
MODÉLISATION DE LA DYNAMIQUE SISMIQUE DE LA FAILLE DE CADILLAC

**IMPLICATIONS SUR LA GENÈSE ET LA DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE DES
GISEMENTS AURIFÈRES OROGÉNIQUES**

PROJET 2008-01 (PHASE III)

Par : Silvain Rafini
Juillet 2010



RÉSUMÉ

Cette étude porte sur la dynamique sismique de la Faille de Cadillac et son rôle dans la genèse des minéralisations aurifères orogéniques. Des modélisations numériques ont été réalisées sous *UDEC* (*Universal Distinct Elements Code*) dans le but de simuler les séismes s'étant produits à l'Archéen sur la portion québécoise de la Faille de Cadillac, ayant provoqué la migration des fluides hydrothermaux impliqués dans la mise en place des gisements. Selon un postulat inspiré par l'observation des failles actuelles analogues au système Cadillac, les fluides hydrothermaux sont drainés au cours du cycle sismique depuis des sources crustales profondes vers des failles de deuxième et troisième ordre au sein de zones de dommage cosismique situées dans l'environnement de la faille principale (distances typiquement inférieures à 10 km). Ces zones sont marquées par l'augmentation et le maintien de la perméabilité structurale suite à un séisme majeur, et constituent ainsi les secteurs propices à la décharge et à la précipitation des fluides hydrothermaux conduisant à la formation de gisements. Les zones de dommage peuvent être identifiées géographiquement en modélisation numérique suivant la théorie des *aftershocks*, mise au point en sismologie afin d'étudier l'aléa sismique des failles actuelles. La méthode consiste à calculer les variations en chaque point du potentiel de rupture selon le critère de Coulomb, consécutives à l'occurrence d'un séisme. Les zones de dommage correspondent aux régions marquées par une variation positive, autrement dit une aptitude accrue à la rupture, une augmentation de l'aléa sismique et une concentration des répliques. Cette théorie est appliquée depuis deux décennies en sismologie sur les failles majeures contemporaines. Son extension à l'exploration aurifère constitue une approche très novatrice, développée avec succès dans les ceintures de roches vertes australiennes.

Les modèles réalisés reproduisent l'activation dextre du système Cadillac avec l'hypothèse que ce mouvement tardif joue un rôle important pour la minéralisation aurifère tardi-orogénique. Les modélisations régionales montrent une excellente corrélation spatiale entre les gisements et les zones de dommage générées par des séismes ($M = 7 - 7,5$) récurrents sur certains tronçons E-W de la faille. Ces résultats élucident la distribution hétérogène des gisements majeurs aux abords du couloir et leur regroupement en *grappe* correspondant aux camps miniers connus. Ces *grappes* sont dues à une dynamique sismique archéenne conditionnée par une très forte structuration antérieure causant la récurrence du blocage de la propagation sismique sur certains points structuraux. Ces points structuraux sont choisis en fonction de la géométrie actuelle de la faille et impliquent soit des plis, des décalages ou des ramifications. Ces blocages répétitifs permettent la reproduction d'un même schéma de migration de fluides minéralisateurs et l'accumulation des volumes de fluides pharaoniques requis pour la formation de gisements de classe mondiale. Les modèles de zone de dommage à l'échelle du camp minier de Val-d'Or confirment cette association spatiale entre les gisements aurifères majeurs et les secteurs prédits d'occurrence de répliques sismiques. Il est démontré que la présence de failles de deuxième et troisième ordre au sein des zones de dommage, et orientées favorablement vis-à-vis de celles-ci, à proximité de points structuraux permettant le blocage sismique est devenue un critère d'exploration pertinent et novateur.

ABSTRACT

This study investigated the Archean seismic activity of the Cadillac-Larder Lake Fault Zone (CLLFZ) to determine its role in orogenic gold deposit genesis. Numerical modeling was carried out using UDEC (*Universal Distinct Elements Code*) to reproduce the earthquakes that induced crustal-scale hydrothermal fluid migration and gold deposit formation. Observations of active faults in modern environments suggests that hydrothermal fluids are drained from deep-level sources during the seismic cycle into 2nd and 3rd order faults located in coseismic damage zones (CDZs) near to the main fault. The structural permeability enhancement sustained in these zones allows the discharge and precipitation of large volumes of mineralizing fluids for several years or decades following the earthquakes. CDZs can be identified spatially using static stress modeling, following *aftershock theory*, a seismological approach initially developed to study active fault seismic hazards. The Coulomb failure stress change is calculated around a ruptured fault. CDZs correspond to positive change areas brought to the critical rupture state and are characterized by increased seismic hazard and triggered earthquakes. This theory has been applied for decades by seismology researchers to active faults; its extension to gold exploration is an innovative approach, which was successfully introduced in the Australian Greenstone Belt. The recognition of late gold mineralization stages in several deposits from Val d'Or, Malartic and Rouyn-Noranda goldfields is considered to be contemporaneous with the late dextral component of movement along the CLLFZ. Postulating this dextral activity, regional static stress models achieve an excellent correlation between gold deposits and CDZs produced by recurrent earthquakes on E-W fault-segments (magnitude 7 - 7.5). It can also explain the heterogeneous distribution of world-class deposits around the CLLFZ, forming clusters known as goldfields. During late-orogenic mineralization stages, the CLLFZ seismic dynamics are controlled by a well-marked structural segmentation inherited from prior Archean tectonics. This architecture causes repeated mainshock rupture arrests on few structural points where the fault is folded, bent, offset and/or split, leading to repeated fluid discharge into the recurrent CDZs and permitting the accumulation of overwhelmingly large fluid volumes. This is corroborated by ample field evidence of repeatedly attained high pore fluid pressures (crack-seal veins). The spatial correlation between large deposits and CDZs is confirmed at a district scale in the Val-d'Or goldfield. It is demonstrated that the occurrence of 2nd and 3rd order faults in the vicinity of rupture-arrest structural points, well-oriented with respect to CDZs, is an important gold exploration criterion.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	i
ABSTRACT	ii
Liste des Figures	iii
1 Introduction	1
2 Méthodologie	2
2.1 La rupture de Coulomb	2
2.2 Théorie des <i>aftershocks</i> et application à l'exploration d'or orogénique	3
2.3 Cartographie 2D du potentiel de rupture cosismique.....	7
3 Modélisation de la dynamique sismique de la Faille de Cadillac	11
3.1 Contexte structural et métallogénique	11
3.2 Paramétrage des modèles	14
3.3 Résultats	17
4 Discussions	27
5 Conclusions	28
Remerciements	30
Références	30

LISTE DES FIGURES

Figure 1. a) Les contraintes normale σ_N et tangentielle σ_S résultent de la projection du tenseur de contraintes principales (σ_1 et σ_3) sur un plan de glissement caractérisé par l'angle θ qu'il forme avec σ_1 . b) Diagramme de Mohr illustrant le critère de rupture de Coulomb-Navier, effet de la pression de fluide P_f	2
Figure 2. Séquences du cycle sismique, avec une phase d'accumulation élastique (a) suivie d'une phase de rupture (b). Le diagramme c) indique les modifications induites par le séisme sur le champ de contraintes dans l'environnement de la faille, représentées par la contrainte de Coulomb (CFS dans le texte) calculée en chaque point. Les variations positives de la contrainte de Coulomb (en jaune et en rouge) stipulent un rapprochement des conditions de rupture. Modifié de Stein et al. (1997).	3
Figure 3. Prédiction des <i>aftershocks</i> sur deux séismes réels produits sur le système San-Andreas en 1979 (a) et 1992 (b), d'après King et al (1994). Les points blancs marquent les épicentres de micro-sismicité observée tandis que les lobes positifs (en rouge) délimitent les zones prédites de leur apparition.	4
Figure 4. Schéma illustrant la migration des fluides hydrothermaux depuis la faille rompue vers les failles secondaires localisées dans les zones de dommage cosismique. Diagramme de gauche d'après Stein et al, (1997).....	5
Figure 5. Calcul des changements de la contrainte de Coulomb (ΔCFS) induits par l'activité sismique archéenne de la faille Black Flag (Australie). Du vert au rouge : $\Delta CFS > 0$; en violet : $\Delta CFS < 0$. On note l'excellente corrélation géographique entre les lobes	

	positifs et les minéralisations connues d'or orogénique (d'après Micklethwaite et Cox, 2006).....	7
Figure 6.	Modélisation des zones de dommage cosismique sous <i>UDEC</i> ($\mu' = 0,4$). La portion blanche de la faille indique le tronçon actif (rupture uniforme) tandis que le trait rouge marque la portion inactive. Les traits fins noirs indiquent de manière schématique l'orientation des plans receveurs. Les couleurs chaudes (vers le rouge) indiquent une variation positive de la contrainte de Coulomb, autrement dit une rupture favorisée. Lissage par la méthode des voisins naturels.	9
Figure 7.	a) Importance de l'orientation des plans receveurs sur la géométrie des zones de dommage. L'azimut de la faille est N35°. Dans les quatre cas, les plans receveurs sont des plans de cisaillement senestre. b) Effet d'une inflexion de la faille. c) Effet d'un relais de la faille. Dans toutes ces simulations numériques $\mu' = 0,4$	10
Figure 8.	Distribution des mines et gîtes aurifères orogéniques en Abitibi. Les amas, ou <i>clusters</i> , indiqués correspondent aux camps miniers de Val-d'Or – Malartic, Rouyn-Noranda, Kirkland Lake et Timmins.	12
Figure 9.	Distribution des mines et gîtes aurifères orogéniques dans le camp minier de Val-d'Or – Malartic.	13
Figure 10.	Localisation des domaines modélisés.	14
Figure 11.	Schéma structural des domaines modélisés. Les <i>zooms</i> présentent des détails sur les points de blocage sismique.....	15
Figure 12.	Zones de dommage postsismique générées par la rupture du segment 2 (Cadillac – Rouyn-Noranda). Cette rupture a un rejet de 1,2 m et produit un séisme de magnitude $M = 7,1$. La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs E-W	18
Figure 13.	Zones de dommage postsismique générées par la rupture du segment 2 (Cadillac – Rouyn-Noranda). Cette rupture a un rejet de 1.2 m et produit un séisme de magnitude $M = 7,1$. La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs ESE-WNW (N120°).....	18
Figure 14.	Zones de dommages post-sismique générées par des séismes $M7.1$ et $M7.4$ produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs N120°.....	19
Figure 15.	Zones de dommages post-sismiques générées par des séismes $M7.1$ et $M7.4$ produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs N90°.....	20
Figure 16.	Cartographie des zones en dilatation (faible contrainte normale σ_N) sur les plans orientés N120°, générées par les séismes $M7.1$ et $M7.4$ produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or).	21
Figure 17.	Zones de dommages post-sismiques générées par le séisme $M7.4$ produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs N120°.....	22
Figure 18.	Cartographie des zones en dilatation (faible contrainte normale σ_N) sur les plans orientés N120°, générées par le séisme $M7.4$ produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or).....	22

Figure 19.	Zones de dommages post-sismiques générées par le séisme <i>M7.4</i> produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs $N90^\circ$	23
Figure 20.	Délimitation entre deux domaines structuraux marqués par des tendances dominantes ESE-WNW (région localisée entre Val-d'Or et Cadillac) et E-W (à l'est de Val-d'Or), établie par l'observation des contours lithologiques (contacts géologiques de SIGEOM).....	23
Figure 21.	Délimitation entre deux domaines structuraux marqués par des tendances dominantes ESE-WNW (région localisée entre Val-d'Or et Cadillac) et E-W (à l'est de Val-d'Or), établie par l'observation des failles et <i>shear zones</i> (+ linéaments géophysiques).	24
Figure 22.	Zones de dommages (c.-à-d., zone positive) prédites sur des plans receveurs $N90^\circ$ et 120° , géographiquement assemblées suivant les domaines structuraux E-W et ESE-WNW observés. Les gisements significatifs sont systématiquement situés sur une structure favorablement orientée vis-à-vis de la zone de dommage environnante. Les cibles proposées sur cette base (étoiles) sont localisées avec une précision relative (de l'ordre de 2 km) le long des structures à haut potentiel aurifère.....	25
Figure 23.	Carte des zones d'intérêt pour l'exploration aurifère orogénique, découlant des zones de dommage postsismiques obtenues. Seules les zones de haut potentiel sur des structures secondaires E-W et ESE-WNW ont été considérées, du fait que ces orientations sont régionalement largement dominantes et favorables à la rupture vis-à-vis de la contrainte régionale. Rappelons toutefois que le schéma de zones de dommage est fortement conditionné par l'orientation des structures ciblées (<i>cf.</i> , Fig. 7a).....	26

1 INTRODUCTION

Les circulations de fluides hydrothermaux dans la transition ductile-cassant de la croûte moyenne et dans la croûte supérieure présentent une forte ségrégation due aux perméabilités très contrastées entre les failles et les roches encaissantes. La perméabilité déjà très faible de ces dernières est diminuée par les recristallisations métamorphiques et l'écrasement de la porosité associé aux déformations ductiles distribuées (fluage diffus type foliation régionale). Bien que les failles soient sensiblement plus perméables que la matrice encaissante, leur perméabilité demeure faible en contexte de relative stabilité tectonique – ou de faibles taux de déformation – du fait de leur colmatage rapide par les précipitations minérales : l'équilibrage géochimique eau-roche est rapide devant les vitesses d'écoulement. Toutefois, des volumes colossaux de fluides sont requis pour permettre la formation de gisements orogéniques observés (p.ex., Robert et al, 1995; Micklethwaite et Cox, 2004). Plusieurs arguments de terrain énoncés dans les sections suivantes suggèrent qu'une portion significative de ces fluides circule à la faveur d'une perméabilité structurale ponctuelle anormalement élevée (réseau ouvert de fractures et failles de 2^{ème} et 3^{ème} ordre) induite par la sismicité des failles de 1^{er} ordre et des répliques environnantes (essaim sismique), sous l'impulsion de très forts gradients de pression et/ou température.

Les modèles métallogéniques, tectoniques et sismologiques s'accordent sur le fait que les fluides migrent latéralement et verticalement des failles de 1^{er} ordre, d'importance lithosphérique et drainant des sources profondes, vers les failles de 2^{ème} et 3^{ème} ordre (faibles extensions : quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres; faibles rejets : quelques mètres à quelques centaines de mètres) où sont concentrés la plupart des gisements (Robert et al, 1995; Dubé et Gosselin, 2007). Ces migrations sont associées à l'activité des failles, qui peut être de nature continue et asismique (*ductile creep*) ou discontinue et sismique. La coexistence de ces deux régimes de déformation est toutefois caractéristique de la transition ductile-cassant et des niveaux crustaux dans lesquels se mettent en place les gisements aurifères orogéniques archéens de l'Abitibi.

La cartographie des circulations hydrothermales archéennes impliquées dans la formation des gisements orogéniques peut alors être investiguée suivant deux approches distinctes : 1) cartographier les gradients de pression générés par les déformations à long terme de l'Abitibi au cours des épisodes successifs de minéralisation (modèle numérique de déformation continue asismique), une approche adoptée lors de nos précédents travaux (projet CONSOREM 2003-03 : Faure et Rafini, 2004; projet CONSOREM 2008-01 - Phases I et II : Faure, Rafini et Trépanier, 2009; Rafini, 2010); et 2) cartographier les zones d'augmentation de la perméabilité structurale contrôlant les migrations hydrothermales associées au cycle sismique (modèle numérique de dynamique sismique). Il s'agit de l'approche adoptée ici.

Ces approches sont complémentaires à l'échelle de la formation des gisements, les deux mécanismes étant vraisemblablement impliqués dans les migrations hydrothermales syn- et tardi- orogéniques de l'Abitibi à l'Archéen. Les gradients de pression causés par les déformations continues asismiques (*ductile creep*) exercent un contrôle dominant sur les migrations de fluide à long terme et sont possiblement responsables des minéralisations aurifères disséminées (basse teneur). En revanche, les gisements filoniens à haute teneur impliquent l'acheminement rapide de gros volumes de fluide haute pression permis par une augmentation drastique de la perméabilité des failles dans les zones de dommage postsismiques (perméabilité structurale accrue jusqu'à 10 ordres de grandeur : Micklethwaite et al, 2010).

La cartographie de ces zones de dommage induites par les cycles paléosismiques constitue donc une approche pertinente pour l'exploration aurifère, appliquée avec succès sur les métalotectes de la ceinture de roches vertes australienne (Micklethwaite et Cox, 2004, 2006), et totalement novatrice au Canada. La dynamique sismique des failles est appréhendée en modélisation numérique suivant la théorie des *aftershocks*, qui consiste à prédire les déformations élastiques générées par un séisme sur son environnement. Bien qu'élaborée en sismologie sur des systèmes actifs de l'actuel, cette approche est applicable aux failles archéennes ayant fonctionné dans des contextes tectoniques similaires. Elle permet d'investiguer les modalités sismiques conditionnant la mise en place des gisements d'or orogénique de l'Abitibi, et procure un outil d'exploration prometteur inusité au Canada. Le terrain choisi

pour l'application abitibienne de cette approche est la Faille de Cadillac, structure translithosphérique majeure constituant le plus important métallotecte aurifère de la ceinture.

2 METHODOLOGIE

2.1 La rupture de Coulomb

Le critère de Coulomb-Navier, plus couramment nommé critère de Coulomb, caractérise sur un plan défini l'état de contraintes critique au-delà duquel la déformation évolue du régime élastique au régime plastique, c'est-à-dire entre en conditions de rupture. La rupture traduit une augmentation drastique instantanée de la vitesse de déformation accompagnée d'une chute de contraintes. Dépendamment des propriétés du matériau et de la température, celle-ci peut être cassante (failles, fractures) ou ductile (fluage : mylonites, *shear zones*).

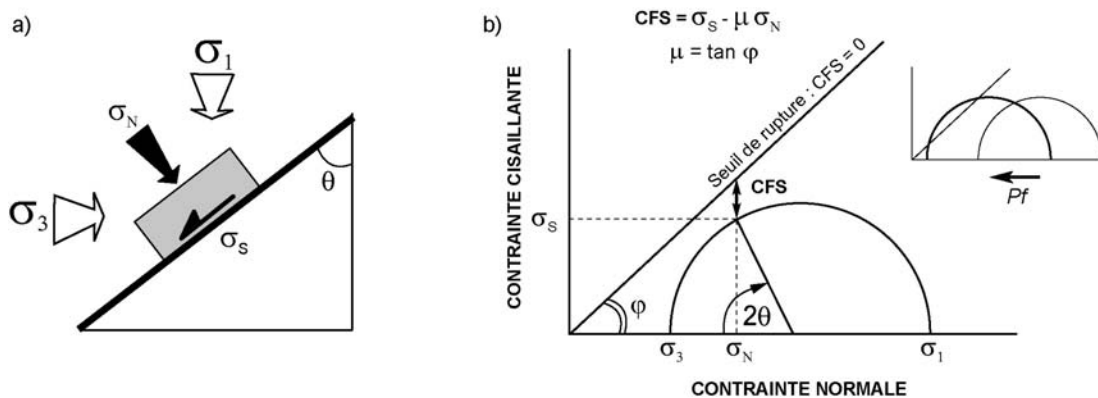


Figure 1. a) Les contraintes normale σ_N et tangentielle σ_S résultent de la projection du tenseur de contraintes principales (σ_1 et σ_3) sur un plan de glissement caractérisé par l'angle θ qu'il forme avec σ_1 . b) Diagramme de Mohr illustrant le critère de rupture de Coulomb-Navier, effet de la pression de fluide Pf .

Le seuil de rupture défini par Coulomb et Navier exprime l'opposition des deux termes résultants de la projection du tenseur principal sur un plan défini (**Figure 1a**), à savoir la contrainte cisailante σ_S , dont l'augmentation favorise la rupture, et la contrainte normale au plan σ_N , dont la diminution favorise la rupture :

$$CFS = \sigma_S - \mu \sigma_N$$

où *CFS* (*Coulomb Failure Stress*) est la contrainte de Coulomb et μ le coefficient de friction. Puisque les effets sur le glissement produits respectivement par les contraintes cisailantes et normales sont opposés (fig. 1a), le seuil de rupture est atteint lorsque le premier dépasse le deuxième, autrement dit lorsque $\sigma_S \geq \mu \sigma_N$, soit $CFS \geq 0$. Ce seuil est communément visualisé par le cercle de Mohr (**Figure 1b**).

En contexte crustal non-superficiel (c.-à-d., à des profondeurs dépassant quelques centaines de mètres), la pression de fluide Pf exerce une influence sur la déformation en favorisant significativement la rupture. Cette pression, qui s'exerce par définition perpendiculairement à toute surface, s'oppose aux contraintes normales portées sur la trame rocheuse : $\sigma_N' = \sigma_N - Pf$, où σ_N' est la contrainte normale effective. Ceci induit une diminution notable de la résistance au cisaillement, visualisable sur le diagramme de Mohr par une translation du cercle vers la gauche (**Figure 1b**).

Il est communément admis que la pression de fluide évolue dans la croûte continentale d'un gradient hydrostatique (colonne d'eau à l'équilibre avec la surface) à un gradient sublithostatique en raison d'une diminution de la perméabilité avec la profondeur, particulièrement efficace au niveau de la transition ductile-cassant (p.ex., Sibson, 2003). Toutefois, ces considérations ne s'appliquent pas à l'étude des phénomènes sismiques du fait que la propagation des déformations cosismiques est significativement plus rapide que les transferts de pressions de fluide. Il est alors postulé que Pf n'est à l'équilibre qu'avec son environnement direct, et s'exprime comme une fraction de la contrainte normale locale à travers le coefficient de Skempton B : $Pf = B\sigma_N$, ce qui revient à introduire un coefficient de friction apparent μ' tel que $\mu' = \mu(1 - B)$. On utilise donc une expression modifiée du critère de Coulomb :

$$CFS = \sigma_S - \mu' \sigma_N$$

Les données disponibles dans la littérature établissent une gamme de valeurs pour le coefficient de friction apparent bornée par 0,2 et 0,8 (Micklethwaite et Cox, 2006), en fonction de l'orientation du bâti tectonique (la prédominance de structures parallèles à σ_1 diminuerait μ'). Les valeurs limites de cet intervalle ne seraient donc pas moins représentatives des conditions réelles que la médiane.

2.2 Théorie des *aftershocks* et application à l'exploration d'or orogénique

La théorie des *aftershocks*

La théorie des *aftershocks* est issue des recherches en sismologie axées sur la dynamique sismique des grandes failles actives contemporaines, notamment sur la prédiction des tremblements de terre et de leurs répliques sur des failles secondaires. Le principe consiste à reproduire un séisme en modélisation numérique afin de déterminer les modifications du champ de contraintes statiques induites dans son environnement, et de cartographier ainsi les secteurs placés en conditions de rupture selon le critère de Coulomb. Ces secteurs, nommés *zones de dommage*, sont théoriquement le lieu d'une sismicité ou microsismicité accrue et prolongée suite au séisme principal (essaims sismiques ou *earthquake swarms*), traduisant l'activation d'un réseau de failles secondaires étendu jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de la faille majeure (p. ex., King et al, 1994; Micklethwaite et Cox, 2006; Daniel, 2007).

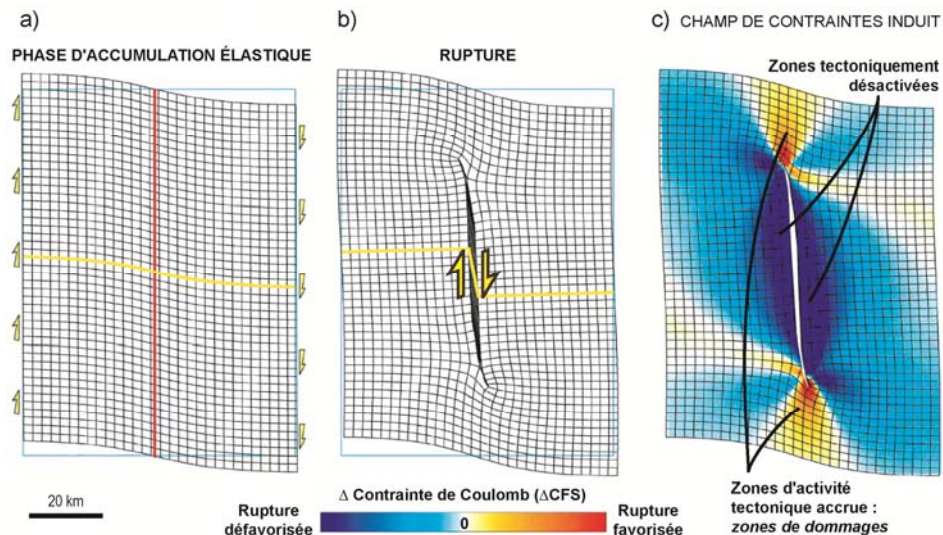


Figure 2. Séquences du cycle sismique, avec une phase d'accumulation élastique (a) suivie d'une phase de rupture (b). Le diagramme c) indique les modifications induites par le séisme sur le champ de contraintes dans l'environnement de la faille, représentées par la contrainte de Coulomb (CFS dans le texte) calculée en chaque point. Les variations positives de la contrainte de Coulomb (en jaune et en rouge) stipulent un rapprochement des conditions de rupture. Modifié de Stein et al. (1997).

Ces zones de dommages sont représentées sur la **Figure 2** par les lobes jaunes à rouge apparaissant à proximité des extrémités du segment de rupture sur la faille. Ces lobes sont marqués par une variation positive de la contrainte statique de Coulomb ($\Delta CFS > 0$), rapprochant le tenseur de contraintes local des conditions de rupture et générant ainsi une activité tectonique (microsismicité et sismicité d'*aftershocks*). Inversement, les régions en bleu sont des zones de relaxation et de variation négative de la contrainte de Coulomb ($\Delta CFS < 0$). Il apparaît clairement sur la **Figure 2c** que la rupture se produira au prochain incrément sismique dans la prolongation géographique du segment rompu (c.-à-d. au-delà de ses terminaisons supérieure et inférieure) tandis que les régions situées sur et à proximité du segment même deviennent inactives et sismiquement silencieuses.

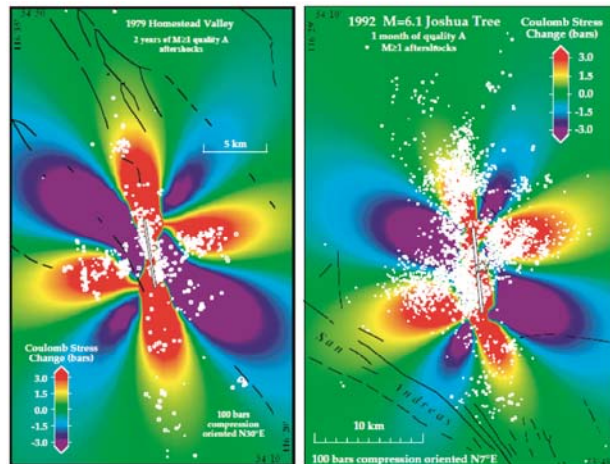


Figure 3. Prédiction des *aftershocks* sur deux séismes réels produits sur le système San-Andreas en 1979 (a) et 1992 (b), d'après King et al (1994). Les points blancs marquent les épicentres de micro-sismicité observée tandis que les lobes positifs (en rouge) délimitent les zones prédites de leur apparition.

La théorie se confirme avec succès dans son application aux séismes actuels produits par des failles actives d'ampleur crustale telles que la faille San Andreas (King et al, 1994; Harderbeck et al., 1998) et la faille nord-Anatolienne (Stein et al., 1997). Dans la majorité des cas, les lobes positifs obtenus en modélisation numérique prédisent 60 à 80 % des *aftershocks*. Par exemple, les micro-sismicités observées respectivement suite aux séismes de Homestead Valley de 1979 (magnitude $M = 5$) et de Joshua Tree en 1992 ($M = 6,1$), sur deux ramifications de la faille San-Andreas, sont très bien corrélées avec les zones de dommages générées en modélisation numérique (**Figure 3**) : la très grande majorité des secousses a lieu au sein des lobes positifs (jaune à rouge) tandis que les lobes négatifs (en bleu à violet) sont tectoniquement quasi-inactifs.

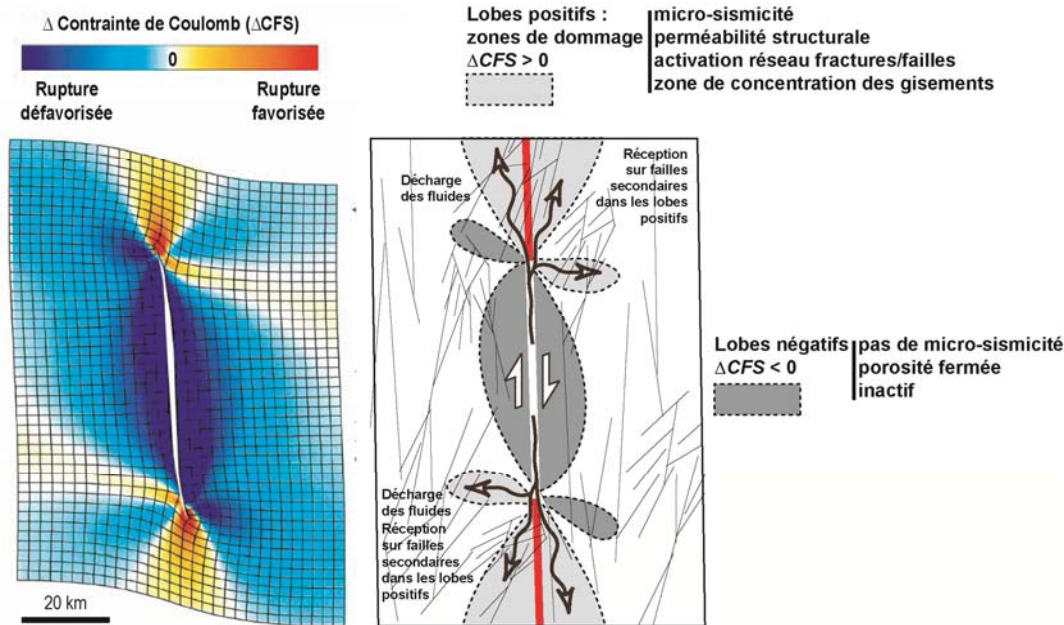


Figure 4. Schéma illustrant la migration des fluides hydrothermaux depuis la faille rompue vers les failles secondaires localisées dans les zones de dommage cosismique. Diagramme de gauche d'après Stein et al., (1997).

Application à l'exploration d'or orogénique

Cette approche présente un intérêt considérable en exploration de l'or orogénique puisqu'elle offre la possibilité de retracer les circulations post-sismiques de fluides associées aux minéralisations hydrothermales aux abords de métallotectes majeurs tels que les failles crustales archéennes dans les ceintures de roches vertes. Dans les contextes méso-crustaux de formation de ce type de gisements, proche de la transition ductile-cassant, le cycle sismique exerce un contrôle dominant sur la circulation des fluides hydrothermaux entre une faille majeure et son environnement (Sibson, 1989; Robert et al., 1995). Ceci se fait à travers la succession de phases intersismiques d'accumulation élastique/fermeture de la porosité et de phases sismiques de libération et de décharge des fluides vers des zones de perméabilité transitoirement ouverte par l'activité postsismique (c.-à-d., zones de dommage causées par les essais sismiques). Ces essais sismiques, typiquement de magnitude $M < 4$, provoquent la rupture sur des segments de failles longs de quelques centaines de mètres à un kilomètre avec des rejets de quelques dizaines de centimètres (Wells et Coppersmith, 1994; Daniel, 2007; Micklethwaite et al., 2010).

Il est communément admis que les fluides hydrothermaux impliqués dans la formation des gisements d'or orogénique des ceintures de roches vertes ont au moins partiellement pour origine la déshydratation associée au métamorphisme prograde des niveaux volcano-sédimentaires de la croûte plongeante pendant les subductions archéennes (Rabeau et al., 2006; Dubé et Gosselin, 2007). La migration de ces fluides dans la croûte terrestre se produit à la faveur du réseau de failles, incluant les failles de 1^{er} ordre, formant les limites de plaques (plan de subduction ou décrochement régional), qui constituent les principaux métallotectes que l'on retrouve aujourd'hui (Robert et al., 1995). L'impulsion sismique générant la migration de ces fluides hydrothermaux se déroule comme suit :

- 1) L'accumulation de contraintes se produisant sur les failles de 1^{er} ordre pendant la phase intersismique contribue à diminuer la perméabilité à proximité de ces failles, qui agissent à ce stade en barrières hydrauliques (Husen et Kissling, 2001). Les fluides hydrothermaux issus du métamorphisme de la croûte plongeante sont maintenus au mur de ces failles dans des réservoirs surpressurisés (Pf sublithostatique).

- 2) La rupture de cette barrière lors de la phase sismique (séismes typiquement très forts) met en connexion ces réservoirs avec des environnements en régime hydrostatique (ou subhydrostatique), provoquant leur migration rapide au sein de la croûte obductante et du prisme d'accrétion (Robert et al, 1995), ainsi que leur dépressurisation instantanée contribuant aux précipitations hydrothermales (Cox et al, 2001; Harcouët – Menou et al, 2009). Cette migration rapide est observée sur des systèmes analogues actuels grâce aux profils verticaux des rapports de vitesses des ondes sismiques P et S dans les mois suivants un séisme majeur (de l'ordre de 20 km en 50 jours : Husen et Kissling, 2001). La rapidité de ces transferts, largement supérieure à la normale, atteste d'une augmentation considérable de la perméabilité crustale suite au séisme et de très forts gradients de pression de fluides engendrés (connexion rapide de réservoirs en régimes hydrauliques contrastés).

Suite à la rupture principale, le drainage des fluides depuis la faille majeure vers les failles secondaires (**Figure 4**) où est concentrée la grande majorité des gisements (p.ex., Dubé et Gosselin, 2007) est donc permis par une augmentation rapide de la perméabilité structurale induite par l'activation sismique du réseau de fractures et failles secondaires dans les zones de dommage. La distribution des zones de dommage prédite par la modélisation des changements de contraintes consécutifs à la rupture indique alors les lieux de décharge de fluides en provenance de la faille majeure. Il y a par la suite un phénomène d'entraînement entre la décharge des fluides pressurisés vers les zones de dommages et la conservation de la perméabilité structurale (qui serait en d'autres circonstances rapidement scellée) permise par le maintien de l'activité sismique, elle-même assistée par la pression de fluide. Ce phénomène exerce un contrôle sur la décroissance temporelle de l'activité sismique dans les zones de dommages, qui se prolonge typiquement sur quelques mois à quelques décennies pour chaque incrément sismique (Micklethwaite et Cox, 2006; Micklethwaite et al., 2010). Cette période voit donc perdurer la migration et la concentration des fluides minéralisateurs depuis la faille majeure vers les gisements en formation localisés dans les failles secondaires au sein des zones de dommages.

Du point de vue de l'observation, plusieurs éléments sont en faveur de l'application de la théorie des *aftershocks* sur les métallotectes archéens de l'Abitibi :

- La nature sismique des failles génétiquement reliées aux minéralisations d'or orogénique est couramment attestée sur le terrain par les textures *crack and seal* (Dubé et Gosselin, 2007), impliquant le fonctionnement de faille-valves (Sibson, 1994; Robert et al., 1995).
- La présence dans les zones minéralisées de veines horizontales (fractures mode I à remplissage qtz-carb) aux abords des failles requiert l'intervention de très hautes pressions de fluide, drainées par les failles. Ceci implique un fort contrôle sismique sur les circulations de fluide, par la création de connexions rapides entre différents réservoirs aux conditions de pression contrastées (Sibson, 1985).
- Les fluides associés aux minéralisations sont communément en déséquilibre géochimique avec l'encaissant (Micklethwaite et Cox, 2006), ce qui suggère une circulation rapide à la faveur du réseau de fractures et failles (perméabilité structurale non scellée) plutôt que dans la porosité matricielle de l'encaissant qui est typiquement beaucoup plus lente; circulation mobilisée par des gradients de pression anormaux générés par les taux de déformations élevés caractéristiques des contextes sismiques.
- Les calculs basés sur la solubilité de l'or dans les fluides hydrothermaux suggèrent des volumes finis de fluides de l'ordre de 10^8 à 10^{12} m³ pour un gisement > 100 tonnes d'or. La migration et la concentration d'un aussi substantiel volume de fluides est rendue possible par la répétition d'un même schéma de migration, permis par la récurrence de plusieurs cycles de rupture sismique arrêtés dans un même secteur géographique (de l'ordre de la centaine au millier d'incrément).

- La grande majorité des gisements n'est pas portée par les failles crustales à fort rejet, mais par des structures secondaires de rejet moyen à faible localisée à moins de 5 kilomètres des failles de 1^{er} ordre. Ceci est particulièrement visible sur la Faille de Cadillac (Dubé et Gosselin, 2007). Ce rayon d'influence concorde avec la taille moyenne des zones de dommage cosismique.
- La répartition des gisements le long des métallotectes tels que la Faille de Cadillac n'est pas homogène, mais regroupée en *grappe* suivant des champs aurifères (« clusterisée »), typiquement de quelques dizaines de kilomètres de large, ce qui correspond à la taille des zones de dommages théoriques pour des séismes de magnitude moyenne sur des failles lithosphériques ($M = 6 - 8$).
- Les épicentres de séismes superficiels sur les grandes failles actives contemporaines se produisent le plus souvent à la base de la croûte sismogénique, ce qui correspond aux niveaux crustaux archéens affleurants en Abitibi aujourd'hui. Il y a donc similarité de contexte tectonique avec les failles actuelles sur lesquelles l'efficacité de l'approche est avérée.

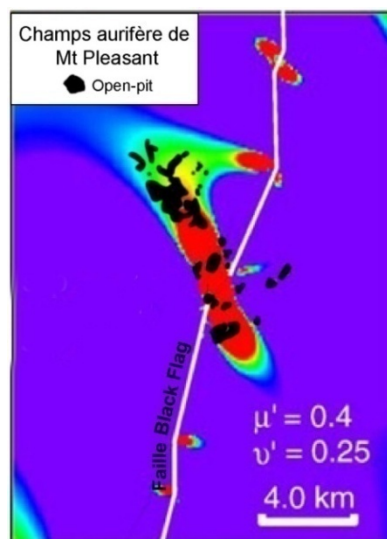


Figure 5. Calcul des changements de la contrainte de Coulomb (ΔCFS) induits par l'activité sismique archéenne de la faille Black Flag (Australie). Du vert au rouge : $\Delta CFS > 0$; en violet : $\Delta CFS < 0$. On note l'excellente corrélation géographique entre les lobes positifs et les minéralisations connues d'or orogénique (d'après Micklethwaite et Cox, 2006).

Les résultats obtenus sur certaines grandes failles métallifères archéennes du craton australien montrent une très bonne corrélation spatiale avec les gisements aurifères orogéniques (Cox et Ruming, 2004; Micklethwaite et Cox, 2004, 2006; Sheldon et Micklethwaite, 2007), comme en atteste la **Figure 5**. On voit sur cette figure que les zones minéralisées connues et exploitées (*open-pit*) sont presque systématiquement incluses dans les zones de dommage prédites par la théorie des *aftershocks* (du vert au rouge). L'efficacité de cette approche est donc démontrée dans un contexte structural et métallogénique analogue à celui de l'Abitibi.

2.3 Cartographie 2D du potentiel de rupture cosismique

Stratégies de modélisation sous UDEC

Les événements sismiques sont reproduits en simulation numérique à l'aide du code géomécanique commercial UDEC (*Universal Distinct Elements Code*) développé par Cundall (1971, 1980). Ce code aux éléments finis résout les équations de l'élasticité linéaire en 2D (lois de Hooke) sur chaque élément

infinitésimal de la maille résultant de la discrétisation spatiale des blocs, et en 1D sur les éléments constituant les contacts entre ces blocs (failles ou contours lithologiques).

Dans la présente étude, l'objectif est de simuler la rupture sur un tronçon de faille existante. Il y a donc deux types de comportements de contacts à prendre en compte, correspondant respectivement aux tronçons actifs et inactifs de la faille. La portion de la faille ayant rompu (tronçon actif) est délimitée de part et d'autre par des points de blocages de la propagation de la rupture. Le positionnement de ces points de blocage est justifié par des observations géologiques et géomécaniques et constitue l'un des aspects critiques de l'approche, faisant l'objet d'une attention particulière.

La difficulté sous-jacente à la modélisation numérique des phénomènes sismiques réside dans la limitation du glissement à une portion restreinte active de la faille, autrement dit l'immobilisation et le « masquage » mécanique des portions inactives. Plusieurs stratégies ont été élaborées pour ce faire au cours de cette étude, dont les deux principales sont :

- Imposer un coefficient de friction très fort sur les portions inactives de la faille, de sorte que celles-ci demeurent en tout temps en régime de déformation élastique tandis que la portion active entre très tôt en régime plastique (simulant la rupture). Si cette approche devrait théoriquement être efficace et permettre le maintien du continuum élastique entre les blocs, les rigidités élastiques imposées aux portions inactives afin de les « bloquer » sont telles que ledit continuum ne peut être conservé. De plus le champ de contraintes régional, d'un ou plusieurs ordres de grandeur supérieurs au champ induit par le séisme, peut masquer les effets de ce dernier.
- Imposer des vitesses normale et tangentielle nulles sur les portions inactives de la faille, tandis qu'une vitesse tangentielle paramétrée est appliquée sur le tronçon actif. Dans ce cas il n'y a pas de champ régional appliqué aux limites du système, et les contraintes obtenues résultent uniquement des déformations induites par le glissement. Par ailleurs, ce type de paramétrage offre un contrôle total sur la quantité de glissement et permet d'imposer un rejet réaliste en regard de la dimension de la faille et de la longueur des tronçons activés (d'après les relations empiriques établies par Wells et Coppersmith, 1994). Le glissement imposé est homogène sur l'ensemble du tronçon actif, il n'y a pas de diminution progressive à l'approche des points de rupture ce qui accentue l'intensité des effets induits sans pour autant augmenter la taille des lobes.

Après plusieurs séries d'essais sur des modèles théoriques, le choix a été porté sur la deuxième stratégie. La présence des tronçons inactifs est mécaniquement « masquée » bien que ces portions demeurent des hétérogénéités linéaires au sein du continuum élastique aux abords desquelles il y aura accumulation de contraintes. Ceci traduit un parti-pris justifiable d'un point de vue tectonique et géomécanique.

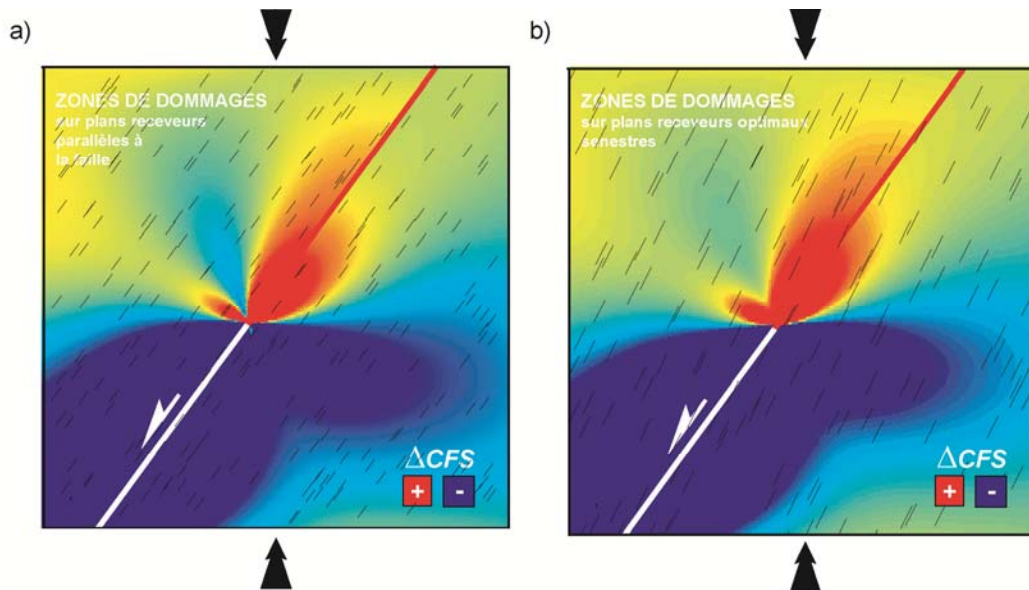


Figure 6. Modélisation des zones de dommage cosismique sous *UDEC* ($\mu' = 0,4$). La portion blanche de la faille indique le tronçon actif (rupture uniforme) tandis que le trait rouge marque la portion inactive. Les traits fins noirs indiquent de manière schématique l'orientation des plans receveurs. Les couleurs chaudes (vers le rouge) indiquent une variation positive de la contrainte de Coulomb, autrement dit une rupture favorisée. Lissage par la méthode des voisins naturels.

Les plans receveurs

Pour chaque simulation, le champ de contraintes induit par le séisme est obtenu en tout point du modèle dans le repère propre (σ_1, σ_3) ou quelconque ($\sigma_{xx}, \sigma_{xy}, \sigma_{yy}$). La contrainte de Coulomb (*CFS*), quantification du potentiel de rupture (cf. section 2.1), est ensuite calculée en tout point comme une fonction par l'angle θ que forme le plan considéré avec la contrainte σ_1 (**Figure 1**). Ces plans sont nommés *plans receveurs*. Leur orientation a un impact majeur sur les valeurs de la *CFS* obtenues : il est évident que l'aptitude à la rupture en un point est conditionnée par l'orientation du plan de rupture considéré (plan receveur).

L'orientation des plans receveurs peut être prédéfinie si l'on cherche à analyser les changements de contraintes sur une structure ou une famille de structures observées (série de plans secondaires parallèles à la faille majeure sur l'exemple illustré par la **Figure 6a**). Autrement, on cherchera les angles optimaux (**Figure 6b**) en chaque point vis-à-vis du tenseur principal local, résultant de la superposition du champ régional et du champ induit. Le séisme peut en effet induire des rotations significatives du champ de contrainte régional, notamment aux abords de la zone de rupture, si le champ induit est de grandeur comparable au champ régional. Dans ce cas, il s'avère nécessaire de simuler dans un premier temps le séisme avec application d'un champ régional aux limites du modèle. Toutefois, ces rotations diminuent en profondeur du fait de l'augmentation de la magnitude du champ régional, tandis que le champ induit varie peu (le rejet n'est pas plus important en profondeur). Les essais effectués démontrent qu'il n'est nécessaire dans le cas présent de prendre en compte ces altérations, si bien que les plans optimaux seront déterminés par le champ régional initial.

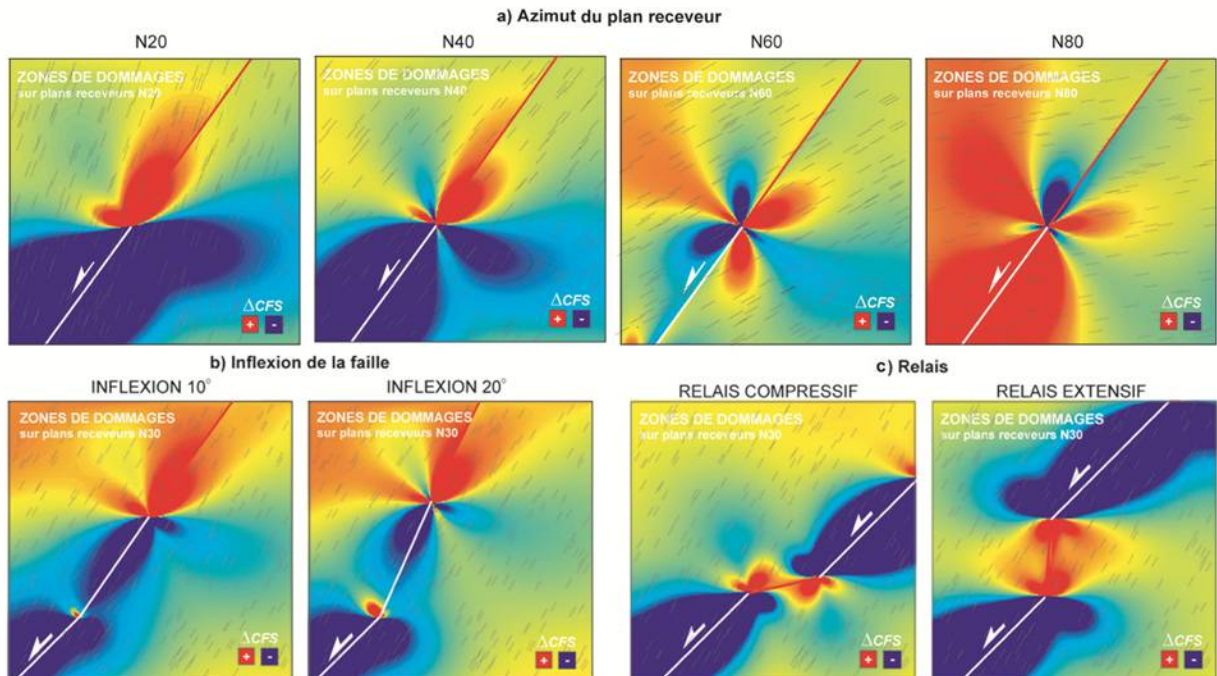


Figure 7. a) Importance de l'orientation des plans receveurs sur la géométrie des zones de dommage. L'azimut de la faille est N35°. Dans les quatre cas, les plans receveurs sont des plans de cisaillement senestre. b) Effet d'une inflexion de la faille. c) Effet d'un relais de la faille. Dans toutes ces simulations numériques $\mu' = 0,4$.

Variations géométriques des zones de dommage

On retrouve sur la figure 6 la géométrie classique des 4 lobes (2 positifs, 2 négatifs) déjà largement documentée dans la littérature sismologique (King et al., 1994). La proportion relative des différents lobes est conditionnée par plusieurs paramètres, outre la géométrie de la faille, dont les plus significatifs sont le coefficient de friction apparent μ' , et l'orientation des plans receveurs. Les lobes se rejoignent toujours au niveau du point de blocage, qui joue par conséquent un rôle primordial dans leur géométrie. L'augmentation de l'azimut des plans receveurs semble générer une rotation de certains lobes de telle sorte qu'un lobe positif se trouve toujours dans l'axe des plans receveurs au départ du point de blocage (**Figure 7a**). L'importance de ce lobe positif découle de l'angle formé par son grand axe avec la faille. Ainsi lorsque cet angle est proche de 180, le lobe s'hypertrophie, tandis qu'un rapport oblique à 45° le restreint en taille. Ce comportement est parfaitement visible sur la **Figure 7a**. En revanche, le lobe positif latéral (bien visible sur la figure 6a) conserve sensiblement la même orientation quelque soit l'azimut des plans receveurs (**Figure 7a**), et sa taille semble évoluer inversement par rapport au premier. Ce comportement dérive du fait que la contrainte de Coulomb est une somme de deux termes, l'un en contrainte cisailante et l'autre en contrainte normale (*cf.* section 2.1.), dont les effets évoluent inversement avec l'augmentation de l'azimut des plans receveurs. Le coefficient μ' détermine l'importance relative des deux termes.

Ces modèles font apparaître un résultat préliminaire notable (**Figure 6**) : les zones de dommages sont localisées dans – et autour de – la prolongation du segment rompu tandis que, sur le segment même, le potentiel de rupture est très bas (relaxation de contraintes consécutive à la rupture), ceci pour des plans receveurs proches du plan optimal. Il en découle une règle générale selon laquelle les régions situées aux abords du segment même sont de faible potentiel minéral, par opposition aux intersections entre les segments où sont concentrés les dommages.

Dans une première phase expérimentale, de nombreux tests ont été effectués sur différents motifs géométriques théoriques afin de contraindre, dans une deuxième phase, le paramétrage des modèles incorporant des failles réelles. Seuls sont rapportés ici les tests intégrant une inflexion de la faille

(**Figure 7b**) et un relais compressif ou extensif (**Figure 7c**). Une inflexion de la faille génère un lobe positif du côté de l'angle fermé ($< 180^\circ$), dont l'extension augmente avec l'angle de l'inflexion (**Figure 7b**). Cet effet est plus diffus lorsque l'inflexion est progressive (courbure), bien qu'il soit toujours présent. La nature tectonique d'un relais sur la faille, nature compressive ou extensive, ne semble pas avoir un très fort impact sur la géométrie des lobes qui est davantage régie par l'écartement entre les deux tronçons actifs, autrement dit la longueur et l'azimut du relais (**Figure 7c**). Un effet remarquable des relais est l'atrophie des lobes positifs situés dans le prolongement des tronçons actifs, causée par la présence du lobe négatif sur le tronçon opposé. En revanche, le lobe positif latéral sur chaque point de blocage est dirigé vers l'intérieur dans le cas d'un relais extensif. Ceci engendre une meilleure « connexion » entre les lobes positifs, de sorte qu'une vaste zone de dommage tend se développer sur toute la longueur du relais. Ce comportement est une caractéristique intrinsèque aux relais extensifs, qui s'avèrent donc plus propices à l'apparition de vastes zones de dommage. Notons que le type de configuration présenté sur la **Figure 7c** est réaliste puisqu'une zone de relais coïncidera préférentiellement avec une zone de blocage en raison de son azimut non optimal. Les points d'inflexion apparaissent alors comme des points de blocage privilégiés.

Les points de blocage

L'acheminement d'un volume de fluides hydrothermaux suffisamment important pour permettre l'enrichissement d'un corps minéralisé implique la répétition d'un même schéma de migration et de concentration des fluides sur un grand nombre d'incrémentations sismiques (de l'ordre de plusieurs centaines de mètres). La répétition du blocage de la rupture dans un même secteur de la faille est donc une condition nécessaire à la genèse de gisements aurifères orogéniques dans les zones de dommage.

La rupture sismique se propage depuis l'épicentre, où elle est initiée, vers les points de blocage. Le profil du glissement montre un maximum à l'épicentre et décroît progressivement jusqu'aux points de blocage où il est totalement nul. La nature de ce profil fait l'objet de recherches actives depuis plusieurs décennies, synthétisées par Scholz (2007). Les profils observés sur des failles réelles s'écartent du profil elliptique prédit par la théorie de l'élasticité (Manighetti et al., 2009) et décrivent une segmentation (succession de zones de blocage partiel et de zones de glissement) soulignant l'importance du contrôle structural sur la détermination des points de blocage (géométrie et architecture de la faille). Notons que celui-ci était depuis plusieurs décennies documenté dans la littérature sur une base plus descriptive (Wesnousky, 1988). Outre le contrôle purement élastique (dissipation elliptique de l'énergie élastique), les points de blocage se produisent aux extrémités de segments formés par des « irrégularités » structurales de la faille, d'ordre géométrique (point d'inflexion, relais dur, relais tendre, intersection avec une autre faille...) ou tectonique (style de la faille : changement dans le mode d'accommodation de la contrainte). Il est à noter que plus la segmentation domine sur le contrôle élastique, plus la propension à reproduire le blocage sur un même secteur de la faille à travers plusieurs incréments sismique est forte. Autrement dit, les « irrégularités » structurales de la faille sont le lieu privilégié de blocages répétitifs. Il est très plausible de considérer un relais ou une inflexion de la faille comme des zones de paléo-blocage de ruptures (Sibson, 1985) ayant fonctionné sur plusieurs centaines de milliers d'années (Micklethwaite et Cox, 2004, 2006).

3 MODELISATION DE LA DYNAMIQUE SISMIQUE DE LA FAILLE DE CADILLAC

3.1 Contexte structural et métallogénique

La Faille de Cadillac est l'un des plus importants métallotectes d'or orogénique au monde. Elle parcourt la ceinture de roches vertes de l'Abitibi sur plus de 300 km entre Val-d'Or au Québec et Larder Lake en Ontario, axe sur lequel sont alignés des concentrations anormales en Or, Cuivre, Zinc et Nickel (et autres métaux non ferreux), comprenant plusieurs gisements de calibre mondial tels que Sigma-Lamaque, Malartic, Goldex, Rouyn, Larder Lake et Kirkland Lake.

Il s'agit d'un couloir de déformation subvertical orienté globalement E-W, large de quelques centaines de mètres à kilomètres et profondément enraciné, ayant joué un rôle majeur dans la structuration régionale archéenne. La Faille de Cadillac est interprétée comme étant le plan de subduction de la Sous-province du Pontiac sous l'Abitibi, associé à la formation du prisme d'accrétion fossilisé par les sédiments détritiques du Pontiac (Ludden et al., 1993). Cette limite de plaque archéennes aurait évolué en partitionnement (dédoublément d'un front décrochant subvertical et d'un front chevauchant) lors du passage régional en compression oblique (Daigneault et al., 2002). Son activité étendue sur plus de 50 Ma est largement polyphasée, alternativement compressive, transpressive dextre et extensive. La transpression dextre permet d'accommoder le décrochement systématiquement observé sur tous les tronçons de la faille, et aussi un raccourcissement pouvant intégrer les failles inverses et veines subhorizontales comme celles observées dans le camp de Sigma-Lamaque (Robert et Brown, 1986).

L'hypothèse émise ici est donc que la transpression dextre joue un rôle significatif comme contrôle de la décharge des fluides hydrothermaux. Cette hypothèse sera testée plus avant. Il est donc explicitement postulé que les épisodes minéralisateurs sont associés au décrochement dextre tardif dans l'évolution du système, généré par une compression régionale NW à NNW.

L'essentiel de la déformation finie étant acquis préalablement à la mise en place des gisements aurifères orogéniques, l'agencement de failles contemporaines des minéralisations peut être approximé similaire à l'agencement actuel.

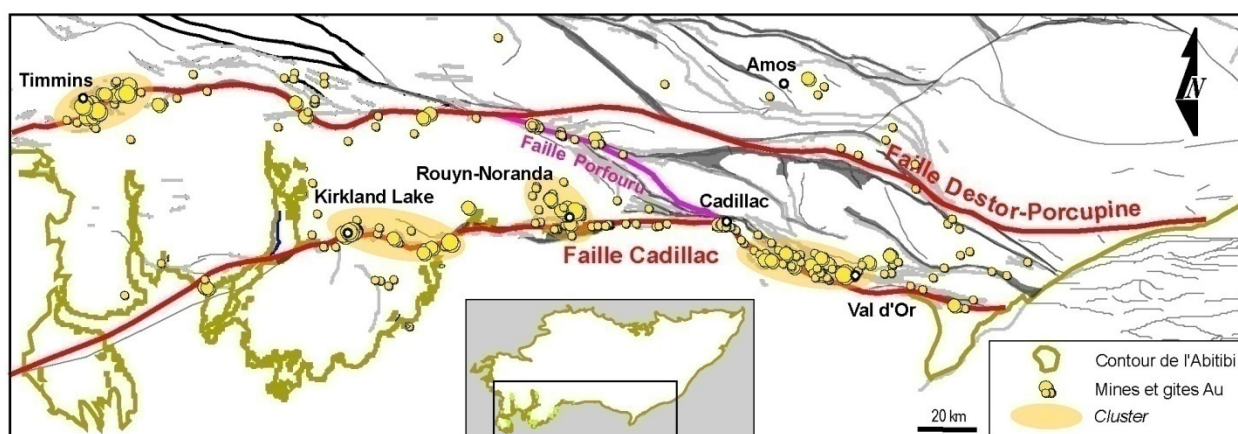


Figure 8. Distribution des mines et gîtes aurifères orogéniques en Abitibi. Les amas, ou *clusters*, indiqués correspondent aux camps miniers de Val-d'Or – Malartic, Rouyn-Noranda, Kirkland Lake et Timmins.

La distribution des gisements aurifères orogéniques le long et à proximité du couloir de Faille de Cadillac n'est pas homogène (**Figure 8**). On note le regroupement par grappe (ou *clusters*) des gisements importants sur certains tronçons, dont la longueur est typiquement de l'ordre quelques dizaines de kilomètres (30 – 50 km), séparés par des segments manifestement moins fertiles. Ces amas constituent les camps miniers de Val-d'Or (comprenant les gisements majeurs de Sigma-Lamaque, Malartic, Camflo, Kiena, Goldex...), Rouyn-Noranda (Stadaconda, Silidor, Peel...), Kirkland Lake (Lake Shore, Kirkland Lake, Wright, Teck-Hughes, Macassa...) et Timmins sur la faille Destor-Porcupine (Dome, Hollinger, McIntyre, Pamour). Cette hétérogénéité de répartition des gisements ainsi que leur concentration en *grappe* est une caractéristique générale aux métallotectes archéens. Ce phénomène est en effet observé sur la faille Boulder-Lefroy en Australie (Weinberg et al., 2004) et sur la Faille Ashanti au Ghana (Harcouët-Menou et al., 2009). Les processus génétiques d'échelle régionale à l'origine d'un tel schéma spatial demeurent totalement incompris, et la répartition de ces camps miniers est inexplicable.

Les failles lithosphériques de premier ordre telles que les systèmes Cadillac et Destor Porcupine, interprétées comme des limites de plaques tectoniques dans des zones de convergence, produisent

typiquement des séismes de magnitude forte à très forte, avec des valeurs pics s'élevant jusqu'à $M > 8$. Ceci est observé sur les failles actuelles (faille San Andreas, faille Nord-Anatolienne, subduction Nazca au Chili...), et par actualisme étendu aux systèmes archéens (Micklethwaite et Cox, 2006). Il est intéressant de noter que la dimension des zones de dommage cosismique générées par des séismes de cette ampleur est du même ordre de grandeur que celle des *grappes*, ou camps miniers, décrits plus haut.

Par ailleurs, on observe que dans tous les cas les tronçons de la faille associés à ces *grappes* montrent une ou plusieurs inflexion(s), telle(s) que la faille se présente selon une direction moins bien orientée vis-à-vis de la compression régionale. Ceci rejoint les observations faites par Weinberg et al. (2004) sur le métallotecte archéen Lefroy-Boulder en Australie : les *grappes* sont spatialement associés à des virgations de la faille. En Abitibi, ceci est très visible sur les tronçons de Timmins, Val-d'Or, et Kirkland Lake (**Figure 8**). C'est aussi le cas du tronçon de Rouyn-Noranda bien que l'inflexion, de plus petite taille, soit moins discernable sur la **Figure 8**. La taille du segment infléchi est variable suivant le secteur, de même que la dimension de la grappe : celui de Val-d'Or est le plus important, suivi de Kirkland Lake, Timmins, puis Rouyn-Noranda. Ce changement local de l'orientation de la faille s'avère être une cause très plausible de segmentation sismique. Lors du séisme, la propagation de la rupture se bloque sur le point d'inflexion, dont le dépassement requiert plus d'énergie qu'une simple diffusion linéaire, et au-delà duquel la faille n'est plus favorablement orientée. Par ailleurs, ces inflexions sont souvent associées à des intersections de failles.

Ces observations suggèrent un contrôle sismique sur la répartition des gisements à l'échelle régionale et sur la formation de *grappes*, dont la distribution serait génétiquement reliée à la segmentation de la faille.

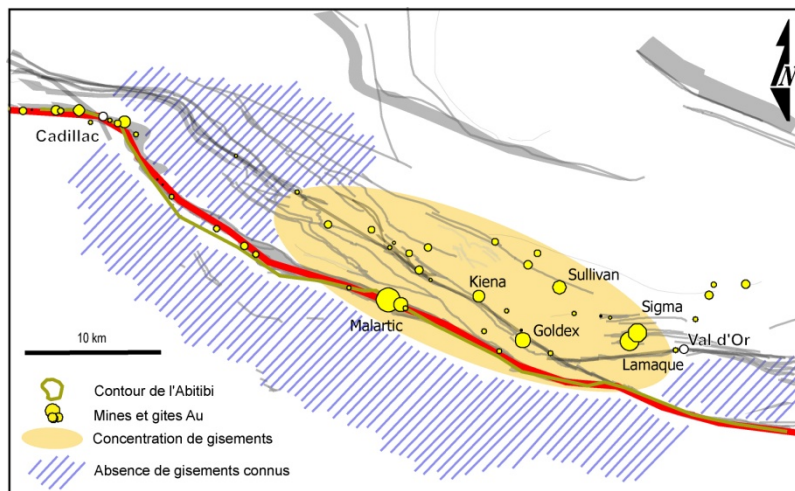


Figure 9. Distribution des mines et gîtes aurifères orogéniques dans le camp minier de Val-d'Or – Malartic.

Cette hétérogénéité dans la distribution des gisements se retrouve à une échelle plus locale. La **Figure 9** présente la distribution géographique des gisements d'or orogénique aux abords de la Faille de Cadillac (distance < 10 km) entre les villes de Val-d'Or et de Cadillac. Il apparaît clairement que les gisements sont concentrés à l'ouest de Val-d'Or, sur le côté nord de la faille, tandis que plusieurs zones semblent désertiques telles que le côté sud de la faille et l'est de la ville de Cadillac. Cette hétérogénéité géographique stipule que le positionnement des minéralisations dans la zone d'influence locale du métallotecte ne répond pas de processus aléatoires, mais manifeste au contraire un fort contrôle par des mécanismes géologiques spécifiques dont la nature demeure méconnue. Il est toutefois possible que ce phénomène soit accentué par un biais d'échantillonnage causé par des efforts d'exploration non homogènes dans l'espace.

3.2 Paramétrage des modèles

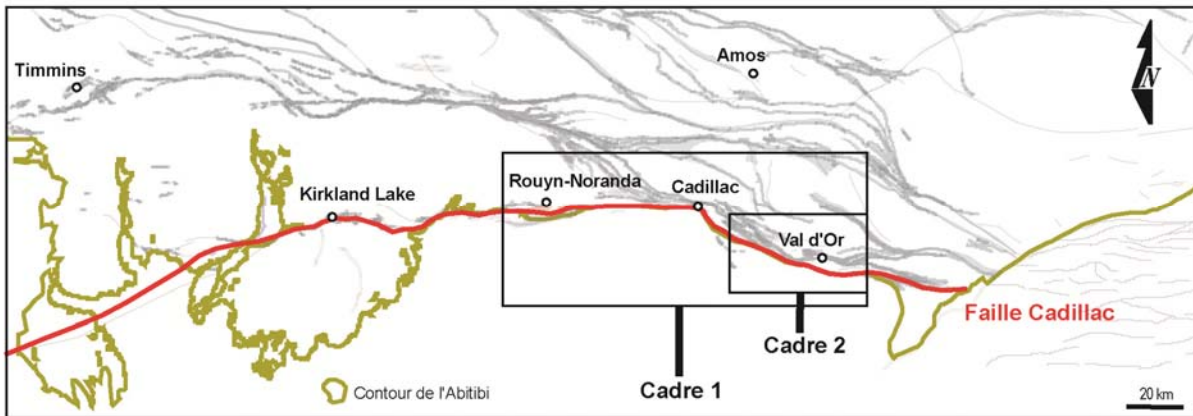


Figure 10. Localisation des domaines modélisés.

La présente étude s'applique à étudier la dynamique sismique de la partie québécoise de la Faille de Cadillac. Des modélisations numériques ont été réalisées sous *UDEC*, dans le but de reproduire les séismes s'étant produits à l'Archéen sur la Faille de Cadillac, ayant contrôlé la migration de volumes importants de fluides hydrothermaux pendant les épisodes de minéralisation. Le calcul de la contrainte de Coulomb en chaque point – établissant l'aptitude à la rupture cosismique – fait apparaître les zones de dommage générées par ces séismes. Ceci permet de cartographier numériquement les régions d'augmentation – et de maintien – de la perméabilité structurale, et de prédire les secteurs propices à la décharge et à la précipitation des fluides hydrothermaux conduisant à la formation de gisements.

Un premier modèle, mesurant 50 x 140 km, prend en compte la quasi-totalité de la portion québécoise de la faille (**Figure 10, cadre 1**). Ce modèle s'attache à reproduire l'hétérogénéité de distribution des minéralisations décrite précédemment, tester la corrélation des amas de gisements (**Figure 8**) avec des zones de dommages cosismique, et rechercher sur cette base les zones de haut potentiel non connues à l'échelle régionale. Le deuxième modèle (**Figure 10, cadre 2**), de 30 x 40 km, est un zoom sur le secteur de Val-d'Or – Malartic. Dans ce cas l'objectif est de tester avec un meilleur degré de précision la corrélation spatiale entre les zones de dommage cosismique et les gisements importants, constituant les plus fortes anomalies connues. Ceci permet de définir des secteurs à haut potentiel et des axes d'exploration à l'échelle du district, au sein du camp de Val-d'Or.

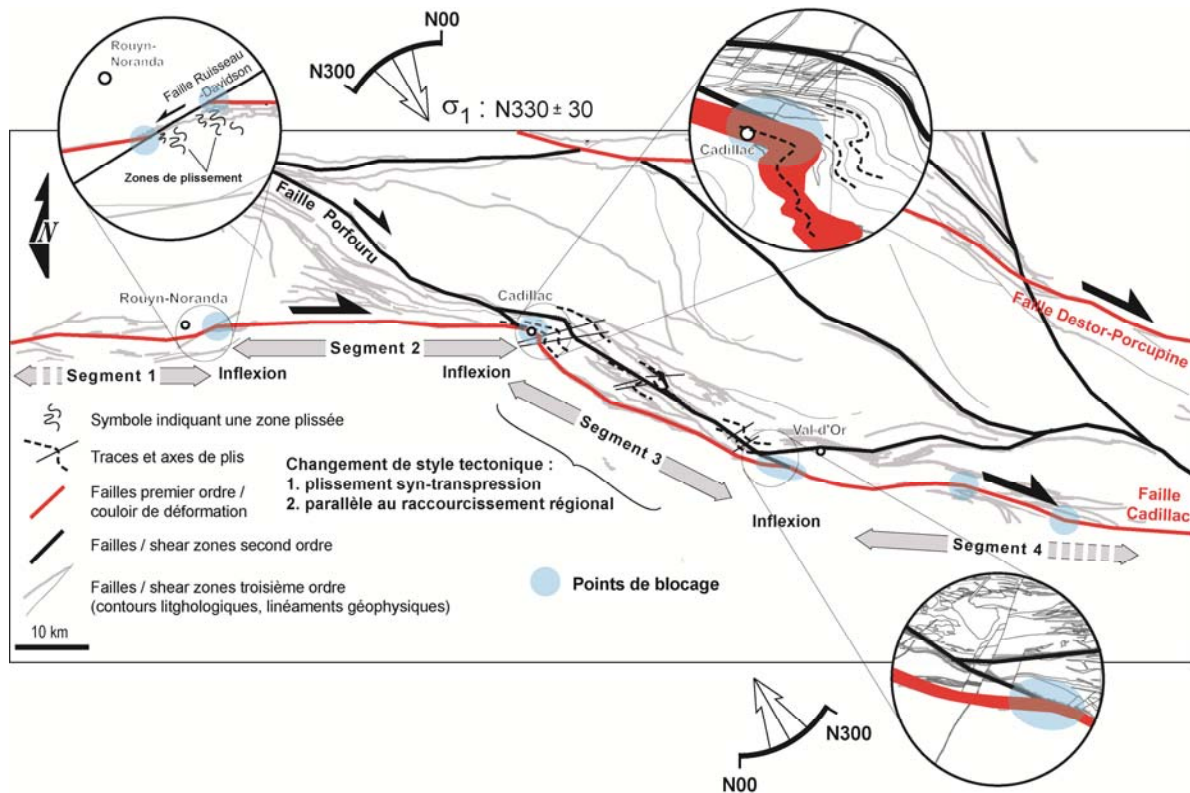


Figure 11. Schéma structural des domaines modélisés. Les zooms présentent des détails sur les points de blocage sismique.

Caractéristiques générales des modèles

La première étape du paramétrage réside dans la définition de caractéristiques générales du phénomène modélisé, à savoir : la nature, l'orientation et la magnitude approximative du champ de contraintes régional, le sens du glissement. Dans les cas présents, ces informations sont connues bien que l'azimut de σ_1 soit estimé avec une certaine incertitude : $N330 \pm 30^\circ$. Cet écart est dû à la complexité et au caractère largement polyphasé de la structuration abitibienne, où coexistent au moins deux foliations régionales dominantes, successivement E-W et ENE-WSW. Toutefois, le coulissement régional dextre du système Cadillac est assurément tardif et favorisé par une compression NW à NNW.

Segmentation et points de blocage

La deuxième étape consiste à déterminer la segmentation de la faille, autrement dit à rechercher les points de blocage de la propagation de la rupture. Ces points de blocages sont associés à des « irrégularités » structurales de la faille (cf. section 2.3), d'ordre géométrique ou tectonique. Dans la région étudiée, la Faille de Cadillac fait apparaître une longue virgation de l'ordre de 30° localisée entre Val-d'Or et la ville de Cadillac (**Figure 10**). Cette imposante virgation s'impose naturellement comme un segment. Son extrémité nord est marquée par une inflexion particulièrement abrupte associée à l'intersection avec la Faille Parfouru, ce qui permet d'identifier ici un point de blocage avec un très bon degré de confiance (**Figure 11**). Le plissement très net de la Faille de Cadillac au SE du point suggère une accentuation locale des déformations, possiblement induite par le blocage récurrent de la rupture sur ce point.

Cette virgation est géographiquement associée à un plissement de plan axial généralement vertical orienté E-W à ENE-WSW, affectant la Faille de Cadillac ainsi que les failles connexes telle la Faille

Parfouru (**Figure 11**). L'asymétrie dominante de ces plis suggère qu'ils accommodent le coulisement dextre du système Cadillac (plis d'entraînement type Z), la continuité de la déformation étant assurée par des failles secondaires (décollements) permettant le transfert entre les zones de plissements successives, à travers les formations compétentes peu plissées (Daigneault et al., 2002). Il y a donc dans ce secteur une modification très significative du style tectonique et de la propagation du glissement sur le système Cadillac, ce qui procure un argument supplémentaire décisif pour le considérer comme un segment de rupture sismique (**Figure 11, segment 3**). Du point de vue chronologique, l'absence de recoupement des plis par les failles permet d'affirmer qu'ils interviennent au cours de la dernière phase d'activité du système.

L'inflexion située à l'extrémité sud de la virgation apparaît plus progressive, bien que le point d'intersection avec la faille Parfouru (plus précisément, sa prolongation méridionale) soit ici encore marqué par un changement d'orientation de la Faille de Cadillac, et se présente comme le point de blocage le plus plausible. Par ailleurs, la faille Parfouru joue un rôle dominant dans les déformations tardi-tectoniques contemporaines du décrochement dextre du système Cadillac (Daigneault et al., 2002) et d'une grande partie des minéralisations orogéniques. Cette faille majeure constitue un transfert entre les failles lithosphériques Cadillac et Destor-Porcupine, et devient dans sa prolongation méridionale (au sud de Cadillac) un dédoublement parallèle de la Faille de Cadillac. Dans ce secteur, cette faille absorbe une portion significative des mouvements tardi-tectoniques, relayant ainsi partiellement la Faille de Cadillac, et transmettant les déformations depuis la faille Destor-Porcupine (Daigneault et al., 2002). Cette observation est corroborée par le plissement asymétrique observé entre Cadillac et Val-d'Or, se produisant vraisemblablement dans un couloir de cisaillements dextres distribué au sein d'un couloir entre la Faille de Cadillac et la prolongation de la faille Parfouru. L'intersection entre ces deux failles constitue dans ces conditions un nœud tectonique, agissant pendant la rupture sismique en point de blocage.

À l'ouest de Cadillac, la faille est rectiligne sur 45 km, orientée E-W, puis s'infléchit subitement suivant un angle supérieur à 30°, dans le secteur de Rouyn-Noranda, à l'intersection avec la faille NE Ruisseau-Davidson. Ce tronçon rectiligne constitue un segment sur critères géométriques (**Figure 11, segment 2**), dont le point d'inflexion de Rouyn-Noranda forme le point de blocage occidental. Bien que la faille Ruisseau-Davidson soit polyphasée – incluant une activité tardive, son comportement ductile attesté sur le terrain (M. Demers, communication personnelle) implique une activité précoce. Le jeu senestre de la faille Ruisseau-Davidson est cohérent avec la compression régionale N-S et serait donc antérieure au décrochement dextre du système Cadillac. Ceci fait que de l'intersection entre les deux failles peut être considérée comme un point de blocage de premier ordre. Par ailleurs, les plis décamétriques au voisinage de ce point d'intersection (M. Demers, communication personnelle), suggèrent une activité tectonique accentuée possiblement reliée à la répétition du blocage sismique dans le secteur.

Pour finir, l'orientation globale N120° du segment 3 est peu propice au glissement pendant la transpression régionale dextre, par opposition aux segments 2 et 4 situés de part et d'autre, dont l'orientation approximativement E-O est nettement plus favorable. Le changement de style tectonique observé entre Cadillac et Val-d'Or décrit plus haut s'interprète comme une expression de cette incompatibilité structurale.

Trois zones de blocage ont donc été identifiées avec un bon degré de confiance, individualisant quatre segments de rupture. Les longueurs des différents segments équivalent à des séismes de magnitudes légèrement supérieures à 7, avec des rejets de l'ordre de 1 à 5 m, ce qui correspond aux valeurs couramment observées sur les analogues actuels (décollements lithosphériques type San-Andreas et nord-anatolien).

Paramètres géomécaniques

La troisième étape consiste à définir le comportement rhéologique des blocs et contacts. Il s'agit ici d'un demi-espace élastique homogène et isotrope, entièrement recoupé par une discontinuité. Les deux blocs ainsi individualisés ont des modules élastiques K (module de compressibilité, ou *bulk modulus*) et G (module de cisaillement, ou *shear modulus*) égaux à 40 et 20 GPa. Ces valeurs sont communes aux

gammes correspondantes à différentes familles de roches présentes en Abitibi, et peuvent être regardées comme des propriétés moyennes sur la zone d'étude. Un glissement uniforme est imposé le long du tronçon actif de la faille, tandis que les portions inactives (au-delà des points de blocages) sont maintenues rigides (cf. section 2.3). Les quantités de glissement appliquées sont réalistes vis-à-vis de la longueur des segments et de la magnitude des séismes, sur la base des relations établies par Wells et Coppersmith (1994) à partir de données observées sur des systèmes actuels.

3.3 Résultats

Les séismes générés par l'activation des différents segments identifiés précédemment sont reproduits en simulation numérique. La contrainte de Coulomb induite ΔCFS est compilée pour chaque modèle sur des plans receveurs orientés N90° et N120°. Ces orientations correspondent aux familles dominantes dans la région étudiée, avec une nette prédilection du N90° à l'ouest de Cadillac et à l'est de Val-d'Or, tandis que le N120° prédomine entre Cadillac et Val-d'Or. Il est important de noter que la contrainte induite doit être analysée dans chaque secteur sur les plans receveurs correspondants aux orientations prédominantes observées localement. Ainsi, les zones de dommage prédites par les modèles doivent être rapportées aux cartes structurales faisant ressortir les orientations géologiques dominantes (contours lithologiques, failles, *shear zones*, linéaments géophysiques...).

Les modèles réalisés reproduisent l'activation dextre du système Cadillac au cours de l'épisode transpressif tardif, en réponse à une compression régionale orientée NW à NNW. Plusieurs arguments mettent en évidence une divergence structurale entre le segment 3 (tronçon compris entre Val-d'Or et Cadillac) et les autres segments (**Figure 11**) pendant ces déformations :

- Changement d'orientation : la compression NW à NNW n'est pas favorable au glissement sur ce segment → blocage tectonique.
- Changement de style tectonique : plissement syn-transpression impliquant la Faille de Cadillac (possiblement une conséquence du point précédent).
- Dédoublage de la Faille de Cadillac par la prolongation de la Faille Parfouru cinématiquement reliée au système Destor-Porcupine (nœuds tectoniques aux intersections).

Ces éléments suggèrent que le segment 3 n'a pas fonctionné dans la même dynamique sismique que les autres segments, celui-ci étant parallèle au raccourcissement et structurellement relié à la faille Parfouru. Deux modèles sismiques sont donc réalisés : 1) activation des segments E-W à WNW-ESE de la faille, favorablement orientés pour le glissement (segments 2 et 4) ; 2) activation du segment NW-SE (segment 3), non favorablement orienté.

Rupture des segments E-W et SSE-NNW : formation des camps de Rouyn-Noranda et Val-d'Or

Les données de Wells et Coppersmith (1994) permettent d'avancer que la rupture du segment 2 – long de 45 km – produit un séisme de magnitude 7,1 avec une quantité de glissement de 1,2 m. La reproduction numérique de ce séisme prédit des perturbations importantes du champ de contraintes à l'échelle régionale. Ces perturbations sont majeures à des distances inférieures à la vingtaine de kilomètres de la faille (**Figures 12 et 13**). Le blocage de la propagation occidentale de la rupture au niveau de l'intersection entre les failles Cadillac et Ruisseau-Davidson génèrent une zone de dommage développée vers l'W et le NW de Rouyn-Noranda, montrant une excellente corrélation géographique avec les gisements connus d'or orogénique. Cette zone de dommage correspond précisément au camp minier aurifère de Rouyn-Noranda.

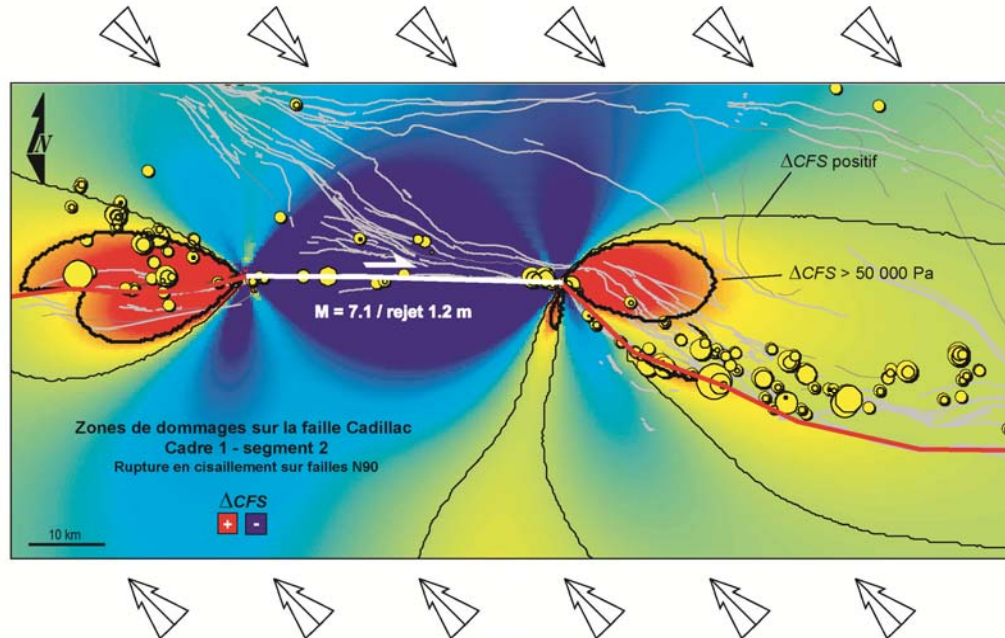


Figure 12. Zones de dommage postsismique générées par la rupture du segment 2 (Cadillac – Rouyn-Noranda). Cette rupture a un rejet de 1,2 m et produit un séisme de magnitude $M = 7,1$. La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs E-W

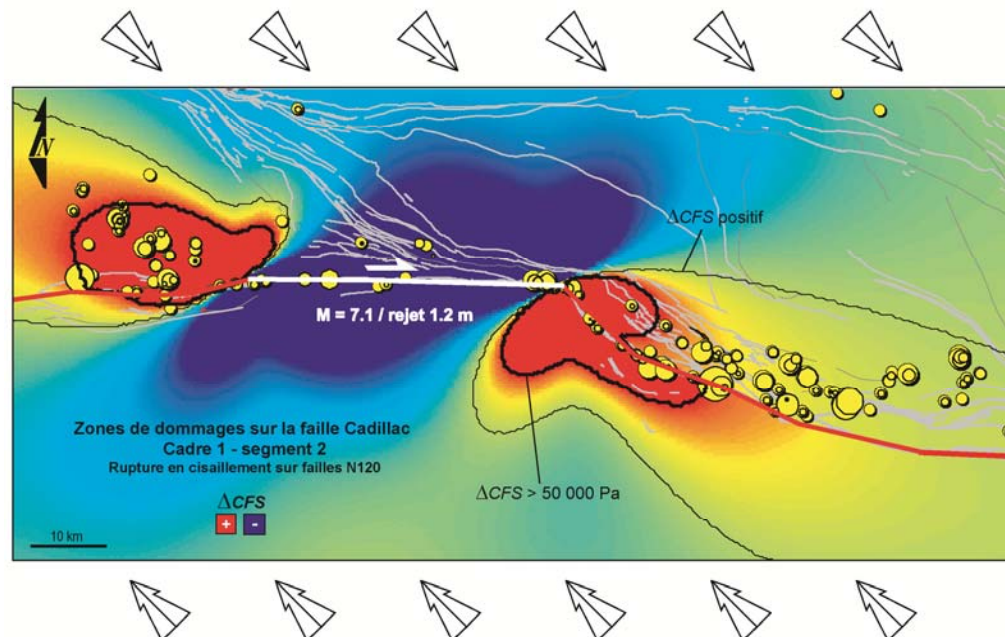


Figure 13. Zones de dommage postsismique générées par la rupture du segment 2 (Cadillac – Rouyn-Noranda). Cette rupture a un rejet de 1,2 m et produit un séisme de magnitude $M = 7,1$. La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs ESE-WNW ($N120^\circ$).

La longueur du segment 4 est moins bien définie du fait que la trace de la Faille de Cadillac devient relativement incertaine à l'extrémité est de l'Abitibi. Bien que cette portion de la faille apparaisse moins rectiligne que le segment 2, elle est globalement orientée E-W à ESE-WNW sur au moins 40 km. Le séisme modélisé a une magnitude de 7,4 et un rejet de 2,4 m. Ce séisme induit des perturbations très marquées dans les secteurs de Malartic, Val-d'Or (perturbations positives) et Bourlamaque (perturbations négatives), jusqu'à des distances de 10-15 km de la faille, et fait apparaître une large zone de dommages sur la partie inférieure de la virgation décrite précédemment (entre Val-d'Or et Cadillac). Cette zone de dommages sera analysée plus en détail dans la section suivante (cadre 2). Notons toutefois qu'elle ressort beaucoup plus nettement sur la **Figure 14**, cartographiant la rupture favorable sur les plans orientés N120° qui correspondent à la famille dominante, tandis qu'elle est plus dispersée sur la **Figure 15** du fait que les plans N90° sont peu représentés dans ce secteur.

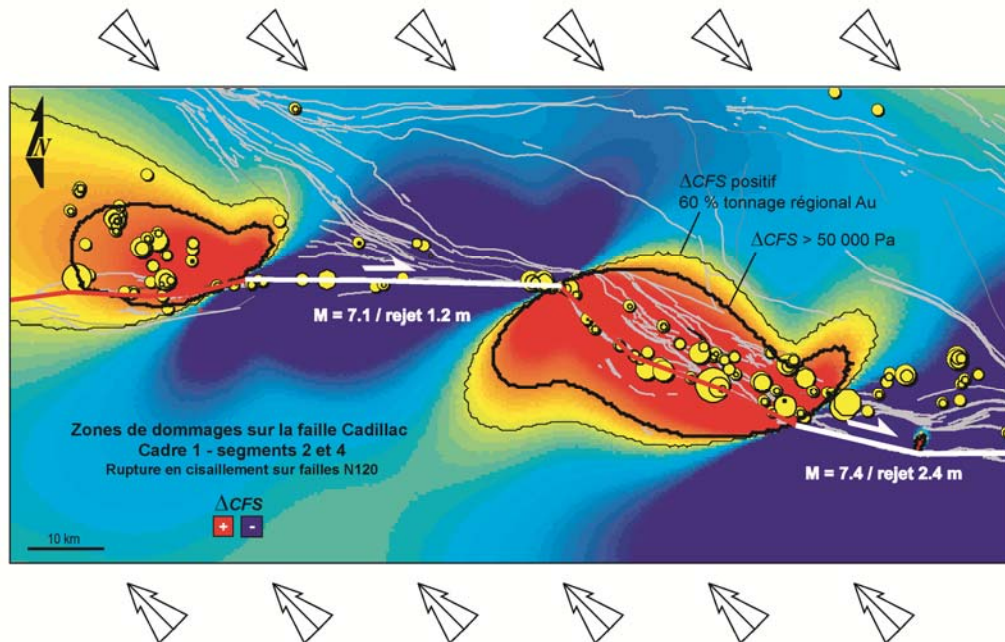


Figure 14. Zones de dommages post-sismique générées par des séismes $M7.1$ et $M7.4$ produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs N120°.

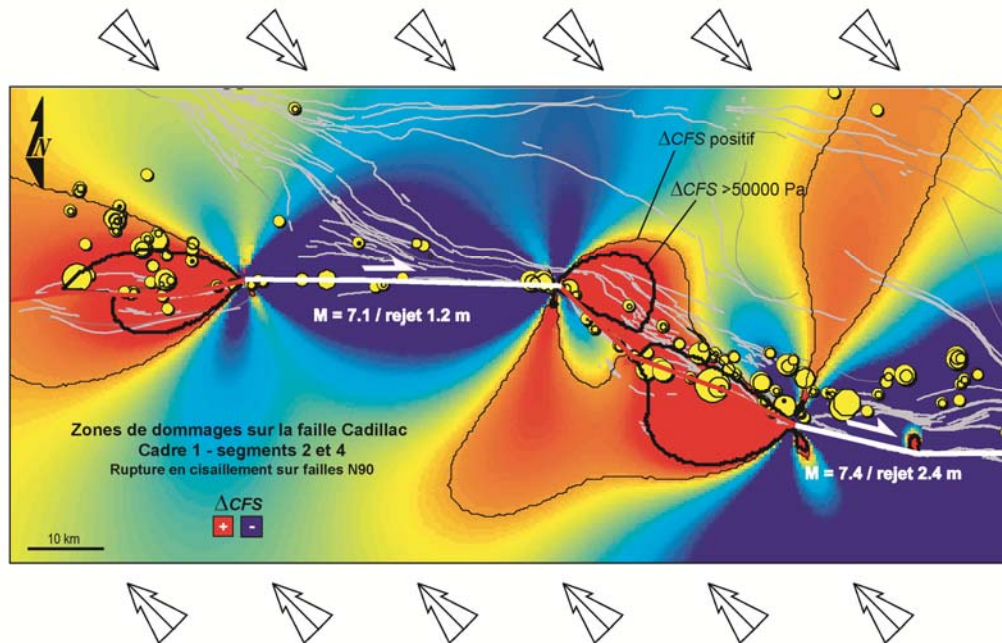


Figure 15. Zones de dommages post-sismiques générées par des séismes $M7.1$ et $M7.4$ produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs $N90^\circ$.

L'activation combinée des segments E-W à ESE-WNW (segments 2 et 4) génère des zones de dommages très marquées concentrées entre Val d'Or et Cadillac, ainsi qu'autour de Rouyn-Noranda. Ces zones, larges de 20 à 30 km, apparaissent par une lecture combinée des **Figures 14 et 15** :

- Dans le secteur de Rouyn-Noranda, les perturbations positives induites tant sur les plans $N120^\circ$ (**Figure 14**) que $N90^\circ$ (**Figure 15**) montrent une très bonne corrélation géographique avec les gisements formant le camp minier.
- Dans le secteur de Malartic – Cadillac, le champ induit doit être observé sur les plans $N120^\circ$ (**Figure 14**). On note ici encore une bonne corrélation géographique avec les gisements formant le camp minier de Val-d'Or.

Les gisements localisés à l'est de Val-d'Or et dans le secteur de Bourlamaque sont situés dans une zone de perturbation négative. Ceci suggère que ces minéralisations ne se forment pas dans la même dynamique sismique que celles situées dans le secteur Malartic-Cadillac.

La **Figure 16** présente une cartographie des zones en dilatation sur les plans $N120^\circ$, ce qui correspond au terme normal de la contrainte de Coulomb (faible contrainte normale σ_N , cf. section 2.1). Dans le secteur de Rouyn-Noranda, les zones en dilatation montrent une faible variation géographique en comparaison avec la zone de dommage prédite par la rupture en cisaillement (**Figure 14**). En contrepartie, la zone de dommage de Malartic-Cadillac fait ressortir une certaine hétérogénéité entre les deux types de rupture : les faibles valeurs σ_N sont moins continues entre Val-d'Or et Cadillac, avec notamment une augmentation autour de Malartic (**Figure 16**), tandis que les fortes valeurs de ΔCFS sont continues sur l'ensemble du segment (**Figure 14**).

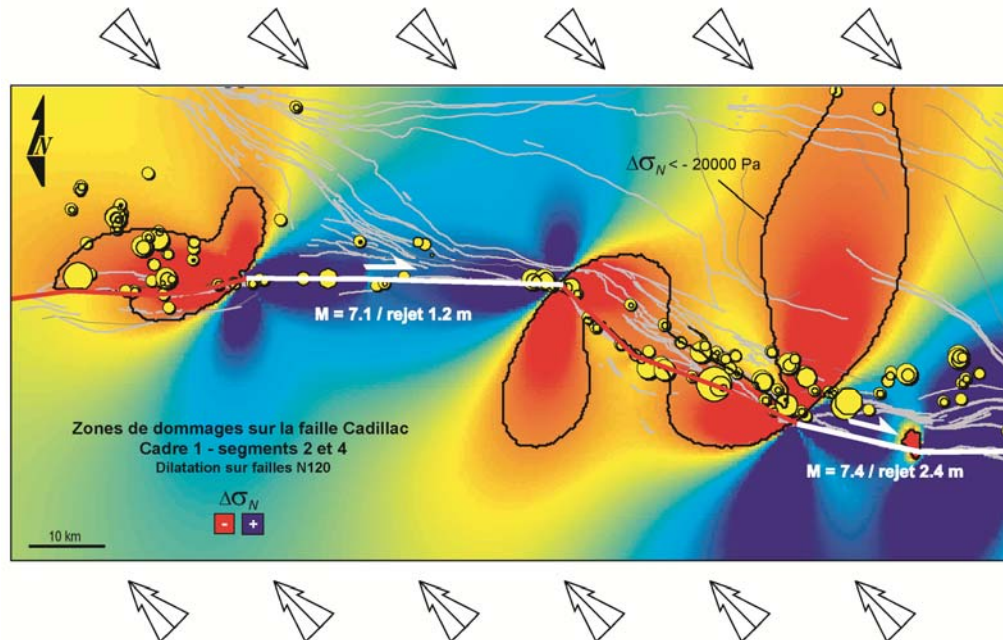


Figure 16. Cartographie des zones de dilatation (faible contrainte normale σ_N) sur les plans orientés N120°, générées par les séismes M7.1 et M7.4 produits cumulativement par la rupture des segments E-W et ESE-WNW (segments 2 et 4 : respectivement, Cadillac – Rouyn-Noranda, et tronçon à l'est de Val-d'Or).

Cadre 2

Cette série de simulations vise une caractérisation plus détaillée des zones de dommage dans le secteur de Malartic – Val-d'Or, où sont localisés plusieurs gisements aurifères orogéniques de rang mondial : Sigma (25,7 Mt @ 5,4 g/t) – Lamaque (19,68 Mt @ 4,95 g/t), Canadian-Malartic (9,9 Mt @ 3,37 g/t), Sullivan (4,6 Mt @ 7,99g/t), Malartic Goldfield (4,6 Mt @ 5,69 g/t), Goldex (45,3 tAu), etc. La concentration de ces gisements géants sur une vingtaine de kilomètres demeure un phénomène inexplicable.

La rupture du segment E-W (segment 4) génère une zone de dommage développée sur le côté nord de la Faille de Cadillac, à l'est de Malartic (**Figure 17**). Cette zone positive se répartit en deux lobes caractéristiques (**Figure 6**) : le lobe principal englobe les gisements majeurs de Goldex, Malartic, Kiena, Sullivan ainsi que de nombreux gisements moins importants ; le lobe latéral comprend le complexe majeur de Sigma-Lamaque.

La rupture récurrente de ce segment de la Faille de Cadillac explique à elle seule la formation du camp minier de Val-d'Or. Toutefois, en allant plus en détail, on observe que le complexe Sigma-Lamaque présente plusieurs particularités du point de vue de la dynamique sismique de la Faille de Cadillac : il est localisé dans trois zones de perturbation positive : 1) pour la rupture en cisaillement sur des structures N120° (**Figure 17**); 2) pour la dilatation sur des structures N120° (**Figure 18**); 3) pour la rupture en cisaillement sur des structures N90° (**Figure 19**), qui sont les structures porteuses du gisement. Ce secteur est à tout point de vue favorable à l'activation tectonique et à l'ouverture d'une perméabilité post-sismique conduisant à la décharge des fluides hydrothermaux. Cette remarque est aussi valable pour les terrains situés directement à l'ouest du point de blocage, autrement dit au SE de la mine Goldex.

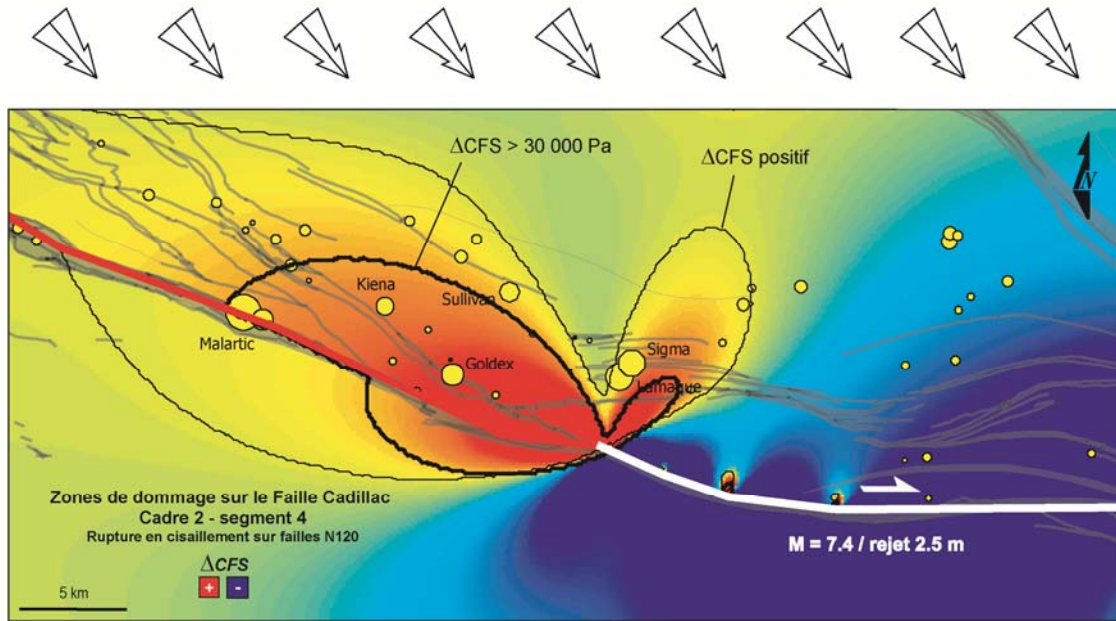


Figure 17. Zones de dommages post-sismiques générées par le séisme M7.4 produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs N120°.

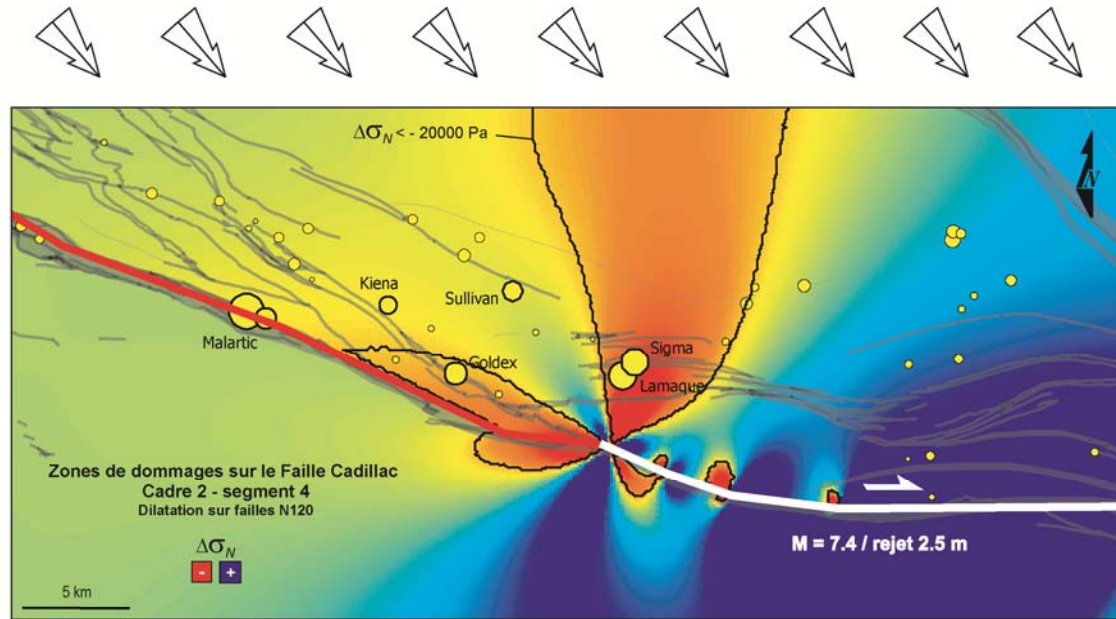


Figure 18. Cartographie des zones en dilatation (faible contrainte normale σ_N) sur les plans orientés N120°, générées par le séisme M7.4 produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or).

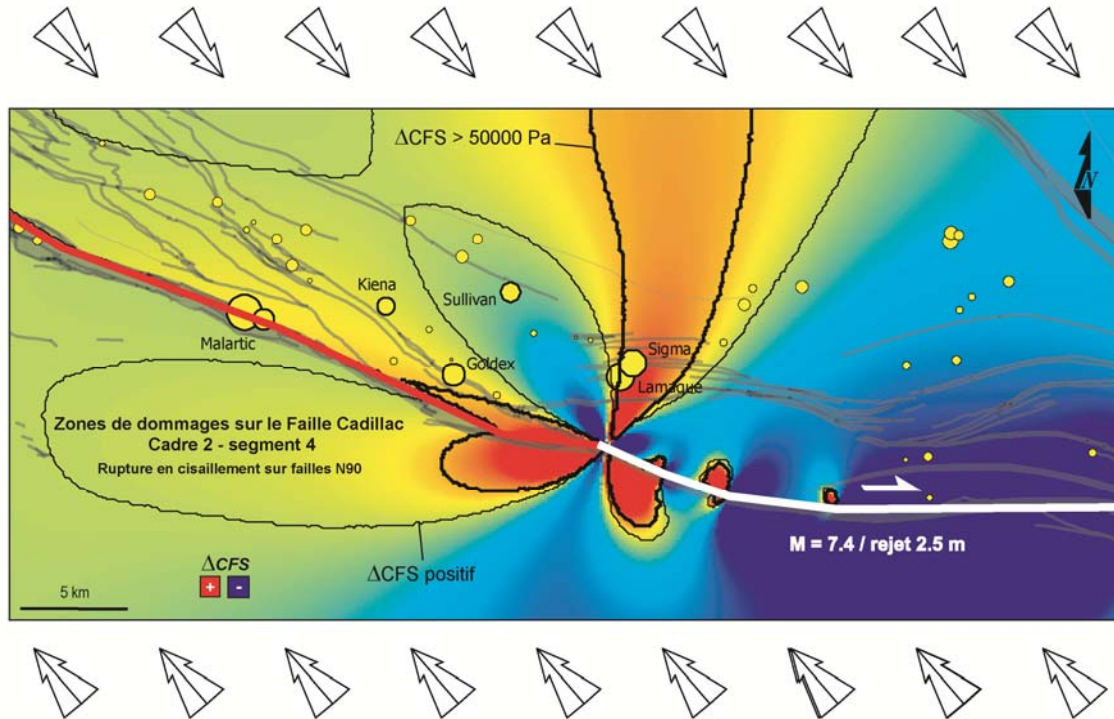


Figure 19. Zones de dommages post-sismiques générées par le séisme $M7.4$ produit par la rupture du segment 4 (tronçon à l'est de Val-d'Or). La contrainte de Coulomb induite (ΔCFS) est compilée sur des plans receveurs $N90^\circ$.

On observe dans les environs de Val-d'Or une inflexion générale et systématique des formations géologiques suivant l'inflexion de la Faille de Cadillac (**Figures 20 et 21**). Les contacts (contacts lithologiques, failles, shear zones...) s'incurvent d'à peu près 30° sur une distance approximativement de 10 km, pour évoluer d'un azimuth $N120^\circ$ bien marqué à une tendance globale $N90^\circ$ influencée par la présence de « batholites » de Bourlamaque et Sullivan (**Figure 20**). Il est à noter que cette ligne est très proche de la limite occidentale du champ de veines métallifères Quartz-Carbonates-Tourmaline (Robert et al., 1995).

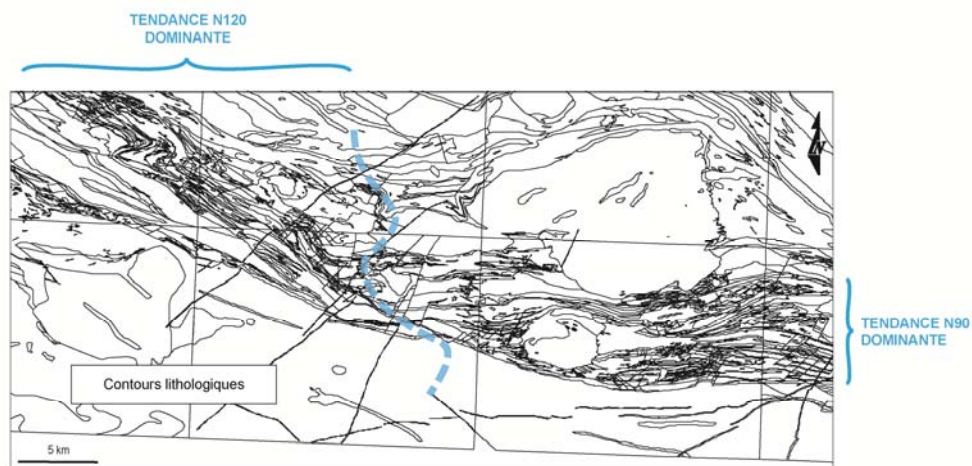


Figure 20. Délimitation entre deux domaines structuraux marqués par des tendances dominantes ESE-WNW (région localisée entre Val-d'Or et Cadillac) et E-W (à l'est de Val-d'Or), établie par l'observation des contours lithologiques (contacts géologiques de SIGEOM).

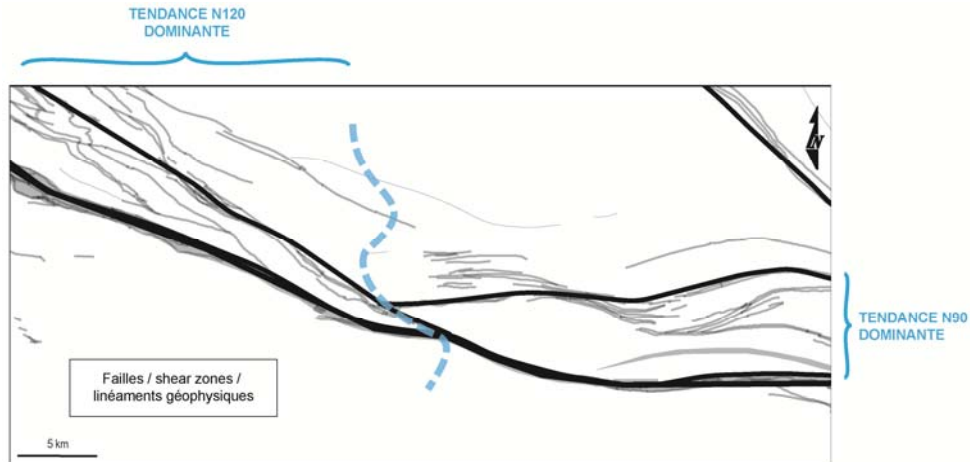


Figure 21. Délimitation entre deux domaines structuraux marqués par des tendances dominantes ESE-WNW (région localisée entre Val-d'Or et Cadillac) et E-W (à l'est de Val-d'Or), établie par l'observation des failles et *shear zones* (+ linéaments géophysiques).

La lecture des perturbations post-sismiques effectuée en tenant compte de ces orientations structurales prédominantes permet d'établir une cartographie des zones de dommage combinant les lobes positifs sur plans receveurs N120° (**Figure 17**) et N90° (**Figure 19**). La représentation schématique obtenue (**Figure 22**) met en évidence le fait que les gisements majeurs sont systématiquement situés le long de structures dont l'orientation est favorable à la rupture dans la zone de dommage environnante : les gisements Malartic, Goldex, Sullivan et Kiena apparaissent le long de structures approximativement orientées N120°, au cœur de la zone de dommage prédite pour cet azimut, tandis que les gisements Sigma et Lamaque sont portés par des structures N90° localisées dans un lobe positif pour des plans receveurs N90°. Si elles sont présentes, les structures favorablement orientées vis-à-vis de la zone de dommage environnante concentreront en effet l'activité postsismique (*aftershocks* et microsisimicité), attirant la migration rapide des fluides minéralisateurs (apparition de forts gradients de pression fluide combinée à une augmentation ponctuelle de la perméabilité structurale : cf. section 2.2).

La présence de structures secondaires favorablement orientées vis-à-vis de la zone de dommage environnante constitue par conséquent un critère d'exploration de premier ordre.

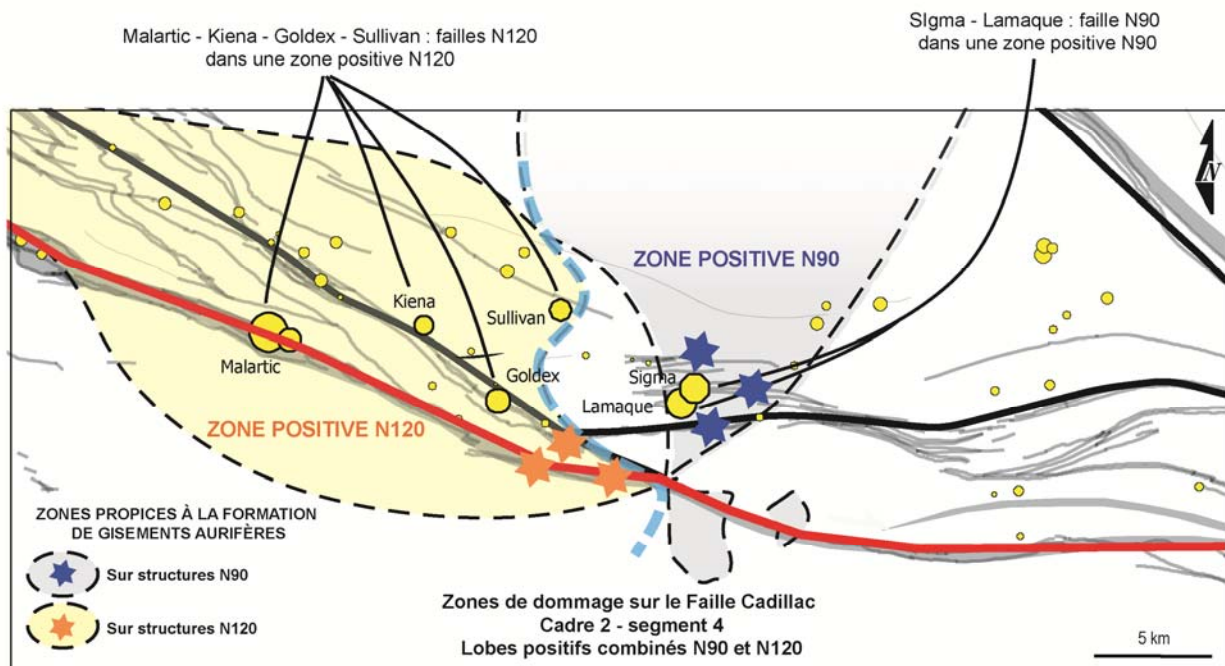


Figure 22. Zones de dommages (c.-à-d., zone positive) prédites sur des plans receveurs N90° et 120°, géographiquement assemblées suivant les domaines structuraux E-W et ESE-WNW observés. Les gisements significatifs sont systématiquement situés sur une structure favorablement orientée vis-à-vis de la zone de dommage environnante. Les cibles proposées sur cette base (étoiles) sont localisées avec une précision relative (de l'ordre de 2 km) le long des structures à haut potentiel aurifère.

Génération de cibles (fig. 22 et 23) – directives d'exploration

Les premiers critères d'exploration mis en évidence par ce travail sont les suivants :

- 1) Occurrence d'une zone de dommage (c.-à-d., proximité d'un point de blocage sismique);
- 2) Présence de structures secondaires favorablement orientées vis-à-vis de cette zone de dommage.

Bien que les cas illustrés ici portent sur la rupture en cisaillement, ces critères sont valables pour différents types de rupture incluant la rupture en dilatation et la rupture en tension. Dans le dernier cas, la fonction cartographiée prendra en compte la contrainte de Coulomb combinée avec les faibles valeurs de σ_3 .

Comme il est discuté plus haut, le positionnement des points de blocage récurrents constitue l'étape la plus délicate du paramétrage des modèles, et doit être rigoureusement justifié par des observations structurales et cinématiques. Certains points de blocage sont toutefois peu discutables, dont le plus marquant est celui situé proche de la ville de Cadillac, au niveau de l'inflexion de la Faille de Cadillac (entre les segments 2 et 3 sur la **Figure 11**). Ceci constitue en soi un critère d'exploration, et les secteurs localisés aux environs de ce point (à des distances inférieures à la dizaine de kilomètres) sont potentiellement aurifères, particulièrement à l'est et au SE de l'inflexion. Les zones de dommage prédites par le blocage récurrent sur ce point contiennent peu de gisements connus (**Figures 12, 13**), et constituent donc des zones d'exploration à investiguer (**Figure 23**) : 1) le long de structures E-O dans les secteurs situés directement à l'est et sud du point; 2) le long de structures ESE-ONO dans le secteur situé au sud et au SE du point, particulièrement du côté sud de la Faille de Cadillac, entre les villes de Cadillac et Malartic.

D'une manière générale, plusieurs éléments structuraux sur la faille majeure privilégient l'occurrence d'un blocage sismique récurrent et sont à considérer avec attention du point de vue de l'exploration aurifère : les inflexions, intersections avec d'autres failles majeures, zones de relais, décalages précoces, changements importants de style tectonique. L'intérêt sera alors porté sur les « répliques structurales » de cette faille, autrement dit les failles proximales de 2^{ème} et 3^{ème} ordre qui lui sont parallèles ou subparallèles. Ces structures seront en effet favorables à la réception des fluides hydrothermaux migrant depuis la faille majeure suite à la rupture sismique.

Les perturbations postsismiques se développent depuis les extrémités des segments de rupture. Il en découle une règle générale selon laquelle les régions situées aux abords du segment même sont potentiellement faibles, par opposition aux intersections entre les segments où sont concentrés les dommages. Ceci se vérifie particulièrement si les structures porteuses visées sont parallèles ou subparallèles à la faille principale, ou orientées de façon optimale vis-à-vis de la compression régionale (dans le sens de la faille principale). Si au contraire les structures visées sont à fort angle vis-à-vis de la faille ou de la contrainte régionale, les zones de dommage correspondantes peuvent se développer vers l'intérieur du segment de rupture comme le montrent les essais expérimentaux présentés à la **Figure 7a** (plans receveurs N080°).

Les résultats générés par ces modèles montrent que les zones propices à la formation de gisements ne se développent pas nécessairement suivant l'axe des failles, mais leur sont dans certains cas transversales. C'est le cas notamment du complexe de Sigma-Lamaque, où la zone de dommage est étendue suivant un axe N-S tandis que les structures porteuses connues sont orientées E-O. Dans ces conditions, les structures parallèles aux failles minéralisées sont potentiellement plus fertiles que la prolongation de ces dernières. Ceci constitue une directive novatrice pour l'exploration puisqu'il est plus naturel et habituel de concentrer les recherches dans la continuité des failles minéralisées connues.

À l'échelle régionale, ces travaux apportent des éléments de réponse pour expliquer la distribution hétérogène des gisements aurifères majeurs, et leur regroupement en grappes concentrés sur quelques dizaines de kilomètres, formant des camps miniers tels que les camps de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. Ces grappes sont génétiquement associées à des virgations (dans la prolongation des points de blocage) des principaux métallotectes constituant les zones de sutures des plaques tectoniques archéennes (limites de sous-provinces en Abitibi).

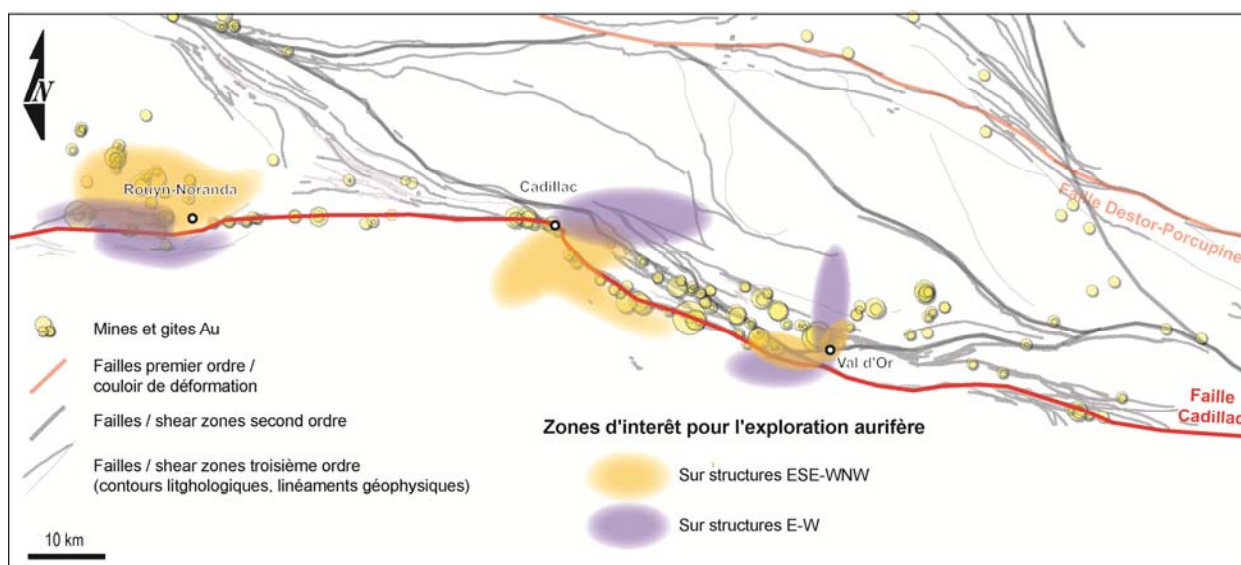


Figure 23. Carte des zones d'intérêt pour l'exploration aurifère orogénique, découlant des zones de dommage postsismiques obtenues. Seules les zones de haut potentiel sur des structures secondaires E-W et ESE-WNW ont été considérées, du fait que ces orientations sont régionalement largement dominantes et favorables à la rupture vis-à-vis de la contrainte régionale. Rappelons toutefois que le schéma de zones de dommage est fortement conditionné par l'orientation des structures ciblées (cf., Fig. 7a).

4 DISCUSSIONS

Essais sismiques et hydrothermalisme

L'acheminement des volumes colossaux de fluides hydrothermaux requis pour la formation des gisements observés (p.ex., Robert et al., 1995; Micklethwaite et Cox, 2004) nécessite :

- 1) qu'un même schéma de migration de fluides minéralisateurs se répète un grand nombre de fois, autrement dit que le patron d'ouverture de la perméabilité structurale se reproduise dans un même secteur. Cela signifie que le blocage sismique se produise de manière récurrente sur un même point, quelques centaines à quelques milliers d'incrément sismiques (sur une période couvrant quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années) ;
- 2) que les circulations de fluides subséquentes au séisme majeur se maintiennent après le séisme (plusieurs années à décennies), autrement dit que la perméabilité structurale postsismique demeure ouverte.

Bien que ce deuxième point ne soit pas quantitativement démontré, il est avancé par plusieurs auteurs et documenté de façon conceptuelle dans la littérature. L'augmentation de la perméabilité structurale postsismique est typiquement d'un facteur 10^3 à 10^9 (Micklethwaite et al., 2010). Toutefois, en contexte de stabilité thermique et tectonique, le rééquilibrage géochimique eau-roche produit des précipitations hydrothermales qui diminuent très rapidement la perméabilité des zones de faille et conduisent à leur scellage total en quelques années. Ceci est attesté tant par les expérimentations en laboratoire (cimentation de fracture à haute température) que par les mesures *in situ* (Kitagawa et al., 2007) et la décroissance temporelle des phénomènes hydrogéologiques post-sismiques observés sur des systèmes actuels (débits de rivières).

Par ailleurs, le rôle prépondérant des pressions de fluide P_f anormalement élevées dans la mise en place des gisements d'or orogénique en Abitibi est avéré par l'abondance des fractures mode I minéralisées (Robert et al., 1995; Dubé et Gosselin, 2007). L'observation de séismes actuels montre que ce type de rupture est le mécanisme dominant observé aux foyers des répliques de séismes localisés à proximité de systèmes hydrothermaux (Dreger et al., 2000). Étant préalablement à l'état subcritique de rupture (P_f et T_f anormalement hautes), les systèmes hydrothermaux ont pour double effet d'augmenter et de concentrer la microsismicité postsismique (Daniel, 2007; Jenatton et al., 2007; Micklethwaite et al., 2010), ainsi que de favoriser la formation de fractures mode I (Dreger et al., 2000).

Les zones de dommages seront donc accentuées et « attirées » par la présence d'une source de flux thermique et/ou de fluides pressurisés. Par ailleurs, ces contextes sont propices à l'apparition d'une forte perméabilité structurale maintenue par la prolongation d'une microsismicité active au-delà de la décroissance hyperbolique normale décrite par la loi de Omori-Utsu bien connue des sismologues (Daniel, 2007).

On observe couramment dans l'actuel le déclenchement d'activités hydrothermales superficielles causé par un séisme majeur (p.ex., Wang et al., 2004). Les fluides hydrothermaux sont en effet libérés depuis des réservoirs chauds et pressurisés, hydrauliquement isolés par le colmatage hydrothermal des conduits interdisant l'évacuation d'un excès de pression et de température. La rupture de ce colmatage et la réouverture de drains scellés sont provoquées tant par le glissement sur le plan principal que par l'essai de répliques sismiques sur les failles adjacentes (p.ex. Husen et Kissling, 2001). Ce mécanisme se reproduit dans la croûte moyenne à l'Archéen, où la coexistence de systèmes hydrothermaux et de failles sismiques majeures est systématiquement observée le long des métalotectes orogéniques du Québec (p.ex. Robert et al., 1995) et d'Australie (Micklethwaite et Cox, 2006). Elle est avérée par les textures de veines (*crack and seal*) et les gros volumes de fluides impliqués montrant typiquement des températures très largement supérieures au gradient géothermique normal ($500^\circ < T_f < 700^\circ$ établis sur critères de paragenèses minérales, géochimie isotopique et inclusions fluides : Kolb, 2008), ainsi que des hautes pressions de fluide (abondance de fractures mode I; inclusions fluides : Kolb, 2008).

Les interactions génétiques entre l'hydrothermalisme et la production sismique sont telles que : 1) le séisme principal sur une faille majeure active l'hydrothermalisme et provoque la migration de fluides hydrothermaux à la faveur d'une perméabilité structurale ouverte par l'essai sismique subséquent ; 2) cet hydrothermalisme accentue, localise et prolonge l'activité microsismique de l'essai et conserve la perméabilité structurale ouverte permettant l'acheminement de gros volumes de fluides depuis les réservoirs pressurisés. Les zones de dommage sont alors concentrées proche des sources hydrothermales.

Les réservoirs hydrothermaux impliqués dans ce processus minéralisateur peuvent être de nature plutonique : les associations génétiques entre minéralisations orogéniques et intrusions magmatiques calco-alcalines et alcalines sont couramment observées aux abords de la Faille de Cadillac. La cartographie des intrusions syn- ou tardi-tectoniques à proximité des zones de dommage, et plus généralement à proximité des points de blocage sismique potentiels, constitue dans ces contextes un outil d'exploration pertinent.

Toutefois, les réservoirs hydrothermaux peuvent être causés par le simple scellage des connexions hydrauliques entre différents niveaux crustaux, et l'isolement d'un réservoir profond dû à la formation d'un « bouchon » hydraulique par colmatage hydrothermal ou concentration de contraintes (Husen et Kissling, 2001; Micklethwaite et Cox, 2006). Dans ce cas, l'implication de phénomènes magmatiques n'est pas requise et les fluides prennent source dans la déshydratation de la croûte plongeante.

Parmi les éléments susceptibles d'altérer la géométrie des zones de dommage, on note :

- 1) la diffusion hétérogène des fluides pressurisés, dont le rôle est possiblement sous-estimé dans la présente approche.
- 2) l'occurrence de doublets sismiques (*aftershock* de magnitude équivalente au séisme principal se produisant quelques jours après celui-ci). Les doublets sismiques dénotent une réalité géologique largement observée dans l'actuel (Faille San Andreas : Joshua Tree, 1992; Faille Nord Anatolienne : Izmit, 1999; cf. Daniel, 2007). Les transferts de contraintes statiques induits se superposent à ceux du premier séisme, conduisant à une géométrie plus complexe des zones de dommage. La modélisation numérique de doublets sismiques archéens a été appliquée avec succès à la cartographie des zones de dommage pour l'exploration aurifère dans la ceinture de roches vertes australienne (Micklethwaite et Cox, 2006).
- 3) l'influence des unités lithologiques sur la concentration des répliques sismiques. En effet, étant donné le contrôle lithologique majeur sur la minéralisation avérée dans plusieurs gisements connus (p.ex., sillidor, Sigma-Lamaque), il serait très pertinent d'intégrer à l'approche sismique les contrastes rhéologiques des unités en présence.

5 CONCLUSIONS

Des simulations numériques de rupture sismique sur la Faille de Cadillac ont été réalisées à l'échelle régionale sur toute la portion québécoise de la faille, et à l'échelle locale dans les camps miniers de Val-d'Or et Malartic. Ces simulations permettent d'accéder à une cartographie des dommages post-sismiques induits par l'activité sismique archéenne de la Faille de Cadillac, durant l'épisode transpressif dextre tardi-orogénique interprétée comme synchrone d'une grande partie des gisements aurifères orogéniques en Abitibi. Les zones de dommage générées sont le lieu d'une augmentation de la perméabilité structurale (par une activité tectonique localement accrue : *aftershocks*, microsismicité) durant les années/décennies suivant la rupture de la Faille de Cadillac, et correspondent par conséquent aux zones de décharge des fluides hydrothermaux migrant depuis la Faille de Cadillac et à travers celle-ci depuis des réservoirs profonds surpressurisés. La répétition sur un grand nombre d'incrément sismiques des précipitations hydrothermales associées à la migration de ces fluides (assistées par une baisse rapide de leurs

conditions P, T), conduit à la formation des gisements majeurs le long de failles secondaires au sein des zones de dommage.

À l'échelle régionale, on observe une très bonne corrélation géographique entre les zones de dommage prédites par les modèles et les secteurs d'abondance des gisements aurifères orogéniques connus. Ces résultats expliquent la concentration de gisements majeurs le long de certains tronçons de la Faille de Cadillac (typiquement d'une trentaine de kilomètres) et proposent une ré-interprétation de la formation des camps miniers de Rouyn-Noranda, Malartic et Val-d'Or. Ces camps miniers sont en effet superposés aux zones de dommage obtenues. Il est frappant de constater la cohérence entre la longueur des segments de rupture les plus évidents sur la Faille de Cadillac (30 – 50 km), la magnitude des séismes produits par la rupture sur ces segments ($M \approx 7 - 7,5$), et la dimension des zones de dommage induites qui est du même ordre que celle des camps miniers (20 – 30 km). À l'échelle locale, on observe une excellente corrélation entre la géométrie des zones de dommage et le positionnement des gisements aurifères incluant les gisements majeurs de Canadian-Malartic, Malartic-Goldfield, Sigma-Lamaque, Goldex, Sullivan et Kiena.

Ces modèles font ressortir plusieurs aires d'intérêt majeur du point de vue de l'exploration aurifère, associés aux points de blocage sismique les plus évidents au sein du domaine géographique étudié. Des secteurs potentiellement fertiles sont identifiés tant à l'échelle du district de Val-d'Or (**Figure 22**) qu'à l'échelle régionale (**Figure 23**), en précisant pour chacun l'orientation des structures potentiellement associées à la formation de gisements.

Les résultats obtenus permettent d'avancer que le camp minier de Rouyn-Noranda est – au moins partiellement – généré par le blocage sismique de la Faille de Cadillac sur son intersection avec la faille du ruisseau Davidson. Similairement, le camp minier de Val d'Or – Malartic s'explique au moins partiellement par le blocage sismique de la Faille de Cadillac au niveau de l'inflexion associée à son intersection avec la faille Norbenite-Marbenite (interprétée comme la prolongation de la faille transformante Parfouru). Un autre point de blocage sismique est identifié à l'inflexion de la Faille de Cadillac au niveau de la ville de Cadillac, associée à son intersection avec la Faille Parfouru. Il est intéressant de noter que ce point de blocage ne présente pas d'association avec un camp minier connu, bien qu'il s'agisse du blocage sismique le plus évident et le moins discutable de la portion québécoise de la Faille de Cadillac (critères géométriques et structuraux). Les secteurs de haut potentiel produits par ce point de blocage (**Figure 23**) renferment donc un intérêt particulier et constituent des cibles de premier ordre.

Par ailleurs, l'observation des systèmes sismiques actifs (Dreger et al., 2000) suggère que la présence d'intrusions syn- ou tardi- tectonique devrait altérer la géométrie des zones de dommage et avoir pour effet d'« attirer » géographiquement celles-ci tout en accentuant les mécanismes minéralisateurs associés : augmentation et prolongation de la perméabilité structurale (Daniel, 2007 ; Jenatton et al., 2007).

Il est communément admis que les gisements aurifères orogéniques de l'Abitibi se mettent en place dans la croûte moyenne à la transition ductile-cassant. Cette transition est caractérisée par le partitionnement entre les mécanismes de glissements continus (*ductile creep*) et discontinus (cycle sismique) sur les failles (p.ex., Kolb, 2008). Du point de vue de la cartographie des paléocontraintes à des fins d'exploration aurifère, ces deux régimes de déformation impliquent des approches numériques fondamentalement différentes :

- Le glissement aismique (*ductile creep*) requiert des modèles incrémentaux de déformation continue au sein desquels les failles sont activées simultanément et dans leur intégralité (c.-à-d., elles ne sont pas segmentées). Ces modèles prennent en compte la hiérarchisation des failles (failles de 1^{er}, 2nd, et 3^{ème} ordre) caractérisée par l'importance relative de leurs rejets. C'est l'approche adoptée dans les précédents travaux du projet CONSOREM 2008-01 (phase I et II : Faure, Rafini et Trépanier, 2009; Rafini, 2010) sur l'Abitibi, et dans le projet 2003-03 sur le métalotecte Destor-Porcupine (Faure et Rafini, 2004). Ce régime est caractérisé par de faibles taux de déformation, et de faibles vitesses de migration des fluides hydrothermaux. Les

circulations hydrothermales sont générées par les gradients de pression consécutifs aux mouvements différentiels des blocs le long des failles de différents ordres (des zones en surpression vers les zones en décompression). Le paramètre cartographié est la contrainte moyenne $\sigma_{moy} = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$. L'analyse statistique des résultats obtenus sur l'ensemble de l'Abitibi a mis en évidence une nette corrélation positive entre les minéralisations aurifères et les zones de faible σ_{moy} , démontrant l'efficacité de l'approche (Rafini, 2010). Des zones de haut potentiel ont été identifiées sur cette base (critère de faible σ_{moy}).

- Le glissement sismique est modélisé par la segmentation des failles de premier ordre (c.-à-d., seul un tronçon de la faille glisse), de manière discontinue et non incrémentale (c.-à-d., l'état final ne dépend théoriquement pas des états transitoires). C'est l'approche adoptée dans la présente étude. Dans ce contexte, les taux de déformation et les gradients de pression engendrés sont très élevés, de même que les débits et vitesses de migration hydrothermale. Le mécanisme contrôlant les circulations hydrothermales est l'ouverture localisée de la perméabilité structurale consécutive au séisme, par activation tectonique du réseau de fractures et failles secondaires dans l'environnement de la faille majeure (essaim sismique). Le paramètre cartographié est donc le potentiel de rupture autour de la faille majeure (les zones de rupture favorisée définissent les zones de dommage postsismique) quantifié par critère de Coulomb, ΔCFS .

Ces deux types de déformation coexistent à différentes échelles de temps dans les contextes qui nous intéressent. Ils sont vraisemblablement tous deux impliqués dans les processus minéralisateurs, bien que leur importance relative soit difficilement évaluable. Les modèles de glissement asismique couvrent plusieurs centaines de milliers d'années à plusieurs millions d'années, tandis que les modèles sismiques simulent des événements instantanés à l'échelle des temps géologiques. On peut donc s'attendre à ce que les fluides évoluent dans le premier cas à l'équilibre géochimique avec les roches encaissantes, tandis que cet équilibre est rarement atteint au cours des processus sismiques étant données les hautes vitesses d'écoulement hydrothermal dans les discontinuités ouvertes de l'encaissant suite au séisme. Une manière d'évaluer l'implication relative des deux modes de déformation dans la formation des gisements pourrait être de quantifier la proportion de précipitations en équilibre/déséquilibre eau-roche associées aux minéralisations.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier Stéphane Faure, Réal Daigneault et Michel Jébrak pour leur contribution scientifique à ce travail, ainsi que Geneviève Boudrias pour la relecture éditoriale du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Cox, S. F., Knackstedt, M. A. et Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. In: *Structural controls on ore genesis* (edited by Richards, J. P. & Tosdal, R. M.). Reviews in Economic geology, Society of Economic Geologists, 14.
- Cox, S. F., et Ruming, K., 2004. The St Ives mesothermal gold system, Western Australia—a case of golden aftershock?, *Journal of Structural Geology*, 26, p. 1109-1125.
- Cundall, P. A., 1971. A computer model for simulating progressive, large scale movements in blocky rock systems. Proceedings of the International Symposium Rock Fracture, ISRM, Nancy, Paper No. II-8, vol. 1.

- Cundall, P.A., 1980. UDEC—A generalized distinct element program for modelling jointed rocks: Peter Cundall Associates, Report PCAR-1-80, European Research Office, U.S. Army, Contract DAJA37-79-C-0548.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada, *Precambrian Research*, 115, p. 261–290.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. et Chown, E.H., 2003. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Dans The Precambrian earth: tempos and events, édité par P. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller et O. Catuneanu*, p. 88-103.
- Daniel, G., 2007. Réponse sismique de la croûte terrestre à un changement de contrainte : application aux doublets de séismes, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble 1, 2007, 163 p.
- Dreger, D. S., Tkalčić, H., et Johnston, M., 2000. Dilational processes accompanying earthquakes in the Long Valley Caldera, *Science*, 288, p. 122-125.
- Dubé, B., et Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits, *in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 49-73.
- Faure, S. et Rafini, S., 2004. Modélisation des paléocontraintes et des paléopressions le long de la Faille Porcupine-Destor : Implication pour la formation de bassins sédimentaires, d'intrusions et de minéralisations aurifères. Rapport CONSOREM 2003-03, 47 p.
- Faure, S., Rafini, S., et Trépanier, S., 2009. Paléopressions, perméabilité crustale et hydrothermalisme : implications pour les minéralisations aurifères orogéniques en Abitibi. Rapport CONSOREM 2008-01 - Phase I. 27 p.
- Harcouët-Menou, V., Guillou-Frottier, L., Bonneville, A., Adler, P. M., et Mourzenko, V., 2009. Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones : insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana, *Geofluids*, 9, p. 116-137.
- Hardebeck, J.L., Nazareth, J.J., et Hauksson, E., 1998. The static stress change triggering model: constrains from two southern California aftershock sequences, *J. Geophys. Res.*, 103, p. 24427-24437.
- Husen, S., et Kissling, E., 2001. Postseismic fluid flow after the large earthquake of Antofagasta, Chile, *Geology*, 29, 9, p. 847-850.
- Jenatton L., Guiguet, R., Thouvenot, F., et Daix, N., 2007. The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps), *J. Geophys. Res.*, 112, B11304, doi:10.1029/2006JB004878.
- King, G. C. P., Stein, R. R., et Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 3, p. 935-953.
- Kitagawa, Y., Fujimori, K., et Koizumi, N., 2007. Temporal change in permeability of the Nojima fault zone by repeated water injection experiments, *Tectonophysics*, 443, p. 183-192.
- Kolb, J., 2008. The role of fluids in partitioning brittle deformation and ductile creep in auriferous shear zones between 500 and 700 °C, *Tectonophysics*, 446, p. 1-15.

- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. et Sawyer, E. W., 1993. A three dimensional perspective on the evolution of the Earth's largest Archean greenstone belt: results from the Abitibi-Grenville LITHOPROBE project. *Lithos*, 30, p. 357-372.
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., et Cotton, F., 2009. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior, *Earth and Planetary Science Letters*, 288, p. 370–381.
- Micklethwaite, S., et Cox, S.F., 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization, *Geology*, 32, 9, p 813-816.
- Micklethwaite, S., et Cox, S. F., 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in afterschock domains: Examples from mineralized archaean fault systems, *Earth and Planetary Science Letters*, 250, p. 318-330.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A., et Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery, *Journal of Struct. Geol.*, 32, p. 151-165.
- Rabeau, O., 2009. Distribution de l'or orogénique le long de grands couloirs de déformation archéens, Thèse de Doctorat, Université du Québec à Montréal, 140 p.
- Rabeau O., Legault M., Cheng L. Z., Marquis R., et Bois, D., 2006. Cartographie 3D et évaluation du potentiel aurifère du segment ouest de la partie québécoise de la Faille de Cadillac, Rapport DIVEX SC19, 9 p.
- Rafini, S., 2010 (en édition). Impact de la direction de compression régionale sur les modèles de paléopressions en Abitibi. Rapport CONSOREM 2008-01 - Phase II. 60 p.
- Robert, F., Boullier, A.-M., et Firdaus, K., 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting, *J. Geophys. Res.*, 100(B7), p. 12861-12879.
- Robert, F., et Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibigreenstone belt, Quebec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system, *Economic Geology*, v. 81, p. 578–592.
- Scholz, C. H., 2007. *Fault mechanics*, Columbia University, Palisades, NY, USA, 41 pp.
- Sheldon, H. A., et Micklethwaite, S., 2007. Damage and permeability around faults: Implications for mineralizations, *Geology*, 35, 10, p. 903-906.
- Sibson, R.H., 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs, *Nature*, 316, p. 248–250.
- Sibson, R. H., 1989. Earthquake faulting as a structural process, *Jour. Struct. Geol.* 11, p. 1-14.
- Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow, Geological Society, London, Special Publications, 78, p. 69-84.
- Sibson, R.H., 2003. Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes, *AAPG Bulletin*, 87, 6, p. 901-908.
- Stein, R.S., Barka, A.A., et Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, p. 594-604.

- Wang, C.-Y., Manga, M., Dreger, D., et Wong, A., 2004. Streamflow increase due to rupturing of hydrothermal reservoirs: Evidence from the 2003 San Simeon, California, Earthquake, *Geophys. Research Letters*, 31, L10502, doi:10.1029/2004GL020124.
- Wesnousky, S.G., 1988. Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, 335, p. 340–343.
- Wells, D. L., et Coppersmith, K. J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 4, p. 974-1002.