



GÉOSCOPE

LE JOURNAL D'INFORMATION DU DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE ET DE GÉNIE GÉOLOGIQUE DE L'UNIVERSITÉ LAVAL

Vol. 4 n° 6 a

www.ggl.ulaval.ca

29 Avril 2003

Mot du directeur



Ce numéro est très spécial. En plus de publier deux articles de membres de l'Observatoire de Géodynamique et de rapporter les événements courants, le numéro comporte un cahier qui rassemble les résumés des communications des étudiants des programmes interuniversitaires Géosciences Québec qui seront présentées lors de la tenue de la 4e Journée des Sciences de la Terre, le 24 avril 2003. Ces résumés présentent la grande variété de la recherche active à l'intérieur de ces programmes et la vitalité de ceux-ci. Je souhaite que la communauté géoscientifique régionale participe en grand nombre à cette journée. Veuillez noter qu'un autre numéro de Géoscope suivra celui-ci.

Bonne lecture.
REJEAN HÉBERT
Directeur du Département

Agenda

Activités passées :

18 Mars : Conférence du docteur Greg Kennedy, de l'École Polytechnique de Montréal : *L'analyse par activation neutronique à l'aide d'un petit réacteur nucléaire*, Université Laval, Pavillon Alexandre-Vachon, local 3840.

24 Mars : Soirée étudiante de l'ICM avec conférences de Olivier Côté-Mantha : *Aperçu de la métallogénie de la Ceinture Argentinifère Mexicaine* ; de Valérie Lavoie : *Études des diagraphies géophysiques de la région du Lac St-Pierre, Basses-Terres du St-Laurent : Application à la recherche de réservoirs d'hydrocarbures* ; et de la compagnie fictive «Turdebord» qui a remporté la simulation «Explore». 20h00, Pavillon La Laurentienne, Auditorium 1334

4 Avril : Conférence du Dr. John Percival, CGC : *Superior province : a billion year record of Archean craton evolution and the birth of plate tectonics processes*, 11h30, Université Laval, Pavillon Adrien-Pouliot, local 4118

11 Avril : Conférence du Dr. Bernard Long, INRS-ETE : *L'utilisation du scanographe en géologie*, 11h30, Université Laval, Pavillon Adrien-Pouliot, local 4118.

15 Avril : Conférence de Guillaume St-Onge, GEOTOP, UQUAM McGill: *Propriétés magnétiques, physiques et sédimentologiques des sédiments de l'estuaire du St-Laurent et du fjord du Saguenay : des variations de l'intensité du champ magnétique terrestre à la paléosismicité...*, Université Laval, Pavillon Adrien-Pouliot

24 Avril : Journée des Sciences de la Terre des programmes conjoints Géoscience Québec Université Laval INRS-ETE. Pavillon La Laurentienne

Projets de fin d'études

C'est la fin de session, tous ont pu le sentir. Je dirais même plus que c'est le printemps et qui dit printemps dit Projet de Fin d'Études! C'est l'heure pour les finissants de présenter les résultats de leurs efforts. Voici donc l'horaire des présentations, qui ont toutes eu lieu à l'Université Laval, Pavillon Adrien-Pouliot, Local 4118 sauf lorsqu'indiqué.

10 avril

11h30 - Valérie Lavoie - *Étude géophysique du bloc Nicolet-Bécancour-Champlain*

15 Avril

11h30 - Mylène Richard - *Caractérisation des eskers dans la région du Lac-à-l'eau-claire.*

11h50 - Carl Ruest - *La différenciation des mouvements glaciaires au Wisconsinien supérieur à partir de la composition lithologique des tills.*

17 avril

11h30 - Isabelle Beaulac - *Étude de la variabilité de l'uni initial des chaussées à l'aide de facteurs associés à la construction.*

11h50 - Louis Grenier - *Caractérisation du couloir de déformation de la rivière Nastapoca.*

12h10 - Nancy Lafrance - *Caractérisation de la zone de déformation du lac La Main.*

12h30 - Julie Bernard - *Analyse de terrain du Lac Melville feuillet 13 G/5.*

12h50 - Gabriel Robichaud - *Étude de fracturation au Mont Galt, Gaspésie.*

13h10 - Maude Boucher - *Reconstitution sismostratigraphique en 3D de la zone côtière de Marie, Baie des Chaleurs.*

13h30 - Simon Maril - *Spectroscopie d'impédance sur les processus de conduction des surfaces dans les roches.*

13h50 - Nicolas Fradette - *Mise au point d'une nouvelle cellule de gel-dégel et d'une procédure d'essai s'y rattachant permettant de mesurer la susceptibilité au gel des sols d'infrastructure.*

14h10 - Olivier Côté-Mantha - *Étude métallogénique des minéralisations en Ni-Cu-Co de la propriété B2O, Côte-nord, Québec.*

Mardi le 22 avril (local 4107)

11h50 - Annie Boudreault - *Essai de lixiviation à différents pH.*

12h10 - François-David Cloutier - *Transfert et mobilité de xanthane en colonne de laboratoire et bac d'essai.*

12h30 - Marie-Noëlle Riverin - *Système aquifère dans l'esker de la région d'Amos, Abitibi.*

12h50 - Anne Croteau - *Synthèse préliminaire de*

l'hydrogéologie du bassin de la rivière Châteauguay.

13h10 - Eric Fauveau et Julie Dostie - *Étude de la vulnérabilité des aquifères en relation avec l'activité agricole.*

13h30 - Hubert Guimont et Gaele Carrier - *Gestion optimale et intégrée de l'aquifère de Grand-Pré.*

Vendredi le 25 avril (local 4118)

10h30 - Thomas Côté - *Amélioration de l'essai d'expansion résiduelle sur carotte d'ouvrage en béton affecté de RAG.*

10h50 - Daniel Blanchette - *Stabilisation de poussières de four par le laitier de haut-fourneau: évaluation de la fixation du Cr par des essais de lixiviation cinétique.*

11h10 - Louis-Guillaume Fortin - *Programmation d'une simulation de roches poreuses.*

11h30 - Serge Hébert - *Évolution hivernale de l'uni des chaussées.*

11h50 - Marc-Olivier Parent - *Augmentation du potentiel de neutralisation de résidus miniers générateurs d'acide par des amendements en boues rouges.*

12h10 - Loïc Noël - *Traitement de levés sismiques, effectués à l'aide du Sub-bottom Profiler, du plancher du fjord du Saguenay.*

12h30 - Thomas Ouellon - *Calcul de débits spécifiques à partir d'hydrogrammes de Puits et évaluation de la qualité des eaux souterraines.*

12h50 - Marion Grange - *Étude pétrographique de l'unité bréchique de la suite plutonique de De la Blache, province de Grenville.*

Séminaires de Maîtrise

Analyse intégrée de données géophysiques et géologiques, Gaspé, Québec

Christine St-Laurent

Jeudi 13 mars 2003, 11h, salle 162
Centre Géoscientifique de Québec

Dans la région de Gaspé, les relations entre la zone de Humber, la zone de Dunnage et la couverture sédimentaire siluro-dévonienne du Bassin de Gaspé sont complexes. Malgré quantité d'études réalisées sur la géologie de cette région, des incertitudes demeurent quant à la compréhension de la région. Il est donc nécessaire de se tourner vers de nouvelles méthodes de recherche et d'exploration. Le but de la présente recherche est d'analyser l'utilité de données aéromagnétiques de haute résolution combinées aux informations géologiques connues pour améliorer la carte de la région de Gaspé et d'obtenir une nouvelle interprétation de la géologie de surface et des structures profondes de l'Est de la Gaspésie.

Cette analyse est réalisée en intégrant les données et connaissances géologiques et géophysiques provenant de différentes sources. Dans un premier temps, le gradient vertical a été calculé à partir du levé aéromagnétique de base afin de mettre en évidence les anomalies magnétiques générées près de la surface.

Les informations cartographiques structurales et stratigraphiques ont été superposées afin de faire une interprétation préliminaire du levé magnétique. Celle-ci a permis d'identifier dans la couverture sédimentaire siluro-dévonienne plusieurs signatures magnétiques associées à la géologie de surface. De grandes anomalies d'intensité importante et de forme ovoïde se trouvant au niveau de la couverture siluro-dévonienne n'ont pu être associées à aucun élément géologique connu.

Le passage du levé magnétique dans des filtres passe-haut et passe-bas a permis de clarifier certaines signatures magnétiques et de déterminer que les anomalies ovoïdes prennent source en profondeur. L'association du levé passé au filtre passe-bas au levé gravimétrique de la région montre que la plus importante des anomalies ovoïdes est associée à une anomalie gravimétrique. Des sources d'anomalies magnétiques et gravimétriques importantes sont présentes en profondeur sous la couverture siluro-dévonienne et sont vraisemblablement associées à des roches ultramafiques ou volcaniques. Ces anomalies pourraient refléter un équivalent en profondeur des lithologies du Complexe de Lady Step ou du Groupe de Shickshock.

Le levé magnétique haute résolution intégré à d'autres données nous a permis de mieux positionner des structures et des éléments stratigraphiques connus. L'usage d'outils d'exploration géophysique est donc un complément précieux pour raffiner la cartographie traditionnelle et à l'exploration. Ces outils ainsi que le traitement et la compilation des données sur un support informatique sont appelés à prendre de plus en plus de place dans le travail des géologues car ils permettent une meilleure compréhension de la disposition de la géologie de la région, autant en surface qu'en sous-surface.

Étude du pergélisol par tomographies électromagnétiques, dans la région d'Umiujaq, Hudsonie.

Éric Larrivée

Mercredi 23 Avril 2003, 11h00, local 4118
Université Laval, Pavillon Adrien-Pouliot

Dans le contexte du réchauffement planétaire annoncé, les régions pergélisolées du Québec Nordique seront parmi les premières touchées. Parmi les quelques méthodes non-destructrices existantes afin de mesurer les effets des changements climatiques sur l'environnement, celle des tomographies électromagnétiques présentent certains avantages. En descendant une antenne émettrice et une antenne réceptrice à l'intérieur de forages séparés de quelques mètres, nous sommes en mesure de recueillir le temps de propagation d'ondes électromagnétiques se propageant entre les deux forages dans le pergélisol. De ces temps de propagation et de la distance connue entre les antennes, l'inversion tomographique des données nous permet de calculer la lenteur puis la vitesse de propagation des ondes dans le pergélisol. Maintenant, la vitesse de propagation est directement dépendante de la constante diélectrique du milieu. La constante diélectrique étant déterminée par la cryostructure du pergélisol, cette méthode

permet d'observer la disposition des différents matériaux qui le compose, sa teneur en eau gelée ainsi que la présence de lentilles de glace. En comparant ces résultats avec des mesures in situ des températures du sol et ambiante ainsi qu'avec les descriptions du sol obtenues par les carottes des forages, nous obtenons des résultats inédits sur la formation de la cryostructure du pergélisol. De même, en répétant cette méthode au fil des ans, nous aurons la chance d'observer directement l'évolution du pergélisol suivant les changements climatiques et éventuellement peut-être d'en tirer un modèle évolutif. Ma présentation se composera donc d'un développement plus exhaustif du concept d'inversion tomographique, une section sur la méthodologie utilisée pour les tomographies ainsi que les tomogrammes réalisés à partir des levés exécutés à Umiujaq en juin 2001. Les tomogrammes obtenus correspondent bien à la stratigraphie de la région, bien que la résolution permise ne soit pas suffisante pour permettre de clairement distinguer le détail de la cryostratigraphie.

Observatoire de géodynamique

L'ARCTIQUE MIS À NU

Marion Grange

Émilie Tremblay-Paquet

Introduction



Fig. 1 - Photo du *Polarstern*, vaisseau d'exploration océanographique et brise glace de l'*Alfred Wegener Institute*, Allemagne

Tirée du site Internet <http://www.awi-bremerhaven.de/Polar/Pics/polarstern-e.html>

L'océan Arctique tient son nom du mot grec *arktos* qui signifie ours, en référence à la constellation de la Grande Ourse [6]. Il est le plus petit des océans avec une superficie de 12 000 000 km² et est limité par l'Amérique du Nord, l'Eurasie et le Groenland. Cet océan est presque fermé et ne communique avec le reste des océans que par la mer du Groenland, la mer de Norvège et le détroit de Béring. L'ensemble des dorsales et des bassins de l'océan Arctique est connu avec précision depuis seulement quelques années. Il est en effet très difficile d'étudier cette zone à cause de la calotte glaciaire. Néanmoins, de nombreux vaisseaux d'exploration scientifique parcourent l'Arctique depuis les années 1980 (Fig.1). Les connaissances sur cette région du globe ont fait un bond en avant

lorsqu'il a été possible d'installer des sonars sur des sous-marins nucléaires qui peuvent facilement se déplacer sous la couche de glace. Ces sonars ont alors été utilisés pour lever une carte précise des fonds océaniques au cours des programmes SCICEX (Scientific Ice Expedition) en 1998 et 1999 notamment [12].

Les structures océaniques

La dorsale Gakkel

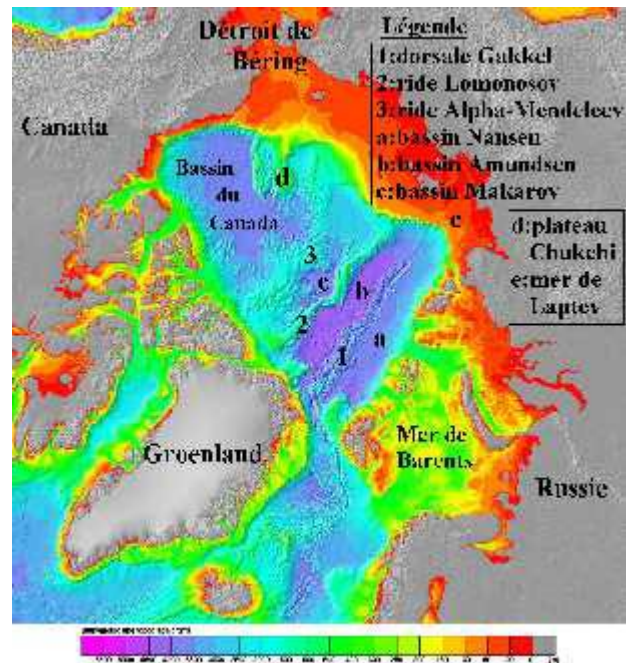


Fig. 2 – Carte bathymétrique des fonds océaniques arctiques

La dorsale Gakkel (Fig.2) constitue la zone d'expansion océanique active de l'océan arctique. Elle s'étend sur 1800 km et constitue la dorsale la plus lente parmi toutes celles qui existent sur la surface terrestre. Son taux d'expansion varie de 1.3 cm/an dans la partie ouest (partie proche du Groenland) à 0.6 cm/an à l'est où elle disparaît sous la marge de Laptev (Sibérie). Cette dorsale présente les caractéristiques exacerbées des dorsales lentes : une vallée axiale large de 15 à 20 km et profonde de 1500 à 1800 m. L'axe proprement dit atteint 4600 à 4800 m de profondeur par rapport à la surface de l'océan et jusqu'à plus de 5000 m localement [8]. En comparaison, la vallée axiale de la dorsale médio-Atlantique est large de 10 km, profonde de 1000 m et son axe ne se situe jamais à plus de 4500 m sous la surface. À certains endroits de la dorsale, la pente varie entre le flanc sud et le flanc nord: ceci suggère des différences de taux d'expansion entre ces deux flancs. Les flancs sont d'ailleurs extrêmement escarpés et présentent des structures en blocs lesquels sont séparés par d'immenses failles normales atteignant des profondeurs de plus de 4000 m. La dorsale n'est pas fragmentée par des failles transformantes, contrairement à la dorsale Atlantique.

D'autre part, de grandes anomalies gravimétriques négatives ont été mesurées au-dessus de la dorsale, prouvant ainsi l'effondrement gravitaire de celle-ci. Ces anomalies permettent de caractériser un excès de masse au niveau de la dorsale, en lien avec la proximité immédiate du manteau. Il n'y a néanmoins pas de

grand bombement régional de la lithosphère océanique comme dans le cas des dorsales rapides. Ceci indique que le manteau est froid et que la croûte océanique est amincie à l'extrême, voire inexistante. La croûte présente une épaisseur moyenne de 1 à 4 km, épaisseur très faible comparativement aux 6 à 7 km de la croûte atlantique [1]. De ce fait, les péridotites du manteau parviennent à affleurer sur le fond océanique et les rares échantillons récoltés indiquent qu'elles sont serpentinisées [9].

La dorsale Gakkel est ainsi marquée par une activité tectonique intense et une activité magmatique plutôt restreinte qui ne permet pas une alimentation constante à l'axe de la dorsale. Néanmoins, du matériel en fusion directement issu du manteau sous-jacent s'épanche sur le fond océanique et y crée de faibles reliefs de laves sur les bords de la dorsale [10]. Localement, ce matériel du manteau crée de véritables volcans sous-marins massifs. Une activité hydrothermale accompagne ce volcanisme et il est possible que des communautés biologiques uniques y soient associées puisque l'océan Arctique est isolé hydrographiquement des autres océans. Néanmoins, la recherche débute dans ce domaine et peu de données sont disponibles [11].

Enfin la dorsale Gakkel est le seul endroit du globe qui permet d'étudier le manteau polaire, de composition probablement différente de celle du manteau équatorial. De plus ce manteau n'est aucunement affecté par la contamination d'autres affinités pétrologiques différentes provenant par exemple de subduction avoisinante. Les basaltes issus de ce manteau sont d'ailleurs très primitifs, riches en magnésium et en nickel [9].

La ride Lomonosov

Cette ride est située au nord de la dorsale Gakkel (Fig.2). Elle s'étend sur environ 1700 km, des îles Ellesmere (au nord du Canada) jusqu'au pôle Nord où elle tourne et suit le méridien du 140° degré Est jusqu'au plateau continental des îles de Nouvelle Sibérie. Elle ne constitue pas un centre d'expansion océanique et son origine reste incertaine. Elle serait d'origine continentale et aurait été transportée à sa place actuelle par l'expansion océanique reliée à la dorsale Gakkel, depuis la mer de Barents (Fig.2). Elle est large d'environ 150 km, fragmentée en plusieurs morceaux et recouverte par près de 500 m de sédiments d'origine pélagique, déposés depuis le Cénozoïque. La ride Lomonosov est ainsi soumise à une subsidence depuis cette période. Elle est néanmoins peu profonde et plusieurs programmes d'exploration prévoient des dragages et forages de cette ride. Les carottes de sédiments ainsi prélevées permettront de reconstituer l'histoire paléo-océanographique de l'Arctique.

La ride Alpha-Mendeleev

Cette ride, découverte en 1957, est la plus imposante structure de l'océan Arctique avec une largeur variant entre 250 et 800 km (Fig.2). Son origine n'est pas encore connue de façon certaine à cause du manque de données géophysiques et plusieurs hypothèses existent quant à sa formation. Celle qui semble actuellement la plus vraisemblable favorise une origine magmatique (point chaud ou formée par une ancienne dorsale d'expansion océanique). Il a été possible de mesurer des anomalies magnétiques, de draguer des roches et de dresser des profils sismiques le long de cette ride. Cependant, il s'est avéré que les anomalies magnétiques ne

peuvent être reliées de façon certaine à une expansion océanique et que les roches, probablement des basaltes alcalins d'origine océanique, ne peuvent être datés. Seuls les profils sismiques permettent d'identifier une structure basale qui pourrait être la croûte océanique. Ces roches sont de plus situées sous des sédiments plus ou moins faillés, d'une épaisseur variant de 500 à 1200 m, ce qui ne facilite pas la prise de données géophysiques. Néanmoins, l'épaisseur des sédiments et une récente étude chronologique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indiquent que la ride se serait formée durant le Crétacé (82 ± 1 Ma) [15]. Ces données semblaient alors être cohérentes avec la signature magnétique d'une dorsale active qui aurait enregistré l'anomalie positive du Crétacé (entre 124 et 83 Ma). Nous verrons cependant plus loin que l'hypothèse du point chaud s'intègre mieux dans la reconstitution géodynamique.

Les marges continentales

Les marges de l'océan Arctique, du détroit de Béring jusqu'à la mer de Barents, en passant par la mer de Laptev (Fig.2) sont toutes des marges passives, fortement sédimentées. Elles comptent parmi les plus étendues du monde. Les sédiments de ces marges sont principalement des dépôts glaciaires [5]. L'épaisseur des sédiments varie de quelques centaines de mètres jusqu'à près de 8000m dans la mer de Laptev [2]. Ils sont tellement abondants qu'ils contribuent à l'agrandissement des marges.

La transition continent / océan

Le passage d'un type de croûte à l'autre se fait par l'intermédiaire de structures en blocs basculés, limités par de grandes failles normales, identiques à celles qui existent dans l'océan Atlantique. Il est probable que cette transition se fait par l'intermédiaire d'une croûte de type mixte, pas continentale mais pas encore tout à fait océanique. Les études sismiques indiquent la présence d'une zone d'une largeur variant entre 10 et 60 km dont la structure basale ne peut être clairement identifiée [2]. Elle pourrait correspondre à cette croûte de type intermédiaire. La structure quasi-circulaire de l'océan Arctique fait que la dorsale Gakkel vient se buter et s'arrêter sur la marge de la mer de Laptev. Cette marge bloque ainsi l'expansion de la dorsale. On devrait alors retrouver une zone transformante en relais avec la dorsale car une marge passive ne constitue pas une limite de plaque. Néanmoins, cette zone transformante est pour l'instant hypothétique et la limite de plaque pourrait être plutôt une limite de type diffuse, rejoignant la dorsale Gakkel à la subduction des plaques Nord-Américaine et Pacifique au nord du Japon, en passant à l'ouest de la péninsule de Kamtchatka.

Les bassins océaniques

Les bassins de Nansen et d'Amundsen sont situés respectivement au sud (plaque Eurasie) et au nord (plaque Nord-Amérique) de la dorsale Gakkel. Ensemble, ils constituent le bassin Eurasie. Ce dernier est la conséquence de l'accrétion océanique au niveau de la dorsale. Des anomalies magnétiques, symétriques et régulières, ont d'ailleurs été enregistrées de part et d'autre de cette dernière. La largeur des deux bassins décroît depuis le Groenland jusqu'à la marge de Laptev et est différente entre les deux bassins confirmant ainsi que le taux d'expansion de la dorsale varie d'est en ouest et d'un flanc à l'autre.

Les bassins de Makarov et du Canada sont séparés du bassin Eurasie par la ride Lomonosov, et constituent à eux deux le bassin Amérasie. Ce bassin est marqué par des anomalies magnétiques

mal définies, ce qui a été longtemps un obstacle pour connaître son origine. L'état actuel des connaissances indique que le bassin de Makarov s'est formé de la même façon que la ride Alpha-Mendeleev et possède donc un substrat océanique, néanmoins plus fin que celui de la dorsale Alpha-Mendeleev. Les hypothèses de formation du bassin Amérasie sont encore nombreuses, mais il aurait pu être créé par une dorsale océanique, aujourd'hui disparue, et située perpendiculairement à la ride Alpha-Mendeleev, dans le bassin Eurasie.

Le plateau de Chukchi

Localisée entre le détroit de Béring et le pôle Nord, cette structure est située à seulement 270 m de la surface de l'océan. Le manque de données ne permet pas de trancher quant à son origine. Gratz et al. (1979) favorisent une origine continentale mais le rapprochement de cette structure avec celle du plateau de Vöring (situé dans la mer de Norvège) pourrait indiquer qu'il est constitué de matériel volcanique mafique.

Évolution géodynamique de l'Arctique

Il est extrêmement difficile de savoir à quoi ressemblait l'Arctique il y a plus de 500 Ma. C'est pourquoi l'évolution géodynamique de la région arctique abordée ici débute il y a environ 480 Ma, à l'Ordovicien, alors que la Terre avait déjà plus de 3 Ga.

L'histoire commence lors de la formation de la chaîne Inuitienne, une chaîne de montagne contemporaine aux Monts Ourals en Russie. La chaîne Inuitienne est située sur la marge nord du Groenland et sur la côte arctique des îles nordiques canadiennes. Au Carbonifère moyen (environ 315 Ma), la compression venant de l'ouest crée une ouverture arrière-arc de la zone entre le Groenland et la Norvège et sur la marge nord du Groenland[13]. Ce type d'ouverture est caractérisé par des failles normales en extension, ce qui provoque l'effondrement de la croûte continentale en blocs basculés. Ce mouvement s'intensifie jusqu'au Jurassique moyen (environ 165 Ma) : la croûte continentale s'amincit sous l'effet de l'extension jusqu'à la création d'une croûte océanique vers 155 Ma. Au même moment, l'océan Atlantique a déjà commencé son expansion sur la côte est du continent nord-américain. Pendant que de la croûte océanique apparaît à plusieurs endroits entre le Groenland et la Norvège, puis au nord dans l'Arctique, un autre rift d'expansion se développe entre la côte ouest du Groenland et le continent nord-américain. Ce rift atteint le stade de création de croûte océanique et une dorsale active éloigne alors le Groenland du Labrador jusqu'à environ 5 Ma[13][2]. Ainsi, la dorsale de l'Atlantique se subdivise en deux branches de part et d'autre du Groenland pendant près de 150 Ma.

Pendant ce temps, dans l'Arctique, le rift de la côte nord du Groenland se développe lui aussi. Au Crétacé inférieur (environ 140 Ma), l'activité s'intensifie dans ce secteur. Des éruptions, probablement de type point chaud, peuvent être observées dans le bassin Amérasie et à l'est de la lame continentale qu'est la ride Lomonosov[2]. Le bassin Amérasie connaît une expansion de type océanique à cette époque et un point chaud semble coïncider avec une dorsale en son milieu. La ride Alpha-Mendeleev, perpendiculaire à la dorsale, correspond d'ailleurs peut-être à l'activité de ce point chaud[13]. Puis, la dorsale du bassin Amérasie cesse sa production de croûte après seulement 65 Ma, en réponse à un changement des contraintes dans cette région. Il faut noter aussi qu'une grande zone transformante borde la marge nord du

Groenland et l'ouest de l'île de Svalbard jusqu'à la dorsale nord-atlantique.

Le prochain épisode important du point de vue géodynamique se situe il y a 60 Ma, c'est-à-dire au Paléocène (Fig.3). À cette époque, le point chaud qui forme l'Islande actuelle connaît une grande activité volcanique. Une telle activité peut aussi s'observer du côté ouest du Groenland. De plus, on observe la naissance de la dorsale Gakkel, la dorsale la plus lente de toute la planète[13]. Cette dorsale permet de séparer un lambeau de croûte continentale à la marge sibérienne, la ride Lomonosov[2].

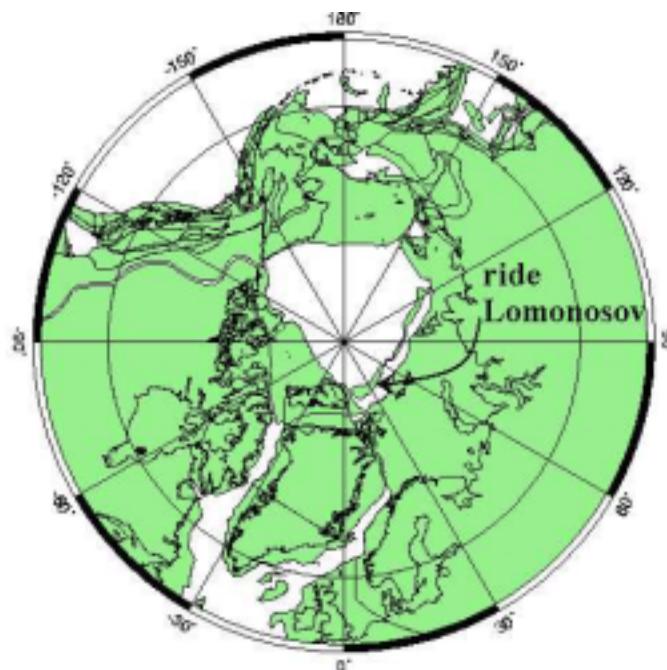


Fig. 3 – Reconstitution paléogéographique de l'emplacement des plaques tectoniques il y a 55 Ma (début du Cénozoïque)

Établie à partir du site de l'Ocean Drilling Stratigraphy Network (www.odsnet.de)

Depuis cette époque, la dorsale Gakkel évolue et produit de la croûte océanique, comme la dorsale Atlantique et la zone transformante reliant ces deux dorsales. Le bassin Amérasie et les marges continentales qui bordent l'océan Arctique se sédimentent tranquillement et aucune activité magmatique autre que celle sur la dorsale Gakkel n'est observée. Par contre, une chaîne de montagne contemporaine à l'évolution de la dorsale Gakkel est située à l'est de la rivière Lena (Sibérie). Cette rivière correspondrait à une limite de plaque tectonique diffuse et s'étirerait jusqu'à la zone de subduction dans le Pacifique au nord du Japon. Un point de rotation imaginaire situé sur la marge passive de Sibérie, à la sortie de la rivière Lena, pourrait expliquer l'ouverture en ciseau de la dorsale et donc le fait qu'il y ait expansion dans l'Arctique et compression en Sibérie.

Conclusion

Nous avons vu que la région arctique est une région complexe au niveau géodynamique, mais passionnante. En effet, depuis que les scientifiques explorent les fonds marins au pôle Nord, ils découvrent de nombreux phénomènes nouveaux et exceptionnels. D'abord, il y a la dorsale Gakkel qui est la plus lente, la plus

Les Philippines

Jessica Veillet
Alma Vega

La République des Philippines est un archipel de 7 107 îles étalées sur une longueur de 1850 km. Aux latitudes de 5 à 20 °N, elle se situe au Sud-Est de l'Asie et est bordée au Nord-Est par Taiwan et au Sud-Ouest par Bornéo. Globalement, trois groupes d'îles s'y distinguent, celui de Luzon au Nord, celui des îles de Palawan et de Visayan au centre puis l'ensemble Mindanao au sud. C'est sur l'île de Luzon que la capitale Manila se trouve.

Ancienne colonie d'Espagne, contrôlée ensuite par les États-Unis, la République des Philippines obtint finalement son indépendance en 1946. La population, de 67 144 060 habitants, vit principalement de l'exploitation de minéraux et du fruit de diverses plantations (riz, canne à sucre et maïs). Les plus grands gisements exploités sont de chromite, de cuivre, de manganèse, de fer et d'or. Les plus petits sont de plomb, d'argent, de mercure, de pétrole, de nickel et d'uranium. La formation de ces îles est reliée au développement d'arcs insulaires qui relève de la dynamique de plaques convergentes et ses paysages arborent donc un style plutôt montagneux, avec parfois des parcelles de plaines. Il s'agit d'une zone de déformation complexe marquée par de fréquents tremblements de terre de surface, où environ une vingtaine de volcans sont d'ailleurs actifs.

Géodynamique

L'histoire commence au Paléocène, lorsque la section Sud-Est de la plaque Eurasie entre en processus d'extension. Le cycle de Wilson suit son cours normal et vers le milieu de l'Oligocène un rift bien développé amène la création de lithosphère océanique. La transgression marine sus-jacente porte le nom de Mer de Chine et les seamounts qui l'ont formée sont observables le long de la chaîne volcanique linéaire Nord-Est, aux latitudes 15 °N. L'expansion se termine au Miocène supérieur et dans les mêmes sphères temporelles une fracture se dessine au nord-est de cette lithosphère. Un tronçon de plaque s'effondre ensuite puis est subducté sous la plaque des Philippines, le long des fosses de Manila, Negros et Cotabato, d'où la présence de trois groupements d'îles mentionnés plus haut. Quant à la convergence entre les îles Philippines et la frontière ouest de la plaque des Philippines, elle se produit le long du Bassin Est de Luzon et de la fosse des Philippines. Une importante faille transformante (1200 km d'extension longitudinale) s'est développée en réponse aux tensions latérales de ces deux zones de subduction, la faille des Philippines. (fig. 1)

élevée en altitude (1224 m du niveau marin [8]) et celle dont la croûte océanique est la plus mince (1 à 4 km). Ensuite, des structures continentales isolées se retrouvent au milieu de bassins comme la ride Lomonosov. Aussi retrouve-t-on des vestiges crétacés d'une dorsale océanique et d'une ride provoquée par un point chaud dans le bassin Amérasie. Finalement, l'océan Arctique est entouré des plus grandes étendues de plateaux continentaux. C'est l'Arctique qui résout peut-être le problème de limite de plaque entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord au niveau de l'est de la Russie avec une limite de plaque diffuse qui serait le prolongement de la dorsale Gakkel. Bien des scientifiques prévoient investiguer l'Arctique car ses marges continentales montrent un potentiel pétrolier et les cheminées hydrothermales qui précipitent des sulfures près de la dorsale Gakkel représentent un potentiel économique. Dans les prochaines décennies, il faudra donc surveiller l'exploration de la région du globe la moins connue jusqu'à maintenant.

Références

- [1] Coakley, B.J., Cochran, J.R., 1998, *Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean)*, *Earth and Planetary Science Letters*, 162, p 81-95
- [2] Jackson, H.R., Gunnarsson, K., 1990, *Reconstructions of the Arctic : Mesozoic to Present*, *Tectonophysics*, 172, p 303-322
- [3] Micheal, P. et al., 2001, *International Gakkel Ridge Icebreaker Cruise in Summer 2001*, *International Ridge-Crest Research : Arctic Ridges*, vol 10(1)
- [4] Sekretov, S.B., 2002, *Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasian Basin*, *Actic Ocean*, *Tectonophysics*, 351, p 193-243
- [5] Vogt, P.R. et al., 1998, *Arctic margin gravity highs remain puzzling*, *EOS*, vol. 79, number 49

Sites internet consultés

- [6]http://fr.encyclopedia.yahoo.com/articles/cl/cl_178_p0.html
- [7]<http://www.who.edu/media/gakkel.html>
- [8]http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/Bathymetry/gakkel/gak_inter.html
- [9]<http://www.gpi.uni-kiel.de/~cwg/DeRidge/Gakkel.html>
- [10]<http://www.agu.org/pubs/crossref/2003/2002JB001830.shtml>
- [11]<http://www.nsf.gov/od/lpa/news/press/01/pr0193.htm>
- [12]http://www.earthinstitute.columbia.edu/news/story2_4_01.html
- [13]<http://www.searchanddiscovery.com/documents/97020/memoir43.htm>
- [14]<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>
- [15]<http://www.awi-bremerhaven.de/Publications/Jok2001a.pdf>

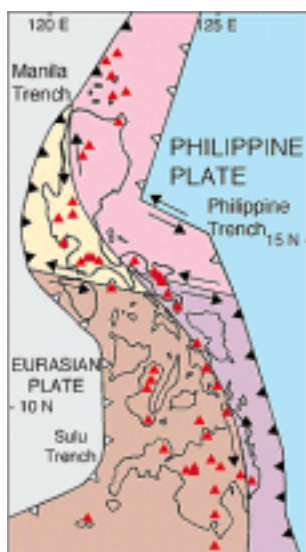


Figure 1: Schéma général des fosses de subduction entourant les Philippines

L'arc de Luzon est un bel exemple de représentation physique de tels événements. L'ouest de l'île de Luzon s'est donc formé suite à la subduction au niveau de la fosse de Manila, qui elle s'étend des latitudes 13 à 20°N. On y retrouve des ophiolites datant de l'Éocène inférieur. Tandis que la partie Est de l'île résulte d'une subduction au niveau du " Bassin " Est de Luzon. Au fait, ce bassin s'est développé en réponse à une subduction antérieure et a été déplacé ensuite par une faille transformante fosse-fosse. Ce bassin se définit par une dépression bathymétrique de 5.2 km, aux latitudes 15 à 17 °N. Il y a de plus, un prisme d'accrétion de faible dimension aux abords de cette fosse. Les distances focales des tremblements de terre montrent aussi que la lithosphère sous ce bassin a été subduite dans la fosse des Philippines à une profondeur de moins de 200km. Ces deux faits concordent avec la théorie suggérant un âge relativement jeune pour cette fosse. Une hypothèse est posée comme quoi ce système remplacera bientôt celui de Manila car il n'y a pas d'activité sismique notable liée à la subduction de la mer de Chine.

Plus au nord, la subduction se manifeste par l'approche de la marge continentale eurasiatique de l'arc volcanique et l'inévitable collision débute au Miocène supérieur. La pente de la marge varie suffisamment pour influencer la direction de la collision et celle-ci se fera donc obliquement. Il est possible d'observer les différentes étapes allant de la subduction intra-océanique à l'effondrement de l'arc et sa subduction en passant par les différents stades de collision arc-continent.

Les structures géologiques résultant de ces phénomènes sont observables sur l'île de Taiwan. Au sud de l'île, ce sont les sédiments déposés du pré-Tertiaire à l'Holocène qui, soumis à la compression du jeu des plaques environnantes, ont été compactés, plissés puis soulevés. Il s'agit ici de la formation normale d'un prisme d'accrétion. Tandis que la partie nord de l'île a été soulevée suite à la subduction et à la compression causant ainsi la remontée du socle de Taiwan. L'île se compose de quatre grandes unités tectoniques, orientées nord-sud. De l'ouest vers l'est, il y a les dépôts, maintenant plissés, de l'ancienne marge passive du

continent Asiatique, avec l'importante faille Lishan-Laonung délimitant la frontière des plaques, le prisme d'accrétion avant collision, le continent Eurasie soumis à la compression, la Vallée longitudinale qui marque la suture de collision et finalement l'accrétion de l'arc Luzon et des dépôts d'avant-arc.

Dans la région centrale des Philippines, le volcanisme récent s'est produit le long de deux principales chaînes nord-sud. Bicol, la plus à l'est, résulte d'une subduction à faible pendage associé à la fosse des Philippines. Les débris pyroclastiques d'un bassin sédimentaire local montrent que les épanchements se sont faits du Miocène supérieur à aujourd'hui. Ces laves sont principalement composées d'andésites à pyroxène-hornblende. La deuxième chaîne, plus ancienne, se trouve au nord-est de Luzon et résulte d'une subduction à pendage plus prononcé au niveau des fosses Sulu et Manila. Les laves y sont de types tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques. Des éruptions phréatiques d'affinité andésite-alcaline se produisent sur une zone est-ouest dans Luzon central. Ceci pourrait révéler une faille transformante " ductile " à composante d'expansion joignant les portions les plus actives des zones Philippines et Manila.

Volcanisme



Figure 2 :Localisation du volcan Pinatubo

La subduction de la plaque Philippines sous la plaque eurasiatique provoque la formation de stratovolcans. Ils sont communs dans ce type de zone magmatique et les laves sont de type a'a. Les stratovolcans ont cette appellation parce qu'ils se composent de plusieurs strates; par exemple des couches de cendres, de produits pyroclastiques, des coulées de laves... Ils peuvent aussi comporter la présence de dykes provenant de la chambre magmatique.

Un exemple de volcanisme récent est le Pinatubo, situé sur l'arc de Luzon (fig.2), mérite un peu d'attention. Lié à l'activité de la Fosse de Manila et après un sommeil de 500 ans, il s'exprima intensivement le 15 juin 1991. Après l'éruption du Katmai en Alaska (1912), les dimensions de cet événement le portent au second niveau d'importance, dix fois plus que celle du Mont St-Helens.

Un immense nuage de cendres s'est élevé à plus de 35 km dans le ciel et un souffle brûlant a ébranlé le paysage sur une cinquantaine de kilomètres vers l'est. L'injection massive de sulfure de dioxyde dans la stratosphère a même refroidi le climat global de la planète pendant les deux années subséquentes à l'éruption.

D'explosives éruptions ont donné naissance à des coulées pyroclastiques, mélanges très denses de particules rocheuses et de gaz se déplaçant à grande vitesse et produit des lahars. Ce

terme indonésien décrit un mélange chaud-froid d'eau et de fragments de roches en mouvement. Certains disent aussi des mudflows ou encore des flots de débris. Les sédiments de l'éruption remplirent les canyons, jusqu'à des épaisseurs de l'ordre des 200 mètres, en s'écoulant de par les rivières ou encore en créant leurs propres parcours sur les flancs du volcan.

Pendant les mois qui suivirent, de fréquents glissements de terrains, amplifiés par l'action des pluies torrentielles saisonnières, ont érodé ces dépôts volcaniques, au grand dam des habitants du pied de la montagne. Heureusement un système de détection de tels mouvements fluidaux était installé en amont des villages, de manière à prévenir la population qu'elle aurait à se déplacer. Aujourd'hui, un millier de glissements de ce genre se sont produits suite au volcanisme du 15 juin 1991. Les logis de 200 000 personnes ont été détruits et environ 120 000 hectares de terres ont été recouverts d'un mètre de sédiments volcanodétritiques. En plus d'inonder plusieurs kilomètres carrés de territoire fertile à l'agriculture, de recouvrir de boues les infrastructures de plusieurs communautés, ces lahars ont participé à la fulgurante détérioration de la qualité de l'eau accessible à la population.



Figure 3 : Paysage avant l'éruption de 1991



Figure 4 : Paysage après l'éruption de 1991

En définitive, les Philippines reposent sur un coin de terre mouvementé et cette situation devrait perdurer encore quelques millions d'années. Les arcs insulaires formés lors de différentes phases de subduction, s'entrechoquent, se réorganisent et parfois se retrouvent finalement à être subductés dans le manteau. Plusieurs mécanismes gouvernent ces interactions et ce n'est que la micro pointe de l'iceberg qui a été présentée ici.

Références

R.K.Cardwell, B.L. Isacks, and D.E. Karig, The Spatial Distribution of Earthquakes, Focal Mechanism Solutions, and Subducted Lithosphere in the Philippine and Northeastern Indonesian Islands, Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, New York

Debelmas J., Mascle G., Les grandes structures géologiques, 4^e édition, Dunod

Huang, C.-Y., Yuan, P.B., Lin, C.-W., Wnag, T.K and Chang, C.-P., 2000. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. Tectonophysics, 325 :1-21

Philippines Web: <http://www.psusd.k12.ca.us/pshs/studentpages/philippines/intro.htm>



Le journal d'information du département de Géologie
et de Génie géologique de l'Université Laval
Pavillon Pouliot, 4^{ème} étage
Université Laval, Québec
G1K 7P4

<http://www.ggl.ulaval.ca>
journal@ggl.ulaval.ca

Rédacteur en chef : Réjean Hébert

Éditeur-journaliste : Carl Guilmette

Logo : Réjean Hébert (idée), Félix-Antoine Comeau (conception)

Spécialiste informatique : Pierre Therrien

Corrections éditoriales : Agathe Morin

Le Géoscope est publié mensuellement lors des sessions automnale et hivernale et financé par le Département de Géologie et Génie géologique de l'Université Laval.

Date de tombée pour le prochain numéro : Jeudi 1er Mai 2003.

Envoyez vos articles en remorque à l'adresse ci-contre, de préférence dans un fichier de traitement de texte Word. Les textes ne devraient pas dépasser 500 mots. Les images seront reçues de préférence en format .jpg selon une résolution de 300 dpi.