

# MB 2022-05

Caractérisation structurale et temporelle de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et implication tectonique durant l'orogénie grenvillienne (Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## **Caractérisation structurale et temporelle de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et implication tectonique durant l'orogénie grenvillienne (Saguenay–Lac-Saint-Jean, Québec)**

Eve Gosselin, Renaud Soucy La Roche, Abdelali Moukhsil et Kyle Larson

MB 2022-05

**Avertissement**

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

# **Caractérisation structurale et temporelle de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et implication tectonique durant l'orogénie grenvillienne (Saguenay–Lac-Saint-Jean , Québec)**

Eve Gosselin<sup>1</sup>, Renaud Soucy La Roche<sup>1</sup>, Abdelali Moukhsil<sup>2</sup>, Kyle Larson<sup>3</sup>

1 – Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau Terre, Environnement, Québec (Qc), Canada

2 - Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec (Qc), Canada

3 - University of British Columbia, Department of Earth, Environmental and Geographic Sciences, Okanagan, Kelowna (C-B), Canada

Mots clés : Province de Grenville, zone de cisaillement, titanite, géochronologie, orogénie grenvillienne

Avril 2022

## RÉSUMÉ

---

Dans la Province de Grenville, des zones de cisaillement syncollisionnelles à postcollisionnelles sont associées à l'effondrement gravitaire durant l'Ottawien tardif (1060 à 1020 Ma) de l'Orogénie grenvillienne. La présente étude s'intéresse à l'une d'entre elles, soit la Zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (ZCSFS) qui correspond à un corridor de déformation anastomosé de plusieurs dizaines de kilomètres de long dans la Ceinture Allochtone (Saguenay–Lac-Saint-Jean). La ZCSFS contient une fabrique de cisaillement protomylonitique à ultramytonitique associée à un décrochement senestre à fort pendage vers le NE qui montre un métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites à schistes verts. De rares mylonites dextres à pendage vers le SE sont synchrones au décrochement senestre et forment un système conjugué. Une déformation cassante tardive au faciès des schistes verts, caractérisée par des fractures, des cataclasites et des pseudotachylites de même orientation que les zones de cisaillement senestres, recoupe les zones mylonitiques. La ZCSFS recoupe une foliation métamorphique peu développée à pendage vers le SE formée aux faciès des amphibolites à granulites affectant des unités magmatiques, dont la Suite de Travers (1076 Ma). Une structure d'orientation et de cinématique similaires à la ZCSFS, nommée Zone de cisaillement des Cèdres, a été identifiée à l'est de celle-ci. La fabrique de cisaillement observée dans cette structure est associée à des températures de déformation plus élevées que la ZCSFS (faciès supérieur des amphibolites) et elle est recoupée par des fabriques tardives de basse température (faciès des schistes verts).

L'âge de la déformation dans la ZCSFS a été obtenu par géochronologie U-Pb par ablation laser sur titanites provenant des bandes mylonitiques senestres. La (re) cristallisation des titanites est contemporaine du décrochement senestre entre  $1036 \pm 5$  Ma et  $1002 \pm 11$  Ma. À l'extérieur des bandes mylonitiques, des grains de titanite, qui remplace l'ilménite en raison du métamorphisme amphibolites à schistes verts, ont été datés à  $1015 \pm 12$  Ma. Cet âge correspondrait à l'épisode de métamorphisme rétrograde relié à la déformation dans la ZCSFS. Régionalement, la ZCSFS (1036 à 1002 Ma) est plus jeune que d'autres structures N-S tardi-ottawaniennes qui sont associées à l'exhumation de la croûte moyenne dans des dômes métamorphiques. Toutefois, elle est synchrone au chevauchement vers le NW et aux décrochements dextres-obliques et senestres dans la Zone de cisaillement de Saint-Fulgence (1080 à 1008 Ma). Ainsi, la ZCSFS a permis d'accommoder un raccourcissement associé à une contraction subhorizontale ESE-WNW durant une transition tectonique tardi-ottawanienne à syn-Rigolet, une période de l'Orogénie grenvillienne comprise entre une phase d'exhumation et de chevauchement/décrochement pendant laquelle peu d'activité tectonique est reconnue.

# TABLE DES MATIÈRES

---

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>I</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>II</b>
<b>LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX</b> .....	<b>III</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS</b> .....	<b>V</b>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>1</b>
<b>CONTEXTE GÉOLOGIQUE</b> .....	<b>2</b>
PROVINCE DE GRENVILLE .....	2
MODÈLE TECTONIQUE DE L'OROGÈNE GRENVILLIENNE.....	4
DOMAINES TECTONIQUES ET ZONES DE DÉFORMATION DU GRENVILLE CENTRAL .....	6
SECTEUR À L'ÉTUDE ET ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES.....	9
<b>PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS</b> .....	<b>11</b>
<b>RÉSULTATS</b> .....	<b>13</b>
OBSERVATIONS DE TERRAIN 2020-2021.....	13
INTERPRÉTATION GÉOPHYSIQUE.....	20
PÉTROGRAPHIE ET ANALYSE MICROSTRUCTURALE .....	24
GÉOCHRONOLOGIE U-Pb SUR TITANITE.....	31
<i>Methodologie</i> .....	31
<i>Échantillon EG14</i> .....	32
<i>Échantillon EG23</i> .....	34
<b>DISCUSSION</b> .....	<b>38</b>
<b>CONCLUSION</b> .....	<b>42</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	<b>43</b>

## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

---

FIGURE 1. PROVINCE DE GRENVILLE DIVISÉE SELON DEUX CEINTURES TECTONIQUES, L'ALLOCHTONE ET LE PARAUTOCHTONE, ET LEUR POSITION CRUSTALE. ....	3
FIGURE 2. MODÈLE TECTONIQUE DE L'ÉVOLUTION DE L'OROGÈNE GRENVILLIENNE SELON LA FORMATION D'UN PLATEAU OROGÉNIQUE DURANT LA PHASE OROGÉNIQUE OTTAWANIENNE. ....	5
FIGURE 3. SUBDIVISION TECTONIQUE DES DOMAINES ET TERRANES DE LA PROVINCE DE GRENVILLE CENTRALE-SUD, ET PRINCIPALES ZONES DE CISAILLEMENT ET ZONES DE DÉFORMATION. ....	8
FIGURE 4. CARTE GÉOLOGIQUE DU SECTEUR À L'ÉTUDE. ....	11
FIGURE 5. PROJECTIONS STÉRÉOGRAPHIQUES DE L'ORIENTATION MOYENNE DES FABRIQUES DANS LES DOMAINES STRUCTURAUX DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES ET DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DES CÈDRES. ....	16
FIGURE 6. PHOTOS DE TERRAIN À TRAVERS LE DOMAINE STRUCTURAL DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES. ....	17
FIGURE 7. AFFLEUREMENT EG47 MONTRANT UN SYSTÈME CONJUGUÉ DES CISAILLEMENTS SENESTRES ET DEXTRES ASSOCIÉS À $S_N$ . ....	19
FIGURE 8. PHOTOS DE TERRAIN DANS LE DOMAINE STRUCTURAL DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DES CÈDRES. ....	20
FIGURE 9. INTERPRÉTATION DES LINÉAMENTS GÉOPHYSIQUES SELON L'ANGLE D'INCLINAISON ET L'INTENSITÉ MAGNÉTIQUE TOTALE RÉDUITE AUX PÔLES (TMI-RTP) EN (A) ET DÉLIMITATION DES ZONES DE CISAILLEMENT DANS LA RÉGION D'ÉTUDE EN (B). ....	23
FIGURE 10. INTERPRÉTATION DES STRUCTURES PROFONDES DE LA RÉGION D'ÉTUDE SELON LES IMAGES GÉOPHYSIQUES DE L'INTENSITÉ MAGNÉTIQUE TOTALE (TMI) ET DES «WORMS» GRAVIMÉTRIQUES EN (A), ET L'INTENSITÉ MAGNÉTIQUE TOTALE RÉDUITE AUX PÔLES EN (B) (TMI-RTP). ....	24
FIGURE 11. CARTE GÉOLOGIQUE DES AFFLEUREMENTS ÉCHANTILLONNÉS ET DES DOMAINES STRUCTURAUX ASSOCIÉS AUX ZONES DE CISAILLEMENT DU SECTEUR À L'ÉTUDE. ....	27
FIGURE 12. MÉCANISMES DE RECRISTALLISATION ET DE RÉCUPÉRATION À TRAVERS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES (LPNA). ....	29
FIGURE 13. MICROSTRUCTURES À TRAVERS LA ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES. ....	30
FIGURE 14. ÉCHANTILLON EG14 EN AFFLEUREMENT ET EN LAME MINCE. ....	33
FIGURE 15. CARACTÉRISTIQUES TEXTURALES ET CRISTALLOGRAPHIQUES DES TITANITES DATÉES DE L'ÉCHANTILLON EG14, ET DIAGRAMMES DE CONCORDIA INVERSE TERA-WASSERBURG. ....	34
FIGURE 16. ÉCHANTILLON EG23 EN AFFLEUREMENT ET EN LAME MINCE. ....	35

FIGURE 17. DISCRIMINATIONS GÉOCHIMIQUES ET TEXTURALES DES POPULATIONS DE TITANITE POUR L'ÉCHANTILLON EG23.....	37
FIGURE 18. DIAGRAMMES DE CONCORDIA INVERSE DES TROIS POPULATIONS DE TITANITE.....	38
FIGURE 19. CONTRAINTES DE STRESS APPLIQUÉES SUR LE DOMAINE STRUCTURAL DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE SAINT-FRANÇOIS-DE-SALES (ZCSFS) SELON LES INTERPRÉTATIONS DES LINÉAMENTS GÉOPHYSIQUES. ....	39
TABLEAU 1. OBSERVATIONS PÉTROLOGIQUES ET MICROSTRUCTURALES DES AFFLEUREMENTS ÉCHANTILLONNÉS ENTRE 2020 ET 2021.	28



## LISTE DES ABRÉVIATIONS

---

### Zones de cisaillement (ZC) et de déformation (ZD)

ZCB : zone de cisaillement de la Branche  
ZCC : zone de cisaillement des Cèdres  
ZCL : zone de cisaillement de Labelle  
ZCLL : zone de cisaillement du Lac Long  
ZCLP : zone de cisaillement de Lac à Paul  
ZCP : zone de cisaillement de Pamouscachiu  
ZCRP : zone de cisaillement de Rivière à Péribonka  
ZCSF : zone de cisaillement de Saint-Fulgence  
ZCSFS : zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales  
ZCT : zone de cisaillement de Tawachiche  
ZCTE : zone de cisaillement de Taureau Est  
ZCTO : zone de cisaillement de Taureau Ouest  
ZDCP : zone de déformation de Chute-des-Passes  
ZDLM : zone de déformation du Lac Métabetchouane  
ZDP : zone de déformation de Pipmuacan

### Province de Grenville et domaines tectoniques

ABD : *Allochtonous Boundary Detachment*  
ABT : *Allochthonous Boundary Thrust*, zone de charriage de l'Allochtonous  
OOL : *Ottawanien Orogenic Lid*, couvercle orogénique Ottawanien  
PDL : domaine Parc-des-Laurentides  
PSM : domaine Portneuf-St-Maurice  
SALSJ : Suite anorthositique du Lac-St-Jean

### Minéraux

Abréviations des minéraux selon Whitney et Evans (2010)

### Roches

AMCG : anorthosite, mangérite, charnockite, granite  
I1G : pegmatite  
I1L : syénogranite  
I1M : monzogranite  
I2C : syénite quartzifère  
I2E : monzonite quartzifère  
I2F : monzonite  
I2N : syénite à hypersthène  
I2O : mangérite

M4 : paragneiss  
M12 : quartzite  
T1 : cataclasite  
T4 : brèche tectonique.

### Structures et mécanismes de recristallisation

BLG : *bulging*, bourgeonnement  
CB : *chessboard*, échiquier  
D : dextre  
GBAR : *grain boundary area reduction*, réduction des joints de grain  
GBM : *grain boundary migration*, migration des joints de grain  
S : senestre  
SGB : *subgrain boundary*, limite des sous-grains  
SGR : *subgrain rotation*, rotation des sous-grains

### Autres

BSE : *backscattered electron*, électrons rétrodiffusés  
EBSD : *electron-backscatter diffraction*, diffraction rétrodiffusée d'électrons  
EDS : *energy-dispersive spectroscopy*, spectromètre d'énergie de dispersion  
IPF : *inverse pole figure*  
KAM : *kernel average misorientation*  
LA-ICP-MS : *laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*, Spectrométrie de masse à source au plasma  
LPA : lumière polarisée analysée  
LPNA : lumière polarisée non analysée  
MEB : microscope électronique à balayage  
MERN : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles  
TMI-RTP : *total magnetic intensity-reduction to the pole*, intensité magnétique totale réduite aux pôles

## INTRODUCTION

---

Les ceintures orogéniques modernes dans les zones de convergence actives, comme l’orogénie himalayenne-tibétaine, permettent d’analyser les mécanismes de formation et d’effondrement orogénique. Ces mécanismes peuvent servir de repère pour retracer l’évolution tectonique des chaînes de collision anciennes, comme celles du Mésoprotérozoïque au Néoprotérozoïque qui ont été formées par des processus orogéniques comparables à la tectonique des plaques modernes (Hynes et Rivers, 2010). L’orogénie grenvillienne (1090-980 Ma), dans la Province de Grenville marque la collision finale formant le supercontinent Rodinia, après une histoire pré-collisionnelle complexe d’accrétions multiples à la marge continentale active du continent Laurentia. Le modèle tectonique de l’orogénie grenvillienne est souvent comparé à celui de l’orogénie himalayenne-tibétaine (~ 55 Ma–présent) à cause de leurs similarités en termes d’épaisseur (600-1000 km), de leur collision prolongée (> 50 Ma) et du métamorphisme de haut-grade entraînant de la fusion partielle importante en profondeur (Hynes et Rivers, 2010). Ces orogénies sont de type géant à supergéant, larges, chaudes (*large, hot orogen*; LHO) et de longue durée (Beaumont *et al.*, 2006). Pourtant, l’effondrement gravitaire et l’arrêt des processus collisionnels de l’orogénie himalayenne-tibétaine ne sont pas encore atteints contrairement à l’orogénie grenvillienne, et d’autres exemples d’orogénies sont nécessaires pour comprendre cette dernière phase orogénique. Les structures tardi- à post-collisionnelles sont de plusieurs types et incluent des zones de cisaillement décrochantes qui permettent d’accommoder la convergence des plaques tectoniques, ce qui est peu documenté dans le cas de l’orogénie grenvillienne. Dans la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean (Québec), les rapports de cartographie rapportent l’observation de plusieurs failles cassantes tardi-grenvilliennes (Benoit et Valiquette, 1971; Laurin et Sharma, 1975; Hébert et Lacoste, 1998a,b,c,d; Hébert *et al.*, 2009), identifiées comme des zones de cisaillement fragiles-ductiles à mouvement décrochant. Peu de travaux de recherche ont été réalisés pour connaître leur rôle durant l’évolution tectonique de l’orogénie grenvillienne. La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales, cartographiée au sud du Lac-Saint-Jean, semble affecter une grande partie du secteur et correspond à une structure décrochante senestre durant l’orogénie grenvillienne, selon les travaux antérieurs (Morfin *et al.*, 2015; Moukhsil et Daoudene, 2019a,b). Son étude permettra de connaître son contexte de formation et de la lier à des mécanismes orogéniques connus d’autres ceintures orogéniques pour mieux comprendre son implication tectonique. De plus, l’étude permettra de décrire un nouveau segment spatial et temporel dans l’évolution tectonique de l’orogénie grenvillienne qui est peu documenté.

La méthode utilisée consiste à analyser les fabriques structurales pour distinguer le contexte tectonique des phases de déformation et à établir des contraintes temporelles sur le cisaillement par datation U-Pb. Aussi, la délimitation de l’étendue régionale de la zone de cisaillement sera supportée par des

observations de terrain et par l'interprétation d'images géophysiques. Cette approche permettra de proposer un complément dans le modèle d'effondrement gravitaire de l'orogénie grenvillienne en considérant la formation de systèmes décrochants lors d'une période temporelle où peu d'activité tectonique est documentée. La nature d'un système décrochant, associé à l'effondrement gravitaire de la ceinture orogénique grenvillienne, sera appuyée par des structures similaires décrites durant l'orogénie Variscan (Portugal; Fernández et Pereira, 2016).

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE

---

### Province de Grenville

La Province de Grenville est composée de croûte archéenne, d'arcs continentaux et de terranes accrétés à la marge active au SE du continent Laurentia entre ~1800 et 1100 Ma. L'orogénie grenvillienne marque la collision continentale finale entre cette marge active et probablement Amazonia lors de la formation du supercontinent Rodinia entre 1090 et 980 Ma (Rivers, 1997 ; Carr *et al.*, 2000 ; River et Corrigan, 2000; Gower et Krogh, 2002 ; Li *et al.*, 2008). La formation crustale le long de la marge active laurentienne est liée à des systèmes d'arcs continentaux, qui sont entre autres d'âge Pinwarien (1520-1460 Ma), Elzévirien (1250-1180 Ma) et Shawinigan (1190-1140 Ma), et des bassins d'arrière-arc (Tucker et Gower, 1990; Carr *et al.*, 2000; Gower et Krogh, 2002; Gower *et al.*, 2008). L'évènement Pinwarien s'étend dans l'ouest et la partie centrale de la Province de Grenville, et a produit un grand volume de croûte par magmatisme d'arc continental au-dessus de deux zones de subduction de directions opposées (pendage vers le sud et le nord; Martin et Dickin, 2005; Vautour et Dickin, 2019) et l'accrétion d'un système d'arc insulaire péri-laurentien (Corrigan et van Breemen, 1997; Groulier *et al.*, 2018). Ce magmatisme aurait produit la terrane Québécoise (~1550 Ma; Fig. 1; Dickin et Higgins, 1992; Dickin, 2000) qui compose la partie centrale du Grenville et qui correspond à une ceinture d'arc composite de croûte juvénile accrétée durant le post-Pinwarien (Vautour et Dickin, 2019). Elle est composée de TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) d'arc insulaire Pinwarien et de plutons d'arc continental plus récents (1450-1340 Ma; Rivers *et al.*, 2012; Groulier *et al.*, 2018). Le Pinwarien est suivi par une période d'extension crustale intermittente (1250-1100 Ma) durant la convergence générale qui est associée à la formation de séquences supracrustales et de dykes mafiques dans la partie centrale de la Province de Grenville (Indares et Moukhsil, 2013). L'évènement Elzévirien (1245-1225 Ma), restreint à l'ouest de la Province de Grenville, forme une amalgamation d'arcs composite associée à du métamorphisme de moyen à haut-grade (Rivers *et al.* 2012). L'évènement Shawinigan (1190-1140 Ma), affectant la partie ouest et centrale du Grenville, est associé à un autre épisode métamorphique de haut-grade et à la mise en place de suites magmatiques AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite) (Carr *et al.*, 2000; McEachern et van Breemen, 1993). À partir

de 1100 Ma, jusqu'à la collision grenvillienne vers 1090 Ma, un deuxième épisode de formation de suites magmatiques AMCG est attribué à une activité magmatique provenant d'une lithosphère faible et chaude (Indares et Moukhsil, 2013; Indares, 2020).

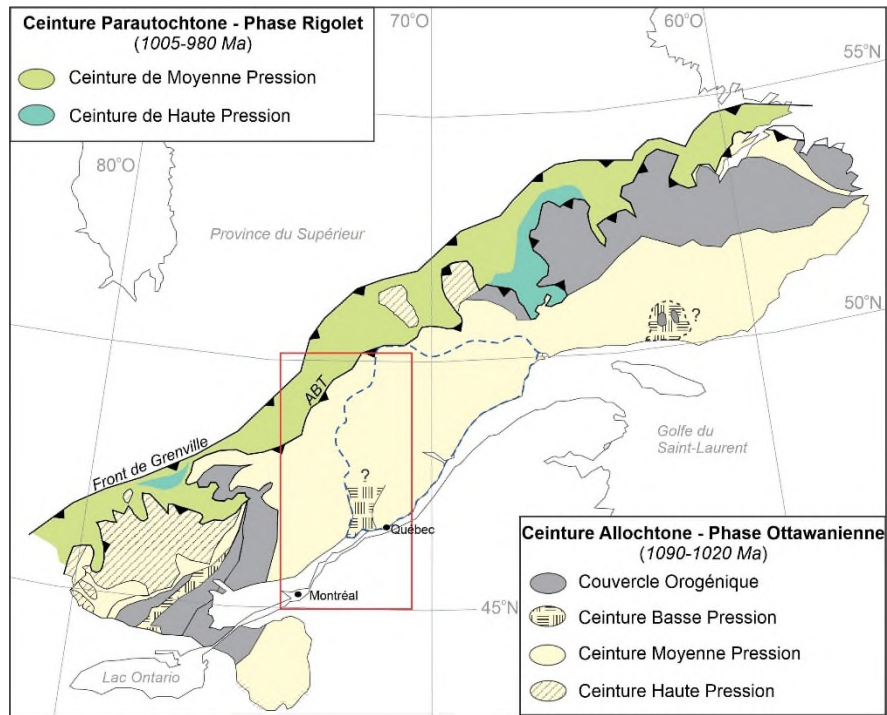


Figure 1. Province de Grenville divisée selon deux ceintures tectoniques, l'Allochtonne et la Parautochtonne, et leur position crustale.

Modifiée à partir de Rivers et al. (2012). L'encadré en rouge représente la délimitation du Grenville central-sud à la Fig.3 et le trait pointillé bleu représente la délimitation de la terrane Québecia.

La collision continent-continent terminale à 1090-980 Ma, soit l'orogénie grenvillienne *sensu stricto* a déformé et métamorphisé la croûte laurentienne au SE du Front de Grenville, qui sépare la Province de Grenville de la Province du Supérieur. L'orogénie grenvillienne a aussi produit des suites AMCG et des plutons granitoïdes à mafiques dans l'arrière-pays. Elle est divisée en deux ceintures tectoniques (Fig. 1), soit la ceinture Allochtonne et la ceinture Parautochtonne, situées respectivement au SE et au NW de la Zone de Charriage de l'Allochtonne (*Allochthonous Boundary Thrust*; ABT). La ceinture Allochtonne contient des unités laurentiennes pré-1,3 Ga et des terranes accrésés syn- à post-1,3 Ga le long de la marge SE de Laurentia (Rivers, 2008). Elle a été déformée et métamorphisée aux faciès des schistes verts à granulite pendant la phase orogénique Ottawanienne, entre 1090 et 1020 Ma (Rivers, 2008). La ceinture Parautochtonne est composée d'unités archéennes (>2,5 Ga) et paléoprotérozoïques (2,4-1,8 Ga) semblables à celles de la Province du Supérieur. Elle a été déformée et métamorphisée aux faciès des schistes verts à granulite lors de la phase orogénique Rigolet, entre 1005 et 980 Ma (Rivers, 2008). L'ABT a transporté la ceinture Allochtonne vers le NW au-dessus de la ceinture Parautochtonne lors de la phase orogénique

Ottawanienne (Rivers *et al.*, 1989), avant d'être réactivée en zone de cisaillement extensionnelle vers 1020 Ma (Ketchum *et al.*, 1998; Carr *et al.*, 2000).

Les unités de la ceinture Allochtone sont divisées par rapport à leur position crustale (*i.e.* croûte inférieure, moyenne et supérieure) définie par la profondeur d'enfouissement lors du métamorphisme Ottawalien (Fig. 1; Rivers, 2008, 2012). La ceinture de haute-pression est formée d'unités ayant atteint le faciès des éclogites et localement métamorphisées à nouveau au faciès des granulites. Les ceintures de moyenne et basse pression ont été métamorphisées aux faciès des amphibolites à granulite. Le métamorphisme Ottawalien de la croûte moyenne (1090-1050 Ma) est plus vieux que celui de la croûte supérieure (1050-1020 Ma) (Rivers, 2008). Le Couverture Orogénique Ottawalien (*Ottawan Orogenic Lid*; OOL), au SW et au NE dans la ceinture Allochtone, contient peu d'évidence de déformation et de métamorphisme pénétratifs d'âge Ottawalien. La présence d'âges de refroidissement  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur hornblende, biotite et muscovite à plus de 1100 Ma implique que le OOL est resté relativement froid (*i.e.*  $< 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) durant la phase Ottawanienne (Rivers, 2008). Le contraste de métamorphisme Ottawalien entre l'OOL et les segments de croûte moyenne, marqué par un contact tectonique franc, résulterait de processus d'exhumation tectoniques tardi-Ottawanienne à syn-Rigolet durant l'effondrement orogénique (*i.e.* 1050-980 Ma) selon Rivers *et al.* (2012).

## Modèle tectonique de l'orogène grenvillienne

L'évolution tectonique de l'orogène grenvillienne est basée sur plusieurs évidences qui supportent l'idée d'un plateau orogénique au début de l'Ottawalien, entre 1090 et 1050 Ma, et un épaissement crustal à  $\geq 60\text{ km}$  dû à l'imbrication de terranes (Fig. 2; Rivers, 2008). Le métamorphisme de haut-grade et la fusion partielle auraient facilité la formation d'un couloir d'écoulement crustal sous le plateau orogénique, durant la convergence tectonique (Fig. 2a). L'effondrement gravitaire serait dû à une contrainte verticale (gravitaire) excédant les contraintes horizontales (convergence), entre 1050 et 1020 Ma, durant la fin de l'Ottawalien (Fig. 2b). Ce régime en extension aurait progressivement arrêté l'écoulement crustal sous le plateau orogénique. Des dômes métamorphiques (*metamorphic core-complexes*) sont ensuite formés dans l'arrière-pays et ont exhumé la croûte de moyenne pression dans le mur de zones de cisaillement normales (Rivers, 2012). La réactivation de la convergence pendant la phase Rigolet, entre 1005 et 980 Ma, a causé l'imbrication et le métamorphisme à moyen et haut grade des unités dans le toit du Front de Grenville sous l'*Allochtone Boundary Detachment* (ABD) inactif (Fig. 2C). L'effondrement gravitaire du plateau orogénique dans l'arrière-pays a continué durant cette période.

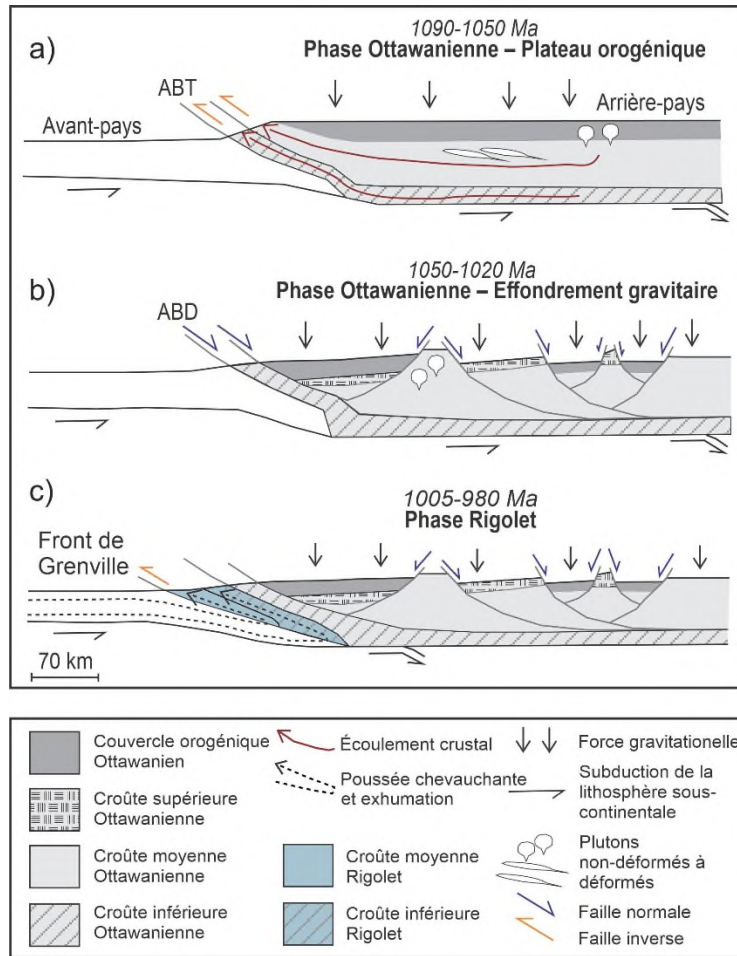


Figure 2. Modèle tectonique de l'évolution de l'orogène grenvillienne selon la formation d'un plateau orogénique durant la phase orogénique Ottawanienne.

Modifiée à partir de Rivers et al. (2012).

Suivant la phase Ottawanienne, une accommodation tectonique aurait pu contribuer à la continuation de la convergence par d'autres mécanismes de raccourcissement, comme de l'extrusion latérale (Molnar et Tapponnier, 1975). Cependant, aucune évidence d'extrusion latérale est décrite durant cette période. De rares évidences d'activité tectonique et de métamorphisme post-Ottawaniens (1020-980 Ma) suggèrent qu'une accommodation du raccourcissement dans la ceinture Allochtone était limitée durant cette période (domaines de Natashquan et Mazinaw; Corfu et Easton 1995; van Breemen et Corriveau, 2005). Durant la phase Rigolet, la migration des chevauchements vers l'avant-pays a été décrite comme un effet de l'affaiblissement de la croûte suivant l'effondrement gravitaire (Rivers, 2008). La reprise d'un régime compressif refléterait le réajustement crustal tardif de l'orogénie grenvillienne après la phase d'épaississement crustal de l'Ottawien et serait associée à un raccourcissement produisant l'enfouissement et l'exhumation rapide de la croûte de haute et moyenne pression vers le Front de Grenville.

## Domaines tectoniques et zones de déformation du Grenville central

La région d'étude est localisée dans la partie centrale-sud de la Province de Grenville contenant la ceinture Allochtone de croûte à moyenne et basse pression (Fig. 1). Ce secteur est subdivisé en domaines et terranes tectoniques qui se distinguent par leurs caractéristiques lithotectoniques et qui sont séparés par des zones de cisaillement et de déformation majeures. Trois domaines tectoniques entourent la région d'étude, soit le domaine Portneuf-St-Maurice (PSM), le domaine Parc-des-Laurentides (PDL) et la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (SALSJ) (Fig. 3).

Le domaine PSM est compris entre le domaine PDL à l'est, et les domaines de Shawinigan et de Mékinac-Taureau à l'ouest. Au nord, où la région d'étude est située, la continuation du domaine PSM jusqu'à la SALSJ n'est pas bien établie. Le domaine PSM comprend des séquences supracrustales de roches volcaniques et volcanoclastiques du Groupe de Montauban (âge de déposition maximum de  $1442 \pm 8$  Ma; Papapavlou *et al.*, 2021) et des roches plutoniques calco-alcalines du Complexe de La Bostonnais ( $1371 \pm 3$  Ma; Corrigan et van Breemen, 1997 et  $1354 \pm 10$  Ma; Papapavlou *et al.*, 2018). Le métamorphisme au faciès des amphibolites est associé à l'accrétion pré-grenvillienne de l'arc volcanique de Montauban vers 1400 Ma, contrairement aux domaines de Mékinac-Taureau et de Shawinigan qui contiennent principalement des orthogneiss au faciès des granulites associés à l'orogène grenvillienne (Corrigan et van Breemen, 1997).

Le domaine PDL est limité par le domaine PSM à l'ouest et par la SALSJ au nord, alors que sa continuation vers l'est est inconnue. Il comprend plusieurs unités lithologiques d'âge varié, soit le Complexe du Parc-des-Laurentides à 1391 Ma (David *et al.*, 2009) qui forme l'encaissant de la Suite anorthositique de Pipmuacan datée entre 1082-1045 Ma (Hervet *et al.*, 1994; Higgins et van Breemen, 1996; Hébert et van Breemen, 2004), de la Suite de Rivière-à-Pierre qui serait datée à 1058 Ma (Nadeau *et al.*, données non publiées, 1992) et de la Suite anorthositique de Valin datée entre 1020-1008 Ma (Owens *et al.*, 1994; Higgins et van Breemen, 1996). Le Complexe du Parc-des-Laurentides comprend des orthogneiss, des enclaves de séquences supracrustales du Groupe de Montauban et des gneiss du Complexe de La Bostonnais (Nadeau et van Breemen, 1994) métamorphisés durant le pic métamorphique pré-1085 Ma au faciès des granulites (Nadeau et Corrigan, 1991; Hébert et Nadeau, 1995). Nadeau et Corrigan (1991) interprètent la surimposition métamorphique au faciès des amphibolites sur celui des granulites comme le résultat de la mise en place des intrusions AMCG de la Suite anorthositique de Pipmuacan. La Suite de Rivière-à-Pierre, composée d'intrusions granitiques peu déformées, est comprise dans la Suite anorthositique de Pipmuacan et délimite la frontière des domaines PSM et PDL (Hébert et Nadeau, 1995). La SALSJ est composé de plusieurs lobes d'AMCG injectés dans des complexes gneissiques et des séquences supracrustales. Elle est divisée en deux faciès, soit un faciès mafique à ultramafique et un faciès moins abondant de composition intermédiaire à felsique (Hébert *et al.*, 2009). La SALSJ, mise en place

entre 1169 et 1144 Ma (Papapavlou, 2020; van Breemen, 2009), est injectée par plusieurs suites plutoniques tardives entre 1028 et 988 Ma (Higgins *et al.*, 2002; van Breemen, 2009). Le métamorphisme régional, entre 1160  $\pm$ 9 Ma (Moukhsil *et al.*, 2015) et 1015  $\pm$ 2 Ma (Owens *et al.*, 1994), est au faciès des granulites et est surimposé par un métamorphisme rétrograde aux faciès supérieurs des amphibolites à schistes verts.

Les fabriques structurales dans la région du Saguenay–Lac-Saint-Jean comprennent des structures pré-, syn- et post-grenvilliennes (Hébert *et al.*, 2009). Les structures pré-grenvilliennes sont orientées E-W sous la forme de rubanements migmatitiques, d'une gneissosité et de plissements. Elles sont affectées par des structures grenvilliennes représentant des corridors de déformation NE-SW, des failles régionales NNE-SSW et des plissements N-S à NE-SW. Les corridors de déformation comprennent la zone de déformation de Chute-des-Passes, la zone de déformation Pipmuacan et la zone de cisaillement de Saint-Fulgence (ZCSF), qui font tous parties de la même famille structurale (Fig. 3; Hébert et Daigneault, 2004). Ces trois corridors de déformation sont interprétés comme le résultat de la réactivation de structures pré-grenvilliennes ayant facilité la remontée magmatique lors de la mise en place de la SALSJ (Hébert, 1991; Hébert et van Breemen, 2001; Turcotte, 2001). La zone de déformation de Chute-des-Passes est composée de mylonites, de minces zones d'ultramylonites et de gneiss droits, et est potentiellement chevauchante, bien qu'un sens de cisaillement clair n'ait pu être déterminé (Hébert et Beaumier, 2000a,b). La zone de déformation de Pipmuacan, active vers 1148 Ma et réactivée avant 1028 Ma (Higgins *et al.*, 2002), est caractérisée par un décrochement dextre et senestre (Hébert *et al.*, 2009). La ZCSF délimite le domaine PDL et la SALSJ, et correspond à un corridor de déformation anastomosé orienté NE-SW (Hébert et Lacoste, 1998a,b,c,d; Hébert et van Breemen, 2004). Elle est caractérisée par du chevauchement d'âge grenvillien qui a évolué vers un décrochement dextre-oblique. Les chevauchements auraient été actifs entre ~1080-1030 Ma, jusqu'à 1008  $\pm$ 3 Ma (Owens *et al.*, 1994, Hébert *et al.*, 2009). La ZCSF est recoupée par une déformation ductile-fragile tardive en décrochement senestre représentée par des mylonites à fort pendage vers l'E-SE. Les zones de cisaillement fragiles-ductiles de Rivière à Péribonka et Pamouscachiou à la figure 3 en sont des exemples (Hébert *et al.*, 2009). Au niveau régional, des structures tardi- à post-grenvilliennes sont liées à des failles fragiles normales orientées NW-SE à NNW-SSE avec des plans de faille fortement altérés et des stries de faille sub-verticales (Hébert *et al.*, 2009). Au SW du domaine PDL, la zone de cisaillement fragile-ductile du Lac Long est une structure NNW-SSE sub-verticale senestre tardi-grenvillienne qui recoupe la Suite de Rivière-à-Pierre, et délimite une partie du contact entre le Complexe du Parc-des-Laurentides et le domaine PSM (Hébert et Nadeau, 1995). Les fabriques structurales dans la région de la Mauricie, pendent modérément vers le SE ou l'E et deux séries de linéation sont présentes, soit une série plongeante vers le SE associée à du chevauchement régional vers le NW, et une autre série plongeante vers le NNE associée aux zones de cisaillement ductiles durant l'extension senestre-oblique après le pic métamorphique (1082  $\pm$ 20 Ma; Nadeau et Brouillette, 1995; Corrigan et van Breemen, 1997;



Soucy La Roche *et al.*, 2015). Le contact entre le domaine PSM et le domaine de Shawinigan est marqué par la zone de cisaillement de Tawachiche (ZCT), active entre 1065 et 1035 Ma, qui est anastomosée normale-oblique senestre et à fort pendage vers l'ESE (Corrigan, 1995; Corrigan et van Breemen, 1997).

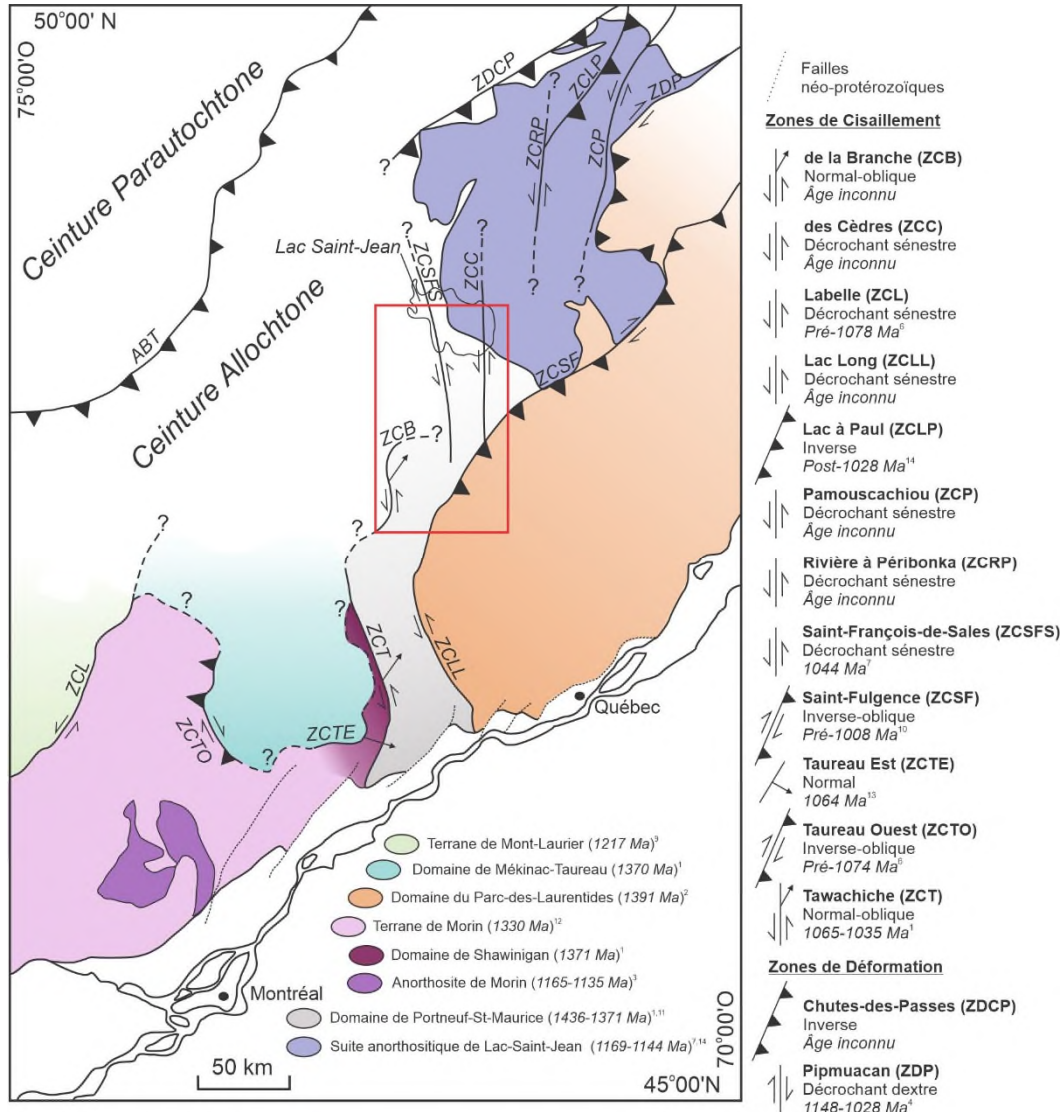


Figure 3. Subdivision tectonique des domaines et terranes de la Province de Grenville centrale-sud, et principales zones de cisaillement et zones de déformation.

Modifiée à partir de Nadeau et van Breemen (2001). L'encadré en rouge représente la délimitation de la zone d'étude à la figure 4. La zone de cisaillement Saint-François-de-Sales (ZCSFS) correspond à l'étude ci-présente. Les zones de cisaillement de la Branche (ZCB), des Cèdres (ZCC) et de Saint-Fulgence (ZCSF) ont été cartographiées et/ou actualisées durant l'étude ci-présente. L'âge des protolithes, et des zones de déformation et de cisaillement proviennent de : (1) Corrigan et van Breemen, 1997; (2) David *et al.*, 2009; (3) Friedman et Martignole, 1995; (4) Higgins *et al.*, 2002; (5) Higgins et van Breemen, 1992; (6) Martignole et Friedman, 1998; (7) Papapavlou, 2020; (8) Nadeau et Brouillette, 1995; (9) Nantel et David, 2008; (10) Owens *et al.*, 1994; (11) Papapavlou *et al.*, 2021; (12) Peck, 2012; (13) Soucy La Roche *et al.*, 2015; (14) van Breemen, 2009.

## Secteur à l'étude et zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales

Selon les plus récentes connaissances géoscientifiques du secteur à l'étude (Moukhsil et Côté, 2018; Moukhsil et Daoudene, 2019a), les unités protérozoïques comprennent des séquences supracrustales (Groupe de Montauban et les complexes de Wabash et de Barrois) et des suites intrusives felsiques à mafiques recouvertes en discordance par des unités ordoviciennes (Fig. 4). Les suites intrusives incluent la Suite de Travers (1076 ±8 Ma, Papapavlou *et al.*, 2018), la Mangérite de Lachance (1044 ±7 Ma, Papapavlou, 2019) et la Suite plutonique de Belley. De multiples phases de déformation ont formé une fabrique planaire variable et des plis qui forment des patrons d'interférence en dômes et bassins dans les suites intrusives. Dans les secteurs en dômes et bassins, les conditions métamorphiques ont atteint le faciès des granulites, tandis que l'extérieur de ces secteurs est affecté par un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites, et localement au faciès des schistes verts dans le domaine structural de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (ZCSFS). L'âge d'un épisode métamorphique à l'ouest de la ZCSFS se situe entre 1200 Ma et 1100 Ma selon des dates U-Pb sur zircons ayant des ratios Th/U < 0,1 qui sont caractéristiques de zircons métamorphiques (Papapavlou, 2019). Un échantillon de quartzite du Complexe de Wabash, 5 km à l'ouest de la ZCSFS, contient des zircons métamorphiques datés à 1160 ±9 Ma (Moukhsil *et al.*, 2015). Dans le Complexe de Barrois, l'âge d'un épisode métamorphique est daté à 1055 ±13Ma sur des bordures métamorphiques de zircon (Papapavlou *et al.*, 2018). À l'est de la ZCSFS, aucune datation du métamorphisme n'est disponible dans les gneiss Protérozoïques non différenciés.

La zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales a été identifiée et délimitée en 2018 par Moukhsil et Daoudene (2019b) dans les feuillets 32A01 et 32A08 (Fig. 4). Elle fait partie d'un domaine anastomosé orienté N-S, larges de 6 à 14 km et long d'au minimum 56 km qui affecte les unités magmatiques de la Suite de Travers, de la Mangérite de Lachance et de la Suite plutonique de Belley. Deux fabriques structurales sont identifiables, soit une fabrique principale  $S_n$  associée à des zones très cisailées et une foliation métamorphique  $S_{n-1}$ . La fabrique principale  $S_n$  contient une foliation mylonitique, à pendage modéré vers l'ENE, dans des bandes centimétriques à décimétriques de protomylonite à ultramylonite. La linéation d'étirement minérale associée est de très faible plongée vers le N et le S, et indique un mouvement en décrochement. Les indicateurs cinématiques sont des structures C-S, des bandes de cisaillement localisées, des porphyroclastes de type sigma ou delta, des plis d'entraînement, exhibant tous un cisaillement senestre apparent. De plus, quelques plans de cisaillement, à fort pendage vers le SE, contiennent un sens de cisaillement dextre et sont interprétés comme des plans de cisaillement conjugués au mouvement senestre dus à l'obliquité entre ces plans. La fabrique mylonitique  $S_n$  est associée à des conditions métamorphiques rétrogrades variant du faciès des amphibolites à celui des schistes verts à une température de déformation entre 400 et 600°C. La présence de cataclasite sur le terrain et de microfractures

dans les porphyroclastes de feldspath seraient associées à un régime cassant et représenterait les derniers incréments de déformation à basse température. La foliation métamorphique  $S_{n-1}$  affecte la majeure partie des unités magmatiques (excluant la Mangérite de Lachance et certaines intrusions pegmatitiques) dans le domaine structural et est caractérisée par une foliation faiblement à modérément développée qui est à fort pendage vers le SE. La linéation minérale d'étirement associée est variable, mais un groupe à fort plongement est prédominant. Son assemblage minéralogique suggère des conditions métamorphiques aux faciès des amphibolites à granulites. Les contraintes d'âges actuelles suggèrent que la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  et les mylonites senestres  $S_n$  sont plus jeunes que  $1076 \pm 8$  Ma, l'âge de la Suite de Travers qu'elles déforment. De plus, la Mangérite de Lachance, datée à  $1044 \pm 7$  Ma (Papapavlou, 2019), s'est possiblement mise en place pendant la déformation senestre de la ZCSFS puisque sa forme est plus ou moins allongée en direction N-S. Dans le feuillet 32A01 et 31P16, Perreault (1992a,b) décrit la zone de déformation du Lac Métabetchouane (ZDLM) caractérisée par des bandes centimétriques à métriques de mylonites dextres NNE-SSW à pendage modéré à fort et des plis en fourreaux. Des patrons complexes de plis d'entraînement indiquent un mouvement senestre, et une déformation cassante d'orientation inconnue tardi- à post-grenvillienne recoupe la ZDLM. Le tracé de la ZDLM est modifié durant les plus récentes cartographies du secteur, soit par Moukhsil et Côté (2018), et ensuite par Moukhsil et Daoudene (2019a).

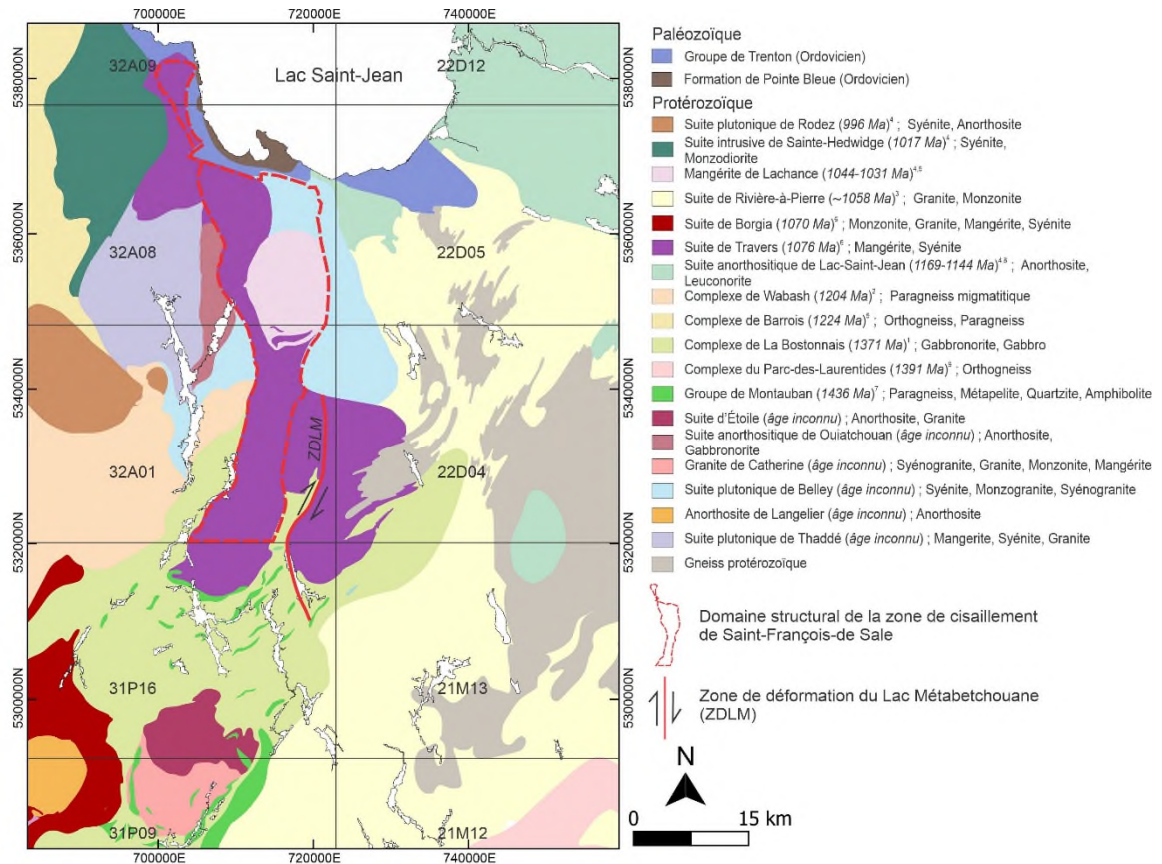


Figure 4. Carte géologique du secteur à l'étude. Modifiée à partir de Benoit et Valiquette (1971), Moukhsil et Côté (2018) et Moukhsil et Daoudene (2019a,b). Le trait pointillé rouge correspond au domaine structural de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. La zone de déformation du Lac Métabetchouane (ZDLM) a été cartographiée par Perreault (1992) et modifiée par Moukhsil et Côté (2018) et Moukhsil et Daoudene (2019a). L'âge des protolithes provient de : (1) Corrigan et van Breemen, 1997; (2) Moukhsil et al., 2015; (3) Nadeau et al., données non publiées, 1992; (4) Papapavlou, 2019; (5) Papapavlou, 2020; (6) Papapavlou et al., 2018; (7) Papapavlou et al., 2021; (8) van Breemen, 2009; (9) David et al., 2009.

## PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS

Le contexte de formation de la ZCSFS reste inconnu, et sa caractérisation structurale et temporelle est essentielle pour révéler l'origine de cette zone de cisaillement durant l'orogène grenvillienne. Ainsi, pour connaître son origine, plusieurs problématiques relevées doivent être résolues en lien avec la description antérieure produite par les travaux de cartographie de Moukhsil et Daoudene (2019a,b) :

- L'âge de la ZCSFS a été obtenu à partir de l'âge de l'intrusion de la Mangérite de Lachance interprété syntectonique à  $S_n$ . Cependant, la datation de zones de cisaillement basée sur des plutons est complexe (e.g. Patterson et Tobish, 1988) et l'intrusion pourrait s'avérer pré-tectonique à  $S_n$ . La datation de géochronomètres syntectoniques à  $S_n$  est une méthode plus robuste pour éviter cette confusion ;

- Le domaine structural de la ZCSFS est délimité de façon approximative au niveau régional à partir des données géophysiques de haute résolution dans les feuillets 32A01 et 32A08. Sa prolongation vers le nord ou le sud, en-dehors de la zone cartographiée, n'est pas identifiée. L'identification de structures N-S en-dehors de la zone cartographiée, autant sur le terrain que par l'interprétation d'images géophysiques de haute résolution, impliquerait que le domaine structural pourrait s'étendre au-delà des limites actuellement établies (Fig. 3) ;
- Le sens de cisaillement dextre est interprété conjugué à celui senestre, cependant cette interprétation n'est basée que sur trois indicateurs cinématiques dextres observés sur le terrain et l'obliquité entre les plans de cisaillement. Il pourrait être tout autant antérieur, synchrone ou postérieur au mouvement senestre. Ainsi, il faudrait confirmer par des observations de terrain les relations de recoupement entre les cisaillements dextre et senestre ;
- La déformation cassante tardive reconnue à travers le domaine ne permet pas de conclure si elle appartient à la fabrique  $S_n$  ou à une autre phase de déformation tardive associée à des failles fragiles.

Par ailleurs, la nature de la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  dans le domaine structural de la ZCSFS reste incertaine. Cette fabrique est associée à des faciès métamorphiques de haute température, et des linéations à forts plongements ont été reconnues sur le terrain. Elle pourrait représenter un épisode de haute température pouvant être lié à un mouvement normal menant à l'exhumation de la croûte moyenne (Ring *et al.*, 1999). Ce type de structure a été décrit en Mauricie dans les domaines de Mékinac-Taureau et de Shawinigan, et correspond à des dômes métamorphiques d'âge Ottawanien exhumant la croûte de moyenne pression durant l'effondrement gravitaire (Corrigan et van Breemen, 1997; Soucy La Roche *et al.*, 2015). Les conditions variables de température de déformation entre  $S_{n-1}$  et  $S_n$  pourraient donc suggérer une variation du niveau structural pendant la déformation. Ainsi, la fabrique de cisaillement  $S_n$  pourrait être le vestige de l'amincissement crustal résultant d'un régime en extension.

Selon Rivers (2012), l'épaississement crustal durant l'Ottawanien, formant le plateau orogénique par l'imbrication de nappes de charriage, est suivi par de l'extrusion latérale sous le plateau orogénique en association au développement d'un système de failles décrochantes conjuguées. Cependant, des évidences rigoureuses associées à de l'extrusion latérale d'âge tardi-Ottawanien n'ont pas été décrites dans la Ceinture Allochtone. Au niveau régional, la ZCSFS est proche d'une famille structurale en chevauchement qui comprend entre autres la ZCSF (~1080-1008 Ma). Cette dernière est proposée comme étant l'évidence d'une extrusion latérale durant l'effondrement gravitaire (Rivers, 2012). Toutefois, l'évolution structurale de la ZCSF est complexe puisqu'elle inclut un chevauchement NE-SW antérieur et/ou synchrone à un décrochement dextre, suivi par une phase de déformation tardive senestre le long de décrochements N-S. Ces multiples phases de déformation ne sont pas contraintes dans le temps. De plus, il n'y a aucune

interprétation tectonique rigoureuse des phases de déformation pouvant être reliée au modèle de l'évolution de l'orogène grenvillienne. Ainsi, l'étude de la ZCSFS, semblable structurellement à la phase de déformation tardive de la ZCSF (*i.e.* les zones de cisaillement fragiles-ductiles senestres de direction N-NE), pourrait éclaircir une partie de cette problématique.

## RÉSULTATS

---

### Observations de terrain 2020-2021

Les observations de terrain entre 2020 et 2021 ont confirmé en partie celles de Moukhsil et Daoudene (2019a,b) et ont permis d'apporter une nouvelle contribution afin de résoudre plusieurs problématiques. Un cisaillement diffus ( $S_{n-2}$ ) de haut-grade métamorphique a été reconnu dans le Complexe de La Bostonnais, à la limite SW du domaine structural de la ZCSFS. Contrairement aux bandes mylonitiques  $S_n$  localisées, la fabrique de cisaillement diffuse est à pendage modéré vers le SE avec une linéation faiblement plongeante vers le NE indiquant un mouvement décrochant et une légère composante normale. La déviation des plans de foliation par de minces zones de cisaillement indique un sens de cisaillement senestre contenant entre celles-ci un plissement de la fabrique antérieure  $S_{n-3}$  selon une rotation antithétique (*folding by back-rotation*; Fig. 6a; *e.g.* Harris *et al.*, 2002; Harris, 2003). Ces plis sont fortement ouverts et la plupart forment des boucles (buckle folds) entre les zones de cisaillement. De plus, les plans axiaux des plis sont parallèles à des intrusions pegmatitiques qui présentent des marges diffuses indiquant un sens de cisaillement senestre. Dans le même secteur, des affleurements de même lithologie contenant aussi des intrusions pegmatitiques aux marges diffuses indiquent une variation de la foliation  $S_{n-2}$  à pendage modéré vers le SE à faible vers le NE avec des linéations associées en aval-pendage, vers le SE et l'ENE, respectivement. De plus, une bande de cisaillement senestre localisée, orientée ~ N-S et liée à  $S_n$ , recoupe ces deux foliations. En-dehors des zones affectées par le cisaillement et le plissement, la foliation  $S_{n-3}$  est orientée E-W. Considérant la différence d'orientation de la fabrique  $S_{n-2}$  par rapport à la fabrique  $S_{n-1}$  et son haut-grade métamorphique,  $S_{n-2}$  est nécessairement postérieure à la fabrique  $S_{n-3}$  et antérieure à la foliation mylonitique  $S_n$ . Les données actuelles ne permettent pas de déterminer si elle est antérieure ou tardive à la foliation métamorphique  $S_{n-1}$ . La foliation métamorphique  $S_{n-1}$  affecte les unités magmatiques de la Suite de Travers, de la Suite plutonique de Belley et de la Suite anorthositique de Ouiatchouan selon les observations de terrain dans ce secteur. Elle est définie par l'orientation préférentielle de la biotite et/ou de la hornblende (altération de l'hypersthène), et pente modérément vers le SE, avec une linéation peu développée plongeant en moyenne faiblement vers le NE (Fig. 5). Les porphyroclastes de feldspath présents dans l'encaissant sont pour la plupart symétriques et n'indiquent pas de sens de cisaillement.

La fabrique de cisaillement senestre  $S_n$  à travers le domaine structural de la ZCSFS est de direction N à NW à fort pendage vers le NE et la linéation plonge légèrement vers le nord ou le sud (Fig. 5). De plus, des affleurements à la bordure est du domaine structural indiquent un changement d'orientation de  $S_n$ , qui est plutôt à pendage vers l'ouest. Le mouvement est principalement en décrochement senestre avec une faible composante verticale (côté ouest soulevé). La fabrique  $S_n$  est caractérisée par des zones anastomosées protomylonitiques à mylonitiques de plusieurs mètres d'épaisseur montrant des structures C-S-C' (Fig. 6b) et des bandes localisées d'ultramylonitique d'épaisseur millimétrique à décimétrique (Fig. 6c). Le déplacement relatif sur certaines bandes ultramylonitiques est de quelques centimètres tandis qu'il est de plusieurs mètres pour certaines zones mylonitiques. Toutefois, la superficie des affleurements empêche généralement l'observation de marqueurs (*e.g.* dykes) de chaque côté des zones mylonitiques, suggérant que le déplacement est d'au moins quelques dizaines de mètres pour chaque mylonite individuelle. Une fabrique de cisaillement dextre, moins fréquente à travers le domaine de la ZCSFS, est à fort pendage vers le SE ou le NW. La linéation n'a pas été mesurée à cause de l'absence de surfaces propices pour leur observation.

Sur le terrain, des fractures d'orientation N-NW remplies de chlorite et d'épidote, et une pseudotachylite sont typiques d'une déformation cassante recoupant la fabrique mylonitique  $S_n$ . Ces fractures ne présentent pas d'indicateurs de sens de glissement. Un affleurement dans le sud du domaine structural de la ZCSFS préserve une mince bande d'ultramylonite senestre affectée par une zone de dommage cataclastique orientée N-S. La zone de dommage est en bordure de la mangérite ayant une  $S_{n-1}$  à pendage modéré vers le NW (Fig. 6d). La fracture s'élargit vers le nord en formant une bande millimétrique de pseudotachylite dans la zone de dommage cataclastique. Sur certains affleurements, les nombreuses fractures s'entrecroisent et altèrent l'encaissant, impliquant une circulation importante de fluides dans ces fractures (Fig. 6e). Malgré une direction semblable à  $S_n$ , le régime de déformation cassant et la diminution du grade métamorphique suggèrent que cette phase de déformation  $S_{n+1}$  est tardive dans le domaine structural.

La Mangérite de Lachance a été interprétée syntectonique à la déformation dans la ZCSFS (Moukhsil et Daoudene, 2019b), mais elle semble plutôt pré-tectonique selon les observations de terrain. Elle est massive (*i.e.* ne contient pas la foliation métamorphique  $S_{n-1}$ ), et se fait recouper par la fabrique de cisaillement  $S_n$ , définie par des bandes de mylonite et d'ultramylonites senestres (Fig. 6f) de direction NW-SE à NNE-SSW (direction de pendage inconnue sauf une bande ultramylonitique qui pente vers l'ouest) et dextre de direction NE-SW. À l'est de la Mangérite de Lachance, un xénolithe d'amphibolite contient une foliation mylonitique senestre N-S parallèle à  $S_n$  (Fig. 6g). Cette lithologie semble localiser le cisaillement due à sa faible résistance rhéologique contrairement à la Mangérite de Lachance. Le contact lithologique

entre ces deux unités est rectiligne et parallèle à la foliation mylonitique  $S_n$  (Fig. 6h), et semble représenter un plan de glissement en lien avec leur différence rhéologique durant le cisaillement dans la ZCSFS. La Mangérite de Lachance s'est donc probablement mise en place après la formation de la fabrique  $S_{n-1}$ , puisque celle-ci n'est pas développée dans l'intrusion, et elle a été affectée par  $S_n$  ensuite.

Plusieurs relations de recoupement entre les zones de cisaillement dextres et senestres ont été observées sur le terrain. Un exemple qui illustre bien ces relations est l'affleurement EG47 (Fig. 7a et 11). De minces bandes de cisaillement dextre NE-SW s'entrecroisent avec des cisaillements senestres NW-SE selon une succession senestre > dextre > senestre (Fig. 7b-c). L'ultramylonite dextre est entraînée par deux bandes centimétriques d'ultramylonite senestres NW-SE associées à  $S_n$  qui forment un pli droit à incliné orienté N-S (Fig. 7a). L'axe de pli subhorizontal donne l'impression d'un épaississement à la charnière du pli à cause de sa faible inclinaison et la trace axiale est parallèle à la fabrique de cisaillement  $S_n$  senestre. (Fig. 7d). Deux compositions d'ultramylonite sont visibles dans la charnière du pli, soit une mince bande grisâtre plissée et une autre noirâtre parallèle à la fabrique de cisaillement  $S_n$  senestre. Les recoupements successifs entre les cisaillements dextres et senestres indiquent qu'ils se sont développés durant la même période temporelle dans un système conjugué, et non durant des épisodes de déformation distincts. Toutefois, le sens de cisaillement senestre est largement dominant au niveau de l'affleurement, et à travers le domaine de la ZCSFS.

Une zone de cisaillement similaire à celle de la ZCSFS en termes de géométrie et de cinématique, nommée zone de cisaillement des Cèdres (ZCC), a été identifiée à l'est de cette dernière (Fig. 3; feuilletts 22D04 et 22D05). Son domaine structural est orienté N-S au niveau régional et contient une fabrique de cisaillement à pendage vers l'est avec une linéation horizontale à très faiblement plongeante vers le sud (Fig. 5). Les zones protomylonitiques à mylonitiques mesurent plusieurs mètres d'épaisseur contrairement aux bandes ultramylonitiques à pendage vers le WSW qui sont de l'ordre du millimètre. Le sens de cisaillement est senestre tel qu'indiqué par les porphyroclastes de type delta, les structures C-S-C' et les plis asymétriques de la foliation mylonitique fortement plongeant vers le NE (Fig. 8). Aucun sens de cisaillement dextre n'a été identifié à travers le domaine structural sur les quelques affleurements décrits, contrairement à la ZCSFS. La fabrique de cisaillement  $S_n$  recoupe une foliation métamorphique  $S_{n-1}$  faiblement développée dans une mangérite et/ou une monzonite porphyrique peu déformée à travers le domaine. Selon les quelques mesures structurales, la fabrique est à fort pendage vers le SE et contient une linéation modérément plongeante vers le NE (Fig. 5).



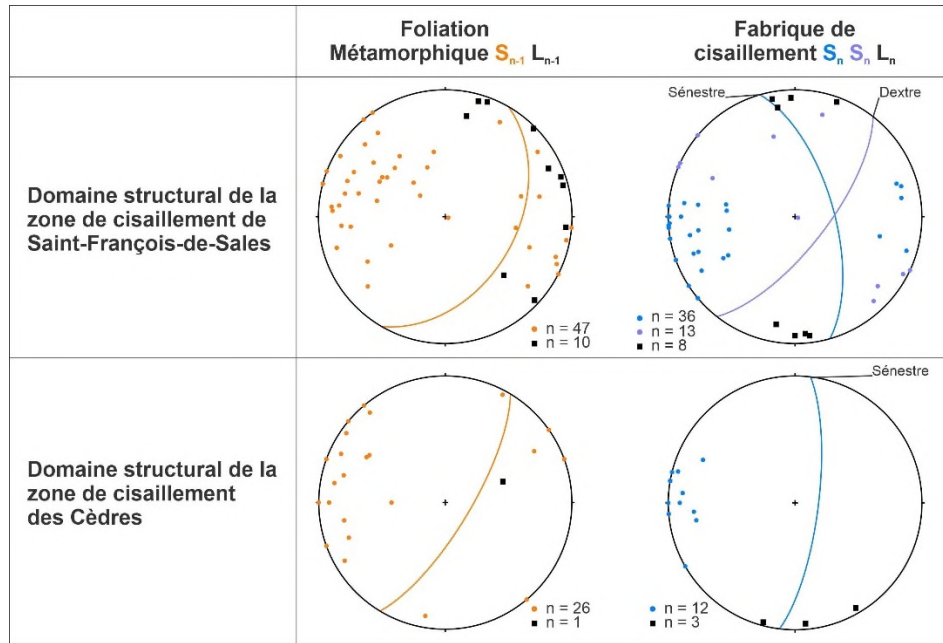


Figure 5. Projections stéréographiques de l'orientation moyenne des fabriques dans les domaines structuraux de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales et de la zone de cisaillement des Cèdres. Plusieurs mesures de direction n'ont pas de pendage car les surfaces horizontales polies ne permettaient pas cette mesure. Ces mesures sont représentées avec un pendage de  $90^\circ$ . Dans les projections stéréographiques, les cercles indiquent les pôles des foliations et les carrés noirs indiquent les linéations.

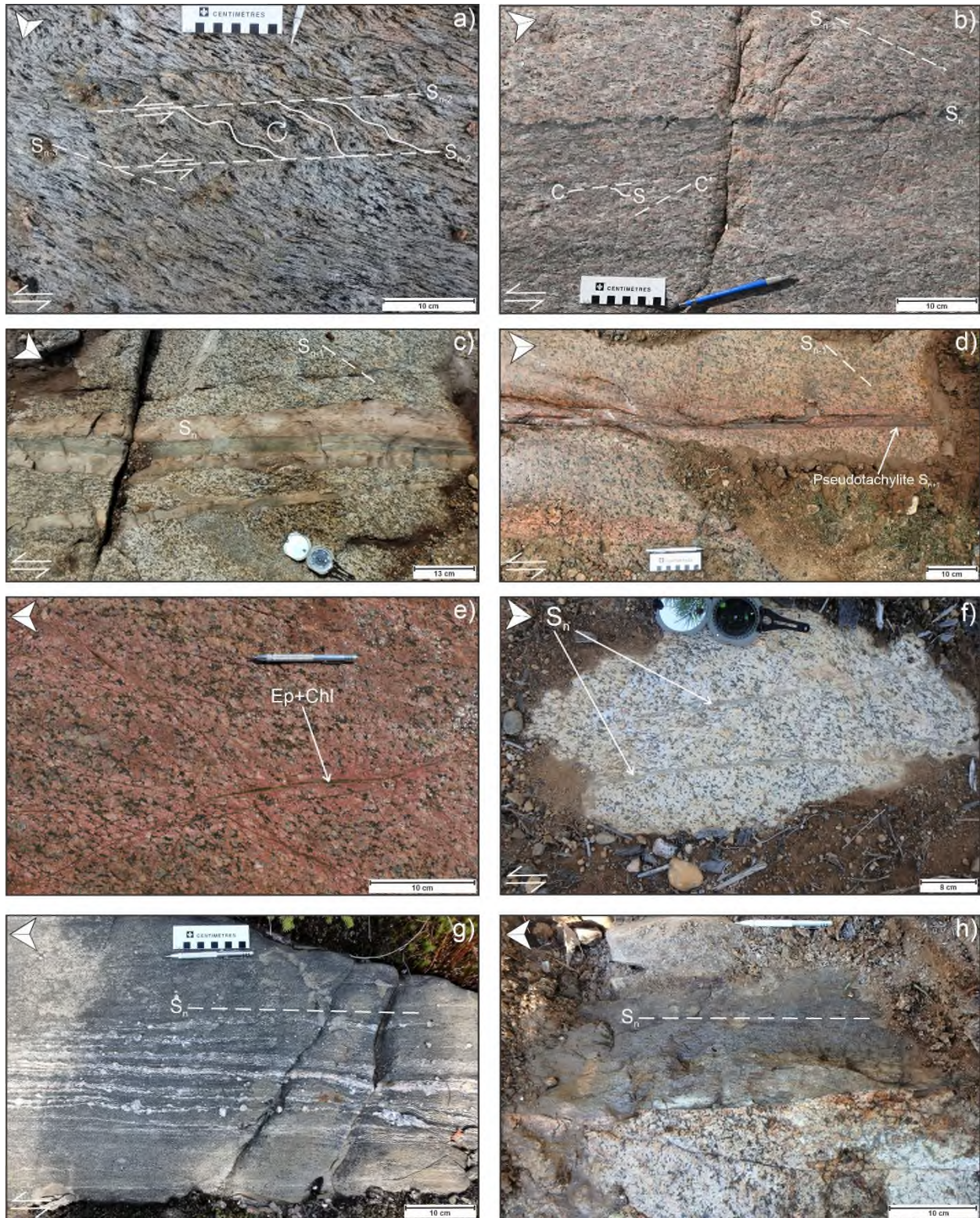


Figure 6. Photos de terrain à travers le domaine structural de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales. (a) Fabrique de cisaillement diffus  $S_{n-2}$  représentée par de minces zones de cisaillement senestre. La fabrique antérieure  $S_{n-3}$  orientée E-W se fait plisser par une rotation antithétique entre les bandes de cisaillement senestre. (b) Fabrique de cisaillement  $S_n$  représentée par une bande ultramylonitique senestre recoupant la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  et une zone protomylonitique contenant des structures C-S-C' senestres. (c) Fabrique de cisaillement  $S_n$  représentée par une bande ultramylonitique en partie

*hématitisée recoupant la foliation métamorphique  $S_{n-1}$ . (d) Fractures hématitisées  $S_{n+1}$  formant une zone de dommage cataclastique et affectant une bande d'ultramylonite senestre  $S_n$ . Une mince bande de pseudotachylite est présente dans une fracture séparant l'ultramylonite de l'encaissant qui contient une foliation métamorphique  $S_{n-1}$ . (e) Les fractures associées à  $S_{n+1}$  sont remplies de chlorite et d'épidote et s'entrecoupent en altérant l'encaissant en hématite. (f) Bande ultramylonitique  $S_n$  senestre recoupant la Mangérite de Lachance non déformée. (g) Foliation mylonitique senestre associée à  $S_n$  dans une amphibolite à l'est de la Mangérite de Lachance. (h) Contact lithologique rectiligne entre l'amphibolite mylonitique en g) et la Mangérite de Lachance.*

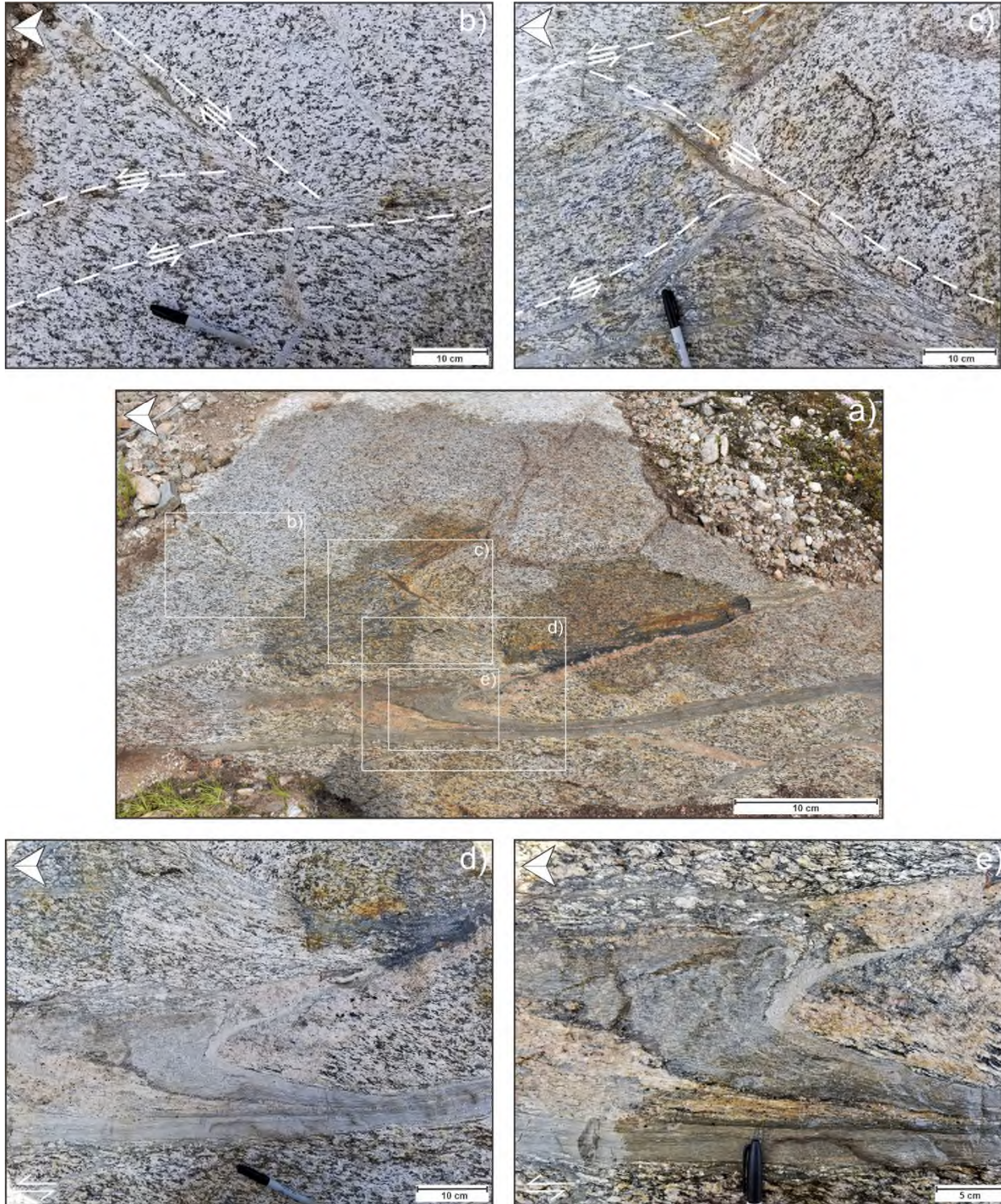


Figure 7. Affleurement EG47 montrant un système conjugué des cisaillements senestres et dextres associés à  $S_n$ . (a) Vue générale de l'affleurement. (b-c) Cisaillement dextre recoupant et recoupé par des cisaillements senestres. (d) Vue du plissement de l'ultramylonite grisâtre avec un plan axial parallèle à la fabrique de cisaillement  $S_n$  senestre et un axe de pli subhorizontal. (e) Ultramylonite noirâtre parallèle à la fabrique de cisaillement  $S_n$  senestre et plissement d'une ultramylonite grisâtre.



Figure 8. Photos de terrain dans le domaine structural de la zone de cisaillement des Cèdres. (a) Foliation mylonitique  $S_n$  avec un porphyroclaste de type delta senestre (flèche). (b) Fabrique de cisaillement  $S_n$  à structures C-S-C' senestre. (c) Plis en chevron asymétrique de la foliation mylonitique  $S_n$  senestre. Le plan axial est parallèle à la fabrique de cisaillement et le pli est fortement plongeant vers le NE.

## Interprétation géophysique

Les images géophysiques proviennent des levés magnétiques et spectrométriques aéroportés produits par Sander Geophysics (2021) dans le secteur du Saguenay Lac-Saint-Jean pour le MERN. Elles ont été traitées par le Professeur Lyal Harris (INRS, Québec) pour améliorer le contraste et la visibilité des structures. Dans le secteur à l'étude, les domaines structuraux des zones de cisaillements sont délimités selon le grain structural des images aéromagnétiques, et les observations de terrain 2020-2021 (Fig. 9a-b). Les images aéromagnétiques de l'intensité magnétique totale réduite aux pôles (*total magnetic intensity-reduction to the pole*; TMI-RTP) représentent le changement dans la susceptibilité magnétique et de l'aimantation rémanente qui sont associées aux différences de lithologie (Isles et Rankin, 2011). La dérivation de l'image TMI produit l'angle d'inclinaison qui représente le ratio de la première verticale dérivée du champ magnétique par rapport au gradient horizontal absolu du champ (Miller et Singh, 1994). L'image de l'angle d'inclinaison correspond à des données peu profondes et profondes, et est utilisée pour tracer la tendance générale des hauts magnétiques rectilignes et curvilignes qui se rapportent à des contacts d'unités géologiques et des patrons de structures. Les linéaments géophysiques ne sont donc pas nécessairement reliés directement à la trace de la foliation (bien que plusieurs puissent l'être). De plus, le

secteur à l'étude n'est pas entièrement cartographié pour connaître les orientations de la foliation et ainsi les comparer à celles des linéaments géophysiques.

La délimitation du domaine structural de la ZCSFS est produite selon les linéaments rectilignes d'orientation NW-SE qui correspondent à l'orientation moyenne du décrochement senestre  $S_n$  (Fig. 9a-b). Ils sont tardifs contrairement aux linéaments curvilignes qui semblent représenter la trace de la foliation. D'autres linéaments rectilignes d'orientation ESE-WNW sont présents dans le domaine structural et ils ne sont pas associés à une orientation de fabrique bien caractérisée sur le terrain. Des traces de troncature courbes d'orientation NE-SW recoupent les linéaments rectilignes NW-SE (Fig. 9b #1 à 4). Une trace de troncature NE-SW traverse en partie l'épaisseur de la ZCSFS, avant d'être recoupée par deux linéaments rectilignes d'orientation NW-SE (Fig. 9b #3). Les relations de recoupement entre les linéaments rectilignes NW-SE tardifs et curvilignes d'orientation NE-SW indiquent que leur mise en place pourrait être synchrone. L'observation d'un système conjugué entre les cisaillements dextres et senestres sur le terrain (voir section « Observation de terrain 2020-2021 ») dans le domaine structural de la ZCSFS indique que les linéaments curvilignes d'orientation NE-SW pourraient correspondre aux zones de cisaillement dextre d'orientation similaire et les linéaments rectilignes d'orientation NW-SE au décrochement senestre  $S_n$  (Fig. 5). Au sud du domaine, la ZCSFS se termine par l'intersection d'une zone de cisaillement dextre observée sur le terrain à pendage vers le SSE et montre une linéation oblique modérément plongeante vers l'WSW produisant un mouvement inverse vers le NNW. La relation entre cette zone de cisaillement inverse et la ZCSFS n'est pas visible sur le terrain, cependant l'interprétation des hauts et bas magnétiques dans ce secteur indique une prolongation des linéaments ENE à partir de la localisation d'un affleurement typique associé à la zone de cisaillement inverse (EG117 à la Fig. 11). Cette zone de cisaillement inverse est de même orientation et mouvement que la ZCSF, en plus d'être spatialement rapprochée de celle-ci (Fig. 9b). Selon les interprétations géophysiques, la zone de déformation du Lac Métabetchouane, précédemment cartographiée par Perreault (1992a,b), fait partie du domaine structural de la ZCSFS. Son cisaillement dextre orienté NNE-SSW qui l'a défini pourrait correspondre à celui d'orientation semblable faisant partie du système conjugué de la ZCSFS, observé sur le terrain. De plus, la trace de la zone de déformation du Lac Métabetchouane (Fig. 4 et 9b), interprétée selon des observations de terrain et les images géophysiques du SIGÉOM (Perreault, 1992a,b; Moukhsil et Côté, 2018; Moukhsil et Daoudene, 2019a), ne correspond pas à des linéaments NNE-SSW, mais bien à des linéaments rectilignes NW-SE associés ici au cisaillement senestre de la ZCSFS. Selon les interprétations géophysiques ci-présentes, la zone de déformation du Lac Métabetchouane ne semble pas distinctive dans le secteur à l'étude et les interprétations de sa trace sur les images géophysiques ne correspondent ni à son orientation NNE-SSW ni à la trace de linéaments produisant ce tracé. Peu d'affleurements ont été décrits pour définir la zone de déformation du Lac Métabetchouane

de la ZCSFS, et une meilleure investigation sur le terrain devrait être produite pour la caractériser au niveau structural pour bien la distinguer du domaine structural de la ZCSFS.

La délimitation du domaine structural de la ZCSF est basée sur la continuation régionale des linéaments NE-SW, à l'extérieur du secteur à l'étude, précédemment cartographiée (Hébert et Lacoste, 1998 a,b,c,d). Des linéaments rectilignes d'orientation NW-SE sont présents au SE de la ZCSF mais ne la recoupent pas. La délimitation du domaine structural de la ZCC, orientée N-S, est produite selon les observations de terrain de 2021 et les images aéromagnétiques qui rendent bien visible cette structure. Des linéaments rectilignes d'orientation ESE-WNW tardifs sont aussi présents au centre du domaine structural, comparable à la ZCSFS. Un linéament NE-SW associé à la ZCSF tronque un linéament d'orientation N-S associé à la ZCC (Fig. 9b #4). Au sud du domaine de la ZCC, une série de plissement est formée, ayant des traces de surface axiale parallèles à l'orientation de la ZCSF, et la ZCC se déforme en courbant vers l'ouest au contact de la ZCSF. Ainsi, la ZCC semble déformée par la ZCSF et est donc antérieure à celle-ci. Au SW du secteur à l'étude, une zone de cisaillement senestre, nommée zone de cisaillement de la Branche, est à fort pendage vers le NE avec une linéation fortement plongeante vers le NNW. Elle est associée à un mouvement normal-oblique. À quelques kilomètres vers le SE, une bande ultramytonitique hématitisée senestre avec une linéation subhorizontale vers le nord montre un mouvement décrochant. Ce décrochement senestre semble relié à la zone de cisaillement de la Branche selon le prolongement des linéaments géophysiques, et est donc associé au domaine structural. De plus, la zone de cisaillement de la Branche semble se prolonger vers l'est pour rejoindre les traces de troncature NE-SW qui recoupent le domaine structural de la ZCSFS (Fig. 9b #3) et vers le SW qui délimite le domaine PSM (Fig. 3).

Les images *worms* représentent le gradient horizontal maximal continu des données gravimétriques de Bouguer et permettent d'interpréter les pendages des contacts lithologiques et des structures pouvant atteindre plus de 14 km de profondeur, dans ce cas-ci (Fig. 10a; Archibald *et al.*, 1999). Dans le secteur à l'étude, l'alternance des pendages associés aux structures NE-SW, atteignant une profondeur à plus de 10km, évoque un contexte tectonique pré-grenvillien dans la région qui a été associée à de l'extension crustale (Indares et Moukhsil, 2013) (Fig. 10b). Une structure majeure à pendage vers le SE traverse tout le secteur à l'étude et correspond aux traces de troncature NE-SW (Fig. 9b #2) recoupant le domaine structural de la ZCSFS (Fig. 9b). Cette structure à plus de 10 km de profondeur semble avoir été activée vers la surface, durant la déformation de la ZCSFS, car elle recoupe des linéaments rectilignes NW-SE associés au décrochement senestre de la ZCSFS.

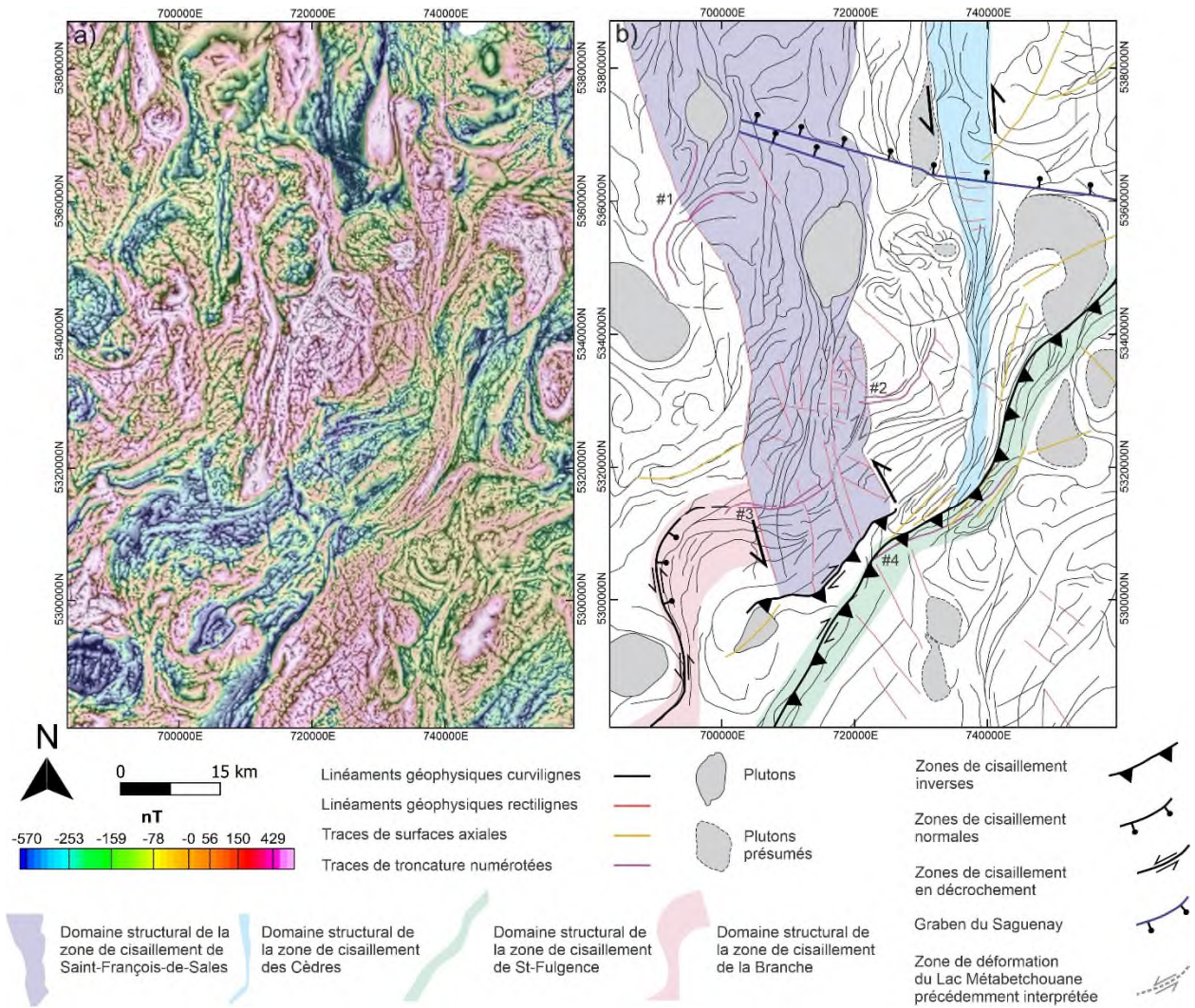


Figure 9. Interprétation des linéaments géophysiques selon l'angle d'inclinaison et l'intensité magnétique totale réduite aux pôles (TMI-RTP) en (a) et délimitation des zones de cisaillement dans la région d'étude en (b).



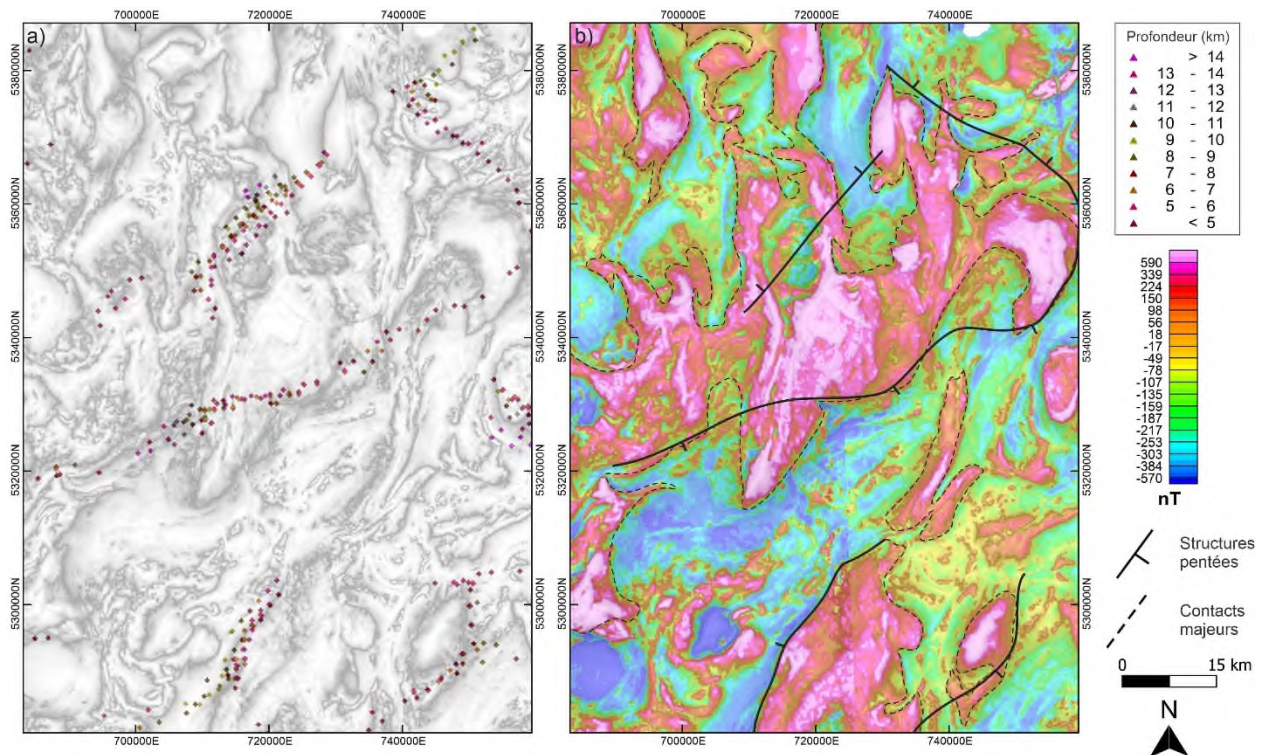


Figure 10. Interprétation des structures profondes de la région d'étude selon les images géophysiques de l'intensité magnétique totale (TMI) et des «worms» gravimétriques en (a), et l'intensité magnétique totale réduite aux pôles en (b) (TMI-RTP).

## Pétrographie et analyse microstructurale

Les affleurements échantillonnés entre 2020 et 2021 sont localisés à la figure 11 et toutes les observations en lame mince sont synthétisées au tableau 1. Les échantillons ont été coupés parallèles au plan XZ (parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation) et parfois parallèle au plan YZ (perpendiculaire à la linéation et à la foliation).

Les zones peu ou non déformées de la ZCSFS qui contiennent la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  et la fabrique antérieure  $S_{n-2}$  ont des textures porphyriques, granoblastiques ou lépidoblastiques. La formation de textures de remplacement de l'ilménite par la titanite, en association avec la hornblende, la magnétite et l'apatite, témoignent de réactions d'hydratation et d'oxydation aux faciès des amphibolites à schistes verts (Harlov *et al.*, 2006). L'orthopyroxène, et plus rarement le clinopyroxène (un seul échantillon) sont altérés en hornblende, biotite et chlorite par ouralitisations dans la mangérite de la Suite de Travers, ce qui témoigne d'une réaction d'hydratation sous des conditions rétrogrades.

Le quartz forme généralement des rubans monominéraliques suivant la foliation ou est dispersé dans la matrice. Les mécanismes de recristallisation dynamique du quartz (Fig. 12a et c) sont principalement par migration des joints de grain du quartz (*grain boundary migration*; GBM) et le développement de sous-grains en échiquier (*chessboard*; CB), ce qui suggère une température de déformation aux faciès des

amphibolites à granulite ( $> 630\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Blumenfeld *et al.*, 1986; Mainprice *et al.*, 1986; Stipp *et al.*, 2002a,b). La recristallisation statique du quartz par réduction de la surface des joints de grains (*grain boundary area reduction*; GBAR) est commune dans les échantillons et est souvent associée aux reliques de la migration des joints de grain de  $S_{n-1}$ . Le bourgeonnement (*bulging*; BLG) du feldspath et/ou du quartz et la rotation des sous-grains (*subgrain rotation*; SGR) du quartz sont localement surimposés à la migration des joints de grains (Fig. 12b). Ces mécanismes de recristallisation dynamique indiquent une température de déformation plus basse ( $400\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Stipp *et al.*, 2002a,b), possiblement associée aux conditions métamorphiques au faciès des schistes verts lors de la formation de  $S_n$ .

Des textures porphyroclastiques et protomylonitiques à ultramylonitiques caractérisent la fabrique de cisaillement  $S_n$  (Fig. 13a et c). Les structures C-S-C' sont communes dans les mylonites, et les porphyroclastes deltas de feldspaths dans les bandes d'ultramylonite peuvent montrer des plis de quadrant (Fig. 13b). La présence de minéraux d'altération dans les bandes d'ultramylonite, soit la biotite et chlorite, avec plus ou moins d'actinote-trémolite, indique un assemblage minéralogique correspondant au faciès des schistes verts ( $\sim 300\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Les mécanismes de recristallisation du quartz se manifestent par rotation des sous-grains en bordure des bandes ultramylonitiques (Fig. 12c) avec une extinction ondulante des feldspaths dans les bandes ultramylonitiques (Fig. 12d), ce qui suggère une température de déformation aux faciès supérieurs des schistes verts ( $400\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Stipp *et al.*, 2002a,b; Passchier et Trouw, 2005). Toutefois, le bourgeonnement des feldspaths et la présence de structures en « *core-and-mantle* » dans les zones de transition mylonitiques indiquent que la température de déformation pourrait être plus élevée ( $> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Fig. 12d-e; Trouw *et al.*, 2010). Étant donné que le taux de déformation et la proportion de fluides influencent les mécanismes de recristallisation actifs à une température donnée, un taux de déformation plus bas ou l'augmentation de la proportion de fluides pourraient mener à la surestimation de la température de déformation basée sur les microstructures, ou vice versa (Law, 2014). La présence de minéraux hydratés (biotite, chlorite et amphibole) est compatible avec la disponibilité des fluides, mais il n'est pas clair si ceux-ci étaient plus abondants dans les protomylonites à mylonites que dans les ultramylonites. Puisque la forte diminution de la taille des grains dans l'ultramylonite réduit sa résistance, il est possible que le taux de déformation dans l'ultramylonite ait été plus élevé (Stenwall *et al.*, 2019), et donc que les mécanismes de recristallisation aient été formés à des températures similaires à la température de déformation dans les protomylonites et mylonites. Le GBAR est développé en grande proportion dans les rubans de quartz des échantillons du secteur est de la ZCSFS (Fig. 12d) qui montrent des bandes d'ultramylonite  $S_n$  à pendage vers l'ouest, soit les affleurements EG24 et EG68 (Fig. 11) qui ne contiennent pas de foliation métamorphique  $S_{n-1}$ . Par ailleurs, dans les bandes mylonitiques et ultramylonitiques à travers la ZCSFS, des reliques de rubans de quartz ayant subi une recristallisation statique sont présentes.

La fabrique tardive  $S_{n+1}$  reliée à l'épisode de déformation cassante comprend des fractures N-NW remplies d'épidote et de chlorite recoupant la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  et la fabrique de cisaillement  $S_n$  (Fig. 13a). De plus, les feldspaths peuvent être fracturés et fortement altérés en séricite. La cataclasite comprend des altérations en hématite, épidote et chlorite associée à des conditions métamorphiques rétrogrades au faciès des schistes verts (300-400 °C; Trouw *et al.*, 2010). Certaines bandes ultramytonitiques senestres sont affectées par la déformation cassante  $S_{n+1}$  et montrent une fracturation cataclastique qui fragmente l'ultramylonite à la marge de l'encaissant de mangérite non cisailée. La formation de pseudotachylite en bordure de zones de dommage cataclastique est aussi caractéristique (Fig. 13d), et elle produit un plan vitreux opaque parallèle à  $S_n$  ou injecté perpendiculairement à  $S_n$ . Dans la zone de dommage cataclastique, la pseudotachylite est noir opaque et borde des veines ou fractures d'altération en épidote-chlorite (Fig. 13e). Une caractéristique commune à la pseudotachylite est la présence de microcristallites ou de clastes survivant à la fusion, baignant dans la masse vitreuse (Kirkpatrick et Rowe, 2013), toutefois la pseudotachylite dans la ZCSFS s'est formée dans une bande ultramytonitique qui a déjà subi une réduction de la taille des grains par cisaillement. Ainsi, les microcristallites et les clastes sont difficilement identifiables dans la pseudotachylite car les cristaux ont une taille trop faible pour l'observation au microscope polarisant.

Les deux échantillons de mangérite et monzonite provenant de la ZCC (EG69 et EG87) contiennent une fabrique de cisaillement senestre avec des textures mylonitiques et porphyroclastiques. Le rutile et la titanite remplacent l'ilménite par une réaction métamorphique (*e.g.* Angiboust et Harlov, 2017). La biotite entoure le rutile et l'ilménite, et représente possiblement un produit de remplacement du rutile. Plusieurs inclusions de fluides sont présentes dans la hornblende, et des textures de myrmékite sont présentes en abondance dans les feldspaths. Les rubans de quartz recristallisés par migration des joints de grain et l'extinction en échiquier sont aussi distinctifs dans les lames minces, et indiquent une température de déformation élevée aux faciès des amphibolites à granulite (> 630 °C). Les rubans de quartz sont affectés par une déformation tardive de basse température indiquée par une extinction ondulante et une recristallisation dynamique par bourgeonnement du quartz (300-400 °C; Stipp *et al.*, 2002a,b). Des minéraux d'altération comme la chlorite, l'épidote et l'hématite liés à la présence de fluides sont en association avec la déformation tardive qui s'est développée lors de condition métamorphique au faciès des schistes verts. Les feldspaths présentent aussi une extinction ondulante et une recristallisation dynamique par bourgeonnement indiquant des températures de déformation semblables à celles indiquées par le quartz durant la déformation tardive au faciès des schistes verts. De plus, la recristallisation statique par réduction de la surface des joints de quartz est présente dans les échantillons, mais en plus grande proportion dans l'échantillon EG87.

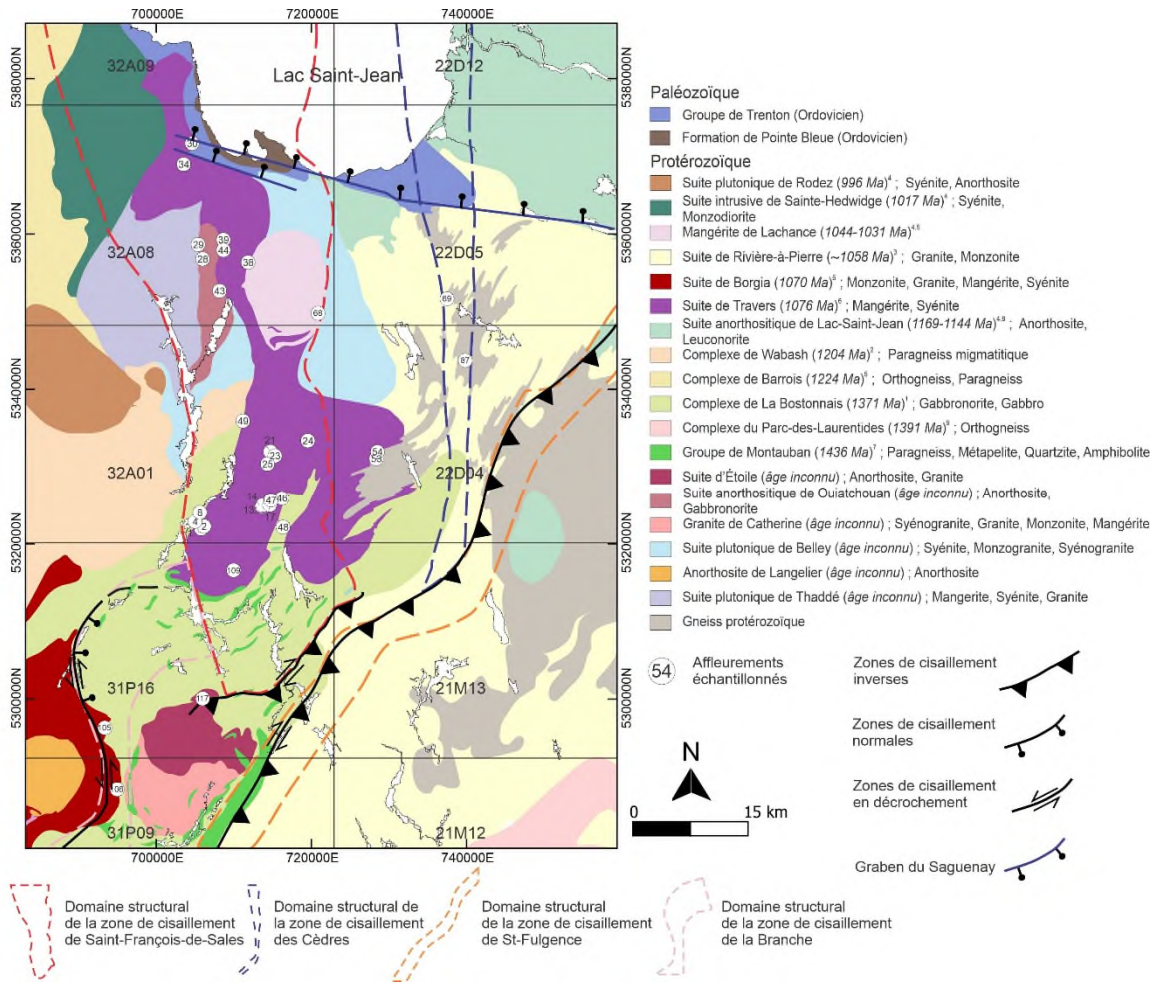


Figure 11. Carte géologique des affleurements échantillonnés et des domaines structuraux associés aux zones de cisaillement du secteur à l'étude.



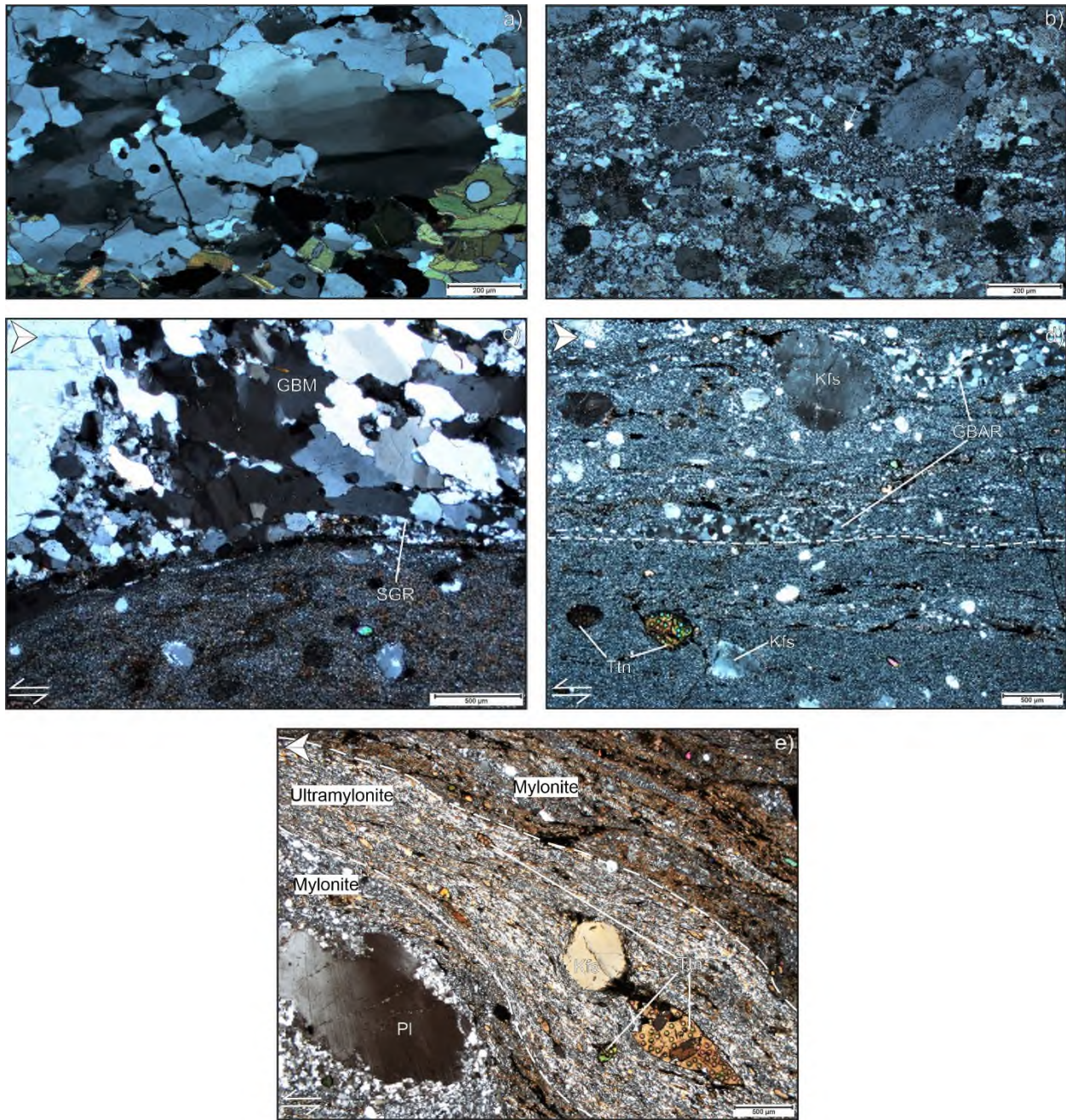


Figure 12. Mécanismes de recristallisation et de récupération à travers la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (LPNA). (a) Recristallisation du quartz par GBM et extinction en échiquier associée à  $S_{n-1}$ . (b) Recristallisation par SGR, associée à  $S_n$ , dans les rubans de quartz (flèche). (c) Bande d'ultramylonite  $S_n$  recoupant l'engainant de mangérite. Dans l'engainant de mangérite contenant  $S_{n-1}$ , le quartz est recristallisé par GBM. En bordure de l'ultramylonite, le quartz est recristallisé par SGR. (d) Gradient de cisaillement entre une mylonite (haut de l'image) et une ultramylonite (bas de l'image) (délimité par un trait pointillé). Dans la protomylonite, le feldspath potassique contient une extinction ondulante et une structure en core-and-mantle. Le quartz forme des rubans et montre une recristallisation statique par GBAR. (e) Gradient de cisaillement entre la mylonite et l'ultramylonite (délimitée par un trait pointillé). Dans la mylonite, le plagioclase contient une extinction ondulante et des bordures recristallisées par BLG. Dans l'ultramylonite, le feldspath potassique possède une structure de core-and-mantle.

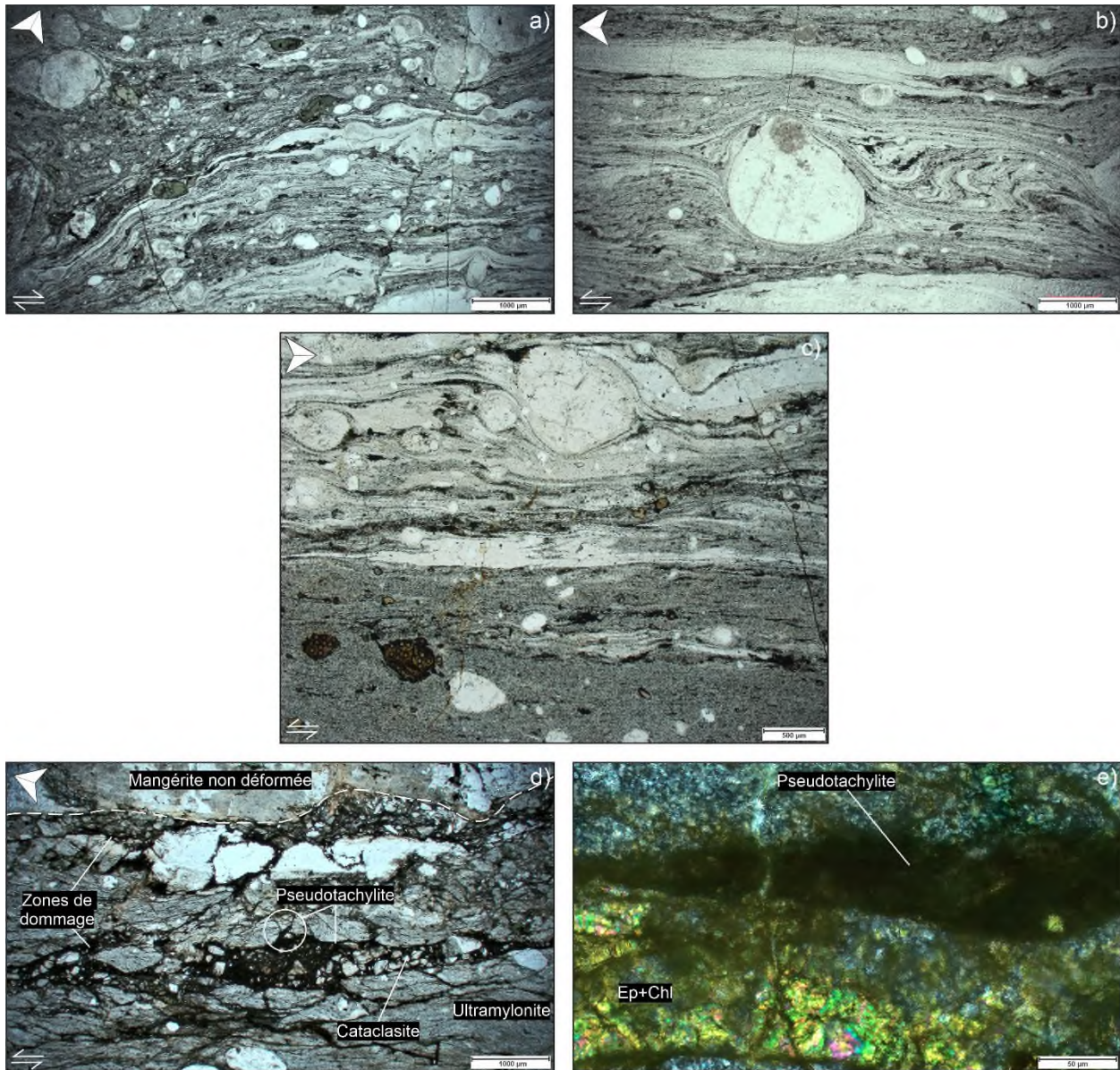


Figure 13. Microstructures à travers la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales.

(a) Mylonite dextre montrant un gradient de cisaillement du bas vers le haut de l'image (LPA). Des fractures remplies d'épidote appartenant à  $S_{n+1}$  traversent la fabrique de cisaillement  $S_n$ . (b) Porphyroclaste delta avec des plis de quadrant dans une bande d'ultramylonite (LPA). (c) Gradient de cisaillement du haut vers le bas de l'image entre une mylonite et une ultramylonite (LPA). (d) Fracturation cataclastique associée à  $S_{n+1}$  d'une bande d'ultramylonite et développement de zones de dommage (LPA). La bande ultramylonitique recoupe un encaissant de mangérite. Au centre de l'image, la pseudotachylite forme un contact franc entre l'ultramylonite et la cataclasite, et produit une veine d'injection perpendiculaire à la foliation (cercle). (e) Pseudotachylite en bordure d'une veine d'épidote et chlorite (LPNA).

## Géochronologie U-Pb sur Titanite

### Méthodologie

Les échantillons EG14 et EG23 (Fig. 11) choisis pour la datation proviennent de la Suite de Travers (mangérite datée à  $1076 \pm 8$  Ma; Papapavlou *et al.*, 2018). Toutes les analyses sur titanites ont été réalisées au laboratoire FiLTER (direction par le Professeur Kyle Larson) de University of British Columbia (Okanagan). Les minéraux de titanite ont été identifiés par cartographie élémentaire de Al, Ca, Ce, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Si, Ti, Y, Zr avec un spectromètre d'énergie de dispersion (EDS) X-Max d'Oxford Instruments sur un microscope électronique à balayage (MEB) Tescan Mira III. La présence simultanée des éléments de Ca, Ti et Si dans les spectres élémentaires a permis d'identifier la titanite. Des images d'électron rétrodiffusés (*backscattered electron*; BSE) ont été prise avec le même MEB pour évaluer les différences de zonation et les textures dans les différents grains de titanite.

Le MEB a été utilisé pour caractériser quatre grains de titanite provenant de l'échantillon EG14 par diffraction rétrodiffusée d'électrons (*electron-backscatter diffraction*; EBSD) avec un détecteur d'Oxford Instruments Nordlys EBSD. Les échantillons ont été recouverts d'une fine couche de carbone ( $\sim 10$  nm) avant l'analyse sous vide. Les analyses ont été produites avec une tension accélératrice de 20 kV et une intensité du faisceau de 20 mA à un angle d'inclinaison de  $70^\circ$ , une résolution de  $2 \mu\text{m}$  et une distance de travail entre 15 et 20 mm. Les cartographies de l'orientation, de l'*inverse pole figure* (IPF) et *kernel average misorientation* (KAM) ont été produites avec la boîte à outils MTEX de MATLAB. L'indexation était systématiquement élevée à  $> 95\%$ .

La titanite a été datée par ablation laser et spectrométrie de masse à source au plasma (LA-ICP-MS) pendant trois sessions analytiques. Les analyses sur les titanites ont été effectuées avec un laser circulaire de  $40 \mu\text{m}$  de diamètre à une fréquence d'impulsion de 6,00 Hz et une fluence estimée de  $4,00 \text{ J/cm}^2$ . Chaque point analytique a été pré-ablaté avec deux impulsions laser. Les données isotopiques ont été normalisées pour répéter les analyses de la titanite de référence « MKED-1 » (Spandler *et al.*, 2016) avec un âge  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  attendu de  $1517,32 \pm 0,32$  Ma. La dérive analytique et le fractionnement des éléments ont été corrigés sur la base de « MKED-1 » à l'aide du logiciel Iolite (v.4.5) (Paton 2010, 2011). Les matériaux de référence secondaires utilisés sont le Mount McClure ( $523,26 \pm 1,27$  Ma  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ; Schoene et Bowring, 2006) et le Fish Canyon ( $28,53 \pm 0,05$  Ma  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; Schmitz et Bowring, 2001). Durant les trois sessions analytiques, ils ont donné des âges moyens pondérés corrigés par la méthode du  $^{207}\text{Pb}$  (Stacey et Kramers, 1975) dans les limites de l'incertitude analytique des valeurs attendues (Horstwood *et al.*, 2016) (Mount McClure :  $531 \pm 4$  Ma écart moyen pondéré au carré, MSWD = 1,03, n = 11/12;  $525 \pm 6$  Ma, MSWD = 2,06, n = 11/11;  $532 \pm 6$  Ma, MSWD = 1.62, n = 10/10) (Fish Canyon :  $27,6 \pm 1,0$ , MSWD = 0,58, n = 8/8;  $27,7 \pm 1,1$  Ma, MSWD = 1,34, n = 8/8; date dispersée isochrone d'intercepte inférieur à  $27,0 \pm 1,1$  Ma,



MSWD = 2, n = 9/9). Les analyses d'éléments traces ont été recueillies à partir du même volume d'ablation que pour les analyses isotopiques liées à l'âge et calculées avec Iolite (v.4.5) (Paton *et al.*, 2010). Le matériel de calibration primaire utilisé est le NIST610, celui de référence secondaire est le NIST612 avec 3% des valeurs attendues et 10% des valeurs publiées pour le «MKED» (Spandler *et al.*, 2016). Les diagrammes d'âges TW sont calculés avec ChrontouR, une librairie logicielle reliée au langage de programmation R (Larson, 2022).

#### *Échantillon EG14*

La mangérite contient une foliation métamorphique  $S_{n-1}$  peu développée qui est à fort pendage vers le SE et est recoupée par une bande ultramylonitique  $S_n$  millimétrique à pendage vers l'est (Fig. 14a-b). Les grains de titanite dans la mangérite non-cisaillée sont peu nombreux, lobaires, de petite taille (100-200  $\mu\text{m}$ ) et encerclent des grains d'ilménite et de magnétite (Fig. 15a). Cette texture de remplacement indique que la titanite n'est pas un minéral primaire et que la réaction permettant aux titanites de se former autour de l'ilménite implique des réactions d'hydratation et d'oxydation durant un métamorphisme aux faciès des amphibolites à schistes verts (Harlov *et al.*, 2006). À l'inverse, les grains de titanite dans l'ultramylonite sont abondants, de plus grandes tailles (diamètre entre 200 et 500  $\mu\text{m}$ ; Fig. 15b), allongés dans la direction de la foliation et bordés par des queues de magnétite asymétriques (Fig. 15b). La forme sigmoïdale des grains de titanite et l'asymétrie des queues de magnétite indiquent un sens de cisaillement senestre. Les titanites présentent une extinction ondulante, en plus de macles de déformation polysynthétiques et de minces fractures sur certaines (Fig. 15d). Les directions N-S et NW-SE des macles de déformation pourraient être associées à des plans cristallographiques formés sous la contrainte de cisaillement senestre dans la ZCSFS (Fig. 15d-e; Borg, 1970; Borg et Heard, 1972; Bonamici *et al.*, 2015). Les cartes KAM indiquent une distorsion intracristalline graduelle dans les sections asymétriques des titanites due au cisaillement senestre (Fig. 15c). Ainsi, les titanites ont (re)cristallisé durant le cisaillement dans la bande d'ultramylonite, et sont donc syntectoniques au décrochement senestre de la ZCSFS.

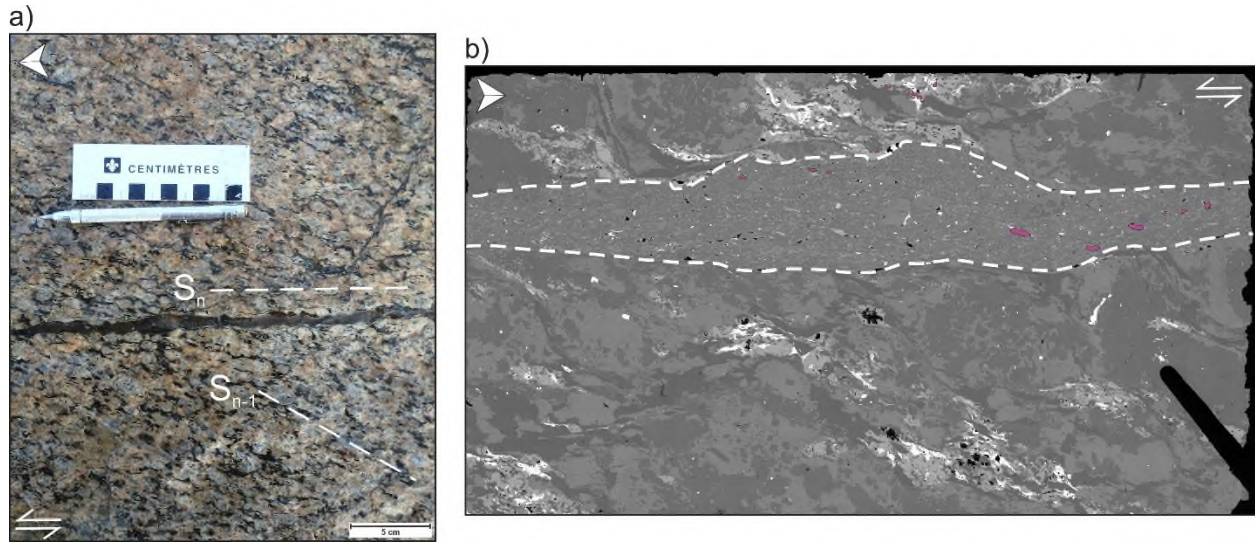


Figure 14. Échantillon EG14 en affleurement et en lame mince.

(a) Photo de terrain de l'affleurement qui montre la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  recoupée par une bande d'ultramylonite senestre  $S_n$ . (b) Image BSE de la lame mince (27x46mm) avec la distribution des grains de titanite (en mauve). La bande d'ultramylonite est délimitée par les traits blancs pointillés et la déviation de la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  en bordure de l'ultramylonite indique un cisaillement senestre.

Les titanites d'origine métamorphique à l'extérieur de l'ultramylonite donnent un âge de  $1015 \pm 12$  Ma (Fig. 15f;  $n = 32$ ; MSWD = 0.68) qui représente l'âge d'une réaction métamorphique aux faciès des amphibolites à schistes verts. Les titanites se trouvant dans l'ultramylonite ont (re)cristallisé durant le décrochement senestre dans la ZCSFS et donnent un âge de  $1002 \pm 11$  Ma (Fig. 15g;  $n = 98$ ; MSWD = 0.73). Les analyses exclues durant le traitement des données géochronologiques ( $n = 34$ ) proviennent entre autres d'une discordante négative (reliée à une concentration élevée en Pb commun), d'anomalies positives en Eu qui ne suivaient pas la tendance générale négative, et de concentration anormalement élevée en Zr ( $> 2000$  ppm). Les analyses exclues, se reportant aux anomalies positives en Eu ( $n = 13$ ), pourraient représenter une population de composition chimique distincte difficilement interprétable.

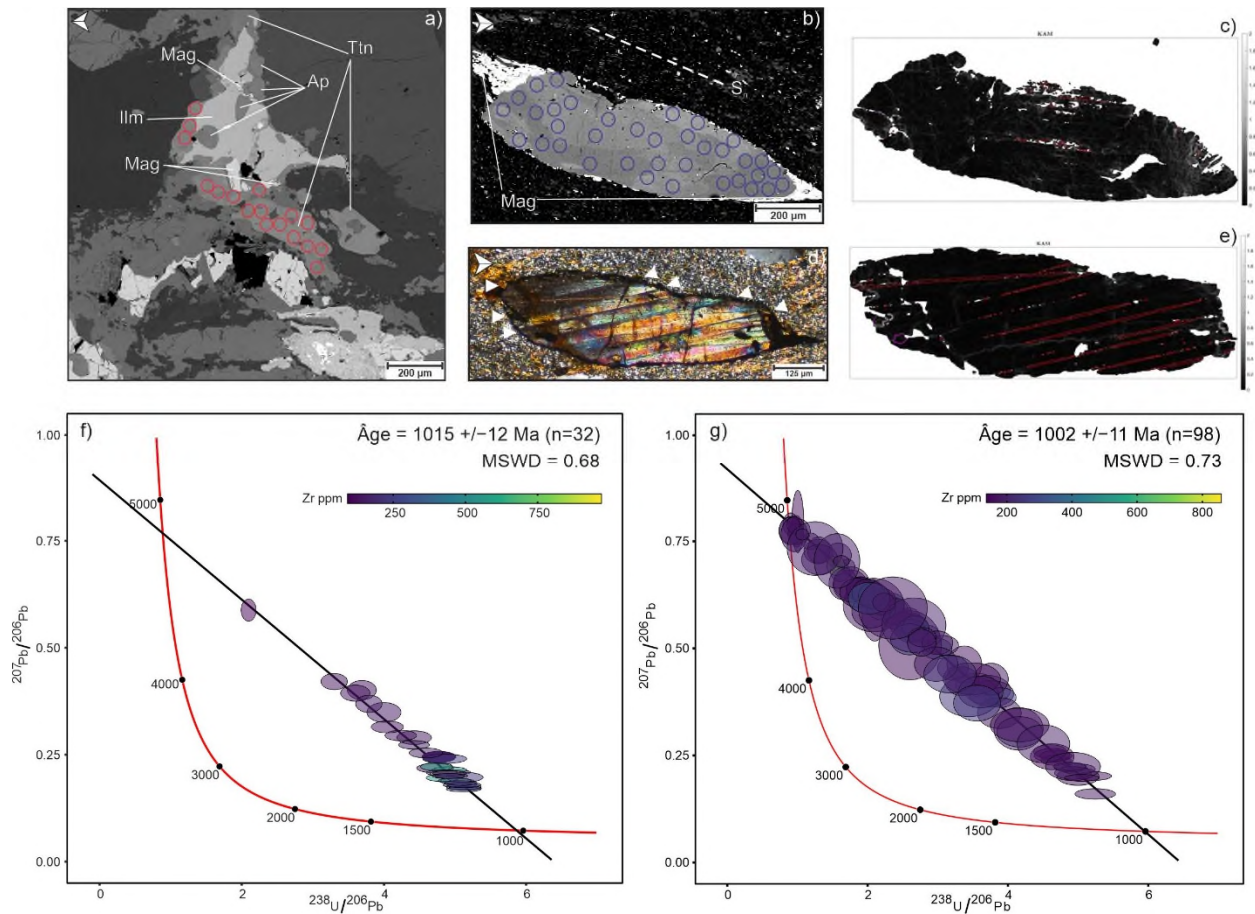


Figure 15. Caractéristiques texturales et cristallographiques des titanites datées de l'échantillon EG14, et diagrammes de concordia inverse Tera-Wasserburg.

(a) Image BSE des titanites métamorphiques entourant l'ilménite et la magnétite. Des inclusions d'apatite sont présentes dans l'ilménite. Les cercles rouges représentent les points d'analyse au laser. (b) Images BSE d'un grain de titanite syntectonique au cisaillement senestre allongé dans le sens de la foliation  $S_n$  et bordé par des queues de magnétite asymétriques dans l'ultramylonite. Les cercles bleus représentent les points d'analyse au laser. (c) Image KAM de la même titanite qu'en (b) contenant des traits blancs-gris sur le bout asymétrique du grain qui représentent la distortion intracristalline. (d) Photo en LPNA des macles de déformation polysynthétique d'un grain de titanite comportant deux directions distinctes, soit N-S et NW-SE, représentés par des flèches blanches. (e) Image KAM de la même titanite qu'en (d) montrant les orientations des macles (lignes rouges). (f) Diagramme de concordia inverse pour les titanites d'origine métamorphique. (g) Diagramme de concordia inverse pour les titanites syntectoniques au cisaillement senestre dans la bande d'ultramylonite.

### Échantillon EG23

La majeure partie de l'affleurement est peu déformée et contient une foliation métamorphique  $S_{n-1}$  faiblement développée à fort pendage vers l'WSW. Une zone d'environ 5 m d'épaisseur recoupe abruptement  $S_{n-1}$  par d'abondantes bandes mylonitiques à ultramylonitiques senestres  $S_n$  à fort pendage vers l'E-ENE (Fig. 16a). Les bandes d'ultramylonite, variant entre 3 et 10 cm d'épaisseur, sont fortement hématisées et recoupent des mylonites noirâtres non altérées en hématite.

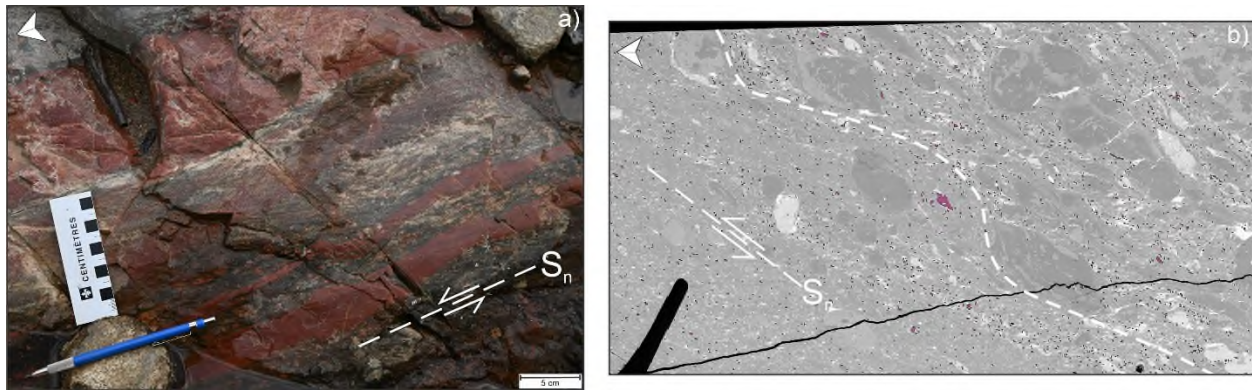


Figure 16. Échantillon EG23 en affleurement et en lame mince.

(a) Photo de terrain de l'affleurement qui montre la foliation mylonitique senestre  $S_n$  des bandes mylonitiques recoupée par des bandes d'ultramylonite hématitisées appartenant à la même fabrique de cisaillement. (b) Image BSE de la lame mince (27x46mm) montrant la distribution des grains de titanite (en mauve). L'asymétrie des porphyroclastes indique un sens de cisaillement senestre. La bande d'ultramylonite (à gauche) est délimitée par les traits blancs pointillés.

La lame mince utilisée pour la géochronologie provient de la partie noirâtre de l'affleurement qui présente un gradient de cisaillement mylonitique à ultramylonitique (Fig. 16b). Les titanites sont abondantes, allongées dans le sens de la foliation, subédriques, et entre 100 et 1000  $\mu\text{m}$  de longs dans la mylonite et l'ultramylonite (Fig. 16b), contrairement à la mangérite peu déformée qui contient très peu de grains de titanite qui ont tous une taille inférieure à 100  $\mu\text{m}$ . Quelques grains de titanites dans la mylonite sont asymétriques et de la magnétite se situe aux extrémités des grains, indiquant un sens de cisaillement senestre (Fig. 17e-f). Ainsi, au moins une partie des grains de titanites ont (re)cristallisé durant le cisaillement dans la bande mylonitique à ultramylonitique et sont syntectoniques au cisaillement senestre dans la ZCSFS.

La discrimination des populations d'âge de titanites est réalisée selon les variations géochimiques de l'anomalie en Eu et en Ce, le ratio en Th/U, la concentration en Zr (Fig. 17a-d) et la morphologie des grains. La population 1 (P1) correspond à des titanites caractérisées par une anomalie négative modérée à faible en Eu ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,62-0,75$ ), une anomalie positive faible à modérée en Ce ( $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_N = 1,13-1,16$ ), et des concentrations élevées en Th (ratio Th/U = 0.5-1.9) et Zr (200-550 ppm). La population 2 (P2) correspond à des titanites avec une anomalie négative modérée à faible en Eu ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,62-0,79$ ), une anomalie positive modérée à élevée en Ce ( $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_N = 1,17-1,21$ ), et une concentration modérée en Th (ratio Th/U = 0,4-1) et élevée en Zr (170-510 ppm). Dans le diagramme des REE (Fig. 17d), la pente entre les éléments en terres rares légères (La-Sm) est subhorizontale à faiblement négative pour P1 contrairement à P2 qui a une pente positive (Fig. 17d). Ce dernier critère, avec la différence en anomalie Ce, permet de discriminer P1 et P2, contrairement à la morphologie des grains qui n'est pas distinctive. La population 3 (P3) correspond à des titanites caractérisées par une anomalie Eu faiblement négative ( $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0,75-$

1), une anomalie Ce fortement positive ( $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{N}} = 1,17-1,27$ ), et de faibles concentrations en Th ( $\text{Th}/\text{U} = 0,1-0,55$ ) et Zr (100-200 ppm avec des points élevés à 400-450 ppm) (Fig. 17b-d).

Une augmentation progressive de l'anomalie en Ce s'effectue de P1 à P3, où P3 contient les anomalies positives les plus élevées. Les valeurs élevées de Ce dans P3 concordent avec une augmentation de l'état d'oxydation dans la zone mylonitique (Neal et Taylor, 1989), compatible avec la présence d'une altération en hématite des bandes ultramylonitiques. L'oxydation des bandes ultramylonitiques hématitisées, qui recoupent les mylonites non altérées en hématite, pourrait provenir de la pénétration de fluides riches en oxygène ayant été favorisée par des processus de déformation durant le cisaillement (Lagoeiro, 1998). Aussi, les faibles concentrations en Zr de P3 (Fig. 17a) pourraient correspondre à une faible température de cristallisation des titanites puisque le contenu en Zr est corrélé positivement avec la température de cristallisation (Hayden *et al.*, 2008). Toutefois, la température de déformation basée sur les microstructures ( $< 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) est largement inférieure à l'intervalle de calibration du thermomètre *Zr-in-Ttn* ( $600-1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), ce qui limite son utilisation (Hayden *et al.*, 2008). L'anomalie faiblement négative en Eu (Fig. 17a-b) se traduit par un aplatissement dans le diagramme REE (Fig. 17d). Cette augmentation est reliée à la résorption des feldspaths, qui sont des puits d'Eu, par les processus de recristallisation durant le cisaillement. La morphologie des grains de titanite associée à P3 est aussi distinctive, car cette population se situe soit aux extrémités asymétriques des grains de titanite (Fig. 17e) ou dans des grains clairement asymétriques (Fig. 17f). Un large grain de titanite ( $\sim 1\text{ mm}$ ), dont la distribution des analyses est associée aux trois populations de titanite, contient une amalgamation d'inclusions d'apatite et d'amphibole et une zonation de secteur en son centre (Fig. 17e). Ces caractéristiques sont fréquemment associées à une origine ignée de la titanite (Olierook *et al.*, 2019), et les analyses au centre du grain correspondent à P1 et P2. La localisation des points d'analyse de P3 aux extrémités de ce grain de titanite correspond aux quadrants en extension de l'axe maximal d'étirement ( $\text{ISA}_1$ ; *instantaneous stretching axes*) d'une ellipse de déformation instantanée durant un cisaillement simple senestre (Fig. 17e). D'autres grains associés entièrement à P3 semblent avoir (re)cristallisés durant le cisaillement senestre à cause de leur asymétrie, et du développement de magnétite aux extrémités des grains qui correspond aussi aux quadrants en extension de l'ellipse de déformation instantanée (Fig. 17f).

La discrimination de l'origine des titanites n'est pas possible selon le ratio Th/U car l'intervalle des valeurs Th/U des titanites ignées et métamorphiques se chevauche (Olierook *et al.*, 2019). Toutefois, selon les anomalies en Eu et Ce, la concentration en Zr et la distribution spatiale des populations dans un grain de titanite, P1 et P2 sont d'origine ignée et/ou métamorphique et P3 a été (re)cristallisée pendant le décrochement senestre dans la ZCSFS. L'âge des titanites de P1 et P2 donne respectivement  $1061 \pm 14\text{ Ma}$  (Fig. 18a;  $n = 14$ ;  $\text{MSWD} = 4,12$ ) et  $1059 \pm 10\text{ Ma}$  (Fig. 18b;  $n = 34$ ;  $\text{MSWD} = 2,31$ ) comparativement à

l'âge de P3 qui est  $1036 \pm 5$  Ma (Fig. 18c;  $n = 48$ ; MSWD = 3,55). Les analyses exclues durant le traitement des données géochronologiques ( $n = 10$ ) proviennent entre autres d'aberrances analytiques (signal laser pauvre du LA-ICP-MS), d'anomalies positives en Eu qui ne suivaient pas la tendance générale négative, de concentrations anormalement élevées en Zr ( $> 800$  ppm) et d'anomalies positives en Sm qui ne suivaient pas la tendance générale négative.

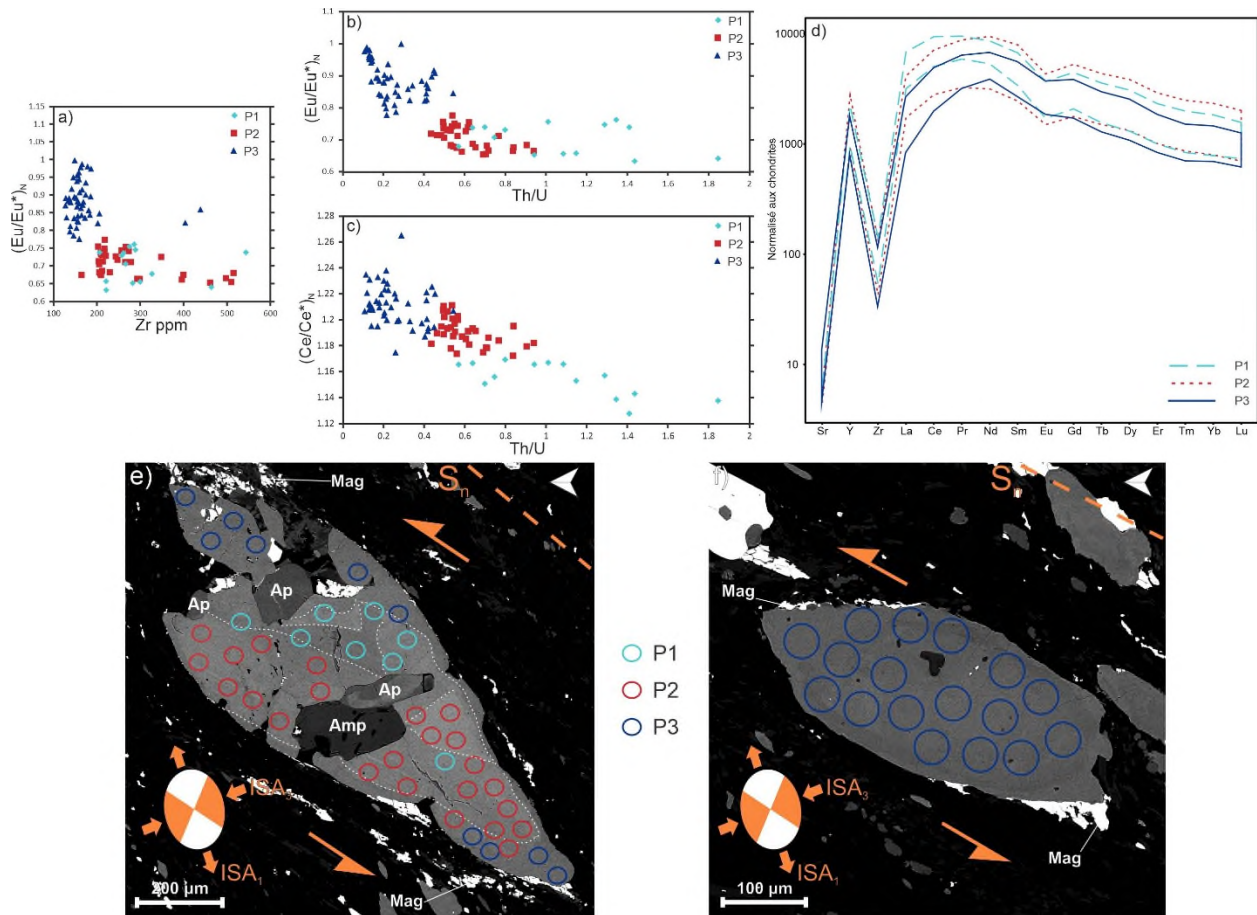


Figure 17. Discriminations géochimiques et texturales des populations de titanite pour l'échantillon EG23.

(a-c) Discrimination géochimique des trois populations de titanite selon le ratio Th/U, l'anomalie en Eu et Ce, et la concentration en Zr. (d) Diagramme REE des trois populations de titanite (e) Distribution des populations de titanite selon les points d'analyse laser dans un grain d'origine ignée ayant subi un cisaillement senestre. La foliation mylonitique  $S_n$  est identifiée par un trait tireté orange. L'ellipse de déformation instantanée indique les quadrants en extension et en contraction, et les axes maximaux (ISA<sub>1</sub>) et minimaux (ISA<sub>3</sub>) d'étirement. La population de titanite 3 a cristallisé dans le quadrant en extension de l'ellipse de déformation instantanée. Les traits pointillés blancs indiquent la zonation de secteur dans le grain. (f) Distribution des points d'analyse laser de la population 3 dans un grain de titanite asymétrique indiquant un cisaillement senestre. De la magnétite a cristallisé dans les quadrants en extension de l'ellipse de déformation instantanée.

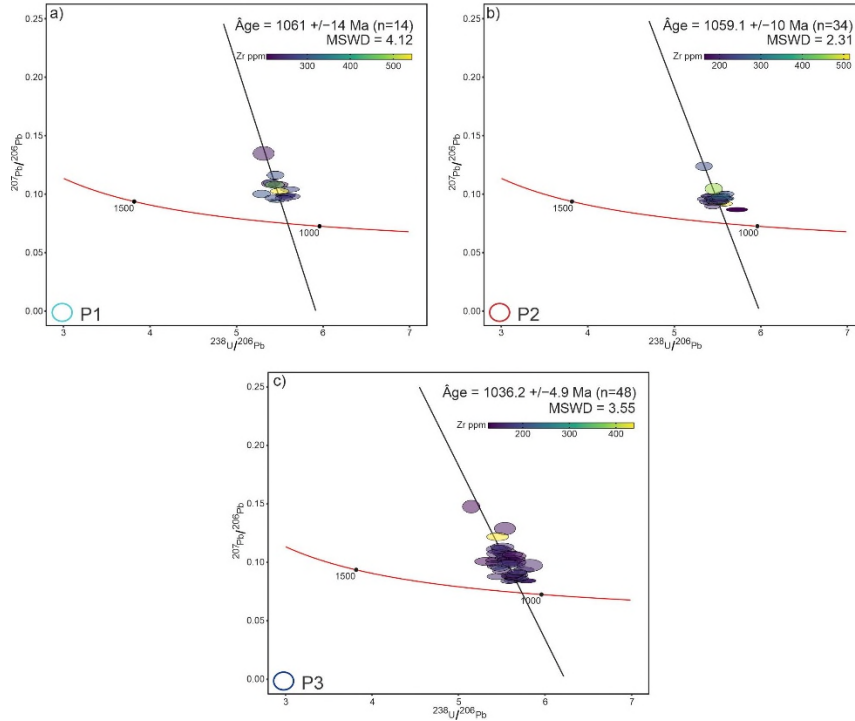


Figure 18. Diagrammes de concordia inverse des trois populations de titanite.

## DISCUSSION

Les résultats obtenus confirment que la ZCSFS contient un système conjugué de cisaillement senestre et dextre, impliquant un raccourcissement environ ESE-WNW (Fig. 19a-b). Au niveau régional, la contrainte principale de compression  $\sigma_1$  est orientée ESE-WNW et la contrainte minimale en tension  $\sigma_3$  est orientée NNE-SSW. Toutefois, le sens de cisaillement senestre est largement dominant, impliquant que le déplacement relatif du côté est de la ZCSFS par rapport au côté ouest est plus important que la contraction ESE-WNW, et donc que  $\sigma_1$  est plutôt  $\sim$  NW-SE. La combinaison d'un cisaillement pur et simple, produisant respectivement du raccourcissement par contraction et du décrochement senestre, est associée à une déformation hétérogène dans la ZCSFS (Fossen et Calvacante, 2017). La déformation à travers le domaine de la ZCSFS est compatible avec une déformation hétérogène due à l'observation d'un sens de cisaillement senestre prédominant, caractéristique d'un réseau anastomosé, et de zones peu à non déformées avec des zones de cisaillement non-parallèles formant un système conjugué (Carreras *et al.*, 2013; Fossen et Calvacante, 2017).

Selon les interprétations géophysiques et les observations de terrain, le domaine structural de la ZCSFS est spatialement plus large que la cartographie précédente (Fig. 4; Moukhsil et Daoudene, 2019a,b) et pourrait s'étendre bien plus au nord du secteur à l'étude, le long du côté ouest de la SALSJ (Fig. 19b). Son étendue au sud se termine par une zone de cisaillement inverse-oblique, identifiée sur le terrain et interprétée

avec la continuité des linéaments géophysiques, qui est de même orientation que la ZCSF et pourrait être corrélée à cette dernière.

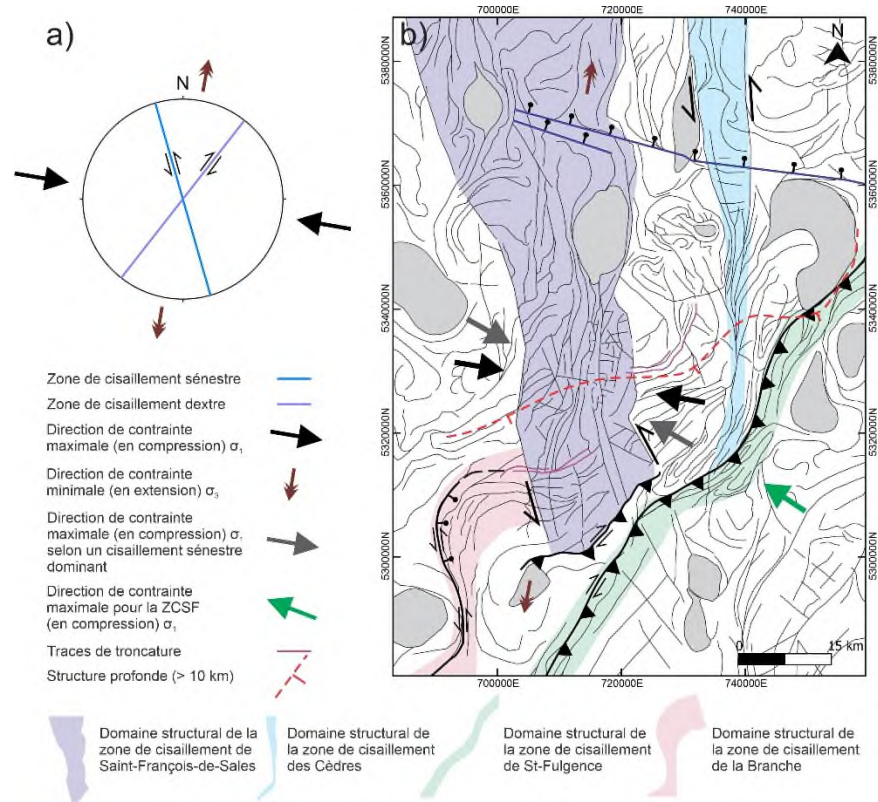


Figure 19. Contraintes de stress appliquées sur le domaine structural de la zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales (ZCSFS) selon les interprétations des linéaments géophysiques.

(a) Stéréogramme des zones cisaillements conjugués dans le domaine de la ZCSFS. Les flèches indiquent les directions des contraintes maximales (en compression) et minimales (en extension) du stress régional selon un système conjugué de cisaillement. (b) Carte des interprétations géophysiques simplifiées montrant les directions de stress régional. La contrainte maximale en compression de la zone de cisaillement de St-Fulgence (ZCSF) est aussi présente pour en faire la comparaison avec la ZCSFS.

L'emplacement de la Mangérite de Lachance est pré-tectonique à la ZCSFS et son âge de  $1044 \pm 7$  Ma (Papapavlou, 2019;  $1031 \pm 17$  Ma dans Papapavlou, 2020) représenterait une limite temporelle maximale pour le système conjugué des cisaillements qui l'affectent. Toutefois, la foliation métamorphique  $S_{n-1}$  est antérieure à 1044 Ma, car elle n'affecte pas la Mangérite de Lachance. Un épisode de métamorphisme rétrograde dans l'encaissant, contenant les fabriques antérieures  $S_{n-2}$  et  $S_{n-1}$ , a causé le remplacement de l'ilménite par la titanite, une altération en ouralite des pyroxènes, et la recristallisation du quartz et du feldspath à basse température subséquentement à sa recristallisation à haute température. Un âge de  $1015 \pm 12$  Ma par géochronologie U-Pb sur la titanite remplaçant l'ilménite indique que ces conditions métamorphiques rétrogrades aux faciès inférieurs des amphibolites à schistes verts sont synchrones au cisaillement dans la ZCSFS. Dans les bandes mylonitiques  $S_n$  et les mylonites affectées par la déformation cassante tardive  $S_{n+1}$ , les conditions rétrogrades s'expriment pas la présence d'assemblage minéralogique typique du faciès des schistes verts et des mécanismes de recristallisation de basse température. Dans



l'échantillon EG23, l'augmentation de l'état d'oxydation durant le cisaillement senestre démontre la présence de fluide riche en oxygène. Ce processus est favorisé par la déformation plastique qui permet de créer un chemin dans le réseau cristallin pour produire des réactions de dissolution-reprécipitation. Ainsi, la présence de fluides durant le métamorphisme rétrograde produit la recristallisation par dissolution-reprécipitation des bordures de grain de titanite permettant d'accommoder la déformation (Moser *et al.*, 2022) et expliquerait la croissance de titanites de grandes tailles dans la bande d'ultramylonite de l'échantillon EG14. Les titanites syntectoniques au décrochement senestre permettent donc de dater à la fois la déformation par décrochement senestre dans la ZCSFS et l'écoulement des fluides associé au métamorphisme rétrograde (Moser *et al.*, 2022). Les contraintes temporelles, obtenus par datation U-Pb sur titanite dans les bandes mylonitiques senestre, donnent un intervalle de  $1036 \pm 5$  Ma à  $1002 \pm 11$  Ma pour le décrochement senestre  $S_n$  correspondant aux phases tardi-Ottawaniennes à Rigolet à la fin de, et suivant l'effondrement gravitaire de l'orogénie grenvillienne (Fig. 2).

Les intervalles temporels de la ZCSFS (1036-1002 Ma) concordent avec les phases de déformation de la ZCSF (1080-1008 Ma), associées aux chevauchements et décrochements dextres et senestres durant le raccourcissement régional, où l'âge minimal de  $1008 \pm 3$  Ma correspond à l'emplacement du Massif anorthositique de Labrieville déformée par ces chevauchements (Owens et al, 1994; Hébert *et al.*, 2009). La ZCSFS est donc synchrone à la ZCSF, et correspond en termes d'orientation et de cinématique à l'une des dernières phases de déformation de celle-ci, décrite comme une réactivation des chevauchements par décrochement dextre-oblique (NE-SW) et senestre ( $\sim$ N-S). Aussi, la contrainte en compression  $\sigma_1$  NW-SE, selon un décrochement senestre dominant, est semblable à celle de la ZCSF à mouvement inverse-oblique (Fig. 19b), et impliquerait une relation potentielle entre ces deux zones de cisaillement. Selon Rivers (2012), la ZCSF est transpressive et interprétée comme l'évidence d'une extrusion latérale sous le plateau orogénique dans l'arrière-pays, suivant une phase de raccourcissement et d'épaississement crustale, bien qu'aucune étude détaillée n'ait documenté ce processus dans la ZCSF. Ainsi, il n'est pas simple de comparer structuralement et temporellement la ZCSFS avec la ZCSF, et de comprendre leur association mutuelle. À l'échelle régionale dans la Province de Grenville central, la ZCSFS est plus jeune que d'autres structures N-S tardi-Ottawaniennes associées à un régime en extension (normale  $\pm$  oblique) en Mauricie, soit les zones de cisaillement de Taureau oriental (1064 Ma; Soucy La Roche *et al.*, 2015) et de Tawachiche (1065-1035 Ma; Corrigan et van Breemen, 1997). Celles-ci délimitent les domaines tectoniques de Mékinac-Taureau et de Shawinigan, qui forment un dôme métamorphique exhumant la croûte de moyenne pression durant l'Ottawien. Selon cette comparaison régionale, la ZCSFS se situe temporellement entre la fin de l'Ottawien et le Rigolet durant une transition tectonique entre un régime en extension impliquant une exhumation de la croûte de moyenne pression et un régime en compression formant des chevauchements et du décrochement. Par ailleurs, selon les observations de terrain, le décrochement senestre  $S_n$  comporte

une faible composante verticale qui soulève le côté ouest du domaine. De plus, la zone de cisaillement de la Branche à fort pendage vers le NE est senestre à mouvement normal-oblique et est rattachée à un décrochement senestre d'orientation semblable à la ZCSFS (selon l'interprétation des linéaments géophysiques). Elle a été observée en bordure du Complexe de la Bostonnais (Fig. 11), au SW du domaine de la ZCSFS, et son extension vers le SW pour rejoindre la zone de cisaillement de Tawachiche est probable selon les linéaments géophysiques régionaux (Fig. 3). Ainsi, un mouvement normal-oblique durant un régime en extension semble affecter l'ouest du domaine de la ZCSFS et pourrait marquer la transition tectonique décrite précédemment, à une échelle plus locale.

L'intervalle temporel de la ZCSFS (1036-1002 Ma) correspond au hiatus tectonique de 25 Ma entre les phases Ottawaniennes et Rigolet (1020-1005 Ma) de l'orogénie grenvillienne. La ZCSFS est ainsi un rare exemple où il y a eu une activité tectonique entre 1020 et 1005 Ma, qui démontre que le raccourcissement durant la phase Rigolet n'est pas restreint à la ceinture Parautochtone, mais affecte aussi la ceinture Allochtone (Rivers, 2008). Le peu d'activité tectonique reconnu durant cette période a mené à l'interprétation d'un temps d'arrêt requis durant/après l'effondrement gravitaire pour effectuer un réajustement crustal vers un régime en compression (Rivers, 2008; Hynes et Rivers, 2010). La réactivation du régime compressif a donné lieu à la migration des chevauchements vers l'avant-pays.

Une structure profonde à plus de 10 km à fort pendage vers le SSE traverse l'épaisseur des domaines de la ZCSFS et de la ZCC dans le secteur à l'étude (Fig. 10). Elle semble correspondre à des traces de troncature qui recoupent les linéaments NW-SE associés au décrochement senestre de la ZCSFS, à la bordure est de son domaine (Fig. 9b #3). Par ailleurs, en comparant son orientation et sa position avec les lithologies du secteur, elle semble séparer des domaines tectoniques, soit le Complexe de la Bostonnais, appartenant au domaine PSM, d'une suite supracrustale à multiples intrusions magmatiques, qui comprend entre autres le Complexe de Wabash. L'absence de structures exposées en surface compliquent son interprétation. Les implications de cette structure dans le contexte de la Province de Grenville sont complexes et son rôle tectonique n'est pas compris (zone de suture ou contexte d'extension crustal pré-orogénique ?).

À titre comparatif, l'orogénie Variscan (collision entre Gondwana et Laurussia à la fin du Paléozoïque) résulte d'un contexte tectonique similaire à celui du secteur d'étude. Dans la région de Trancoso-Pinhel (Zone Ibérique Centrale, Portugal), la transition tectonique d'un régime en extension ( $D_2$ ) exhument des roches de haut-grade métamorphique à un régime en compression ( $D_3$ ) par raccourcissement subhorizontal produisant du décrochement et des plis droits est observée durant l'effondrement orogénique (Fernández et Pereira, 2016). Une zone de cisaillement extensionnelle sépare deux domaines métamorphiques, soit un domaine au faciès des schistes verts dans le toit et un domaine aux faciès des

amphibolites à granulite dans le mur. Fernández et Pereira (2016) interprètent la transition tectonique à une diminution progressive des contraintes gravitationnelles produisant un changement de régime extensif à compressif, et éventuellement à la capture de zones de cisaillement extensionnelles par la formation de plis droits et de zones de cisaillement décrochantes. Ainsi, ces structures décrochantes seraient le résultat d'une continuité de la convergence des plaques tectoniques suivant un régime extensif.

En somme, l'hypothèse la plus probable pour expliquer l'origine de la ZCSFS, active entre 1036 et 1002 Ma, serait une extrusion latérale de la croûte sous le plateau orogénique par décrochement senestre, conjuguée à une zone de cisaillement chevauchante parallèle au front orogénique durant la transition tectonique Ottawaniens à Rigolet. Cette zone de cisaillement chevauchante pourrait représenter la zone de cisaillement à mouvement inverse-oblique qui coupe le domaine de la ZCSFS à son extrémité sud. Elle est d'orientation semblable à la ZCSF et pourrait être reliée à cette dernière structuralement et spatialement. De plus, il est possible que la déformation reliée à la ZCSFS ait débuté lors de l'amincissement crustal facilitant l'exhumation de croûte moyenne durant l'effondrement orogénique. La zone de cisaillement de la Branche à mouvement normal-oblique extensif est liée à un décrochement senestre et pourrait très bien représenter un exemple d'amincissement crustal Ottawaniens. Toutefois, des contraintes d'âge sur la déformation le long de la zone de cisaillement de la Branche seraient nécessaires pour comparer son évolution tectonique à celle de la ZCSFS.

## CONCLUSION

---

La ZCSFS (1036-1002 Ma) est décrochante senestre avec des cisaillements dextres conjugués formés par contraction subhorizontale ~ ESE-WNW. Toutefois, le décrochement senestre est largement dominant dans la ZCSFS et implique qu'une composante de cisaillement simple est plus importante que le raccourcissement. L'âge métamorphique de 1015 Ma est synchrone au cisaillement senestre dans la ZCSFS, et correspond à des conditions rétrogrades permettant la circulation de fluides, les réactions de dissolution-reprécipitation des minéraux, en particulier la titanite, et la localisation de la déformation. À l'échelle régionale, la ZCSFS est située temporellement durant une transition tectonique entre une phase d'exhumation par régime extensif et une phase de chevauchement/décrochement par régime compressif, ce qui est observé à l'échelle de la région d'étude où un régime extensif antérieur semble être préservé. Cette transition tectonique est située temporellement durant une période de hiatus tectonique de 25 Ma (1020-1005 Ma) où peu d'activité tectonique est reconnue entre les phases tardi-Ottawaniennes et Rigolet (1050-980 Ma), et implique donc qu'il n'y a pas nécessairement eu un temps d'arrêt tectonique requis pour le réajustement crustal durant/après l'effondrement gravitaire du plateau orogénique. En comparant avec l'orogénie Variscan, cette transition tectonique pourrait être due à la continuité de la convergence après un régime en extension à cause d'un affaiblissement progressif des contraintes gravitaires. L'analyse

structurale et l'obtention de contraintes temporelles précises sur des zones de cisaillement additionnelles dans la région du Saguenay-Lac-St-Jean, telles que la ZCSF, la ZCC et la zone de cisaillement de la Branche, permettront de mieux comprendre l'interaction entre ces différentes structures durant une phase clé de l'orogénie grenvillienne.

## **BIBLIOGRAPHIE**

---

- Angiboust, S., et Harlov, D. (2017). Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 102(8), 1696-1708.
- Archibald, N., Gow, P., et Boschetti, F. (1999). Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, 30(2), 38-44.
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A., et Ellis, S. (2006). Crustal flow modes in large hot orogens. In *Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones*. Geological Society, London, Special Publication 268, pp. 91-145.
- Benoit, F.W., et Valiquette, G. (1971). Région du Lac Saint-Jean (Partie Sud). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 140.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D., et Bouchez, J. L. (1986). C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, 127(1-2), 97-115.
- Bonamici, C. E., Fanning, C. M., Kozdon, R., Fournelle, J. H., et Valley, J. W. (2015). Combined oxygen-isotope and U-Pb zoning studies of titanite: New criteria for age preservation. *Chemical Geology*, 398, 70-84.
- Borg, I. Y. (1970). Mechanical < 110 > twinning in shocked sphene. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 55(11-12), 1876-1888.
- Borg, I. Y., et Heard, H. C. (1972). Mechanical twinning in sphene at 8 Kbar, 25 to 500 C.
- Carr, S. D., Easton, R. M., Jamieson, R. A., et Culshaw, N. G. (2000). Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 193-216.
- Carreras, J., Cosgrove, J. W., et Druguet, E. (2013). Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, 50, 7-21.
- Corfu, F., et Easton, R. M. (1995). U-Pb geochronology of the Mazinaw terrane, an imbricate segment of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(7), 959-976.
- Corrigan, D. (1995). Mesoproterozoic evolution of the south-central Grenville orogen; structural, metamorphic, and geochronologic constraints from the Mauricie transect (Doctoral dissertation, Carleton University).
- Corrigan, D., et Breemen, O. V. (1997). U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(3), 299-316.
- David, J., Moukhsil, A., Clark, T., Hébert, C., Nantel, S., Dion, C., et Sappin, A. A. (2009). Datation U-Pb effectuées dans les provinces de Grenville et de Churchill en 2007. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. RP 2009-03.
- Dickin, A. P. (2000). Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 165-181.

- Dickin, A. P., et Higgins, M. D. (1992). Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville province. *Geology*, 20(2), 137-140.
- Fernández, R. D., et Pereira, M. F. (2016). Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tectonics: Constraints from structural geology and UPb geochronology of the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif). *Tectonophysics*, 691, 290-310.
- Fossen, H., et Cavalcante, G. C. G. (2017). Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.
- Friedman, R. M., et Martignole, J. (1995). Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U–Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(12), 2103-2114.
- Godin, L., La Roche, R. S., Waffle, L., et Harris, L. B. (2019). Influence of inherited Indian basement faults on the evolution of the Himalayan Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 481(1), 251-276.
- Gower, C. F., Kamo, S. L., Kwok, K., et Krogh, T. E. (2008). Proterozoic southward accretion and Grenvillian orogenesis in the interior Grenville Province in eastern Labrador: Evidence from U–Pb geochronological investigations. *Precambrian Research*, 165(1-2), 61-95.
- Gower, C. F., et Krogh, T. E. (2002). AU–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 795-829.
- Groulier, P. A., Indares, A., Dunning, G., Moukhsil, A., et Wälle, M. (2018). Peri-Laurentian, Pinwarian-age oceanic arc crust preserved in the Grenville Province: insights from the Escoumins supracrustal belt. *Precambrian Research*, 311, 37-64.
- Harlov, D., Tropper, P., Seifert, W., Nijland, T., et Förster, H. J. (2006). Formation of Al-rich titanite (CaTiSiO<sub>4</sub>O–CaAlSiO<sub>4</sub>OH) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of fH<sub>2</sub>O and fO<sub>2</sub>. *Lithos*, 88(1-4), 72-84.
- Harris, L. B. (2003). Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. *Journal of Structural Geology*, 25(2), 223-240.
- Harris, L. B., Koyi, H. A., et Fossen, H. (2002). Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4), 163-210.
- Hayden, L. A., Watson, E. B., et Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4), 529-540.
- Hébert, C. (1991). Linéament Lac-Saint-Jean-Pipmuacan, Dans : Rapport d'activité 91. Direction de la recherche géologique, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 91-25.
- Hébert, C., et Beaumier, M. (2000a). Géologie de la région de Lac à Paul (22E/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 99-05.
- Hébert, C., et Beaumier, M. (2000b). Géologie de la région de Chute-des-Passes (22E/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec. Carte annotée : SI-22E14-C3G-00K.
- Hébert, C., Cadieux, A.-M., et van Breemen, O. (2009). Région du réservoir Pipmuacan (SNRC 22E), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. Synthèse Géologique : RG 2009-01.
- Hébert, C., et Daigneault, R. (2004). Histoire tectonomagmatique d'une partie de la région du Saguenay, Québec. Excursion des amis du Grenville. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 2004-12.
- Hébert, C., et Lacoste, P. (1998a). Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 96-08.

- Hébert, C., et Lacoste, P. (1998b). Géologie de région de Bagotville (22D/07). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 97-06.
- Hébert, C., et Lacoste, P. (1998c). Géologie de la région du lac Poulin-de-Courval (22D/16). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 97-03.
- Hébert, C., et Lacoste, P. (1998d). Géologie de la région du lac Jalobert (22D/10). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 97-05.
- Hébert, C. et Nadeau, L. (1995). Géologie de la région de Talbot (Portneuf) (31P/01). Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 95-01.
- Hébert, C., et van Breemen, O. (2001). Emplacement of the Lac St. Jean Anorthositic Suite, Grenville Province, Canada. Boston 2001: A Geo-Odyssey, A90.
- Hébert, C., et van Breemen, O. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Québec: Structural relationships and U-Pb geochronology, in Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., and Bartholomew, M.J., eds., Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 197, p. 65–79.
- Hervet, M.D., van Breemen, O., et Higgins, M. (1994). U–Pb igneous crystallization age of intrusive rocks near the southeastern margin of the Lac-St. Jean Anorthositic Complex, Grenville Province, Québec. In Radiogenic age and isotopic studies, Report 8. Geological Survey of Canada, Paper 1994-F, pp. 115–124.
- Higgins, M. D., et van Breemen, O. (1992). The age of the Lac-Saint-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 29(7), 1412-1423.
- Higgins, M.D., et van Breemen, O. (1996). Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay – Lac St. Jean region, Grenville Province, Canada. Precambrian Research, 79: 327–346.
- Higgins, M.D., Ider, M., et van Breeman, O. (2002). U–Pb ages of plutonism, wollastonite formation, and deformation in the central part of the Lac-Saint-Jean anorthosite suite. Canadian Journal of Earth Sciences, 39: 1093–1105.
- Horstwood, M. S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., ... et Schoene, B. (2016). Community- derived standards for LA- ICP- MS U- (Th- ) Pb geochronology– Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. Geostandards and Geoanalytical Research, 40(3), 311-332.
- Hynes, A., et Rivers, T. (2010). Protracted continental collision—Evidence from the Grenville orogen. Canadian Journal of Earth Sciences, 47(5), 591-620.
- Indares, A. (2020). Deciphering the metamorphic architecture and magmatic patterns of large hot orogens: Insights from the central Grenville Province. Gondwana Research, 80, 385-409.
- Indares, A., et Moukhsil, A. (2013). Geon 12 crustal extension in the central Grenville Province, implications for the orogenic architecture, and potential influence on the emplacement of anorthosites. Canadian Journal of Earth Sciences, 50(9), 955-966.
- Isles, D., et Rankin, L. (2011). Geological Interpretation Of Aeromagnetic Data. ASEG. <https://www.aseg.org.au/sites/default/files/ebook-ASEG-eBook-Geo-Interpretation-of-Aeromagnetic-Data-Opt-for-user-1621.pdf>

- Ketchum, J.W.F., Heaman, L.M., Krogh, T.E., Culshaw, N.G., et Jamieson, R.A. (1998). Timing and thermal influence of late orogenic extension in the lower crust: a U–Pb geochronological study from the southwest Grenville orogen, Canada. *Precambrian Research* 89: 25–45.
- Kirkpatrick, J. D., et Rowe, C. D. (2013). Disappearing ink: How pseudotachylytes are lost from the rock record. *Journal of Structural Geology*, 52, 183-198.
- Lagoeiro, L. E. (1998). Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 415-423.
- Larson, K. P. (2022, March 17). ChrontouR. <https://doi.org/10.17605/OSF.IO/P46MB>
- Laurin, A.F., et Sharma, K.N.M. (1975). Région des Rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay, (Grenville 1965-1967). Ministère des Ressources Naturelles, Québec. RG 161.
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of structural Geology*, 66, 129-161.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Natapovm, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. (2008). Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, 160(1-2), 179-210.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P., et Tubià, J. M. (1986). Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14(10), 819-822.
- Martignole, J., et Friedman, R. (1998). Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, 92(2), 145-164.
- Martin, C., et Dickin, A. P. (2005). Styles of Proterozoic crustal growth on the southeast margin of Laurentia: evidence from the central Grenville Province northwest of Lac St.-Jean, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(10), 1643-1652.
- McEachern, S.J. et van Breemen, O. (1993). Age of deformation within the Central Metasedimentary Belt boundary thrust zone, southwest Grenville orogen: constraints on the collision of the Mid-Proterozoic Elzevir terrane. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1155–1165.
- Miller, H. G., et Singh, V. (1994). Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- Molnar, P., et Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 189(4201), 419-426.
- Moser, A. C., Hacker, B. R., Gehrels, G. E., Seward, G. G., Kylander-Clark, A. R., et Garber, J. M. (2022). Linking titanite U–Pb dates to coupled deformation and dissolution–reprecipitation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(3), 1-27.
- Moukhsil, A., et Côté, G. (2018). Géologie de la région du lac Borgia, Province de Grenville, nord de La Tuque, régions de la Mauricie et du Saguenay – Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2018-01.
- Moukhsil, A., et Daoudene, Y. (2019a). Géologie de la région du lac des Commissaires, Province de Grenville, région du Saguenay–Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2019-01.
- Moukhsil, A., et Daoudene, Y. (2019b). Zone de cisaillement de Saint-François-de-Sales, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec: Lexique structural.

- Moukhsil, A., Solgadi, F., Belkacim, S., Augland, L.E., et David, J. (2015). Géologie de la région de Parent, Haut-Saint-Maurice (Partie Ouest du Grenville). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. UQAT-URSTM, GEOTOP-UQAM-MCGILL. RG 2015-04.
- Morfin, S., Tremblay, C., Solgadi, F., Moukhsil, A., et Daigneault, R. (2015). Géologie de la région de Chambord, Roberval et Notre-Dame-de-la-Doré (Feuillets SNRC 32A08, A09 et A10) et reconnaissance des feuillets 32A06, A07 et A11. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Québec, CERM. MB 2015-07.
- Nadeau, L., et Brouillette, P. (1995). Structural map of the Shawinigan area (NTS 31D), Grenville Province, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 3012, échelle 1: 250 000.
- Nadeau, L. et Corrigan, D. (1991). Preliminary notes on the geology of the St. Maurice tectonic zone, Grenville orogen, Quebec; ill. Current Research, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 91-1 E, p. 245-255.
- Nadeau, L., et van Breemen, O. (1994). Do the 1.45–1.39 Ga Montauban group and the La Bostonnais complex constitute a Grenvillian accreted terrane? Toronto-Ottawa, Ontario, Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, v. 19, p. A81.
- Nadeau, L., et van Breemen, O. (2001). U-Pb zircon age and regional setting of the Lapeyrère gabbro-norite, Portneuf-Mauricie region, south-central Grenville Province, Quebec. Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada. Current Research F6.
- Nadeau, L., van Breemen, O., et Hébert, C. (1992). Géologie, âge et extension géographique du Groupe de Montauban et du Complexe de la Bostonnais. Dans : Un rendez-vous avec la qualité. Séminaire d'information 1992. Résumés des conférences. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec : DV 92-03.
- Nantel, S., David, J. (2008). U-Pb dating and source of metasediments deposited on a continental arc — Northern part of the Central Metasedimentary Belt (CMB), Grenville Province, Québec. Congrès de l'Association géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, Québec, 2008.
- Neal, C. R., et Taylor, L. A. (1989). A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(5), 1035-1040.
- Olierook, H. K., Taylor, R. J., Erickson, T. M., Clark, C., Reddy, S. M., Kirkland, C. L., Jahn, I., et Barham, M. (2019). Unravelling complex geologic histories using U–Pb and trace element systematics of titanite. *Chemical Geology*, 504, 105-122.
- Owens, B. E., Dymek, R. F., Tucker, R. D., Brannon, J. C., et Podosek, F. A. (1994). Age and radiogenic isotopic composition of a late-to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec. *Lithos*, 31(3-4), 189-206.
- Papapavlou, K. (2019). U-Pb geochronology report, Grenville 2018-2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. UQAM. MB 2019-11.
- Papapavlou, K., (2020). U-Pb geochronology report, Grenville 2019-2020. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. UQAM. MB 2020-09.
- Papapavlou, K., Moukhsil, A., Côté, G., et Poirier, A. (2018). U-Pb Geochronology of Zircon by LA-ICPMS in samples from the Grenville Province (La Tuque Area, Quebec). GEOTOP UQAM, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. MB 2018-35.



- Papapavlou, K., Moukhsil, A., Poirier, A., et Davies, J. (2022). The Pre-Grenvillian assembly of the southeastern Laurentian margin through the U–Pb–Hf detrital zircon record of Mesoproterozoic supracrustal sequences (Central Grenville Province, Quebec, Canada). *Geological Magazine*, 159(2), 199-211.
- Passchier, C. W., et Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science et Business Media.
- Paterson, S. R., et Tobisch, O. T. (1988). Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology*, 16(12), 1108-1111.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., et Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., et Maas, R. (2010). Improved laser ablation U- Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Peck, W. H. (2012). Reconnaissance geochronology and geochemistry of the Mont-Tremblant gneiss of the Morin terrane, Grenville Province, Québec. *Geosphere*, 8(6), 1356-1365.
- Perreault, S. (1992a). Géologie – Grand Lac Bostonnais – 31P16. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec : carte CG-SIGEOM31P-2010.
- Perreault, S. (1992b). Rapport d'activité 1992, Direction de la Recherche Géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 92-02.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., et Lister, G. S. (1999). Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 1-27.
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86: 117–154.
- Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research*, 167(3-4), 237-259.
- Rivers, T. (2012). Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(1), 1-42.
- Rivers, T., et Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 359-383.
- Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., et Martignole, J. (2012). The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective, Chapter 3. In: Percival, J.A., Cook, F.A., Clowes, R.M. (Eds.), *Tectonic Styles in Canada: the LITHOPROBE Perspective*. Geological Association of Canada, pp. 97–236 Special Paper 49.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., et Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8(1), 63-84.
- Schmitz, M. D., et Bowring, S. A. (2001). U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15), 2571-2587.
- Schoene, B., et Bowring, S. A. (2006). U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(5), 615-630.

- Soucy La Roche, R., Gervais, F., Tremblay, A., Crowley, J. L., et Ruffet, G. (2015). Tectono-metamorphic history of the eastern Taureau shear zone, Mauricie area, Québec: Implications for the exhumation of the mid-crust in the Grenville Province. *Precambrian Research*, 257, 22-46.
- Spandler, C., Hammerli, J., Sha, P., Hilbert-Wolf, H., Hu, Y., Roberts, E., et Schmitz, M. (2016). MKED1: a new titanite standard for in situ analysis of Sm–Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 425, 110-126.
- Stacey, J. T., et Kramers, I. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Stenvall, C. A., Fagereng, Å., et Diener, J. F. (2019). Weaker than weakest: on the strength of shear zones. *Geophysical Research Letters*, 46(13), 7404-7413.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., et Schmid, S. M. (2002a). The eastern Tonale fault zone: A ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861–1884.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., et Schmid, S. M. (2002b). Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society Special Publications*, 200(1), 171–190.
- Tucker, R. D., et Gower, C. F. (1990). Salient features of the Pinware terrane, Grenville Province, eastern Labrador. In *Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts (Vol. 15, p. A133)*.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W., et Wiersma, D. J. (2009). *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Springer Science et Business Media.
- Turcotte, S. (2001). Mise en place de la portion nord-est de la suite anorthositique du Lac-Saint-Jean durant un chevauchement Grenvillien. Mémoire M. Sc. Université du Québec à Chicoutimi.
- van Breemen, O. (2009). Report on U–Pb geochronology for the Pipmuacan Reservoir region. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. GM 63912.
- van Breemen, O., et Corriveau, L. (2005). U–Pb age constraints on arenaceous and volcanic rocks of the Wakeham Group, eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1677–1697.
- Vautour, S., et Dickin, A. (2019). Nd isotope mapping of a Pinwarian-age composite arc belt in the Quebecia terrane of the central Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, 332, 105409.
- Whitney, D. L., et Evans, B. W. (2010). Abbreviations for Names of Rock-forming Minerals, *American Mineralogist*, 95 (1), 185-187.