

# GÉOCHRONIQUE

n°144

Magazine des Géosciences

Décembre 2017 / 15 €



## Himalaya-Tibet

le point sur la recherche française

---

une coédition

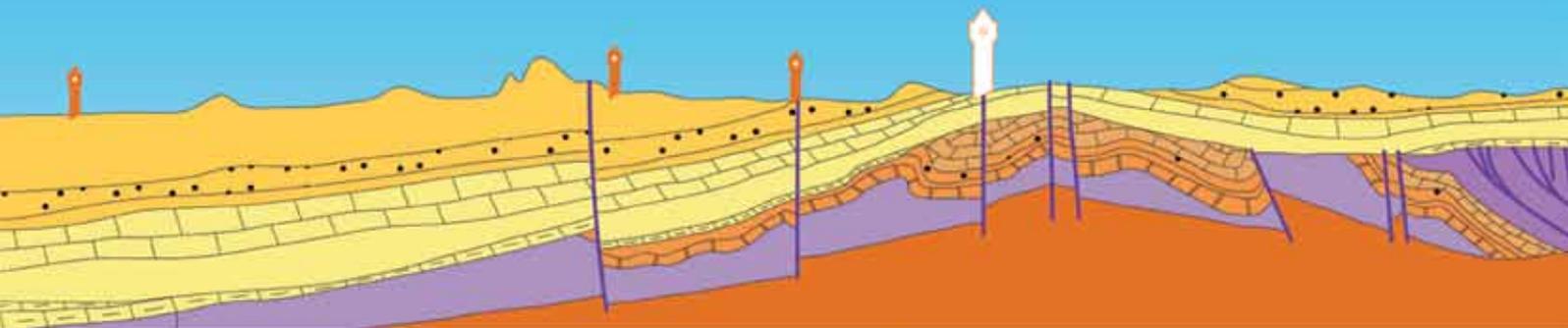




Société Géologique de France  
*Des géologues au service de la société*

LILLE 2018

22-26 OCTOBRE



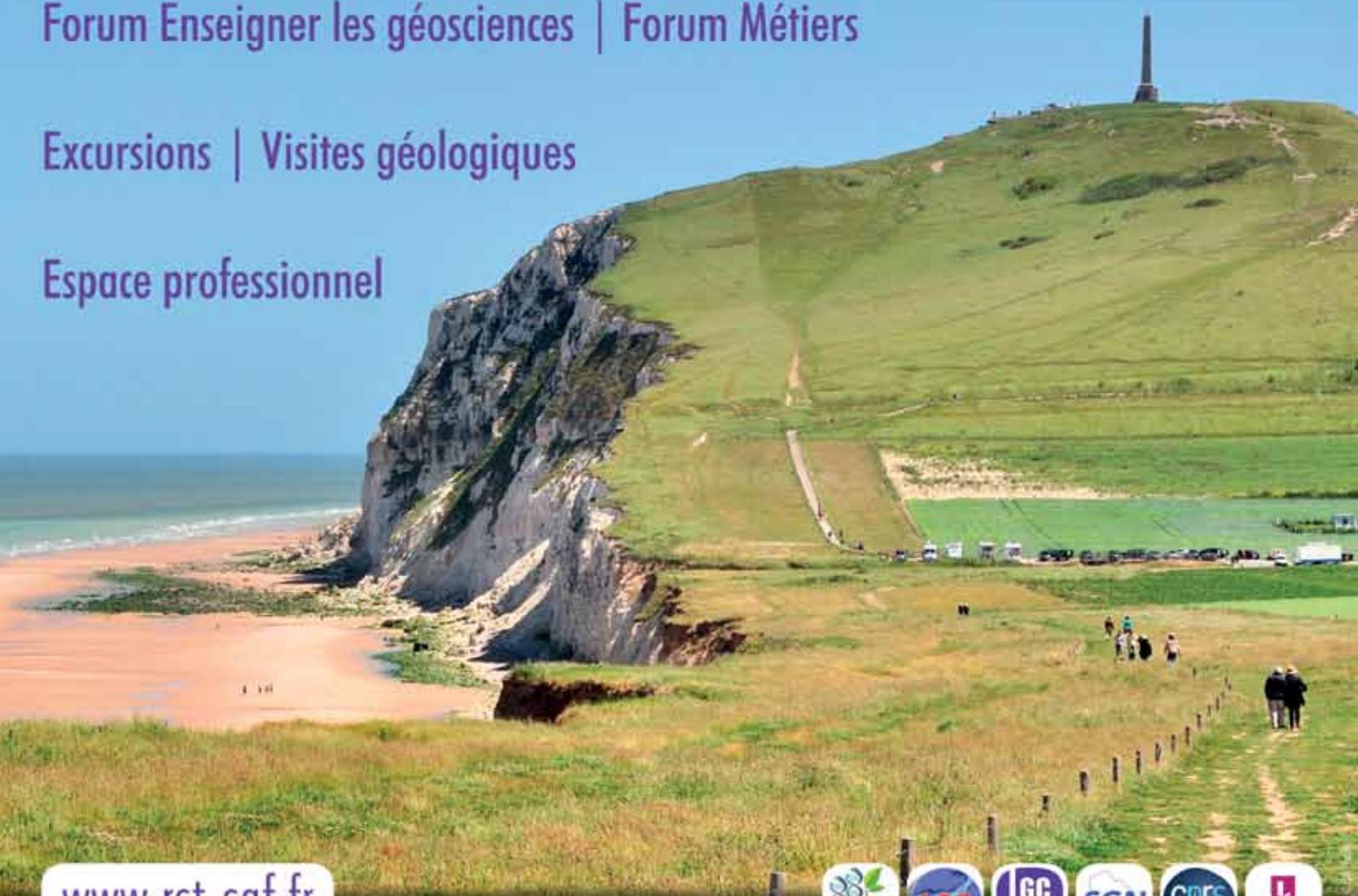
26<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre | 26th Earth Sciences Meeting

Conférences Grand Public | Sessions spécialisées

Forum Enseigner les géosciences | Forum Métiers

Excursions | Visites géologiques

Espace professionnel



[www.rst-sgf.fr](http://www.rst-sgf.fr)



# GÉOCHRONIQUE

Revue d'information d'expression française  
en sciences de la Terre, coéditée par  
la Société géologique de France et le BRGM.

ISSN : 0292-8477



## SOMMAIRE n°144 / Décembre 2017



Lever de soleil sur le sommet du Manaslu (8 163 m). Le Manaslu est tout à la fois l'un des 14 sommets de plus de 8 000 m et le granite himalayen par excellence. Il est constitué presque en totalité par le leucogranite du même nom

© Stéphane Guillot

### Comité de direction

Directeur de la publication : Sylvain Charbonnier  
Rédacteur en chef : Nicole Santarelli  
Rédacteurs adjoints : Daniel Raymond,  
Jérémy Melleton – Jacqueline Lorenz  
Secrétaire de rédaction : Christine Appia  
Trésorier de la coédition : Daniel Obert  
Représentant du BRGM : Nicolas Charles  
Représentant de la SGF : Jean-Jacques Jarrige

### Comité de rédaction

Jacques-Marie Bardintzeff - Bernard Bonin  
Philippe Bouysse - Françoise Debrenne  
Françoise Dreyer - Bernard Fourcade  
Alexandre Fournel - Jean Labourguigne  
Philippe Lagny - Jacques Lambotte  
Michel Millet - Pierre Soléty  
Patrick Thommen - Catherine Viaux

### Correspondants

Pascal Barrier - Eric Buffetaut  
Jean-Paul Deroin, Pierre Duffaut  
Jean Féraud - Pierre Nehlig  
Jérémy Martin - Emilien Oliot  
Vincent Thiéry

### Administration

Revue fondée en 1982 par Geneviève Faury,  
Claude Lorenz et Claude Mégnien.  
Siège : Société géologique de France,  
77 rue Claude Bernard, 75005 Paris  
ISSN : 0292-8477 – CPPAP n°0119 G 88662  
Tirage : 1 800 exemplaires.  
Dépôt légal : décembre 2017  
Maquette : Happygraphie Manuel Pichon  
Imprimerie : Chevillon imprimeur

### Régie publicitaire et abonnements

Société géologique de France,  
77 rue Claude Bernard, 75005 Paris  
Tél. 01 43 31 77 35  
Le prochain numéro paraîtra en mars 2018.

Les opinions exprimées dans les articles  
de cette revue n'engagent pas Géochronique.

Contact : [geochronique@geosoc.fr](mailto:geochronique@geosoc.fr)

Pas encore abonné à

## GÉOCHRONIQUE

simple et rapide en quelques clics sur

[www.geosoc.fr/geochronique](http://www.geosoc.fr/geochronique)

Ce numéro comporte un bulletin d'abonnement  
en fin de numéro

## BRÈVES

2

- > La couvée de l'oviraptosaure
- > Tsunamis anciens en Méditerranée, que faut-il en penser ?
- > Le circuit romain d'une antique contamination au plomb
- > Exploitation des diamants de l'offshore namibien
- > 13 mars 2018 - colloque : les géosciences actrices de la transition énergétique
- > 4L Trophy 2018
- > Un mystère himalayen peut-être éclairci ?
- > Symposium : Resources for Future Generations (RFG 2018)

## ACTUALITÉS

4

- > Le grand plongeon de la sonde Cassini dans l'atmosphère de la planète Saturne
- > Météorites entre ciel et Terre
- > Excursion du GFEJ 2017 dans les Charentes
- > Géologie et terroirs autour des châteaux cathares
- > Économie liée à l'eau souterraine dans trois vallées pyrénéennes

## CARNET

8

- > L'œuvre géologique de Paul Ambert (1946–2016)
- > Alain Mangin (1942–2017)

## DOSSIER

10

### Himalaya –Tibet,

### Le point sur la recherche française en Sciences de la Terre

- 1> Historique des travaux en Himalaya du XIX<sup>e</sup> siècle à l'actuel 12
- 2> La haute chaîne himalayenne et sa structuration 17
- 3> Missions himalayennes et pétrologie des granites 27
- 4> Interactions Climat-Tectonique-Érosions 32
- 5> Un séisme de magnitude 9 est-il possible le long de l'arc himalayen ? 41
- 6> Formation du plateau du Tibet :  
rôle de l'épaississement crustal anté-collision Inde-Asie 46

## RÉALITÉ TERRAIN

I-IV

- > Une excursion géologique en Himalaya du Népal central

## ANALYSES D'OUVRAGES

54

### Insertions publicitaires

Société géologique de France,  
77 rue Claude Bernard, 75005 Paris  
Tél. 01 43 31 77 35 - e-mail : [accueil@geosoc.fr](mailto:accueil@geosoc.fr)

Pour un renouvellement de l'annonce dans le numéro qui suit la première insertion, une réduction de 50% est consentie. Les fichiers sont fournis par l'annonceur au format souhaité 21 jours avant la parution du numéro et accompagnés du règlement.

### Tarifs 2017

Tirage : 1800 exemplaires

1 page intérieure	800 €HT
2 <sup>e</sup> et 3 <sup>e</sup> de couverture	1 000 €HT
4 <sup>e</sup> de couverture	1 200 €HT

## La couvée de l'oviraptosaure

© R. Amiot, Pour la Science



### Œufs d'oviraptosaure du Crétacé supérieur de Chine

Depuis les années 1920, on connaissait, dans le Crétacé supérieur de Mongolie, des ossements d'un petit dinosaure, l'oviraptosaure (« voleur d'œufs »), voisinant avec un nid rempli d'œufs. Bien plus tard, dans les années 1990 en province du Jiangxi, ce même dinosaure avait été retrouvé en position étendue sur des œufs contenant des embryons. Il était alors possible de supposer que ce petit dinosaure bipède (quelques dizaines de kilos), couvert de plumes et muni d'un bec couvrait ses œufs. Une équipe franco-chinoise de l'université de Lyon vient d'apporter une réponse grâce à l'analyse des isotopes de l'oxygène dans les coquilles d'œuf et dans les os des embryons. Le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , lié à la température à laquelle se forme l'os de l'embryon, montre que les œufs avaient été maintenus à une température comprise entre 35 et 40°C, valeurs confirmant l'hypothèse de départ. Les oviraptosaures couvaient donc bien leurs œufs, de la même façon que le font les poules (à 37,5°C), avec lesquelles ils présentent quelques similitudes anatomiques.

#### ■ Ph. Lagny

» Sources : Pour la Science, Actualités du 18/08/17.

## Tsunamis anciens en Méditerranée, que faut-il en penser ?

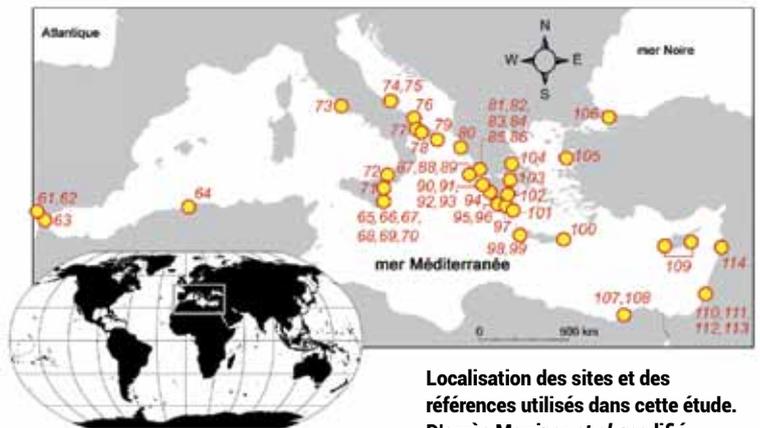
Les pourtours de la Méditerranée correspondent à une aire géologique sensible caractérisée par une activité sismique persistante. Des tsunamis peuvent en avoir affecté les rivages dans le passé. On pense en avoir retrouvé des traces dans les dépôts sédimentaires. Mais ces dépôts sont délicats à interpréter ; correspondent-ils effectivement à des tsunamis ou à des phénomènes climatiques intenses ?

Une équipe internationale rassemblant les universités Paul Sabatier de Toulouse, d'Aix-Marseille, d'Exeter (Royaume-Uni) et de Nouvelle-Galles du Sud (Australie) a examiné les dépôts de 135 événements considérés comme des tsunamis dans les archives sédimentaires du pourtour méditerranéen depuis 4 500 ans.

La comparaison avec les données disponibles sur les tempêtes montre que ces « tsunamis » correspondaient dans 90 % des cas à des périodes de fortes tempêtes. Les maxima de ces événements intenses sont séparés par des intervalles de 1 500 ans, ce qui suggérerait un lien avec un refroidissement climatique dans l'hémisphère nord.

#### ■ Ph. Lagny

» Sources : Dernières nouvelles du CNRS-INSU, n° 304, Alerte presse, 11 octobre 2017. Marriner *et al.*, *Science Advances*, vol.3, n°10, 11 octobre 2017.



Localisation des sites et des références utilisés dans cette étude. D'après Marriner *et al.* modifié.

## Le circuit romain d'une antique contamination au plomb

C'est en 2014 qu'a été retrouvé, par sondages carottés, le premier port antique de Rome colmaté par les apports sédimentaires du delta du Tibre. Sur l'une de ces carottes, mesurant une douzaine de mètres, l'analyse des teneurs en plomb, de même que celle de ses isotopes ont été systématiquement pratiquées sur toute la hauteur du prélèvement.

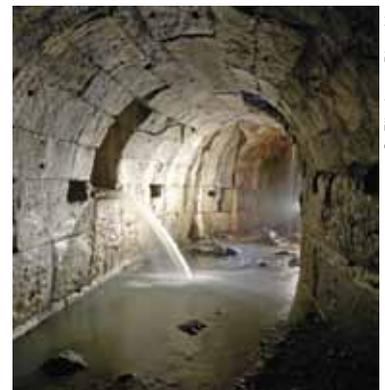
Ces études montrent que les excès de plomb d'origine anthropogénique proviennent essentiellement du système d'adduction de la ville : dissous au contact de l'eau dans les canalisations en plomb, convoyé dans les égouts

jusqu'au Tibre, il se déposait en fin de course dans les sédiments des bassins portuaires d'Ostie.

Les premières contaminations remontent au II<sup>e</sup> siècle avant J.-C. ; l'évolution de leur intensité est parallèle à l'extension des canalisations en plomb qui atteint son maximum vers le premier siècle de notre ère.

#### ■ Ph. Lagny

» Sources : Actualités du CNRS INSU, 20/09/17, « Une partie de l'histoire urbaine de Rome mise en lumière par ses pollutions au plomb ».



© Elisabetta Bianchi

**Cloaca Maxima, l'égout le plus célèbre de la Rome antique, par lequel transitaient des eaux contaminées au plomb.**

## Exploitation des diamants de l'offshore namibien



© CC BY-SA2.0

Le Mafuta, navire minier de la De Beers.

La société De Beers exploite depuis longtemps des mines de diamant en Namibie. Les ressources terrestres étant en voie d'épuisement, De Beers a développé depuis une dizaine d'années l'exploitation de placers sous-marins dans une concession de 6 000 km<sup>2</sup>, à l'aide d'une flotte de 5 vaisseaux équipés pour draguer les fonds marins.

Le plus grand de ces navires, le Mafuta, mesure 170 m de long. Il aspire les sédiments à partir d'un véhicule sur chenilles de 285 t relié au bateau, les transporte sur le pont où ils sont lavés. Les diamants, repérés à l'aide d'un dispositif à rayons X, sont séparés, transportés dans les cales où ils sont nettoyés puis stockés dans des valises métalliques scellées.

### ■ Ph. Lagny

» Sources : *Mines & Carrières*, n° 250, septembre 2017 ; *Le Monde*, 28 juillet 2017.

## 13 mars 2018 Colloque : les géosciences actrices de la transition énergétique

Ce colloque organisé par la Société Géologique de France, Géodénergies, Evolen, Pôle Avenia, Institut Carnot / ISI-FoR et CVA se tiendra à l'amphithéâtre 25 de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI-campus Jussieu). Il a pour but d'illustrer le rôle majeur que jouent les disciplines des géosciences dans la transition énergétique et regroupera des intervenants du monde universitaire, industriel, entrepreneurial et associatif professionnel.

Il sera centré autour de 3 thématiques principales : *la capture et le stockage du CO<sub>2</sub>*, *la géothermie et le stockage de l'énergie*. Plusieurs intervenants s'exprimeront sous forme d'exposés et de tables rondes sur chacune des thématiques afin de montrer l'implication des métiers et des technologies mises en œuvre pour accompagner les évolutions liées à la transition énergétique.

Deux conférences introductives d'Alain Grandjean (Carbone 4) et Bernard Tardieu (l'Académie des Technologies) présenteront les enjeux politiques, la problématique de la taxe carbone et les travaux récents du monde académique. Programme détaillé et inscriptions en ligne sur le site de la Société Géologique de France : [www.geosoc.fr](http://www.geosoc.fr)

## 4L Trophy 2018



Aude et Albane, étudiantes de l'ENSEGID à Bordeaux, ont décidé de participer à cet extraordinaire rallye au volant de leur mythique 4L. Elles partiront de Biarritz le 15 février 2018 pour rejoindre Marrakech 10 jours plus tard (6 000 km à parcourir à travers l'Espagne et le désert marocain). Et les Roulling Stones, c'est ainsi qu'elles ont nommé leur équipage, ont proposé « d'embarquer » la Société Géologique de France dans cette aventure ! Retrouvez-les sur <https://www.facebook.com/lesroullingstones/?ref=bookmarks> vous pourrez suivre les préparatifs et les différentes étapes géologiques de la course.

### ■ S. Chaibault

## Un mystère himalayen peut-être éclairci ?

Charlotte Linqvist professeur associé de biologie à l'Université de l'État de New York, a effectué des analyses ADN sur neuf échantillons de restes supposés de yétis, fragments d'os, dent, morceau de peau, poils ou matières fécales collectés dans les montagnes de l'Himalaya et sur le plateau tibétain depuis 1930. Huit échantillons correspondent à des ours noirs d'Asie, des ours bruns d'Himalaya et à des ours bruns tibétains, le neuvième à un chien. Pour les chercheurs, les résultats de l'étude montrent que le mythe du yéti puise ses racines dans des faits biologiques réels et se rattache aux ours locaux. Hypothèse déjà émise précédemment mais qui manquait de confirmation scientifique. Est-ce la fin de « l'abominable homme des neiges » ?

### ■ F. Debrenne

## Symposium : Resources for Future Generations (RFG 2018)



Le premier symposium RFG 2018 (Resources for Future Generations) se tiendra au Centre des Conventions de Vancouver du 16 au 21 juin 2018. Il se déroulera à l'initiative de l'IUGS (International Union of Geological Sciences) et l'organisation matérielle est assurée par plusieurs associations académiques et professionnelles canadiennes.

La communauté géologique internationale est invitée à relayer l'information et à soutenir l'événement. La SGF s'associe naturellement à la promotion de cette première conférence de dimension mondiale, dont l'objectif est de mobiliser les acteurs des géosciences, les politiques et l'ensemble des parties prenantes pour explorer les voies d'accès aux ressources énergétiques et minérales, mais également à l'eau, de façon éthique et responsable.

➤ Pour plus d'informations : [www.rfg2018.org](http://www.rfg2018.org)

# Le grand plongeon de la sonde *Cassini* dans l'atmosphère de la planète *Saturne*

**L**e 15 septembre 2017 à 13h55 heure de Paris, 20 ans après son lancement et 83 minutes après que le vaisseau est entré dans l'atmosphère de Saturne, la sonde *Cassini*, à cours de carburant, a envoyé son dernier signal juste avant de s'y désintégrer. Comme l'avait fait la sonde *Galileo* dans l'atmosphère de Jupiter 14 ans plus tôt (le 21 septembre 2003), cette ultime manœuvre a pour but d'éviter toute éventuelle contamination par des microorganismes terrestres des satellites de ces deux planètes susceptibles d'abriter des traces de vie extraterrestre.

Se terminait ainsi la mission spatiale la plus ambitieuse à ce jour par son ultime phase, baptisée *Grand Finale* par la NASA, qui avait débuté en avril dernier pour faire orbiter *Cassini* dans l'espace vide de seulement 2 400 km de large situé entre la planète et son anneau le plus interne. Les dates-clés de la mission Cassini-Huygens sont les suivantes :

La somme des informations acquises par *Cassini-Huygens* est considérable et fournira aux planétologues plusieurs années d'études. Les découvertes les plus notables sont les suivantes :

- premier examen complet de la planète et de ses anneaux ;

- estimation au cours de la phase du *Grand Finale* de la masse des anneaux qui, sans doute plus léger qu'on ne le pensait, pourraient être de formation récente.

- détermination de la composition chimique de la haute atmosphère de la planète (hydrogène 96,3 %, hélium 3,2 %, méthane et éthane 0,3 %, vapeur d'eau 0,1 %, autres gaz traces) ;

- découverte d'un gigantesque cyclone en forme d'hexagone entourant le pôle nord de la planète ;

- imagerie actualisée au cours de plusieurs passages de tous les principaux satellites ;

- explication, sur le satellite *Japet*, de l'opposition visuelle entre les deux hémisphères, l'un brillant et l'autre sombre séparés par une haute montagne équatoriale ;

- observation proche et détaillée de Titan, la plus grosse lune de Saturne, d'un diamètre voisin de celui de la planète Mercure ; Titan dispose d'une atmosphère et d'une chimie complexes analogues à celles de la Terre mais où le cycle du méthane se substitue à celui de l'eau, formant en particulier des rivières et des lacs d'hydrocarbures ; compte tenu de la très basse température régnant sur Titan (-180°C), ce pourrait être un modèle de la Terre dans ses premiers âges avant l'apparition de la vie ;

- observation de panaches de vapeur d'eau et de cristaux de glace éjectés du pôle sud du satellite glacé Encelade ;

ces panaches ont vraisemblablement pour origine l'interaction de l'eau souterraine, fondue à partir de la glace chauffée par effet de marée, avec un socle rocheux ; ils pourraient être des analogues des événements océaniques sur Terre.

Les observations récoltées au cours de la phase finale de la mission sont en cours de décryptage et seront dévoilées à la fin de cette année. Elles devraient permettre de préciser la structure interne de la planète et de son probable noyau rocheux ainsi que l'origine et l'âge de ses anneaux.

## ■ P. Soléty

Pour revivre en images l'épopée de Cassini-Huygens, on pourra consulter la bibliothèque des plus belles images prises au cours de sa longue mission accessible sur le site dédié de la NASA <https://saturn.jpl.nasa.gov/galleries/hall-of-fame/>



© NASA/Jet Propulsion Laboratory-Caltech

**Le vaisseau spatial Cassini de la NASA sur le point de faire un de ses piqués entre Saturne et ses anneaux les plus internes.**

- 15 septembre 1997 : lancement de la sonde depuis Cape Canaveral en Floride,

- 1<sup>er</sup> juillet 2004 : insertion en orbite autour de Saturne ;

- 14 janvier 2005 : atterrissage du module européen *Huygens* porté et largué par *Cassini* sur le satellite Titan ; c'est la première fois qu'un engin humain se pose sur un corps du système solaire externe ;

- 12 mars 2008 : survol à faible altitude par *Cassini* des nuages de glace et de poussières éjectés par le satellite Encelade ;

- 2004-2017 : déroulement de la mission en plusieurs étapes sur 13 ans par l'observation de la planète et de ses satellites ;

- 15 septembre 2017 : destruction de la sonde dans l'atmosphère saturnienne et fin de la mission.

# Météorites entre ciel et Terre :

## exposition du 18 octobre 2017 au 10 juin 2018

**P**ar le biais de cette exposition, le Muséum national d'histoire naturelle convie le visiteur à un voyage aux origines du système solaire, puisque c'est à cette époque que se sont formées la plupart des météorites, il y a environ 4,5 milliards d'années. Mais c'est également à l'imaginaire populaire qu'il est invité, puisque ce n'est qu'à partir du dix-neuvième siècle qu'une approche scientifique s'est imposée sur le sujet.

La scénographie de l'exposition propose une immersion, avec de nombreux exemples de météorites issus de la très riche collection du Muséum (qui renferme plus de 4 000 échantillons, issus de 1 500 météorites différentes), des projections et une scénographie innovante.

La chute de météorites n'est pas un phénomène rare. On estime en effet que plus de 20 000 tonnes de matière météoritique pénètre dans l'atmosphère terrestre chaque année. Néanmoins, suite à leur désintégration par combustion, on considère qu'il ne tombe sur la Terre que 5 tonnes par an de roches dont la masse est supérieure à 1 kg. Les déserts constituent bien évidemment les lieux privilégiés pour leur recherche.

Il est d'usage de distinguer les « chutes » qui correspondent à des météorites récoltées très peu de temps après leur impact et les « trouvailles » qui peuvent être identifiées, dans certains cas, après plusieurs milliers d'années.

Une météorite tombée récemment se reconnaît par la fine pellicule noire qui la recouvre. Il s'agit de la croûte de fusion qui entoure une roche généralement de couleur claire.

Les météorites sont généralement plus denses que les roches terrestres et peuvent contenir du fer métallique qui n'existe pratiquement pas à l'état naturel sur Terre, où il se présente sous forme d'oxydes.

À l'heure actuelle, 77 météorites ont été répertoriées en France (64 « chutes » et 13 « trouvailles »), dont la quasi-totalité est actuellement conservée par le Muséum. Celle de La Caille, dans les Alpes-Maritimes, découverte dans la deuxième moitié du 18e siècle, est la plus imposante et pèse 625 kg. La plus récente, la météorite de Draveil, a été observée dans le département de l'Essonne le 13 juillet 2011.

En 1803, les milliers de pierres qui se sont abattues sur la commune de l'Aigle, en Normandie, ont donné lieu à la première évaluation scientifique du phénomène, qui s'est conclue par un rapport présenté à l'Institut de France. L'origine extra-terrestre a été définitivement admise et les météorites sont alors devenues des objets de science à part entière et n'ont plus été consi-

dérées comme des manifestations divines.

L'impact le plus célèbre est celui de Chicxulub sur la péninsule du Yucatan au Mexique. Le cratère présente un diamètre de 150 km et on considère que celui de la météorite devait être de l'ordre de 10 km. Le phénomène est en partie responsable de la disparition d'une grande partie de la faune terrestre, dont les dinosaures non aviens, à la limite Crétacé-Tertiaire.

La plupart des météorites sont néanmoins de taille réduite et occasionnent peu de dégâts. On ne dénombre en effet dans les temps historiques que des accidents matériels, sans perte de vies humaines. Il existe néanmoins des programmes internationaux de détection et de surveillance des astéroïdes menaçants. Force est toutefois de constater que l'on ne connaît pas, à ce jour, de moyens réellement efficaces de se protéger des impacts de météorites.

L'exposition permet de comprendre d'où viennent les météorites, comment elles se forment, quels en sont les principaux types (météorites indifférenciées, les plus anciennes et les plus fréquentes, contenant les chondres, les premiers solides du système solaire ; météorites différenciées, provenant d'astéroïdes, de planètes ou de satellites) et d'appréhender leur diversité (plus de 80 échantillons sont présentés).

L'étude des météorites est complémentaire de l'exploration spatiale et des observations astronomiques. À partir de leur analyse, il est possible de retracer la phase primitive du système solaire, mais également les processus de formation des planètes.

Certaines météorites différenciées témoignent des gigantesques collisions qui ont mis à nu les noyaux de fer des astéroïdes dont elles sont issues. C'est un moyen indirect d'étudier la partie centrale de la Terre qui nous est totalement inaccessible.

L'exposition propose également des animations variées, un cycle de conférences, des films, des débats, des visites guidées.

### ■ F. Leparmentier

➤ Pour plus d'informations : [www.expometeorites.fr](http://www.expometeorites.fr)  
Jardin des Plantes / Grande Galerie de l'Évolution du Muséum National d'Histoire Naturelle  
36, rue Geoffroy Saint-Hilaire - Paris 5e.



# Excursion du GFEJ 2017 dans les Charentes

L'excursion 2017 du Groupe Français d'Etude du Jurassique (GFEJ) a eu lieu du 29 au 31 mai. Cette excursion, intitulée : « Signification sédimentaire, tectonique et climatique du Jurassique supérieur (Kimméridgien-Tithonien) de La Rochelle et de l'île d'Oléron », était organisée par Claude Colombié de l'Université Lyon 1 et Johann Schnyder de l'Université Paris 6. À l'interface entre les domaines paléogéographiques téthysien et boréal, le Jurassique supérieur de La Rochelle et de l'île d'Oléron est un intervalle clé pour mieux comprendre comment étaient organisées les cir-



Visite de la coupe du phare de Chassiron à marée basse illustrant les faciès purbeckiens et les dinoturbations associées.

culations océaniques et atmosphériques au NO de l'Europe et quels étaient les changements tectoniques et climatiques associés. Cette excursion était l'occasion de découvrir ou de redécouvrir les caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques de l'intervalle Kimméridgien-Tithonien et de présenter les résultats acquis au cours de ces dernières années. Les 18 participants, passionnés et passionnants, étaient des géologues professionnels et amateurs, des secteurs public et privé et des étudiants de master et de doctorat. Grâce à la contribution de ces participants dans leur domaine respectif, les échanges furent instructifs et concilièrent découvertes fondamentales et attentes plus appliquées.

Après un rendez-vous à la gare de La Rochelle la première demi-journée fut consacrée à la coupe des Pas, au Nord de la Rochelle, où Claude Colombié nous présenta de nouvelles interprétations paléoenvironnementales au pas-

sage Oxfordien-Kimméridgien. Le lendemain matin, le groupe se retrouva au complet au pied du Phare de Chassiron où Johann Schnyder présenta la partie supérieure du Kimméridgien et la majeure partie du Tithonien, et Romain Vullo, les *bone beds* et les traces de dinosaures récemment identifiées dans les dépôts purbeckiens. Cette journée fut ponctuée par un pique-nique convivial et ensoleillé dans un cadre exceptionnel et des découvertes inédites. La soirée fut l'occasion de discuter autour d'un verre, des profils sismiques acquis en mer par le BRGM et largement commentés par Isabelle Thinon. S'ensuivit une

discussion ouverte sur la façon de faire émerger une problématique de recherche commune et fédératrice au sein du GFEJ pour les années à venir. Ce projet ferait suite au chantier en cours concernant la définition du point stratotypique mondial de la limite Callovien-Oxfordien (GSSP Oxfordien) dans le bassin subalpin (<http://www.gfej.asso.u-psud.fr/programme-excursions/gssp/>). Il semblerait qu'une problématique axée sur les reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques du Jurassique supérieur pourrait concerner l'ensemble des spécialités représentées au sein du GFEJ. Un « workshop » de 2 jours (présentations orales sur le sujet et table ronde) sera organisé prochainement à ce sujet. La dernière demi-journée de terrain fut consacrée aux visites des coupes du Rocher d'Yves et des récifs de la Pointe du Chay, toutes deux situées au sud de la Rochelle.

Le GFEJ reste une association dynamique grâce à l'investissement de son bureau mais surtout de ses membres que nous souhaitons voir à l'avenir les plus diversifiés possible. Nous comptons sur de nouveaux volontaires pour l'organisation des excursions annuelles de ces prochaines années qui devront relever le défi de la qualité et de la convivialité qui ont été les maîtres mots de ces trois agréables journées du GFEJ.

Pour toute personne souhaitant nous rejoindre ou nous faire part d'informations sur le Jurassique, rendez-vous sur le site <http://www.gfej.asso.u-psud.fr/le-gfej/> où les livrets-guides des excursions du GFEJ seront prochainement disponibles

■ C. Colombié, J. Schnyder,  
P. Pellenard<sup>1</sup>, T. Saucède<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Président GFEJ

<sup>2</sup> Trésorier GFEJ

# Géologie et terroirs autour des châteaux cathares

Ce fut un beau transect nord-sud au travers du département de l'Aude. L'excursion de l'AGSO qui s'est déroulée sur 4 jours, du 6 au 9 octobre 2017 avec 30 participants, était conduite par Michel Bilotte, professeur émérite de l'université de Toulouse. Elle partit de Lastours, au nord de Carcassonne, avec la nappe du Minervo, déversée au sud de la Montagne noire dans un somptueux paysage où s'égrènent 4 châteaux perchés sur une série carbonatée du Cambrien inférieur. Elle se poursuivit vers Carcassonne et son bassin molassique éocène issu du démantèlement des reliefs pyrénéens. Un crochet vers l'ouest, c'est la Malepère où Marcel Delpoux, phytogéographe, nous fit une présentation remarquable sur l'évolution du vignoble, remodelé à partir d'études fines des cartes de la végétation.

La seconde journée fut consacrée à l'étude de la couverture mésozoïque, d'âge crétacé supérieur pour l'essentiel, du massif paléozoïque du Moutoumet. À Rennes-les-Bains et aux alentours se révèlent les cycles des transgressions cénomaniennes et turoniennes, le morcellement de la plateforme en horsts et grabens au Santonien supérieur. Vint ensuite le Pech de Bugarach, spectaculaire promontoire du Chevauchement frontal nord-pyrénéen ; c'est ici que le premier phénomène de « recouvrement » fut mis en évidence dans les Pyrénées par Léon Carez en 1889.

Le troisième jour débuta, sous un soleil toujours aussi avenant, par la traversée du synclinal de Saint-Paul de Fenouillet et son remplissage de marnes albiennes, terroir des crus de Maury. Ensuite nous avons parcouru la zone sous-pyrénéenne ; autant le dire, quand nous avons traversé Cucugnan, ce n'était pas avec du vin de messe dans les coffres ! Encore de superbes châteaux dont celui de Peyrepertuse, vertigineux équilibriste sur une écaille sous-pyrénéenne doublant au nord le Chevauchement frontal.

Le dernier jour permit de monter à la Montagne des Cornes pour observer ses dépôts deltaïques, et surtout ses extraordinaires niveaux construits à rudistes du Santonien supérieur.

Merci à Michel et aux organisateurs de l'AGSO !  
Et aux participants pour la belle ambiance !

■ **J. L. Farguès**

📄 Pour plus d'informations : livret guide, 84 pages, [www.agso.net](http://www.agso.net)



Château de Peyrepertuse.

© F. Medavilla

## Économie liée à l'eau souterraine dans trois vallées pyrénéennes

Le Comité Français d'Hydrogéologie (CFH), principal organisateur, et l'Association des Géologues du Sud-Ouest (AGSO) ont permis, les 23-25 juin 2017, à plus de 45 participants de découvrir l'importance des eaux souterraines dans l'économie de trois vallées pyrénéennes à travers plusieurs usages : l'eau potable, le thermalisme, l'eau embouteillée, la géothermie et l'eau à usage industriel et touristique.

La première demi-journée fut essentiellement consacrée à l'eau et à l'économie de la vallée de Luchon. Elle débuta par de brefs exposés sur le diagnostic des potentialités des aquifères des formations pyrénéennes 2013-2017, sur l'exploitation des eaux thermo-minérales de la vallée et enfin sur le projet de récupération de la chaleur des eaux thermales. L'après-midi se poursuivit par la visite des installations de soins de l'établissement thermal de Luchon et par celle de l'usine d'embouteillage d'eau minérale.

La deuxième journée fut dédiée à la vallée du Louron. Les eaux sulfurées sodiques de Loudenvielle dont les températures

sont comprises entre 29° et 36°C, sont exploitées par le centre Balnéa qui, en accueillant plus de 200 000 visiteurs par an, a fait le choix réussi du thermo-ludisme, complément agréable des activités offertes par la proche station de ski de Peyragude. Cet autre pôle économique de la vallée dépend lui aussi de l'eau pour l'élaboration de l'incourtournable neige de culture. L'apport des eaux souterraines d'altitude étant limité, il doit être complété par des retenues d'eau estivales. Le réseau nécessaire aux canons à neige et la gestion de la ressource en eau au fil de la saison de ski est un remarquable défi technologique.

Enfin la dernière demi-journée fut consacrée à la vallée de Baurousse avec une présentation du syndicat des eaux et des enjeux territoriaux. Nous avons ensuite visité les zones de captages et l'usine de production et de traitement des eaux. Il est à préciser que nos soirées ont été studieuses, enrichies de présentations variées

■ **A. C. Hamon**

# L'œuvre géologique de Paul Ambert (1946–2016)

## Un apport majeur à la connaissance des paléoenvironnements néogènes et quaternaires du Sud de la France

**S'**il fallait qualifier Paul Ambert par trois mots, nous choisirions « compétence », « enthousiasme » et « ténacité » : le premier pour son professionnalisme de géomorphologue, le second pour sa passion à comprendre une région, le troisième pour avoir persévéré malgré la maladie de plus en plus éprouvante qu'il endurait depuis près de 35 ans. Paul Ambert a mené une carrière de chercheur au CNRS qu'il acheva comme directeur de recherche émérite selon deux axes qu'il considérait tout à fait complémentaires : la lecture des paysages et la restitution de leur évolution d'une part, la compréhension des premières sociétés humaines et de la mise en œuvre des moyens dont elles se dotaient d'autre part. Ainsi, Paul Ambert était-il géologue et géomorphologue tout en étant préhistorien et archéologue. C'est à la première facette de son apport que nous rendons ici hommage. Quelles qu'étaient les périodes géologiques sur lesquelles il travaillait, Paul Ambert se passionnait pour trois problématiques qui souvent se recoupaient : l'érosion, le volcanisme et la sédimentation fluviale ou lacustre.

Outre sa contribution originale à l'identification de la déflation pendant les phases froides en domaine périglaciaire auquel appartenait le Midi français, Paul Ambert se consacra beaucoup à l'érosion fluviale pendant le Quaternaire (Tarn) et surtout à l'érosion causée par la phase de dessiccation méditerranéenne du Messinien supérieur qui laissa une empreinte si forte sur le réseau hydrographique côtier (Orb, Hérault, Mosson, Lez).

Le volcanisme languedocien exerçait un attrait tout particulier sur Paul Ambert, qu'il s'agisse des coulées basaltiques empruntant les paléo-vallées ou les maars avec le souci constant de dater au mieux ces épisodes d'émissions de laves ou d'explosions phréato-magmatiques.

C'est donc tout naturellement que Paul Ambert s'intéressa aux sédiments associés à l'érosion fluviale ou au volcanisme : remplissage sédimentaire deltaïque zancléen des vallées messiniennes parfois tapissées de travertins à plantes (Murviel-Béziers) tout comme certaines vallées quater-

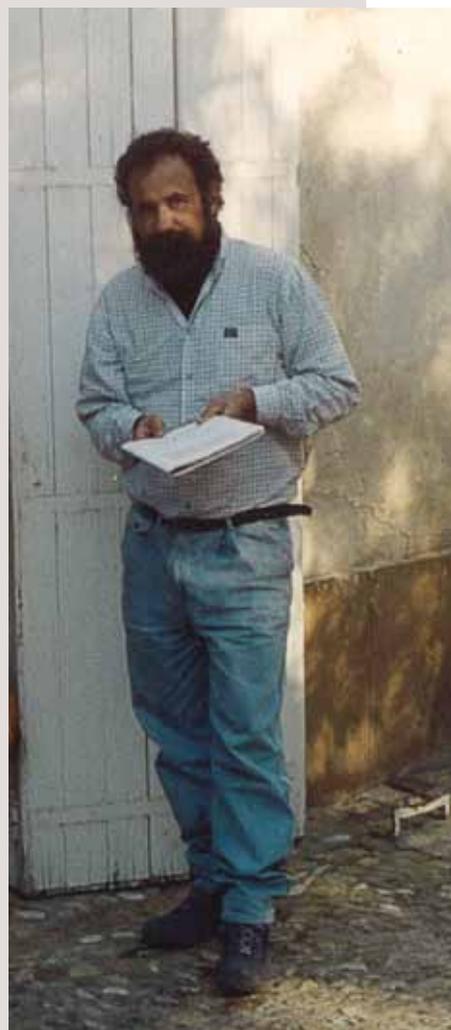
naires (Peyre, Creisels, Montpellier), dépôts lacustres dans les maars (Bernasso, Nogaret, Le Riège, Saint-Martial) très riches en restes mammalogiques et/ou macro- et microrestes végétaux. Il démontra notamment l'ancienneté de la corniche des Grands Causses fossilisée par le volcanisme pliocène de l'Escandorgue. Tout

ceci avec un objectif principal : dater les événements et restituer les paléoenvironnements dans leur contexte géomorphologique. Bien que moins riches en témoignages fossiles, les terrasses fluviales constituaient aussi un attrait non négligeable, en particulier celles des cours d'eau entaillant les Grands Causses dont il effectua la cartographie et étudia les morphologies karstiques avec Martine Ambert. C'est dans ce domaine qu'il fut un ardent contributeur à la RCP « Le milieu naturel au Quaternaire dans les Causses et vallées périphériques ». Des datations OSL sur les travertins de Millau ont montré plus récemment combien la vision de Paul Ambert était juste.

Cette large palette de travaux a conduit leur auteur à s'entourer de nombreuses collaborations fondées non seulement sur la complémentarité des approches mais aussi sur une solide amitié, car Paul Ambert était attentif à toutes les informations et totalement à l'écoute de tous.

Un bond en avant considérable sur la connaissance géologique du Midi de la France a été réalisé sous la houlette de Paul Ambert, notamment du Languedoc où il est passé partout et n'a laissé de côté aucun objet géologique ou géomorphologique des vingt derniers millions d'années.

■ **J.-P. Suc et J.-L. Vernet**



# Alain Mangin

## (1942–2017)

**E**n août dernier, Alain Mangin décédait des suites d'un AVC. Dernier directeur du Laboratoire souterrain du CNRS à Moulis, où il a fait toute sa carrière, Alain Mangin a été une cheville ouvrière du Parc naturel régional des Pyrénées ariégeoises, dont il présidait le conseil scientifique. Membre de la SGF et du Comité Français d'Hydrogéologie, il fut lauréat en 2001 du prix d'hydrogéologie Gilbert Castany récompensant l'ensemble de son œuvre, pour avoir contribué au progrès de l'hydrogéologie française.

Né en région parisienne en 1942, Alain Mangin arriva à 14 ans en Ariège où la spéléologie lui fit découvrir le karst et la géologie. Au laboratoire de géologie de Toulouse, sous la direction de M. Le Lubre et R. Mirouse, il soutint en 1967 une thèse de 3<sup>e</sup> cycle sur la géologie du massif du Saint-Barthélémy, tout en travaillant sur des chantiers hydrogéologiques du BRGM. La spéléo l'avait introduit au Laboratoire de Moulis où il fut recruté en 1968 pour étudier les conditions géologiques de la spéléogénèse ; mais il se tourna vers l'hydrogéologie, sous l'impulsion de R. Rouch et des hydrobiologistes qui étudiaient la dérive de la microfaune aquatique souterraine d'un karst balayé par les crues. L'analyse du fonctionnement de ce karst poussa A. Mangin à élargir son étude à plusieurs bassins versants karstiques, vite devenus dispositifs de référence. Même s'ils ont peu publié ensemble, R. Rouch et A. Mangin ont mis en commun leurs réflexions sur leurs propres disciplines. Ainsi est né le concept d'épikarst, maintenant admis par tous les hydrogéologues. Quant à celui de système karstique, attachant un bassin versant à une source karstique, il a conduit A. Mangin à recourir à l'analyse systémique pour développer une méthodologie adaptée au karst, permettant d'évaluer le degré d'organisation spatiale et de fonctionnalité des écoulements souterrains dans des vides plus ou moins hiérarchisés ; ce fut la base de sa thèse d'État (1975). Les hydrobiologistes y ont trouvé le support indispensable à l'étude de la dynamique des populations aquatiques hypogées et de leurs relations avec les populations épigées actuelles et celles dont elles descendent.

Sa rigueur et son excellente maîtrise des mathématiques ont conduit Mangin à comprendre très tôt l'intérêt d'appliquer le traitement du signal à l'hydrogramme des sources karstiques, alors que ce n'était qu'un thème de réflexion en hydrologie et que les outils informatiques étaient alors rudimentaires. La collaboration avec les statisticiens de Toulouse permit à chacun d'avancer en s'enrichissant des apports de l'autre discipline. Regrettons que les instances scientifiques évaluant alors les recherches faites à Moulis ne virent pas l'intérêt d'acquérir de longues séries de données s'appuyant sur un réseau d'observation. La création récente du

Service national d'observation du karst est dans le droit fil des développements initiés par A. Mangin au début des années 70.

L'approche du karst proposée par A. Mangin a été très novatrice, car elle s'appuie sur une vision hydrogéologique fonctionnelle du karst, et non plus sur une vision géologique et géomorphologique, impuissante à hiérarchiser les formes et les phénomènes en jeu, interprétés jusque-là en termes de contexte géologique ou climatique. Ainsi, A. Mangin a pu aborder le karst en tant que réservoir géologique ou l'environnement souterrain, dans la relation de la grotte à son contexte hydrogéologique pour comprendre la conservation d'œuvres pariétales ou la formation et la protection des spéléothèmes.



**Alain Mangin, en 1991, expliquant à l'équipe d'Hydrokarst comment mettre en place les pompes dans le gouffre de la Peyrière pour l'expérience de pompage à fort débit.**

En perfectionniste, Alain Mangin avait du mal à mettre sur le papier ses résultats, ses idées et les concepts qui en résultaient. Malgré cela, il a profondément fait évoluer la vision que géologues, hydrogéologues et géomorphologues avaient du karst. Il n'est pas de thèse, ni de publication qui ne le cite. D. C. Ford et P. Williams, auteurs de *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (2007), ouvrage de référence sur le karst, lui ont fait une large place, témoignant de la reconnaissance internationale dans ce domaine.

#### ■ M. Bakalowicz

Une notice plus détaillée est publiée sur le site de la SGF : <http://www.geosoc.fr/sommaires-et-resumes-geochronique.html>

# Himalaya - Tibet

## Le point sur la recherche

Le système orogénique Himalaya-Tibet fascine l'Occident depuis l'Antiquité. Au IV<sup>e</sup> siècle avant J.-C., Alexandre le Grand, épris des récits d'Hérodote sur les confins de la Terre « territoires de l'excès et du merveilleux », va traverser les montagnes de l'Indu-Kush et le Pakistan actuel à la recherche de ses terres fertiles, de l'or et des pierres précieuses. Marco Polo au XIII<sup>e</sup> siècle dans son « Livre des Merveilles » retracera ses voyages par la route la plus septentrionale de la route de la soie, au travers de l'Iran, des monts du Tian Shan, du désert de Gobi et du Kunlun puis vers le sud-est asiatique, revenant à Venise là encore chargé de pierres précieuses et de soieries.

Comme tous les grands explorateurs et géologues qui, à partir du XIX<sup>e</sup> siècle vont commencer à décrire ce vaste ensemble orogénique, on ne revient pas tout à fait pareil d'une mission géologique dans cette région du monde. Devant nos yeux émerveillés, l'affrontement des plaques continentales, le pouvoir de transport des rivières, la croûte continentale mise à nu, les effets dévastateurs des séismes s'expriment avec une force incroyable. C'est dans cet ensemble orogénique actif, avec près de 2 cm de convergence par an sur le front himalayen, que la communauté internationale tente depuis plus d'un siècle de décrypter les couplages entre convergence des plaques, localisation ou pas de la déformation, fusion du manteau et de la croûte continentale, formation des reliefs, exhumation des roches, récurrence des séismes, transport des sédiments, ou encore effets de la mousson.

Patrick Le Fort, qui nous a quittés en 2014, a été l'un des grands pionniers de l'exploration géologique de l'Himalaya dès la fin des années 60. Il a guidé nos premiers pas dans ces vallées himalayennes en Inde et au Népal il y a plus de 30 ans. En 2016, pour lui rendre hommage, nous avons organisé un colloque à la Société Géologique de France qui réunissait quelques-uns des meilleurs spécialistes français des Sciences de la Terre en Himalaya et au Tibet. Cette communauté scientifique française est dynamique et reconnue au plan international grâce à de grands scientifiques comme Patrick Le Fort ou Paul Tapponnier qui ont su for-

mer de nouvelles générations de chercheurs. Ce dossier Himalaya-Tibet, qui réunit plusieurs des participants au colloque de 2016, fait le point sur quelques thèmes d'actualité. G. Mascle et A. Pêcher retracent en préambule l'histoire de la conquête géologique en Himalaya et au Tibet depuis le XIX<sup>e</sup> siècle et la place de la communauté scientifique française.

Les débats scientifiques sont encore vifs sur la formation et surtout sur l'exhumation des roches profondes du cristallin du Haut-Himalaya. G. Mahéo et Ph.-H. Leloup explorent les différents modèles et le rôle du *Main Central Thrust* dans ces processus d'exhumation. Les granites himalayens sont devenus, grâce aux travaux de Patrick Le Fort, l'exemple emblématique de la fusion crustale (anatexie). Ainsi, M. Pichavant et B. Scaillet nous montrent en quoi les granites himalayens sont remarquables pour comprendre les processus de fusion de la croûte continentale dans les chaînes de collision continentale grâce à l'accès aux zones sources dans le cristallin du Haut-Himalaya jusqu'aux zones de mise en place dans la croûte supérieure.

Une autre spécificité du système Himalaya-Tibet est la dissymétrie entre son flanc sud, l'Himalaya, très escarpé et soumis au climat de mousson depuis au moins 30 Ma et le flanc nord, le Tibet, lequel forme un vaste plateau aride protégé de la mousson par un système de haute pression atmosphérique. J. Lavé, C. France-Lanord et A. Galy discutent des couplages et des rétroactions entre tectonique, érosion et climat. Ils montrent comment la convergence des plaques conduit à l'épaississement crustal et à la surrection de la chaîne qui, elle-même, contrôle en partie le développement de la mousson. Enfin, ces pluies vont stimuler l'érosion, modeler les reliefs au travers de l'activité des glaciers, des glissements de terrain et des rivières, mais aussi entretenir la convergence en limitant la surcharge liée à l'épaississement. La boucle est ainsi bouclée.

Les séismes de Muzaffarabad (Mw 7,6)<sup>1</sup> au Pakistan en 2005, de Wenchuan (Mw 7,9) en Chine en 2008, puis le séisme de Gorkha (Mw 7,8) au Népal en 2015 nous rappellent de façon dramatique que les fronts de la chaîne Hima-

<sup>1</sup> Mw : magnitude du moment



Photo du système Himalaya-Tibet. De gauche à droite, la plaine Indo-gangétique, la haute chaîne de l'Himalaya avec ses sommets enneigés, le plateau du Tibet désertique avec ses grands lacs salés (photo prise en direction de l'ouest depuis la navette spatiale Discovery).

●●● laya-Tibet où vivent des millions de personnes sont le théâtre régulier d'une activité sismique destructrice. R. Cattin, L. Bollinger et Y. Klinger retracent la sismicité historique récente tant en termes de récurrence (tous les 200-300 ans) que de longueur de rupture (plusieurs centaines de km) et de localisation des hypocentres (à la base de la zone séismogénique, le long du *Main Himalayan Thrust*). Ils reviennent également en détail sur le récent séisme de Gorkha et ouvrent le débat sur la possibilité d'un futur séisme de magnitude 9 sur le front de l'Himalaya.

Enfin, J. de Sigoyer, S. Guillot et L. Airaghi nous questionnent sur la formation encore énigmatique du plateau du Tibet. Ils montrent en particulier que le dogme largement répandu dans la communauté scientifique d'une formation du plateau du Tibet résultant exclusivement de la collision entre l'Inde et l'Asie initiée il y a 50 Ma est remis en question. En focalisant leur propos sur la partie orientale du plateau du Tibet, la chaîne des Longmen Shan, ils montrent que l'histoire géologique au cours du Mésozoïque telle qu'enregistrée dans les roches métamorphiques a conduit à un épaississement important d'une partie du plateau du Tibet dès 200 Ma. Ainsi, même si les évidences géologiques sont encore ténues, l'existence d'un proto-plateau du

Tibet, qui pourrait être de type chaîne andine, avant 50 Ma, commence à voir le jour.

En conclusion, ce dossier de Géochronique n'a pas l'ambition de retracer tous les travaux passés et en cours sur ce système orogénique emblématique, mais de mettre en lumière quelques points scientifiques qui animent la communauté des Sciences de la Terre. Il a aussi pour objectif de montrer comment l'application conjointe de techniques variées issues de la géochimie, de la géophysique, de la géochronologie ou encore de la tectonique permet de mieux comprendre les couplages complexes qui sont mis en jeu lorsque deux continents s'affrontent, pour le plus grand bonheur des géologues. Nous espérons que cet ensemble de contributions réuni en hommage à l'action géologique de Patrick Le Fort est à son image, combinant une vision large de l'Himalaya, fondée sur une grande connaissance du terrain et des approches multidisciplinaires approfondies.

Bonne lecture !

■ **S. Guillot<sup>1</sup>, C. France-Lanord<sup>2</sup>, B. Scaillet<sup>3</sup>.**

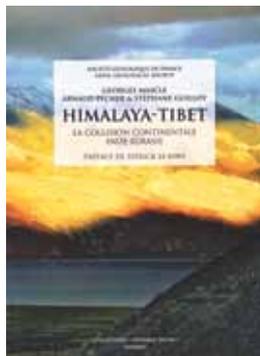
<sup>1</sup>ISTERRE, CNRS, Univ. Grenoble Alpes

<sup>2</sup>CRPG, CNRS, Univ. de Lorraine, Nancy

<sup>3</sup>ISTO, CNRS, Univ. d'Orléans

# 1 > Historique des travaux en Himalaya du XIX<sup>e</sup> siècle à l'actuel

Fig. 1-1. – Himalaya-Tibet. Page de couverture de l'ouvrage coédité par la SGF et Vuibert en 2010.



Le système orogénique « Himalaya-Tibet », sur lequel un ouvrage coédité par la SGF et Vuibert est paru en 2010 (fig. 1-1), constitue à la fois le relief le plus élevé et le plus vaste de la Terre. Il apparaît déjà comme tel sur la carte de Claude Ptolémée (II<sup>e</sup> siècle après J.-C., redécouverte en 1401). L'étude géologique en a toutefois débuté relativement tard, au milieu du XIX<sup>e</sup> siècle. La première coupe à travers la chaîne, sur la transversale de la Nanda Devi, a été présentée par Strachey en 1851, l'année même de la fondation par le colonisateur anglais du *Geological Survey of India* (GS India) (fig. 1-2).



Fig. 1-2. – La première coupe géologique de l'Himalaya par Strachey, 1851. Redessinée par A. Gansser (1964).  
1 : Tertiaire ; 2 : Secondaire ou Paléozoïque ? ; 3 : Séries métamorphiques sans fossiles ; 4 : Schistes cristallins ;  
5 : Ardoises azoïques ; 6 : Paléozoïque ; 7 : Secondaire ; 8 : Roches vertes ; 9 : Granites.

En Himalaya l'exploration s'est d'abord effectuée le long des grandes vallées transversales à la chaîne. Les premiers travaux de reconnaissance, auxquels sont associés les noms de Stoliczka (1865), Lydekker (1876-83), Griesbach (1880-93), Oldham (1883-99), Middlemiss (1887-1910), Diener (1895-1915), Von Kraft (1902), Uhlig (1903-1910), Hayden (1904-07), Reed (1908-32) ont été surtout consacrés à la stratigraphie et à la paléontologie. La succession des séries protérozoïques, paléozoïques, mésozoïques, paléogènes et néogènes a été établie, et de très riches faunes et flores décrites et figurées. En particulier les séquences marines paléozoïques et mésozoïques himalayennes ont été à la base de la notion de Téthys, créée par Suess en 1893. Cependant, dès 1864, Medlicott avait mis en évidence deux caractères structuraux fondamentaux : la « faille bordière » himalayenne, le *Main Boundary Thrust* (MBT), et la séquence métamorphique inversée. Cette dernière allait être également reconnue par Von Lozcy en 1878, mais figurée par lui beaucoup plus tard (en 1907, fig. 1-3). Au Tibet, les premières observations ont été effectuées le long des iti-

néraires caravaniers (Bonvalot, 1892 ; Dutreuil de Rhéims, 1897-98 ; Sven Hedin, 1899-1902 et 1905-08, publiés en 1909).

La première moitié du XX<sup>e</sup> siècle a vu la poursuite des travaux du *Geological Survey of India*, avec entre autres les apports fondamentaux de Pilgrim et West (1928), Wadia (1928-57), Auden (1933-53) sur la structure. Cela a aussi été le temps des missions internationales à but géologique (Dainelli, 1922, 1933-34 ; Desio, 1930-64 ; De Terra, 1935 ; Heim et Gansser, 1939 ; Norin, 1946), ou en accompagnement d'expéditions alpinistes. C'est dans le cadre de ces dernières que Heron devait produire une première carte géologique de l'Everest (1921) et Odell récolter les premiers fossiles en provenance de la face nord (1926). Tous ces travaux ont apporté une immense moisson de données fondamentales, concernant la stratigraphie, la structure, les chevauchements [MBT, *Main Central Thrust* (MCT)], le métamorphisme inverse, la suture, la paléontologie ; les localités himalayennes ont souvent servi à nommer des fossiles : *Ranikhotalia*, *Sivapithecus*, *Spiticeras*... En 1924 E. Argand, en publiant sa célèbre « Tectonique de l'Asie », propo-

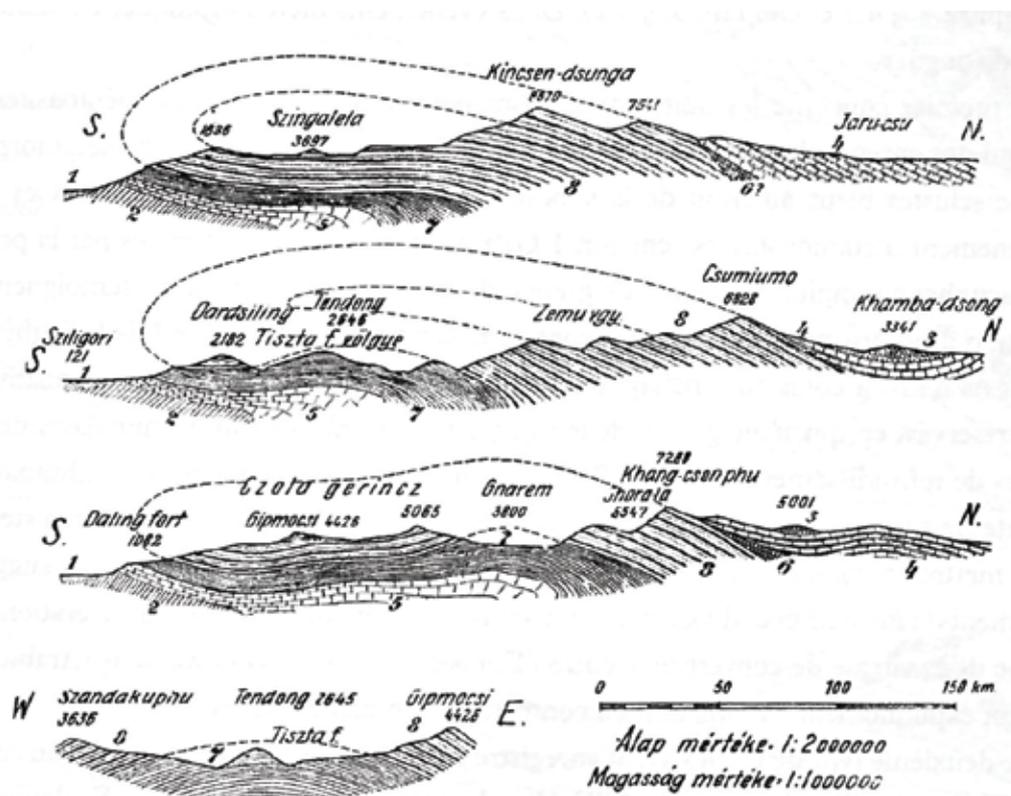


Fig. 1-3. – Le métamorphisme inverse au Sikkim d'après Von Loczy, 1878, publié en 1907. Dardsiling = Darjeeling ; Khamba-dsong = Khampa Dzong ; Kincsen-dsunga = Kangchenzonga ; Sziliguri = Siliguri.

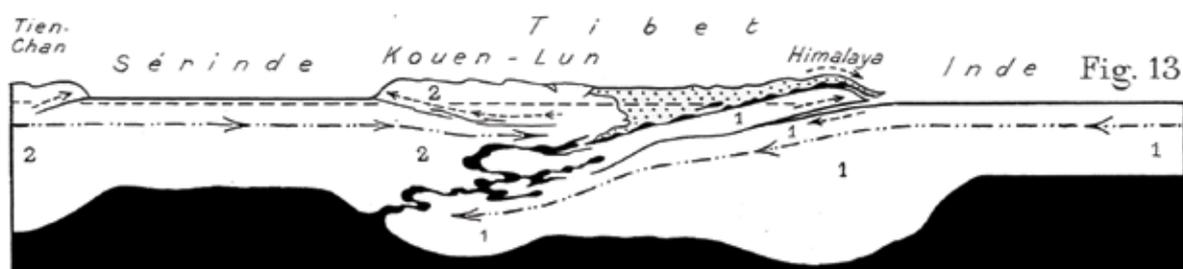


Fig. 1-4. – Coupe des chaînes asiatiques par E. Argand, 1924.

- sait une première vision synthétique des chaînes d'Asie centrale, texte qui constitue une illustration fantastique du phénomène de collision, bien longtemps avant que le terme ne soit créé (fig. 1-4).

Après la fin de la seconde guerre mondiale, les recherches systématiques ont repris dans le cadre des services géologiques régionaux et nationaux en Inde, au Népal, au Pakistan et au Tibet. À partir des années 60, le gouvernement chinois a entrepris le lever géologique systématique du Tibet, et chargé l'Académie des sciences de Chine d'organiser des missions scientifiques à l'Everest aboutissant, entre autres, à la publication d'une série de monographies « A Report of Scientific Expedition in the Mount Jolmo Lungma 1966-68 » (fig. 1-5). ●●●



Fig. 1-5. – Expédition scientifique chinoise au Mont Jolmo-Lungma (Everest), 1966-68. Page de couverture des « Monographie de l'Institut de Géologie et Paléontologie de Nankin ».

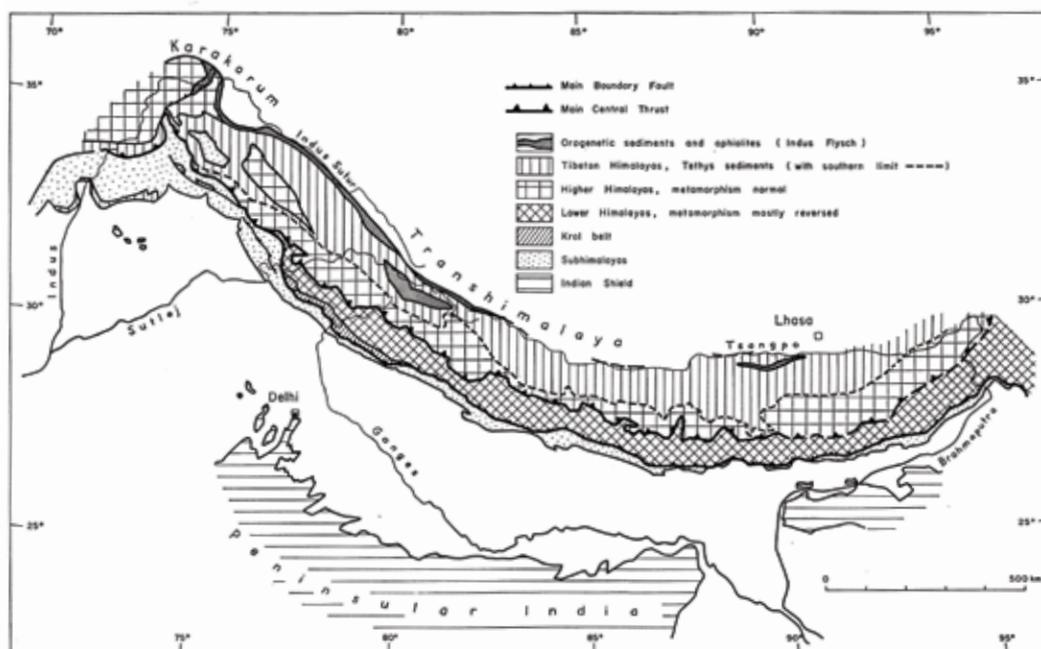


Fig. 1-6. – Carte structurale de l'Himalaya par A. Gansser, 1964.

●●● La parution, en 1964, de l'ouvrage de A. Gansser « *Geology of the Himalayas* » (fig. 1-6), accompagné de la première carte synthétique de la chaîne, relançait l'intérêt des équipes internationales pour ce chantier. Peu après, l'émergence du paradigme de la « tectonique des plaques » attirait l'attention de la communauté des géologues sur l'Himalaya en tant qu'exemple-type de collision intercontinentale actuelle (Dewey et Bird, 1970).

Dans cet esprit P. Le Fort (1975) a proposé la première vision moderne de la collision himalayenne (fig. 1-7), tandis que P. Molnar et P. Tapponnier (1975) ont montré le rôle de la collision himalayenne sur le développement du Tibet et la formation de grands décrochements (fig. 1-8).

Par ailleurs, l'ouverture progressive de nouveaux espaces aux groupes étrangers (Népal en 1951, Ladakh en 1975, Tibet en 1980, Bhutan en 1984, Tso Morari en 1994), ainsi que les facilités

accrues de déplacement, ont permis d'accéder à certains territoires demeurés inaccessibles, voire inexplorés. En conséquence, il s'est produit une extraordinaire émulation et une inflation de publications, les chercheurs s'empressant de tester chaque nouvelle technique ou chaque nouveau modèle sur ce chantier. Actuellement un grand nombre d'équipes de diverses nations travaillent sur ce domaine, et la bibliographie connaît une croissance exponentielle.

L'implication de la recherche française remonte à 1950, lorsque au cours de l'expédition française aux Annapurna, M. Ichac récolta des ammonites. Leur détermination par P. Pruvost démontrait l'existence du Jurassique, alors inconnu au Népal. Les expéditions alpinistes françaises qui suivirent firent appel aux compétences des géologues. C'est ainsi que P. Bordet et M. Latreille ont accompagné les expéditions au Makalu en 1954-55 et levé la première carte géologique de l'Arun au Népal (fig. 1-9). ●●●

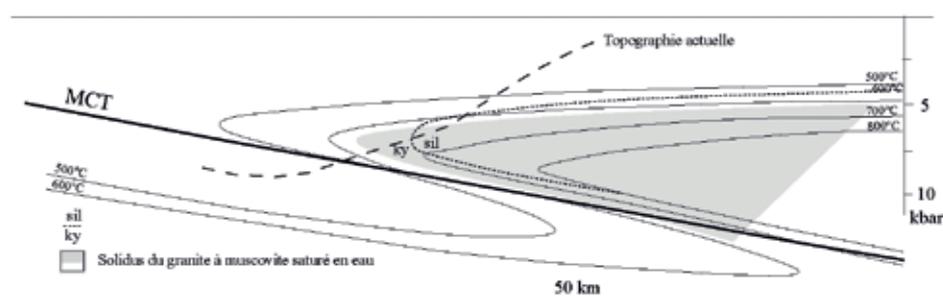


Fig. 1-7. – Le modèle thermique de P. Le Fort, 1975, modifié.

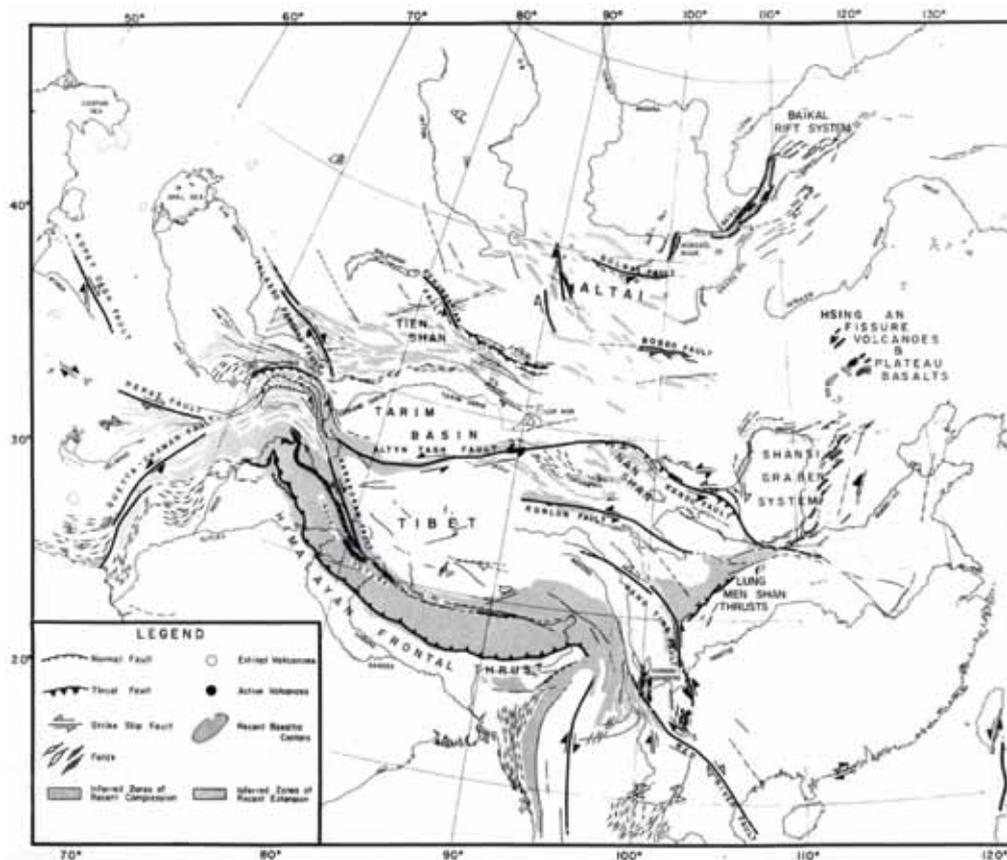


Fig. 1-8. – Décrochements au Tibet d'après P. Molnar et P. Tapponnier, 1975.

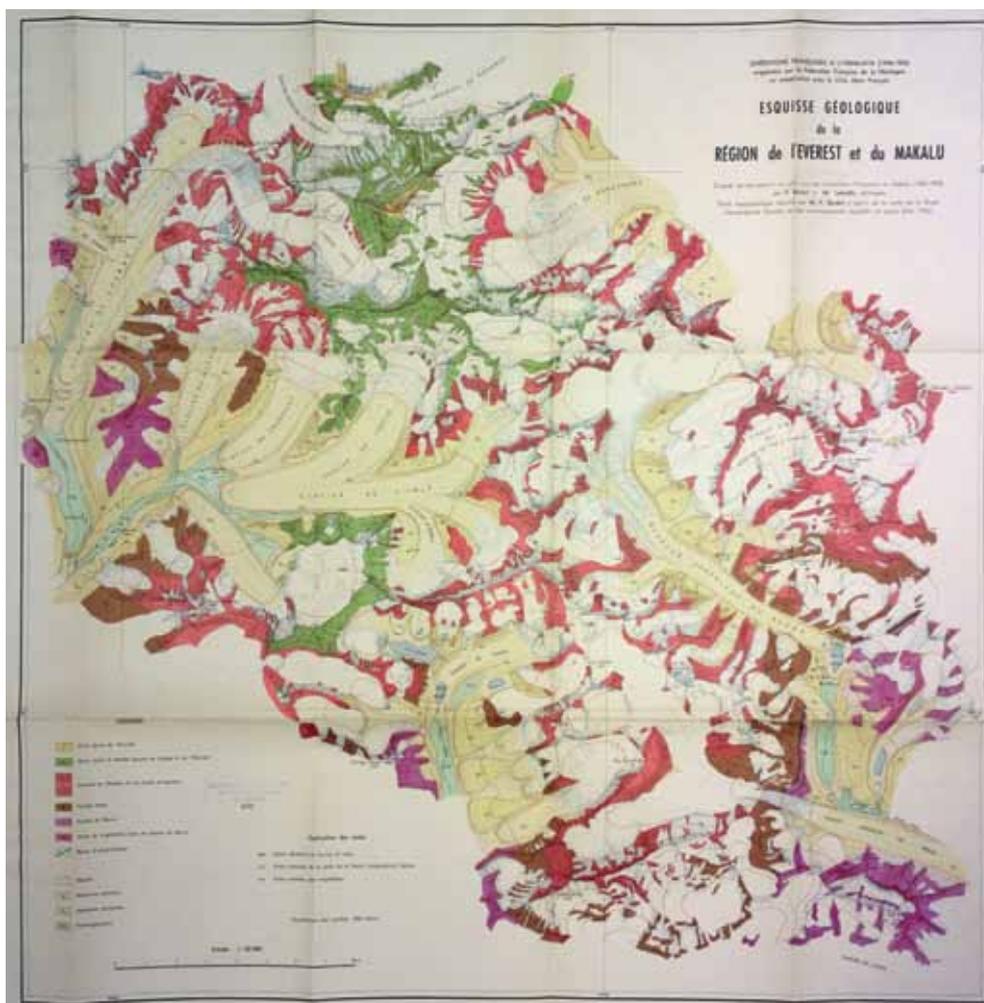


Fig. 1-9. – Carte géologique Makalu-Everest par P. Bordet et M. Latreille (CNRS Ed. 1957).

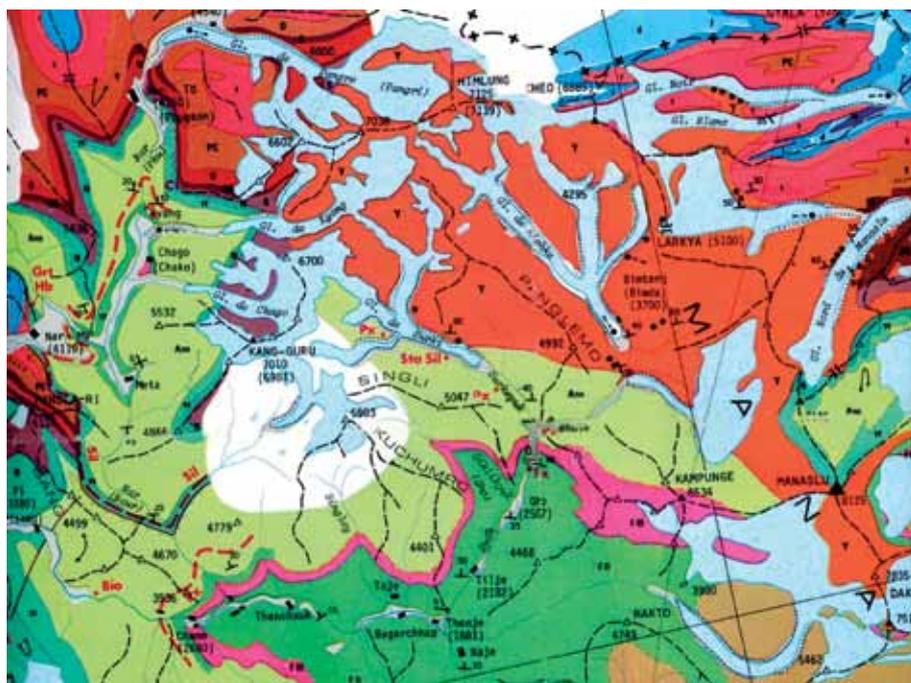


Fig. 1-10. – Extrait de la carte géologique du Népal central (M. Colchen, P. Le Fort, A. Pêcher, 1981).

●●● Ce devait être le point de départ des recherches françaises en Himalaya. Celles-ci se sont développées dans le cadre de formations reconnues par le CNRS. Une première structure pluridisciplinaire (RCP Nepal, sous la direction de C. Jest), impliquant une centaine de chercheurs, dont une quinzaine en Sciences de la Terre, a fonctionné de 1960 à 1978 aboutissant à la publication par le CNRS de 3 volumes et d'une carte à 1/250 000 (fig. 1-10). Une seconde structure, toujours pluridisciplinaire et encore plus large (GRECO Himalaya), a suivi de 1979 à 1991 (direction M. Colchen puis J.F. Dobremez) ; elle s'est traduite en particulier par plusieurs thèses et mémoires d'étudiants et jeunes chercheurs français.

En 1980, lors de l'ouverture du Tibet aux étrangers, le CNRS a mis en place une mission franco-chinoise à laquelle ont participé une centaine de chercheurs (fig. 1-11). De 1994 à 1998, dans le cadre du programme « Imagerie et Dynamique de la Lithosphère » (Idyl) le CNRS a soutenu et financé un volet himalayen (Idyl-Him) qui a associé une trentaine de chercheurs venant de 16 laboratoires différents.

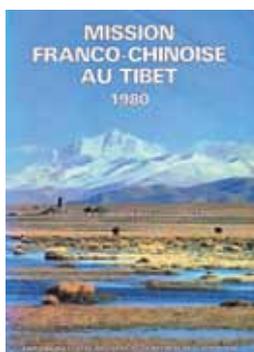


Fig. 1-11. – Mission franco-chinoise au Tibet 1980. Page de couverture du volume édité par le CNRS (1984).

Enfin depuis le milieu des années 70 le CEA a déployé au Népal, en collaboration avec le DMG (*Direction of Mines and Geology*), un réseau de surveillance sismique qui a permis de caractériser les structures actives et de proposer une zonation du risque (voir Cattin *et al.*, dans ce dossier).

L'implication française ne s'est pas limitée à la seule recherche ; elle s'est aussi manifestée par la formation de jeunes chercheurs et par le lancement d'échanges scientifiques réguliers entre les différentes équipes œuvrant dans l'ensemble tibeto-himalayen. La coopération s'est traduite par le fait que des chercheurs chinois, népalais et pakistanais ont pu perfectionner leur formation grâce à des aides du gouvernement français. Ces recherches menées dans leurs pays respectifs ont abouti à des thèses soutenues, certaines en co-tutelle. Quant aux échanges scientifiques, P. Le Fort est, avec M. Searle, à l'origine des réunions annuelles HKT (Himalaya-Karakorum-Tibet workshop), dont 4 sessions se sont tenues en France (Nancy 1985, Grenoble-Auris en Oisans 1995, Aussois 2005 et 2015). La 33<sup>e</sup> édition se tiendra en 2018 à Lausanne.

#### ■ G. Mascle et A. Pêcher

Professeurs honoraires à l'Institut des Sciences de la Terre (Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie-Mont-Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR)

# 2 > La haute chaîne himalayenne et sa structuration

La structure des zones orogéniques est souvent caractérisée par l'empilement d'écailles crustales séparées par des zones de chevauchements majeures. L'exemple emblématique en est la chaîne himalayenne où trois chevauchements principaux ont été reconnus en surface et cartographiés sur plus de 2 000 km tout au long de la chaîne (fig. 2-1a). De la haute chaîne (nord) à

la plaine du Gange (sud) il s'agit du chevauchement central principal (*Main Central Thrust* ou MCT), du chevauchement bordier (*Main Boundary Thrust* ou MBT) et du chevauchement frontal (*Main Frontal Thrust* ou MFT) (Medlicott et Blandford, 1879 ; Heim et Gansser, 1939 ; Gansser, 1964) (fig. 2-1). Tous ces chevauchements s'enracinent en profondeur au niveau d'une zone de dé-

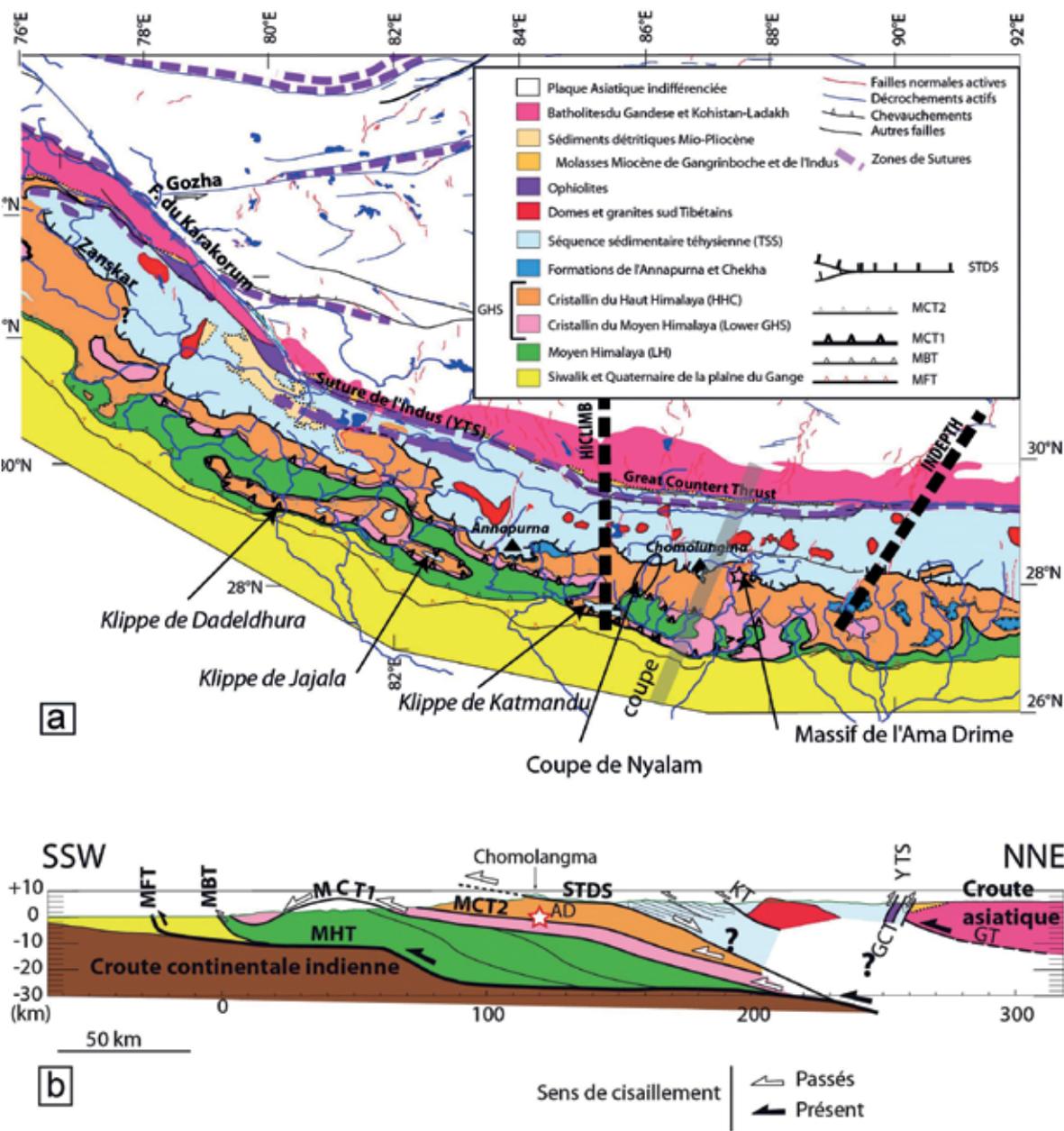


Fig. 2-1. – (a) Carte géologique et (b) coupe simplifiée de l'Himalaya, d'après Kali *et al.*, 2010. Les noms des structures et unités sont donnés en français suivis de leurs acronymes anglais utilisés dans le texte. AD localise la position des roches de l'Ama Drime avant leur exhumation par les failles normales actives.

●●● collement majeure, le chevauchement himalayen principal (*Main Himalayan Thrust* ou MHT) (Zhao *et al.*, 1993 ; Nelson *et al.*, 1996). Cette structure d'ensemble peut être attribuée au premier ordre à un prisme orogénique avec une déformation chevauchante qui se propagerait des zones internes (nord) à l'Éocène-Oligocène, vers l'avant-pays (sud) au Miocène et jusqu'à l'Actuel (Mattauer, 1986). Cependant, la découverte d'une zone de déformation en faille normale (Burg *et al.*, 1984), le système de détachement sud tibétain (*South Tibetan Detachment System* ou STDS), parallèle sur plus de 2 000 km aux grands chevauchements sous-jacents (fig. 2-1b) a en partie remis en cause ce modèle simple et a amené à en proposer des variantes ou des modèles radicalement différents.

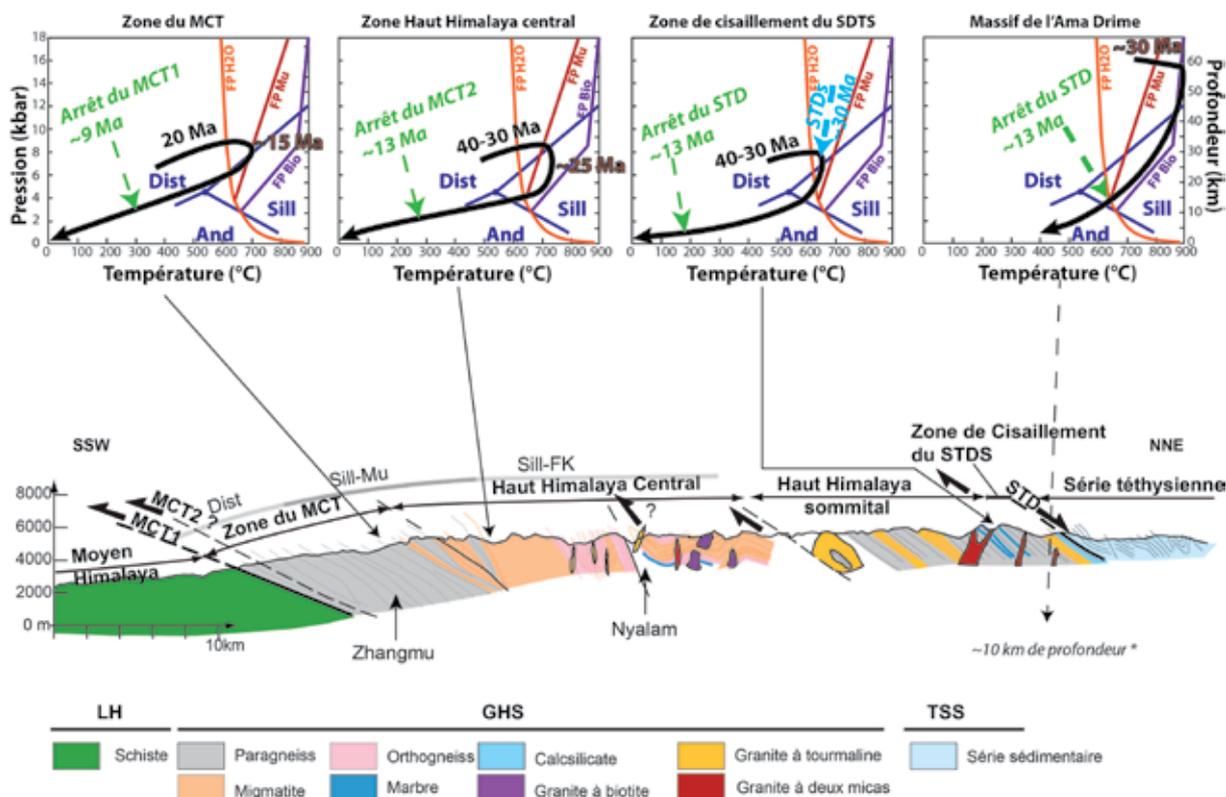
De fait, le MCT et le STDS encadrent une unité de haut degré métamorphique qui affleure prin-

cipalement sur le flanc sud de la haute chaîne au pied des plus hauts sommets : l'unité du Haut-Himalaya (*Greater Himalaya Sequence* ou GHS) (fig. 2-1). Cette unité était appelée Dalle du Tibet par Lombart (1958), terme ensuite repris par Le Fort (1975). Le GHS est principalement constitué de gneiss amphibolitiques à granulitiques, de migmatites et de leucogranites qui ont été exhumés au cœur de la chaîne (fig. 2-1). Cette unité est au cœur du débat sur les mécanismes responsables de la structuration de la chaîne himalayenne depuis la fin de l'Éocène jusqu'au milieu du Miocène. Dans cet article, après avoir présenté les principales caractéristiques pétrologiques et structurales du MCT, du STDS et du GHS, nous décrivons les principaux modèles proposés pour expliquer la structuration de la chaîne himalayenne, avant de discuter de leur pertinence au vu des données disponibles.

## Caractéristiques pétrologiques et structurales de l'unité du Haut-Himalaya (GHS)

Cette description s'appuie principalement sur la coupe du GHS dans la région de Nyalam de l'Himalaya central (fig. 2-2 - localisation sur la fig. 2-1a) décrite en détail par Leloup *et al.* (2015). On y observe successivement :

- les roches déformées de la zone de cisaillement du MCT ;
- les migmatites, gneiss, marbres et granites du Haut-Himalaya central ;
- les paragneiss, marbres et leucogranites du Haut-Himalaya sommital ;
- le système de détachement du STDS. ●●●



\* l'équivalent du massif de l'Ama Drime n'est pas exhumé au niveau de la coupe choisie. Il se trouverait une dizaine de km sous la surface.

## Zone du MCT

Suivant les auteurs des critères différents ont été utilisés pour localiser le MCT : (1) un changement de degré métamorphique ; (2) la limite entre deux unités présentant des âges hérités et des caractéristiques isotopiques distinctes, ou (3) une zone de cisaillement en chevauchement vers le sud (Searle *et al.*, 2008). S'agissant d'un chevauchement majeur, la présence d'une zone de déformation intense apparaît comme le critère le plus pertinent (Arita 1983 ; Brunel, 1986 ; Grujic *et al.*, 1996 ; 2002 ; Leloup *et al.*, 2015).

Dans la coupe de Nyalam, le MCT est défini comme la base d'une zone de déformation d'une dizaine de kilomètres d'épaisseur correspondant à des schistes et des gneiss présentant une foliation plongeant vers le nord (fig. 2-3a), une linéation d'allongement d'orientation nord-sud et des critères de cisaillement en chevauchement. Cette zone met en contact des paragneiss à grenat et disthène du GHS au-dessus de phyllites faiblement métamorphiques attribuées à l'unité du moyen pays himalayen (*Lesser Himalaya* ou LH) (fig. 2-1, fig. 2-2). Dans le haut de la zone du MCT, la foliation devient moins bien réglée et les gneiss sont remplacés par les migmatites du Haut-Himalaya central (fig. 2-2, fig. 2-3b). D'un point de vue pétrographique, en allant vers le haut de la section (nord), le disthène est progressivement remplacé par la sillimanite et les premiers indices de migmatitisation apparaissent dans la partie supérieure de la zone du MCT. Cette augmentation du degré métamorphique vers le haut caractérise le métamorphisme inverse himalayen (Pêcher, 1989). Dans la partie supérieure de la zone de cisaillement du MCT, les conditions au pic du métamorphisme sont de l'ordre de 600-700°C pour des pressions généralement comprises entre 8 et 10 kbar (fig. 2-2).

Dans d'autres coupes, comme celle qui suit l'Arun au sud du massif de l'Ama Drime (fig. 2-1a), la partie basse du GHS comporte plusieurs zones de cisaillement superposées : le MCT inférieur à la base (MCT1) et le MCT supérieur (MCT2) plus haut dans la série (e.g. Arita, 1983 ; Searle *et al.*, 2008 ; Leloup *et al.*, 2015). Dans cette zone le MCT2 aussi appelé *High Himal Thrust* (HHT) est considéré par certains comme le chevauchement majeur (Brunel, 1983 ; Goscombe et Hand, 2000). Ces deux MCT délimitent deux unités lithologiques distinctes : le cristallin du Moyen-Himalaya (Lower GHS) et le cristallin du Haut-Himalaya (*High Himalayan Cristalline* ou HHC). Bien qu'une cartographie de ces unités ait été proposée à l'échelle de toute la chaîne (fig. 2-1), les corrélations entre les différentes coupes sont discutables, et par exemple dans la coupe de Nyalam ces deux unités n'ont pas été clairement distinguées (fig. 2-2).

La chronologie de l'évolution métamorphique a été déterminée principalement à partir de datations (U-Th)/Pb sur monazite et zircon et <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar sur micas (voir Leloup *et al.*, 2015 pour une synthèse). Au-dessus du MCT2, l'enfouissement du GHS, aurait eu lieu entre environ 40 et 30 Ma (épisode éo-himalayen). Après une période de ré-équilibre thermique isobare, le pic de température associé à la fusion partielle, ainsi que le début d'exhumation à haute température sont compris entre 25 et 15 Ma (épisode néo-himalayen). Entre le MCT1 et le MCT2, l'enfouissement est plus tardif, vers 20 à 13 Ma et l'exhumation aurait eu lieu autour de 10 Ma. Dans ce cadre, le MCT2 s'initierait au moins à partir de 25 Ma et fonctionnerait jusqu'à 13 Ma alors que le MCT1 quant à lui serait actif entre environ 11 et 9 Ma (Kohn *et al.*, 2004). La fin de fonctionnement du MCT1 serait synchronisée à l'activation du MBT plus au sud (Meigs *et al.*, 1995).

## Zone du Haut-Himalaya central

Cette zone correspond en fait à deux unités structurales distinctes. Elle est constituée à la base d'orthogneiss, souvent migmatitiques, à sillimanite et grenat (fig. 2-3d) qui, contrairement à la zone du MCT, présentent une foliation mal réglée et ni linéation d'étirement ni critères de cisaillement simple. Plus haut dans la série, les orthogneiss sont à nouveau affectés par une foliation bien réglée mais plus raide que dans la zone du MCT et recoupée par des leucogranites (fig. 2-2). Le pic des conditions métamorphiques est estimé à 650-700°C pour 6-8 kbar. Ces orthogneiss et la zone du MCT seraient les équivalents de la Formation I définie originellement par Le Fort (1975) dans la région des Annapurnas (fig. 2-1a).

Au nord de Nyalam, les gneiss migmatitiques sont interstratifiés avec des marbres et sont marqués par une foliation subhorizontale affectée

**Fig. 2-2. – Coupe géologique de l'unité du Haut-Himalaya (GHS) dans la région Nyalam (voir fig. 1a pour la localisation) et histoires pression-température des différentes sous-unités.**

**FP1 : réaction de fusion partielle en présence d'eau, FPMu : réaction de fusion partielle par déstabilisation de la muscovite, FPBio : réaction de fusion partielle par déstabilisation de la biotite. And : Andalousite, Dist : Disthène, Sill : Sillimanite, FK : Feldspath Potassique. D'après Leloup *et al.* (2015) et Kali *et al.* (2010).**

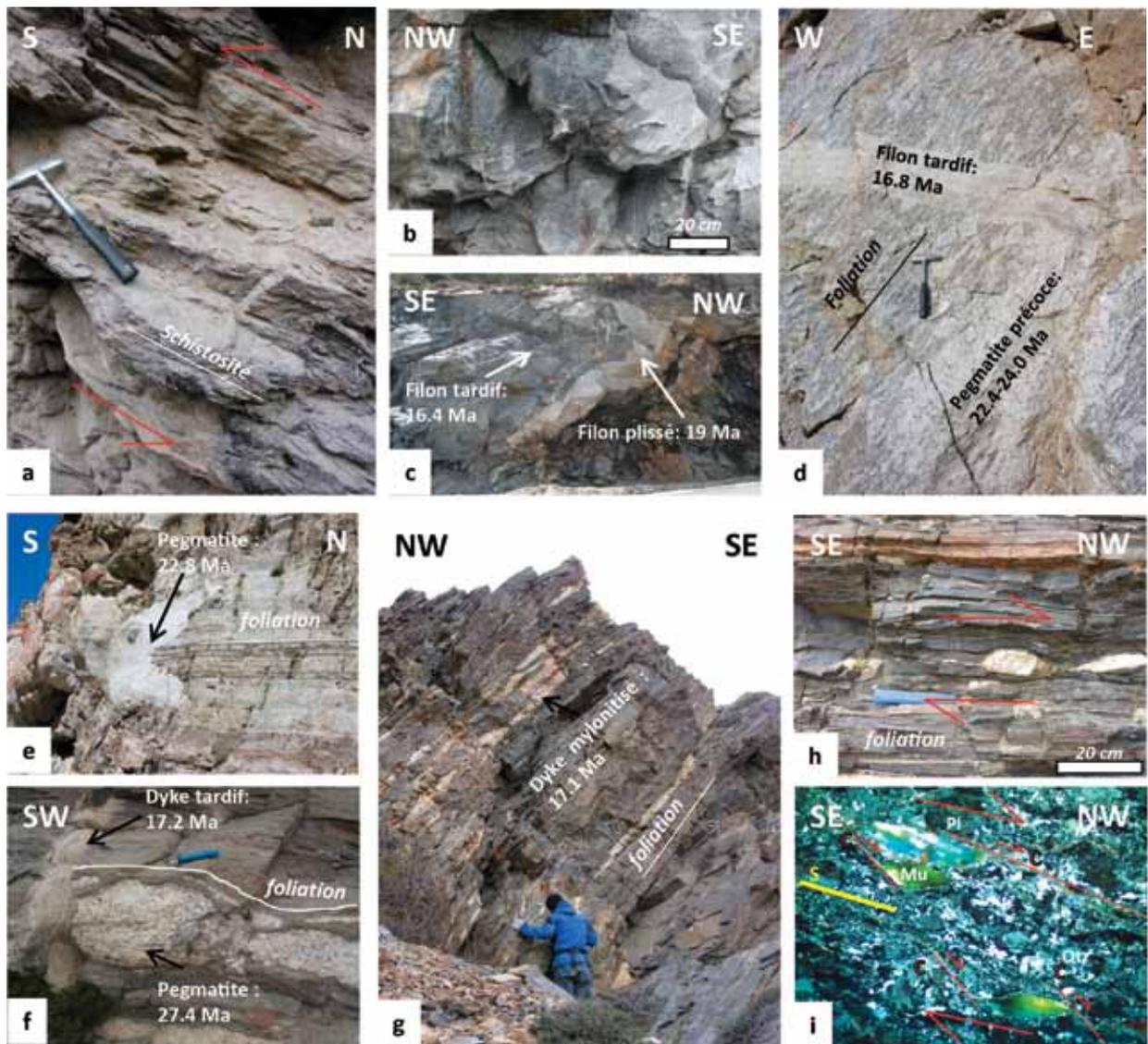


Fig. 2-3. – Photographies de terrain et de lame mince dans l'unité du Haut-Himalaya (GHS) et âge des intrusions granitiques : (a) schistes de la zone de cisaillement du MCT, (b) migmatites de la partie supérieure de la zone du MCT, (c) gneiss migmatitiques plissés et recoupés par des filons granitiques de la zone du Haut-Himalaya central, (d) orthogneiss et intrusions granitiques de la zone du Haut-Himalaya central, (e) poche de granite pegmatitique dans les marbres de la partie sommitale de la zone du Haut-Himalaya central, (f) intrusions granitiques dans la base de la zone du Haut-Himalaya sommital, (g) filons de granites transposés et mylonitisés dans la zone de cisaillement du STDS, (h) filons de granite cisailés dans la zone de cisaillement du STDS, (i) lame mince d'un granite mylonitisé de la zone de cisaillement du STDS. Mu : Muscovite, Pl : Plagioclase, Qtz : Quartz. S : schistosité, C : plan de cisaillement.

●●● par des plis isoclinaux serrés (fig. 2-3c et 2-3e). Cette série est également affectée par de grands plis ouverts et est recoupée par des granites tardifs (fig. 2-2 et 2-3c). Elle correspondrait à la Formation II de Le Fort (1975).

La discontinuité structurale séparant les deux unités au niveau de Nyalam a été interprétée comme un chevauchement (chevauchement de Nyalam, Wang *et al.*, 2013) mais sa cinématique reste à préciser. Dans la région de l'Annapurna, Carosi *et al.*, (2016) décrivent la zone de cisaillement ductile de Kalopani comme un chevauchement vers le SW au-dessus du MCT2 qui serait

actif entre 40 et 30 Ma. L'extension latérale de cette zone de cisaillement ainsi que son éventuelle connexion avec le chevauchement de Nyalam ne sont pas encore claires.

### Zone du Haut-Himalaya sommital

Cette zone est composée de paragneiss à sillimanite et grenat, localement migmatitiques, interstratifiés avec des marbres et des sills de leucogranites affectés par une foliation bien réglée plongeant vers le nord mais sans linéation ni critères de cisaillement nets. Des leucogranites ●●●

●●● plus ou moins déformés recourent la foliation (fig. 2-3f). Cette zone serait l'équivalent de la Formation III de Le Fort (1975). Le pic de température y est estimé à 750°C pour une pression de 6-8 kbar. Cette zone est généralement interprétée comme chevauchante sur le Haut-Himalaya central, mais en l'absence de critères structuraux ce point reste à préciser de même que son éventuelle connexion à la zone de cisaillement de Kailopani dans la région de l'Annapurna.

### Système de détachement sud tibétain (STDS)

La zone de déformation du STDS est une zone de cisaillement d'environ 300 m d'épaisseur caractérisée par une déformation en cisaillement simple intense, correspondant à un mouvement du sommet vers le NE (fig. 2-3g, 2-3h et 2-3i). Les roches cisailées sont celles du Haut-Himalaya sommital (fig. 2-2). Le pic de température y est estimé à 650°C pour des pressions de 6-8 kbar (fig. 2-2).

Le sommet de cette zone de cisaillement ductile est une zone de déformation froide, le Détachement Sud Tibétain proprement dit (STD) qui met en contact au sud les paragneiss et au nord la séquence sédimentaire Téthysienne sus-jacente (*Tethyan Sedimentary Sequence* ou TSS). Cette dernière s'est déposée au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque sur l'ancienne marge passive au nord du continent indien (fig. 2-1, fig. 2-2). Le saut de métamorphisme entre ces sédiments faiblement métamorphisés et les paragneiss sous-jacents indique qu'il s'agit d'un contact soustractif en accord avec les critères de cisaillement observés dans le STDS (Burg *et al.*, 1984 ; Burchfiel *et al.*, 1992). Ce contact est proche de l'horizontale sous le sommet de l'Everest et à l'est de l'Ama Drime ce qui explique qu'il soit souvent décrit comme une faille normale plate. Cependant son pendage est de 30° dans d'autres localités et sa géométrie est plutôt celle d'une faille normale s'enracinant au nord (Leloup *et al.*, 2015) (fig. 2-1b).

La datation des granites anté, syn et post-déformation dans la zone de cisaillement du STDS de la région de Nyalam a mis en évidence une migration de la déformation au cours du temps se restreignant vers le haut dans une bande de plus en plus étroite au fur et à mesure de l'exhumation du GHS pour n'être plus localisé dans les derniers stades que sur la zone de déformation froide du STD (Leloup *et al.*, 2015).

Le STDS est recoupé par une série de failles normales orientées N-S qui ont une expression morphologique nette et sont associées à des séismes. Certaines de ces failles, comme au niveau du horst de l'Ama Drime, sont actives depuis 11 Ma ce qui suggère que le fonctionnement du STDS se soit arrêté avant cette date (Kali *et al.*, 2010). L'histoire du refroidissement du Haut-Himalaya sommital implique qu'il a fini son exhumation il y a environ 13 Ma, suggérant la fin du fonctionnement du STDS à cette date (Leloup *et*

*al.*, 2015). Il apparaît qu'entre 92 et 84°E le STDS s'est immobilisé entre 11 et 13 Ma alors que plus à l'ouest la zone de cisaillement du Zanskar, structure équivalente au STDS, s'arrête de fonctionner dès 17 Ma (Leloup *et al.*, 2010).

L'âge d'initiation du STDS est plus difficile à contraindre. En se basant sur les estimations de l'âge du début d'exhumation dans le horst de l'Ama Drime, le STDS pourrait avoir été initié vers 30 Ma (Kali *et al.*, 2010), ce qui semble confirmé par la datation de minéraux syntectoniques dans la zone de cisaillement du STDS dans l'ouest népalais (e.g. La Roche *et al.*, 2016).

Enfin, l'observation de critères de cisaillement précoces en chevauchement vers le sud dans le STDS suggère qu'il se soit localisé au niveau d'une ancienne zone de chevauchement, le chevauchement Sud-Tibétain (*South Tibetan Thrust*, STT, Vannay et Hodges, 1996 ; Godin *et al.*, 2001). Ce chevauchement serait associé au métamorphisme prograde (enfouissement) du GHS, dit éo-himalayen et daté entre 30 et 40 Ma.

### Synthèse de la chronologie du magmatisme, de la structuration et de l'exhumation du GHS

La structure du GHS est caractérisée par deux zones de cisaillement, l'une basale (le ou les MCT) et l'autre sommitale (STDS) encadrant des roches principalement migmatitiques mais ne présentant pas ou peu de critères de déformation en cisaillement simple. La température du pic de métamorphisme augmente jusqu'à environ 750°C dans la zone de cisaillement du MCT, ce qui définit le métamorphisme inverse. La valeur de ce pic de température baisse à nouveau dans la zone de cisaillement du STD. Les conditions de pression sont plus fortes à la base du GHS (8-10 kb) juste au-dessus du MCT, et restent relativement constantes au-dessus (6-8 kb).

La fusion partielle précoce a démarré entre 30 et 25 Ma et suit directement l'épisode prograde (enfouissement) éo-himalayen (M1). Les produits de fusion ont alimenté des dykes et plutons visibles dans la partie supérieure du GHS (fig. 2-3d, e, et f). Cette fusion partielle est sans doute liée à la ré-équilibration thermique suite à l'enfouissement du GHS. La zone partiellement fondue s'est progressivement amincie vers le bas au cours du temps avec une cristallisation finale à environ 15 Ma dans la zone du MCT. Les derniers granites à se mettre en place, datés entre 17,5 et 15 Ma, recourent toutes les déformations ductiles sauf celle de la partie supérieure du STDS (fig. 2-3c, d, f, g et h). Ce deuxième épisode de fusion partielle, contemporain de l'épisode d'exhumation néo-himalayen, et contemporain du fonctionnement du MCT et STDS, pourrait dans ce cadre être en partie contrôlé par la décompression adiabatique (pour plus de détails sur les leucogranites himalayens voir l'article de Pichavant et Scaillet dans ce dossier). ●●●

# Modèles de structuration et d'exhumation de l'unité du Haut-Himalaya

## Modèles d'extrusion de roches partiellement fondues

Dans ce groupe de modèles, la déformation et l'exhumation de l'unité du Haut-Himalaya (*Greater Himalaya Sequence* ou GHS) sont liées à la fusion partielle de ce dernier qui va entraîner une modification importante de sa rhéologie par rapport à celle des roches situées sous le MCT et au-dessus du STDS. Suite à leur fusion partielle, les roches du GHS, moins visqueuses et résistantes sont extrudées vers le sud et le haut entre chevauchement central principal (*Main Central Thrust* ou MCT) et le système de détachement

sud tibétain (*South Tibetan Detachment System* ou STDS). Dans ce cadre, deux grands types de modèles sont distinguables : (1) l'extrusion d'écaïlle tectonique et (2) le fluage chenalisé.

### Extrusion d'une écaïlle partiellement fondue

Dans ce modèle (fig. 2-4A), l'extrusion affecte une écaïlle de croûte moyenne partiellement fondue encadrée par deux zones de cisaillement, le MCT et le STDS, qui se rejoignent en profondeur en délimitant un coin de roches extrudées (Grujic *et al.*, 1996 ; Grasemann *et al.*, 1999 ; Guillot et Allemand, 2002). Dans un premier stade (épisode éo-himalayen) les roches du GHS

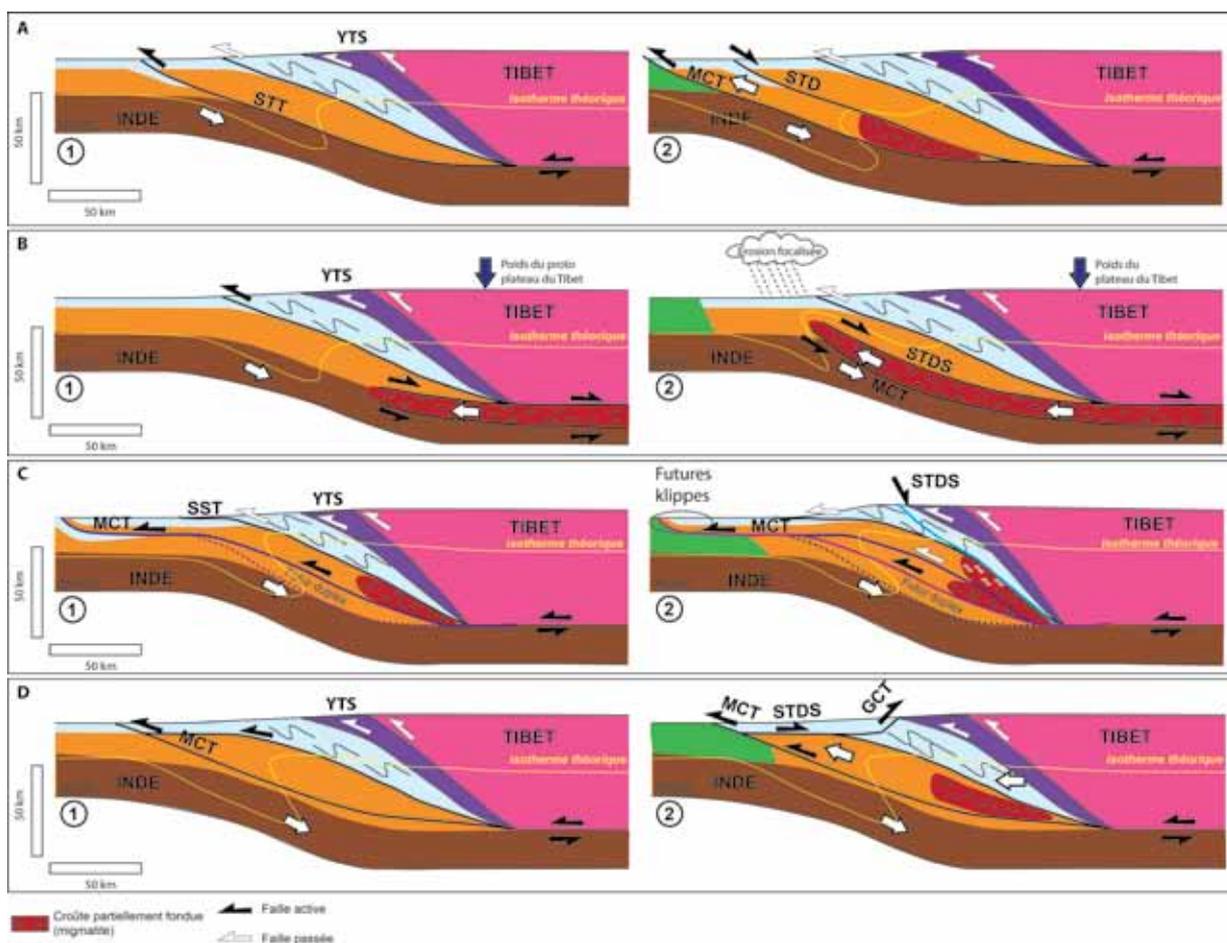


Fig. 2-4. – Modèles de structuration de la chaîne himalayenne. (A) Extrusion d'une écaïlle partiellement fondue, (B) Extrusion par fluage chenalisé, (C) Sous-placage au niveau d'un duplex, (D) Coin crustal interne au prisme. Deux étapes temporelles sont représentées : 1) Éo-himalayen 2) Néo-himalayen.

Couleurs des unités identiques à celles de la figure 1b.

YTS : suture de la Yarlung-Tsangpo (ou suture de l'Indus), STDS : détachement sud Tibétain, STT : South Tibetan Thrust ; MCT : chevauchement central principal ; GCT : rétro-chevauchement tibétain.

●●● sont enfouies sous le futur STDS qui fonctionne alors comme un chevauchement (le chevauchement Sud-Tibétain, *South Tibetan Thrust*, ou STT) (fig. 2-4A1). Puis la déformation chevauchante se propage vers l'avant-chaîne avec l'initiation du MCT et l'arrêt du chevauchement au niveau du futur STDS, le GHS formant une écaille comprise entre le MCT et le futur STD. Dans un deuxième temps (épisode néo-himalayen), l'échauffement lié à l'épaississement provoque la fusion partielle du GHS dont la viscosité et la résistance à la déformation deviennent beaucoup plus faibles que celles des roches environnantes (fig. 2-4A2). Cette variation rhéologique, dans un contexte de raccourcissement actif couplé à de l'érosion en surface, favorise l'extrusion du GHS entre le chevauchement du MCT et la faille normale du STDS (fig. 2-4A2).

Les points importants de ce modèle sont (1) que la déformation est localisée sur des grandes structures (MCT, STDS) qui guident l'exhumation ; (2) que l'évolution rhéologique induite par la fusion partielle provoque l'extrusion ; et (3) que le MCT et le STDS sont synchrones et se rejoignent en profondeur vers le nord.

### **Extrusion par fluage chenalisé**

Dans ce modèle (Beaumont *et al.*, 2001) l'évolution rhéologique induite par la fusion partielle joue également un rôle majeur, mais la géométrie de la zone exhumée, ainsi que la nature des forces motrices, sont fondamentalement différentes du cas précédent. Suite à la subduction continentale, une portion de la plaque inférieure (l'Inde) se retrouve sous-plaquée à la base de la plaque supérieure (le Tibet). De son côté le Tibet subit un épaississement homogène qui induit une forte altitude et un réchauffement qui provoque la fusion partielle de la croûte indienne sous-plaquée (fig. 2-4B1). Le poids exercé par le Tibet devient suffisamment important pour provoquer le fluage latéral de cette croûte partiellement fondue vers les zones de basse altitude (fig. 2-4B1). Celle-ci flue horizontalement vers le sud sous la forme d'un chenal ductile, le futur GHS, limité au sommet par le STDS et à la base par le MCT. La propagation de ce chenal entraîne un épaississement par intrusion à l'origine des premières phases de surrection de l'Himalaya. Cette topographie crée un effet orographique : les masses d'air chargées d'humidité venant du sud se condensent au-dessus du relief provoquant de fortes précipitations et une érosion importante. Cette érosion, couplée à l'isostasie, entraîne l'exhumation du chenal de roches partiellement fondues (fig. 2-4B2). Certaines modélisations de fluage chenalisé intègrent également une zone de faiblesse (faible résistance) dans la croûte supérieure entre 4,5 et 7 km de profondeur (Jamieson *et al.*, 2006). Ce modèle rhéologique favorise la propagation du chenal vers le sud (vers l'Inde) et une fois celui-ci extrudé, son exhumation se poursuit par sous-charriage de la croûte moyenne et inférieure indienne sous le MCT.

Les points importants de ce modèle sont :

1) le MCT et le STDS sont des structures passives synchrones qui accommodent le fluage de la croûte moyenne ;

2) ici aussi l'évolution rhéologique liée à la fusion partielle contrôle la capacité de fluage des roches ;

3) le Tibet est préalablement épaissi de manière homogène et produit la contrainte verticale qui initie et guide la direction du fluage horizontal ;

4) le GHS est une partie de la croûte indienne, qui après fusion partielle sous le plateau du Tibet au nord de la suture, est extrudée dans un chenal jusqu'au sud de la suture ;

5) l'existence d'une érosion focalisée permet l'exhumation du chenal et la formation des hauts reliefs himalayens.

### **Modèles de prismes orogéniques**

Dans ce groupe de modèles, la chaîne himalayenne est vue comme un prisme tectonique. Au cours du temps, le prisme se propage vers l'avant-pays. Cette propagation peut se faire par écaillage à la base d'un prisme d'accrétion, ou par un mécanisme de sous-plaquage au niveau d'une rampe crustale avec formation de duplex.

#### **Écaillage crustal**

Ce modèle est le premier à avoir été formulé (Burchfiel et Royden, 1985 ; Mattauer, 1986). La convergence est absorbée par une déformation chevauchante connectée à un niveau de décollement en profondeur. Ce chevauchement provoque un épaississement, une exhumation et une élévation de la partie interne du prisme. Quand l'énergie potentielle de pesanteur de cette partie interne devient trop importante, le niveau de décollement se propage vers la zone externe de la chaîne, un nouveau chevauchement se crée plus au sud et l'ancien est abandonné. Une partie plus externe de la chaîne est alors soulevée. Le MCT est le premier chevauchement à avoir été activé, puis le chevauchement bordier (*Main Boundary Thrust* ou MBT), puis le chevauchement frontal (*Main Frontal Thrust* ou MFT), ce dernier étant le chevauchement actuellement actif. Dans ce cadre, le STDS est une structure d'accommodation gravitaire d'extension locale liée à l'augmentation du poids des roches, induite par l'épaississement. Cette extension pourrait également être favorisée par l'initiation de la fusion partielle dans le GHS (Burchfiel *et al.*, 1992).

Les points importants de ce modèle sont :

1) la structure de la chaîne vue comme un prisme tectonique ;

2) une localisation de la déformation au niveau d'un décollement connecté à des chevauchements qui sont de plus en plus récents vers le sud ;

3) un STDS correspondant à un rééquilibrage gravitaire en partie synchrone du MCT. ●●●

### ●●● **Sous-placage au niveau d'un duplex**

Ce modèle est une variante du précédent où le GHS est formé par un duplex d'unités litho-structurales sous-plaquées les unes sous les autres, au-dessus du MCT (Kohn *et al.* 2002 ; Carosi *et al.*, 2016), d'une façon comparable au modèle proposé pour l'accrétion des unités du moyen pays himalayen (LH) au Miocène (Bollinger *et al.*, 2006). Le mécanisme de formation d'un duplex implique dans un premier temps l'enfouissement d'une unité sous une rampe crustale (fig. 2-4C1) puis la migration de cette rampe à la base de cette première unité permettant ainsi l'enfouissement d'une seconde unité et le début d'exhumation de la première par chevauchement au-dessus de la rampe (fig. 2-4C2). Dans ce modèle le STDS serait préférentiellement localisé sur une ancienne limite supérieure d'unité, autrement dit une rampe fossile.

Les points importants de ce modèle sont ;

- 1) la structure de la chaîne vue comme un prisme tectonique ;
- 2) une localisation de la déformation au niveau d'une rampe chevauchante ;
- 3) l'existence d'un duplex encadré par des rampes fossiles ;
- 4) un STDS correspondant à un rééquilibrage gravitaire.

### **Modèle de coin crustal interne au prisme**

Ce modèle considère également la chaîne himalayenne comme un prisme orogénique, mais où le GHS n'est pas une écaille ni un duplex mais un coin s'insérant à l'intérieur du prisme orogénique (Yin, 2006 ; Webb *et al.*, 2007). Après une phase d'enfouissement et d'écaillage du GHS au niveau du MCT comparable aux deux modèles précédents (fig. 2-4D1), le GHS s'insère à l'intérieur du prisme vers l'avant-pays en étant limité à sa base par le MCT et à son sommet par un rétro-chevauchement de la croûte indienne sur le Tibet (fig. 2-4D2). Le STDS est une partie de ce rétro-chevauchement qui connectait l'avant-pays au rétro-chevauchement décrit au Sud Tibet au niveau de la suture (*Great Counter Thrust* ou GCT – fig 2-1b). La cinématique en faille normale du STDS n'est qu'apparente, elle n'est due qu'à son basculement lors de phases de déformation postérieures.

Les points importants de ce modèle sont (1) MCT et STDS se rejoignent vers l'avant-pays (sud) et sont en partie synchrones, (2) le STDS n'est pas une faille normale, mais un segment basculé d'un grand rétro-chevauchement.

## Évaluation et discussion des modèles de structuration et d'exhumation du cristallin du Haut-Himalaya (GHS)

Les modèles présentés ci-dessus ont été formulés et peuvent être évalués à partir de données géologiques acquises sur des échantillons aujourd'hui en surface et sur l'interprétation de données géophysiques

### **Données géophysiques**

Des données de sismique réflexion INDEPTH ont permis d'imager la géométrie du Chevauchement himalayen principal (*Main Himalayan Thrust* ou MHT), décollement majeur sur lequel viendraient se brancher le MBT, le MCT et le chevauchement frontal actuellement actif du MFT (Nelson *et al.*, 1996 ; Hauck *et al.*, 1998). Le MHT sépare une partie supérieure de la croûte indienne qui s'écaille et une partie inférieure qui plonge sous le Tibet. Les données de sismique passive de HI-CLIMB suggèrent que le MHT se prolongerait sous le Tibet jusqu'à 200 km au nord de la zone de suture de l'Indus à une profondeur de 60-70 km (Nábelek *et al.*, 2009). Combinées à des données gravimétriques et à des modèles numériques ces données suggèrent qu'une par-

tie de la croûte indienne supérieure est sous-plaquée au niveau d'une rampe du MHT au cœur de l'Himalaya alors que la croûte inférieure indienne est, elle, sous-plaquée à la base de la croûte tibétaine formant une racine éclogitisée (Hetenyi *et al.*, 2007). Ces images géophysiques confirment l'existence d'un niveau de décollement majeur actif, mais qui l'a aussi été sur des durées géologiques, jouant un rôle majeur dans la structuration de la chaîne.

Les profils INDEPTH montrent également un ensemble de réflecteurs émergeant au niveau du STDS, plongeant d'environ 20 à 25° vers le nord et rejoignant le MHT à une quarantaine de kilomètres de profondeur. Cependant, ces réflecteurs ont été interprétés comme une faille normale plio-quadernaire, alors que le STDS correspondrait à des réflecteurs plus superficiels qui émergent vers le nord au niveau du dôme métamorphique de Kangmar (Hauck *et al.*, 1998).

Les données INDEPTH ont d'autre part mis en évidence l'existence à 15-20 km de profondeur, sous la partie sud du plateau du Tibet, d'une

●●● unité où les ondes sismiques se propagent à faible vitesse. Cette unité présente également une faible résistivité électrique (Unsworth *et al.*, 2005) et, à son sommet, des zones localisées de forte augmentation de l'amplitude des ondes sismiques appelées « Bright Spots » (Nelson *et al.*, 1996). Cette unité a été interprétée comme une couche de roches partiellement fondues et les « Bright Spots » comme des poches de magma. Ces données, combinées à des modèles numériques, ont amené à proposer le modèle d'extrusion par fluage chenalisé pour la formation du GHS. Le GHS serait la partie exhumée de l'unité de roches partiellement fondues se prolongeant sous le Tibet en formant un chenal continu limité à son sommet par le STDS et à sa base par le MHT/MCT. Cependant, d'une part les données HI-CLIMB suggèrent que la couche de fusion partielle actuelle est étroite et discontinue et qu'elle s'arrête à plus de 100 km au nord de la trace cartographique du STDS, ne pouvant donc constituer un chenal efficace (Nábelek *et al.*, 2009) ; et, d'autre part, les données géophysiques reflètent l'état actuel de la croûte alors que le STDS n'est plus actif depuis plus de 11 Ma (Leloup *et al.*, 2010 ; 2015).

## Données géologiques

### Contraintes thermo-barométriques

Deux caractéristiques importantes du métamorphisme du GHS sont les conditions Pression-Température atteintes par les roches exhumées à l'issue du métamorphisme prograde (6-8 kb - ~750°C) ainsi que l'organisation en métamorphisme inverse (fig. 2-2). Cependant, ces données sont peu discriminantes entre les modèles proposés, tous ceux-ci permettant d'exhumer des roches depuis environ 30 km de profondeur. Le métamorphisme inverse peut, lui, être expliqué soit par un différentiel d'exhumation entre le cœur du GHS et sa bordure en invoquant un fluage chenalisé de type poiseuille (fluage dans un tuyau, contrôlé par le gradient de pression), couplé au gradient de vitesse induit par le cisaillement qui augmente lorsque que l'on se rapproche du MCT (Grujic *et al.*, 2002) applicable dans tous les modèles d'extrusion de roches partiellement fondues, soit par l'invagination des isothermes associée au fonctionnement des chevauchements (Le Fort *et al.*, 1986) applicable aux modèles de prisme orogénique. Par contre, la reconstitution des chemins Pression-Température progrades pourrait être plus discriminante, les modèles d'extrusion de roches partiellement fondues impliquant une phase de chauffage par rééquilibrage thermique isobare précédant l'exhumation (Jamieson *et al.*, 2006) alors que les modèles de prisme orogénique impliquent un trajet rétrograde (exhumation) presque inverse par rapport au trajet prograde suivi auparavant lors de l'enfouissement (Kohn, 2008). Cependant, les hautes températures atteintes ont généralement effacé les paragenèses progrades

et les tentatives de reconstitution de ces conditions précoces aboutissent à des reconstitutions contradictoires.

L'autre caractéristique métamorphique potentiellement discriminante est représentée par les conditions de pression maximales atteinte au sein du GHS soit l'amplitude d'exhumation. Dans l'Himalaya central, l'Ama Drime est un horst entre deux failles normales actives recoupant le STDS et dont l'exhumation tardive d'une dizaine de kilomètres a porté en surface une partie du GHS plus profonde que celle qui affleure dans la haute chaîne (fig. 2-1b). Ces roches sont des élogites de haute température qui ont été exhumées au total depuis des profondeurs de plus de 60 km (16 kb) (fig. 2-2, Lombardo et Rolfo, 2000 ; Groppo *et al.*, 2007 ; Kali *et al.*, 2010). Dans les modèles numériques d'extrusion par fluage chenalisé, la base du chenal est localisée vers 50 km de profondeur (Jamieson *et al.*, 2006) ce qui est incompatible avec l'exhumation de roches plus profondes. Par contre, un mécanisme de prisme orogénique pourrait permettre d'exhumer des roches provenant de 60 km de profondeur pour peu que le MHT-MCT soit suffisamment profond, ce qui semble être le cas sur les images géophysiques HI-CLIMB (60-70 km - Nábelek *et al.*, 2009).

### Cinématique des déformations et évolution de la dynamique orogénique

La propagation vers le sud des principaux chevauchements (MCT1, MBT et MFT), l'existence du MHT et l'absence d'une structure en faille normale active parallèle à celui-ci font que l'on considère généralement que la dynamique actuelle de l'Himalaya est celle d'un prisme orogénique depuis au moins environ 10 Ma (Bollinger *et al.*, 2004). Une question importante est de savoir si cette dynamique a fondamentalement changé, il y a environ 10 Ma et/ou à d'autres périodes depuis le début de la collision. À ce titre, l'âge et la cinématique des principaux accidents et des périodes de fusion partielle et d'exhumation rapide sont des données clés.

Au Népal central, le MCT2 actif avant 25Ma jusqu'à environ 13 Ma et le MCT1, actif jusqu'à environ 9 Ma correspondent à un chevauchement nord-sud total minimum estimé entre 140 (Schelling, 1992) et 500 km (Decelles *et al.*, 2001). Dans cette région le STDS semble s'être initié dès 30 Ma et s'est arrêté il y a environ 13 Ma avec un mouvement de direction N30° (Pêcher, 1991) pour un décalage total estimé entre 25 et 170 km (Law *et al.*, 2011), mais plus probablement de l'ordre de 40 km (Leloup *et al.*, 2015). Après un métamorphisme prograde commençant à environ 40 Ma, la fusion partielle du GHS s'est initiée il y a une trentaine de Ma et s'est arrêtée vers 20 Ma dans le Haut-Himalaya central et à 15 Ma dans la zone du MCT (Leloup *et al.*, 2015). L'exhumation du GHS initiée vers 18 Ma s'est terminée vers 13 Ma à proximité immédiate du STDS mais est encore active vers la base du GHS. ●●●

●●● S'ils sont en partie synchrones, fusion partielle, MCT et STDS ne le sont pas strictement : le STDS s'arrête environ 4 Ma avant le MCT1 et la fin de la fusion partielle précède la fin du MCT1 d'environ 6 Ma et celle du STDS d'environ 2 Ma. Ces différences d'âges, ainsi que les différences de quantité et de direction de déplacement entre le STDS et le MCT, sont difficiles à justifier dans le cadre du modèle d'extrusion par fluage chenalisé tel que proposé par Beaumont *et al.* (2001) et Jamieson *et al.* (2006). D'autre part ce modèle n'explique pas l'arrêt brutal de la dynamique d'extrusion dans l'Himalaya central vers 13 Ma, et encore moins le diachronisme de l'arrêt du STDS entre 17 Ma à l'ouest et 13 à 11 Ma dans l'Himalaya central (Leloup *et al.*, 2010), alors que le MHT est encore actif et que la croûte moyenne tibétaine serait encore partiellement fondue. Pour expliquer un arrêt brutal de l'exhumation du GHS un modèle mixte a été proposé où le MCT était une structure active accommodant la convergence, alors que le STDS était une structure passive qui accommode le fluage (Kellet *et al.*, 2009). L'arrêt du MCT, lors de l'activation du MBT, stopperait le fluage sous le STDS qui pourrait être reporté 100 km plus au nord au niveau de l'unité caractérisée par des ondes sismiques lentes. Dans ce cas, le GHS serait un chenal fossile recoupé par les structures actuelles correspondant à un prisme d'accrétion (Kellet *et al.*, 2009 ; Grujic *et al.*, 2011)

Les modèles de prismes orogéniques proposent que la dynamique orogénique n'ait pas fondamentalement changé au cours du temps avec une déformation chevauchante qui se propage vers le sud par sauts successifs : STT, MCT2, MCT1, MBT puis MFT. Ces sauts sont liés à la dynamique du prisme et sont principalement contrôlés par la vitesse de convergence, la friction sur le décollement basal, ainsi que par la rhéologie interne du prisme et de son épaissement (Davis *et al.*, 1983). D'autres facteurs comme la géométrie des niveaux de décollement potentiels ou des changements de conditions aux limites, comme la direction de la convergence entre l'Inde et l'Asie, interviennent aussi. À chacun de ces épisodes la mise en place des écaïlles peut être accompagnée, ou non, d'accrétion basale au niveau de duplex et / ou d'une rééquilibration gravitaire par de l'extension au sommet du prisme. L'activation du STDS serait alors liée à un effondrement gravitaire lorsque le prisme a atteint un seuil d'épaisseur critique et que la fusion partielle du GHS est initiée.

Au niveau de Nyalam, si une partie importante de l'exhumation du GHS est contemporaine du fonctionnement du STDS et du MCT (entre 18 et 13 Ma), son exhumation finale et la formation du flanc sud de la haute chaîne sont, eux, plus récents. Ils sont liés à la structuration récente de la chaîne avec le plissement du MCT au-dessus d'une rampe du MHT depuis environ 10 Ma (Bollinger *et al.*, 2004). Ce plissement a significativement modifié la géométrie du MCT et du GHS et, conjugué à l'érosion récente, il est responsable de la formation de klippes de GHS en avant (au sud) de la haute chaîne.

### **Intégration des klippes aux modèles de mise en place du GHS**

Il est surprenant de constater que l'existence de klippes de GHS, comme celles de Katmandu, Jaljala et Dadeldhura, (fig. 2-1) a longtemps été négligée dans la formulation des modèles de structuration du GHS. Ces klippes sont constituées de schistes et de gneiss métamorphisés à moyenne pression (5-8 kbar) et moyenne température (400-550°C) avec un degré métamorphique qui diminue vers le sommet (Aubray, 2017). Leur base est caractérisée par une zone de cisaillement en chevauchement vers le sud qui correspond au MCT (Aubray, 2017) alors que des roches de la séquence sédimentaire téthysienne similaires à celles qui sont présentes au-dessus du STD (Himalaya téthysien - TSS) se trouvent au sommet. Le contact entre ces roches téthysiennes et celles du GHS est parfois une faille normale qui dans certains cas, en particulier dans les klippes du Bhutan, a été considérée comme une branche du STDS (McQuarrie *et al.*, 2008). Cependant, au sud de la klippe de Jaljala, les roches du TSS reposent directement sur le GHS en l'absence de contact faillé, alors que sur le flanc nord, le TSS est recoupé par une faille normale qui se branche sur le MCT (Aubray, 2017). Cette faille n'est donc pas le STDS mais une structure équivalente située plus en avant dans la chaîne.

Le fait que cette partie du GHS ne soit pas affectée par de la fusion partielle et qu'elle soit en continuité avec le TSS est incompatible avec les modèles simples d'extrusion de roches partiellement fondues, que ce soit par fluage chenalisé (fig. 2-4B) ou par écaïlle (fig. 2-4A). De plus la géométrie des klippes et l'âge de leur isolement par rapport au reste du GHS impliquent qu'au moment de l'exhumation du GHS sous le STDS (30?-13 Ma), il ne pouvait pas y avoir d'érosion focalisée sur le flanc sud actuel de la haute chaîne, auquel cas le chenal de roches partiellement fondues n'aurait pas pu être exhumé (Leloup *et al.*, 2015). Une alternative pour rendre ces klippes compatibles avec les modèles d'extrusion est de les associer à un stade de déformation précoce de type prisme orogénique superficiel, recoupé tardivement par une zone d'extrusion ductile plus interne (Cottle *et al.*, 2015). Dans ce cadre, le chevauchement à la base des klippes ne serait pas le MCT mais une structure plus ancienne ce qui n'est pas compatible avec les âges obtenus dans la klippe de Jaljala (Aubray, 2017).

Par contre, les modèles de formation de prisme d'accrétion permettent aisément d'expliquer la formation des klippes (fig. 2-4C2). Au sein de ces modèles, le modèle de coin crustal est incompatible avec les contacts observés dans la klippe de Jaljala. D'autre part l'existence d'un réflecteur continu à pendage nord connectant la trace en surface du STDS et le MHT favorise un modèle de prisme d'accrétion, avec des zones de sous-placage (duplex), ou non. ●●●

## Conclusion

La structure de la haute chaîne himalayenne et la présence de roches de la croûte moyenne partiellement fondue a donné lieu à de nombreux modèles. Seul le fluage chenalisé, où la déformation est peu localisée et où les zones de déformation sont des structures passives, peut être reproduit par des modélisations numériques n'imposant pas de structures ou de géométrie préexistantes. Cependant ce modèle ne permet pas d'expliquer l'ensemble des caractéristiques du GHS. Des ajustements, imposant l'existence d'hétérogénéités mécaniques au sein de la croûte indienne, qui favorisent la localisation de la déformation ont été apportés (Jamieson *et al.*, 2006). Cependant, certaines caractéristiques importantes du GHS ne sont toujours pas reproduites (caractéristiques des klipptes, amplitudes de l'exhumation, existence de structures internes au GHS, localisation du STDS sur un ancien chevauchement en particulier). Un modèle de prisme d'accrétion, avec des zones de sous-placage (duplex) ou non, semble pouvoir expliquer l'ensemble des données géophysiques et géologiques disponibles. Cependant de tels prismes ne sont modélisables que par des modèles ana-

logiques qui ne permettent pas d'intégrer l'évolution rhéologique ni le métamorphisme des roches, ou bien par des modèles numériques qui imposent la géométrie des failles et des zones de sous-placage. La réalisation de simulations numériques, prenant en compte la localisation de la déformation, la fusion partielle et l'érosion, si possible en 3D, permettrait de mieux discuter les modèles d'évolution orogénique. Un tel objectif est extrêmement ambitieux car il nécessiterait, entre autres, de comprendre les bases physiques de la localisation de la déformation. En tous cas, l'acquisition de données sur les évolutions PT, la cinématique et la localisation de la déformation sur l'ensemble du GHS, en incluant ces zones les plus internes (i.e. Ama Drime) et les plus externes (les klipptes), reste un préalable indispensable à la discussion des modèles.

■ **G. Mahéo et P. H. Leloup**

Lab. Géologie de Lyon : Terre, Planètes et Environnement. CNRS UMR 5276 - UCB Lyon I - ENS Lyon, 69622 Villeurbanne, France

## 3 > Missions himalayennes et pétrologie des granites

Les missions himalayennes ont eu un large impact en pétrologie des granites. Cet impact a été particulièrement évident dans les années 1970-1990, notamment en France, et il se prolonge encore aujourd'hui avec le renouveau actuel des travaux sur la croûte hercynienne. Il faut souligner ici le rôle moteur qu'a eu Patrick Le Fort dans le développement de ces thématiques de recherche. Il convient aussi de rappeler l'importance des institutions lorraines, lesquelles faisaient de Nancy, à l'époque, un des hauts lieux de discussion sur les granites au niveau mondial. Avec le recul des années, qu'en est-il de l'apport, des retombées scientifiques de ces études himalayennes sur les granites ? C'est la question que nous voudrions traiter ici. Trois points en particulier nous semblent majeurs. Ils portent sur des questions scientifiques classiques, autour de la typologie des granites, de leur genèse et de leur mise en place. Dans une période qui voit un regain des enjeux scientifiques autour de la croûte continentale et des ressources associées, il est utile de revenir sur les acquis de cette époque ne serait-ce que pour en souligner certaines limites et indiquer quelques orientations futures.

### Les leucogranites sont des granites à part entière

Au début des années 1970, les leucogranites étaient assez mal perçus dans la communauté française des pétrologues, nécessairement très influencée par les exemples hercyniens. On les voyait comme des roches d'importance somme toute accessoire, subordonnée(s) aux granites à biotite, ou comme le résultat d'une évolution tardimagmatique sous l'influence de fluides. La muscovite était interprétée comme secondaire, et la muscovitisation comme la tourmalinisation faisaient partie des processus pneumatolytiques très étudiés à l'époque sous l'influence des conceptions métasomatistes. C'est le mérite des missions himalayennes d'avoir fourni un éclairage tout à fait différent sur ces questions. Ces études vont en particulier contribuer à faire émerger les leucogranites comme une famille de granites à part entière, dotée de caractéristiques bien définies et spécifiques, et dont la signification comme marqueur de la collision continentale s'est maintenant imposée comme classique. ●●●

●●● Rappelons les principaux arguments et principales observations, à différentes échelles et de différents types. Tout d'abord, les leucogranites himalayens affleurent en 2 grandes ceintures, celle du Haut-Himalaya et celle du Nord-Himalaya. La cohérence de leur distribution démontre la relation étroite entre les leucogranites et les mécanismes et structures qui contrôlent la dynamique de la chaîne. À l'échelle du massif, les leucogranites se mettent en place systématiquement au sommet des formations métamorphiques du Haut-Himalaya (dalle du Tibet), à l'interface avec les séries téthysiennes sus-jacentes ou recoupant ces dernières (fig. 3-1). Ce sont des petits corps pétrographiquement et géochimiquement très homogènes, soit à deux micas (la muscovite a

donc une origine magmatique) soit à muscovite et tourmaline, parfois grenat (fig. 3-2). Parmi les phases accessoires, l'andalousite souligne le caractère fortement peralumineux des magmas. Les leucogranites himalayens sont un des exemples types de granites à la fois felsiques (pauvres en Fe, Mg, Ti, Mn, Ca) et fortement peralumineux ( $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) \gg 1$ ). De façon générale, ces leucogranites se distinguent des autres lignées de granites peralumineux par leur caractère très felsique, à la différence des granites de type S australiens qui sont beaucoup plus mafiques. Ils sont également caractérisés par une augmentation du caractère peralumineux avec la différenciation, mécanisme évolutif incompatible avec un processus de séparation des restites. ●●●



© B. Scaillet

**Fig. 3-1. – Lentille de leucogranite dans un encaissant de micaschistes. Massif du Gangotri, Himalaya du Garwhal, pics des Bhagirathi. L'épaisseur maximum de la lentille de granite est d'environ 800 m.**



**Fig. 3-2. – Leucogranite à tourmaline-muscovite-grenat, massif du Gangotri, Himalaya du Garwhal. Les plus grandes aiguilles de tourmaline (noire) sont centimétriques. Un cristal de grenat (rouge) est visible dans le coin supérieur droit du cliché.**



© B. Scaillet

### ●●● La genèse des leucogranites : le modèle et ses limitations

Les résultats obtenus sur les leucogranites himalayens, roches jeunes bénéficiant de conditions d'exposition exceptionnelles et, de plus, largement épargnées par les modifications post-magmatiques, ont joué un rôle important dans la construction d'un modèle conceptuel cohérent de ces granites d'origine anatectique. La chaîne himalayenne est une des seules sections crustales au monde qui expose en étroite association des roches métamorphiques sources potentielles de granites et des granites correspondant à leurs produits de fusion présumés. Elle fournit donc l'opportunité exceptionnelle de pouvoir aborder les processus de fusion crustale (fig. 3-3) de façon à la fois directe (à partir des roches métamorphiques sources) et inverse (à partir des granites produits).

La genèse des leucogranites est associée à des conditions métamorphiques de moyenne voire de haute pression dont la caractérisation continue de faire l'objet d'études détaillées. Les formations métamorphiques himalayennes sources des leucogranites suivent un trajet pression-température-temps en décompression, globalement interprété comme un mécanisme de relaxation thermique d'une croûte épaissie. Ces trajets montrent que des températures de 700°C, voire proches de 800°C, peuvent être atteintes dans la croûte continentale épaissie par collision et, donc, qu'un apport de chaleur extérieur n'est pas nécessaire (même s'il est connu dans d'autres contextes) pour atteindre les conditions de la fusion crustale. De ce point de vue, les leucogranites se distinguent de la très grande majorité des autres familles de granites dont la genèse demande des températures très supérieures à 800°C et donc une contribution thermique (et chimique) du manteau.



© S. Guillot

Fig. 3-3. – Gneiss migmatitique à l'aplomb du massif du Manaslu, Himalaya du Népal.

Les relations spatiales entre migmatites et leucogranites se sont toutefois affinées et complexifiées (fig. 3-4). L'existence, maintenant reconnue, du Détachement Sud-Tibétain et les déplacements associés conduisent à déconnecter du point de vue génétique les formations migmatitiques et les lentilles leucogranitiques. Voit-on sur le terrain les véritables roches sources des massifs leucogranitiques ? Les formations affleurantes ne représentent-elles pas seulement leurs équivalents, les protolithes devant nécessairement se situer plus au nord et présenter des signatures géochimiques et minéralogiques au moins partiellement résiduelles, restitiques ? Mentionnons aussi les incertitudes sur la nature des sources des granites du Nord Himalaya qui diffèrent sur plusieurs critères des massifs du Haut Himalaya surtout étudiés par les missions françaises.

Les données isotopiques (Sr, O, H en particulier) confirment que les formations métamorphiques du Haut-Himalaya peuvent représenter

les protolithes des leucogranites. Toutefois, la composition isotopique du strontium (Sri) des leucogranites est fortement hétérogène. Cette variabilité remarquable reflète, d'une part, une hétérogénéité isotopique héritée des roches sources et, d'autre part, l'implication de multiples venues magmatiques, chacune caractérisée par des signatures isotopiques spécifiques et donc non-cogénétiques. L'Himalaya fournit donc la démonstration convaincante d'un mécanisme de construction incrémentale des massifs de leucogranites, modèle qui tend actuellement à se généraliser à l'ensemble des plutons granitiques *s.l.* Mais ces résultats amènent aussi à reconsidérer l'hypothèse de l'équilibration des isotopes de Sr entre protolithe et liquide lors de la fusion. Les expérimentations montrent que la signature isotopique des liquides anatectiques peut varier pour une source donnée. Des fractionnements isotopiques entre source et liquides ont été mis en évidence (Hammouda *et al.*) et l'hétérogénéité de Sri des leucogranites himalayens pourrait refléter au moins en partie ces fractionnements. ●●●



© B. Scaillet

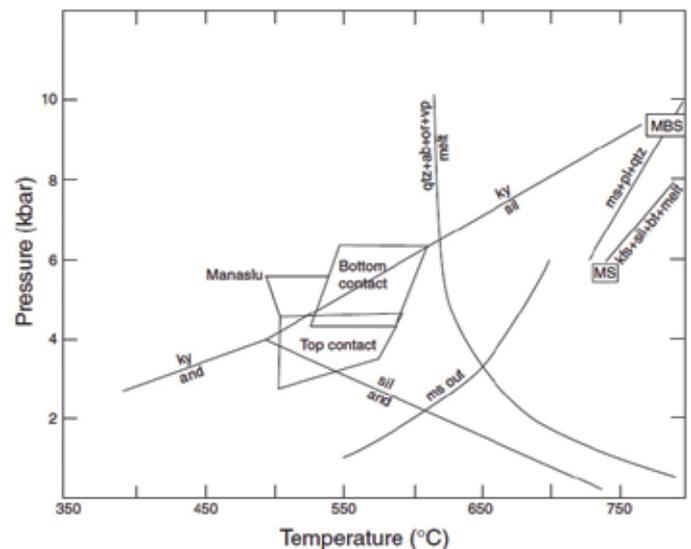
**Fig. 3-4.** – Face sud du pic Shivling, massif du Gangotri (Himalaya du Garwhal). La partie supérieure de la paroi est constituée de leucogranite (chapeauté par un mince liseré de neige au sommet) dont la base est intrusive dans un niveau de schiste noir, lui-même surmontant un épais niveau d'orthogneiss. Le complexe filonien sous-jacent au granite est visible sur l'éperon droit (filons clairs traversant le niveau de schiste noir). Le dénivelé de la paroi est d'environ 2 000 m.

●●● La fusion partielle de la croûte himalayenne, processus de différenciation intra-crustal à grande échelle, a été principalement attribuée à la déshydratation-fusion de la muscovite présente dans les roches sources (fig. 3-5). Or, ce mécanisme, parfaitement envisageable au vu des données pression-température et qui, de plus, a reçu une confirmation expérimentale claire, est actuellement de plus en plus critiqué. On constate en effet un net regain d'intérêt pour les mécanismes de fusion induits par des circulations fluides, ce qui nous ramène aux modèles initialement proposés par les équipes françaises pour la genèse des leucogranites himalayens. Le comportement des éléments traces, surtout Rb, Sr et Ba, permet en principe de discriminer déshydratation-fusion

et fusion avec phase fluide libre. Dans l'hypothèse d'une fusion contrôlée par la muscovite, la déshydratation-fusion produira une fraction importante de feldspath dans la restite alors que ces phases seront dissoutes en présence d'une phase fluide libre. Plusieurs études récentes ont ainsi identifié un mécanisme de type fusion avec phase fluide libre qui serait à l'origine de certains leucogranites himalayens. Pour d'autres massifs, un mécanisme de type déshydratation-fusion, comme initialement reconnu, a été mis en évidence. Ceci relance l'intérêt des travaux de recherche sur la genèse des leucogranites, en particulier sur le rôle des fluides. Il est nécessaire de compléter les données expérimentales sur les réactions de fusion (des simulations en présence de

●●●

**Fig. 3-5.** – Diagramme P-T montrant la localisation des courbes de fusion-déshydratation de la muscovite [muscovite (ms) + plagioclase (pl) + quartz (qtz) feldspath potassique (kfs) + sillimanite (sill) + biotite (bt) + liquide (melt)] pour des roches de composition métapélitique. La position du solidus hydraté du système haplogranitique [quartz (qtz) + albite (ab) + orthose (or) + vapeur (vp) liquide (melt)] est également indiquée. Les domaines de stabilité des silicates d'alumine (andalousite (and), sillimanite (sil) et disthène (ky) sont représentés, ainsi que les estimations thermobarométriques déduites des auréoles de contact basal (bottom contact) et sommital (top contact) du granite du Manaslu.





# Une excursion géologique en Himalaya du Népal central

**L** Himalaya central est une chaîne relativement étroite, avec des structures assez cylindriques. Plusieurs coupes transversales permettent de se faire une bonne idée de cette géologie, de la plaine quaternaire du Terai, au pied de l'Himalaya, jusqu'aux séries téthysiennes de couverture nord du Haut-Himalaya.

Plusieurs routes traversent du nord au sud le Moyen et Bas-Himalaya. Elles permettent de voir en 2 ou 3 jours la géologie des nappes du Moyen-Himalaya, et du prisme miocène des Siwaliks, au front de la chaîne.

Pour avoir une bonne idée de la géologie et de la géomorphologie du Haut-Himalaya, il faut suivre l'une ou l'autre des grandes rivières qui séparent les principaux massifs, au fil de gorges souvent impressionnantes : au Népal central, la Kali Gandaki, entre les massifs du Dhaulagiri et des Annapurnas ; la Marsyangdi entre les Annapurnas et le massif du Manaslu ; ou la Burhi Gandaki, entre le Manaslu et le massif du Ganesh Himal (fig. 1). Plus à l'ouest, la géographie et la géologie sont un peu plus confuses, surtout dans le Moyen-Himalaya. Plus à l'est, on n'atteint pas - sauf à traverser en Chine - le dos de la chaîne.



© A. Pécher et S. Guillot

**Fig. 1. – Glissement de terrain local dans l'étroite vallée de la Burhi Ganda, en aval du village de Ghap (J4). Ce glissement s'est produit en octobre 2011, en fin de mousson.**

Des trois vallées mentionnées ici, seule la Kali Gandaki peut se parcourir en entier en véhicule, grâce à une piste. Très difficile à entretenir, elle est souvent interrompue mais elle permet une belle coupe, malheureusement à un niveau de la chaîne où il n'y pas de granite du Haut-Himalaya (voir Pichavant et Scaillet, ce dossier). C'est pourquoi nous lui préférons le circuit très spectaculaire qui fait le tour du Manaslu, par les vallées de la Burhi Gandaki et de la Marsyangdi, reliées par le col du Larkhya, à 5 140 m d'altitude (fig. 2).

Attention ! C'est une coupe qui nous emmène à haute altitude, qui nécessite une bonne condition physique. ●●●



**Fig. 2. – Le trajet en rouge, avec les étapes journalières (J1 à J11). En bleu, la zone du MCT, c'est-à-dire la zone des chevauchements qui amènent la pile de gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya (au nord) sur les nappes du Moyen-Himalaya (au sud). Trait bleu épais : la zone de la Faille Nord Himalayenne (FNH), faille normale ductile entre le Cristallin du Haut-Himalaya et les séries paléozoïques et mésozoïques de la couverture nord. En rouge, le granite du Manaslu, à peu près synchrone du fonctionnement de la FNH. Extrait de la carte IGN - Népal au 1:750000, 2005, modifié**

Mais pour l'avoir parcourue à plusieurs reprises avec des groupes qui comprenaient des participants de tous âges (de 25 à 75 ans), nous savons qu'elle est à la portée d'un marcheur un peu entraîné et peu sujet au mal des montagnes. Par ailleurs, en Burhi, et surtout en Marsyangdi, la route grignote peu à peu des kilomètres, ce qui raccourcit de 2 à 3 jours le circuit. Il peut maintenant se faire en moins de 10 jours. Ceci permet aussi à ceux que l'altitude du col inquiète de faire dans à peu près le même temps la coupe en aller-retour par la Burhi Gandaki, jusqu'au pied du col du Larkhya. ●●●

●● Les images qui suivent sont extraites d'un livret-guide préparé pour une excursion en 2012<sup>1</sup>. Elles ont été choisies car elles illustrent certains points importants de la géologie du Haut-Himalaya visibles de manière particulièrement spectaculaire dans cet itinéraire : le style tectonique en grands chevauchements de la zone du MCT, les gneiss du Haut-Himalaya et la fusion crustale, enfin la mise en place du granite du Manaslu.

Le trajet suit le chemin classique du "Tour du Manaslu", largement pourvu de « lodges » où il est possible de faire étape. Le seul arrêt sommairement équipé est localisé au lieu-dit Dharamsala (entre J8 et J9), déjà en haute altitude (4 470 m), au début du glacier du Larkhya.

De ce point, le lendemain, la montée au Larkhya est très facile, si ce n'est l'altitude ou une chute de neige imprévue. Elle se fait dans le vallum morainique du glacier, puis sur le glacier lui-même, en faible pente et totalement recouvert de pierrailles. La descente du col

<sup>1</sup> Le livret guide du circuit du Manaslu est à la disposition de tous ceux qui voudraient se lancer dans le circuit du Manaslu. Pour la coupe beaucoup moins engagée de la Kali Gandaki, qui peut se faire maintenant entièrement en véhicule et qui ne dépasse pas les 3 000 m d'altitude, un livret guide analogue, en anglais, existe aussi. Il a été rédigé pour une excursion avec des étudiants en thèse dans le cadre du programme européen iTECC 2014.

jusqu'à Bimtang (3 720 m) est longue mais elle aussi facile (seule la descente d'une courte pente au flanc d'une moraine peut être délicate si elle est enneigée).

## La zone du MCT (Main Central Thrust)

### Étapes J2 et J3

La zone du MCT est encadrée par deux chevauchements principaux, dont les noms et la position varient dans la littérature (MCT I, MCT II, Vaikrita Thrust...). C'est une zone qui se distingue par sa lithologie souvent carbonatée et carbonée, ce qui l'oppose aux épaisses séries silicoclastiques du Moyen-Himalaya central (grès de Kunchha). C'est aussi une zone où le métamorphisme a une distribution très particulière, "inverse" (métamorphisme moins fort à la base qu'au sommet de la pile). C'est surtout une zone où la déformation est cisailante, toujours dans le même sens, avec des figures de cisaillement de type C-S à toutes les échelles (fig. 3 à 6). La direction du cisaillement est marquée par une linéation presque omniprésente, toujours orientée environ N20°E (c'est-à-dire comme la direction de convergence Inde-Asie). Les plis sont déversés vers le sud, quand leurs charnières ne sont pas parallélisées conformément à l'étirement (plis en fourreaux). ●●

### Des figures de cisaillement



Fig. 3. – Amandes quartziteuses sigmoïdales en Burhi Gandaki (J2).



Fig. 4. – En Marsyangdi, des zones de cisaillement chevauchant, encadrant à échelle métrique des zones presque préservées de la déformation cisailante (J11, aux alentours de Syangje).

### Dans la zone de cisaillement, un fort étirement parallèle à la direction de transport



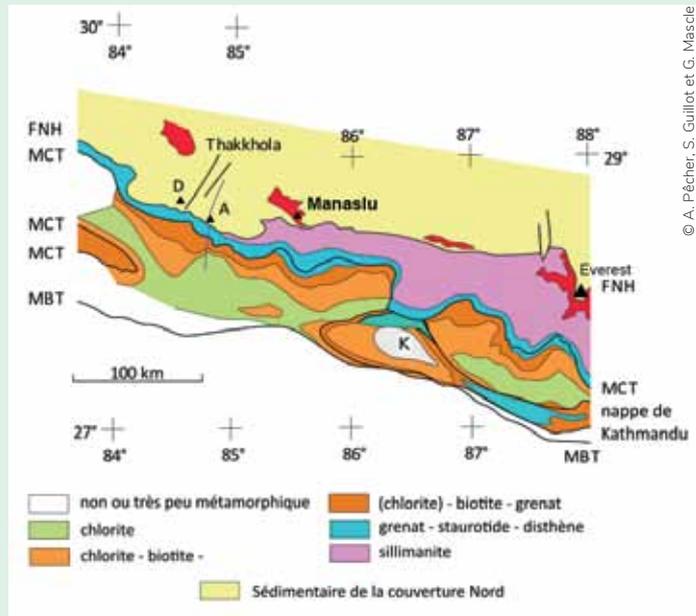
Fig. 5. – En Burhi Gandaki, au-dessus "du" MCT (J3), dans des gneiss quartzitiques, l'étirement donne à la roche une fabrique très linéaire. Ici, il ne s'agit pas de plis, mais bien d'étirement !



Fig. 6. – Dans la même zone, il s'agit maintenant d'une charnière de pli, d'axe parallèle à l'étirement (N20°E). Ce dernier se marque par l'étirement des grenats, cassés dans des amandes ovoïdes, dont les joints sont remplis de matériel quartzo-feldspathique (photo prise dans la région de Laprak, un peu à l'Ouest de l'itinéraire du J2).

●●● **Une distribution métamorphique particulière**

En Himalaya, les minéraux de métamorphisme sont souvent de grosse taille (cm), ce qui permet de les repérer directement sur le terrain. Comme le montre cette carte simplifiée (fig. 7), leurs limites d'apparition sont à peu près parallèles au MCT (chevauchement principal du sommet de la zone du MCT). Les zones métamorphiques sont tassées dans la zone du MCT, avec les zones les plus métamorphiques en haut (métamorphisme inverse). Cela pose les questions du rôle des chevauchements dans la structure thermique de la zone, des modalités de l'extrusion du cristallin du Haut-Himalaya dans un éventuel phénomène de « channel flow », ainsi que du diachronisme du métamorphisme à travers la coupe (voir Mahéo et Leloup, ce dossier).



**Fig. 7. – Carte métamorphique de la zone située entre MBT et MCT, depuis l'Everest (FNH) jusqu'aux Annapurnas » (D : le Dhaulagiri, A : l'Annapurna I).**

**Le cristallin du Haut-Himalaya**

La Burhi Gandaki comme la Marsyangdi montrent une magnifique coupe complète « en 3D » de tout le cristallin du Haut-Himalaya, la vigueur de l'érosion aboutissant à des versants très raides avec des affleurements très continus, rafraîchis par les entailles

de la route ou du chemin souvent taillés en encorbellement. Dans toute cette zone, le métamorphisme de haute température (sillimanite, cordiérite probable, indice de fusion partielle) (fig. 8 et 9) se superpose au métamorphisme à disthène observé plus bas.



**Fig. 8. – En Burhi, des zones de restites et de mobilisats granitiques. En bien des points, on voit les mobilisats s'échapper vers le haut, ce qui a laissé penser que la migmatitisation des gneiss avait alimenté le granite situé plus haut (J4, pont de Nyak).**



**Fig.9. – En Marsyangdi, les escaliers du sentier et les joints des gneiss sont tapissés de sillimanite fibreuse ! (J11, près de Tal).**

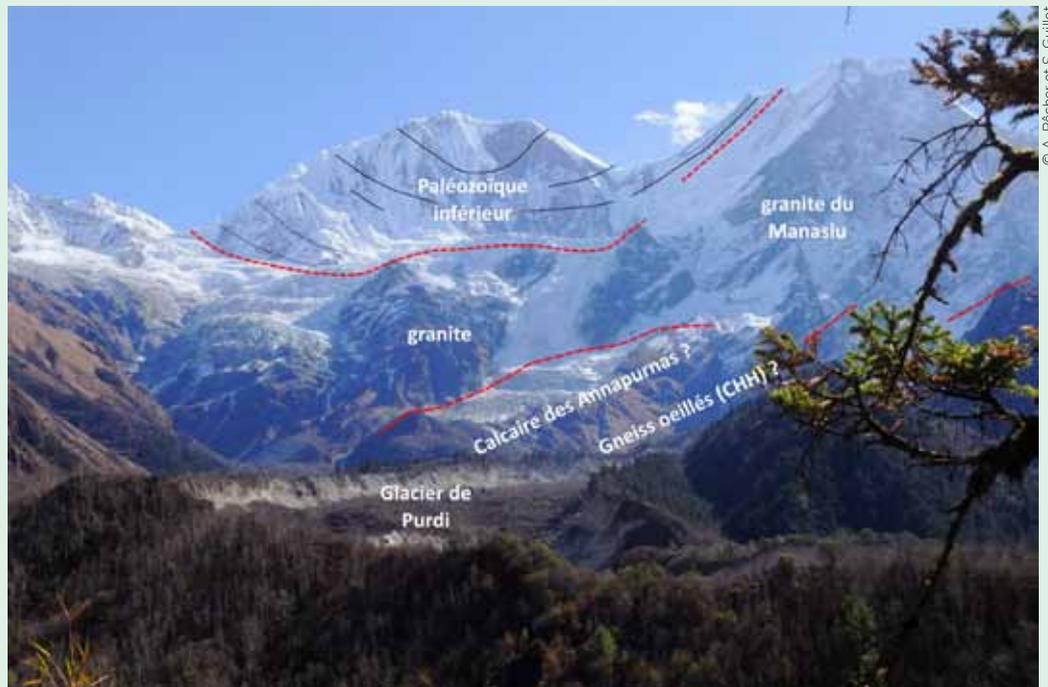
**La mise en place des granites du Haut-Himalaya**

Bien que d'accès lointain et parfois difficile, le granite du Manaslu est certainement l'un des leucogranites crustaux le plus étudié (voir Pichavant et Scaillet, ce dossier). En faire le tour comme ici, en recoupant son cœur au Larkhya, permet de se faire une bonne idée de sa géométrie 3D (une grosse lentille de 5 à 7 km d'épaisseur au maximum) et des mécanismes d'alimentation en magma granitique (fig.10, 11 et 12). ●●●

**Fig. 10. – Le contact sommital du granite vu depuis le col du Larkhya, vers le NE. Le granite est ici intrusif dans le Trias (schistes sombres au toit du granite clair), qu'il métamorphise sur quelques dizaines de mètres à son contact (J9).**



**Fig. 11. – Le Manaslu vu depuis l'ouest, en redescendant le versant Marsyangdi (J10). Le granite forme une lame recoupant à faible angle les gneiss du Haut-Himalaya, à sa base, et les plis du Paléozoïque de couverture à son sommet. Les plis dans le Paléozoïque correspondent au grand « Pli des Annapurnas », à vergence apparente nord, qui se suit sur 200 km au dos des Annapurnas et du Manaslu. Cette structure est diversement interprétée : structure « collapse » jeune, au dos de la « rampe » MCT ? Trace de nappe ancienne à vergence nord, comparable à ce qui est décrit en Himalaya de l'Ouest ?**



© A. Pêcher et S. Guillot

© A. Pêcher et S. Guillot



●●● On s'aperçoit que loin d'être un corps homogène, le granite apparaît ici plutôt comme un enchevêtrement de filons de toutes tailles, isolant de grosses enclaves méta-sédimentaires (soulignées en noir sur le dessin, fig. 12).

C'est ici une situation un peu extrême, car le granite est normalement d'apparence beaucoup plus homogène. Mais cela confirme l'idée d'un granite non pas cristallisé à partir d'une large chambre magmatique, mais plutôt alimenté progressivement par des « patches » de magma, comme semble l'indiquer sa géochimie. C'est en effet un granite inhomogène isotopiquement jusqu'à une échelle très locale (quelques dizaines de mètres, voire moins), qui de ce fait a d'abord résisté aux méthodes classiques de datation (J10, en aval de Bimtang).

**Fig. 12. – Le Manaslu et dessin interprétatif de la partie sud de ce versant, qui donne une section presque verticale du cœur du granite.**

## Une chaîne vivante

L'Himalaya est une chaîne très vivante, comme l'atteste par exemple la forte sismicité, malheureusement illustrée par le séisme destructeur de 2015, dont l'épicentre était très proche de notre itinéraire, à l'aplomb d'une « rampe » que fait le MCT sous la haute chaîne. Comme l'attestent aussi la raideur des versants et la profondeur des vallées : sous l'effet conjugué de très

fortes précipitations pendant la mousson et d'une exhumation très rapide, l'érosion est particulièrement active, la vitesse de creusement très forte. La chaîne se « détruit » très vite, avec un équilibre global entre surrection et démantèlement, sans que l'on puisse vraiment affirmer ce qui prédomine (fig. 13).

Avec une telle morphologie de vallée, avec une telle pluviométrie, avec des séismes en permanence, les glissements de terrain sont bien sûr inévitables, et participent sans doute pour beaucoup dans le bilan global de l'érosion. Pendant tout votre périple, vous ne pourrez qu'être impressionnés par leur nombre, et admiratifs devant le travail de ceux qui réussissent néanmoins à circuler et vivre dans ces montagnes !

### ■ A. Pêcher et S. Guillot

ISTerre, CNRS, Univ. Grenoble Alpes

**Fig. 13. – Glissement de terrain dans l'étroite vallée aux flancs très raides de la Buhri Gandaki, à une altitude comprise entre 3 200 et 3 600 m. Les gneiss très riches en phyllites facilitent le glissement sur les versants instables.**



© A. Pêcher et S. Guillot

- fluides de composition  $H_2O-CO_2$  variable semblent indispensables) ce qui permettrait de construire des scénarios de fusion plus réalistes et ainsi d'optimiser l'utilisation des éléments traces.

## Ascension et mise en place des leucogranites

Les observations de terrain montrent que les leucogranites sont des corps intrusifs d'épaisseur kilométrique (mais des massifs plus épais existent tel le Manaslu : 5-6 km), qui montrent des relations d'intrusion franches (granites non autochtones) et possèdent souvent un complexe filonien basal d'épaisseur réduite (dykes d'environ 1-30 m, fig. 3-4). L'existence de ce complexe démontre sans ambiguïté que l'ascension/migration de magmas felsiques peut se faire par voie de fractures, et non nécessairement de façon diapirique comme souvent proposé pour les plutons granitiques. Les profondeurs de mise en place peuvent être estimées à environ 10 km (fig. 3-5) ce qui implique une ascension des magmas de plusieurs kilomètres à partir de leurs zones sources. Les données expérimentales définissent des températures maximales de mise en place de 750 à 800°C selon les faciès (et donc en bon accord avec les températures des roches sources), et des températures de fin de cristallisation autour de 650°C. Les teneurs en eau des liquides sont de 5-7 % poids et ils augmentent jusqu'à atteindre des valeurs de 7-8 % poids dans les liquides résiduels au voisinage du solidus. Du fait de la pression de mise en place élevée (3-4 kb), ces valeurs, bien qu'élevées, indiquent cependant que les magmas leucogranitiques évoluent en conditions de sous-saturation en eau ce qui est en accord avec leur importante mobilité verticale. Cette gamme de teneurs en eau permet d'éliminer le cas d'une fusion saturée en eau (fluide constitué d'eau pure) dans l'hypothèse d'un mécanisme de fusion induit par des circulations fluides. Pour ces concentrations en eau, la viscosité des liquides leucogranitiques est de  $10^4$  à  $10^5$  Pa.s, valeur qui persiste dans la majeure partie de l'intervalle de cristallisation. Ces valeurs de viscosité sont de 4 à 5 ordres de grandeur plus faibles que celles communément admises pour les liquides granitiques, étant en parfait accord avec une mise en place terminale par voie de fracture. D'une façon plus générale, les études himalayennes montrent que, sur le plan rhéologique, les magmas leucogranitiques ne sont pas radicalement différents (c.a.d. plus visqueux) des magmas plus mafiques, leur caractère relativement froid étant compensé par leur richesse en eau.

Des variations géochimiques systématiques existent entre les leucogranites à la fois sur les éléments majeurs et les éléments traces. Ces variations peuvent se rencontrer entre différents faciès d'un même massif, en particulier entre leucogranites à deux micas et à muscovite-tourmaline. Cette variabilité géochimique a été classiquement attribuée à un fractionnement des magmas leucogranitiques au niveau de leur mise en place. Toutefois, elle pourrait également être héritée de différences au niveau des modalités de fusion et de la genèse des magmas. Dans cet ordre d'idées, les rapports  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  en roche totale, systématiquement plus élevés dans les leucogranites à muscovite-tourmaline que dans ceux à deux micas, impliquent des contrastes de conditions redox de plusieurs ordres de grandeur, difficiles à expliquer par

un fractionnement au niveau de cristallisation des magmas. Est-ce que des différences de  $fO_2$  de cette ampleur peuvent être héritées des roches sources ? La réponse à cette question demande comme préalable la mise en œuvre de nouvelles recherches permettant de lever les interrogations sur le régime des fluides lors de la fusion.

## Conclusions

La chaîne himalayenne constitue un laboratoire naturel exceptionnel pour étudier la fusion crustale, la genèse et l'évolution des leucogranites. C'est tout le mérite des missions himalayennes que d'avoir attiré l'attention des pétrologues, en France et bien au-delà, sur ce terrain de jeu qui a permis la construction de modèles de référence pour d'autres chaînes de collision comme la chaîne hercynienne. Les principaux messages à retenir des études himalayennes sont les suivants :

- les leucogranites sont une famille de granites à part entière, dotés de caractéristiques spécifiques parmi les différentes familles de granites peralumineux, et qui marquent la collision continentale et l'épaississement crustal ;
- la chaîne himalayenne permet de faire converger les approches sur la fusion crustale à partir des roches métamorphiques sources et des granites produits ;
- la fusion partielle dans la chaîne himalayenne peut être vue comme un mécanisme de différenciation uniquement intra-crustal sans apport thermique ni chimique du manteau ;
- les caractéristiques des massifs leucogranitiques himalayens illustrent et renforcent les modèles de construction incrémentale des plutons et d'alimentation par dykes ;
- des travaux supplémentaires sont indispensables, en particulier sur les mécanismes de fusion et, notamment, le régime des fluides et pour mieux comprendre l'origine des fractionnements chimiques observés au sein des et entre les plutons leucogranitiques.

Enfin, plusieurs points de convergence existent entre la chaîne himalayenne et la chaîne hercynienne, que ce soit sur la typologie des leucogranites ou l'évolution métamorphique des roches sources. Cependant, une différence en particulier se doit d'être soulignée, qui concerne les ressources minérales. À la différence de la chaîne hercynienne, la chaîne himalayenne ne semble pas (au niveau de connaissance actuel) se signaler par l'existence de gisements métalliques associés aux leucogranites. Les granites à métaux rares de la chaîne varisque ne semblent pas avoir d'équivalents en Himalaya. Ce constat est surprenant dans la mesure où les gisements de Sn, W, Li, Nb, Ta de la chaîne hercynienne impliquent des stades de pré-concentration mettant en jeu des magmas très voisins de ceux présents dans la chaîne himalayenne. Les raisons de cet état de fait peuvent être évidemment multiples et complexes et elles soulignent bien le besoin d'avancer dans notre connaissance fondamentale des mécanismes de différenciation de ces magmas granitiques.

### ■ M. Pichavant et B. Scaillet

ISTO, CNRS, Univ. d'Orléans

## 4 > Interactions Climat-Tectonique-Érosions

L'Himalaya, associé au plateau du Tibet, est souvent considéré comme l'archétype des collisions intra-continentales et comme l'archétype d'un possible couplage à l'échelle régionale, voire globale, entre tectonique, érosion et climat.

L'évolution d'une chaîne de montagnes, celle de sa topographie comme celle de son extension, dépend à la fois de processus endogènes, c'est-à-dire résultant de processus profonds dans le manteau qui contrôlent la déformation de la lithosphère, notamment son épaissement et de processus exogènes, à savoir l'érosion gouvernée pour l'essentiel par le cycle de l'eau. À ce titre, la topographie emblématique de l'Himalaya avec ses hauts sommets à plus de 8 000 m témoigne des actions conjointes de la tectonique compressive issue de la collision entre l'Inde et l'Eurasie et d'une érosion intense induite plus particulièrement par les fortes précipitations de mousson qui s'abattent chaque été sur le flanc sud de la chaîne (fig. 4-1). Depuis plusieurs décennies,

les géologues tentent de dénouer les influences respectives de ces forçages sur la géométrie et l'évolution de la chaîne, tout comme l'impact de l'érosion sur les forts reliefs de la chaîne ou la localisation de la déformation, tout en reconnaissant que les interactions entre ces deux forçages rendent le diagnostic difficile.

Les questions majeures qui se posent notamment sont de savoir: (1) si la structure, l'évolution depuis le Miocène de l'Himalaya ont été gouvernées par le climat et l'érosion au travers des couplages existant entre tectonique, érosion et climat, ou s'ils sont dictés en premier par les contingences géodynamiques; (2) si par ailleurs l'Himalaya a pu être à l'origine de changements climatiques majeurs (intensification de la mousson, glaciation oligocène et amorce des périodes glaciaires du Quaternaire) ou si à l'inverse son histoire érosive a juste enregistré passivement ces changements climatiques globaux.

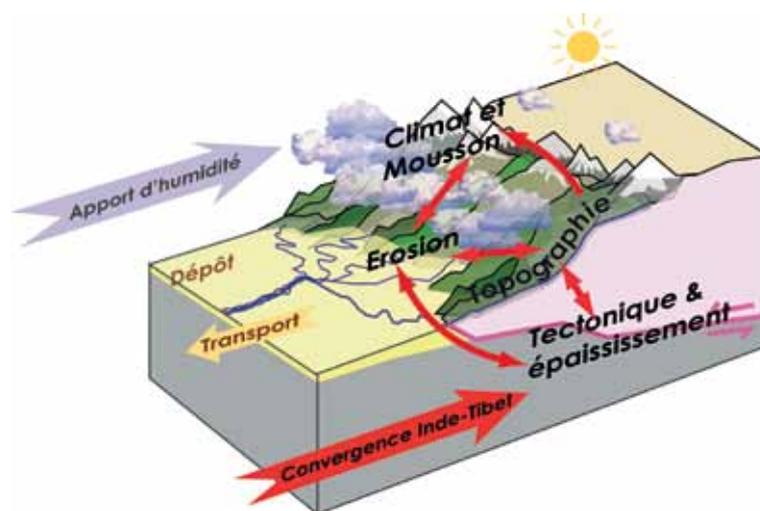


Fig. 4-1. – Illustration schématique des couplages existant entre climat, érosion et tectonique à l'échelle de l'Himalaya.

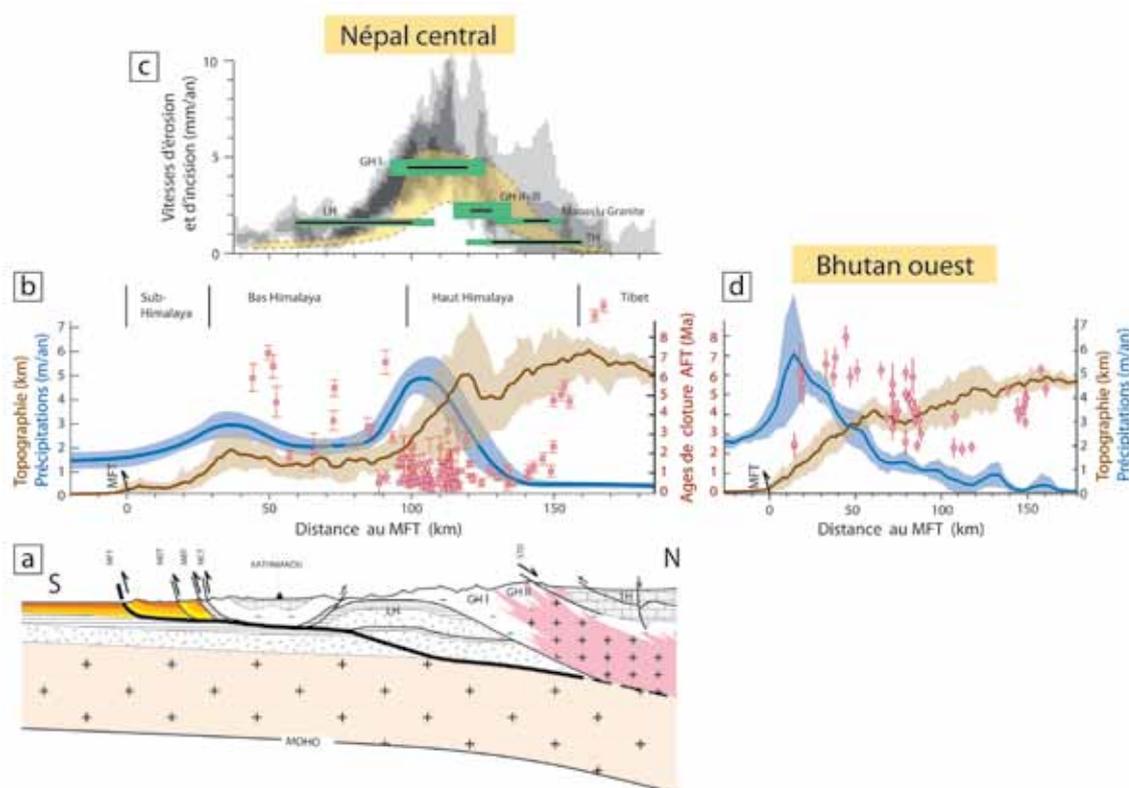
### Érosion et caractéristiques morpho-climatiques de la chaîne himalayenne

L'image en grand de l'érosion, du climat et de la topographie actuels de la chaîne himalayenne se décline suivant quelques caractéristiques majeures : en se déplaçant du nord vers le sud, l'altitude moyenne de la topographie ne varie quasiment pas entre le plateau sud tibétain et la haute chaîne himalayenne ; au niveau de la haute chaîne, des vallées profondément incisées

compensent en quelque sorte l'élévation des très hauts sommets. Puis cette altitude chute progressivement (sur une centaine de km au Népal oriental ou au Bhoutan, fig. 4-2d) ou assez drastiquement (en une trentaine de km au Népal central, fig. 4-2b) de 5 000 m à moins de 1 000 m créant une marche topographique majeure. Cette marche topographique, véritable barrière orogra- ●●●

●●● phique, est exposée aux précipitations de mousson avec en moyenne annuelle au Népal près de 2 m de précipitations tombant sur le flanc sud de la chaîne avec des maxima à près de 5 m comme dans la région de Pokhara au pied des Annapurnas. Durant la mousson, les principales rivières

restent gonflées pendant trois mois et charrient en permanence une charge en suspension conséquente, qui varie de 1 à 10g/l. Cette charge témoigne de l'érosion active de la chaîne et de l'export efficace, par le système hydrographique, des sédiments arrachés aux versants (fig. 4-3).



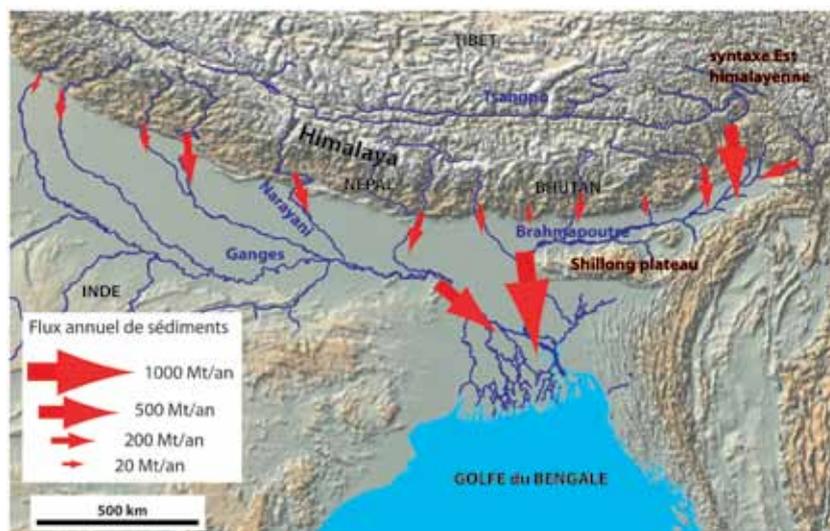
**Fig. 4-2.** – (a) Coupe géologique simplifiée au Népal central ; (b) Profils topographique (trait plein = altitude moyenne, zone grisée délimitant altitudes maximales et minimales), de précipitation et thermochronologique (âges de fermeture des traces de fission dans les apatites) au Népal central ; (c) comparaison des profils de vitesse de dénudation à court terme (basés sur les proportions relatives des différentes unités himalayennes dans les sables de rivière = rectangles verts) et à long terme (basés sur les données thermochronologiques dont les traces de fission dans les apatites = aplat jaune), avec les vitesses d'incision des grandes rivières du Népal central (intensité en teintes de gris) ; (d) Profils des mêmes variables que celle représentées en (b) mais au Bhoutan occidental. La comparaison de ces deux segments himalayens illustre les variations latérales de distribution des précipitations en lien avec le profil topographique de chaque zone, et celles des données thermochronologiques, avec notamment l'absence d'âges très jeunes (< 1 Ma), et donc de vitesses de dénudation élevées, le long du segment bhoutanais. LH = Bas-Himalaya, GH = Gneiss Himalayens, TH = séries thétysiennes.

Figure adaptée de Garzanti *et al.*, (2007), Thiede et Ehlers (2013), Coutand *et al.*, (2014) et van der Beek *et al.*, (2016)

Au niveau du segment central de l'Himalaya, sur les principaux tributaires du Gange, il a pu ainsi être montré que la vitesse d'érosion moyenne de la chaîne atteint entre 1 et 2 mm/an, que ce soit sur la dernière décennie au travers de la mesure directe des flux en suspension (Anderman *et al.*, 2012), sur le dernier millénaire au travers de la mesure des isotopes cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ) dans les sables de ces mêmes grandes rivières (Lupker *et al.*, 2012), ou probablement depuis le Miocène moyen tel que suggéré par les mesures de thermochronologie détritique (Bernet *et al.*, 2006). La fraction la plus grossière des sédiments himalayens, à savoir les galets, est dé-

posée immédiatement au front de la chaîne sur une distance de quelques kilomètres tandis que la fraction silto-sableuse qui représente la très grosse majorité des sédiments est transportée jusqu'à l'océan par ces rivières, puis par le Gange, au sein de la plaine indogangétique, vaste bassin d'avant chaîne subsidant en raison de la flexure du craton indien sous le poids de la chaîne himalayenne (fig. 4-3). Au total, dans le bassin du Gange, environ 30 % des sédiments, des galets et surtout du sable, sont déposés dans la plaine du Gange, tandis que les 70 % restants vont se déposer dans le delta du Gange Brahmapoutre au Bangladesh et nourrir le cône du Bengale. Si ●●●

**Fig. 4-3. – Flux annuels moyens de sédiments exportés par les principales rivières du système Gange-Brahmapoutre. Valeurs moyennes sur un millénaire environ et estimées à partir de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  des sables charriés par ces rivières (compilation des valeurs publiées par Lupker *et al.*, 2012, 2017).**



- l'on inclut le bassin du Brahmapoutre, alors cet export des sédiments himalayens vers le delta et le cône du Bengale monte à plus de 80 %, soit un flux terrigène d'un milliard de tonnes par an (Lupker *et al.*, 2017), soit près de 10 % du flux terrigène allant chaque année vers les océans en provenance des terres émergées.

L'érosion est néanmoins loin d'être homogène à l'échelle de l'Himalaya. Latéralement, on remarque des disparités notables avec un maximum observé au niveau des deux syntaxes himalayennes, dans les régions du Nanga Parbat à l'ouest en association avec les gorges de l'Indus (Burbank *et al.*, 1996) et dans celle du Namche Barwa à l'est en association avec les gorges du Yarlung Tsangpo (e.g. Burg *et al.*, 1998). Dans ces deux régions, les vitesses d'érosion peuvent culminer à 10 mm/an. Même le long de l'arc, les vitesses moyennes d'érosion varient : le segment central dans la région des Annapurnas et du Manaslu présente les plus fortes valeurs avec près de 2 mm/an de taux d'érosion tandis que le Bhutan s'érode à des vitesses inframillimétriques (fig. 4-2). Néanmoins, les contrastes d'érosion les plus manifestes se situent transversalement à la chaîne. Au niveau du segment central de l'Himalaya par exemple, il a pu ainsi être montré que la vitesse d'érosion variait fortement du sud au nord : elle atteint une dizaine de mm/an au front de la chaîne dans les molasses tendres des Siwaliks, puis chute à des vitesses allant de 0,1 à 1 mm/an dans toute la zone du Bas-Himalaya, remonte fortement à des vitesses de 2 à 5 mm/an au cœur de la haute chaîne pour retomber ensuite à des vitesses inframillimétriques sur le flanc nord himalayen, voire très faibles (< 0,1 mm/an) dans les bassins drainant le sud Tibet (fig. 4-2).

À l'instar des vitesses moyennes, ce schéma de répartition de l'érosion est relativement stable dans le temps (fig. 4-2c). On le retrouve à l'actuel lorsque l'on considère les proportions relatives des différentes unités himalayennes présentes dans les sables des grandes rivières à leur sor-

tie de chaîne : chaque unité (LH, HHC, TSS) possède en effet une ou des caractéristiques géochimiques, isotopiques ou minéralogiques qui la distinguent clairement des autres (les rapports isotopiques du strontium et du néodyme dans ces sables indiquent par exemple une contribution majoritaire des unités de la haute chaîne himalayenne). À l'échelle de l'Holocène terminal, ou celle du Quaternaire, les isotopes cosmogéniques comme la thermochronologie basse température (traces de fission ou U, Th/Hélium dans apatites et zircons) montrent également une même répartition de l'érosion. Par ailleurs ce profil transverse à la chaîne des vitesses d'érosion présente une image tout à fait cohérente avec le profil moyen de l'incision fluviale le long des rivières transhimalayennes du Népal (fig. 4-2c), qui se caractérisent par de fortes pentes à la traversée du flanc sud de la Haute Chaîne. Cette concordance suggère que le système himalayen se rapproche d'un système à l'équilibre pour lequel la dénudation du paysage suit l'incision des rivières (Lavé et Avouac, 2001).

Si l'on écarte le front de chaîne (i.e. les Siwaliks) qui s'érode rapidement en raison d'une faible résistance à l'érosion des molasses grésoconglomératiques qui le compose, on s'aperçoit donc qu'au Népal central le flanc sud de la haute chaîne est le plus actif du point de vue de l'érosion, qu'il présente les plus forts reliefs, les plus forts gradients de rivières, les plus fortes pentes, qu'il focalise le maximum des précipitations et que le soulèvement tectonique y est plus fort en raison du charriage des nappes himalayennes au-dessus d'une rampe (cf. article de Cattin *et al.*, ce dossier). Une telle concordance des anomalies topographiques, climatiques, érosives et éventuellement tectoniques, qu'on retrouve latéralement comme au Bhutan mais dans une configuration distincte (fig. 4-2d, fort gradient érosions/pluviométrie/gradient topographie plutôt vers le front) a conduit de nombreux chercheurs à envisager les liens dynamiques qui pourraient lier ces différentes variables. ●●●

# Boucles de rétroactions à l'œuvre en Himalaya

Une rétroaction correspond à l'action en retour d'un effet sur la cause qui lui a donné naissance, et donc, ainsi, sur elle-même. Une boucle de rétroaction lie donc l'effet à sa propre cause, et ceci avec ou sans délai. Généralement, on distingue une rétroaction positive, qui amplifie le phénomène, d'une rétroaction négative, qui va s'opposer à la cause qui lui a donné naissance et donc conduire à un amortissement ou une stabilisation du phénomène. En sciences de la Terre, cette intrication des interactions dans les systèmes dynamiques rend, de fait, parfois difficile d'identifier causes et conséquences, puisqu'elles s'influencent mutuellement, et il est essentiel d'en disséquer les différents brins et d'étudier les interactions individuelles pour tenter de comprendre les ressorts et causes premières.

## Influence de la topographie et du climat sur l'érosion

Différents processus érosifs sont à l'œuvre dans la chaîne himalayenne. Même si l'altération chimique a un probable rôle dans la résistance globale du bâti rocheux à l'érosion, en termes de flux de matière exportée, l'érosion chimique et les flux dissous sont deux ordres de grandeur plus faibles que l'érosion physique et les flux de matière solide. Cette prééminence de l'érosion physique s'exprime avant tout sur les versants par une érosion dominée par les glissements de terrain qui peuvent dans quelques cas mettre en mouvement des masses rocheuses de plusieurs kilomètres cube. Comme souligné précédemment, l'export des sédiments issus des versants est efficacement relayé par les rivières en crue pendant la mousson. Ces mêmes rivières contrôlent par ailleurs le niveau de base des versants, et la possibilité de les déstabiliser. Ainsi, la vitesse d'incision des rivières va contrôler en quelque sorte la fréquence des glissements de terrain. Pour ces trois processus, glissements, transport alluvial et incision, les lois qui les gouvernent dépendent positivement des pentes ou gradients, et des précipitations via la pression de pore dans les versants pour les glissements ou le débit des rivières pour les processus de rivière. Les taux d'érosion maximaux, à l'échelle de l'arc, observés en flanc sud de la haute chaîne au Népal central, là où gradients topographiques et précipitations sont les plus élevés, ou au niveau des deux syntaxes de la chaîne traversées par des rivières (Indus et Tsangpo) au gradient très marqué et au débit conséquent, sont l'illustration directe de cette double dépendance. Suivant ces mêmes dépendances, le sud Tibet, peu arrosé et peu disséqué, présente des taux d'érosion beaucoup plus faibles.

Ce schéma général souffre néanmoins quelques exceptions. Par exemple, le plateau de

Shillong (fig. 4-3) dont le flanc méridional reçoit des précipitations considérables, parmi les plus fortes valeurs à la surface du globe, s'érode assez lentement à des vitesses de quelques dixièmes de mm/an (Clark et Bilham, 2008). Certes les reliefs y sont moins prononcés qu'en Himalaya, mais les pentes locales sont significatives : est-ce l'absence de grandes rivières, la lithologie, ou une fracturation moindre du bâti rocheux qui expliquent une telle anomalie ? La deuxième exception ou plutôt omission concerne l'érosion produite par les glaciers dans la haute chaîne. Si les quelques mesures réalisées à ce jour en sortie de glaciers himalayens suggèrent des vitesses d'érosion relativement modérées des bassins englacés ( $\leq 1$  mm/an) (e.g. Gabet *et al.*, 2008), des mesures de l'érosion quaternaire en flanc nord des Annapurnas, où subsistent de grandes auges glaciaires, suggèrent une vitesse d'érosion presque aussi rapide qu'en flanc sud et ce en dépit de précipitations beaucoup plus faibles (Burbank *et al.*, 2003). Est-ce que ces fortes valeurs sont héritées des périodes glaciaires durant lesquelles l'érosion glaciaire aurait été très intense ? Cette question d'importance, puisqu'elle lie l'érosion glaciaire himalayenne au refroidissement du climat au Néogène et au Quaternaire (*cf.* lien entre cycle du carbone et climat global), fait partie des grandes interrogations que la communauté devra résoudre dans les prochaines années.

## Influence de l'érosion sur la tectonique et la construction de la topographie ?

L'activité des grands chevauchements himalayens est en premier lieu induite par la convergence entre l'Inde et le sud Tibet et la contrainte horizontale qu'elle engendre. Néanmoins la localisation et le fonctionnement de ces chevauchements sont contrôlés également par la topographie de la chaîne via son impact sur la contrainte verticale à une profondeur donnée dans la croûte. Toutes choses égales par ailleurs, l'activité des chevauchements est favorisée au pied des reliefs là où la contrainte déviatorique est maximale et inversement inhibée dans les parties hautes de la chaîne ou au sud Tibet. *In fine*, on pressent que le gradient topographique guide le fonctionnement tectonique de l'Himalaya, et que l'érosion, en érodant cette marge himalayenne et en maintenant un gradient topographique raide, va favoriser le fonctionnement pérenne de failles à la source du soulèvement.

Ce rôle de l'érosion étant posé, deux modèles « end-member » ont été abondamment discutés depuis une vingtaine d'années pour savoir dans quelle mesure les couplages entre érosion et tectonique pouvaient ou non conduire à un contrôle majeur de la tectonique himalayenne par l'érosion en flanc sud. ●●●

●●● Le premier modèle, dit de « channel flow » (Beaumont *et al.*, 2001), considérant que la relative « platitude » du Tibet reflète l'existence d'une croûte moyenne ou inférieure très peu visqueuse sous une majeure partie du Tibet, estime sur la base de modélisations numériques et d'observations structurales que le fort gradient de pression, associé à la marche topographique de l'Himalaya, permet une extrusion latérale vers le sud de cette croûte inférieure tibétaine (*cf* Mahéo et Leloup, ce dossier). Une érosion extrêmement intense de la marge sud du plateau tibétain (au moins trois fois plus forte qu'à la période actuelle) aurait ensuite permis une exhumation vers la surface de la croûte inférieure et du chenal de plus faible viscosité. Il en résulte en surface la signature d'une sorte d'écoulement de Poiseuille coincé entre une zone de cisaillement inverse à la base du chenal (= la zone du MCT) et de cisaillement normal au sommet du chenal (= la faille de détachement nord-himalayenne ou STD). La distribution récente de l'érosion en Himalaya mettant en lumière un maximum d'érosion (si l'on exclut les chaînons Siwaliks) en flanc sud de la haute chaîne au Népal central (*fig. 4-2c*), cette extrusion ductile activée par l'érosion se poursuivrait encore aujourd'hui et se traduirait dans la croûte supérieure par l'activité tectonique de structures chevauchantes au niveau ou juste sous le MCT, maintenant ainsi un fort gradient topographique qui alimente précipitations orographiques et forte érosion en retour (*fig. 4-1*), de sorte que le système s'auto-entretient. Pour l'heure, l'absence de mise en évidence de déformation et de sismicité en surface tant chevauchante au voisinage du MCT que normale au voisinage du STD, n'a pas permis de confirmer l'émergence en surface d'un chenal d'extrusion de la croûte moyenne contrôlée par l'érosion, telle que prédite par les modèles. La rupture du fort séisme de mai 2015 a par exemple eu lieu sur un chevauchement assez plat en profondeur et a laissé la zone du MCT inactive. L'absence en général d'un saut très marqué des âges thermochronologiques basse température à la transition entre Haut et Bas-Himalaya ne suggère pas non plus une activation tectonique majeure au niveau ou juste sous le MCT sur le plus long terme.

Le modèle présenté comme antagoniste considère un grand système chevauchant plus classique de type grande subduction continentale, où seuls les mouvements chevauchants prédominent et dans lequel l'efficacité de l'érosion en flanc sud permet une stabilité du système chevauchant globalement peu penté en limitant l'épaississement, les contraintes normales sur ce plan et de fait les forces de friction (*cf* Mahéo et Leloup, ce dossier). Néanmoins cette stabilité est toute relative comme indiqué par un bilan des flux de matière sur le segment central de l'Himalaya (le mieux documenté du point de vue de l'érosion et de la tectonique). Sur une coupe nord-sud, le flux tectonique par unité de longueur de chaîne de croûte indienne accrétée au Tibet s'élève à environ 800 km<sup>2</sup>/Ma (40 km de croûte indienne conver-

geant à une vitesse de 20 km/Ma), tandis que le flux de matière érodée avoisine environ 200 km<sup>2</sup>/Ma. L'érosion ne peut donc compenser qu'environ un quart du flux tectonique entrant : il n'y a pas équilibre des flux ce qui implique une croissance continue de la bordure sud du plateau tibétain, qui s'opère par la migration vers le sud des structures chevauchantes notamment par écaillage et sous-plaquage de croûte moyenne dans le prisme himalayen. Les datations thermochronologiques indiquent de surcroît que ce ratio de 25 % environ est opérant depuis plus de 10 millions d'années. Dans ce modèle, le transport passif au-dessus d'une rampe dans le grand chevauchement himalayen expliquerait au Népal central le soulèvement de la haute chaîne (*e.g.* Lavé et Avouac, 2001), tandis que la position, la pente, voire l'absence de cette rampe sont invoquées pour expliquer les variations latérales de topographie le long de l'arc himalayen (*e.g.* van der Beek *et al.*, 2016). Ce modèle, qui semble mieux rendre compte des observations que le modèle d'extrusion d'un chenal à faible viscosité, est davantage cinématique que mécanique et de fait, il ne peut indiquer un lien éventuel entre l'accrétion, l'activation d'une rampe mi-crustale et l'érosion en surface : dans ce schéma, l'érosion pourrait se produire passivement sur le flanc sud sans exercer un contrôle majeur sur le style tectonique himalayen, si ce n'est sur la vitesse de migration du prisme orogénique.

## Topographie et climat : une incidence régionale

### *Effet orographique et répartition des pluies*

La chaîne himalayenne se caractérise par de fortes disparités de précipitations d'est en ouest, mais surtout du sud vers le nord, avec notamment l'établissement d'un effet orographique marqué durant la mousson des mois d'été. L'importance des précipitations orographiques en Himalaya, liée à la nécessité pour les masses d'air humide venant du sud en période de mousson de s'élever à plus de 5 000 m pour franchir la barrière himalayenne, les conduit à relâcher en précipitations abondantes l'essentiel de leur humidité sur l'Himalaya, tandis qu'un air sec redescend sur le versant tibétain des Himalayas (*fig. 4-1*). En conséquence de quoi on observe une réduction des précipitations annuelles d'un facteur 10 ou plus, de part et d'autre de la barrière des Himalayas (*fig. 4-2*). La zone des Annapurnas comme la zone du Bhutan illustrent par ailleurs assez bien l'incidence de la topographie sur le régime des précipitations. La zone des Annapurnas se caractérise par des reliefs frontaux et centraux (au niveau du MBT, du Mahabarat et du Bas-Himalaya) peu élevés en comparaison de la plupart des autres segments de la chaîne himalayenne, ce qui permet une incursion des masses d'air humide loin dans la chaîne et des précipitations extrêmement abondantes (maximales à l'échelle du Népal) lorsqu'elles ren-

●●● contrent le ressaut topographique très marqué à la transition entre Bas-Himalaya et Haut-Himalaya, au pied des Annapurnas. À la longitude du Bhutan, la première barrière orographique rencontrée par les masses d'air humide provenant du golfe du Bengale, à savoir le plateau de Shillong qui offre une barrière à plus de 1 600 m, induit des précipitations extrêmes (10m/an à Cherrapunjee) sur le front sud du plateau tandis que le nord du plateau est abrité. Puis plus au nord, les masses d'air humides restantes, ou ayant contourné le plateau, vont buter sur une topographie s'élevant rapidement à 2 000 voire 3 000 m, conduisant à un maximum de précipitations au front de la chaîne et a contrario à une haute chaîne plus faiblement arrosée (<1 m/an) (fig. 4-2d).

### **Mousson, plateau tibétain et chaîne himalayenne**

À l'échelle atmosphérique régionale, les topographies de l'Himalaya et du Tibet jouent également un rôle fondamental dans le régime des pluies de mousson. Dans le schéma classique, les régions de l'Himalaya devraient se situer à la retombée des cellules de Hadley conduisant à un climat désertique tel que celui rencontré à la même latitude plus à l'ouest en Arabie ou au Sahara, mais la configuration géographique spéciale de l'Asie a induit le système de mousson qui se traduit par une migration estivale de la zone de convergence intertropicale au-dessus de l'Himalaya et une circulation atmosphérique inversée qui transfère de l'humidité produite dans la zone équatoriale de l'océan Indien vers le sous-continent indien et l'Himalaya.

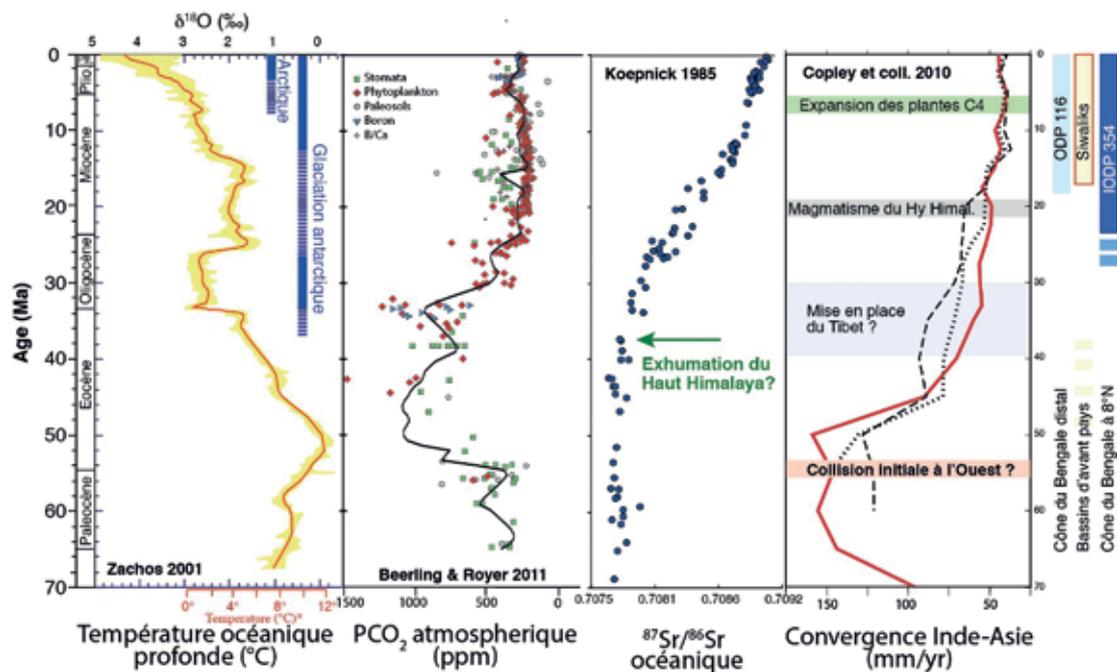
L'histoire de la mousson a été largement débattue depuis une trentaine d'années et son existence ou son initiation ont fait l'objet d'hypothèses variées. Le modèle classique est celui d'une mousson contrôlée par la surrection du Tibet dont l'albédo permet en été de surchauffer l'air par rapport aux zones de basse altitude. Ainsi, le Tibet constitue une source de chaleur qui entraîne la circulation thermique de la mousson (e.g. Ruddiman et Kutzbach 1989). Cette hypothèse, étayée par des modèles de circulation atmosphérique, a renforcé l'idée de lier la mousson à la surrection du Tibet avec des propositions assez diverses de l'âge de cet épisode tectonique tout au cours du Miocène. Le rôle de l'assèchement de l'Asie centrale a ensuite été mis en avant comme mécanisme déterminant ; le retrait de la Parathétys au cours de l'Oligocène permettant, comme avec le plateau du Tibet, un effet thermique qui, en été, déplace les cellules de basses pressions de l'Indochine vers l'arc himalayen (Fluteau *et al.* 1999). Ces recherches suggèrent une mise en place progressive de la mousson au cours de l'Oligocène. Plus récemment Boos et Kuang (2011) ont démontré qu'en été la zone troposphérique de température maximum se situe à l'aplomb de la plaine du Gange. Donc plus que l'effet thermique continental, c'est l'étroite barrière orographique de l'Himalaya qui permet de concentrer l'humidité et la chaleur latente de

condensation qui induit l'advection. Ce forçage rend la mousson contemporaine de la surrection d'une haute chaîne, certainement à la fin de l'Éocène ou au cours de l'Oligocène.

Les indices paléoclimatiques sensibles à la mousson sont nécessaires pour mieux reconstituer son histoire. La forte saisonnalité de la mousson induit des précipitations très déprimées en D et  $^{18}\text{O}$  qui peuvent être tracées avec de la matière organique ou des biominéraux. Ainsi, Licht *et al.* (2014) ont montré l'existence probable d'une mousson éocène à partir de la saisonnalité enregistrée par les compositions isotopiques d'oxygène sur des coquilles de gastéropodes et une dent de rhinocerotid combinées à des indices d'intensité du vent sur des loess du Nord-Tibet. La mousson est sans doute un système climatique pérenne sur l'Asie et, au-delà de son existence, c'est plutôt son intensité, et par-delà, son impact sur l'intensité de l'érosion, qui constitueront un enjeu de recherche dans les prochaines années.

### **Himalaya et cycle du carbone : une incidence globale**

Depuis les années 1990, les travaux de M. Raymo et W. Ruddiman (1992) ont proposé l'hypothèse que l'érosion de l'Himalaya a induit au cours du Tertiaire une surconsommation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique qui serait à l'origine de la baisse sensible de la pression de  $\text{CO}_2$  atmosphérique à l'Oligocène induisant une diminution de l'effet de serre et donc un refroidissement global ayant conduit à la glaciation antarctique (fig. 4-4). Le mécanisme principal proposé était celui d'une consommation de  $\text{CO}_2$  par l'altération des silicates, qui serait amplifiée par l'accroissement de surfaces réactives produites par l'érosion physique. Il existe une convergence temporelle entre le refroidissement océanique et la baisse de la  $\text{PCO}_2$  et le développement de l'Himalaya, et il est clair que l'érosion de l'Himalaya a induit une augmentation marquée des flux particuliers à l'échelle globale comme en témoignent les accumulations sédimentaires des cônes du Bengale et de l'Indus (fig. 4-4). En revanche, la quantification de l'impact carbone de l'érosion reste débattue et a été à l'origine de nombreux travaux destinés à comprendre les liens entre érosion physique et altération des silicates en Himalaya comme sur d'autres bassins majeurs (e.g. Gaillardet *et al.* 1999). Les approches ont conduit à la fois à évaluer les flux actuels à partir de la chimie des éléments dissous des eaux de rivières et à utiliser les sédiments érodés pour déterminer leur niveau d'altération. Parallèlement, deux autres processus impactant le cycle du carbone ont été identifiés. Il s'agit, d'une part, de l'enfouissement sédimentaire de matières organiques qui s'ajoute à l'altération des silicates et qui peut être quantifié par l'étude des bassins sédimentaires du pourtour himalayen, et d'autre part, du dégazage de  $\text{CO}_2$  métamorphique qui, au contraire, libère du carbone vers l'atmosphère (fig. 4-5). ●●●

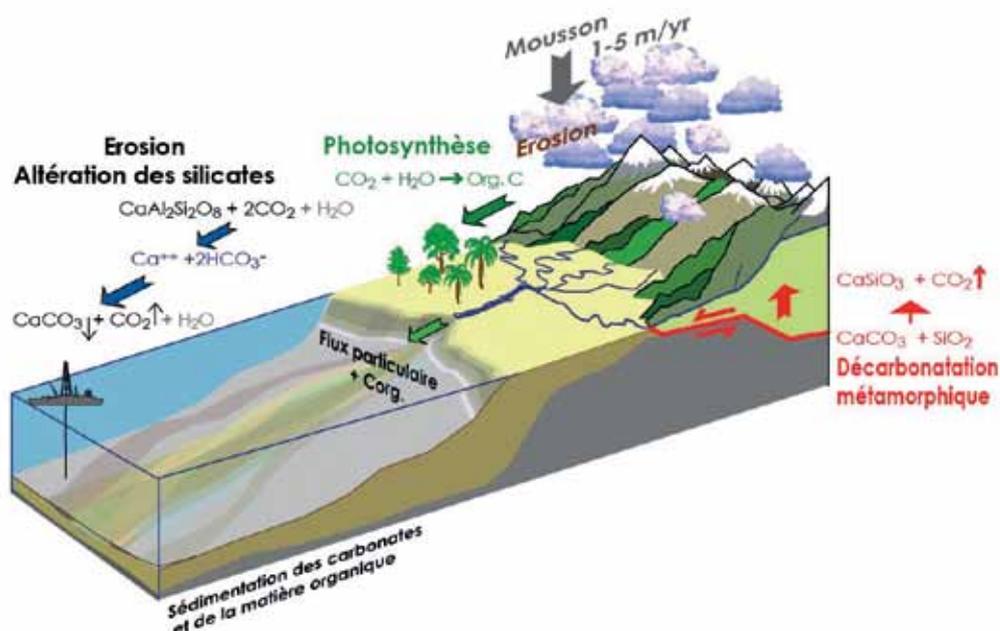


**Fig. 4-4. – Évolutions cénozoïques globales et himalayennes : de gauche à droite : refroidissement de la température océanique tracée par les foraminifères et timing des glaciations, évolution de la  $\text{PCO}_2$  atmosphérique à partir de différents traceurs, évolution du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du Sr océanique dissous marquant l'érosion des formations himalayennes, vitesse de convergence Inde-Asie. À droite : extension des archives sédimentaires existantes. (d'après France-Lanord et al. 2016).**

●●● À l'échelle globale, le cycle du carbone à long terme compense les sources de  $\text{CO}_2$ , principalement issues du volcanisme, pour environ 70 % par l'altération des silicates lorsqu'elle est couplée à la précipitation de carbonates marins et pour environ 30 % par l'enfouissement sédimentaire de matières organiques. En Himalaya, depuis les travaux pionniers de Sarin et Krishnaswami (1984), différentes équipes internationales ont travaillé sur les bassins pour déterminer les caractéristiques de l'altération (e.g. Blum et Coll. 1998 ; Harris et coll. 1998 ; Quade et coll. 2003). En France, Patrick Le Fort a largement contribué au premier échantillonnage détaillé du bassin du Népal central couplant eaux de rivières et sédiments érodés dès 1993 (Galy et France-Lanord 1999). Dès le départ se posait la question de faire la part de l'érosion des silicates et des carbonates, cette dernière n'impactant pas le cycle long du carbone. Les isotopes du Sr dissous ont tenu un rôle central dans cette discussion, car l'augmentation marquée du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  océanique depuis l'Oligocène (fig. 4-4) a été considérée comme un marqueur de l'accélération du flux issu de l'altération de silicates en Himalaya. L'Himalaya est un segment crustal très ancien, donc très riche en  $^{87}\text{Sr}$ , et le métamorphisme récent qui le caractérise a notamment permis de redistribuer ce  $^{87}\text{Sr}$  produit principalement dans les micas vers des phases facilement altérables telles que les plagioclases et les carbonates. Cet effet confère aux rivières himalayennes une signature en Sr dissous extrême qui impacte le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

océanique, et permet d'expliquer son évolution depuis l'Oligocène, mais ne permet pas de départager le rôle respectif des silicates et carbonates dans les flux d'érosion. Les modélisations des compositions en éléments majeurs dissous comme celles des sédiments érodés ont montré que ce sont principalement des silicates alcalins qui sont altérés en Himalaya libérant donc des cations qui participent peu à modifier l'alcalinité marine *via* la précipitation de carbonates. Il apparaît également que l'oxydation des sulfures constitue une source d'acide en compétition avec l'acide carbonique et dont l'action est de libérer du  $\text{CO}_2$  lorsqu'il interagit avec des carbonates. L'estimation grossière des flux annuels suggère une consommation de  $\text{CO}_2$  potentielle autour de  $6-8 \times 10^{10}$  moles/an. Combinées, ces approches montrent que l'effet des rivières himalayennes en matière d'altération des silicates est limitée par la nature principalement alcaline des roches sources, par un transport très rapide des particules et des conditions climatiques qui limitent leur altération et par la compétition de l'acide sulfurique libéré par l'érosion (e.g. Galy et France-Lanord, 1999 ; West et coll., 2005). L'altération de la chaîne himalayenne est aussi caractérisée par son découplage spatial de l'érosion physique puisque la majorité de l'altération du matériel himalayen a lieu dans la partie continentale du bassin d'avant pays.

L'érosion himalayenne se distingue avant tout par son intensité physique qui engendre un flux particulaire dépassant un milliard de tonnes ●●●



**Fig. 4-5. – Schéma des principales relations entre la construction himalayenne, le climat et le cycle long du carbone. L'enfouissement de matières organiques et l'altération des silicates suivie par la précipitation de carbonates consomment du  $\text{CO}_2$  atmosphérique et le stockent dans les sédiments. Au contraire, la libération de  $\text{CO}_2$  produit par les réactions métamorphiques constitue une source pour l'atmosphère.**

●●● par an. Ce flux terrigène entraîne de faibles proportions de matière organique provenant de l'érosion des sols et des berges, matière qui est en partie préservée de l'oxydation et enfouie de manière durable dans les dépôts sédimentaires, en particulier dans le cône du Bengale. La concentration en carbone organique dans les sédiments holocènes déposés dans le cône du Bengale étant similaire à la charge actuelle en carbone organique des sédiments du Gange/Brahmapoutre dans le delta, il est donc possible d'envisager une préservation efficace de la matière organique et donc une stabilisation de ce carbone vers le réservoir sédimentaire (Galy et coll., 2007). L'estimation du flux d'enfouissement récent de carbone organique est autour de  $30 \times 10^{10}$  moles/an, au moins 5 fois supérieur à la précipitation de carbonates induits par le flux d'altération des silicates. Sur le long terme, l'analyse des sédiments néogènes du cône du Bengale converge vers la même estimation avec un effet nettement supérieur de l'enfouissement de matière organique sur celui de l'altération des silicates (France-Lanord et Derry, 1997). Cette prédominance de l'enfouissement de carbone organique sur le cycle à long terme du carbone himalayen est le résultat de la combinaison d'une productivité primaire continentale importante liée à des conditions climatiques favorables dans la plaine du Gange, d'un flux terrigène élevé, et d'une ventilation océanique faible dans la baie du Bengale, promouvant la préservation de la matière organique.

Si l'érosion contribue à déprimer sur le long terme la concentration en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère, la tectonique himalayenne compense en partie ces processus par le dégazage lié aux réactions métamorphiques de décarbonatation profondes qui affectent les roches crustales carbonatées (fig. 4-5). Les manifestations les plus visibles de ces systèmes hydrothermaux sont des sources chaudes accompagnées de travertins étudiées dès les prémices de l'exploration géologique de l'Himalaya (e.g. Le Fort et Jest, 1974). Ces sources dégazent en continu du  $\text{CO}_2$  produit en profondeur et différentes approches de traçage géochimique des circulations et du dégazage indiquent des flux du même ordre de grandeur que ceux de l'altération des silicates (Evans et coll. 2008 ; Becker et coll. 2008). F. Perrier et coll. (2009) ont ensuite identifié sur le terrain des sources de  $\text{CO}_2$  indépendantes des circulations hydrothermales qui amplifient davantage l'importance de ces flux. Un inventaire assez exhaustif à l'échelle du Népal central et occidental réalisé par F. Girault et coll. (2014) montre des différences fortes d'une vallée à une autre suggérant un contrôle lithologique local et une organisation liée à l'activité sismique. Cette hétérogénéité rend néanmoins difficile, à ce stade, une extrapolation à l'échelle de la chaîne de ces observations locales. Il est, en outre, encore plus difficile d'estimer l'évolution à long terme de ce dégazage métamorphique, même si sa diminution lors de la maturation de la chaîne peut être suggérée. ●●●

●●● L'analyse des fleuves himalayens et des sédiments néogènes détritiques a permis de montrer certains aspects spécifiques de l'Himalaya. L'érosion physique, processus dominant tend à limiter l'efficacité de l'altération des silicates mais est une des clefs de l'enfouissement du carbone organique. L'ampleur des flux mesurés est de nature à contribuer à induire et maintenir la glaciation oligocène. Il reste cependant diffi-

cile de prouver que la chaîne himalayenne à elle seule a pu contrôler cette évolution climatique globale ou bien si elle est simplement un acteur important d'une activité orogénique globale qui s'intensifie au cours du Tertiaire. La poursuite des recherches avec l'objectif de quantifier les flux associés à l'érosion sur le long terme permettra de mieux évaluer l'importance de ce couplage Himalaya-climat.

## Synthèse sur les couplages et histoire de l'évolution de la chaîne

Les zones caractérisées en Himalaya par de fortes précipitations et des gradients topographiques très marqués concordent, à quelques exceptions près, avec les zones d'érosion maximale, suggérant des liens de cause à effet (fig. 4-1). Ainsi la construction du plateau tibétain et de la haute chaîne himalayenne, en créant une topographie élevée et des reliefs abrupts et en forçant les circulations atmosphériques qui conduisent au climat de mousson, induit de plus fortes érosions sur le flanc sud de l'orogène et donc une rétroaction négative vis à vis de sa croissance. L'efficacité de cette rétroaction est néanmoins insuffisante pour empêcher l'orogène de continuer à croître notamment vers le sud, et l'on assiste à une migration continue du prisme orogénique. À l'exception possible des deux syntaxes himalayennes (Zeitler *et al.*, 2001), il apparaît donc que la rétroaction de l'érosion sur la tectonique n'a pas d'influence dominante sur l'évolution en grand de la chaîne. La régularité d'est en ouest de la forme générale de l'arc himalayen comme celle des vitesses de convergences actuelles, et ce, en dépit de variations longitudinales non négligeables des précipitations annuelles, en sont les probables illustrations. Néanmoins, les détails locaux de la déformation ou de la topographie du prisme pourraient témoigner d'un rôle au deuxième ordre des couplages entre climat, érosion et tectonique. L'accumulation progressive des données sur l'histoire de la dénudation de

la chaîne devrait permettre dans un futur proche d'en préciser les contours et les limites.

À une échelle plus globale, si l'orogène a impacté le climat régional, et surtout si son érosion a participé, voire déclenché le refroidissement du globe depuis l'Oligocène, il est difficile de savoir si ce phénomène peut s'inscrire dans une boucle de rétroaction positive. Pour l'heure les études thermochronologiques dans la chaîne semblent indiquer mais de manière non systématique une augmentation de la dénudation corrélativement au refroidissement du Plio-Pléistocène. Les études futures dans la région devront s'atteler à déterminer plus précisément l'intensité de l'érosion glaciaire en Himalaya afin de connaître la sensibilité de la réponse de l'érosion de la chaîne à un refroidissement du climat. De ce point de vue, les études en cours sur les cônes du Bengale et de l'Indus, à la fois pour remonter aux volumes érodés et à l'histoire de la dénudation de la chaîne, ou pour identifier la réponse de l'érosion de l'orogène aux variations climatiques des cycles glaciaires, nous permettront d'apporter des éléments de réponse relativement discriminants.

■ **J. Lavé, C. France-Lanord et A. Galy**

CRPG, CNRS, Univ. de Lorraine, Nancy



**En Dudh khola, torrent affluent de la Marsyangdi, en aval de Bimtang, une zone de glissement ! Dans la pente, des blocs de granite du Manaslu, anguleux, provenant sans doute de la reprise d'écroulements plus anciens, et des blocs plus arrondis, restes de terrasses haut perchées et déjà démantelées. Pente raide, pluies de mousson fortes, sismicité, tout concourt à l'instabilité du versant !**



© A. Pécher et S. Guillot

# 5 > Un séisme de magnitude 9 est-il possible le long de l'arc himalayen ?

La chaîne himalayenne, située sur la bordure sud du plateau tibétain, est sans doute la manifestation la plus spectaculaire de la collision entre l'Inde et l'Eurasie. La vitesse de convergence actuelle, d'environ 40 mm/an entre ces deux plaques, est accommodée pour moitié au travers de l'Himalaya, le long d'une grande faille chevauchante communément appelée le MHT (pour *Main Himalayan Thrust*).

De nombreuses études (Molnar et Qidong, 1984 ; Le Roux-Mallouf *et al.*, 2016) ont démontré le caractère sismogène de ce chevauchement (fig. 5-1). Au cours du dernier siècle, l'arc himalayen a ainsi été affecté par plusieurs séismes destruc-

teurs, de très forte magnitude, comme celui de Kangra en 1905, de Bihar-Népal en 1934, d'Assam en 1950 et plus récemment, celui de Gorkha en 2015 (voir encadré). La magnitude maximale que pourrait avoir un séisme le long de l'arc himalayen reste cependant une question ouverte donnant lieu à de nombreux débats scientifiques (Kumar *et al.*, 2010 ; Wesnousky *et al.*, 2017). C'est pourtant un paramètre clé pour estimer l'impact maximal qu'un séisme pourrait avoir sur des pays comme le Pakistan, le Népal, le Bhoutan mais aussi sur tout le nord de l'Inde, qui est l'une des zones les plus peuplées du monde (densité de population supérieure à 500 habitants au km<sup>2</sup>). ●●●

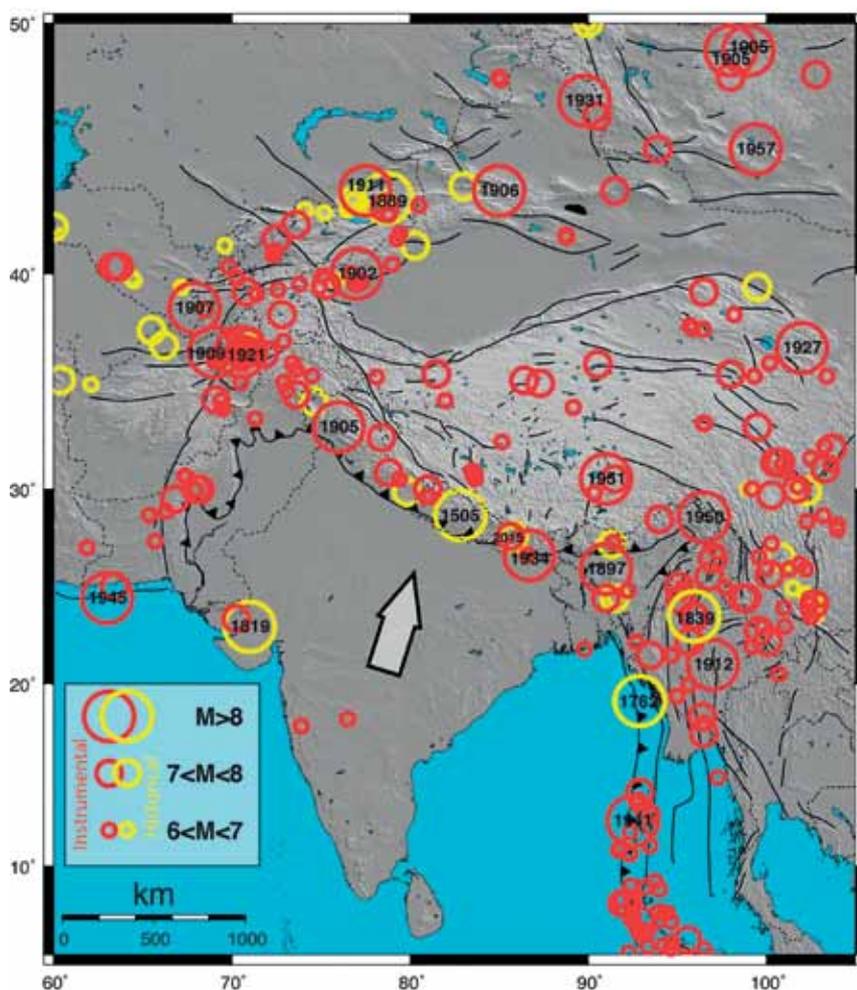
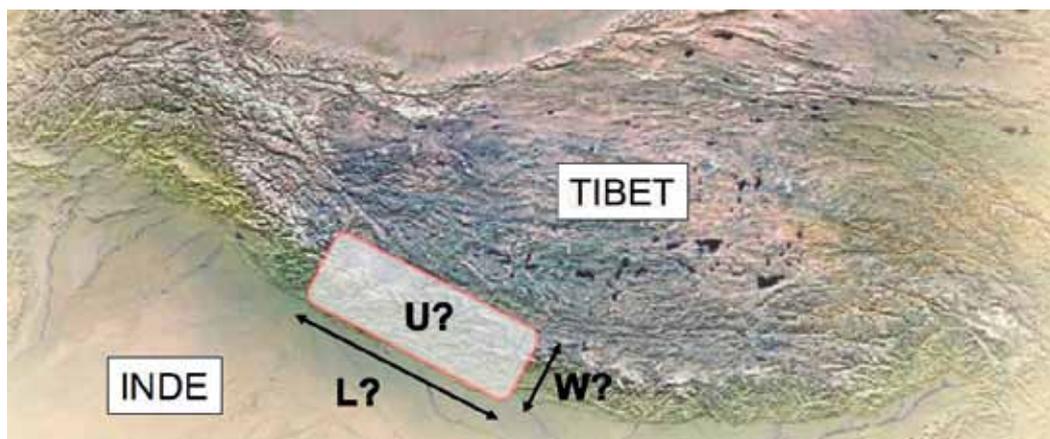


Fig. 5-1. – Localisation des séismes majeurs associés à la collision Inde-Eurasie. Les cercles rouges et jaunes indiquent respectivement la sismicité instrumentale et historique, leur taille étant associée à la magnitude estimée.



**Fig. 5-2. – Carte topographique de la région Himalaya-Tibet, montrant les paramètres d'une rupture sismique permettant de caractériser sa magnitude.**  
**W : largeur de la zone sismogène, L : extension latérale et U : glissement sismique moyen.**

●●● Par définition, une magnitude sismique est associée à l'énergie libérée au cours d'une rupture. Elle dépend de la taille de cette rupture (largeur  $W$  et longueur  $L$ ) ainsi que de la répartition du déplacement moyen  $U$  accommodé par la faille pendant le séisme (fig. 5-2). Tenter de répondre à la question « Un séisme de magnitude 9 est-il possible le long de l'arc himalayen ? » nécessite donc de connaître au mieux ces trois paramètres en s'appuyant sur les informations disponibles permettant de contraindre la géométrie en profondeur du MHT, de caractériser la segmentation de l'arc himalayen et de quantifier le glissement sismique des séismes passés qu'ils soient instrumentaux ou historiques.

### Largeur de la zone sismogène

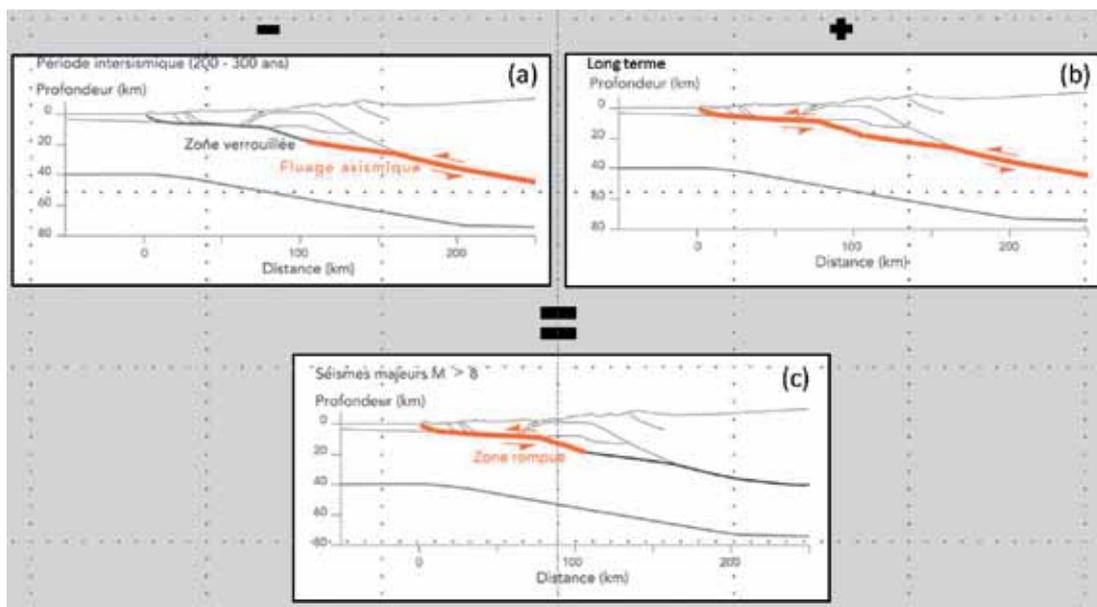
L'estimation de l'extension en profondeur de la zone sismogène du MHT reste délicate. En effet, à notre connaissance, aucune information précise associée aux séismes instrumentaux majeurs ayant rompu l'ensemble de cette zone n'existe. Seules des approches indirectes peuvent donc être utilisées. La première consiste à étudier la déformation intersismique (période d'environ 200-300 ans séparant les séismes majeurs) *via* les observations géodésiques et l'analyse de la sismicité (Stevens, 2015). Elle montre notamment que le MHT est bloqué dans sa partie supérieure et que la zone sismogène a donc une extension pouvant aller de la haute chaîne jusqu'à la bordure de l'arc himalayen (fig. 5-3a). Une seconde approche, à plus long terme (de plusieurs dizaines de milliers au million d'années) consiste à estimer la géométrie de cette zone bloquée en utilisant des observations géomorphologiques (Le Roux-Mallouf *et al.*, 2015) et tectoniques (fig. 5-3b). En combinant ces deux approches on estime que l'ordre de grandeur de  $W$  peut atteindre une centaine de kilomètres (fig. 5-3c).

### Variation latérale de la géométrie

L'arc himalayen s'étend sur plus de 2 500 km de long. Pendant longtemps, cette chaîne a été considérée comme un exemple d'objet géologique ayant une géométrie quasi cylindrique, c'est-à-dire sans variation majeure de ces structures d'est en ouest. Cependant de nombreuses études récentes ont démontré le caractère segmenté de l'arc himalayen aussi bien du point de vue de sa morphologie (Duncan *et al.*, 2003) que de l'organisation des structures tectoniques majeures (McQuarrie *et al.*, 2008), de la géométrie du MHT en profondeur (Robert *et al.*, 2011) et du Moho (Bollinger *et al.*, 2014). La difficulté est donc d'estimer si cette segmentation peut contrôler la taille de futurs événements sismiques. Les observations suggèrent un blocage intersismique du MHT sur la quasi totalité de l'arc himalayen (Stevens *et al.*, 2015). De plus les segments mis en évidence ont une extension latérale pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres de long. Il apparaît donc que, bien que segmenté, l'arc himalayen pourrait être affecté par des ruptures dont les longueurs  $L$  sont comparables à celles observées pour les plus grands séismes de subduction.

### Estimation du glissement sismique moyen

Le dernier paramètre à considérer est le glissement sismique  $U$  sur le MHT. Les séismes instrumentaux majeurs (séismes mesurés depuis le déploiement des premiers sismomètres au début du 20<sup>e</sup> siècle) sont associés à des glissements moyens de quelques mètres, qui peuvent atteindre environ 20 m comme dans le cas du séisme d'Assam, de magnitude 8,7 en 1950 (Molnar et Qidong, 1984). L'échelle de temps associée aux séismes instrumentaux (environ 120 ans) est cependant trop courte pour être considé-



**Fig. 5-3. – Estimation de l'extension en profondeur de la géométrie de la zone sismogène du MHT. (a) La géométrie de la zone asismique du MHT est estimée à partir d'observations géodésiques et sismiques. (b) La géométrie de l'ensemble du MHT est caractérisée à partir d'observations sur le long terme comme la géologie structurale ou la géomorphologie. (c) La caractérisation de la partie sismogène du MHT est donc obtenue en faisant la différence (b) – (c).**

●●● rée comme représentative des tremblements de terre himalayens, la période d'occurrence des séismes majeurs pouvant être de plusieurs siècles. L'approche conjointe basée sur l'analyse de documents relatant des séismes historiques et sur des études paléosismologiques a permis d'étendre notre connaissance aux séismes du dernier millénaire (Sapkota *et al.*, 2013 ; Le Roux-Mallouf *et al.*, 2016 ; Kumar *et al.*, 2010 ; Bollinger *et al.*, 2014). Ces études démontrent notamment l'occurrence de méga-tremblements de terre le long de l'arc himalayen avec des glissements décamétriques. Ces observations restent cependant locales et l'erreur inhérente aux méthodes de datation empêche d'établir avec certitude une corrélation entre ces événements extrêmes.

## Conclusion

Les études menées le long de l'arc himalayen depuis plusieurs décennies ont montré que cette bordure du plateau tibétain est l'une des zones les plus sismiquement actives à la surface de la terre. Des séismes destructeurs, comme celui de Gorkha, sont maintenant bien documentés.

Le séisme d'Assam de 1950 avec une magnitude de 8,7 correspond au plus gros tremblement de terre enregistré en Himalaya depuis un siècle. Dans la même période de temps, tous les séismes de magnitude supérieure à 9 ont eu lieu dans des zones de subduction : Chili 1960, Sumatra 2004, Alaska 1964, Kamtchatka 1952 et Japon 2011. L'occurrence de ces séismes en domaine océanique peut être associée aux caractéristiques des zones de subduction qui accommodent des vitesses de convergence importante et présentent une extension spatiale colossale.

L'étude présentée ici suggère que l'Himalaya possède également ces caractéristiques (une largeur de rupture possible  $W \sim 100$  km, une longueur  $L \sim 500-1\ 000$  km, un déplacement  $U > 20$  m) et donc que physiquement l'occurrence d'un méga-séisme, de magnitude 9 ou plus, affectant cette zone ne peut être exclue.

■ **R. Cattin<sup>1</sup>, L. Bollinger<sup>2</sup>, Y. Klinger<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Géoscience, Univ. de Montpellier

<sup>2</sup> CEA, DAM Île-de-France, Bruyères-le-Châtel

<sup>3</sup> CNRS-IPG-Paris

La bibliographie des articles peut être consultée sur le site de la SGF à l'adresse suivante :  
<http://www.geosoc.fr/publication/geochronique/numero-actuel.html>

## Focus sur le séisme de Gorkha

Le 25 avril 2015 à 11h56, un fort séisme dévastateur, de magnitude 7,8 affecte le front himalayen et la vie de millions de népalais. Près de 20 % des habitants du Népal vivent à proximité de la zone mésoséismale, la région affectée par les destructions. Heureusement, le séisme a lieu un samedi matin, jour de repos hebdomadaire à une heure où peu d'habitants sont dans les bâtiments, qui au Népal sont particulièrement vulnérables aux séismes (fig. 5-4). Après le séisme on recensera toutefois plus de 8 700 morts, des dizaines de milliers de blessés, et plusieurs millions de sans-abris sur une bande de près de 120 km de long au pied de la haute chaîne.

Ce type d'événement sismique était à la fois attendu et redouté. Le séisme de Bihar-Népal de 1934, 4 à 8 fois plus important, est encore dans toutes les mémoires. D'autres forts séismes historiques dévastateurs sont connus et principalement documentés en vallée de Kathmandou. Au total, un peu plus d'une dizaine de séismes historiques

de magnitude 7 à 8,5 et cinq grands séismes instrumentaux sont connus. Ces plus forts séismes ont été ressentis à très grande distance par des millions d'habitants. C'est le cas du séisme de Gorkha ressenti sur près de la moitié du sous-continent indien.

Le séisme de Gorkha est, avec le séisme pakistanais du Muzaffarabad de 2005, un des premiers grands séismes himalayens instrumentaux de l'ère moderne. Le grand nombre d'études géologiques, géophysiques ou géochimiques effectuées au Népal, préalablement et à la suite de cet événement, font de ce séisme intercontinental en chevauchement l'un des mieux étudiés. Lors du séisme, une large bande de terrain d'environ 1 600 km<sup>2</sup> (80 x 20 km), a été soulevée de près d'un mètre au front de la chaîne alors que la haute chaîne s'affaissait d'environ un mètre (fig 5-5). La ville de Kathmandou quant à elle s'est déplacée de 1,5 à 2 m vers le sud. Cette déformation de la surface résulte de la rupture sismique sur un plan de faille de près de 120 x 50 km qui présente localement un glis-



Fig. 5-4. – En haut - Photographies du village de Barpak localisé dans la zone épiscopale du séisme de Gorkha. En bas - Durbar square de Kathmandou (temple de Bhanjyang) avant et après le tremblement de terre de 2015.

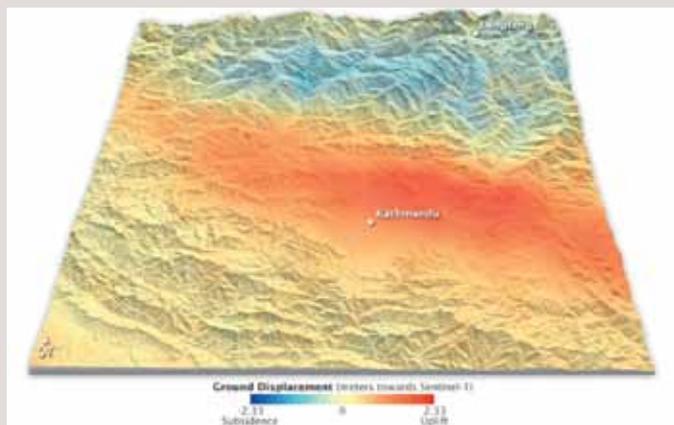


Fig. 5-5. – Déplacements observés par le satellite Sentinel-1 dans la région de Kathmandou suite au séisme de Gorkha de 2015. Le code de couleur indique les variations de la distance terre-satellite et vient draper la carte de la topographie figurée par les ombrages.

●●● sement de plus de 5 mètres. La rupture, sans doute contrôlée par la structure profonde du chevauchement, s'est arrêtée à proximité de l'extension du fort séisme de 1934 et ne s'est pas propagée jusqu'en surface. Le choc principal a été suivi par des dizaines de milliers de répliques localisées en grande partie en périphérie de la rupture (fig. 5-6). En novembre 2016, 18 mois après le séisme, près de 30 000 répliques avaient été localisées par le réseau sismique national du Népal, dont 472 de

magnitude locale supérieure à 4, qui ont déclenché une alerte sismique. La déformation postsismique actuellement mesurée est essentiellement profonde et à 75 % asismique.

■ **R. Cattin<sup>1</sup>, L. Bollinger<sup>2</sup>, Y. Klinger<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Géoscience, Univ. de Montpellier

<sup>2</sup> CEA, DAM Île-de-France, Bruyères-le-Châtel

<sup>3</sup> CNRS-IPG-Paris

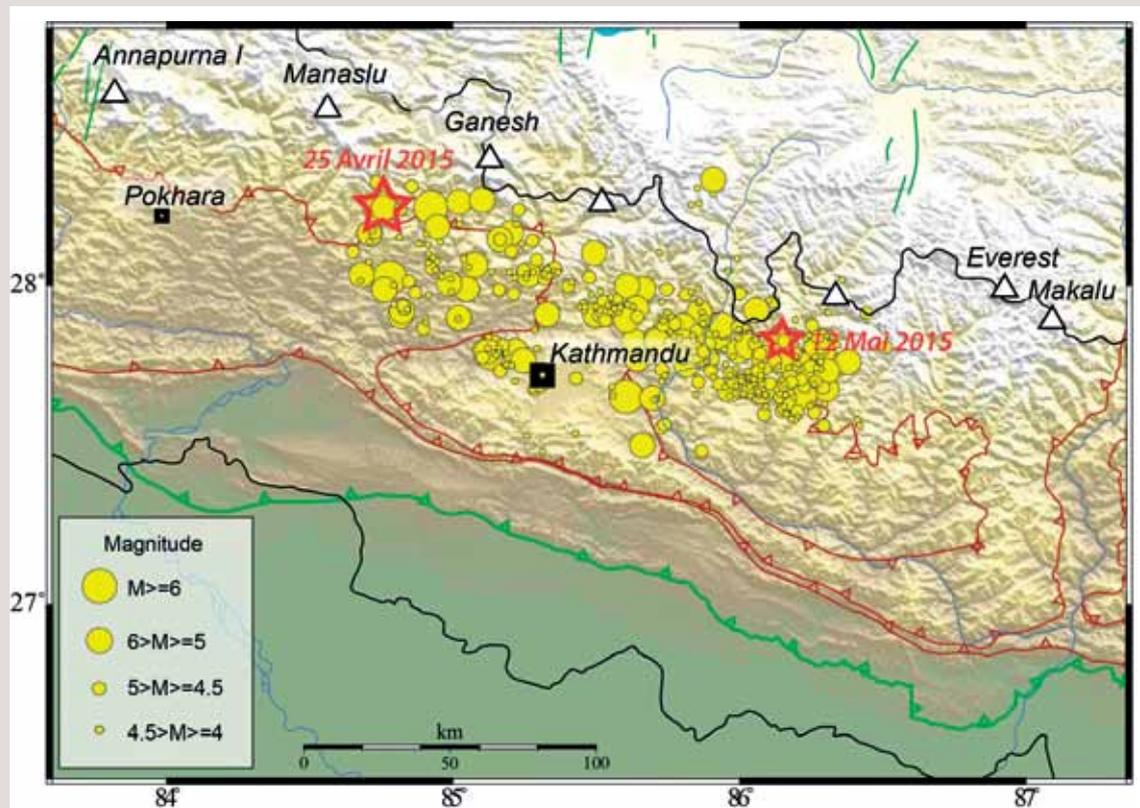


Fig. 5-6. – Carte des épacentres des séismes de magnitude supérieure à 4, du 25 avril au 08 juin 2015. Les étoiles rouges correspondent aux épacentres des chocs principaux du 25 avril et du 12 mai 2015.

# 6 > Formation du plateau du Tibet : rôle de l'épaississement crustal anté-collision Inde-Asie

## Caractéristiques du plateau tibétain et modèles de formation

L'intérêt scientifique que représentent les hauts plateaux remonte à l'Antiquité. Le grand géographe, Strabon d'Amasya (64/63 BC-23/25 AD) utilise en premier un terme spécifique pour désigner le plateau anatolien : *oropedia*, signifiant la « plaine de montagne ». Avec une extension de près de 2 millions de km<sup>2</sup> et une altitude moyenne proche de 5 000 m, le plateau du Tibet est la surface la plus élevée au monde. Il est limité au sud par la chaîne himalayenne sur près de 2 000 km de long, au nord par le bassin du Tarim, à l'ouest par les monts du Karakorum et à l'est par la chaîne des Longmen Shan, en bordure du bloc Chine du Sud (fig. 6-1). En plus de sa faible orographie, le plateau du Tibet est remarquable par l'épaisseur de sa croûte continentale, proche de 90 km dans sa partie sud, elle diminue pro-

gressivement vers 70 km dans sa partie centrale puis autour de 50 km dans sa partie nord (voir Replumaz *et al.*, 2010 pour une synthèse).

La surrection du plateau tibétain et son maintien ont eu des conséquences climatologiques et environnementales importantes à l'échelle du globe. Il est donc de première importance et essentiel de comprendre les mécanismes de sa formation.

En 1924, E. Argand proposait d'expliquer le doublement de l'épaisseur de la croûte continentale comme témoignant du sous-charriage de la plaque indienne jusqu'à la limite nord du plateau (fig. 1-4, article Mascle et Pêcher, ce dossier), entraînant sa surrection. Cette idée a été conceptualisée par John Dewey et Peter Bird en 1970, puis actualisée par Peter De Celles récemment en

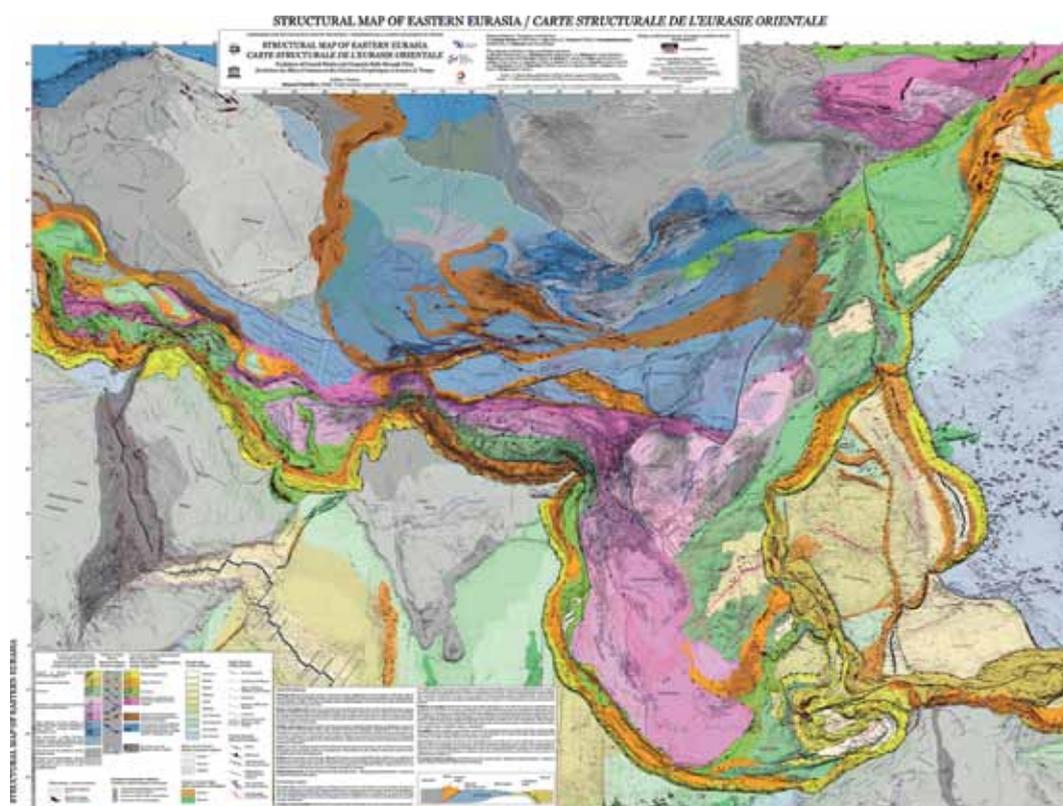


Fig. 6-1. – Carte structurale et géologique de la partie est de l'Eurasie (CCGM, CGMW, Pubellier *et al.* 2008).



••• Une caractéristique importante du plateau, longtemps sous-estimée, est le fait qu'il est constitué de différents blocs continentaux (fig. 6-1), provenant du Gondwana et accrés à la marge nord-asiatique successivement au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. On remarque en particulier un événement majeur au Mésozoïque, l'orogénèse cimmérienne qui correspond à la fermeture de la Paléotéthys (fig. 6-4). Pour caractériser le calendrier de l'épaississement du plateau tibétain et évaluer l'importance de l'héri-

tage mésozoïque dans l'épaississement précoce du plateau du Tibet, nous nous focaliserons sur la partie orientale du plateau du Tibet, dans la chaîne des Longmen Shan où la croûte et la couverture sédimentaire paléozoïque sont exhumées (fig. 6-5), offrant une coupe naturelle idéale pour l'étude des mouvements crustaux au cours du temps. Nous remettons ensuite ce cas d'étude en perspective dans l'évolution plus récente du plateau du Tibet.

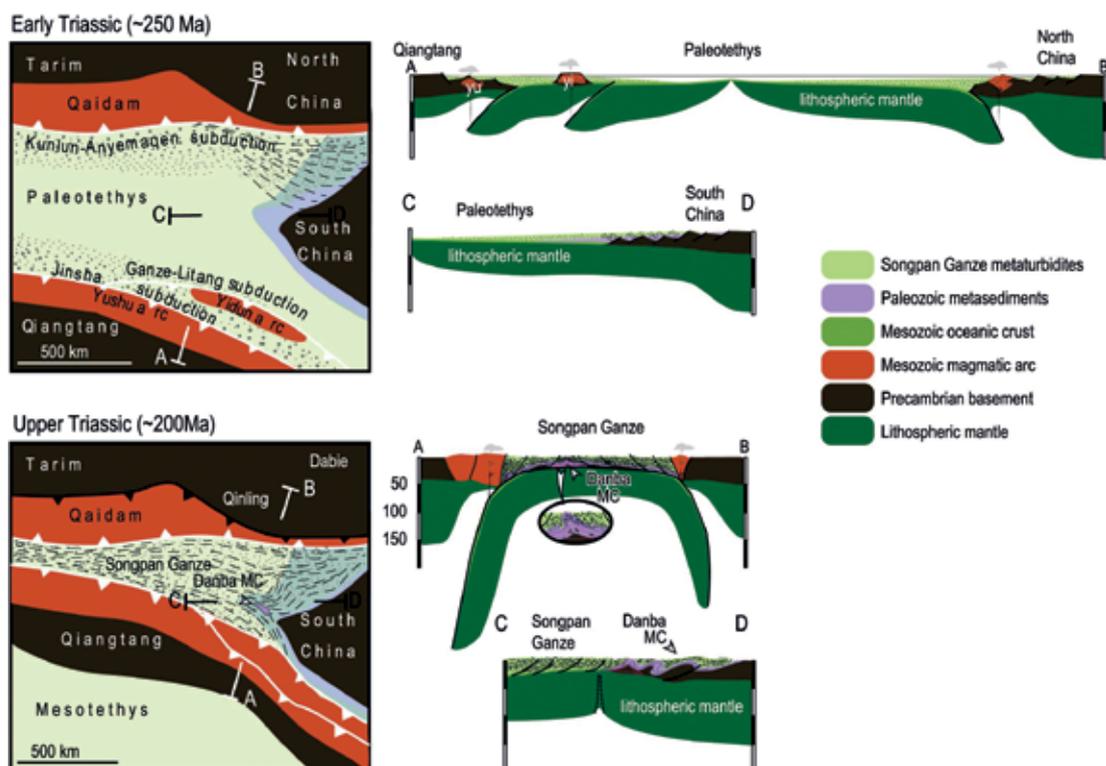


Fig. 6-4. – Reconstitutions paléogéographiques et paléotectoniques de la bordure orientale du plateau tibétain du Trias inférieur au Trias supérieur montrant la fermeture de la Paléotéthys et l'épaississement de l'unité du Songpan Garze (Billerot *et al.*, 2017).

## Le paradoxe de la bordure orientale du plateau du Tibet

Située au cœur du plateau tibétain (fig. 6-1 et fig. 6-5), l'unité de Songpan Garze et sa bordure orientale, la chaîne des Longmen Shan, constituent l'ensemble le plus énigmatique du plateau tibétain. En effet, la nature du socle de l'unité Songpan Garze est encore inconnue (Pullen *et al.*, 2008). Les données gravimétriques et sismologiques suggèrent un manteau lithosphérique peu épais, sur lequel repose une croûte continentale épaissie (60-70 km) (Robert *et al.*, 2010a).

Longmen Shan signifie « Les monts de la porte du Dragon » en chinois. Cette chaîne se localise à la transition entre deux paléo-domaines très dif-

férents : l'unité épaissie (> 60 km) du Songpan Garze à l'ouest (unité centrale du plateau tibétain) et le craton Chine du Sud (40 km d'épaisseur) à l'est (Robert *et al.*, 2010a).

La chaîne des Longmen Shan est haute et abrupte ; de direction NE-SW, elle s'étend sur 400 km de long et 100 km de large, elle dépasse les 6 000 m d'altitude. De faibles taux de convergence sont mesurés en surface par GPS (< 3 mm/an) au travers de cette zone par rapport au craton fixe de la Chine du Sud. Ce paradoxe a conduit à la sous-estimation de l'aléa sismique dans cette région, qui a pourtant été frappée par les séismes dévas-

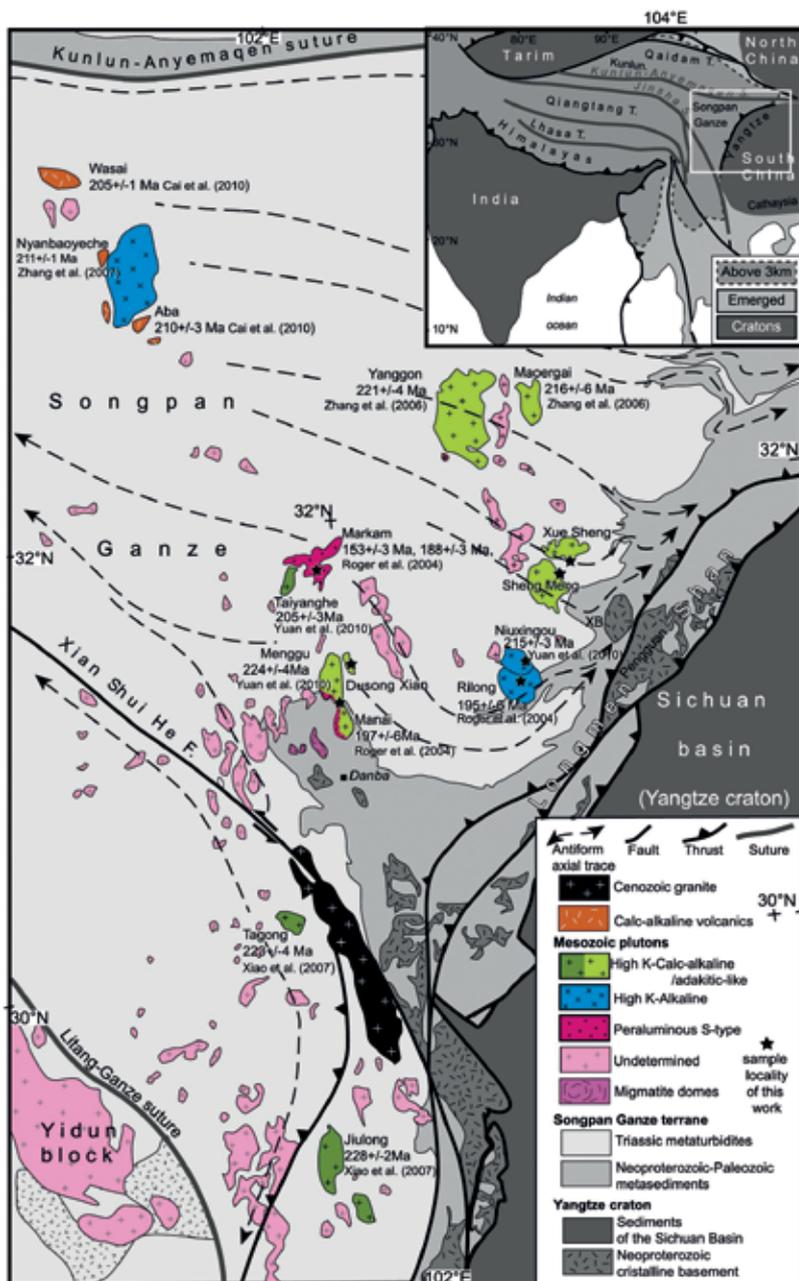


Fig. 6-5. – Carte géologique de la bordure orientale du plateau du Tibet (de Sigoyer *et al.*, 2014). Les couleurs vives représentent les granites mésozoïques. Xb : Xuelongbao.

●●● tateurs de Wenchuan en mai 2008 (Mw 7,9) et de Lushan en avril 2013 (Mw 6,6) qui ont fait plus de 90 000 victimes. Ce paradoxe reflète la difficulté de réconcilier la tectonique long terme dans cette région qui a vu le doublement de l'épaisseur de la croûte (échelle de la dizaine voire de la centaine de millions d'années) avec la tectonique court terme (du millier d'années à la seconde) qui montre de faibles taux de convergence à travers la chaîne des Longmen Shan avec une sismicité importante.

L'unité de Songpan Garze est caractérisée par une grande épaisseur de flysch triasique de l'ordre de 8 à 15 km sur sa bordure et localement 20 km au centre de l'unité (Roger *et al.*, 2011). Les sédiments de l'unité du Songpan Garze chevauchent la marge du bloc Chine du Sud à la fin du Trias. La série sédimentaire est déformée par deux générations de plis isoclinaux avec le développement de schistosités de plan axial. Un taux de raccour-

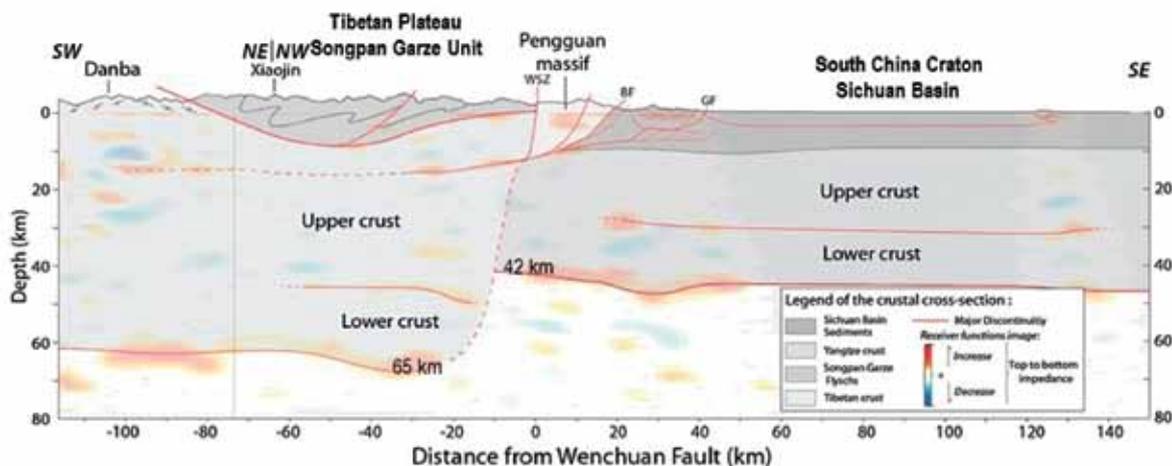
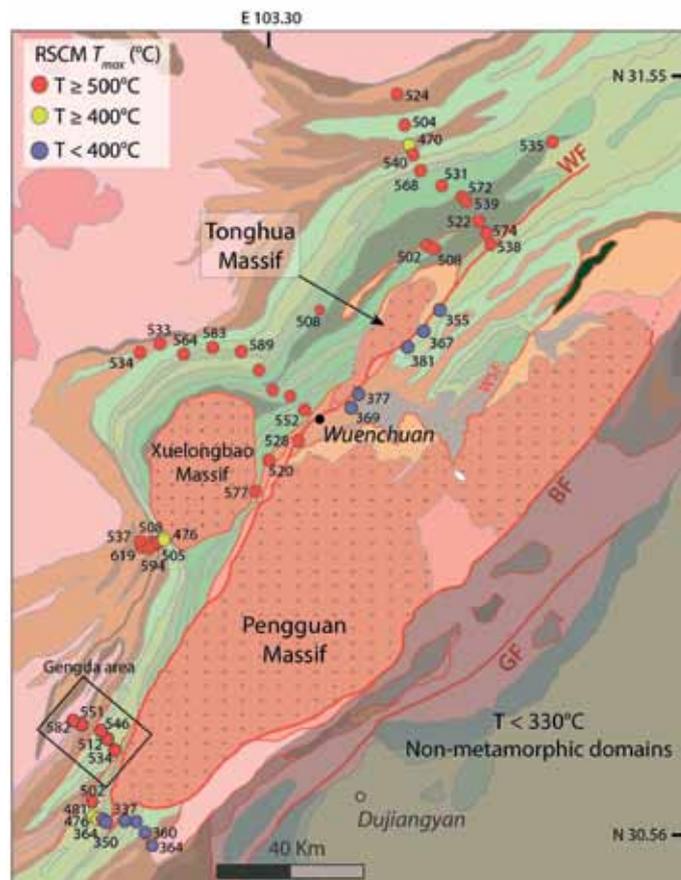
cissement de plus de 50 % est proposé pour cette unité (Harrowfield et Wilson, 2005). Notons qu'il n'y a pas de sédimentation dans le Songpan Garze oriental après le Trias et la mise à l'affleurement de roches plus anciennes que le Trias ne s'observe que dans le toit de la faille de Wenchuan (voir fig. 6), une des structures tectoniques majeures des Longmen Shan. Ces flyschs sont recoupés par des granitoïdes du Trias supérieur au Jurassique inférieur (230-195 Ma) (Roger *et al.*, 2004 ; de Sigoyer *et al.*, 2014) (fig. 6-5), mis en place à quelques kilomètres de profondeur (d'environ 3 à 7 km). L'altitude à laquelle se trouvent les granites aujourd'hui (environ 3 000 m) suggère une érosion de 5 à 10 km d'épaisseur depuis le Trias supérieur.

À l'est du Songpan Garze (fig. 6-6), la chaîne des Longmen Shan *sensu stricto* est découpée par un système actif de failles décro-chevauchantes. ●●●

●●● Au front, à l'est, émerge la faille de Guanxian. Au centre, se trouve la faille active de Beichuan qui limite la bordure orientale du massif cristallin du Pengguan. À l'ouest, se trouve la zone de cisaillement ductile dextro-chevauchante de Wenchuan-Maowen qui limite l'unité du Songpan Garze. Les sédiments au front de la chaîne des Longmen Shan constituent l'autochtone ils ne sont pas métamorphiques, alors que les sédiments de l'unité du Songpan Garze représentent l'allochtone et ont

été métamorphisés à plus de 500°C. La faille de Wenchuan se trouve à l'aplomb d'un saut de Moho de 20 km entre le craton Chine du Sud où il se trouve à 40 km de profondeur et l'unité de Songpan Garze avec un Moho à 63 km de profondeur (fig. 6-7) (Robert *et al.*, 2010a). Ce saut de Moho ne coïncide pas avec le saut topographique observé en surface, qui se localise plus au front de chaîne sur la faille de Beichuan (fig. 6-7). ●●●

**Fig 6-6. – Carte géologique et structurale des Longmen Shan centraux. Les températures indiquées sont déduites des analyses raman sur la matière carbonée (Airaghi *et al.*, 2017). Les données de la section de Gengda sont d'après Robert *et al.* (2010b), celles au nord de la zone d'étude d'après Airaghi *et al.* (2017) et références reliées. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan, GF : Faille de Guanxian.**



**Fig. 6-7. – Coupe schématique déduite de données sismologiques (méthode des fonctions récepteurs) à travers la chaîne des Longmen Shan (Robert *et al.*, 2010a). Le saut de Moho à l'aplomb de la faille de Wenchuan apparaît clairement sur cette coupe, avec une avant chaîne faiblement épaissie, résultant d'un raccourcissement actif depuis le Cénozoïque, et l'épaississement du plateau tibétain partiellement hérité. WSZ : Zone de cisaillement de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan, GF : Faille de Guanxian.**

●●● Cette chaîne de montagne bien singulière présente d'autres particularités dont :

- l'absence de suture ophiolitique et de zone de subduction après le Néoprotérozoïque (il existe des traces d'un bassin d'arrière-arc néoprotérozoïque identifiées en bordure du massif de Pengguan). La marge occidentale du craton Chine du Sud a été une marge passive durant tout le Paléozoïque et n'a pas connu de subduction depuis ;

- la contribution cénozoïque à la sédimentation dans le bassin d'avant chaîne est réduite, ce qui s'accorde mal avec les reliefs et l'épaisseur de la bordure du plateau. Ces dépôts reposent sur un bassin d'avant-pays beaucoup plus développé durant tout le Mésozoïque (fig. 6-7) ;

- le front de la chaîne, à l'est de la faille de Beichuan, montre un raccourcissement de 35 km maximum accommodé depuis l'Éocène (Hubbard *et al.*, 2010), ce qui est compatible avec les faibles taux de convergence enregistrés entre le plateau tibétain et le bloc Chine du Sud. Ce raccourcissement, localisé au front du système, ne permet pas de comprendre l'épaississement crustal observé dans l'unité du Songpan Garze à l'ouest de la faille de Wenchuan (fig. 6-7). L'ensemble de ces observations nous a conduits à envisager qu'une part importante de l'épaississement de l'unité du Songpan Garze et de la chaîne des Longmen Shan s'est faite avant le Cénozoïque. Une étude pétro-tecto-géochronologique des zones les plus exhumées des Longmen Shan permettrait de tester cette hypothèse.

### L'histoire mésozoïque de l'unité de Songpan Garze et de la chaîne des Longmen Shan

Un des événements géologiques qui pourrait avoir potentiellement contribué à l'épaississement précoce de la croûte tibétaine est sans doute la fermeture de l'espace océanique de la Paléotéthys au Permien-Jurassique inférieur. Les reconstructions paléogéographiques proposées de la fin du Permien au Jurassique inférieur par Stampfli et Borel (2002) montrent que la fermeture de la Paléotéthys est contrôlée par trois zones de subduction principales (fig. 6-1).

- Depuis le Silurien supérieur, la branche NE de la Paléotéthys, localisée entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud, se referme au Trias moyen le long de la subduction des Qinling qui pend vers le nord. Au Trias supérieur, le nord de la marge passive du craton Chine du Sud est subductée sous le bloc Chine du Nord. La chaîne du Longmen Shan, localisée à la bordure sud-ouest de ce système, constitue alors l'avant pays des Qinling.

- Cette subduction nord se poursuit plus à l'ouest sous le bloc de Qaidam et de l'arc d'Anyuanguen-Kunlun.

- Au sud, la Paléotéthys subducte vers le sud sous le bloc de Qiantang le long de la zone de subduction de Jinsha (fig. 6-4). Entre le bloc Chine du Sud et la suture de Jinsha plusieurs bassins d'arrière-arc et des arcs magmatiques se succèdent dans le temps tel que l'arc de Yidung.

### Apport de l'étude pétrochimique des granites de Songpan Garze

Dans ce contexte complexe différents types de granites se sont mis en place sur la bordure orientale du plateau, dans l'unité de Songpan Garze, entre 230 et 190 Ma sans qu'il y ait eu de mélange entre les magmas. Trois types de granites y sont observés :

- (i) La plupart sont des granitoïdes calcoalcalins fortement potassiques de type I, impliquant la fusion de la base de la croûte du craton de la Chine du Sud ainsi qu'un manteau appauvri (de Sigoyer *et al.*, 2014). Ils se subdivisent en deux groupes comprenant des granitoïdes calco-alcalins ultra potassiques et des granites avec une signature géochimique adakitique ;

- (ii) il existe également des granitoïdes d'anatexie hyperalumineux de type S, issus essentiellement de la fusion des sédiments du Songpan Garze suite à leur épaississement ;

- (iii) On observe enfin localement des granitoïdes alcalins potassiques de type A issus de la fusion d'un manteau asthénosphérique non appauvri (fig. 6-5).

L'étude chimique de ces granites en complément des données tectoniques et sédimentaires suggère clairement que le craton Chine du Sud se prolonge sous l'unité des Songpan Garze (sous le plateau tibétain) et traverse le saut de Moho situé sous les Longmen Shan.

Le système de double subduction qui prévaut au Trias conduit nécessairement à un retrait de subduction, soit d'une des subductions, soit des deux subductions (Pullen *et al.*, 2008). Si ce processus était allé à son terme, le manteau lithosphérique océanique de la Paléotéthys se serait délaminé (fig. 6-4). On assisterait alors à une « réjuvenation » totale du manteau lithosphérique sous l'unité de Songpan Garze au Jurassique. Le gradient thermique élevé résultant de l'épaississement des sédiments et de la remontée mantellique (faisant suite ou non à cette délamination) pourrait avoir été maintenu longtemps, ce qui expliquerait que l'on observe aujourd'hui encore un manteau lithosphérique mince et chaud sous l'unité de Songpan Garze. Ce gradient thermique élevé pourrait aussi être le responsable du comportement rhéologique de l'unité du Songpan Garze, plus chaude que le craton Chine du Sud et prompt à se déformer de façon diffuse en cas de réactivation. ●●●

### ●●● Apport de l'étude métamorphique de la chaîne des Longmen Shan

La carte géologique de la chaîne des Longmen Shan montre deux ceintures principales où le socle du craton Chine du Sud affleure. Ces occurrences correspondent à des zones de plus forte exhumation au sein de la chaîne. La plus orientale, représentée par les massifs du Pengguan et de Baoxing est limitée par la faille de Beichuan à l'est et la faille de Wenchuan à l'ouest (fig. 6-6). La plus occidentale se situe à l'ouest de la zone de faille de Wenchuan. Ici les écailles crustales sont visibles à l'affleurement, telles que les massifs de Xuelongbao et de Tonghua. Elles sont plus petites et plus fines (fig. 6-6). Le socle affleure aussi à environ 200 km à l'ouest, dans la région de Danba, où il représente plutôt un équivalent des massifs de Tonghua et Xuelongbao.

Sur les failles qui limitent les zones d'exhumation du socle se manifestent des sauts thermiques et métamorphiques montrant l'importance de leur rejet vertical. Elles limitent ainsi la zone interne de la chaîne, située à l'ouest de la zone de cisaillement de Wenchuan où la température du métamorphisme dépasse les 500°C, de la zone intermédiaire qui a subi des températures inférieures à 380°C. Dans le mur de la faille de Beichuan (zone externe) aucun métamorphisme n'est observé ( $T < 250$  °C).

L'étude métamorphique de la couverture sédimentaire dans la zone interne montre l'existence de trois stades principaux de métamorphisme accompagnés de trois phases de déformation mésozoïques. À celles-ci s'ajoute une phase de déformation tardive liée à la réactivation cénozoïque de la chaîne.

Les trois stades principaux du métamorphisme correspondent à :

- (i) une phase prograde jusqu'au pic de pression caractérisé par des phyllosilicates (mica blanc et chlorite) allongés dans les clivages S1 et S2 ;

- (ii) une phase amphibolitique caractérisée par le pic de pression suivi par le pic de température et soulignée par la croissance de grenat et biotite en porphyroblastes et par du mica blanc avec plus ou moins de staurotide. Du disthène a été décrit par Dirks *et al.*, (1992) et la présence de migmatites a également été observée à l'ouest du massif du Xuelongbao (fig. 6-6);

- (iii) une rétro-morphose dans le faciès des schistes verts représentée par la recristallisation de micas blancs et de chlorite finalise l'exhumation des roches. Cette rétro-morphose s'imprime d'autant mieux dans les roches que l'on se rapproche de la zone de cisaillement de Wenchuan.

Les études thermobarométriques permettent d'estimer les conditions pression température de chacun de ces stades. Ainsi, le pic de pression est estimé à 580°C 11-13 kbar, le pic de température atteint 620°C pour 7-8 kbar, la rétro-morphose s'imprime à 350-400°C pour 3-5 Kbar (fig. 6-8).

Ces épisodes métamorphiques ont pu être datés par la méthode U-Pb sur allanite ou par la méthode Ar/Ar *in situ* sur biotites et micas blancs. Des âges compris entre 230 Ma et 190 Ma correspondent au pic de pression, des âges autour de 180 Ma correspondent au pic de température. La rétro-morphose dans le faciès schistes verts est datée entre 150 et 130 Ma (Airaghi *et al.*, 2017b). Cette dernière phase du métamorphisme n'est pas seulement observée dans la couverture sédimentaire mais également dans le socle de la zone interne telle que l'écaille de Tonghua, pour lequel un métamorphisme schiste vert a été daté vers 140-130 Ma par méthode Ar/Ar sur micas blancs (Airaghi *et al.*, 2017b).

Cette évolution métamorphique montre tout d'abord un épaissement important de la couverture allochtone de plus de 30 km responsable du stade amphibolitique. Le socle, aujourd'hui adjacent à la couverture métasédimentaire, n'enregistre pas cet épisode. En revanche socle et couverture se retrouvent dans les mêmes conditions lors de la surimpression en faciès des schistes verts au Crétacé inférieur. Ainsi, l'essentiel de l'histoire tectono-métamorphique de la zone interne, c'est-à-dire l'épaississement et l'exhumation de la couverture puis de la couverture et du socle sont mésozoïques (fig. 6-9).

Dans la zone intermédiaire, la couverture sédimentaire associée au massif du Pengguan n'a subi qu'une phase métamorphique dans le faciès des schistes verts à 5 kbar et 350-400°C (Airaghi *et al.*, 2017b). Ces conditions sont très cohérentes avec celles estimées pour le socle à proximité de la faille de Beichuan, calculées à 7 kbar pour une température inférieure à 350°C. Ce métamorphisme est daté entre 120 et 130 Ma par la méthode Ar/Ar *in situ* sur les micas blancs (Airaghi *et al.*, 2017b). Il témoigne de l'exhumation du socle depuis plus de 20 km de profondeur le long de la faille de Beichuan, ce qui constitue un rejet vertical cumulé de 20 km de la faille de Beichuan depuis le Crétacé supérieur. ●●●

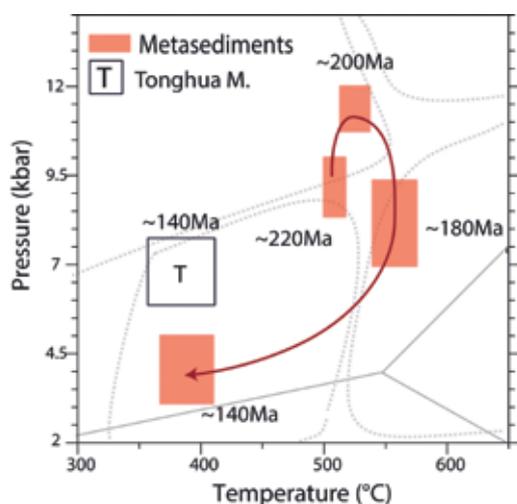


Fig. 6-8. – Trajets PT de la base de la série métasédimentaire de l'unité de Songpan Garze dans le toit de la faille de Wenchuan d'après Airaghi *et al.* (2017a) et du massif de Tonghua (T) (Airaghi, 2017).

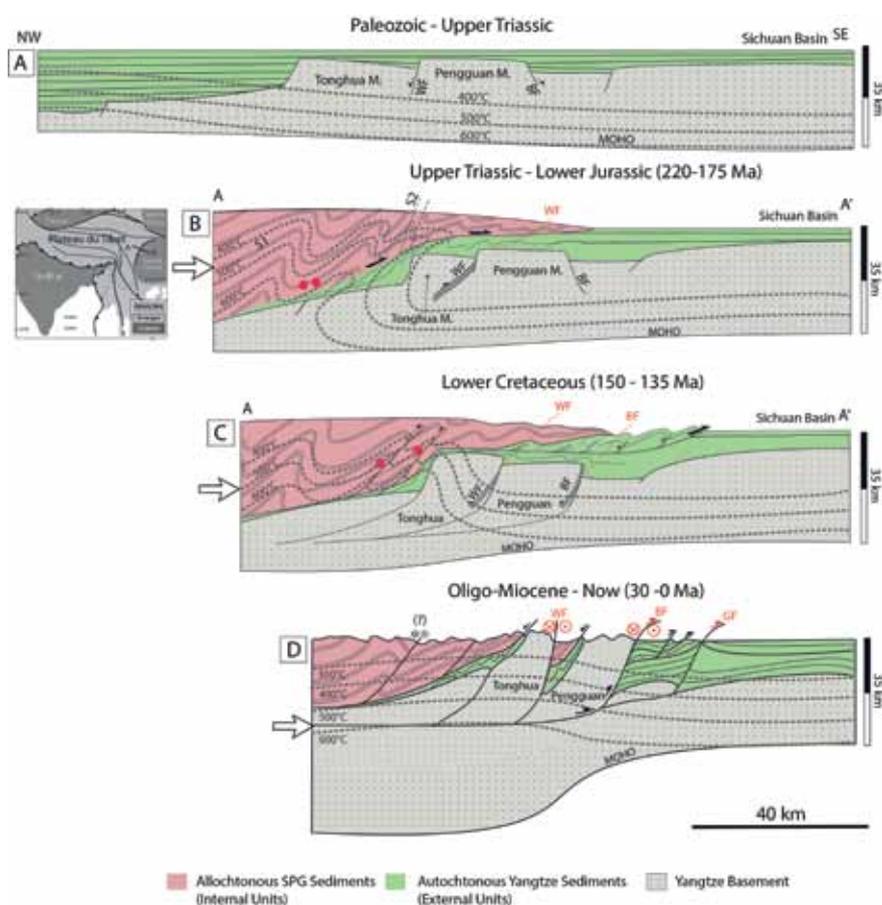


Fig. 6-9. – Schéma évolutif de la tectonique de la bordure occidentale de l'unité du Songpan Garze du Trias à nos jours (Airaghi, 2017). WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan, GF : Faille de Guanyan.

●●● Grâce à cette étude nous pensons avoir apporté la preuve que l'épaississement dans la bordure orientale de l'unité de Songpan Garze et l'exhumation du socle se sont produits au cours du Mésozoïque en deux phases (fig. 6-9). En effet après la fermeture de la Paléotéthys au Trias nous avons mis en évidence une nouvelle phase tectonique majeure au Crétacé inférieur que l'on retrouve sur toute la chaîne des Longmen Shan. La collision Inde-Asie au Cénozoïque ne contribue que pour une part mineure à l'épaississement final et se localise principalement au front de la chaîne des Longmen Shan.

### Contribution de la déformation mésozoïque à la structure actuelle du plateau du Tibet

Ces nouvelles données confortent l'idée qu'une part importante de l'épaississement du plateau du Tibet se produit avant la collision Inde-Asie, au moins dans sa partie est. En l'absence de roches crustales profondes à l'affleurement dans la partie centrale du plateau il n'est pas sûr que ces résultats soient transposables à l'ensemble du plateau. Cependant, la présence de granites mésozoïques, à l'affleurement, un peu partout sur le plateau est un bon indice que ces événements d'épaississement anté-collision Inde-Asie sont généralisables à l'ensemble de l'unité de Songpan Garze - bloc de Qiantang, voire du plateau du Tibet. De plus, quelques évidences de paléo-sur-

face de haute altitude d'âge mésozoïque ont été reconnues dans la partie nord du plateau (Jolivet *et al.*, 2017) confirmant cette hypothèse.

En l'absence de données plus précises, cette question reste ouverte mais il est tentant de proposer qu'un proto-plateau du Tibet existait avant la collision Inde-Asie. Ce plateau n'a pas enregistré de sédimentation ni de forte érosion depuis le Trias supérieur, sauf le long des failles qui permettent localement une exhumation plus importante. Une ou plusieurs chaînes de montagnes ont pu exister et, dans ce contexte, la collision Inde-Asie n'a fait que réactiver et surélever un peu plus ce proto-plateau. L'existence d'un héritage géologique si important dans le plateau issu de son histoire mésozoïque pourrait expliquer la difficulté des modèles actuels – qui ne considèrent en effet que l'histoire post-collision du plateau du Tibet - à réconcilier toutes les observations géophysiques et géologiques effectuées à différents endroits du plateau.

L'énigme de la formation du plateau du Tibet n'est donc pas encore résolue et les preuves de ces événements mésozoïques sont donc à rechercher. Nous en apprendrons ainsi un peu plus sur la part respective du raccourcissement anté et syn-collision Inde-Asie dans la formation du plus grand plateau continental à la surface de la Terre.

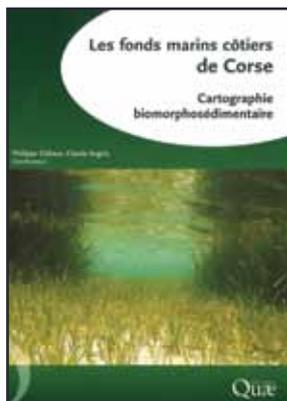
■ **J. de Sigoyer, S. Guillot, L. Airaghi**

ISTerre, CNRS, Univ. Grenoble Alpes

## Les fonds marins côtiers de Corse Cartographie biomorphosédimentaire

Ph. Clabaut et C. Augris

Éditions Quæ, 2014, 1 vol. br. 21 x 30 cm, 79 p., ill., 1 CD-Rom, ISBN : 978-2-7592-2263-6. Prix : 40 €.



Les éditions Quæ ont édité la carte biomorphosédimentaire du domaine marin côtier de la Corse en 25 feuilles incluses dans un CD-Rom qui accompagne un livret explicatif de 79 pages, bien rédigé et bien illustré.

La cartographie des types de fonds sous-marins et de leurs peuplements est justifiée par la nécessité de repérer et de suivre la répartition des herbiers de Posidonies, écosystème clé du bassin méditerranéen par la surface qu'il occupe (2,5 à 5 millions d'hectares), par son rôle essentiel dans l'écologie du bassin, dans la qualité des eaux marines et dans l'équilibre sédimentaire du littoral, en piégeant les sédiments en mouvement et en atténuant les effets des courants et de la houle sur le fond.

Cet atlas a été conçu pour améliorer la connaissance des fonds autour de l'île afin de mieux protéger l'herbier dans la gestion du littoral et des aménagements côtiers. La cartographie a été réalisée par photos aériennes sur la frange litto-

rale (eaux transparentes jusqu'à 15 m de profondeur environ) et aussi par sonar à balayage latéral dans les zones plus profondes. Les sonogrammes renseignent sur la nature des substrats (rocheux ou sédimentaires) et sur les traces d'activités anthropiques.

Cette cartographie, particulièrement précise (échelle de 1/20 000<sup>e</sup> - la plupart des cartes dépassent 1 m de long) a permis de déterminer la limite inférieure de l'herbier et son extension géographique à l'échelle de la Corse.

Ces levés précis permettront de surveiller l'éventuelle évolution de ces fonds sous-marins corses, en ce qui concerne la répartition des sédiments et l'impact des activités anthropiques.

Cet ouvrage est un remarquable outil pédagogique dans la lutte pour sauvegarder un environnement original, fragile et précieux pour la faune et la flore sous-marines des côtes de la Corse et du bassin occidental de la Méditerranée.

■ **N. Santarelli**

## Radioactive Waste Confinement: Clays in Natural and Engineered Barriers

S. Norris, J. Bruno, M. Van Geet, E. Verhoef (eds)

Special Publication n°443, The Geological Society, Londres, 2017, 1 vol. rel. 18 x 25,5 cm, 440 p., ill., ISBN : 9781786202734. Prix : 100 £.

Le confinement géologique est le plus sûr moyen de stocker à très long terme les déchets radioactifs. Dans ce contexte, les argiles sont utilisées à la fois comme environnement de stockage et pour le remplissage des excavations.

Cette publication spéciale recueille 25 études présentées lors de la conférence homonyme tenue à Bruxelles en 2015. La France y est bien représentée, avec 10 participations (ANDRA, CEA, IRSN, et plusieurs universités).

L'objectif du recueil est de faire un état des lieux de la caractérisation des argiles utilisées pour le stockage de radionucléides. Le comportement des argiles est étudié, depuis la description basique des divers phénomènes in situ et au laboratoire jusqu'à la compréhension globale du

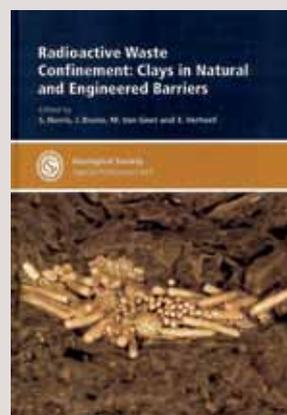
système à l'échelle des temps géologiques.

Les articles explorent six thématiques de recherche sur les roches argileuses : caractérisation géologique régionale, stratégie de stockage en milieu argileux, géomécanique, transfert de fluides, évolution de la bentonite de comblement et transfert gazeux.

L'ouvrage offre surtout un aperçu de la diversité et du dynamisme de la recherche appliquée au confinement géologique.

Ce recueil est correctement illustré, certaines photos méritant cependant d'être en couleur. Il s'adresse en premier lieu aux spécialistes du stockage géologique, ainsi qu'aux étudiants et enseignants souhaitant enrichir leur culture dans ce domaine.

■ **A. Fournel**



## Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains

P.D. Hughes et J.C. Woodward (eds)

Special Publication n°433, The Geological Society, Londres, 2017, 1 vol. rel. 18 x 25,5 cm, 328 p., ill., ISBN : 9781862397477. Prix : 100 £.

De très nombreuses données ont été acquises récemment sur les épisodes glaciaires les plus jeunes des montagnes méditerranéennes. Elles proviennent essentiellement des nouvelles méthodes de datation géochronologique ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) appliquées aux surfaces, aux éléments de moraines et aux sédiments lacustres ou fluviaux en aval. Elles sont rassemblées dans ce volume, édité en l'honneur de Bruno Messerli, pionnier de l'étude de ces glaciers, et qui fait suite à une session de l'EGU (Vienne 2014).

Une fois n'est pas coutume, la présentation par les éditeurs (Hughes et Woodward) n'est pas un simple exposé du contenu du volume mais une véritable synthèse historique des recherches et des avancées.

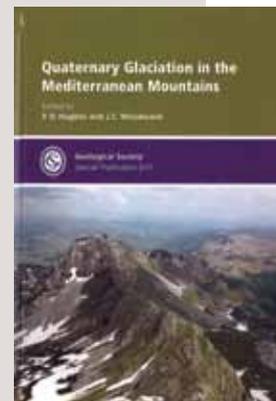
L'ouvrage se poursuit par 13 contributions qui concernent le Haut-Atlas marocain (Hannah *et al.*), les montagnes ibériques (Cantabriques, Serrano

*et al.*; Pyrénées andorranes, Turu *et al.*; Bétiques, Palacios *et al.*), les Alpes maritimes (Federici *et al.*), l'Apennin central (Giraudi et Giaccio), les Dinarides (Slovénie, Feck *et al.*, Montenegro, Adamson *et al.*), la Grèce (Bathrellos *et al.*, Pope *et al.*), la Turquie (Akçar *et al.*, Ciner et Sarikya), et enfin une synthèse autour de la Méditerranée orientale, incluant les Monts Liban (Sarikya et Ciner). Le panorama est complet en ce qui concerne les derniers épisodes glaciaires quaternaires, à savoir le « Last Glacial Maximum » (LGM) vers 19-23 000 ans et le petit âge glaciaire.

Le volume est très correctement illustré par de nombreux schémas et photos bien lisibles.

Il constitue une excellente présentation de « l'état de l'art » en ce qui concerne les épisodes glaciaires récents des montagnes méditerranéennes.

■ **G. Mascle**

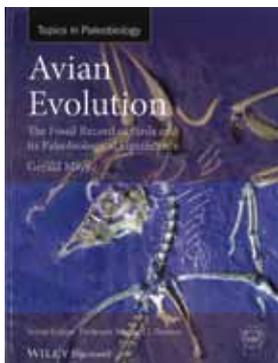


## Avian Evolution

### The Fossil Record of Birds and its Paleobiological Significance

Gerald Mayr

Wiley Blackwell, 2017, 1 vol rel. 19,5 x 25 cm, 312 p., ill., ISBN : 978-1-119-02076-9. Prix : 78 €.



Ce livre retrace l'évolution des oiseaux depuis leur origine en traitant les principales familles dans des chapitres spécifiques. Après une introduction sur les oiseaux en général, les conditions géologiques de leur évolution et sur la terminologie du squelette, l'origine des oiseaux est détaillée avec *Archæopteryx*, mais également un travail sur les maniraptores, l'évolution des plumes et l'origine du vol. Le chapitre suivant se penche sur l'évolution du vol chez les oiseaux du Mésozoïque aux oiseaux modernes, puis une synthèse de l'évolution des caractères et des relations de parentés entre les oiseaux mésozoïques est proposée. Les chapitres suivants traitent des néornithes, des paléognathes, des galloanseres, des cha-

radiiformes, des aequornithes et des cariamiformes. Un chapitre spécifique est dédié aux oiseaux difficiles à placer au sein d'un groupe spécifique et un second chapitre détaille la radiation cénozoïque des petits oiseaux arboricoles. Enfin, un dernier chapitre propose une synthèse de l'évolution des oiseaux en milieu insulaire.

Ce livre est très bien illustré, avec de nombreuses planches anatomiques, photos de spécimens (en couleur pour une partie d'entre-elles), reconstitutions de squelettes et cladogrammes. Cet ouvrage est à destination de chercheurs spécialistes des oiseaux fossiles et ayant déjà des connaissances sur le sujet.

■ **D. Angst**

## Mesozoic biotas of Scandinavia and its Arctic territories

B.P. Kear, J. Lindgren, J.H. Hurum, J. Milàn, V. Vajda (eds)

Special Publication n°434, Geological Society, Londres, 2016, 336 p., ill., ISBN : 978-1-86239-748-4. Prix : 100 £.

Ce recueil de 18 articles porte sur des sites paléontologiques mésozoïques parfois un peu méconnus, en Scandinavie et dans les possessions de pays scandinaves situées dans les régions arctiques (Svalbard, Groenland). Le premier chapitre est une utile introduction aux formations mésozoïques fossilifères de ces régions. Il est suivi par un essai historique sur le paléontologue suédois Carl Wiman (1867-1944), qui amassa au musée de paléontologie de l'université d'Uppsala des collections remarquables, provenant du monde entier, et fut un des premiers à s'intéresser aux vertébrés fossiles des régions arctiques – tout en se consacrant aussi à des recherches de grande importance sur les vertébrés fossiles de Chine. Les chapitres suivants portent sur divers aspects des biotas mésozoïques des régions scandinaves et arctiques, en commençant par le Trias :



vertébrés fossiles, coprolites et empreintes de pas du Trias supérieur du Groenland, paléoenvironnement d'une tourbière du Trias supérieur du Svalbard, amphibiens temnospondyles du Trias supérieur du Svalbard. Trois chapitres sont consacrés au Jurassique : un sur la végétation et le volcanisme au Jurassique inférieur en Suède, un autre sur une remarquable *Lagerstätte* à reptiles marins dans le Jurassique supérieur du Svalbard. Le troisième décrit des fossiles trouvés dans un contexte géologique très particulier,

à savoir des restes de plésiosaures du Jurassique inférieur trouvés dans des blocs erratiques laissés dans le nord de l'Allemagne par les glaciers quaternaires venus de Scandinavie. Les chapitres consacrés au Crétacé abordent des sujets très variés : empreintes de pas de dinosaures du Crétacé inférieur du Svalbard, flore campanienne du sud de la Suède, restes de dinosaures hélas très fragmentaires également du Campanien de Suède, tout comme les crustacés, les requins, les actinoptérygiens et les plésiosaures décrits dans les articles suivants. Le dernier chapitre est consacré à la réponse des foraminifères aux changements des niveaux marins et au flux de matière organique dans le Maastrichtien supérieur de la partie danoise de la mer du Nord.

En dépit de leur caractère à première vue un peu hétéroclite, ces contributions, dues à un grand nombre de spécialistes, pour beaucoup scandinaves, forment un volume d'un excellent niveau scientifique, qui devrait attirer l'attention de nombreux lecteurs.

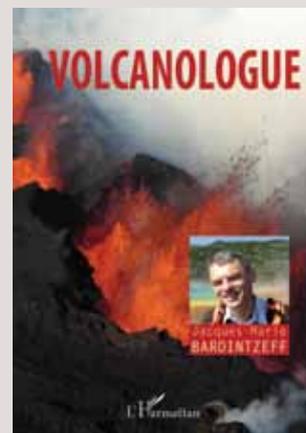
■ **E. Buffetaut**

## Volcanologue

Jacques-Marie Bardintzeff

L'Harmattan, Paris, 2017, 1 vol. br 16 x 24 cm, 176 p., ill., ISBN : 978-2-343-12326-4.

Prix : 25 €.



Auteur prolifique aux multiples activités, J.-M. Bardintzeff explique dans un court avant-propos la raison qui l'a poussé à écrire ce livre : montrer aux jeunes ce qui se cache derrière le côté médiatique et spectaculaire de l'observation des volcans.

Rien de mieux que suivre l'exemple de son trajet personnel pour dire qu'il n'est pas si facile de devenir le volcanologue qui pourrait un jour aller tutoyer les volcans. Il faut d'abord suivre des études longues et difficiles. Il faut aussi posséder les qualités physiques nécessaires pour assurer des missions sur le terrain au plus près des volcans en activité, acquérir les compétences pour étudier les matériaux récoltés et posséder suffisamment de connaissances scientifiques pour engager de nécessaires collaborations avec d'autres spécialistes (géophysiciens et géochimistes notamment).

Dans ce livre autobiographique, J.-M. Bardintzeff, tel un explorateur, déroule pour notre plus grand plaisir les différentes étapes de ses pérégrinations dans les régions du globe où il a pu observer des éruptions de types variés. Son récit, vivant et pédagogique, est accompagné de nombreuses illustrations, principalement photographiques.

Ce petit livre, dont le contenu est accessible à un large public intéressé par les Sciences de la Terre, serait une excellente idée pour les cadeaux de fin d'année.

■ **Ph. Lagny**

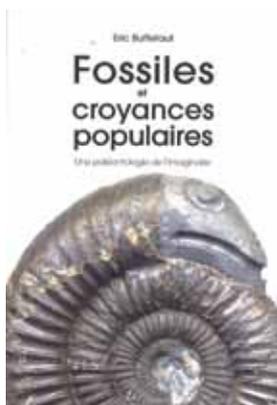
## Fossiles et croyances populaires

### Une paléontologie de l'imaginaire

Eric Buffetaut

Éditions Le Cavalier Bleu, 2017, 1 vol. br. 14 x 20,5 cm, 168 p., ill., ISBN : 9791031802268. Prix : 18 €.

Cet ouvrage se lit comme un roman ou plutôt comme un livre de contes. Et pourtant il a la valeur d'un document scientifique auquel ne manque aucun nom, aucune date, aucune figuration originale. Traditions, légendes, superstitions, croyances, se retrouvent indépendamment dans des cultures très diverses. Depuis l'aube de l'humanité, les fossiles avant qu'ils ne soient reconnus comme des êtres vivants disparus, ont suscité la curiosité, parfois la crainte. Leurs diverses interprétations témoignent de la créativité de l'imaginaire populaire. Ce folklore est resté dans les mémoires car il persiste jusqu'à une date récente. Il est également connu par des textes transcrits depuis l'Antiquité. Dans les périodes pré-scientifiques, des ecclésiastiques, des apothicaires et même des savants avaient proposé des explications aujourd'hui impensables. Les fossiles n'ont réellement été admis comme des restes d'organismes qu'à partir de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle. Les rapports entre les spécimens récoltés et les légendes ont donné lieu à de nombreuses hypothèses constatant que parfois les découvertes de fossiles ont été expliquées par des légendes préexistantes et non l'inverse. Ces considérations sont étayées



par l'exposé des mythes les plus spectaculaires concernant les héros, les géants et les saints, les dragons (sataniques en Europe, bénéfiques en Chine), les licornes, les monstres du sous-sol (en Sibérie, Amérique, Australie), les témoins du déluge et bien d'autres encore, sans oublier les références aux récits de Marco Polo et des Mille et une Nuits. Les vertus médicinales ou protectrices qui leur sont attribuées et sont pratiquées depuis des temps très lointains indépendamment à travers le monde, peuvent faire sourire mais il ne faut pas oublier que ces pratiques par leur quête de sources supposées médicamenteuses sont encore actuelles dans plusieurs pays, dénaturant les gisements fossilifères ou mutilant les espèces actuelles.

Le Musée de Crucy et l'ACAP (Association Culturelle Archéologique et Paléontologique) présentés en annexe, ont soutenu la publication de ce livre auquel on peut seulement reprocher la médiocre qualité des illustrations. Sa lecture passionnera les amis de l'histoire des sciences et de l'archéologie tout comme ceux pour qui les contes mythologiques ont gardé leur saveur.

■ **F. Debrenne**

## Industrial Structural Geology Principles, Techniques and Integration

F.L. Richards et al. (eds)

Special Publication n°421, The Geological Society, Londres, 2015, 1 vol. rel. 18 x 25 cm, 267 p., ill., ISBN : 978-1-86239-730-9. Prix : 100 £.



Cet ouvrage rassemble 12 articles issus d'une conférence organisée par un ensemble de 9 compagnies constituant le Petroleum Group.

Le volume se propose de montrer comment la géologie structurale peut être appliquée et se révéler un appui efficace aux activités industrielles. Les contributions couvrent un très large spectre de méthodes telles que l'analyse de la tectonique régionale, de la géométrie des pièges, de l'analyse structurale des plis, failles et fractures, de l'étude du scellement des pièges, de l'interprétation des données géophysiques, de forages, de carottages ou d'affleurements ; bref l'ensemble des méthodes de la géologie structurale. Il en résulte un ouvrage assez confus et disparate dont le principal mérite est de souligner les limites de chaque méthode et l'intérêt de leur croisement. En particulier il souligne bien les difficultés à restituer fidèlement la géométrie des surfaces à fort pendage imagées par la géophysique.

L'ouvrage est illustré de nombreuses figures en couleur de bonne qualité.

■ **G. Mascle**

## Croissance, énergie, climat Dépasser la quadrature du cercle

Philippe Charlez

Planète en jeu, éditions De Boeck Supérieur, Louvain-la-Neuve, 2017,  
1 vol. br. 16 x 24 cm, 216 p., ill., ISBN : 978-2-8073-0775-9. Prix : 29,50 €.

Dans son nouveau livre l'énergéticien Philippe Charlez s'attaque à la quadrature du cercle ou comment réconcilier la croissance, l'énergie et la réduction des gaz à effet de serre en se basant sur des données scientifiques chiffrées et argumentées et non pas sur des bases politiques ou militantes.

Cet ouvrage montre que la problématique de l'énergie est extrêmement complexe (technique, sociale, politique, financière) du fait de l'intrication du développement des sociétés humaines avec leurs dépenses énergétiques. Cette complexité ne peut s'accommoder de recettes simples voir simplistes.

En six chapitres l'auteur aborde son sujet d'abord d'une perspective amont c'est-à-dire en partant des sources d'énergie elles-mêmes (charbon, pétrole, gaz, nucléaire, renouvelables – solaire, biomasse, hydro-électricité, énergies de la mer –) puis dans une perspective aval en partant des usages des énergies (transport, résidentiel, industrie, transformation) puis enfin dans une perspective géographique avec les grands bassins de production et de consommation (USA, Chine, Inde, Europe, Afrique, Russie, Moyen-Orient...).

L'électricité, nouveau Graal des sociétés modernes, mais nécessitant d'être produite car n'existant pas à l'état naturel en tant qu'énergie récupérable, est traitée de façon très approfondie.

Les objectifs fixés à Copenhague en 2009 de maintien de la température à 2 degrés Celsius maximum d'augmentation par rapport à l'ère préindustrielle sont constamment sous-jacents à tous les développements.

L'auteur propose un certain nombre de directions

pour maintenir cette température en dessous de l'objectif fixé avec notamment la diminution de l'intensité énergétique (ou amélioration de l'efficacité énergétique) à laquelle tout un chapitre est consacré, avec le transfert vers les énergies renouvelables et la réduction drastique du charbon, gros émetteur de CO<sub>2</sub>. Il préconise que pendant la période intermédiaire pour passer du tout fossile – 90 % pour la Chine ou la Russie, 75 % en Europe (chiffres 2014) – à une utilisation massive des renouvelables (52 % du mix mondial en 2050) on utilise le gaz qualifié ici de « meilleur ami des renouvelables ».

Enfin la mise en perspective historique et économique du dernier chapitre « Géopolitique de la transition énergétique » montre les réponses très désordonnées des pays vis-à-vis des problématiques de l'énergie (cas de l'Allemagne qui est sorti du nucléaire après Fukushima sans concertation avec ses partenaires européens et utilise massivement le charbon même si elle est la championne des énergies renouvelables). Pour beaucoup la priorité est au développement économique et social et non pas à l'atteinte des objectifs de Copenhague ou ceux plus tendus encore de la COP 21 de Paris en 2015.

Ce livre documenté, très bien écrit mais dense parvient à faire un état des lieux et une synthèse de ces sujets très importants. Il intéressera toutes les personnes soucieuses de mieux comprendre les enjeux de la transition énergétique tant commentée mais si souvent simplifiée voire caricaturée, si bien qu'il est souvent difficile de s'en faire une opinion argumentée. On regrettera cependant les figures en noir et blanc. Un ouvrage d'un tel niveau aurait sans doute mérité un peu de couleur.

■ **B. Fourcade**



## Le paléontologue et l'évolution

Pascal Tassy

Poche-le Pommier, éditions Le Pommier, Paris, 2016, 1 vol. br. 11 x 18 cm,  
208 p., ill., ISBN : 978-2-7465-1110-1. Prix : 8 €.

Paléontologue émérite lui-même, l'auteur nous propose de découvrir les méthodes de travail et de raisonnement qu'il partage avec ses collègues. En quelques pages, il explique comment s'est construite la paléontologie depuis que les fossiles ont été reconnus comme des organismes. L'étude de la succession des fossiles dans les roches a permis de donner un

âge relatif aux couches qui les contiennent et a confirmé la réalité de l'évolution. S'ensuivent l'établissement des échelles stratigraphiques, des classifications systématiques et des arbres évolutifs du monde vivant. Les avancées scientifiques majeures du XX<sup>e</sup> siècle, tectonique des plaques, biologie moléculaire par exemple, ont modifié les idées en cours et, à l'intérieur même

## Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events

R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett (eds)

Special Publication n°423, The Geological Society, Londres, 2016, 1 vol. rel. 18 x 25,5 cm, 481 p., ill., ISBN : 978-1-86239-734-7. Prix : 130 £.

Le Dévonien est un intervalle paléozoïque particulièrement intéressant au cours duquel se sont succédés événements globaux et crises évolutives. Deux extinctions majeures, la crise Kellwasser (limite Frasnien-Famennien) et la crise Hangenberg (fin du Dévonien) et des phases d'événements biotiques et abiotiques de plus grande échelle sont liées à des séquences d'événements globaux d'ordre 1 à 4.

Le Dévonien a fait l'objet d'un grand nombre d'études mais se posent encore de nombreuses questions. Pour tenter d'y répondre, des recherches interdisciplinaires approfondies ont été menées par les membres de la sous-commission UIGS du Dévonien (SDS) et des PICG 499 « interaction-évolution-terre-mer des écosystèmes et du climat au Dévonien (DEVEC) » et PICG 596 « modèles des changements climatiques et de la biodiversité au Paléozoïque moyen ». Les résultats sont publiés dans cette publication spéciale de la London Geological Society. Si vous n'êtes pas familiers avec le Dévonien, la figure 1, opportunément placée au début de l'ouvrage, permet de situer la succession des crises et des événements globaux, incluant les maxima anoxiques par rapport à l'échelle chronostratigraphique et aux biozones de conodontes (zonations ancienne et actuelle).

Principaux thèmes abordés :

- préciser le rôle du CO<sub>2</sub> dans l'évolution du climat, de la diversité régionale et globale, dans le refroidissement et dans les soudains épisodes de glaciation ;
- établir comment les changements environne-

mentaux stimulent ou influencent les innovations évolutives et dans quelle mesure les changements majeurs marins et terrestres sont liés aux cycles de Milankovich - rechercher la correspondance entre les différents modèles d'extinction-innovation dans des faciès variés et des bassins éloignés ;

- établir l'impact de l'acidification des océans au Dévonien moyen sur les organismes marins et sur l'enregistrement fossile ;

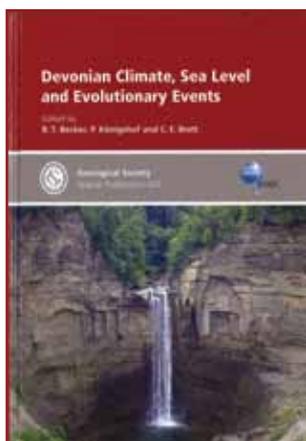
- discuter de la valeur des modélisations du climat pour l'étude des changements environnementaux et vérifier s'ils sont en accord avec les données géologiques et paléontologiques.

En 14 chapitres, 37 auteurs ont exposé les résultats des recherches menées au cours de ces années de collaboration internationale. L'ensemble de l'ouvrage, avec ses nombreux graphes et planches photographiques, souvent en couleur, est un remarquable outil où chaque spécialiste pourra trouver les dernières informations dans sa discipline. Les questions posées et les méthodes internationales et

pluridisciplinaires mises en œuvre pour les résoudre sont un modèle dont chaque lecteur, quel que soit son domaine, devrait pouvoir valablement s'inspirer.

### ■ F. Debrenne

UIGS : Union International des Sciences Géologiques  
SDS : Section of Devonian Stratigraphy  
PICG : Programme International de Corrélation Géologique



de la discipline, l'apparition des méthodes cladistes a bouleversé la façon de retracer l'évolution. Cela ne s'est pas fait sans débats houleux et rudes polémiques. L'apparition de l'informatique a permis d'interpréter la masse de données obtenues par les nouvelles méthodes qui intègrent notamment plusieurs disciplines. Et même si le paléontologue d'aujourd'hui dispose d'outils performants que ne possédaient pas ses prédéces-

seurs, à la base il reste l'indispensable chercheur qui, sur le terrain, manie le marteau et le burin pour découvrir de nouveaux fossiles indispensables pour faire progresser la connaissance.

Très accessible à tous ce livre permet de « dépeussier » l'idée qu'on se fait d'une discipline « du passé » alors qu'elle est en phase avec les recherches de son temps.

### ■ F. Debrenne



## Tectonics of the Deccan Large Igneous Province

S. Mukherjee, A.A. Misra, G. Galvès et M. Nemcok (eds)

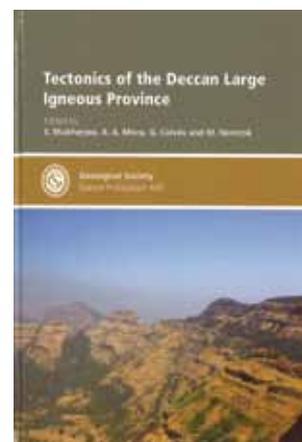
Special Publication n°445, The Geological Society, Londres, 2017, 1 vol. rel. 18 x 25,5 cm, 368 p., ill., ISBN : 9781786202758. Prix : 110 £.

Cet ouvrage regroupe 14 contributions, dont une introductive, concernant les trapps continentaux du Deccan et secondairement leur prolongement sous-marin au large de la marge Indienne. Les trapps du Deccan constituent un des plus remarquables ensembles magmatiques continentaux du globe. Ils couvrent actuellement une surface de plus de 500 000 km<sup>2</sup> et selon les estimations, ils auraient pu en couvrir entre le double et quatre fois plus. Mis en place à la limite Crétacé-Paléocène, ils sont considérés comme partiellement, voire totalement, responsables de l'extinction fini-crétacée. L'ouvrage explore différents thèmes : évolution géomorphologique (Kale *et al.*), magnétisme et paléomagné-

tisme (Pathak *et al.*, Rajaram *et al.*), géométrie et chronologie des champs de dykes (Misra et Mukherjee, Ju *et al.*, Kaplay *et al.*, Babar *et al.*), fracturation (Maurya *et al.*, Mitra *et al.*), sismicité régionale et structure crustale (Gupta *et al.*, Mandal). Deux contributions concernent plus particulièrement les structures sous-marines, illustrant les « seaward deeping reflectors » (SDR) au niveau de la ride de Laxmi (Nemcok et Rybar, Misra *et al.*), soulignant la contemporanéité entre la mise en place des trapps et l'ouverture du bassin Indien occidental.

L'illustration est riche et de bonne qualité. L'ouvrage intéressera les spécialistes régionaux.

■ **G. Mascle**



Les ouvrages présentés dans ce numéro peuvent être consultés à la bibliothèque de la Société Géologique de France.

## Abonnez-vous à GÉOCHRONIQUE

Nom : ..... Prénom : ..... Tél. : ..... E-mail : .....

Je souhaite m'abonner pour 1 an (4 numéros) à la revue *Géochronique* au tarif qui correspond à ma situation :

### Tarifs d'abonnement 2018

(entourez le tarif correspondant à la version choisie ainsi qu'à votre situation)

		Tarif public	Tarif adhérent SGF	Tarif adhérent d'une association partenaire*
Version papier	France	56 €	28 €	42 €
	Etranger	67 €	39 €	53 €
Version électronique		48 €	24 €	41 €

Pour tout abonnement à la version papier, la version électronique est offerte.

\*Merci d'indiquer le nom de l'association partenaire de la SGF : .....

Je règle la somme de .....€

- par chèque, à l'ordre de la SGF  
 à réception de facture, établie suite à un bon de commande  
 par carte bancaire (CB, Visa, Mastercard)

N°

Expire fin

N° de sécurité

Signature :

Expédition de la revue à l'adresse suivante :

Adresse : .....

.....

.....

Code postal : ..... Ville : .....

Pays : .....

À renvoyer à Société Géologique de France, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris  
 secretariat@geosoc.fr Tél. +33 1 43 31 77 35

Plus simple, plus rapide,  
je m'abonne en un clic  
sur

[www.geosoc.fr/geochronique](http://www.geosoc.fr/geochronique)



Cette photo montre comment se met en place le granite par injections successives de filons granitiques au travers l'encaissant de métasédiments. La mise en place du granite du Manaslu va durer 7 Ma (25 à 18 Ma).

Photo prise depuis le sud avec au premier plan la haute chaîne himalayenne (cristallin du Haut-Himalaya) et au deuxième plan la pyramide sommitale de l'Everest (8 848 m). La pyramide sommitale, sombre est constituée de sédiments carbonatés et de schistes d'âge ordovicien.

