



La croûte continentale : Où, Quand et Comment ?

Jacques Touret

Retraité de l'Université Libre Amsterdam et de Sorbonne université,

Membre des Académies des Sciences des Pays-Bas et de Norvège.

Il y a maintenant plus de deux ans, Terra Genesis m'avait sollicité pour une conférence portant sur la nature de la croûte continentale, thème de mes recherches depuis plus de cinquante ans. COVID oblige, ce projet a sans cesse été reporté. A l'instigation de Jean-Paul Gremilliet et Cyrille Delangle, j'ai donc décidé de mettre sur papier un certain nombre d'idées, loin d'être unanimement partagées par tous mes collègues. J'en prends l'entière responsabilité ; pour ne pas alourdir le texte, j'ai limité au maximum les références. Mais tout ce que j'avance est supporté par des publications, dont on trouvera l'essentiel dans ma « Homepage » hébergée par le site « annales.org » : (<http://www.annales.org/archives/x/touret.html>).

Paris, le 30 janvier 2022.

Introduction

Les continents sont une caractéristique unique de la planète Terre au sein du système solaire. Depuis la « révolution » de la Tectonique des Plaques, on sait que les racines des continents sont fondamentalement différentes de celles des océans. Créée par des émissions basaltiques au sein des dorsales océaniques, la croûte océanique a une durée d'existence limitée, disparaissant par subduction après une vie de quelques centaines de millions d'années. A l'inverse, les premiers continents sont apparus dès l'origine de la Terre, il y a plus de quatre milliards d'années. Bien qu'également touchés par le mécanisme de subduction, qui comme pour les océans peut faire disparaître une partie des masses continentales dans les profondeurs du manteau, ils n'ont pas cessé de dessiner les reliefs marquants de notre globe. Tantôt rassemblés dans la masse unique d'un supercontinent, plus souvent éclatés en entités séparées, ils n'ont pas cessé de se déplacer les uns par rapport aux autres, formant des chaînes de montagnes escarpées lorsqu'il se rencontrent, ménageant des espaces océaniques lorsqu'ils se séparent.

La croûte océanique a fait l'objet de multiples études après la seconde guerre mondiale, grâce notamment à de grands programmes internationaux de sondage (IPOD). Beaucoup moins de travaux se sont intéressés aux mécanismes de formation des continents, conduisant à ce paradoxe que la croûte continentale, sur laquelle nous vivons, est finalement moins connue qu'une croûte océanique recouverte par des milliers de mètres d'eau salée. Cette note a pour objet de dresser un bref état des connaissances actuelles, répondant à trois questions : où, quand et comment les continents se sont-ils formés. Mais, avant de répondre à ces questions, il convient de dresser un bilan de ce que l'on connaît sur la nature (composition) des continents, basée sur des arguments directs (géologie) ou indirects (géophysiques).



Discontinuités géophysiques : Moho et Conrad



Fig. 1 : « Vue du Mont-Blanc depuis le Gramont », peinture par Claude Sébastien Hugard de la Tour, 1853 . Escalier d'honneur de l'École des Mines, Hôtel de Vendôme, Paris. © Stéphane Asseline, Région Île-de-France, Courtesy A. Dessens, Mines-Paristech.

En 1909, à la suite d'un tremblement de terre dans la région de Zagreb (Croatie) le directeur local de l'Institut de Météorologie, Andrija Mohorovičić (1857-1936), identifia deux types d'ondes, l'un suivant la surface, l'autre se reflétant en profondeur sur un horizon à plus grande vitesse. Il appela cette discontinuité le Moho, bientôt identifié sous tous les continents, et fit l'hypothèse qu'il s'agissait de la limite entre croûte et manteau terrestre. En passant, A. Mohorovičić n'était pas du tout géophysicien de métier. Comme Alfred Wegener quelques années plus tard, il était météorologiste, venant simplement de recevoir dans son institut quelques sismomètres modernes. A. Wegener est à l'origine du concept de la mobilité continentale, d'abord féroce combatu par la plupart des géophysiciens et géologues, puis finalement accepté devant l'évidence de la tectonique des plaques. Mohorovičić eut aussi sa part de railleries - laissez aux météorologistes le vent et la pluie, aux géologues les choses sérieuses-, mais il eut la satisfaction de voir sa découverte finalement acceptée par tous. Le Moho marque la limite entre croûte et manteau. Il se trouve à une profondeur moyenne de 5 à 10 km sous les océans, beaucoup plus sous les continents : environ 35 km sous les anciens cratons, qui couvrent environ 60% de la surface des terres émergées (beaucoup plus si l'on compte les cratons recouverts par une mince couche de sédiments), jusqu'à 70 à 90 km sous les chaînes de montagne.

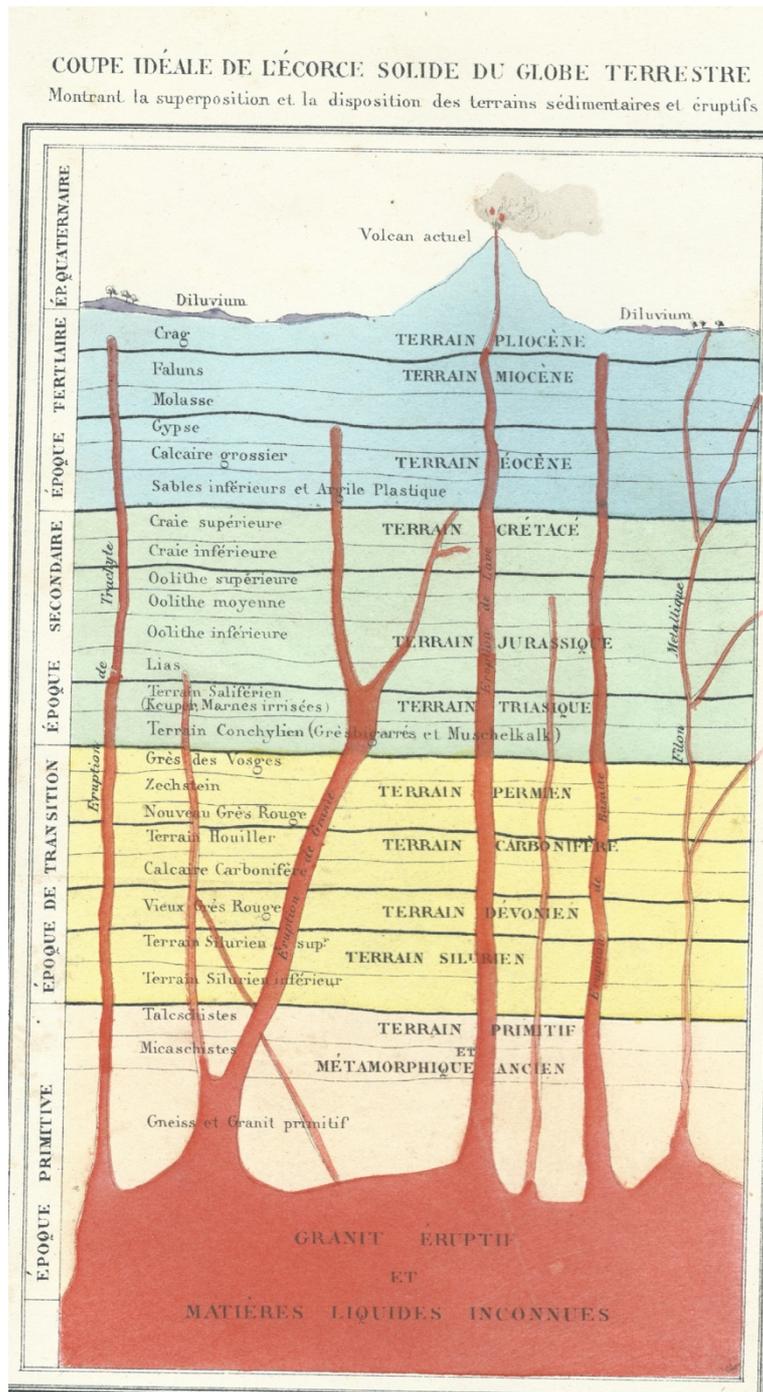


Fig. 2 : « Section idéale de la croûte solide du globe terrestre », par Louis Figuier, La Terre avant le Déluge, 1863. J. Touret, collection personnelle.

Si le Moho est connu et accepté par tous, il n'en est pas de même d'une autre discontinuité, parallèle au Moho et située à environ 20 km de profondeur, exclusivement dans les cratons. Beaucoup plus faible et discontinue que le Moho, elle fut découverte en 1923 par le géophysicien Victor Conrad (1876-1962). Cette discontinuité marque une augmentation des vitesses de transmission d'ondes vers la base de la croûte continentale, d'abord interprétée en termes de roches purement magmatiques : granites en milieu de croûte, roches plus basiques (basaltes ou gabbros) à la base. Cette distinction correspondait aux idées d'Édouard Suess (1831-1914), SiAl et SiMa, et l'abandon de ce



modèle vers le milieu du 20^e siècle entraîna l'oubli de cette discontinuité. Sa réalité est toutefois confirmée par les progrès des mesures géophysiques et son interprétation renouvelée dans l'interprétation métamorphique de la nature de la croûte continentale (limite entre croûte moyenne de faciès amphibolitique et croûte inférieure granulitique, voir ci-dessous).

Un peu d'histoire

Depuis le début du 19^e siècle, on pensait que l'enveloppe externe de la Terre était constituée de granite, sous une mince couverture de sédiments. Le principal responsable de cette théorie était Henry Bénédicte de Saussure (1740-1789), qui avait observé que, dans les Alpes, les couches successives de terrain étaient disposées en toit, de façon telle que les plus anciennes culminent à des altitudes plus élevées. Donc le sommet le plus élevé, le Mont-Blanc, que l'on pensait à cette époque être la plus haute montagne sur Terre, devait être constitué de la roche la plus profonde et la plus ancienne. C'est pour cette raison que de Saussure chercha à atteindre le sommet du Mont-Blanc, ce qu'il réussit en Août 1787. Il décéda deux ans plus tard, ayant toutefois le temps d'atteindre une renommée universelle grâce aux gravures de son expédition et la publication du premier tome des « Voyages dans les Alpes », achevés quelques années après sa mort.

Les idées de de Saussure sont illustrées par la peinture monumentale de Hugard de la Tour, qui orne l'escalier d'honneur de l'École des Mines de Paris (Fig. 1) : le Mont-Blanc vu du Grammont, une petite montagne située près de Courmayeur (Italie). D'après de Saussure (Voyage dans les Alpes, Tome 2, Chapitre 14), c'est le meilleur endroit pour observer l'intégralité de la montagne, notamment le flanc Sud, beaucoup plus escarpé que le flanc Nord près de Chamonix. Ce Mont-Blanc italien semble jaillir des profondeurs, en accord avec les idées d'Elie de Beaumont, le grand homme de l'École des Mines à l'époque de la peinture. La croûte continentale en profondeur est donc constituée uniquement de granite.

Popularisé par le principal vulgarisateur de l'époque, Louis Figuier, le granite devint le symbole du terrain primitif, la roche primordiale sur laquelle toutes les autres se sont déposées : *« La science géologique considère (que) ce terrain primitif se compose de trois couches, schistes, gneiss, micaschistes, reposant sur cette roche inébranlable qu'on appelle le granit »*, écrivait Jules Verne, en 1864 dans le « Voyage au centre de la Terre ». A partir de cette époque, le problème de la formation de la croûte continentale fut en fait celui du granite. Prise au milieu du 20^e siècle par une interminable querelle entre « magmatistes » et « solidistes » (terminée par la victoire apparente des premiers), la question de la nature de la croûte continentale prit un jour nouveau dans les années 1960, en combinant pétrographie, géochimie et géophysique :

- Le granite, roche magmatique, est bien un constituant majeur de la croûte continentale, mais il ne peut être le seul. En effet, il concentre le potassium, élément radioactif productif de chaleur par son isotope ⁴⁰K. Or, le potassium contenu dans la moitié supérieure de la croûte granitique suffit à expliquer le flux de chaleur mesuré en surface. La partie inférieure doit donc être constituée d'autres roches, identifiées comme plus basiques (gabbros) grâce aux enclaves profondes remontées en surface par les volcans récents.
- Ces enclaves crustales, certes d'origine magmatique, sont beaucoup moins abondantes que des enclaves plus profondes, provenant du manteau, qui est de composition ultrabasique (péridotites).
- Péridotites et gabbros intracrustaux sont complètement recristallisés sous l'effet du métamorphisme. Or, vers la même époque, on se rendit compte que le granite lui-même pouvait être un produit du



métamorphisme, formé par la fusion partielle de sédiments métamorphisés (schistes dans les étages supérieurs, gneiss dans les inférieurs), à des températures ne dépassant pas 6 à 700°C, bien inférieures aux températures des laves émises par les volcans.

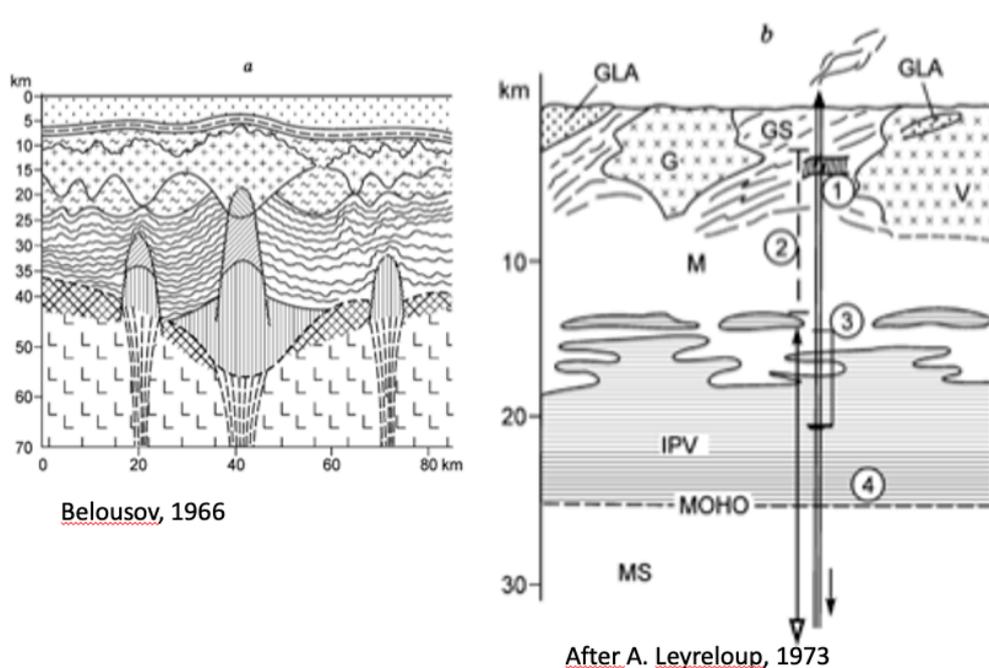


Fig. 3 : A gauche (a), Section de la croûte continentale, par V. Belousov, 1966. A droite, section de la croûte continentale varisque (300 Ma) du Massif Central d’après A. Leyreloup (Thèse Montpellier, 1973). G, V = granites, GLA : groupe leptyno-amphibolique (Eovarisque, granulites HP, ca. 340Ma) M : migmatites, IPV : croûte inférieure granulitique, MS : manteau supérieur. Enclaves remontées par les volcans quaternaires : 1 : schistes fondus (buschites), 2 : migmatites (facies amphibolique) 3 : granulites HT (supracrustales) 4 : granulites à 2 pyroxènes (ex -gabbros).

Accompagnées par de grands progrès dans la connaissance des équilibres minéraux et l’interprétation des données isotopiques, qui permettent de reconstituer l’histoire des roches profondes ramenées en surface par le jeu des déformations orogéniques, ces idées ont permis de proposer une hypothèse révolutionnaire, émise par le Russe V.V. Belousov en 1960, confirmée quelques années plus tard par une coupe de la croûte du Massif Central, proposée par A. Leyreloup à partir de l’étude d’enclaves remontées par les volcans quaternaires (Fig. 3) : la croûte continentale comporte certes un grand nombre de roches d’origine magmatique, granites dans la partie supérieure, gabbros en base de croûte. Mais celles-ci sont, soit produites par le métamorphisme, soit tellement transformées qu’elles sont devenues des roches véritablement métamorphiques. C’est par exemple le cas des gabbros en base de croûte, que les géophysiciens (surtout anglo-saxons) appellent « granulites à deux pyroxènes ». C’est donc une entité métamorphisme, dont l’histoire peut être complexe, intégrant des éléments dont l’origine peut être multiple, mais finalement équilibrés au cours d’une phase métamorphique finale, donnant un ensemble cohérent depuis la surface jusqu’au manteau.

Fidèle représentant de la science officielle soviétique, V.V. Belousov est surtout connu pour avoir été un opposant farouche à la tectonique des plaques. C’est sans doute la raison pour laquelle ses idées ont mis beaucoup de temps à s’imposer, bien que le Belge P. Michot, quelques années auparavant, avait déjà observé que la discontinuité de Conrad remontait progressivement en direction de la Scandinavie sous l’Europe



moyenne, pour affleurer dans le Sud de La Norvège. Ces roches sont soit des anorthosites, soit des roches du faciès granulite, terme ultime du métamorphisme. Mais elles étaient alors considérées comme des curiosités pétrographiques, si bien que les idées de P. Michot, le seul pétrographe à avoir prédit que les roches des monts lunaires étaient des anorthosites, ne trouvèrent pas grand écho au sein de la communauté internationale. Ce n'est qu'une vingtaine d'années plus tard, que les géochimistes, en premier lieu Roberta Rudnick, de la Smithsonian Institution, USA, retrouvèrent que la croûte inférieure, entre Conrad et Moho, est uniformément constituée de roches du faciès granulite. On fut alors en mesure de proposer une coupe synthétique de la croûte continentale (Fig. 4), maintenant admise par tous.

Une coupe synthétique de la croûte continentale

La figure 4 représente schématiquement une coupe de la croûte continentale au moment de sa structuration métamorphique ultime. Cette coupe est authentifiée par l'analyse (P-T-t, Pression-Température-temps) des conditions de formation des diverses roches, ainsi que par l'étude d'un certain nombre de secteurs clés, ramenés en surface par l'érosion ou le jeu des déformations orogéniques. Par exemple, pour la Croûte Supérieure ou Superficielle (CS, upper crust en anglais) : la coupe de la Haute Chaîne de l'Himalaya (voir par exemple Géochronique n°144, Décembre 2017).

Pour la croûte moyenne, CM, on dispose de multiples affleurements de migmatites granitiques au sein des socles précambriens. On retiendra surtout une différence majeure entre les protolithes pré-métamorphiques des terrains Archéens (plus vieux que 2,7 Ga), constitués surtout d'éléments magmatiques TTG (Trondjemite-Tonalite-Granodiorite) et les terrains plus récents, beaucoup plus riches en métasédiments de type pélitique et en restes de granites potassiques. La raison de cette évolution est un changement majeur du processus d'altération en surface lors de l'apparition d'oxygène libre dans l'atmosphère à la fin de l'Archéen.

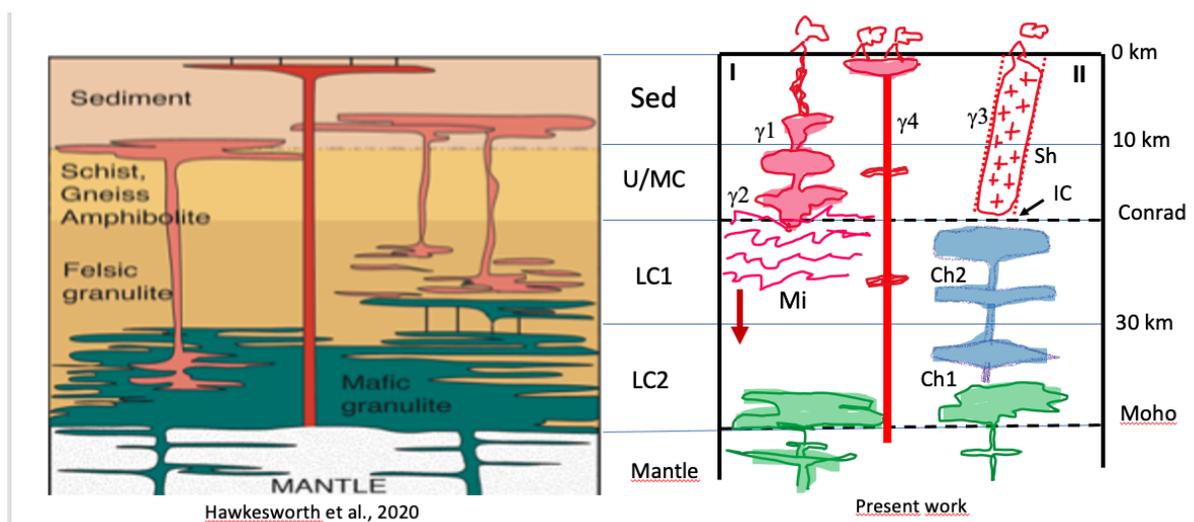


Fig. 4 : Coupe de la croûte continentale dans des travaux récents. A gauche, d'après Chris Hawkesworth, *Frontiers Earth Science* 8 : 326 (2020) ; à gauche, ce travail (voir ci-dessous) γ 1–4: granites, Mi : migmatites Sh : shear zone (zone de cisaillement), IC : charnockites incipientes, Ch1-Ch2 : charnockites HT et UHT. Sed : sédiments, U/MC : croûte supérieure et moyenne, LC 1 -LC2 : croûte inférieure HT et UHT.



Il est plus difficile de trouver un exemple représentatif de la croûte inférieure granulitique (CI), les transitions continues entre croûte moyenne et inférieure étant relativement rares. En général, cette limite constitue une discontinuité mécanique majeure, qui fait que la croûte inférieure reste en profondeur, ou arrive en surface en blocs séparés. Deux régions privilégiées sont le Sud de la Norvège pour les terrains protérozoïques (ca. 1 Ga) et, surtout, le craton de Dharwar du Sud des Indes pour les terrains plus anciens (Fig. 5). Ces deux exemples ont permis de corriger une erreur fondamentale sur la nature des granulites, qui en faisait des restites, c'est-à-dire des résidus de fusion partielle après élimination des liquides granitiques. Cette hypothèse avait été avancée par W. Fyfe en 1971, à partir de quelques échantillons trouvés en Ecosse. Trouvée au moment où l'on comprenait que les granites crustaux se forment par fusion partielles d'anciens sédiments, l'idée était séduisante, faisant de la croûte inférieure la source des granites des étages supérieurs et expliquant le déficit du flux de chaleur en surface, par rapport à une croûte entièrement granulitique. Mais, dans les terrains granulitiques d'extension régionale, les véritables restites, composées exclusivement de minéraux ferromagnésiens (grenats et pyroxènes), sont rares, d'extension très limitée, liées à des zones de cisaillement et de déformation intenses (mylonites). L'expulsion des liquides granitiques est un phénomène très limité, causé par la déformation, à une échelle décimétrique à métrique. Les exemples du Sud de la Norvège ou des Indes, dans lesquels les restites sont rares ou absentes, montrent au contraire une parfaite identité de structure entre les terrains amphibolitiques (faciès amphibolite) de la croûte moyenne et granulitiques de la croûte inférieure, la seule différence étant un remplacement progressif de la plupart des minéraux hydroxylés (biotite et amphibole) par des minéraux anhydres (grenats et pyroxènes). Contrairement à ce que l'on a pensé pendant longtemps et que continuent de penser quelques irréductibles, le déficit en potassium de la croûte inférieure n'est pas lié à une migration des éléments, mais à l'abondance de roches basiques (métagabbros) à la limite croûte-manteau. En fait, les différences essentielles entre croûte moyenne et superficielle d'une part, inférieure d'autre part tiennent surtout aux températures maximales atteintes durant le métamorphisme, 750 à 800°C dans le faciès amphibolite (croûte moyenne), jusqu'à 1000°C dans les granulites de la croûte inférieure et, surtout, aux régimes de fluides : purement aqueux (H₂O) dans les croûtes superficielle et moyenne, carbonique (CO₂) dans la croûte inférieure granulitique. En outre, des solutions très salines (B = brines en anglais) peuvent se trouver partout, depuis la surface jusque bien en dessous du Moho. On verra le rôle que ces fluides, dont l'existence et la nature ont été révélées par l'étude des inclusions fluides dans les minéraux des roches, jouent dans la genèse des différents étages.

Le diagramme de la figure 4 montre que chaque entité (CS, CM et CI) contient des termes métamorphiques et des intrusions magmatiques qui lui sont propres. Dans la croûte superficielle (CS), les roches métamorphiques sont des schistes, dans lesquels la stratification (S₀) est progressivement remplacée par une (ou plusieurs) schistosités (S₁), d'abord très redressées (plans axiaux de plis droits), puis de plus en plus déversées vers l'horizontale. Les intrusions magmatiques sont soit des granites subvolcaniques γ_1 (porphyres cuprifères), soit des leucogranites (granites à muscovite = γ_2), bien représentés dans les coupes de l'Himalaya ou dans les intrusions varisques de l'Europe moyenne.

La limite entre CS et CM correspond sensiblement au début de l'anatexie, c'est-à-dire à la fusion de roches métamorphiques de composition adéquate (métapélites, métagrauwackes) pour donner un magma granitique (fusion crustale). On passe alors des schistes aux gneiss, avec les structures extrêmement complexes des migmatites et une multitude de termes descriptifs (anatexites, diatexites, etc.), maintenant plus ou moins tombés en désuétude. D'une façon générale, le produit de fusion est plus léger que la roche initiale. Produit en outre par le processus que les Anglo-saxons appellent « *dehydration melting* » (fusion par déshydratation, grâce à l'eau libérée par la destruction des minéraux hydroxylés de l'encaissant métamorphiques), ces filonnets granitiques sont relativement mobiles. Ils tendent à se collecter pour constituer des masses granitiques homogènes, les batholites, cristallisant en général à une profondeur de quelques kilomètres. Le



magma granitique tend à remonter vers la surface, mais les possibilités de transport sont étroitement contrôlées par la teneur en eau du magma. Lorsque le magma est saturé, ce qui est généralement le cas pour les granites créés par « *dehydration melting* », une faible baisse de température (ou de pression) cause la cristallisation. Le batholite s'arrête à une profondeur de 4 ou 5 kilomètres. Par contre, si le granite est sous-saturé en eau, ce qui se produit pour des granites issus de la croûte inférieure (γ_3 , Fig. 4, voir ci-dessous) ou pour les granites (relativement rares) issus directement du manteau par différenciation magmatique (γ_4 , Fig. 4), les magmas granitiques sont capables de traverser l'intégralité de la croûte, atteignant la surface sous forme de rhyolites.

La croûte inférieure CI, affleure en surface dans des enclaves volcaniques ou, surtout, constitue de vastes régions au cœur des boucliers précambriens. Comme ces ensembles peuvent être rétrotransformés ou altérés, ils ont longtemps été ignorés ou mal interprétés. En fait, ils ne sont pas loin de représenter les affleurements les plus abondants au sein des vieux socles, l'exemple le plus typique étant le bouclier Archéen de Dharwar, au Sud des Indes (Fig. 5). En continuité avec la croûte moyenne, les terrains de la croûte inférieure sont constitués comme celle-ci par une association de termes purement métamorphiques (granulites) et d'intrusions magmatiques, granitiques au sommet (granites à pyroxène = charnockites), gabbros à la base. Mise en place dans des conditions très élevées de température et de pression, les charnockites subissent automatiquement une empreinte métamorphique au cours de leur refroidissement. Seules les données isotopiques permettent d'identifier les charnockites correspondant à un accroissement de la croûte, mises en place lors du métamorphisme par le métamorphisme granulitique. Au total, la différence essentielle entre CM et CI tient aux températures plus élevées atteintes dans CI au cours du paroxysme métamorphique et, surtout, au régime des fluides, aqueux et limité aux intrusions granitiques dans CM, carbonique (CO₂) et saumures (*brines*) dans CI. Associé à la minéralogie particulière des granulites (absence de micas, surtout muscovite) ce régime des fluides a des conséquences importantes sur les conditions de formation des charnockites : la fusion par déshydratation (*dehydration melting*) est beaucoup plus difficile. Elle ne peut se produire que par destruction des quelques amphiboles qui subsistent dans les granulites, à une température dépassant d'au moins 100°C la température de destruction des micas (surtout muscovite). Au moins 900°C contre 800°C, en accord avec l'abondance de feldspaths mixtes feldspath potassique–plagioclase (mésoperthites). La température de formation des magmas charnockitiques permet ainsi de distinguer deux catégories : les charnockites de haute température (HT) (Ch2, Fig. 4), qui cristallisent à une température de l'ordre de 900°C, et les charnockites d'ultra haute température (UHT) (Ch1, Fig. 4), qui atteignent des températures égales ou supérieures à 1000°C.

Au total, la fusion par déshydratation ne paraît pas être le mécanisme majeur de formation des magmas charnockitiques. La transformation locale (échelle décimétrique à métrique) de gneiss en charnockite à la limite CM/ CI (charnockites incipientes) conduit à proposer un mécanisme nouveau, appelé « *brine streaming* » en anglais (pour plus de détails voir Newton *et al.*, Lithos 346-347 (2019) 105357). La fusion partielle de la croûte est produite par l'injection de fluides très salés (*brines*) en provenance du manteau (*brine streaming*). Ce type de fusion a été bien identifié dans la croûte inférieure du Dharwar (Fig. 5), ainsi que dans les terrains Protérozoïques périphériques du Gondwana (métamorphisme Pan-Africain, affectant l'extrême sud du Bouclier Indien, Sri-Lanka, Madagascar ou Afrique de l'Est). Dans le Dharwar, l'injection des saumures peut se poursuivre dans la croûte moyenne, entraînant la formation de corps granitiques très allongés, dont le meilleur exemple est le granite de Closepet (Fig. 5).

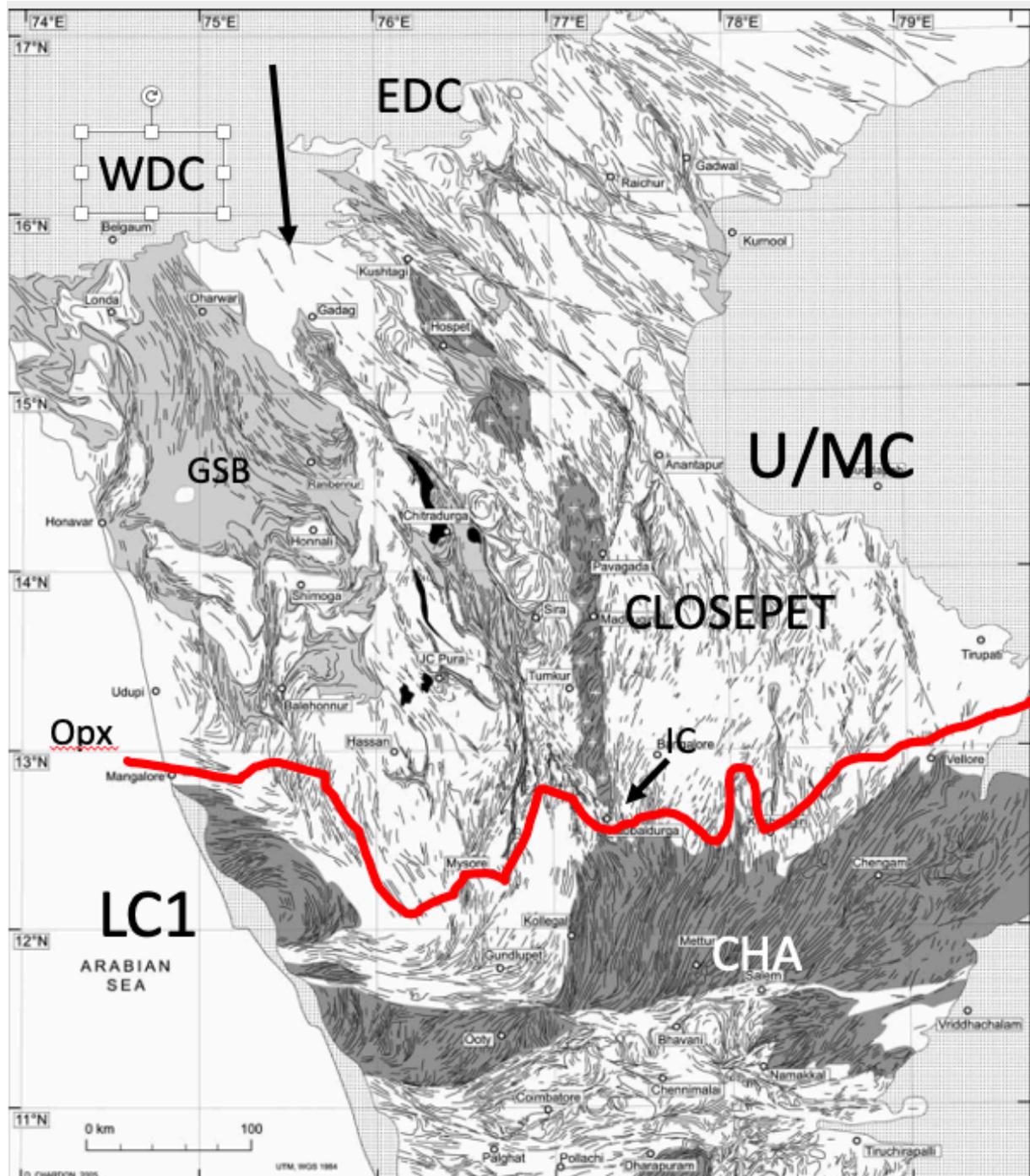


Fig. 5 : Carte du craton de Dharwar (Indes du Sud), d'après l'imagerie Landsat (d'après Chardon *et al.*, Journal Geophysical Research, 2008). WDC/EDC : craton de Dharwar Ouest et Est. GSB : ceinture Verte (Greenstone Belt). U/MC : affleurements croûte supérieure et moyenne, IC : charnockites incipientes. Opx (ligne rouge) : isograde de l'orthopyroxène (ligne de Fermor), marquant le début de la croûte inférieure granulitique (LC1) CHA (en grisé) : charnockites (massives). Grisé + croix : granite de Closepet.



Au total, la différence essentielle entre charnockite et granite tient au régime des fluides. Dans les charnockites, le CO₂ reste présent dans la chambre magmatique jusqu'à la fin de la cristallisation. Il peut diffuser dans toute la croûte inférieure, préservant les paragenèses granulitiques lors de la remontée vers la surface. Dans les granites de la croûte moyenne, au contraire, le CO₂ est expulsé des magmas dès le début de la cristallisation, en raison d'une pression inférieure. Il se concentre dans des poches ou filons en bordure des intrusions, jouant un rôle essentiel dans le transport et la concentration de métaux (cuivre, or, etc.). L'ordre de grandeur de la pression limite est de 7 kb, soit une profondeur d'une vingtaine de kilomètres.

On a ajouté sur la figure 6 le type de cheminement P-T suivi par chaque unité. D'une façon générale, les cheminements sont de type « normal » (*clockwise* en anglais) ; correspondant à un enfoncement progressif d'une masse relativement froide (augmentation de pression supérieure à celle de la température), réchauffement isobare profond pour atteindre les températures maximales, décompression rapide, puis retour progressif en surface. Deux exceptions importantes caractérisent CS et CI, respectivement : pour la première, CS, (subduction océanique) (a, Fig. 6), après les passages par Schistes Bleus et Éclogites, l'enfouissement peut se poursuivre jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de kilomètres, jusqu'à ce que les restes de la plaque océanique disparaissent dans le manteau, y formant des zones de manteau métasomatique. Pour la seconde (CI), le cheminement peut être inverse (*counterclockwise*), avec augmentation initiale de la température plus rapide que la pression, décompression isotherme au voisinage de la température maximale, puis retour à la surface suivant la même trajectoire que précédemment. Ce type de trajectoire correspond à une accumulation d'intrusions mantéliques en base de croûte, combinée à l'érosion ou à la délamination des étages plus superficiels.

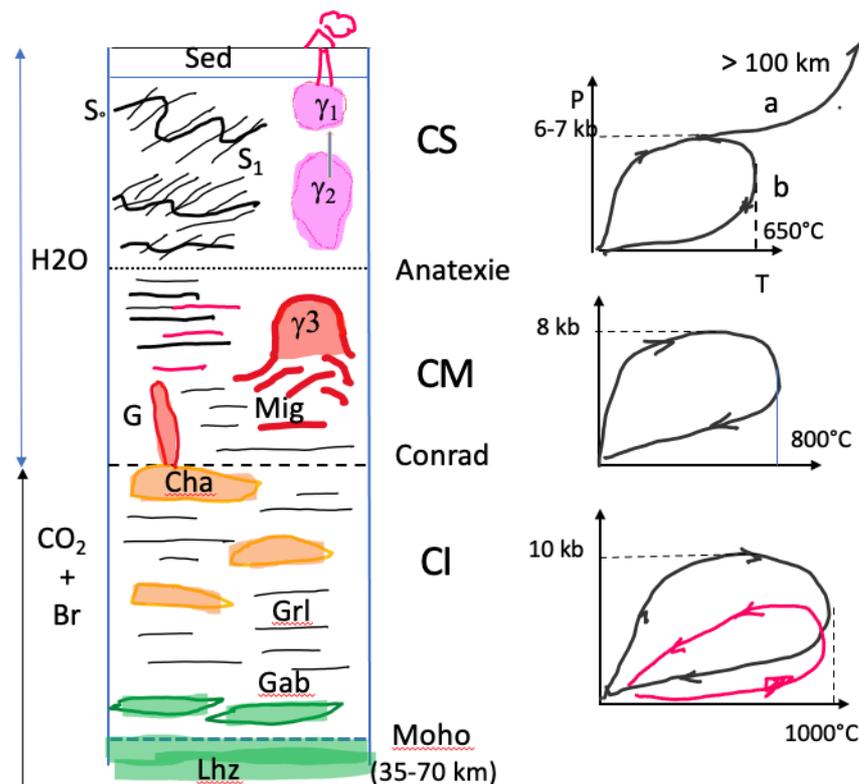


Fig. 6 : Coupe simplifiée mais générale de la structure de la croûte continentale (supérieure CS, moyenne CM et inférieure CI) S₀ et S₁ : stratification et schistosité dans CS, γ_1 = granite subvolcanique, γ_2 : leucogranite, γ_3 : batholite granitique de la croûte moyenne, Mig : migmatite, G : granite type Closepet; Cha : charnockite, Gr1 : granulite, Gab : gabbros (granulites à 2 pyroxènes) Lhz : lherzolite (manteau continental). A droite, cheminements P-T caractéristiques des différentes unités, avec indication des valeurs maximales atteintes pendant le métamorphisme. A gauche, régime des fluides dominants lors du paroxysme métamorphique : aqueux (H₂O) dans CS et CM, carboniques (CO₂+ saumures Br (*brines*)) dans CI.



La croûte continentale : où et quand ?

Le zircon, minéral particulièrement résistant, donne la meilleure indication sur l'âge de mise en place d'un granite. La découverte en Australie ou au Canada de zircons proches ou plus anciens que 4 Ga montre qu'il existait des granites, donc des fragments de croûte, dès les premiers âges de la Terre. Mais il ne s'agissait alors que de pointements isolés, insuffisants pour créer un continent de grande ampleur. La situation change complètement à partir de la limite Archéen-Protérozoïque (2,7 Ga). C'est à cette époque qu'apparaissent les premiers supercontinents, qui se disloquent et se recréent pendant tout le Protérozoïque, à une cadence régulière de quelques centaines de millions d'années (Fig. 7). Le dernier véritable supercontinent est le Gondwana (0,6 Ga), dont le « supercontinent » le plus souvent cité en Europe (la Pangée, 250 millions d'années) n'est qu'un fragment, en voie de dislocation avant qu'un nouveau supercontinent, déjà baptisé Amasia par quelques aventureux prévisionnistes, ne se reforme dans un avenir de 100 à 200 millions d'années. Le schéma de la figure 7 montre une claire corrélation entre le nombre d'âges de zircons et l'existence des supercontinents successifs pendant tout le Protérozoïque. Ces âges de zircons concernent aussi bien granites que charnockites, donc les constituants essentiels des croûtes continentales au cours des âges. Même si ces conclusions restent très discutées, on peut en déduire que la surface des continents a augmenté de façon épisodique, lente pendant l'Archéen, rapide au début du Protérozoïque, puis relativement stationnaire, la formation de nouvelles croûtes au sein des supercontinents étant compensée par le retour au manteau d'anciens fragments de la masse continentale. La plus grande partie de la croûte continentale se forme donc dans les supercontinents, au moment de leur accrétion ou au tout début de leur dislocation. Ce fait majeur est d'ailleurs bien illustré par les affleurements classiques de croûte inférieure accessibles en surface : 2,7 Ga (Superia-Sclavia) pour le Dharwar, ca. 2 Ga pour les granulites UHT de Bakhuis (Surinam) et In Ouzal (Sahara, Algérie), 1 Ga pour la province granulitique du Sud de la Norvège (Rodinia) et enfin 0,6 Ga pour l'immense domaine Pan-Africain, incluant l'extrême Sud des Indes (Kerala), Sri-Lanka et Madagascar, Antarctique et Afrique de l'Est (Gondwana). La période plus récente que 0,5 Ga, non représentée sur la figure 7, est beaucoup plus désordonnée, avec un grand nombre d'intrusions se succédant de façon continue.

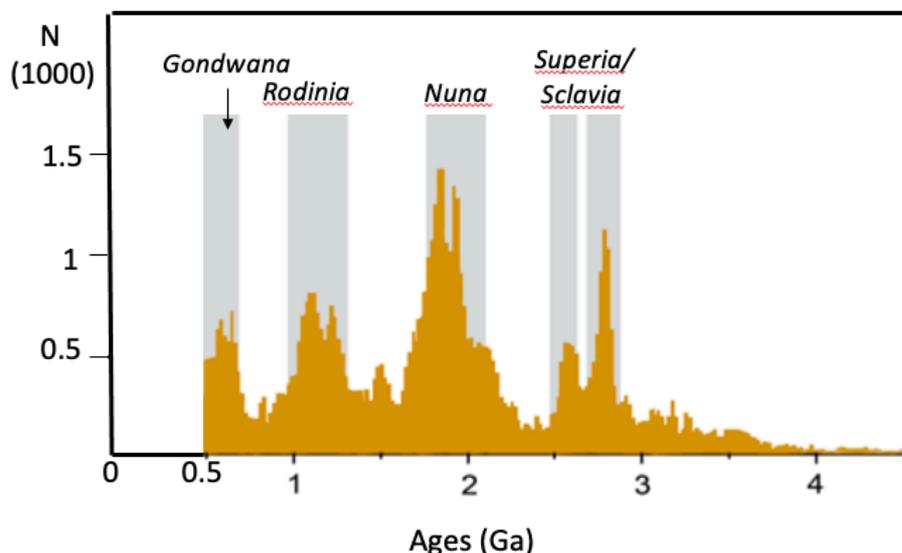


Fig. 7 : Relation entre âges des zircons (N = nombre de déterminations) et existence des supercontinents pendant le Protérozoïque (0,5 à 2,8 Ga). (d'après Hawkesworth *et al.*, *Frontiers Earth Sciences* 8 :326, 2020).



La relation granites-supercontinents donne des indications précieuses sur les mécanismes de formation des différentes unités de la croûte, surtout de la croûte inférieure. Un mécanisme évident de formation des continents, observé à loisir dans la Terre actuelle, est la subduction océan/continent, qui entraîne un volcanisme/plutonisme de grande ampleur. On a ainsi une croissance latérale des continents, mais les compositions moyennes (andésitique) sont bien différentes d'une croûte granitique (CM) ou granulitique (CI). En outre, la subduction océan/continent ne peut se produire que pour des fragments de continents en route vers la formation d'un supercontinent, avant que celui-ci ne soit individualisé. Dès qu'il commence à prendre forme, on passe de la subduction océanique à une subduction (collision) continentale, comme cela se passe actuellement dans l'ensemble Alpes-Himalaya. L'exemple de l'Himalaya montre que les intrusions granitiques (leucogranites) sont abondantes dans la croûte supérieure. Mais les granites alpins de la croûte moyenne (granite de Baveno) sont rares ou absents. La croûte inférieure alpine est pour l'essentiel cachée en profondeur, en dehors des affleurements typiques mais limités de la zone d'Ivrée. Ceux-ci ne contiennent pas de charnockites comparables à celles des Indes et n'atteignent qu'exceptionnellement les conditions granulitiques UHT. L'ensemble Alpes-Himalaya forme une trace linéaire à l'échelle du globe, qui cadre mal avec la structure d'un supercontinent tel que Rodinia ou surtout Gondwana. En l'absence de contribution mantélique, il existe certes quelques possibilités d'atteindre les températures UHT dans une croûte épaissie, d'au moins 70 km. Mais, les rares exemples de charnockites UHT alpines reportés dans la littérature (Zone d'Ivrée, Complexe de Gruf des Alpes Centrales) semblent différents des charnockites Précambriennes, ne semblant pas contenir autant de fluides. Dans le cas du Dharwar ou du Gondwana, les charnockites se sont mises en place à une profondeur normale ($< 10 \text{ kb} = 30 \text{ km}$). L'abondance particulière de fluides, notamment CO_2 , ne peut être expliqué que par un apport externe, qui d'après les valeurs isotopiques du carbone provient du manteau. Cette hypothèse est confortée par l'accumulation d'intrusions basiques en base de croûte, qui constituent le vecteur transportant les fluides depuis le manteau jusqu'à la croûte. On peut penser que l'origine du métamorphisme dans le supercontinent est une énorme intrusion (plume), provenant du manteau, stoppée à l'interface croûte-manteau. Cet arrêt en profondeur constitue une différence essentielle avec d'autres plumes, qui traversent la surface et génèrent les énormes coulées basaltiques des Indes ou de Sibérie. L'hypothèse de la formation de croûte continentale par une plume affectant un supercontinent est adoptée dans le modèle décrit ci-dessous, donné en conclusion de cette note.

Formation de la croûte continentale. Un modèle

Au terme des observations et discussions précédentes, on peut proposer un modèle général de formation de la croûte continentale, basé sur quelques hypothèses liminaires :

- 1) La croûte continentale se forme, ou tout au moins acquiert sa composition et structure définitive, au cours de cycles successifs de métamorphisme généralisé, affectant chaque fois l'ensemble d'un supercontinent.
- 2) Ces épisodes sont déterminés par l'accumulation à l'interface croûte-manteau d'intrusions surtout basiques, issues d'une plume en provenance du manteau. La température en base de



croûte est celle du métamorphisme UHT (ca. 1000°C), se propageant et diminuant progressivement jusqu'à la croûte supérieure, où elle est encore de 650 à 700°C.

- 3) L'épisode métamorphique est d'une durée limitée mais variable, en fonction de la durée du métamorphisme UHT qui, dans les divers supercontinents, varie entre quelques dizaines et quelques centaines de millions d'années. Au terme d'un cycle, le supercontinent se fragmente, pour reprendre le cycle d'amalgamation d'un nouveau supercontinent.
- 4) Chaque cycle métamorphique correspond à l'injection en base de croûte d'une grande quantité de fluides (CO₂ et saumures très salées) provenant du manteau. Ces fluides sont stockés dans des magmas charnockitiques UHT, qui jouent le rôle de réservoir pour l'évolution ultérieure de la section crustale.

Ce mécanisme semble avoir fonctionné pendant tout le Protérozoïque, depuis la limite Archéen-Protérozoïque (2,8 Ga) jusqu'à la fin du Protérozoïque (ca. 0,6 Ga). Il est accompagné par deux phénomènes remarquables à l'échelle de la Terre : au début, l'apparition de l'oxygène dans l'atmosphère au début du Protérozoïque ; à la fin, l'explosion des formes de vie du début du Cambrien. Chaque métamorphisme reprend pour partie des roches créées au cours des cycles antérieurs, rééquilibrées et recristallisées dans les conditions nouvelles de température et de pression. En outre, il crée tout un ensemble de roches magmatiques (granites au sens large), qui augmentent le volume et constituent l'armature de la nouvelle croûte. Il est difficile de savoir si le volume total de croûte a varié de façon significative au cours des supercontinents successifs. D'une façon générale, la formation de croûte par subduction océan/continent lors de l'amalgamation d'un supercontinent (croissance latérale), puis au sein du supercontinent (croissance verticale) est compensée par l'érosion, ainsi que par le retour au manteau d'une partie de la croûte au cours des collisions continentales qui scellent l'amalgamation du supercontinent. Au total, il semblerait que la croissance de la croûte continentale ait été rapide pendant l'Archéen, lente pendant le Protérozoïque et pratiquement nulle depuis le Cambrien.

Niveaux métamorphiques et roches magmatiques nouvellement créées au cours d'un cycle métamorphique sont représentées sur le schéma de la figure 8: croûte supérieure (UC) de faciès schiste vert et granites subvolcaniques et leucogranites, Croûte moyenne (MC) de faciès amphibolite, migmatites granitiques et granites (alcalins et granodiorite), Croûte Inférieure (CI) granulitique, contenant charnockites et roches associées (enderbite, anorthosite).

L'évolution de toute la section crustale est déterminée par un régime de fluides, présents en grande quantité lors du paroxysme métamorphique, mais qui, à l'exception de minuscules inclusions préservées dans quelques minéraux, ont disparu à la fin de l'épisode métamorphique, lors de la remontée des roches profondes vers la surface. Ces fluides sont essentiellement aqueux (H₂O) dans les croûtes supérieure et moyenne, carboniques (CO₂ et brines = saumures très concentrées) dans la croûte inférieure. Si la nature de ces fluides est connue par l'étude des inclusions fluides et leur abondance par les effets qu'ils ont engendrés, leur origine reste mystérieuse, sauf lorsque l'on dispose de traceurs géochimiques fiables. C'est le cas par exemple du CO₂ des granulites de la croûte inférieure, dont les isotopes stables du carbone montrent sans ambiguïté qu'il provient pour l'essentiel du manteau.

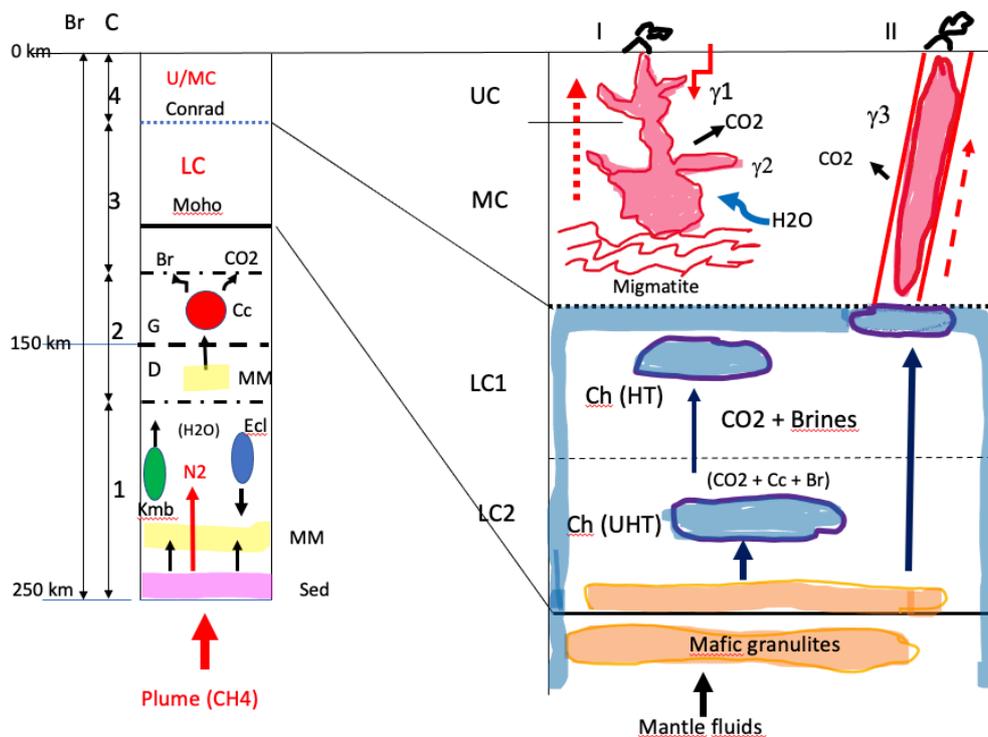


Fig. 8 : Nature et origine des fluides dans la croûte (à droite) et le manteau (à gauche), dans l'hypothèse d'une croûte structurée par le métamorphisme, lui-même déterminé par une plume mantélique atteignant un supercontinent. A droite : fluides crustaux-UC/MC, I : produits par « *dehydration melting* », piégés dans les magmas granitiques γ_1 : granites subvolcaniques, γ_2 : leucogranites et migmatites; II : γ_3 : granites formés par fluides injectés de la croûte inférieure (type Closepet), LC1 (Croûte inférieure HT) et LC2 (Croûte inférieure UHT), Ch : charnockites, fusion induite par fluides (*brines* = Br) issus du manteau. Contour bleu : limite du CO₂ pervasif, (CO₂+Cc+Br) : fluide homogène, CO₂ + *Brines* : Fluides immiscibles. Température en base de croûte : 1000°C, 650°C en UC.

A gauche, magmas et fluides dans le manteau : Cc : carbonatites, Br : saumures (*brines*), G/D : graphite /diamant, MM : manteau métasomatique, Ecl : écolite, Kmb : kimberlite (voir texte). Sites du carbone : 1 : diamant, 2 : carbonates (carbonatite), 3 et 4 : CO₂. Au départ (plume) : fluides réduits (CH₄)

Bien que ce point reste un sujet de discussion, on peut estimer que les fluides de surface (mers ou eaux des rivières) ne s'infiltrèrent pas au-delà de 2 à 3 kilomètres de profondeur, et qu'ils n'ont pas joué un grand rôle dans le déclenchement des réactions métamorphiques. Dans les croûtes supérieures et moyennes, les fluides métamorphiques proviennent pour l'essentiel des réactions de déshydratation (H₂O) et décarbonatation (CO₂) des minéraux des anciennes roches sédimentaires. Le fluide résultant dans les premiers stades du métamorphisme est un fluide homogène à dominante aqueuse, se chargeant progressivement en CO₂, mais pour des teneurs n'excédant pas 10 à 20 mole %. On peut aussi trouver quelques exemples de solutions salines saturées en NaCl (*brines*), soit issues de roches salines (évaporites), soit infiltrées de la croûte inférieure (voir ci-dessous). Dès que les températures de fusion granitique minimale sont atteintes (en gros 650°C), ce fluide va provoquer une fusion crustale (*dehydration melting*) et générer, d'abord les granites subvolcaniques et leucogranites de la croûte supérieure, puis les migmatites et granites de la croûte moyenne. Le minéral le plus efficace à cet égard est la muscovite, dont la déstabilisation provoque l'essentiel des magmas granitiques. La solubilité de l'eau dans un magma granitique est d'un ordre supérieur à celle du CO₂ (en gros



10 contre 1%). Les granites vont donc séparer H₂O et CO₂, la première étant dissoute dans le magma, le second restant isolé, concentré comme les saumures dans les filons « péritholitiques » ou dans des domaines de cristallisation tardifs (pegmatites). Les magmas granitiques jouent donc un rôle de barrière pour l'eau, piégée dans les magmas et ne pouvant accéder aux étages inférieurs.

Le régime des fluides dans la croûte inférieure est bien différent de celui des croûtes moyenne et supérieure, tant en ce qui concerne la nature et l'abondance des fluides que leur origine. Au cours du paroxysme métamorphique, toute la croûte inférieure est envahie par deux fluides, CO₂ de forte densité (ca. 1g/cm³, autant que l'eau liquide) et saumures (*brines*) très salées, d'une salinité suffisamment élevée pour être immiscible avec le CO₂ à des températures atteignant ou dépassant 900°C (salinité qui doit atteindre au moins 50 % NaCl en masse, évoluant parfois vers du NaCl pratiquement pur). Ces fluides sont particulièrement abondants dans les intrusions charnockitiques, qui sont les « granites » de la croûte inférieure. Les teneurs en fluides des charnockites HT de la partie supérieure de la croûte inférieure (LC1, Fig. 8) sont comparables à celles des granites de la croûte moyenne, mais elles sont beaucoup plus élevées dans les charnockites UHT en base de croûte (LC2, Fig. 8). Certaines de ces charnockites UHT conservent encore 3-5% CO₂ piégés dans des inclusions après leur retour en surface. Ces charnockites UHT jouent ainsi le rôle de réservoirs, contrôlant les équilibres minéralogiques dans l'ensemble de la section crustale. Le mode d'action et les possibilités de migration de ces deux fluides sont très différents : les saumures très mobiles circulent aisément le long des joints intercrystallins, où elles laissent des traces aisément identifiables (myrmekites, microveines feldspathiques). Concentrées dans des zones de déformation, elles induisent la fusion locale des gneiss granulitiques, générant ainsi les magmas charnockitiques. Ce processus de fusion crustale se substitue (ou complète) la fusion par déshydratation (*dehydration melting*) des étages supérieurs, qui ne peut être qu'accessoire ou absent dans la croûte granulitique en raison de la rareté de minéraux hydroxylés.

A peu près incapable de s'infiltrer le long des joints intergranulaires, le CO₂ peut diffuser à partir des réservoirs magmatiques par des systèmes de fissures rapidement recristallisées, se traduisant dans les roches par des trainées (*trails* en anglais) d'inclusions fluides. Il reste présent jusqu'en fin de cristallisation des magmas charnockitiques, assurant la stabilité des minéraux caractéristiques du faciès granulite, notamment les pyroxènes en place des micas. Ensuite, il reste dans la croûte inférieure pendant une bonne partie de la rétro-morphose, jusqu'à une température d'environ 500°C, ne la quittant que lors de la décompression rapide qui, dans le cas où elles affleurent, emmène finalement les roches vers la surface.

Collectées dans des zones de déformation, les saumures peuvent s'infiltrer dans la croûte moyenne, où elles peuvent générer des granites de type Closepet (II, γ_3 , Fig. 8). Le processus de fusion est le même que dans la croûte inférieure ; mais, en raison de la pression plus faible, le CO₂ peut s'échapper de la chambre magmatique en début de cristallisation, pour se concentrer dans des filons latéraux, avec d'importantes conséquences métallogéniques (gisements polymétalliques, en particulier d'or). Il ne reste que des fluides aqueux en fin de cristallisation des granites, qui assurent la stabilité des micas en place des pyroxènes.

Origine mantélique des fluides profonds.

Bien qu'une certaine quantité de CO₂ et surtout de saumures puisse être produite localement, ces dernières issues d'anciennes évaporites dont la trace est fréquente dans certains terrains granulitiques, l'abondance supposée des fluides lors du paroxysme métamorphique implique clairement une origine externe, qui ne peut être que le manteau. Pour le CO₂, cette hypothèse est étayée, outre les données isotopiques du



carbone déjà mentionnées, par les gaz rares (hélium). On manque de traceurs isotopiques pour les saumures, mais on a une piste fiable par la nature des roches et les inclusions fluides des enclaves ramenées en surface par les volcans, depuis la profondeur ultime de départ des émissions volcaniques (ca. 200-250 km). La figure 8 donne les grandes lignes de quelques découvertes récentes. Le moteur initial est une gigantesque plume (ou panache) venue des profondeurs, depuis un niveau qui reste assez mystérieux. Certains auteurs indiquent la limite manteau inférieur/manteau supérieur, d'autres (les plus nombreux) une mystérieuse couche D'' à la limite noyau-manteau, soit à une profondeur de 2900 km. La plume (ou panache) est constituée de magmas saturés en gaz, qui jouent un rôle essentiel dans la montée de corps magmatiques liquides dans un manteau essentiellement solide. Ces gaz tendent à être de plus en plus réduits avec la profondeur, passant de CO₂ (omniprésent dans les nodules basaltiques) près de la limite manteau-croûte à des composés plus réduits (CH₄ ou H₂) dans le manteau profond.

Une étape importante se produit lorsque, à une profondeur de quelques centaines de kilomètres, la plume rencontre une ancienne zone de subduction, que l'on sait par tomographie pouvoir descendre à des profondeurs de plus de 1000km. Cette ancienne zone de subduction porte la trace d'anciennes formations de surface (sédiments), qui apportent certains éléments caractéristiques, en premier lieu le carbone, le sel (NaCl) et l'eau piégée dans les quelques minéraux qui ont pu résister à ce voyage vers les profondeurs. L'interaction entre magmas mantéliques et anciennes roches subductées a un certain nombre de conséquences importantes, qui se répercutent tout au long de la colonne magmatique. Les premières conséquences sont les suivantes :

- A une profondeur de 200 à 250 km (peut être encore beaucoup plus bas), il y a formation de diamant (domaine de stabilité > 150 km), par oxydation partielle des fluides de la plume (1, Fig. 8). La réaction est du type : $CO_2 + CH_4 \rightarrow 2C + 2 H_2O$, donc produit en même temps un solide, le diamant, et de grandes quantités d'eau. C'est du reste le diamant qui valide ce modèle : la plupart des diamants se sont formés en phase vapeur et leurs inclusions fluides les plus caractéristiques portent la trace d'une ancienne origine de surface. Ces inclusions sont un gaz, l'azote (N₂), responsable de la couleur jaune de certains diamants, ainsi que des saumures très concentrées en NaCl, parfois associées à des carbonates, les mêmes fluides que l'on va rencontrer tout au long de la colonne.
- L'eau libérée par la réaction a deux conséquences importantes : la formation d'horizons de manteau métasomatique, dans lesquels une partie de l'olivine est remplacée par des minéraux hydroxylés, en premier lieu la phlogopite, et d'un magma hydraté de type particulier, la kimberlite. Comme tous les autres magmas de la plume, la kimberlite tend à remonter vers les étages supérieurs. Mais elle ne pourra atteindre la surface que si la couverture est suffisamment rigide pour permettre la mise en pression à la source. Seuls les anciens cratons permettent une pression suffisante pour percer 150 à 200 km de couverture, en une gigantesque éruption dont les manifestations volcaniques actuelles les plus violentes ne donnent qu'une bien faible idée.
- Au même niveau que les kimberlites, on peut rencontrer d'anciens fragments de croûte océanique qui, transformés en éclogites et ayant acquis une densité comparable à celle des roches du manteau, peuvent descendre, éventuellement se charger en diamants (criquaïtes), avant de remonter par le même mécanisme que celui des éruptions kimberlitiques.



Le diamant ne peut atteindre la surface que s'il est remonté par une éruption qui ne dure que quelques secondes et dont les produits atteignent la surface avec des vitesses supersoniques. En cas de remontée lente, ce qui est sans doute le cas général, le diamant se transforme en graphite à une profondeur de l'ordre de 150 km. Vers cette profondeur (2, Fig. 8), la fusion du manteau métasomatique en présence de graphite donne des magmas de carbonatites, dans lesquels le carbone n'est plus à l'état élémentaire, mais piégé dans des carbonates (sidérite, calcite ou dolomite). Comme pour les kimberlites, mais à un degré moindre, les carbonatites ne peuvent atteindre la surface que par un volcanisme explosif, bien que l'on connaisse un volcan actuel du rift africain, l'Oï Doinyo Lengai en Tanzanie, dont les laves sont formées de carbonatites. La présence de saumures et CO₂ dans les carbonatites est attestée, soit par la nature des inclusions fluides dans certains minéraux (notamment apatite), soit (surtout) par les importants phénomènes de métasomatisme sodique (fénites) que l'on trouve autour des intrusions de carbonatites.

Comme pour le diamant, le carbonate des carbonatites se déstabilise à une certaine profondeur (mal définie) sous le Moho, lorsque sa remontée est progressive (3, Fig. 8). Le carbone repasse à l'état gazeux (CO₂), pour donner l'assemblage de fluides : CO₂ et *brines*, d'abord sous forme d'un fluide homogène, puis de deux fluides immiscibles, fluides que l'on retrouve dans les roches du manteau sous le Moho et dans celles de la croûte inférieure (4, Fig. 8).

Conclusion

L'essentiel de la croûte continentale s'est formée de façon épisodique lors du Protérozoïque (0,5 à 2,7 Ga), à la suite d'épisodes métamorphiques majeurs ayant affecté tous les supercontinents qui se sont succédés pendant cette période. Ces épisodes ont été déclenchés par des plumes (panaches) provenant du manteau, au cours desquels la croûte inférieure a été envahie par une grande quantité de fluides (CO₂ et saumures très salées), dont l'essentiel provient du manteau. Existant à grande profondeur sous forme homogène, puis rapidement séparés en fluides immiscibles, ces fluides ont eu une action déterminante pour la formation et l'évolution de toutes les formations pétrographiques de la section crustale, en particulier dans la croûte inférieure : contrôle des associations minérales des granulites, fusion et évolution des magmas charnockitiques (croûte inférieure) et granitiques (croûte moyenne). Ces fluides sont apparus au terme de l'amalgamation des supercontinents. Sans que l'on puisse le démontrer, il n'est pas interdit de penser qu'ils ont créé une certaine instabilité de la croûte inférieure, entraînant sa dislocation et la préparation d'un nouveau supercontinent. Ce régime épisodique de plumes cesse au Phanérozoïque pour passer au régime actuel, continu mais désordonné, au cours duquel le volume total de la masse continentale ne semble plus varier de façon significative.

Bibliographie.

Belousov V.V. (1966) Modern concepts on the structure and development of the Earth's crust and Upper of continents. *Quat. Jl Geol. Soc. London* 122, p. 193.

Carvalho B., Bartoli O., Cesare B. & al. (2020) Primary CO₂-bearing fluid inclusions in granulitic garnet usually do not survive. *Earth Plan. Sci. Let.* 536, 116170.

Chardon D., Jayananda M., Chetty T.R.K., Peucat J.J. (2008) Precambrian continental strain and shear zone patterns: South Indian case. *Journal Geophys. Res. Solid Earth* ; 113-88, <https://doi.org/10.1029/2007JB005299>

De Saussure H.B. (1789) Voyages dans les Alpes précédés d'un Essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Tome Premier. Samuel Fauche, Imprimeur à Neuchâtel, 585 p.



- Dyck B., Waters D.J., St-Onge M.R., Searle M.P.** (2020) Muscovite dehydration melting : Reactions mechanisms, microstructures, and implications for anatexis. *J. Metamorph. Geol.* 38, p. 29-52.
- Figuier L.** (1863) La Terre avant le Déluge (The Earth before the Flood). 2nd.Ed. L. Hachette, Paris, 432 p.
- Fyfe W.S.** (1973) The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A273, p.457-461.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B.** (2020) The evolution of the continental crust and the onset of plate tectonics. *Frontiers Earth Sciences* 8 : 326.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S.** (2006) Evolution of the continental crust. *Nature* 443, p. 811-817.
- Juteau T., Maury R.** (2008) La croûte océanique. Pétrologie et dynamique endogènes. *SGF-Vuibert*, 1 vol.
- Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas L., Danyushevsky V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V.** (2004) Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates : a potent metasomatic agent in the mantle. *Geology* 32, 845–848.
- Leyreloup A.** (1974) Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : nature de la croûte inférieure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 46-1, p. 17-27.
- Michot P.** (1956) La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Annales Soc. Géol. Belgique*, 80, p. 19-25.
- Newton R.C., Aranovitch L. Ya., Touret J.L.R.** (2019) Streaming of saline fluids through Archean crust : another view of charnockite-granite relations in southern India. *Lithos*, vol. 346-347, 108157.
- Nicollet C., Bosse V., Spalla M.** (2018) Eocene ultra high temperature (UHT) metamorphism in the Gruf complex (Central Alps): constraints by LA-ICPMS zircon and monazite dating in petrographic context. *ffhal-01764420f*.
- Pichavant M., Scaillet B.** (2017) Missions himalayennes et pétrologie des granites. *Géochronique* 144, p. 27-31.
- Rudnick R.L., Gao S.** (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 3: 659.
- Simakov S.K.** (2003) Physico-chemical aspects of diamond-bearing eclogite formation in the Upper mantle and Earth crust rocks. *Russia Academy of Sciences, Far East Branch*, Magadan, 187 p. (In Russian and English).
- Sobolev N., Logvinova A., Tomilenko A.A., Wirth R.** (2019) Minerals and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia : Evidence for solid molecular N₂ and hydrocarbons in fluid inclusions. *Geochimica Cosmochimica Acta* 266. DOI 10.1016/j.jca.2019.08028.
- Touret J.L.R.** (2010) Naissance, vie et mort des continents. Conférence du 17 janvier 2010 au *Centre de Géologie Terrae Genesis*.
- Touret J.L.R.** (2010) La croûte continentale depuis l'Archéen : causes actuelles ou catastrophisme ? Conférence du 21 novembre 2010 au *Centre de Géologie Terrae Genesis*.
- Touret J.L.R.** (2013) Granites, migmatites, charnockites : une controverse qui n'était pas close. Conférence du 17 mars 2013 au *Centre de Géologie Terrae Genesis*.
- Touret J.L.R.** (2016) Granulites et supercontinents : la subduction n'explique pas tout. Conférence du 20 mars 2016 au *Centre de Géologie Terrae Genesis*.



Touret J.L.R., Santosh M., Huizenga J.M. (2016) High-temperature granulites and supercontinents. *Geoscience Frontiers* 7 (2016), p. 101-113.

Walter B.J., Steele-MacInnis M., Giebel J., Marks M., Markl G. (2020) Complex carbonate-sulfate brines in fluid inclusions from carbonatites : estimating compositions in the system $H_2O-Na-K-CO_3-SO_4-Cl$. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 277, p. 224-242.