible que la température ait varié durant la formation de l'inclusion. En effet, Walderhaug (1994) a montré que le processus de silicification pour les marges passives était suffisamment lent pour que la température ait varié durant cette silicification. Il montre en particulier que pour une température inférieure à 100 °C, il faut plusieurs millions d'années pour la précipitation d'une quantité de quartz suffisante à refermer la cavité de l'inclusion (le taux de précipitation à 80 °C est de l'ordre de 1×10^{-20} moles/cm².s).

L'utilisation de la composition isotopique **en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des minéraux et dans une moindre mesure de l'hydrogène** pour déterminer leur température de croissance a été proposée dès 1947 par Urey pour les océans et depuis, de nombreuses publications ont porté sur le sujet dans les années 1970. Les facteurs de fractionnement des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène entre l'eau et les minéraux ont été compilés en 1977 par Friedmann et O'Neil. Si l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ pour déterminer les températures syn-dépôt des sédiments est aujourd'hui largement développée, en particulier, dans le domaine de la paléoclimatologie, leur utilisation pour la diagenèse reste plus difficile car le $\delta^{18}\text{O}$ du solide dépend de la température mais également du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide, or ce dernier n'est *a priori* pas connu. De plus, dans le domaine de l'éogène, des effets cinétiques et biogéniques pouvant affecter ces compositions ont été démontrés. Il est possible d'obtenir une température si deux minéraux sont co-génétiques. Les courbes de fractionnement étant différentes, elles se recoupent en un point donnant ainsi la température et le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide (Eslinger et Savin, 1973). Cependant, ce caractère co-génétique n'est pas facile à démontrer dans le domaine de la diagenèse.

Deux nouvelles méthodes géothermométriques ont été récemment proposées, le **Δ_{47} des carbonates** basé sur l'abondance des liaisons ¹³C et ¹⁸O dans le réseau cristallin (Schauble *et al.*, 2006 ; Ghosh *et al.*, 2006) et le **géothermomètre MagEval** construit à partir des propriétés magnétiques de certains minéraux, pyrrhotite et magnétite, dont la stabilité évolue avec la température (Aubourg et Pozzi, 2010).

1.2.2 Les chronomètres

Les chronomètres regroupent toutes les méthodes qui donnent des âges absolus et le lecteur se reportera à des ouvrages tels que celui de Faure (1986) ou d'Allègre (2005) pour trouver les bases de ces méthodes de datation. Il est évident qu'en raison de la composition des roches sédimentaires constituant des milieux très hétérogènes, les événements diagénétiques sont très difficiles à dater. En effet, les minéraux datables sont de très petite taille, souvent intimement liés aux particules détritiques (surcroissance) et représentent différentes générations. Clauer (2006) a ainsi proposé de travailler sur les particules élémentaires obtenues par une séparation poussée du matériel argileux. Les méthodes les plus communément utilisées sont **K/Ar et Ar/Ar pour les illites, Ar/Ar pour l'adulaire (feldspath potassique diagénétique, $KAlSi_3O_8$), U-Pb pour les carbonates, Re/Os pour les sulfures**. D'autres méthodes ont été employées telles que l'U-Pb sur des minéraux accessoires (Rasmussen, 2005) de type apatite, xénotime (YPO_4) ou florencite ($LaPO_4$) ou le Sm-Nd sur l'illite et la fluorite. Enfin, de nouvelles méthodes pourraient être utilisées telles que l'(U-Th)/He sur les carbonates ou la fluorite par exemple mais des développements méthodologiques et des modèles de diffusion sont encore nécessaires.

La datation des événements diagénétiques fera vraisemblablement d'énormes progrès dans les prochaines années car c'est un domaine qui avait été jugé trop difficile d'accès par les géochronologistes et peu d'études lui ont été consacrées. Toutefois, le développement des techniques ponctuelles (dites *in situ*) couplé à des études minéralogiques très détaillées devrait permettre de larges avancées dans ce domaine.

La **datation paléomagnétique** d'épisodes de paléocirculations est souvent utilisée dans les bassins qui contiennent des minéralisations Pb-Zn de type Mississippi Valley (MVT) (Leach *et al.*, 2001). Si cette méthode détecte bien un épisode de remobilisation des minéraux magnétiques, elle ne permet pas toujours de savoir si cet épisode correspond à la minéralisation primaire ou à un événement plus tardif superposé à celle-ci.

1.2.3 Les chronothermomètres

Les chronothermomètres regroupent toutes les méthodes qui enregistrent des phénomènes qui dépendent de la température et du temps comme les **traces de fission** (Green *et al.*, 1986), l'(U-Th)/He dans l'apatite et le zircon (Farley, 2002), ou l'Ar/Ar dans les feldspaths potassiques détritiques (Harrison et Bé, 1983). Les deux premières méthodes sont décrites en détail dans les chapitres 4 et 5. Pour pouvoir interpréter (modéliser) correctement les données, il est nécessaire d'introduire des contraintes géologiques, thermiques et chronométriques. Les trois méthodes ne sont pas équivalentes. Avec les traces de fission, le chemin température/temps peut être contraint par les longueurs des traces, ce qui n'est pas le cas avec la méthode (U-Th)/He ou la méthode Ar/Ar.

1.2.4 Les géothermomètres cinétiques

Dans cette catégorie, se regroupent toutes les méthodes dont les paramètres mesurés dépendent de la température et du temps mais la contrainte de temps ne peut pas être déduite directement de ces données. Toutes les méthodes basées sur la matière organique appartiennent à cette catégorie (**pouvoir réflecteur de la vitrinite, paramètre Tmax obtenu lors de la pyrolyse de la matière organique, biomarqueurs**) (Tissot *et al.*, 1987). La recristallisation de la smectite en illite est clairement une méthode où il faut prendre en compte la cinétique de cette transformation (Velde et Vasseur, 1992). Certains minéraux phylliteux présentent des **polytypes**, c'est-à-dire des empilements différents de feuillets identiques. Le polytypisme de certains minéraux (minéraux illitiques et minéraux du groupe du kaolin) est indicatif de la température mais il est nécessaire également de prendre en compte la cinétique dans l'évolution des polytypes, par exemple lors de la transformation de la kaolinite en dickite (Beaufort *et al.*, 1998).

1.2.5 Une démarche pour reconstituer l'histoire thermique

La démarche préconisée pour reconstituer l'histoire thermique des bassins est présentée dans la figure 1.3. L'utilisation des géothermomètres et des chronomètres permet d'obtenir des points de passage obligés dans les histoires t-T qui apportent des contraintes à la modélisation des données chrono-thermométriques. Enfin, si l'histoire t-T est correctement restituée, il doit y avoir un accord entre les données obtenues par les géothermomètres cinétiques sur les matières organiques et les minéraux, et les données obtenues par modélisation (voir figure 1.2).

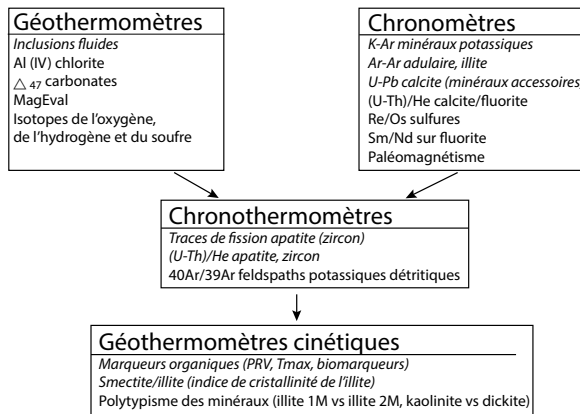


Figure 1.3 Démarche pour l'utilisation des différents marqueurs thermiques et chrono-métriques (les méthodes les plus utilisées sont indiquées en italique). Les géothermomètres et les chronomètres apportent des contraintes à prendre en compte pour la modélisation des chrono-thermomètres et la compatibilité de l'évolution T-t ainsi obtenue, est testée avec les géothermomètres cinétiques.

Bien entendu, c'est une démarche idéale qu'il n'est pas souvent possible d'appliquer dans sa totalité. Il est alors nécessaire de se contenter d'approches partielles qui peuvent être correctes dans le cas d'histoires thermiques simples mais qui deviennent plus incertaines dans le cas des bassins d'avant-pays (Roure *et al.*, 2011).

1.3 Les indicateurs thermiques inorganiques dans les sédiments

L'objectif de ce chapitre est de passer en revue toutes les méthodes actuellement disponibles pour obtenir des données qualitatives et quantitatives sur les températures enregistrées dans les sédiments, sachant que la plupart des méthodes seront détaillées dans les chapitres suivants de cet ouvrage. Toutefois, un exposé plus long sera consacré aux méthodes qui ne sont pas abordées plus en détail dans ce livre.

1.3.1 Les indicateurs qualitatifs

Dans ce paragraphe sont regroupés les indicateurs donnant une idée sur le domaine de températures possibles mais ne permettant pas de déterminer la valeur précise de la température.

1.3.1.1 La stabilité des minéraux

Il n'existe pas comme dans le métamorphisme des équilibres minéraux qui permettent de fixer précisément la température d'une paragenèse minérale, bien que des travaux récents permettent d'envisager de pouvoir calculer des équilibres entre minéraux à l'échelle nanométrique. La déstabilisation des minéraux hydratés pour donner de l'eau diagénétique permet de fixer la température comme par exemple la transformation du gypse en anhydrite ou accessoirement de la goethite en hématite. Les principales réactions dans les roches silico-clastiques et carbonatées dépendant de la température sont rassemblées dans le tableau 1.1. Généralement la température a des conséquences à la fois sur les équilibres thermodynamiques et sur la cinétique des processus géochimiques (dissolution, diffusion, précipitation). L'analcime ($\text{Na(AlSi}_2\text{O}_6\text{).H}_2\text{O}$) (figure 1.4, partie ①) provenant de la transformation de zéolithes sert à illustrer comment le domaine de température peut être estimé (figure 1.5). La température ne peut être évaluée précisément que si la chimie du paléofluide est connue. Il n'existe pas d'indicateur, de type de minéraux index, qui ne feraient intervenir que le paramètre température comme nous le voyons sur cet exemple. En revanche, comme nous le verrons plus loin, certaines évolutions cristallographiques et chimiques des minéraux donnent des informations plus précises sur le degré d'évolution thermique des sédiments (voir également chapitre 2).

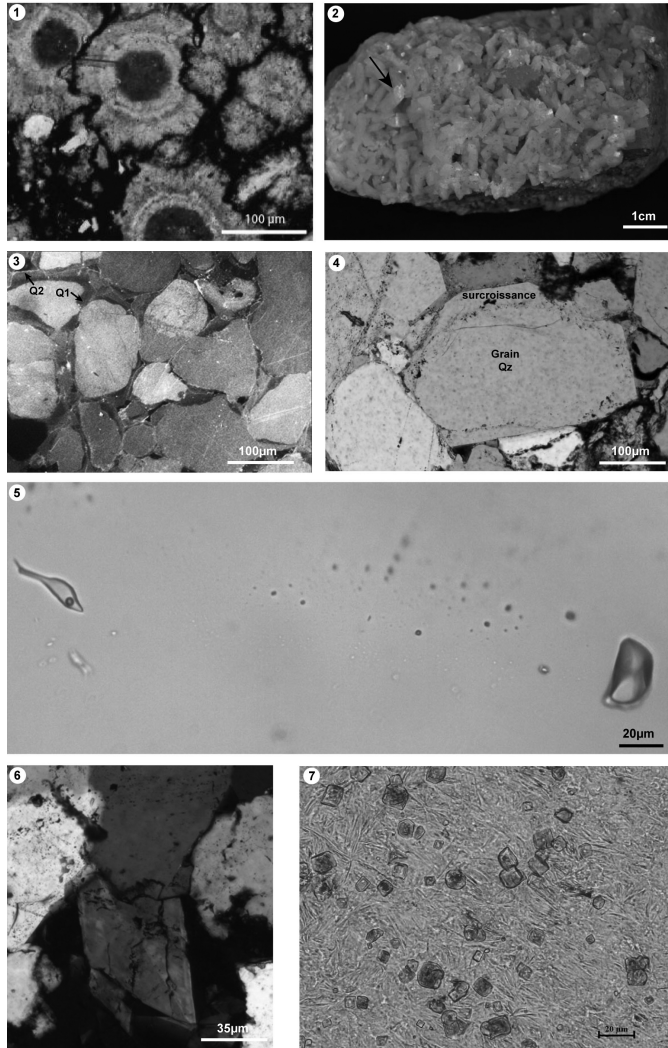


Figure 1.4 Voir planche photographique n° 1 en couleurs en fin d'ouvrage.

① Analcimolites glomérulaires provenant de la formation jurassique du Tchirezerine 2 (bassin du Tim Mersoï, Niger). L'analcime est considérée comme résultant de la transformation de cendres volcaniques ayant atteint le stade de la mésogénèse profonde. ② Cristaux rosés de dolomite baroque déposés sur un plan de fracture d'un sédiment argilo-calcaire (Lucky Dog Mine, Northern Arkansas Dist., Arkansas, USA). ③ Grès ordovicien silicifié du bassin de Sbaa, Algérie, observé en cathodoluminescence. Les auréoles de silicification autour des grains détritiques de quartz sont constituées de deux phases, l'une en bordure du grain et la seconde brune. ④ Grès ordovicien silicifié du bassin de Sbaa, Algérie, observé en lumière naturelle transmise. La limite entre le grain détritique et l'auréole de nourrissage contient de nombreuses inclusions fluides micrométriques et les auréoles sont dépourvues d'inclusions. ⑤ Coexistence d'inclusions aqueuses et d'inclusions à méthane dans un quartz de remplissage de fracture dans les grès ordoviciens du bassin de Sbaa, Algérie. ⑥ Cristal d'adulaire (au centre) dans les grès ordoviciens du bassin de Sbaa, Algérie. ⑦ Microcristaux de phosphate-sulfate d'aluminium riches en strontium et terres rares (svanbergite-florencite) disséminés dans le ciment argileux (illite) des grès de la base du bassin Paléo-protérozoïque d'Athabasca (Shea Creek, Saskatchewan, Canada) (photo Daniel Beaufort).

Tableau 1.1 Évolution de la nature des principaux minéraux avec l'augmentation de la température dans le domaine de la diagenèse.

Minéral synsédimentaire	Transformation lors de la diagenèse
Silice amorphe (opale A)	opale CT (cristobalite-tridymite) > quartz
Smectite	illite 1M > illite 2M
Calcite Mg/aragonite	calcite
Goethite	hématite
Gypse	anhydrite
Smectite, Berthiérine	corrensite, chlorite
Kaolinite	dickite
Dolomite	dolomite baroque
Clinoptilolite	analcime/heulandite > laumontite/albite

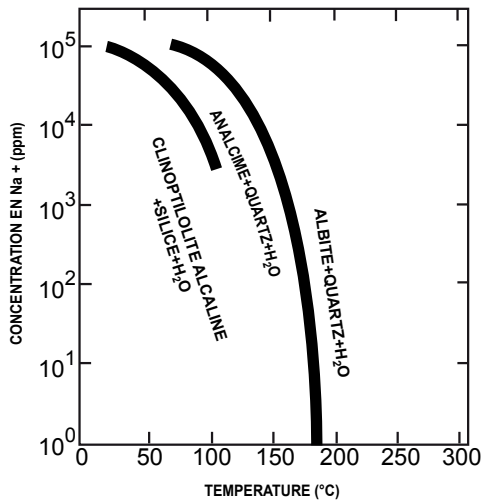


Figure 1.5 Domaine de stabilité de l'analcime à $P_{H_2O} < 2$ Kb dans un environnement saturé en silice en fonction de la concentration en Na de l'eau interstitielle (d'après Fischer et Schmincke, 1984 ; Iijima, 1978).

1.3.1.2 La cristallinité de l'illite

L'illite est un minéral phylliteux de structure TOT (tétraèdre-octaèdre-tétraèdre) avec un site interfoliaire contenant du potassium et une épaisseur des feuillets de 10 Å.

La cristallinité de l'illite repose sur une méthode basée sur les diagrammes de diffraction des rayons X et a été très utilisée dans les années 1960-1980 (Kübler, 1967).

Morphologie 91-92, 95-96, 104-105,
112-113, 116, 118

Minéraux du sous-groupe kaolin
93-86, 98, 101

Dickite 74, 77, 84-85, 87-102, 104,
105

Kaolinite 74, 84, 87-88, 90-105

Nacrite 93

Transtion kaolinite-dickite 16, 84,
93-94, 97-98, 100, 101-102

O

Odinite 110

P

Paléomagnétisme 15

Particules élémentaires 43

Polytype 16

Point de rupture (break in slope) 173

Pouvoir réflecteur de la vitrinite 12-13,
35

Prehnite/pumpellyite 10

Pression 52

Macles de la calcite 52

Suppression 53, 128

Production d'hélium 189

Provenance des sédiments 173

Pyrolyse Rock-Eval 13, 40-41

R

Recuit des traces de fission 165

Révélation chimique des traces
de fission 158

S

Saponite 110-112

Sables bitumineux Athabasca 47

Sédimentation 206

Séparation densimétrique 158

Serpentine 110, 114, 117

Soulèvement des chaînes
de montagne 173

Spectrométrie Raman du graphite 50

T

Taphonomie 10

Télogénèse 11, 77, 92

Température de fermeture 48, 193-195

Température d'homogénéisation 134

Traces de fission dans zircon 173