

De la banquise à la croûte terrestre : les lois d'échelle de la fracturation



La banquise – cette fine pellicule de glace de quelques mètres d'épaisseur se formant à la surface des océans polaires – et la croûte terrestre présentent des comportements mécaniques étonnamment similaires. Toutes deux ont un comportement fragile fortement intermittent, et pour lequel la déformation se concentre le long de zones de failles très étroites. Cette déformation est caractérisée par des épisodes de forte activité entrecoupés de périodes plus calmes, de durée variable. A partir des interactions mécaniques entre failles et fractures émerge un comportement collectif complexe caractérisé par une intrication surprenante entre les échelles de temps et d'espace. Pousser la comparaison entre ces deux objets a priori si différents permet de révéler la nature de certains processus sous-jacents.

A première vue, il y a bien peu de rapport entre la banquise, dérivant sans cesse sous l'effet des vents et des courants marins, et la croûte terrestre, de plusieurs dizaines de kilomètres d'épaisseur, se déformant sous l'effet de la convection dans le manteau. Toutefois, à y regarder de plus près, les comportements mécaniques de ces deux objets sont semblables sur bien des points. Ils répondent aux sollicitations mécaniques essentiellement de manière fragile, c'est-à-dire en se fracturant plutôt qu'en se déformant de manière ductile. Dans ce qui suit, la déformation ductile fait référence à une déformation inélastique non cassante, et donc aisé, d'origine plastique ou visqueuse. La friction joue un rôle essentiel, et étonnamment semblable dans les deux cas, lors du glissement le long des failles sous l'effet de contraintes cisailantes. Hors de ces zones de faille, la glace de mer ou les roches se déforment très peu. Ces mouvements cassants et cisailants se déclenchent de manière brutale, engendrant des vibrations, les ondes sismiques, parfois dévastatrices dans le cas de la croûte terrestre et dont l'amplitude est fonction à la fois de la quantité de glissement le long de la faille, et de la surface de rupture sur laquelle ce glissement a eu lieu, ce qui permet d'obtenir une image indirecte de la déformation de la croûte terrestre à partir de données sismologiques. Si une compréhension accrue des processus physiques à l'origine des ruptures de la croûte terrestre, et donc des séismes, demeure primordiale pour une meilleure évaluation des risques sismiques, l'enjeu, pour les glaces de mer, est tout autre. Dans ce cas, les fractures, en modifiant les

échanges entre l'océan et l'atmosphère ou la dynamique globale de la banquise, vont jouer un rôle important sur le devenir, assez sombre, de celle-ci au cours de ce siècle. À titre d'exemple, l'intensification de la fracturation aura comme conséquence d'accélérer la dérive et la déformation des glaces de mer, une évolution que nous avons mise en évidence sur les dernières décennies, avec une augmentation sur les 30 dernières années d'environ 10 % par décennie de la vitesse moyenne de dérive, et de plus de 50 % par décennie pour la vitesse de déformation moyenne. La banquise, devenue plus mobile, s'évacuera plus rapidement hors du bassin arctique à travers les détroits de Fram, de Bering ou de Nares, avec d'évidentes conséquences en termes de bilan de masse global.

Une autre caractéristique commune à la déformation de la banquise et de la croûte est leur invariance d'échelle spatiale. Si la déformation fragile se localise le long de failles et de fractures, celles-ci existent à toutes les échelles, depuis le cristal individuel de quartz ou de glace, jusqu'à l'échelle des plaques lithosphériques ou du bassin arctique. En fait, une grande faille peut être vue comme une structure fractale, faite d'une succession de segments plus petits, que l'on peut eux-mêmes considérer comme un assemblage de structures encore plus fines, et ce à toutes les échelles. La similitude entre d'une part la banquise et la croûte, et d'autre part les échelles d'observation, est bien illustrée sur la *figure 1*. La déformation de ces objets étant localisée sur les failles, elle sera également caractérisée par des invariances d'échelle.

Article proposé :

Jérôme Weiss, weiss@lgge.obs.ujf-grenoble.fr,
Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, UMR 5183, CNRS/UJF, Grenoble

David Marsan, David.Marsan@univ-savoie.fr,
Institut des Sciences de la Terre, UMR 5275, CNRS / Univ. Chambéry / Univ. Grenoble 1 / IRD, Chambéry

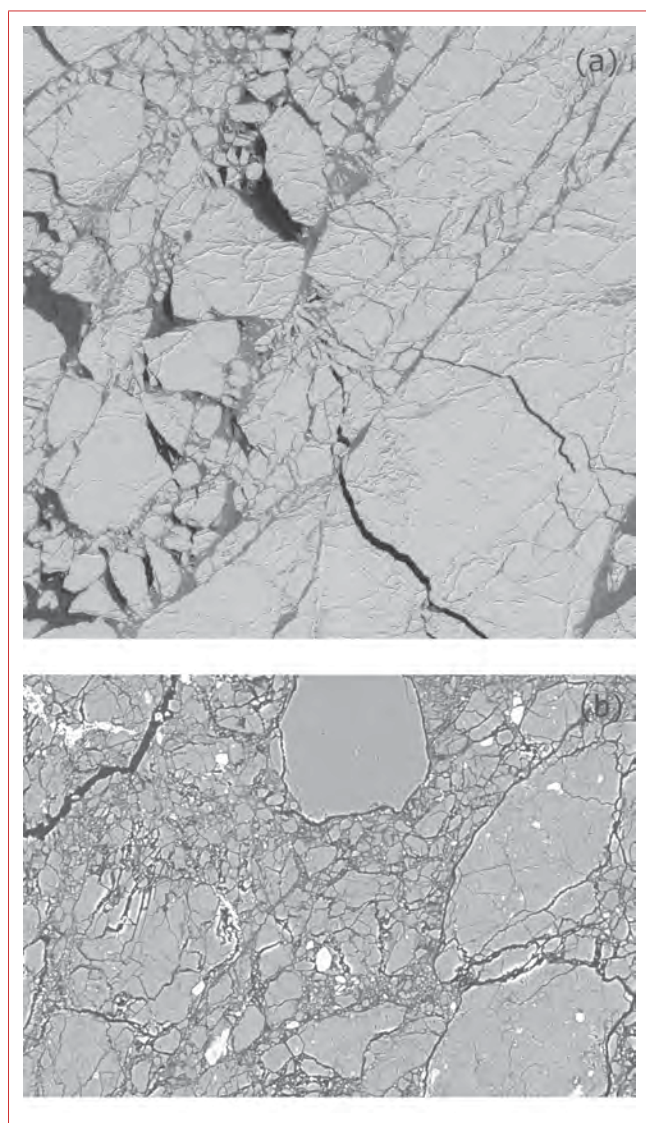


Figure 1 – L'invariance d'échelle de la fracturation des roches et des glaces. Sans indication, il est bien difficile d'estimer l'échelle de ces images ou la nature du matériau. Le rapport d'échelle entre la figure du haut et celle du bas est de 44×10^6 .

(a) Portion de la banquise arctique vue du satellite SPOT, le 6 avril 1996, au nord de l'archipel nord-canadien. L'image couvre une région de $14,7 \times 14,7$ km², fortement déformée le long d'une faille.

(b) Photographie en microscopie électronique à balayage d'un échantillon de granodiorite du cœur de la faille de Nojima au Japon. La section fait environ 380×265 μm² (Auteurs de la photographie : A.M. Boullier, N. Keulen et O. Romeyer).

Si des similitudes frappantes existent entre la banquise et la croûte, des différences fondamentales demeurent. La principale est la nature des forces motrices engendrant la déformation, et par voie de conséquence la cinématique associée. Dans le cas de la croûte terrestre, la convection mantellique entraîne des vitesses de déplacement v à la surface de l'ordre de quelques cm par an. Ce déplacement, localisé sur une zone de faille de quelques dizaines de km d'extension latérale l (cas de la Californie par exemple), donnera une vitesse de déformation v/l de l'ordre de 10^{-6} par an, soit environ 3×10^{-9} par jour. Mais, hors de ces

zones de faille, cette valeur sera quasi-nulle. À titre de comparaison, la vitesse de déformation mesurée dans des zones actives de la banquise, sous l'effet des vents et des courants océaniques, peut facilement dépasser les 10 % par jour, soit 8 ordres de grandeur plus rapide que pour la croûte. Cette différence explique que les méthodes appropriées pour étudier la déformation de ces deux objets soient de nature très différente.

Mesurer la déformation fragile de la croûte terrestre (approche discrète), et de la banquise (approche continue)

Malgré les avancées récentes en géodésie (GPS...) et en télédétection (interférométrie), obtenir une image directe et fidèle de la déformation fragile dans la croûte terrestre demeure une gageure, étant donné les très faibles valeurs en jeu. C'est la raison pour laquelle il est plus pertinent d'utiliser les données sismologiques. Pour cela, on définit le moment sismique M d'un séisme. La notion de *moment* provient du fait qu'en élastodynamique un séisme observé à suffisamment grande distance pour être considéré comme une source ponctuelle (on parle de champ lointain) générera des ondes sismiques similaires à celles produites par un double couple de forces. Ce moment sismique se définit simplement comme $M = \mu \times u \times S$, où u est le glissement moyen sur la surface de glissement S , et μ le module élastique de cisaillement du milieu. M est ainsi une mesure de l'énergie du séisme. Même si seule une part très faible (environ 10 milliardièmes) de cette énergie est effectivement libérée sous forme d'ondes sismiques, on a pu établir une relation empirique entre la magnitude M_w , dite magnitude de moment, d'un séisme et son moment sismique exprimé en N.m : $\text{Log}_{10}(M) = 1,5 M_w + 9,1$. En dehors d'un effet de saturation aux très grandes magnitudes, M_w est similaire à la magnitude estimée à partir de l'amplitude des ondes. Ainsi, la magnitude de 5,2 du séisme d'Annecy de 1996, l'un des plus importants en France métropolitaine au cours de ces dernières décennies, correspond à un moment sismique d'environ 10^{17} N.m. Pour le tristement célèbre séisme de Sumatra de 2004 (de magnitude 9,3), la valeur est un million de fois plus élevée, environ 10^{23} N.m.

En rapportant M à un volume donné (grand par rapport à la taille de la zone de glissement), on définit une mesure de la déformation de ce volume accommodée par le séisme, et on peut ainsi estimer indirectement la déformation crustale à partir des enregistrements sismiques.

Le glissement u localisé le long de la faille entraîne une modification du champ de déformation élastique de la croûte, maximale à proximité de la faille et proportionnelle à M . Considérant un intervalle de durée t , on peut alors théoriquement déterminer l'évolution de la déformation fragile dans une région donnée en superposant les contributions individuelles de tous les séismes enregistrés

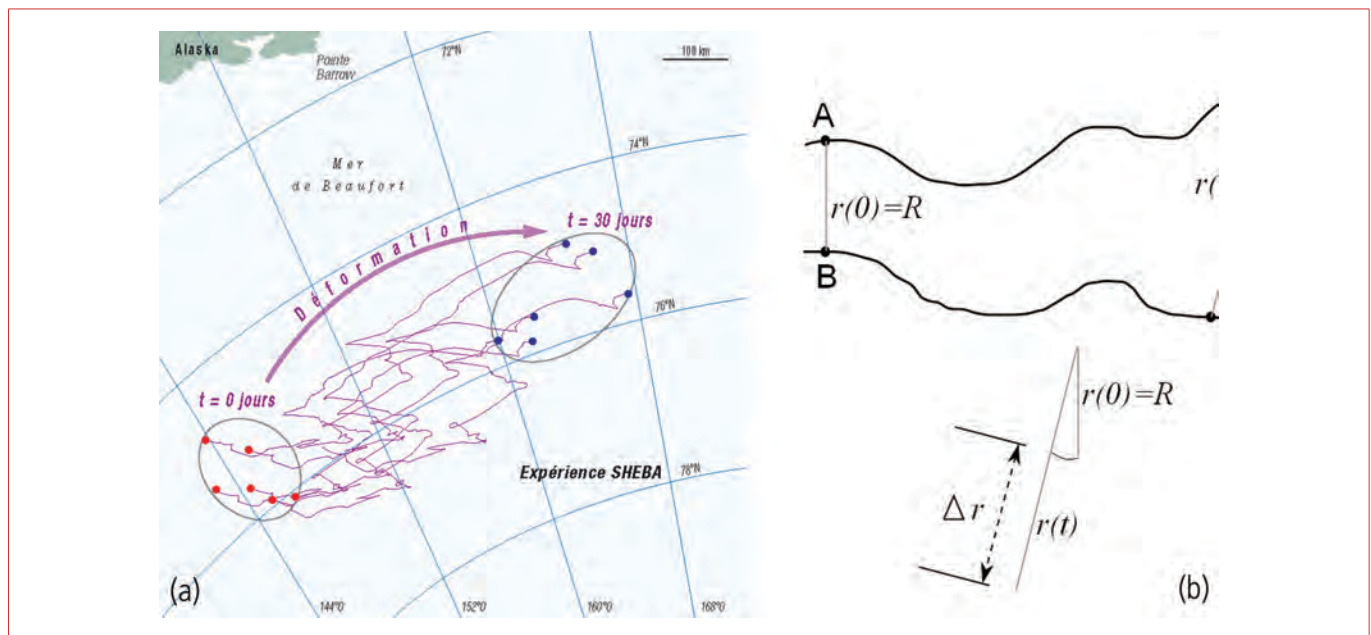


Figure 2 – L'analyse de la dispersion des bouées dérivantes pour mesurer la déformation de la banquise.

(a) Dispersion au cours d'une période d'un mois de 6 bouées lâchées le 24 octobre 1997 dans la mer de Beaufort lors de l'expérience SHEBA. Chaque bouée suit une trajectoire complexe, mais qui se différencie progressivement des trajectoires voisines au cours du temps, au gré des mouvements relatifs, et donc de la déformation, au sein de la banquise. Une telle grappe de bouées relativement proches et fonctionnant simultanément est rare : c'est la raison pour laquelle la dispersion de paires de bouées a été utilisée pour estimer les vitesses de déformation de la banquise.

(b) Principe de mesure de la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}$ à partir de la vitesse de dispersion de paires de bouées.

dans la région pendant cet intervalle. Cette estimation est toutefois difficile, en particulier parce que les tailles des séismes terrestres sont distribuées en loi de puissance, ce qui constitue d'ailleurs une autre forme d'invariance d'échelle du processus de déformation fragile. Exprimé en termes de moment sismique, cela revient à dire que la densité de probabilité de M varie comme $f(M) \sim M^{-b_M}$ où b_M est un exposant remarquablement constant et universel, proche de 5/3. Les propriétés statistiques de ce type de distribution impliquent que les grands séismes, bien que très rares, dominent la déformation globale. Or la modification du champ élastique associée à ces grands séismes dépend de la géométrie de la zone de rupture, très difficile à estimer dans le détail, ainsi que de l'hétérogénéité structurale de la croûte. Ainsi, il semble plus judicieux, pour déterminer de quelle manière la déformation fragile de la croûte dépend des échelles d'espace et de temps considérées, de se contenter de l'image « discrétisée » de celle-ci fournie par les séismes.

Dans le cas de la banquise, si les ruptures produisent bien des « tremblements de glace » (voir encadré), les données sismologiques existantes sont trop parcellaires pour obtenir une telle image discrétisée. À l'inverse, la cinématique des glaces de mer étant beaucoup plus rapide, il est possible d'estimer de manière plus directe, en continu, les vitesses de déformation à partir du suivi de traceurs, dits lagrangiens car dérivant avec la glace. La première solution consiste à utiliser les trajectoires de bouées lâchées régulièrement sur la banquise de l'océan arctique pour récolter des données météorologiques (pression, température) (figure 2). La vitesse de dispersion des bouées,

c'est-à-dire la vitesse à laquelle elles se séparent (plus fréquent), ou se rapprochent (plus rare), au cours du temps et en fonction de leur séparation initiale, permet d'estimer la vitesse de déformation de la banquise. Trois bouées fonctionnant simultanément sont un minimum pour déterminer les différentes composantes de la déformation (cisaillement, divergence). Cette condition étant trop restrictive pour étudier la déformation sur des gammes d'échelles de temps et d'espace suffisantes, on peut également se contenter de la dispersion de couples de bouées pour calculer un scalaire englobant les différents modes de déformation, sans distinction. Ceci revient à utiliser une méthodologie initialement développée pour l'étude de la turbulence des fluides pour analyser le comportement d'un solide fragile.

La vitesse de déformation, aux échelles de temps t et d'espace R , est définie en normalisant la dispersion $\Delta r(t)$ obtenue au bout d'un temps t par la séparation initiale $r(0) = R$: $\dot{\epsilon}(t, R) = \frac{\Delta r(t)}{R \times t}$. Notons que la vitesse de déformation est invariante par changement d'échelle de longueur. De plus, cette définition ne distingue pas le mode de déformation (divergence, cisaillement), mais s'affranchit de la rotation solide (voir figure 2b).

Un autre jeu de données, provenant de l'imagerie satellitaire, permet également de déterminer les champs de déformation de la banquise. En identifiant, à chaque début d'hiver, plus de 40 000 points caractéristiques reconnaissables (fragments de glace, zone de contraste entre banquise et eau libre,...) assez régulièrement disposés sur une cartographie radar de l'océan arctique,



Encadré

Et les tremblements de glace ?

Si, dans le cas de la croûte terrestre, la déformation fragile est étudiée de manière indirecte, incrémentale, par l'intermédiaire des données sismologiques, qu'en est-il de la banquise ? Sa déformation s'accompagne-t-elle de tremblements de glace ?

L'étude de la propagation des ondes élastiques au sein de la banquise remonte aux années 60, mais elle est restée très limitée comparativement à la sismologie crustale. Les sources potentielles de ces vibrations sont très variées et couvrent une gamme de fréquence très large, depuis les ondes de gravité comme la houle océanique qui peut se propager, et se mesurer, à travers tout le bassin arctique et dont la période est de quelques dizaines de secondes, jusqu'au bruit haute fréquence (jusqu'à 1 000 Hz). Comme dans le cas de la sismologie crustale, il s'agit d'identifier les sources liées à la fracturation, la déformation et au glissement le long des failles. La majorité des études effectuées depuis un demi-siècle dans l'Arctique sont basées sur l'emploi d'hydrophones installés dans l'océan à quelques mètres sous la surface de la glace, à des fréquences variant de quelques Hz au millier de Hz. Il s'agit donc de bruit haute fréquence dont une part a été attribuée à de la fracturation thermique liée à un cycle de température diurne à l'automne ou au printemps. Dans les rares cas où le moment sismique associé à ces tremblements haute fréquence a pu être estimé, les valeurs obtenues ont été très faibles, de l'ordre de 10^6 à 10^7 N.m, correspondant à des magnitudes comprises entre -2 et -1 sur l'échelle de Richter, pour des fractures d'une centaine de mètres de long et des déplacements u de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de μm : bien peu de choses à voir donc avec les mouvements cisailants de grande ampleur clairement visibles sur les animations d'images satellitaires (voir *figure 3*).

Les analyses sismologiques véritables utilisant des géophones (sismomètres) posés sur la glace sont encore plus rares. D'avril à septembre 2007, nous avons pu déployer un réseau de sismomètres sur un rayon d'environ un kilomètre autour de la goélette Tara prise par les glaces lors de sa dérive le long du courant transpolaire. Il s'agissait de capteurs à trois composantes, mesurant à la fois les déplacements verticaux et horizontaux, et à large bande, avec une période de coupure à 60 s. Se superposant au signal de la houle, une activité sismique très intense a été enregistrée. Elle se compose de deux types bien distincts de tremblements de glace ; tout d'abord de très nombreux (jusqu'à plusieurs dizaines par heure) événements « haute-fréquence » (entre 1 et 15 Hz) d'origine locale et clairement associés jusqu'à la mi-juin à un cycle diurne. Ces microséismes, similaires aux signaux enregistrés auparavant par des hydrophones, sont vraisemblablement associés en grande partie à de la fracturation

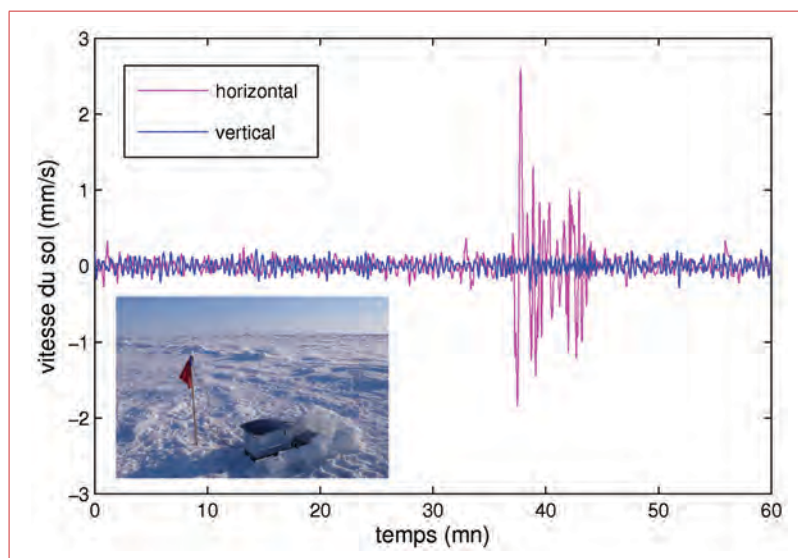


Figure E1 – Tremblement de glace basse fréquence enregistré par une station sur la banquise à proximité du pôle Nord le 1^{er} mai 2007 (enregistrement effectué de 00 h 00 à 01 h 00). Les vitesses de déplacement de la glace sont décomposées en déplacement horizontal, pour lequel le tremblement est observé, et en déplacement vertical, qui ne correspond qu'à la houle de glace. En médaillon : station sismique installée sur la banquise dérivante. On distingue l'antenne GPS, ainsi que la centrale d'acquisition surmontée d'un panneau solaire d'alimentation. La goélette Tara se dessine à l'horizon.

thermique. Mais les événements les plus intéressants sont enregistrés à très basse fréquence, avec des périodes supérieures à 20 s. Ces signaux étranges, encore partiellement incompris, ne sont observés que sur les composantes horizontales du déplacement, et peuvent durer plusieurs minutes (*figure E1*). La forte corrélation des formes d'onde entre stations sismiques indique une origine lointaine, nettement hors du réseau. L'ouverture spatiale trop faible de celui-ci n'a toutefois pas permis de localiser ces tremblements de glace, et donc d'estimer leur moment sismique et leur magnitude, afin de les comparer aux tremblements de terre. Néanmoins, une analyse plus poussée suggère que ces séismes sont associés à des ondes de cisaillement et correspondent à de la déformation cisailante localisée le long de ces grandes failles clairement visibles par télédétection (*figure 3*). D'ailleurs, cette activité sismique basse fréquence est corrélée de manière significative à la déformation de la banquise mesurée autour du Tara à l'échelle régionale (~ 200 km) à partir d'un réseau de bouées dérivantes.

Ainsi, si les tremblements de glace de mer ne sont pas, bien entendu, associés aux mêmes enjeux de risque pour les populations que la sismologie terrestre, leur étude, encore balbutiante, est toutefois pleine de promesses. En effet, du fait de sa cinématique de déformation extrêmement rapide permettant à la fois de mesurer celle-ci de manière directe, mais également d'obtenir un catalogue sismique statistiquement significatif sur une courte période, la banquise pourrait bien être l'objet géophysique idéal pour étudier les relations entre séismes, failles et fractures, et déformation fragile.

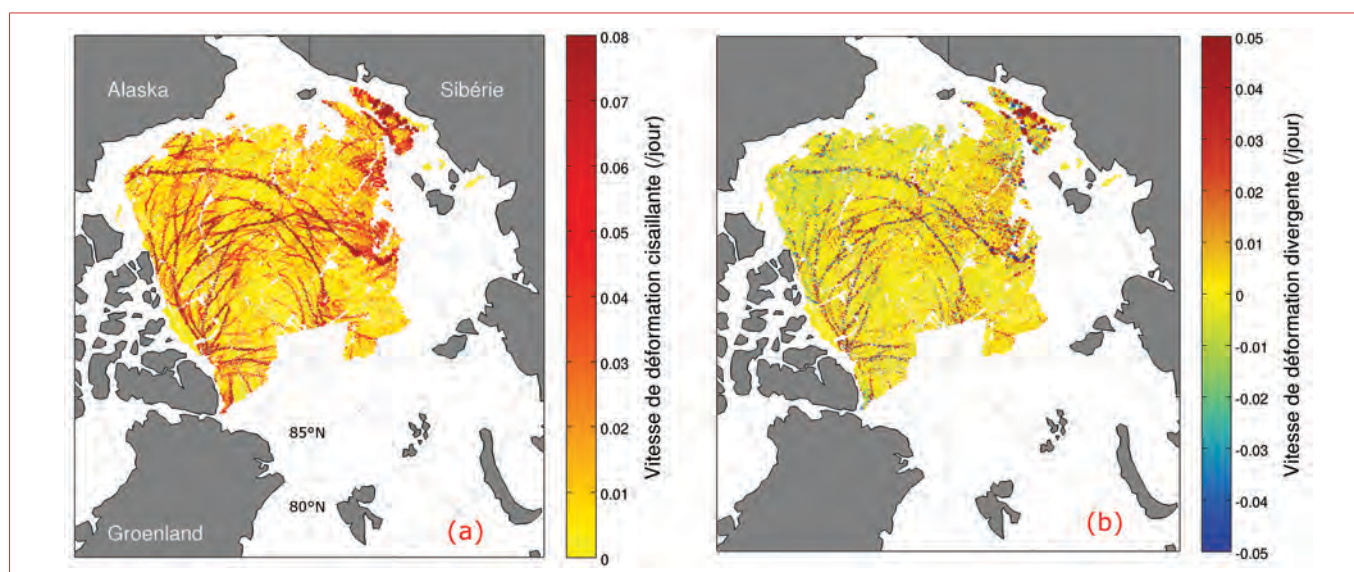


Figure 3 – Champ de déformation cisailante (a) et divergente (b) de la banquise arctique obtenue par corrélation d'images satellite radar pour la période du 26 mars au 1^{er} avril 2007. Les grandes structures linéaires qui concentrent la déformation sont des failles actives. Avec ces données cinématiques, une faille inactive préexistante n'apparaîtrait pas. La comparaison des deux images montre que les zones qui cisailent fortement sur la période considérée ont également tendance à localiser la déformation divergente, comme attendu du fait du phénomène de dilatance lié à la rugosité de ces failles.

puis en suivant au cours du temps les trajectoires de ces « traceurs » naturels par corrélation d'images satellite successives, il est possible de reconstituer les champs de déformation à partir de la distorsion de cellules élémentaires, avec une résolution de 10 km (figure 3). Ce jeu de données exceptionnel, unique en géophysique, révèle clairement l'existence de failles actives au sein de la banquise concentrant l'essentiel de la déformation. Son seul défaut est la médiocre résolution temporelle, de l'ordre de 3 jours, intervalle de temps moyen entre deux passages successifs du satellite sur la même zone. La comparaison des deux images de la figure 3 indique en particulier que les zones qui cisailent fortement sur la période considérée concentrent également la déformation divergente. Cette observation s'explique par le processus de dilatance : le cisaillement des failles actives entraîne, du fait de la rugosité des plans de failles, leur ouverture.

Les lois d'échelle de la déformation fragile

L'hétérogénéité spatiale de la déformation de la croûte terrestre est connue depuis longtemps : un habitant de San Francisco ou Tokyo sait pertinemment qu'il vit dans une région où l'aléa sismique est bien plus important qu'à Paris et, à l'échelle du globe, la sismicité détectée par les sismomètres dessine clairement les limites des plaques tectoniques, alors qu'elle est très limitée à l'intérieur de ces plaques. Dès le début des années 80, au tout début de la popularisation du concept de fractal, les travaux de Yan Kagan en Californie ont montré qu'en moyenne, le

nombre d'hypocentres¹ de séismes terrestres détectés dans une région de rayon R augmentait avec R suivant la loi d'échelle $N(R) \sim R^D$ où D définit alors une dimension fractale. Les valeurs de D obtenues varient généralement entre 0,8 et 2,2, ce qui signifie que les séismes sont amasés spatialement.

Si cet amassement spatial permet de définir statistiquement les zones à risque sismique, il est, à ce jour, encore impossible de prévoir l'occurrence des séismes. En effet, aucune cyclicité ou régularité n'a pu être mise clairement en évidence dans l'activité sismique, et l'absence de séismes récents dans une zone de faille, qui serait synonyme d'une faille « mûre » prête à rompre, n'est en fait pas forcément alarmante. C'est même paradoxalement l'inverse qui se produit : la probabilité d'enregistrer un séisme sera d'autant plus forte que l'activité sismique aura été soutenue récemment dans la zone. Ceci résulte de l'amasement temporel des événements dont la manifestation la plus connue est le déclenchement de nombreuses répliques après les grands séismes. C'est toujours Yan Kagan qui proposa il y a une vingtaine d'années que cet amassement temporel, ou intermittence, peut s'exprimer de manière globale sous la forme d'une loi d'échelle $N(t) \sim t^\delta$ où $N(t)$ est le nombre de séismes enregistrés en moyenne sur une durée t , et $0 \leq \delta \leq 1$ un exposant caractérisant le degré d'intermittence. $\delta = 1$ signifierait l'absence d'intermittence, par exemple dans le cas d'une répartition purement aléatoire des séismes dans le temps, alors que les valeurs estimées varient entre 0,2 et 0,9.

1. La notion d'épicentre, plus connue du grand public, correspond à la projection à la surface du globe de l'hypocentre du séisme, qui peut se situer en profondeur.



La déformation de la banquise est également hétérogène et intermittente, ce qui s'exprime dans ce cas par des lois d'échelle sur la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}$. À partir de l'analyse de données satellitaires et de dispersion de bouées dérivantes, nous avons mis en évidence une dépendance de $\dot{\epsilon}$ vis-à-vis de l'échelle spatiale, $\dot{\epsilon}(R) \sim R^{-\beta}$, comme de l'échelle de temps considérée, $\dot{\epsilon}(t) \sim t^{-\alpha}$. Ceci signifie que la vitesse de déformation fragile n'est pas un paramètre conservatif, en ce sens qu'il diminue, en moyenne, lorsqu'on dégrade la résolution spatiale ou temporelle de la mesure. C'est ici l'exposant β qui, à l'instar de la dimension fractale D dans le cas de la sismicité crustale, caractérise le degré d'hétérogénéité : alors qu'une déformation homogène sera associée à une indépendance de la vitesse de déformation vis-à-vis de l'échelle spatiale ($\beta = 0$), comme par exemple pour un écoulement visqueux, la limite supérieure $\beta = d$ (où d est la dimension topologique du système étudié, égale à 2 pour la banquise pour laquelle le rapport d'aspect entre l'extension spatiale et l'épaisseur est de l'ordre de 10^6) correspondra à une localisation extrême, en un point unique. De la même façon, α joue le rôle de l'exposant δ pour mesurer le degré d'intermittence. Il sera nul en l'absence d'intermittence, comme pour un écoulement visqueux, et atteindra la valeur limite de 1 pour une intermittence extrême caractérisée par un événement de déformation unique dans le temps.

Une complexité supplémentaire provient du fait que les exposants caractérisant l'intermittence et l'hétérogénéité de la déformation fragile ne sont ni constants, ni universels. Il apparaît en effet que D et β , mesurant le degré d'amasement spatial, dépendent de l'échelle de temps considérée, alors que δ et α , indicateurs du degré d'amasement temporel, dépendent de l'échelle spatiale. Ainsi, pour la sismicité crustale, une dimension fractale inférieure à 1 s'observe aux très petites échelles de temps, typiquement inférieures à 1 h, mais semble saturer autour d'une valeur de 2,2 à grande échelle de temps (> 20 ans). Cette croissance de D exprime un effet mémoire du système s'atténuant lentement avec le temps : considérant un événement initial à $t = 0$, les séismes se produisant peu de temps après auront une forte probabilité de se produire également à proximité, alors que, le temps passant, leur localisation sera de moins en moins conditionnée par la position du séisme initial. De façon symétrique, la croissance observée de δ avec l'échelle spatiale considérée indique une diminution des corrélations temporelles entre événements à mesure que la distance entre ceux-ci augmente.

Une telle intrication entre les échelles de temps et d'espace existe également dans le cas de la banquise. Elle s'exprime d'une part par une diminution de β avec l'échelle de temps : la déformation apparaît de plus en plus homogène en augmentant l'échelle de temps d'observation, même si des structures de localisation demeurent à l'échelle de la saison. D'autre part, une décroissance de α avec l'échelle spatiale indique une diminution de l'intermittence avec l'échelle spatiale d'observation, qui persiste toutefois en partie à l'échelle de tout le bassin arctique.

La dépendance de D et β envers t , d'une part, et de δ et α envers R d'autre part sont en fait deux manifestations symétriques d'un même couplage temps-espace caractérisant la déformation fragile des objets géophysiques.

Le couplage temps-espace

Considérons tout d'abord la double dépendance de la vitesse de déformation moyenne de la banquise vis-à-vis des échelles de temps et d'espace, $\dot{\epsilon}(R, t) \sim t^{-\alpha(R)} \sim R^{-\beta(t)}$. Elle implique l'existence d'une loi d'échelle couplée espace-temps de la forme $\dot{\epsilon}(R, t) \sim t^{-\alpha_0} R^{-\beta_0} e^{c \ln(t) \ln(R)}$, où le paramètre c représente l'intensité du couplage (c serait nul en son absence). Cette formulation est en effet la seule mathématiquement compatible avec les lois d'échelles découplées décrites ci-dessus, en espace d'une part, en temps d'autre part. On en déduit une dépendance logarithmique des exposants α et β vis-à-vis respectivement des échelles de temps et d'espace, que nous avons pu vérifier *a posteriori* à partir des observations.

Le même raisonnement peut s'appliquer aux lois d'échelle de la sismicité, à savoir $N(R, t) \sim t^{-\delta(R)} \sim R^{-D(t)}$, d'où l'on déduit la loi d'échelle couplée $N(R, t) \sim t^{\delta_0} R^{D_0} e^{c' \ln(t) \ln(R)}$. La similitude entre ces deux lois couplées, l'une s'appliquant à une formulation continue de la déformation des glaces de mer, l'autre à une formulation discrète, incrémentale de la déformation crustale, n'est évidemment pas fortuite. Elles correspondent toutes deux à un même processus sous-jacent, comme le suggère un modèle statistique simplifié de dispersion de trajectoires au sein de la banquise.

Considérons, comme dans la *figure 2b*, deux points A et B (par exemple deux bouées) initialement séparées par une distance R . Leur dispersion Δr , au bout d'un intervalle de temps t , résultera du cumul des déplacements u_1, \dots, u_N qui se sont produits au niveau des N failles ou fractures intersectant le segment AB au cours du temps t . Ces déplacements peuvent être cisailants, dans n'importe quelle direction, ou bien divergents ou convergents. On suppose que leur moyenne est nulle, c'est-à-dire que le mouvement transformant n'a pas de sens privilégié, pas plus que le mouvement d'écartement/rapprochement, et que ces déplacements ont des intensités indépendantes les unes des autres. L'intensité de la dispersion Δr variera alors comme l'écart-type de la somme des variables aléatoires u_i . Si ces dernières ont individuellement une variance finie, alors le théorème central limite s'applique et Δr variera comme $N^{1/2}$. Mais, une fois de plus, ce « hasard sage » ne semble pas être de mise lorsqu'il s'agit de fracturation ! En effet, les mesures effectuées à partir d'images satellitaires indiquent plutôt une distribution en loi de puissance des déplacements individuels, $f(u) \sim u^{-(1+\gamma)}$, avec γ inférieur à 1. Dans le cas de ce « hasard sauvage », la dispersion, et donc la déformation, sera dominée, comme pour la croûte, par les rares mais très grands événements, ce qui s'exprime par $\Delta r \sim N^{1/\gamma}$ et une déformation qui augmente avec le nombre d'événements bien plus rapidement que dans



le cas précédent. La vitesse de déformation de la banquise $\dot{\epsilon}(t, R)$ étant reliée à la dispersion Δr (voir ci-dessus et *figure 2c*), il est alors possible de relier le nombre N de ruptures à la vitesse de déformation. En combinant ceci à la loi d'échelle couplée temps-espace obtenue plus haut pour la vitesse de déformation, on obtient son équivalent « discrétisé », exactement de même nature que la loi déduite pour la sismicité crustale.

La pertinence d'un tel couplage pour deux objets, banquise et croûte, *a priori* si dissemblables, tant du point de vue des forçages mécaniques que des cinématiques résultantes, suggère un certain caractère d'universalité qui peut se résumer dans une loi d'échelle unifiée temps-espace.

La question qui demeure est bien sûr celle de l'origine physique de ce couplage. Dans un milieu élastique une rupture (donc un séisme) redistribue spatialement les contraintes. Cette modification n'est pas isotrope et dépend de la géométrie de la zone de rupture comme de son mode (rupture divergente ou cisailante). Certaines zones seront relaxées mécaniquement, d'autres au contraire rechargées. Dans ce dernier cas, l'augmentation du niveau de contrainte sera maximale à proximité des extrémités de la zone de rupture, ainsi que près de la faille où le glissement fortement hétérogène implique un chargement/déchargement lui aussi très variable spatialement. Ce rechargement mécanique, qui s'ajoute localement aux contraintes issues du forçage externe, est l'explication la plus classique avancée pour expliquer le déclenchement de répliques. La localisation de celles-ci à proximité du séisme principal est d'ailleurs généralement en bon accord avec la modification modélisée des champs de contrainte (*figure 4*). À l'inverse, l'origine physique de la décroissance du nombre moyen de répliques au cours du temps, dont on sait qu'elle varie en $1/t$ depuis les travaux d'Omori à la fin du XIX^e siècle, demeure matière à débat puisque les redistributions de contrainte se propagent à la vitesse des ondes sismiques, soit quelques km/s pour les roches comme pour la glace, alors que des séries de répliques peuvent parfois durer plusieurs décennies, comme dans le cas du séisme de Nobi en 1891 au Japon, particulièrement étudié par Omori, et dont on distingue encore les répliques de nos jours ! Des processus non-élastiques sont donc naturellement invoqués pour expliquer ce paradoxe : plasticité des contacts rugueux entre compartiments séparés par les failles, déformation visqueuse de la croûte inférieure, ou encore phénomènes impliquant des écoulements ou percolation de fluides.

On pourrait penser que le déclenchement de répliques puisse expliquer le couplage temps-espace : pour des intervalles de temps courts après un grand séisme,

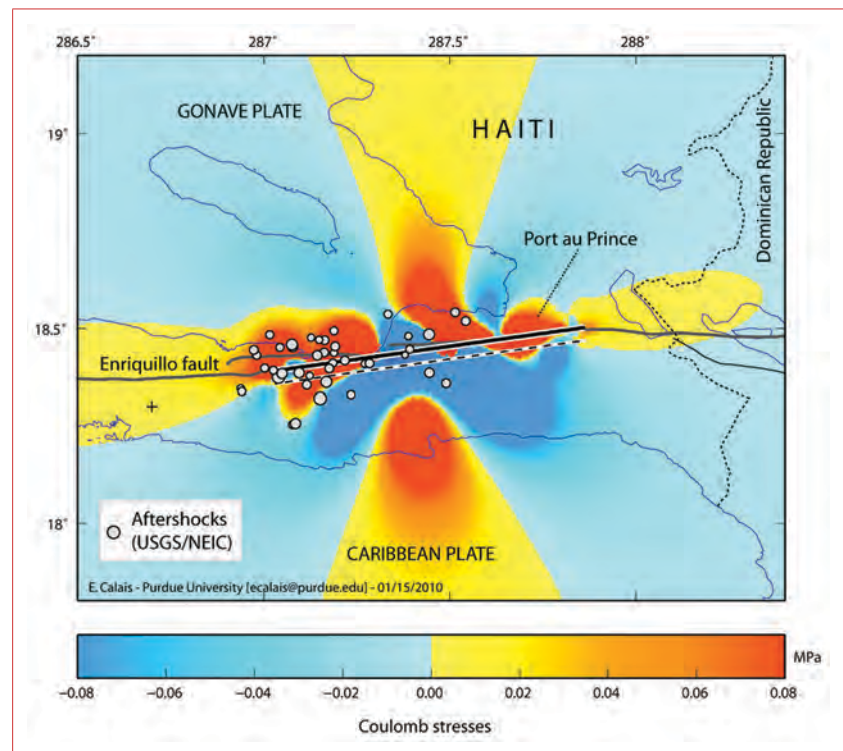


Figure 4 – Contrainte de Coulomb $\sigma_C = \tau + \mu\sigma_n$, générée suite au séisme d'Haïti du 12/1/2010 sur les failles avoisinantes. τ est la contrainte de cisaillement, σ_n est la contrainte normale et $\mu = 0,2$ est le coefficient de frottement statique. La contrainte σ_C est calculée pour des plans de failles verticales, en décrochement senestre, orientées Est-Ouest, donc selon le régime tectonique caractéristique de la région. Les zones de chargement, en rouge, sont celles pour lesquelles le risque sismique est accru. La terminaison Ouest de la faille a été le siège de nombreuses répliques (cercles gris) du séisme du 12/1/2010, montrant bien le chargement élastique important subi. Calcul d'Eric Calais, Purdue University (<http://web.ics.purdue.edu/~ecalais/haiti/>).

l'activité sismique est dominée par ces répliques, fortement amassées autour de l'événement initial. Le temps passant, le nombre de répliques diminue et l'activité sismique normale, « de fond », constituée de séismes dont l'occurrence est indépendante du grand séisme initial, reprend le dessus en diminuant le degré d'amasement. Mais cette vision est trop simpliste. D'une part, la notion de séisme principal et de réplique demeure ambiguë car les liens de causalité ne peuvent être établis de manière certaine, mais seulement de façon probabiliste. D'autre part, le déclenchement d'une réplique redistribue également les contraintes et peut donc déclencher ses propres répliques de seconde génération, qui pourront à leur tour déclencher des répliques de 3^e génération, et ainsi de suite (*figure 5*). En étudiant en détail mais de manière stochastique les liens de causalité entre les séismes californiens, une région particulièrement active et bien instrumentée, nous avons pu montrer que c'est bien ce processus de déclenchements *en cascade* qui est à l'origine du couplage temps-espace observé, qui ne peut s'expliquer uniquement par l'apparition de répliques de 1^{re} génération. Ce mécanisme en cascade donne lieu également à une « diffusion » – lente et anormale – des séismes, qui est une autre expression de ce couplage.

Etant donné la complexité des objets naturels en question ou des processus physiques élémentaires dont

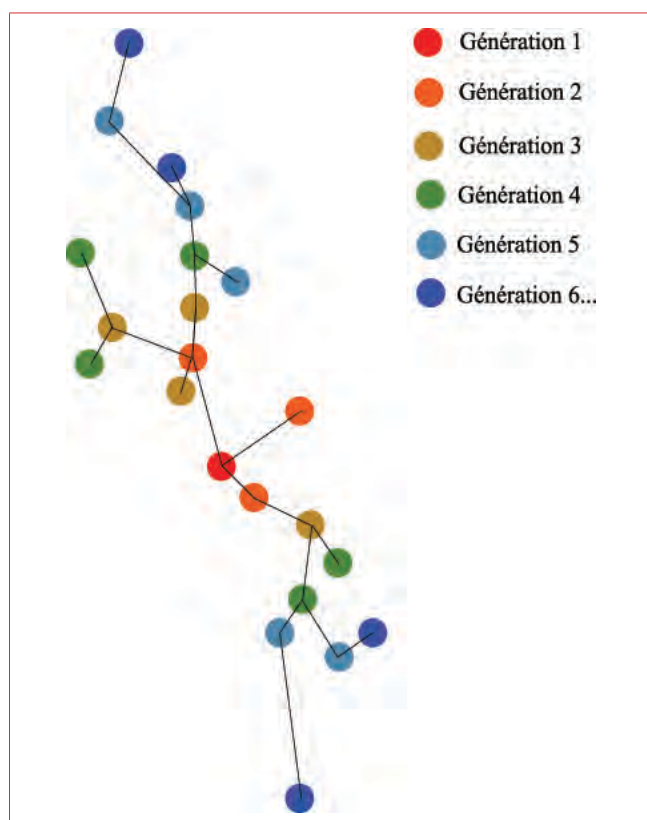


Figure 5 – Illustration schématique de la répartition spatiale des répliques sismiques. Le déclenchement en cascade implique qu'au fil des générations successives, les séismes déclenchés ont tendance à être statistiquement moins amassés spatialement autour du séisme initial.

certaines ne sont pas encore parfaitement identifiées, ainsi que du très grand nombre de degrés de liberté impliqués, il est toujours fascinant de constater l'émergence, à partir d'un comportement collectif, de lois d'échelle simples et relativement « universelles ». Cette impression est renforcée ici par la symétrie de comportement entre les échelles de temps et d'espace. L'objectif est désormais de confirmer cette universalité à petite échelle, en laboratoire. Une expérience de déformation fragile d'une « banquise miniature » est en cours de montage dans ce but. Il serait également intéressant d'analyser si ce type de couplage temps-espace est une spécificité de la déformation fragile

des objets géophysiques, ou peut s'étendre à d'autres processus et/ou systèmes physiques, mécanique ou non, voire biologiques (on pense aux épidémies), impliquant un grand nombre d'entités en interaction sur de larges gammes d'échelles de temps et d'espace.

POUR EN SAVOIR PLUS

Sur la fracturation et l'évolution de la banquise :

R. Kwok, Curlander, J.C., McConnell R. and Pang S.S., « An ice-motion tracking system at the Alaska SAR facility », *IEEE J. Ocean Eng.*, **15**, 44-54 (1990).

Weiss J., « Petite tectonique des plaques de banquise », *Pôles Nord & Sud*, n° 1, 68-81 (2008).

Rampal P., Weiss J. and Marsan D., « Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice », 1979-2007, *J. Geophys. Res.*, **114**, C05013 (2009).

Rampal P., Weiss J., Marsan D., Lindsay R., Stern H., « Scaling properties of sea ice deformation from buoy dispersion analysis », *J. Geophys. Res.*, **113**, C03002 (2008).

Sur les lois d'échelle de la sismicité de la croûte terrestre :

Kanamori H., « The energy released in great earthquakes », *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987 (1977).

Kagan Y.Y., « Fractal dimension of brittle fracture », *J. Non-linear Sci.*, **1**, 1-16 (1991).

Kagan Y.Y. and Jackson D.D., « Long-term earthquake clustering », *Geophys. J. Int.*, **104**, 117-133 (1991).

Marsan D. and Lengliné O., « Extending Earthquakes' Reach Through Cascading », *Science*, **319**, 1076-1079 (2008).

Sornette D. and Werner M.J., « Statistical Physics Approaches to Seismicity, in Complexity in Earthquakes, Tsunamis, and Volcanoes, and Forecast », W.H.K. Lee (Ed), in the « Encyclopedia of Complexity and Systems Science », R. Meyers (Editor-in-chief), p. 7872-7891, Springer (2009).

Sur le couplage temps-espace :

Marsan D. and J. Weiss, « Space/time coupling in brittle deformation at geophysical scales », *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**, 353-359 (2010).