

MB 91-06

GEOLOGIE DU SECTEUR DE LA MINE DUQUESNE - REGION DE ROUYN-NORANDA -

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 



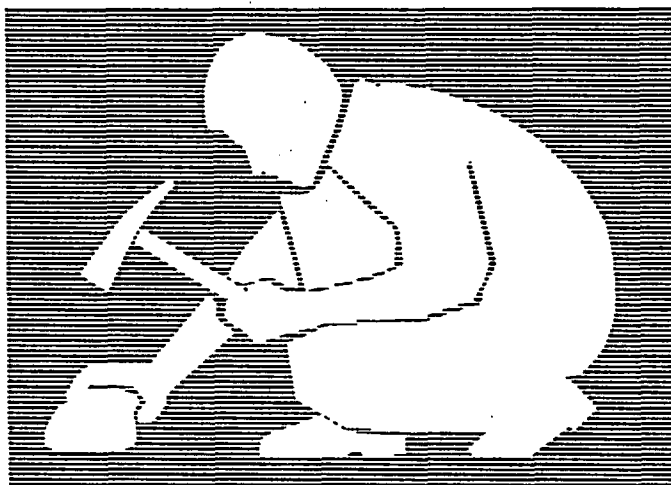
Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Géologie du secteur de la mine Duquesne

- Région de Rouyn-Noranda -

Sylvain Lacroix

Jacques Landry



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 91-06

1991

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
GÉOLOGIE RÉGIONALE	3
LITHOSTRATIGRAPHIE	4
Aperçu général	4
La Formation de Duparquet	4
L'intrusif de la zone de faille Duquesne	4
La Formation de Lanaudière (Gr. de Kinojevis)	5
Le Complexe structural et plutonique de Duquesne	6
Le Groupe de Kewagama	8
Le Groupe de Blake River	9
GÉOLOGIE STRUCTURALE	10
Éléments structuraux	10
Gradient de déformation dans le ZDPD	15
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	28
REMERCIEMENTS	29
RÉFÉRENCES	30

Liste des figures

Figure 1	Géologie régionale (hors texte)	
Figure 2	Carte géologique du secteur de la mine Duquesne (hors texte)	
Figure 3	Séréogrammes des éléments structuraux	33
Figure 4	Description schématique des principaux éléments structuraux	34

GÉOLOGIE DU SECTEUR DE LA MINE DUQUESNE,

par Sylvain Lacroix et Jacques Landry

INTRODUCTION

Nous avons amorcé à l'été 1989 un projet géologique régional dans la zone de déformation Porcupine-Destor (ZDPD). Le projet devra principalement consister au cours des prochaines années en une revision structurale et stratigraphique de cette zone de déformation dans les cantons de Destor, Duparquet et Hébécourt (Lacroix et Landry, 1989). L'été 1989 a consisté en une compilation initiale des travaux antérieurs de nature gouvernementale, universitaire et privée réalisés dans le secteur. D'autre part, des travaux de reconnaissance géologique ont été entrepris dans le secteur de la mine Duquesne dans le but de se familiariser avec les éléments lithologiques et structuraux présents dans la ZDPD.

Ce manuscrit présente les principales observations de cette reconnaissance géologique réalisée à l'échelle 1: 5000 dans le quadrant SE du canton Destor. Le secteur est localisé précisément au nord du village de Reneault dans le coin NE du feuillet SNRC 32 D/6-404 (1:10 000). Celui-ci est limité à l'est par la route Rouyn-Macamic (101) et à l'ouest par la ligne hydro-électrique pour une largeur E-O variant entre 500 et 1400 mètres sur une largeur N-S de 1.8 km ce qui donne une superficie d'environ 2 km².

Tous les affleurements situés le long des routes, des sentiers et de la ligne hydroélectrique du secteur ont été visités. Les autres traverses ont été surtout effectuées le long des lignes coupées de Ressources minières Radisson Inc. orientées N-S et espacées d'environ 200 pieds (60 m). Tous les affleurements visités ont été positionnés sur une photographie aérienne 1:15 000 agrandie au 1:5000.

Nous avons effectué ensuite le tracé des principaux linéaments visibles sur la photographie aérienne au 1:5000 et une interprétation des levés magnétiques (Archibald,

1986a et un levé récent non-publié fourni gracieusement par la compagnie) et de polarisation induite (Duquesne Gold Mines LTD, 1987), réalisés tous à l'échelle 1:5000 pour Ressources minières Radisson Inc. La superposition des levés de terrain, géophysiques et de photo-interprétation a finalement servi au tracé des principales unités lithologiques et structurales.

GEOLOGIE REGIONALE

La ZDPD est située dans la partie méridionale de la Sous-province de l'Abitibi, correspondant à la zone externe de Dimroth et al.(1982) et à la zone volcanique sud de Ludden et al.(1986). Celle-ci consiste en une large zone de déformation de plusieurs kilomètres de largeur N-S contenant une multitude de failles d'une épaisseur de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Lacroix, 1990). La ZDPD peut être suivie, à partir de Timmins en Ontario, vers l'est au moins jusqu'au canton de Destor sur une distance d'environ 200 kilomètres.

Au Québec, la ZDPD a été définie par Graham (1954) dans les cantons Hébécourt, Duparquet et Destor comme une branche principale orientée ESE nommée faille Porcupine-Destor (FPD) à partir de laquelle bifurquent au nord de nombreuses failles subsidiaires orientées E-O à ENE. Celles-ci sont de l'ouest vers l'est (selon leurs points de convergence avec la FPD) les Failles Beattie, Donchester, Central-Duparquet, Ottman, du Lac Lépine et Duquesne (Graham, 1954). Le secteur revisé à l'été 1989 englobe les Failles Duquesne et Porcupine-Destor un peu à l'est de leur point de convergence (figure 1).

La ZDPD dans les cantons Destor, Duparquet et Hébécourt a été antérieurement cartographiée par Graham (1954) à l'échelle 1:12 000. Ressources Gold Fields a également réalisé une carte géologique à l'échelle 1: 10 000 d'une partie du canton Destor englobant le secteur (Sawitsky, 1981). La propriété de la mine Duquesne a finalement été cartographiée par Duquesne Gold Mines en 1986 à l'échelle 1:5000 (Archibald, 1986b).

LITHOSTRATIGRAPHIE

-Aperçu général

Quatre unités lithostratigraphiques formelles ont été antérieurement reconnues dans le secteur (figure 2); il s'agit, du nord au sud, des Formation de Duparquet et du Lac Lanaudière (Groupe de Kinojevis) et des Groupes de Kewagama et de Blake River (Boivin, 1974; Dimroth et al. 1982). De plus, l'assemblage hétérogène de lithologies komatiitiques et intrusives, site de la Zone de Faille de Porcupine-Destor (ZFPD) et insérée antérieurement dans la Formation du Lac Lanaudière (Boivin, 1974), en est retirée ici pour devenir une cinquième unité tectonostratigraphique nommé Complexe structural et plutonique de Duquesne (CspD). Les komatiites reconnues dans ce Complexe correspondent probablement au prolongement du Groupe de Malartic, reconnu à environ 10 km plus à l'est. L'intrusif situé entre les Formations de Duparquet et du Lac Lanaudière est décrit ici de façon informelle comme l'intrusif de la Faille Duquesne. Les différentes unités distinguées dans le secteur seront décrites successivement du nord au sud en gardant à l'esprit la séquence homoclinale précédemment décrite dans le secteur (Boivin, 1974; MacIntosh, 1977; Trudel, 1979; Dimroth et al. 1982).

-La Formation de Duparquet

Un seul affleurement de conglomérat à fragments de roches volcaniques basaltiques a été observé dans le coin NO du secteur cartographié. Il appartient à la Formation de Duparquet cartographié par Graham (1954) et décrite de façon plus détaillée à l'ouest par Rocheleau (1980).

-L'intrusif de la Zone de Faille Duquesne

Quelques affleurements de roches intrusives affleurent dans la partie septentrionale de la carte. Il s'agit d'une roche grisâtre à rosée de composition tonalitique à matrice quartzofeldspathique aphanitique contenant environ 10% de phénocristaux de quartz (4-8 mm)

et plus de 10% de phénocristaux de plagioclase (2-5 mm) visible surtout en surface coupée. Celui-ci est intensément cisailée ENE au contact sud avec la Formation du Lac Lanaudière.

-La Formation de Lanaudière (Groupe de Kinojevis)

La Formation de Lanaudière forme une "séquence homoclinale apparente" vers le sud alors que toutes les polarités observées pointent dans cette direction. Deux unités lithologiques ont été distinguées, soient les basaltes et les andésites. L'unité basaltique est sous-jacente à l'unité andésitique, c'est-à dire située dans la partie septentrionale de la carte. Le contact entre les deux unités est surtout visible dans la partie ouest du secteur alors qu'il est difficile à tracer plus à l'est. L'épaisseur apparente de l'unité basaltique varie, de l'ouest vers l'est, de 300 à 800 mètres alors que celle de l'unité andésitique est d'environ 400 mètres.

L'unité basaltique se présente en morphofaciès massif, coussiné et bréchique, en ordre décroissant d'importance. Les basaltes massifs ont été observés sur de grandes épaisseurs (>100 m). La présence de différentes coulées d'une épaisseur de quelques mètres à une dizaine de mètres peut être déduite par des variations brusques de granulométrie. Des filons-couches de gabbro sont probablement interstratifiés avec le faciès massif bien qu'il soit difficile de les distinguer. Le faciès massif est à grain moyen (1-3 mm) mais des porphyroblastes d'amphiboles (2-5 mm) sont observés dans les parties les plus grenues. Le faciès coussiné se présente également sur de grandes épaisseurs (>25 m) et alterne à quelques endroits seulement avec le faciès massif. Les coussins ont généralement un mètre d'épaisseur et une écorce mince de un à deux centimètres. Le faciès bréchique est rare, observé principalement entre des coulées massives sur quelques centimètres d'épaisseur, et par endroit granoclassé et recouvert de tuf aquagène verdâtre finement laminé. Des tufs felsiques finement laminés de un à deux mètres d'épaisseur ont également été observés dans le faciès massif sur presque tous les affleurements.

L'unité andésitique se compose principalement du faciès coussiné même si le faciès massif est visible localement. Cette unité se distingue de l'unité basaltique par une patine grisâtre à verdâtre et une dureté élevée qui contrôle probablement une fracturation centimétrique fréquente et la quasi-absence de schistosité. Les coussins, de diamètre égal ou supérieur à 1.5 M, sont à plusieurs endroits très vésiculaires (10 %) et possèdent une écorce chloriteuse de 10 à 15 centimètres d'épaisseur. Le contact inférieur de l'unité andésitique a été placé au niveau d'une unité métrique de chert finement laminé situé le long de la ligne électrique, directement au sud du ruisseau. Le contact des unités basaltique et andésitique dans la partie est du secteur est irrégulier: la présence ou l'absence d'amygdules, un contact stratigraphique orienté localement N-S et le levé magnétique nous ont amené à tracer un contact plissé de façon asymétrique.

-Le Complexe structural et plutonique de Duquesne (CspD)

Le Complexe structural et plutonique de Duquesne (CspD) défini ici, représente une nouvelle unité stratigraphique située entre les Groupes de Kinojevis (au nord) et de Kewagama (au sud). Il se compose, en ordre décroissant d'importance, de volcanites ultramafiques (komatiites), d'intrusifs tonalitiques porphyriques et d'un intrusif gabbroïque. Le tracé en bandes de ces différentes lithologies repose en grande partie sur l'alternance de hauts (gabbro, komatiites) et de bas magnétique (intrusifs tonalitiques) de forme linéaire. Ces différentes lithologies sont regroupées ici en un "complexe" tel que recommandé par le code stratigraphique nord-américain (MERQ, 1986) parce qu'elles composent un assemblage hétérogène où les contacts lithologiques sont de nature intrusive et structurale (cisailé).

Les komatiites affleurent relativement peu dans le secteur et leur présence a été notée initialement par Ressources Minières Radisson Inc. (Archibald, 1986b). Elles se présentent apparemment en quatre bandes orientées E-O à ESE d'une épaisseur de 50 à 100 mètres. Les trois bandes au nord, distinctes à l'ouest, passent vers l'est à une seule bande d'une épaisseur

d'environ 400 mètres. A la surface, les komatiites ont été observées dans la bande sud, à l'extrémité SE de la bande unifiée au nord et à quelques endroits dans les deux bandes au nord. Les komatiites se présentent sous les morphofaciès massif, coussiné, à spinifex et volcanoclastique. Lorsque la patine de ces laves n'est pas rougeâtre à cause de la carbonatation intense, celle-ci a une teinte brune foncée à blanchâtre et une cassure fraîche verte foncée à émeraude. L'organisation des faciès komatiitiques est impossible à préciser à cause du pourcentage limité d'affleurement et de la déformation intense. En cassure fraîche, les komatiites sont à presque tous les endroits recoupées par des veinules de serpentine, talc et carbonate. Dans les komatiites, le faciès massif est moyennement grenu (1 à 3mm). Les coussins sont généralement de petite taille (< 1 mètre de diamètre) et contiennent par endroits une texture variolitique (diamètre de 1cm, composé de chlorite). Le faciès à spinifex se compose de microspinifex (1 cm) et de cristaux squelettiques d'olivine et/ou de pyroxène de plusieurs centimètres de long. Le faciès volcanoclastique est présumé de composition komatiitique à cause de la patine, la cassure et l'altération rougeâtre (carbonatation ferrière) similaire aux laves komatiitiques. Les volcanoclastites (hyaloclastite probable) se composent de lits centimétriques composés de 15 à 25% de fragments anguleux vert foncé centimétrique dont certains atteignent par endroits 15 cm. Toutes les komatiites du secteur sont injectées de plusieurs dykes porphyriques d'épaisseur métrique. Les komatiites représentent possiblement l'extension vers l'ouest du Groupe de Malartic reconnu à une vingtaine de kilomètre à l'est (Dimroth et al. 1982).

Les intrusifs tonalitiques porphyriques se présentent principalement en trois corps tabulaires orientés E-O à ESE dans la partie nord du complexe. Le corps intrusif principal situé au sud s'élargit pour former une boursofflure au nord du puits de la mine Duquesne. Ces intrusifs contiennent des phénocristaux de feldspath et de quartz (10 à 40%, 0.5mm) dans une matrice finement grenue de quartz et feldspath. Nous avons observé, aux bordures

des intrusifs, des enclaves difformes, de puissance métrique et d'extension latérale décamétrique, de roches mafiques ou ultramafiques intensément cisillées, chloritisées et carbonatisées. Certains contacts irréguliers des enclaves semblent de nature intrusive mais la majorité sont faillés.

Les autres intrusifs du complexe se présentent en dykes et autres corps difformes de puissance métrique. Ils ont été observés au nord, au sud et à l'est des corps intrusifs tabulaires dans le complexe. Certains dykes ont une composition identique aux trois corps tabulaires alors que d'autres correspondent à des granitoïdes quartzifères (Streickesen, 1973) ou sont silicifiés. Ces derniers sont surtout porphyriques à quartz (0-10%, 0.5 mm), ont une matrice plus silicieuse et montre une cassure conchoïdale.

Le gabbro est grenu, mésocrate, homogène; il se présente principalement en un corps tabulaire (filon-couche?) tabulaire de 800 mètres de long et d'environ 50 à 100 mètres de puissance au sud du corps tonalique le plus au sud. La signature géophysique (haut magnétique) du gabbro suggère sa continuité d'ouest en est à travers tout le secteur cartographié. Celui-ci a été observé le long de la ligne électrique, au sud de la boursoufflure et le long de la route 101, où il semble déplacé, par une faille NE senestre, du corps tabulaire principal. Le long de la route 101, il est injecté de plusieurs dykes tonalitiques porphyriques à feldspath et quartz. Le long de la ligne électrique, le gabbro est recoupé par quelques dykes métriques ESE de tonalite porphyrique (feldspath) et un dyke E-O métrique de lamprophyre à phénocristaux de biotite (5%, 2-4mm).

-Le Groupe du Kewagama

Le Groupe de Kewagama possède une largeur N-S approximative de 100 à 150 mètres dans le secteur; il affleure uniquement à la faveur de quelques zones d'affleurements isolées. Il se compose de lits centimétriques de grès-siltstones-mudstones-argilites montrant des laminations parallèles de teintes grisâtres à noirâtres et des granoclasses normaux. Dans

la coupe forestière sous la ligne hydroélectrique près du contact avec le Groupe de Blake River (figure 2), les sédiments (volcanoclastiques?) sont de couleur verdâtre à grisâtre ce qui suggère une composition plus ou moins basaltique. Des structures sédimentaires appartenant à la séquence de Bouma sont également rapportées par MacIntosh (1980) dans le Groupe de Kewagama, interprété comme des sédiments déposés par des courants de turbidité (Lajoie et Ludden, 1984).

-Le Groupe de Blake River

Les roches cartographiées à l'extrémité méridionale du secteur se composent presque entièrement de laves basaltiques formant une séquence homoclinale vers le sud. Ces laves basaltiques appartiennent à l'unité tholéitique de Destor du Groupe de Blake River selon Gélinas et al. (1983). Elles affleurent exceptionnellement bien le long de la ligne électrique ce qui procure une coupe N-S de la base du Groupe de Blake River dans le secteur.

Les laves basaltiques sus-jacentes montrent une alternance des morphofaciès massif et coussiné d'une épaisseur variant chacun de 15 à 30 mètres. Le morphofaciès massif est microgrenu et semble peu affecté par la déformation. Des contacts de coulée sont indiqués à l'intérieur des passages massifs par quelques niveaux de volcanoclastites contenant à plusieurs endroits des fragments basaltiques. Le morphofaciès coussiné se compose de coussins de forme irrégulière et de diamètre variant entre 0.5 et 1 mètre.

A l'est de la ligne électrique, une aire d'affleurement permet de bien observer la texture variolitique typique de l'unité de Destor (Gélinas et al. 1983). Les varioles consistent en boules centimétriques de teinte blanchâtre à grisâtre suggérant une composition felsique. Elles peuvent composer par endroits jusqu'à 80% du volume de la lave basaltique, surtout dans le faciès bréchique. Dans la ligne électrique, la texture variolitique est également visible à quelques endroits.

GEOLOGIE STRUCTURALE

-Éléments structuraux

Les éléments structuraux planaires mesurés sur le terrain sont la stratification S_0 , les structures D_1 , les structures D_2 , les structures C (cisaillements) et les structures F (failles). L'attitude de ces différents éléments pour l'ensemble du secteur est illustrée en projection stéréographique à la figure 3.

-La stratification

La stratification S_0 s'exprime, à l'intérieur des volcanites, par des contacts de faciès massif et coussiné, par des variations granulométriques dans les laves massives et par de minces horizons volcanoclastiques. Les polarités stratigraphiques ont été prélevées à l'aide des coussins et de l'ordre des faciès dans les coulées basaltiques ainsi qu'à l'aide du granoclassement normal et des laminations entrecroisées dans les sédiments du Groupe de Kewagama et les volcanoclastites de la Formation du Lac Lanaudière.

Les plans de stratification sont essentiellement pentés de façon abrupte vers le sud et leurs orientations montrent un maxima ENE même s'ils varient jusqu'à ESE (figure 3a). Dans le secteur, le grain stratigraphique est orienté ENE et ESE respectivement au nord et au sud du CspD, comme l'indique les données de terrain (figure 2) et les levés magnétiques (Duquesne Gold Mines, 1987 et un levé non-publié).

-Les structures D_1 (S_1 , L_e , P_1 , L_{1-0})

Les structures D_1 s'expriment essentiellement par la schistosité S_1 , relativement bien développée et pénétrative dans le secteur. Celle-ci correspond à un clivage ardoisier dans le Groupe de Kewagama et à une schistosité de flux ainsi qu'au plan d'aplatissement des coussins et des varioles dans les Groupes de Blake River et de Kinojevis.

Dans l'ensemble du secteur, les plans de la schistosité S_1 pendent, tout comme la stratification S_1 , de façon abrupte vers le sud (figure 3b). L'orientation de la schistosité S_1

varie de ESE à ENE. Au sud du CspD, la schistosité S_1 orientée ESE est dominante alors qu'au nord de celui-ci, l'orientation variable (ESE à ENE) de la schistosité S_1 est occasionnée par la prépondérance des structures D_2 .

Cette schistosité S_1 contient une excellente linéation d'étirement exprimée par des feuillets de chlorite (linéation minérale), les coussins et les varioles felsiques qui plongent tous dans le sens du pendage du plan S_1 (figure 3c, 4a). Les varioles ont une forme de galettes allongées verticalement alors que certaines surfaces en plan et section permettent de visualiser l'allongement vertical plus prononcé des coussins. L'allongement vertical des coussins est par endroit accompagné de fractures de tension sub-horizontale dans les coussins.

Sur le terrain, la distinction du plan S_1 est compliquée à de nombreux endroits par le parallélisme des plans S_0 et S_1 . Aucune linéation d'intersection ($L_{1,0}$) n'a donc pu être mesurée dans le secteur. Quelques rares charnières de pli P_1 méso scopique (centimétrique) ont été observées dans des lentilles d'argilite isolées dans des niveaux de grès; un épaississement important est visible dans la zone de charnière ce qui suggère des plis semblables (type 2 de Ramsay et Huber, 1987). L'axe des charnières semblent plonger fortement de façon verticale. Le seul pli macroscopique présumé de phase P_1 repose sur des oppositions de polarité dans le Groupe de Kewagama et est interprété comme un anticlinal isocliné et déjeté vers le nord.

-Les structures D_2 (S_2 , P_2 , $L_{2,0}$)

Les structures S_2 ont été observées dans le Groupe de Kewagama et la Formation du Lac Lanaudière où elles sont développées de façon hétérogène. Celles-ci se manifestent surtout par une schistosité S_2 orientée ENE et correspondant à un clivage de crénulation ou de pression-solution d'espacement millimétrique à centimétrique. La schistosité S_2 est développée dans des zones de cisaillement et forme avec les plans de cisaillement (C) une relation angulaire suggérant des mouvements horizontaux dextres (figure 4c). Aisé ment distinguables dans le Groupe de Kewagama, les schistosités S_1 et S_2 sont parallèles dans la

Formation de Lanaudière et leur distinction est ardue à cause de l'absence de plis mésoscopiques et de la difficulté d'observation par endroits de la linéation d'étirement caractéristique à S_1 . Dans l'ensemble du secteur, la schistosité S_2 est orientée ENE avec un pendage moyennement à fortement penté vers le SE (figure 3d). Un affleurement du Kewagama illustre clairement que la schistosité S_2 est la surface axiale de plis P_2 asymétriques en forme de Z (figure 4b). Les plis P_2 observés sont ouverts à fermés, ont une longueur d'onde centimétrique et s'amortissent rapidement le long des surfaces axiales S_2 . Les plis P_2 apparaissent notamment dans des lits d'argilite discontinus en forme de Z à l'intérieur de lits plus grossiers (siltstone, grès) non affectés par les plis P_2 . Les plis P_2 sont donc de nature intrafolio et similaires à ceux observés dans la Zone Tectonique de Cadillac (Robert, 1989; Gauthier, 1990). Les rares linéations $L_{2,0}$ (et $L_{2,1}$) et les charnières des pli plongent faiblement à moyennement vers l'OSO (figure 3e). Le contact basalte-andésite plissé dans la Formation du Lac Lanaudière représente possiblement des plis P_2 d'échelle macroscopique.

-Les structures C (E-O, ONO, ENE)

Plusieurs zones de cisaillements ont été mesurées dans le secteur selon des orientations variant entre ENE et ONO (figure 4b). Les plans C de cisaillements E-O et ONO mesurées correspondent à de minces bandes de schistes, à l'enveloppe de zones cisailées à foliation mylonitique et/ou des veines de quartz-ankérite. Ces cisaillements sont de nature ductile à ductile-fragile et leur épaisseur varie en affleurement de quelques millimètres à quelques mètres. Certains de ces cisaillements montrent un patron anastomosé de plans C qui, d'orientation E-O et ESE, découpent les lithologies en domaines moins déformés de forme lenticulaire à losangique (figure 4b). Les veines sigmoïdes et de dilatation, les plis asymétriques en Z et la réorientation horaire des plans S_0 , S_1 et S_2 suggèrent des mouvements dextres le long de ces cisaillements (mais aucune linéations minérales et d'étirement horizontales n'a été observée à l'oeil nu). Plusieurs petits lits d'argilites orientés E-O

représentent la terminaison vers l'est d'un lit d'argilite principal orienté ESE et le long duquel un cisaillement dextre est développée; la géométrie ainsi formée par l'argilite en est une en queue de cheval (figure 4e).

D'autres cisaillements, d'orientation ENE, sont développés le long de failles qui déplacent les plans S_2 et les cisaillements E-O et ESE (figures 3g, 4b). Ces plans de failles contiennent notamment à plusieurs endroits de l'hématite spéculaire. Les rejets avec localement de faibles réorientations (entraînements) lithologiques indiquent clairement des mouvements senestres le long de ces plans. En section verticale (tel le long de la route 101), de nombreuses stries sub-horizontales et des structures en escalier (avec veines de remplissage) indiquent un mouvement senestre (figures 3h et 4f). Sur l'affleurement situé au niveau de la mine Duquesne le long de la route 101, cette structure est particulièrement bien développée ce qui suggère une faille de plus grande amplitude (figure 2). La présence décalée du gabbro de part et d'autre de cette faille et la réorientation anti-horaire du haut magnétique associé suggère un rejet possible d'environ 100 mètres. Au contact sud du CspD, une veine de quartz dans les komatiites est découpé en plusieurs boudins décimétriques par de petites bandes de schistes ENE suggérant des mouvements senestres.

Les autres cisaillements (sans mouvements notés) ont été placés sur une autre projection stéréographique (figure 3i). Ils sont orientés ENE ou ESE et pendent abruptement vers le sud. Parmi ceux-ci, plusieurs cisaillements le long de la route 101 montrent en coupe des mouvements dans le sens du pendage; quelques mouvements semblent inverses mais les indicateurs cinématiques les plus nombreux et crédibles semblent normaux.

-Les structures F

De nombreuses failles (F: cisaillements fragiles) ont été mesurées dans le secteur. Sur le terrain, celles-ci ont une longueur et déplacent les lithologies de quelques centimètres à quelques mètres. Deux réseaux distincts de failles conjuguées ont pu être distingués.

-Réseau conjugué 1 de failles NNO-NE

Un réseau conjugué de failles NNO-NE a été observé à quelques endroits (figure 3j). Les failles NNO et NE montrent respectivement des mouvements senestres et dextres (figure 4b). Ces failles se manifestent en certains endroits par des corridors métriques contenant des veines centimétriques de tension orientées ONO-ESE, suggérant ainsi un raccourcissement ONO-ESE (figure 4b). La présence de ces failles semble limitée sur le terrain à l'intérieur des zones affectées par les cisaillements E-O et ESE. Aucune faille majeure appartenant à ce réseau n'a été noté dans le secteur.

-Réseau conjugué 2 de failles NO-NE

Un réseau conjugué de failles NO et NE verticaux montrent sur le terrain des déplacements locaux décimétriques à métriques respectivement dextres et senestres (figure 3k). Le recoupement réciproque des failles NO et NE, leurs styles fragiles et leurs déplacements de même amplitude indique qu'ils sont conjugués (figure 4g). La présence de veines sigmoïdes (tension) orientées N-S (figure 2), dans les corridors de ces failles, indique que ce réseau conjugué de failles est dû à un raccourcissement sub-horizontale N-S. Ces failles recoupent tous les autres éléments structuraux observés sur le terrain.

Deux orientations majeures de linéaments topographiques et magnétiques ont permis le tracé interprétatif de quatre failles de quelques centaines de mètres de longueur (figure 2). Les deux failles orientées NE montrent des déplacements senestres alors que les failles NO montrent des déplacements dextres. Le mouvement de la faille NE située au centre-nord du secteur est interprétée des levés magnétiques alors que la faille NE située au NE du secteur montre un rejet maximum de quelques mètres à un dizaine de mètres d'un niveau de dacite. Le déplacement apparent du contact basalte-andésite de part et d'autre de la faille NO située au centre du secteur suggère un rejet d'environ 100 mètres. La réorientation horaire du contact nord de La Formation du Lac Lanaudière avec l'intrusif de la faille Duquesne et

l'absence de continuité vers l'est d'une zone de cisaillement ductile un peu plus au sud suggère un déplacement d'une centaine de mètres le long de la faille NO située au NE du secteur.

-Autre failles

Les autres failles (sans mouvement observé) ont été placées sur une autre projection stéréographique (figure 31). Il s'agit surtout de failles orientées NE et pentées moyennement vers le NO et le SE.

-Gradient de déformation dans la ZDPD

-Niveaux d'expression de la déformation

Le secteur cartographié à l'été 1989 correspond à la partie sud de la ZDPD, soit une large zone de déformation représentant la zone d'influence de la faille Porcupine-Destor et de ses subsidiaires au nord ou failles de 2ème ordre (Lacroix, 1990). A l'intérieur de la ZDPD, le gradient de déformation varie énormément, illustrant ainsi que la "structure Porcupine-Destor" représente plus que la bande de 15 à 100 m de schiste à chlorite-séricite-(ankérite-fuchsite) (Graham, 1954; Boivin, 1974). Ceci nous a incité à distinguer qualitativement trois niveaux d'expression de la déformation dans la ZDPD.

Le premier niveau (#1) de déformation dit "schisteux" correspond essentiellement à un accroissement de l'intensité de la schistosité S1 dite régionale (et de la linéation d'étirement associée). Au premier niveau, les structures primaires sont relativement bien conservées et les polarités peuvent être presque systématiquement relevées malgré la présence d'un aplatissement notable à certains endroits. Tout le secteur cartographié montre au minimum ce niveau de déformation et correspond probablement à la zone d'influence ou Zone de Déformation de Porcupine-Destor (ZDPD).

Le deuxième niveau (#2) de déformation dit "Zone de Faille" se caractérise par: 1) la transposition des unités et des faciès lithologiques selon le plan de la schistosité S1 (ex.:

lits discontinus et lenticulaires dans les sédiments, coussins en molaires dans les basaltes et andésites), et 2) l'apparition de nouveaux éléments structuraux: schistosité S_2 , plis P_2 asymétriques en Z, bandes de schistes anastomosés à parallèles et réseaux de veines. A l'intérieur du niveau #2, l'intensité de la déformation semble varier de façon notable tel que semble l'indiquer le développement hétérogène dans le secteur des éléments structuraux. Ainsi, la présence du clivage S_2 , des plis P_2 ainsi que l'espacement de plus en plus serré des bandes de schiste E-O et ESE peut être considéré comme indicateur d'un accroissement de l'intensité du cisaillement. Par endroit, les structures primaires sont conservées et les polarités peuvent être relevées entre les bandes de schistes largement anastomosées alors qu'ailleurs, les structures tectoniques deviennent prédominantes sur les structures primaires (par endroit néanmoins reconnaissable) et la validité des polarités pouvant être relevées est questionnable...

Le troisième niveau (#3) de déformation dit de "Faille" se caractérise par la présence prédominante de schistes montrant une foliation mylonitique et une altération intense dont la composition dépend en partie du protolithe d'origine. Dans le secteur, ces zones se composent surtout de schistes rubannés à ankérite-chlorite-(séricite-talc-fuchsite) alors que les zones de cisaillements ductiles semblent situées principalement au niveau des komatiites. Au niveau #3, la transposition est extrême alors que peu ou pas de structures primaires sont reconnaissables. Les éléments structuraux identifiés au niveau #2 peuvent être visibles ou non au niveau #3 alors que ceux-ci ont tendance à y être parallélisés. Les veines présentes dans ce domaine montrent des évidences de boudinage et de cisaillement postérieur à leur mise en place.

-Description N-S des niveaux d'expression dans le secteur

La description des trois niveaux d'expression de la déformation distingués est faite ici, du nord au sud du secteur tout comme pour les unités lithostratigraphiques. La localisation approximative des différents niveaux dans le secteur est illustré en bordure de la figure 2.

-La Zone de Faille Duquesne (ZFD)

La partie nord du secteur (Formation de Duparquet, Intrusif de la faille Duquesne) affleure peu et le caractère précis (niveaux #1, 2 ou 3) de la déformation est peu connu. Ainsi, seul le caractère schisteux des conglomérats, de l'intrusif tonalitique et des basaltes de la Formation du Lac Lanaudière et l'ankéritisation modérée de ces deux derniers suggèrent la présence de la ZFD (Graham, 1954). Cette zone schisteuse et altérée (niveau #2) inclut la Faille Duquesne (FD: niveau #3) présente aux contacts nord et sud de l'intrusif tel que décrit par Graham (1954).

-Les failles ENE dans le basalte de la Formation du Lac Lanaudière

Dans la majeure partie des affleurements de l'unité basaltique, une schistosité et une linéation d'étirement peuvent être communément relevées, ce qui suggère donc une déformation minimale représentative du niveau #1.

Plusieurs passages plus déformés orientés ENE correspondent toutefois au niveau de déformation #2. Un peu au sud du contact nord de la Formation du Lac Lanaudière, une zone cisailée et ankéritisée d'une longueur minimale de 100 mètres et d'orientation ENE a été observée de part et d'autre du chemin du Lac Lanaudière. A l'intersection du chemin du Lac Lanaudière et de la route 101, une zone intensément déformée et ankéritisée d'au moins 50 m d'épaisseur a été observée (figure 2). Dans celle-ci, on observe des coussins très aplatis dans le plan vertical (ratio longueur/ épaisseur: 14/1) de la schistosité très pénétrative qui pend de 60° à 75° vers le sud. Ce plan de schistosité est réorienté de façon horaire, dans le plan vertical, en bordure de quelques minces bandes (0.5 m d'épaisseur) de schistes et veines à quartz-ankérite-chlorite, d'attitude sub-verticale, ce qui suggère des mouvements normaux (i. e. que le bloc sud aurait descendu par rapport au bloc nord). Entre ces deux zones de failles, une autre zone de faille ENE a été interprétée par la correspondance d'un bas magnétique et d'une baisse de résistivité sans augmentation de polarisation associée (levé

non-publié de Ressources Minières Radisson Inc.).

-La Zone de Faille de Porcupine-Destor (ZFPD)

La Zone de Faille de Porcupine-Destor représente ici toute la zone, d'une épaisseur de 750 à 800 mètres, affectée par les failles orientées ESE. Cette zone de faille de niveau 2 est décrite en trois sections car elle est déborde sur trois unités stratigraphiques: Formation du Lac Lanaudière, CspD et Groupe de Kewagama. Elle est principalement développée dans le CspD, site des Failles Porcupine-Destor (FPD) et de la Mine Duquesne (FMD), mais une autre faille (Faille Andésite-FA) a été notée à l'intérieur de l'andésite de la Formation du Lac Lanaudière.

Dans la Formation du Lac Lanaudière, la FA, observée selon une orientation ESE sur une longueur minimale de 850 mètres, est située près du contact nord de cet unité et correspond à un bas magnétique. Sur le terrain, de nombreuses zones cisailées et ankéritisées (localement silicifiées) avec des indicateurs de mouvements horizontaux dextres ont été notées le long de cette faille. La distribution des éléments structuraux (S1 et S2) et géophysiques suggèrent que toutes les failles ENE dans le basalte de la Formation du Lac Lanaudière viennent se paralléliser à cette faille ESE vers l'ouest. Les andésites situées le long de la ligne électrique près du contact avec le CspD sont peu déformées, suggérant ainsi une zone moins déformée (niveau #1) entre la FA et le CspD.

Tout le Complexe structural et plutonique Duquesne représente une zone déformée et altérée caractérisée par une alternance de niveaux #2 et 3 qui semble le reflet de la variation de compétence lithologique. Ainsi, les corps tonalitiques montrent un niveau de déformation caractéristique du niveau #2, sauf au niveaux des enclaves de roches vertes. Quelques contacts enclaves-intrusifs sont irréguliers et possiblement de nature intrusive mais la plupart sont de minces zones de mylonites ou schistes à chlorite-quartz-séricite (niveau #3). Mentionnons également que les intrusifs tonalitiques montrent un important débit d'espacement

décimétrique résultant probablement d'une fracturation fragile plus intense à cause de sa compétence plus élevée.

La partie sud du CspD est plus fortement déformée que la partie nord et les corps tabulaires seraient plus récents que les petits dykes, selon Graham (1954). Contrairement à celui-ci, nous pensons que toutes les intrusifs du Complexe sont plus ou moins contemporains à cause de leurs composition et caractère porphyrique identique. Par contre, nous avons aussi noté que la partie sud du Complexe correspond à deux importantes failles ductiles du niveau #3.

-La Faille de la Mine Duquesne (FMD)

La faille ductile la plus au nord, d'une épaisseur d'environ 50 m et située entre le corps tonalitique et le gabbro a été nommée ici la FMD puisqu'elle encaisse la mine du même nom. Graham (1954: p. 58-59) mentionne qu'à ce niveau "se trouve une importante faille marquée par une bande de roches vertes fortement cisailée contenant de nombreux dykes de porphyres". Sous la ligne électrique, le contact de komatiites cisailées et ankéritisées avec la tonalite fracturée contenant une veine de quartz de plusieurs mètres de long représente l'expression de la FMD. A l'extrémité est du secteur (route 101), on voit en coupe la FMD, où les zones de schistes rubannés à ankérite-chlorite sont préférentiellement situés au contact des dykes porphyriques. Ces derniers contiennent plusieurs corridors avec veines (quartz-ankérite) de tension sub-horizontales. Le protolithe des schistes représente des komatiites si on se fie à la présence de quelques passages peu déformés où les spinifex sont visibles. Quelques plis asymétriques suggèrent à quelques endroits des mouvements normaux dans ces schistes.

Le long de la ligne électrique, le gabbro est peu déformé et altéré, même s'il contient quelques dykes tonalitiques et un de lamprophyre. Le gabbro situé à l'extrémité sud de l'affleurement le long de la route 101 est nettement moins déformé que les komatiites, mais

contient quelques minces zones cisailées et des veines de quartz sigmoïdes et de dilatation suggérant des mouvements normaux.

-La Faille Porcupine-Destor

La faille ductile la plus au sud correspond à la **FPD**, soit au contact nord du Groupe de Kewagama, selon Graham (1954, p.40). Cette faille, orientée ESE et pentée abruptement au sud, aurait dans le secteur une épaisseur entre 70 et 150 mètres, dans les komatiites au sud du gabbro principal et la limite nord du Groupe de Kewagama (Graham, 1954: figure 7). La FPD est située à environ 100 mètres au sud de la FMD, qui représente une subsidiaire parallèle à la FPD (St-Michel, 1988). La FPD n'affleure qu'à l'est de la ligne électrique, où quelques affleurements montrent la présence de schiste rubanné d'ankérite-chlorite (mylonites), entre lesquels quelques lentilles moins déformées permettent l'identification des komatiites (quelques spinifex). En forage, la FPD se compose sur une grande épaisseur de schistes à séricite-quartz (Yolande Brisson, communication personnelle).

Les deux failles ductiles sont donc très similaires; de plus, plusieurs failles subsidiaires, des dykes porphyriques et des enclaves de roches volcaniques, divergent des deux failles en direction ENE, respectivement dans les corps tonalitique et gabbroïque principaux (Graham, 1954).

Dans le Groupe de Kewagama, à quelques mètres au sud des affleurements de la FPD (à l'est de la ligne électrique), des schistes à séricite-chlorite-quartz peu ou pas ankéritisés passent un peu plus au sud aux sédiments reconnaissables. Ces schistes sont considérés comme la limite sud de la FPD. La ligne électrique permet l'observation d'une excellente section dans les sédiments du Kewagama; ceux-ci représente d'ailleurs le meilleur endroit d'observation des différents éléments structuraux de la ZFPD dans le secteur à cause de: 1) quelques bons aires d'affleurements, 2) l'anisotropie primaire du litage centimétrique qui permet l'expression des différents éléments structuraux, et 3) la déformation moins

accentuée que dans les komatiites, site des failles, qui a tendance à paralléliser les éléments structuraux.

On observe sur un affleurement situé sous un pylone électrique la représentation typique du niveau #2: trois réseaux de cisaillements centimétriques, schistosité S_2 axiale aux plis asymétriques en Z (figure 4b). De plus, plusieurs corridors de veines de tension sont présents; deux de ceux-ci, orientés N-S (senestre) et NNE (dextre), sont conjugués, suggérant ainsi un raccourcissement ONO-ESE. Un autre réseau de veines de tension est situé dans la zone axiale du pli en Z mais recoupe à faible angle la schistosité S_2 . Une seule mince zone de faille (niveau #3) est observée dans le Groupe de Kewagama, à une dizaine de mètres au nord du contact sud. Celle-ci est localisée au niveau et au sud d'un mince niveau d'argilite noire (30 cm). Elle se compose, au nord de ce niveau, d'au moins quelques mètres de schistes à séricite-chlorite et quartz. Cette zone est considérée ici comme la limite sud de la ZFPD.

-Le Groupe de Kewagama

A proximité du contact avec le Groupe de Blake River, les sédiments sont peu déformés (niveau #1); de très belles polarités sud sont visibles.

-Le Groupe de Blake River

Les quelques 5-10 mètres situés dans la partie nord du Groupe de Blake River montrent quelques minces zones (<1 m) de schiste à chlorite-séricite-quartz, de l'épidote, du quartz inter-coussins et à un endroit de l'ankérite dans les basaltes coussinés. Ce passage est représentatif du niveau #2 mais des polarités sud peuvent néanmoins être relevés par endroits dans les coussins malgré la présence de quelques coussins initiant une forme en molaire. A cause de la déformation peu élevée des sédiments du Kewagama près du contact sud et de l'absence d'éléments de la phase D2, cette zone n'a pas été incluse ici dans la ZFPD. Ce contact de ces deux groupes est sensé être le site de la Faille du Lac Parfouru-FLP (Hubert

et al. 1984; Tourigny et Hubert, 1986). La petite zone déformée à ce niveau dans le secteur se compare difficilement à la faille décrite par ces auteurs dans le district de Bousquet. C'est pourquoi nous pensons que la FLP ne suit pas partout ce contact et qu'elle devie au nord pour passer au niveau du CspD, si elle est présente dans le secteur cartographié.

Tout le reste du Groupe de Blake River illustre un niveau #1 de déformation dont la limite sud déborde apparemment le secteur cartographié, alors que tous les affleurements sous la ligne électrique illustrent le caractère schisteux typique.

-Discussion

-Phase de déformation D_1

La présence des structures D_1 a été observée dans les Groupes de Kinojevis, de Kewagama et de Blake River. Les structures D_1 définissent le grain tectonique régional et la schistosité S_1 est dite régionale. La reconnaissance d'un pli de phase P_1 dans le Groupe de Kewagama représente aussi un élément nouveau dans la région (Trudel, 1977; Hubert et al. 1984), même si des oppositions de polarité définissant des plis similaires ont déjà été notées au SE dans le même groupe par MacIntosh (1977).

La phase D_1 de déformation a certainement été importante si on en juge par l'épaisseur importante de la zone N-S affectée ($>1,2$ km) et le caractère pénétratif du couple S_1 -Le. La déformation D_1 s'est manifestée sous des contraintes d'extension σ_3 verticales (Le verticale) et de raccourcissement σ_1 sub-horizontale dont la position peut varier entre NNE-SSO et NNO-SSE (S_1 verticale variant entre ESE et ENE). La forme en galettes allongées des varioles et fragments dans les pyroclastites suggère une composante d'aplatissement importante lors de la phase D_1 , du moins sur une bonne partie de la ZDPD.

Le parallélisme des linéations d'étirement et d'intersection L_{1-0} et la présence de quelques indicateurs cinématiques observés en section dans les zones cisailées (niveaux #2 et 3) suggèrent au moins une certaine composante de cisaillement lors de la phase D_1 . Les

mouvements observés dans les failles sont contradictoires, c'est-à dire inverses et normaux selon les endroits, mais les indicateurs cinématiques indiquant un mouvement normal sont plus nombreux et crédibles. Quelques observations récentes en Ontario suggèrent également un mouvement normal le long de la ZDPD à l'est du canton Matheson (Troop, 1989). La question clé dans le secteur se veut de savoir si la schistosité S_1 a été créée lors de ce mouvement normal ou si elle est antérieure à ce mouvement. Plus d'observations sont nécessaires avant de pouvoir préciser l'importance du mouvement normal dans l'historique de la déformation de la ZDPD.

Selon nous, la phase de déformation D_1 observé dans le secteur se compare à la phase D_1 décrite dans le secteur de Cléricky par Trudel (1977) et dans la partie est du Blake River par Hubert et al. (1984). A ces endroits, la phase D_1 s'exprime par des plis isoclinaux (Trudel, 1977) et des failles de chevauchement (Hubert et al. 1984, Laflèche, 1989 dans Péloquin et al. 1990) orientés NO-SE. Trudel (1977) a noté que l'ensemble des linéations d'intersection $L_{1,0}$ sont réparties dans le plan S_1 avec un maxima dans le sens du pendage (sub-vertical). La présence de plis isoclinaux, de failles inverses et des linéations $L_{1,0}$ décrites suggèrent également à cet endroit une extension dans le sens du pendage et la présence possible de réorientations de charnière ($L_{1,0}$) parallèlement à la direction d'extension et de transport vertical.

-Phase de déformation D_2

Sur le terrain, la phase de déformation D_2 s'exprime par la présence de plusieurs éléments structuraux, développés uniquement dans les zones cisailées contrairement aux structures D_1 . A l'échelle de l'affleurement, la phase D_2 se manifeste par des plis P_2 asymétriques en Z, un clivage S_2 axial à ces plis, des cisaillements dextres E-O et ONO et le réseau 1 de veines (figure 4b). La schistosité S_2 est réorientée à quelques endroits de façon dextre par les cisaillements C. La même relation avait déjà été notée par Boivin (1974)

(celui-ci avait nommé le plan C orienté ESE, schistosité S_2), qui avait également interprété des mouvements de décrochements dextres. En fait, le plan d'aplatissement de cette déformation est plus ou moins exprimé par la schistosité S_2 orientée plutôt ENE, ce qui suggère une compression NO-SE sub-horizontale (contrainte σ_3 perpendiculaire à S_2). Ceci est également indiquée par l'orientation ESE des veines de tension observées dans les corridors de veines (failles du réseau #1) associées. L'extension (contrainte σ_1) durant D_2 serait sub-horizontale et orientée NE.

Les éléments structuraux associés à la phase D_2 indiquent la prépondérance du cisaillement simple comme mécanisme de déformation. Le caractère anastomosé des cisaillements E-O et ESE peut s'expliquer par la jonction de cisaillements convergents l'un vers l'autre (Ramsay, 1980). Le modèle de Tchalenko (1970) permet des distinctions supplémentaires alors que la géométrie en échelon et l'amplitude plus faible des cisaillements E-O permet de les comparer aux cisaillements ou paraclases P tandis que les cisaillements ESE (FA, FMD, FPD) correspondraient aux cisaillements majeurs D. Les plis P_2 peuvent se former par la compression durant un cisaillement simple progressif (transpression) ou par glissement le long de la schistosité. Les deux mécanismes peuvent donner lieu à de la transposition selon S_1 tel qu'illustré par les lits d'argilite plissés en Z dans du grès peu ou non affecté par ces plis. Les cisaillements E-O, les plis P_2 et la schistosité S_2 peuvent également être générés par les RSC (reverse shear cleavage or crenulation) de Dennis and Secor (1987). Dans ce modèle, des microfailles se développent à partir du glissement principal localisé le long de la schistosité formée lors du cisaillement, si celle-ci fait un angle aigu et de façon horaire avec le cisaillement. Dans ce modèle, les plis intrafolio ("rootless") en Z formés lors d'un mouvement dextre sont contrôlés par les microfailles; une fabrique en cisaillement est développée plus ou moins dans le plan axial de plis intrafolio mais sans relation toutefois avec le développement de ceux-ci.

Le développement des cisaillements ENE, de nature plus fragile, est tardif mais possiblement associé à la phase D_2 . La présence à plusieurs endroits des trois réseaux de cisaillements, les assemblages minéralogiques semblables des veines et leurs mouvements horizontaux peut suggérer que le réseau ENE est conjugué aux réseaux E-O et ESE. Cependant, le style structural fragile (à ductile) et le caractère plus récent (recoupant) des cisaillements ENE s'oppose à cette hypothèse. Une réorientation anti-horaire des contraintes (de N-S à NO-SE) pourrait expliquer un développement tardif de cisaillements senestres ENE (Ramsay et Huber, 1987, p. 624) tout en ayant permis initialement les cisaillements dextres sur les plans E-O et ESE (Daigneault, 1990). Les cisaillements ENE pourraient également représenter des structures en étagère macroscopique ("bookshelf structure", Simpson and Schmid, 1983).

-Phases de déformation D_1 et D_2

A l'échelle du secteur, le grain structural défini par les structures D_1 est orienté E-O (à ENE) au nord de la FA (ZFPD) et ESE au sud de celle-ci. L'orientation variable (E-O et ESE) des structures D_1 (S_1 , cisaillement normal) peut suggérer que celles-ci ont été formées lors de la déformation progressive à l'aide d'un modèle de transpression dextre (Sanderson and Marchini, 1984; Robert, 1989). Ce modèle a l'avantage de réunir dans un seul modèle le cisaillement dextre dans le plan horizontal et l'extension principale dans le plan vertical. Cette éventualité nécessite toutefois une variation importante de style (aplatissement-cisaillement à cisaillement prédominant) et d'orientation des contraintes (90°) au cours de la déformation (verticale durant D_1 , horizontale durant D_2). Une autre éventualité est la superposition de deux phases distinctes de déformation reliées à deux épisodes tectoniques bien distincts (vertical selon D_1 , horizontal selon D_2). Ce modèle implique alors que les structures D_1 aient été parallélisées aux structure D_2 lors de cette phase ultérieure.

-Autres structures

Les structures les plus récentes du secteur sont les failles NO-NE (réseau 2) qui expriment un raccourcissement sub-horizontale N-S et peuvent déplacer les unités lithologiques et structurales antérieures de plusieurs dizaines de mètres.

-Bilan stratigraphique

Aucune corrélation stratigraphique ne peut être effectuée dans le secteur entre les différentes unités stratigraphiques. Ainsi, le contact nord de la Formation du Lac Lanaudière avec la Formation de Duparquet est le site de l'intrusif de la FD et de la FD elle-même. Le contact des komatiites (Groupe de Malartic?) avec la Formation du Lac Lanaudière et le Groupe de Kewagama est le site de la ZFPD, ce qui empêche toute corrélation dans le secteur.

Seul le contact des Groupes de Kewagama et Blake River apparaît concordant. Le contact proprement dit n'affleure pas (environ 3 mètres manquants) et il est possible que le cisaillement observé sur les 5-10 derniers mètres au sud dans le Groupe de Blake River soit plus intense au contact proprement dit. Néanmoins, les observations suivantes semblent appuyer l'hypothèse d'un contact concordant faiblement déformé par la suite: 1) des polarités sud peuvent être relevées à l'aide des basaltes coussinés (même aplatis) du Groupe de Blake River à proximité du contact, 2) des polarités sud sont visibles dans les sédiments peu déformés du Groupe de Kewagama, 3) aucune évidence de failles (niveau #3) et de structures D2 n'est observée dans la partie sud du Groupe de Kewagama (appartenant donc à la ZDPD, mais non pas à la ZFPD), 4) l'absence d'intrusion porphyrique comme dans le cas des failles importantes du secteur (FPD, FMD, FD...), 5) l'absence d'une importante zone d'altération en ankérite.

Il en ressort donc que la phase D₂ de déformation ne semble pas présente à ce contact. La présence de bonnes polarités sud à quelques mètres du contact dans les deux

groupes est fortement suggestif d'un contact concordant. Il n'est pas exclu qu'une faille de phase D_1 existe à ce contact de lithologies de compétence différente dans les quelques mètres non affleurants, mais celle-ci devra être de faible importance et n'infirme pas la présence probable du contact concordant antérieur. En effet, la présence de structures D_1 (plis P_1) dans le Groupes de Kewagama de même phase que dans le Groupe de Blake River supporte l'hypothèse d'une certaine continuité structurale entre les deux groupes, de part et d'autre de leur contact.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

La mine Duquesne est le seul gisement aurifère connu dans le secteur cartographié. On y a extrait 90 256 tonnes courtes à 0.305 onces par tonnes courtes entre 0 et 230 mètres de 1949 à 1952. Des réserves probables de 563 330 tonnes à 0.26 onces par tonnes et possibles de 182 935 tonnes à 0.21 onces par tonnes sont actuellement évaluées (Northern Miner, 1990). Un échantillonnage en vrac de 3277 tonnes a donné 1059.4 onces en février 1990.

La minéralisation aurifère se présente en sept veines minéralisées situées dans la FMD, orientée N102° et pentée de 65° à 70° au sud. Une augmentation de l'altération en carbonate de fer et en pyrite est observée en s'approchant de cette faille. La minéralisation aurifère est notamment présente à proximité de zones cisailées orientées NE à mouvement senestre observées sous-terre et présumée responsable d'une concentration secondaire (Archibald, 1986b; St-Michel, 1989).

Il semble clair que la FMD située au contact gabbro-tonalite porphyrique de la carte (figure 2) représente le site privilégié pour l'or dans le secteur (Archibald, 1986b; St-Michel, 1989). Néanmoins, les autres contacts komatiites-tonalite porphyrique du CspD possèdent probablement un fort potentiel. La zone cisailée, ankéritisée et localement silicifiée et pyritisée de la FA mérite probablement aussi également une attention particulière. Les autres failles orientées E-O à ENE au nord de la ZFPD de la carte peuvent également être digne d'intérêt. Ainsi, l'unité basaltique de la Formation du Lac Lanaudière est intensément cisailée et ankéritisée le long de la route 101 et contient un peu de pyrite.

REMERCIEMENTS

Nous ne saurions trop remercier Julien Gadoury, Guy Parent, Yolande Brisson et Rock Lavoie de la compagnie Ressources Minières Radisson Inc. pour leur grande collaboration (accès au site de la mine Duquesne, excursions et plusieurs discussions intéressantes) qui a permis d'améliorer notre connaissance du secteur. Nos bons sentiments s'adressent également à Ghyslain Tourigny (MERQ-Val d'Or), dont la lecture critique d'une version préliminaire de ce rapport a permis une amélioration notable. Finalement, nous sommes redevables à Jean Goutier pour quelques modifications apportées suite aux travaux dans le secteur en 1990.

REFERENCES

- Archibald, F. T. 1986a-Report on a magnetic survey. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM 43913.
- Archibald, F. T. 1986b-Report on a Geological Survey and sampling Programme. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM 45273.
- Boivin, P. 1974-Péetrographie, stratigraphie et structure de la ceinture des "schistes vertes" de Noranda dans les canton de Hébecourt, de Duparquet et de Destor, Quebec, Canada. Thèse de docteur de spécialité, Université de Clermont, Clermont, France, 133 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N. 1982-Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographical model. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, p.1729-1758.
- Duquesne Gold Mines LTD 1987-Rapport d'un levé de polarisation provoquée, projet Duquesne. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM 47396.
- Gélinas, L., Trudel, P. et Hubert, C. 1983-Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MM 83-01.
- Graham, B. 1954-Parts of Hebecourt, Duparquet and Destor townships. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 61.
- Hubert, C., Trudel, P. et Gélinas, L. 1984-Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Science, 21, p.1024-1032.
- Lacroix, S. et Landry, J. 1989-Zone de déformation Porcupine-Destor. DANS: Rapport d'activités 1989. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DV 89-05.

- Lacroix, S. 1990-The Porcupine-Destor tectonic Zone: structural and tectonic features, stratigraphic relations, and gold associations. IN The auriferous tectonic zones of Larder-Lake Cadillac, Porcupine-Destor and Casa-Berardi. Seminar in Structural geology, The Northwestern Quebec polymetallic Belt.
- Lacroix, S. et Landry, J. 1990-Limite nord du Groupe de Blake River dans le canton Destor. IN: Excursion régionale dans le Groupe de Blake River. Edité par J. Sullivan et al. Symposium du CIM 1990 tenu à Rouyn-Noranda.
- Lajoie, J. and Ludden, J. N. 1984-Petrology of the Archaean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi Belt. Canadian Journal of Earth Sciences 21, p.1305-1314.
- Ludden, J., Hubert, C., and Gariépy, C. 1996-The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of the Superior Province, Canada. Geological Magazine, 123: 153-166.
- MacIntosh, J. A. 1977-Canton de Cléricky (demie-nord). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, RG 180.
- MERQ, 1986. Code stratigraphique nord-américain (traduction française). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DV 86-02.
- Northern Miner, 1990-Radisson pours first Duquesne gold. The Northern Miner, Vol. 75, No. 50, p. 6.
- Robert, F., Brommecker, R. and Bubar, D. S. (1990)-The Orenada Zone 4 deposit: deformed vein-type gold mineralization within the Cadillac tectonic zone, SE of Val d'Or. The Northwestern Quebec Polymetallic Belt, Edited by Rive et al., CIM Special Paper 43, p. 255-268.
- Rocheleau, M. 1980-Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Thèse de Ph.D. de l'Université de Montréal, 313 p.

- St-Michel, A. 1989-Rapport de qualification, propriété Duquesne, canton Destor, pour Ressources Minières Radisson Inc. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, GM 47523.
- Tourigny, G. et Hubert, C. 1986-The Bousquet Property. Gold'86, Excursion Guidebook, p.91-99.
- Troop, D. G. 1989-Geological Investigation of the Destor-Porcupine Deformation Zone East of Matheson. IN: Summary of Field Work and Other Activities 1989. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 146, p.136-143.
- Trudel, P. 1978-Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricky, Abitibi, Québec. Thèse de Ph.D. de l'Ecole Polytechnique, 307 p.

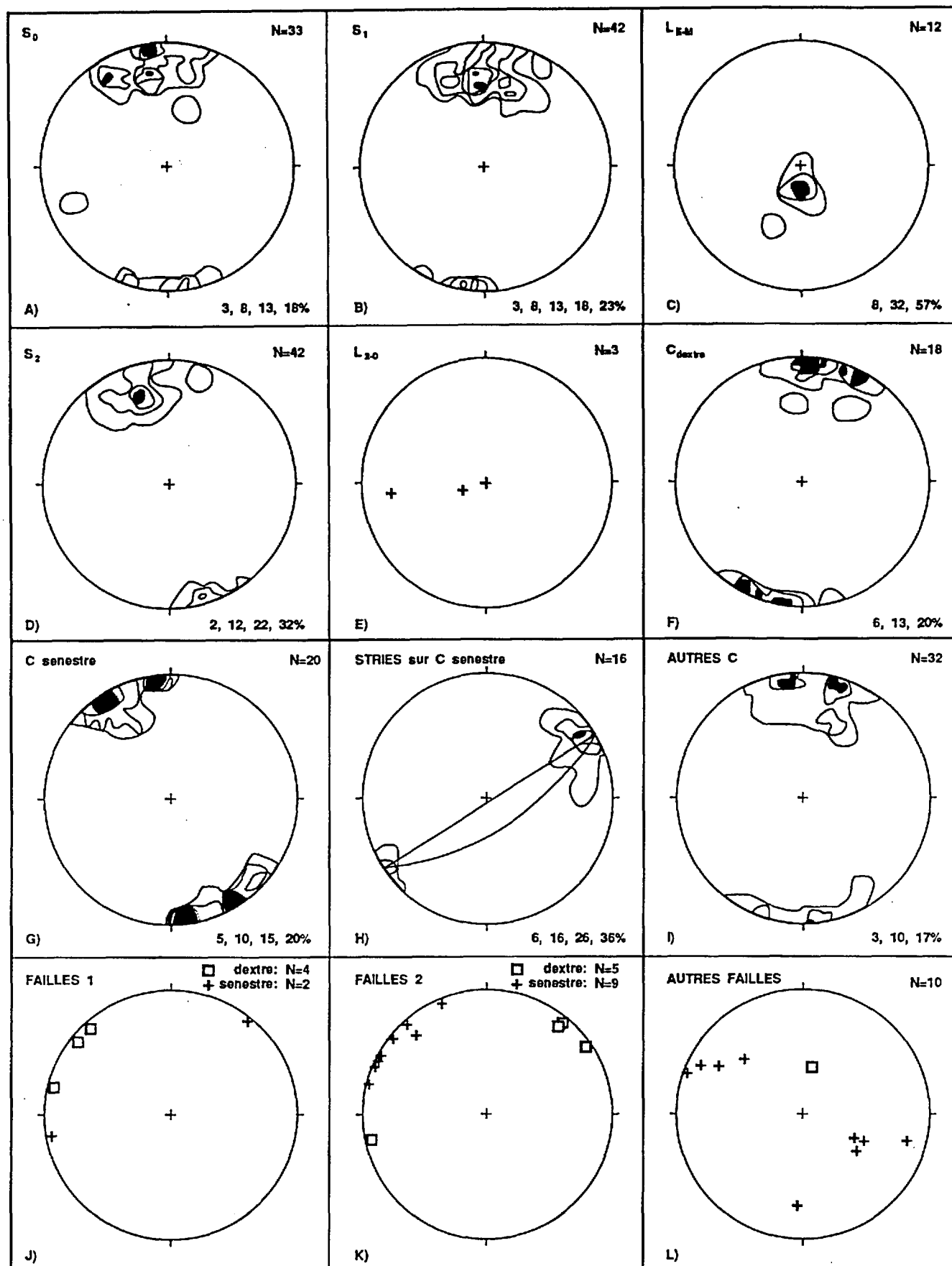


FIGURE 3-Principaux éléments structuraux du secteur
(contours sur stéréogramme équiaire).

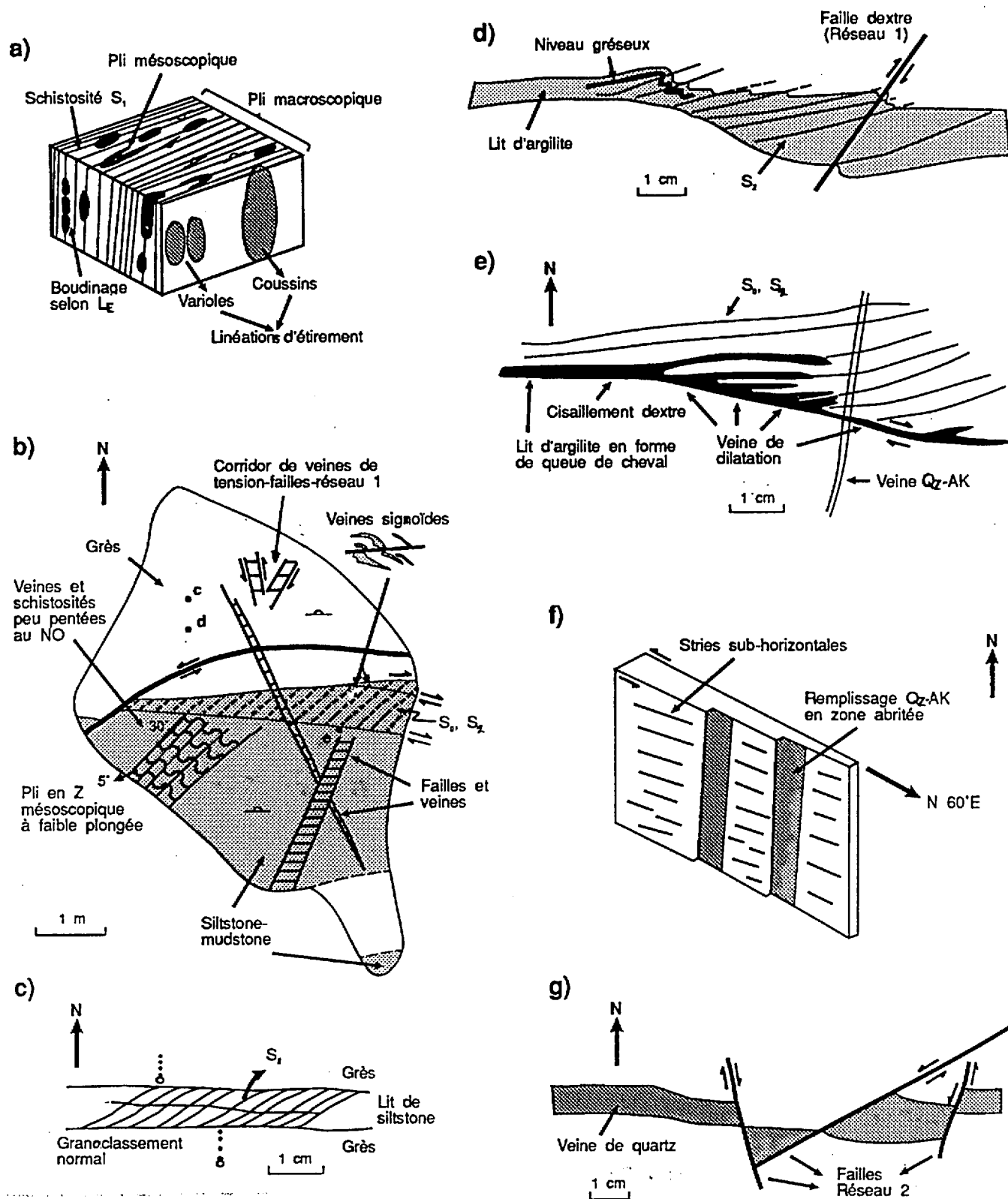


Figure 4 - Description schématique des principaux éléments structuraux du secteur

a) Structures D_1 , b) affleurement du Kewagama sous la ligne électrique montrant des structures D_1 , C et F, c) fabrique C/S_1 apparente, d) pli P_2 en Z, e) lit d'argillite en forme de queue de cheval au contact d'un cisaillement dextre, f) cisaillement senestre le long de la route 101 en face de la mine Duquesne, g) veine de quartz déplacée par les failles conjuguées du réseau 2