UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

INTÉGRATION DES SIGNATURES PÉTROPHYSIQUES ET MINÉRALOGIQUES DE L'EMPREINTE HYDROTHERMALE DU GISEMENT D'OR CANADIAN MALARTIC

CHARLES LAFRENIÈRE-BÉRUBÉ
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIÆ DOCTOR
(GÉNIE MINÉRAL)
JUIN 2018

© Charles Lafrenière-Bérubé, 2018.

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée :

INTÉGRATION DES SIGNATURES PÉTROPHYSIQUES ET MINÉRALOGIQUES DE L'EMPREINTE HYDROTHERMALE DU GISEMENT D'OR CANADIAN MALARTIC

présentée par : LAFRENIÈRE-BÉRUBÉ Charles
en vue de l'obtention du diplôme de : Philosophiæ Doctor
a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de :

M. MARCOTTE Denis, Ph. D., président
M. CHOUTEAU Michel, Ph. D., membre et directeur de recherche
Mme OLIVO Gema, Ph. D., membre et codirectrice de recherche
M. GIROUX Bernard, Ph. D., membre
M. FLORSCH Nicolas, Ph. D., membre externe

DÉDICACE

À Doris et René

La connaissance scientifique possède en quelque sorte des propriétés fractales : nous aurons beau accroître notre savoir, le reste—si infime soit-il—sera toujours aussi infiniment complexe que l'ensemble de départ.

Isaac Asimov, 1986

REMERCIEMENTS

L'écriture d'une thèse de doctorat est un travail surtout personnel. Cependant, l'accomplissement de ce travail n'aurait jamais été possible sans l'aide des gens qui m'entourent professionnellement et personnellement.

Je veux d'abord remercier chaleureusement mes directeurs de thèse Michel Chouteau et Gema Olivo, ainsi que Pejman Shamsipour, qui a agi comme mon mentor durant ces quatre années de doctorat. Michel, je suis énormément reconnaissant de la confiance que tu m'as accordée pour mener ce projet de recherche. Ton aide a été essentielle à la réalisation des expériences et je te serai toujours reconnaissant de m'avoir formé en tant que géophysicien. Gema, je te remercie pour le support que tu m'as offert tout au long de mon doctorat, et particulièrement pour tes commentaires toujours constructifs qui ont été indispensables pendant la rédaction des articles scientifiques. Je te remercie pour tes idées, ta gentillesse, et pour tout le temps passé à me recevoir et me former à l'université Queen's. Je te dois presque entièrement la partie « géo » de ma formation de géophysicien. Pejman, merci de m'avoir (ré)introduit au langage de programmation Python. C'est grâce à toi que j'ai pu développer une grande partie des outils qui m'ont permis de réaliser mes objectifs. Tes conseils m'ont beaucoup aidé, et je suis reconnaissant de ta franchise et ton honnêteté.

Je tiens aussi à remercier mes collègues Stéphane Perrouty, Nicolas Gaillard, Phillip Lypaczewski, Thomas Raskevicius et Nicolas Piette-Lauzière, avec qui j'ai passé plusieurs étés sur le terrain à la mine Canadian Malartic, et nos collaborateurs Reza Mir, Randy Enkin, Robert Linnen, Leonardo Feltrin et Bill Morris. Votre aide, votre support et nos discussions ont énormément contribué à la réalisation des travaux présentés dans cette thèse, et m'ont donné la motivation de mener ce projet à terme. Je dois aussi particulièrement remercier ma collègue Natalie Blacklock, qui a su endurer pendant des semaines les nuages de moustiques, mouches noires, brûlots, taons, frappe à bords, mouches à cheval (ou orignal, ou chevreuil) pendant la réalisation de nos levés géophysiques dans les conditions marécageuses de l'Abitibi. Merci infiniment pour ta bonne humeur et ton excellent sens de l'humour, même quand la situation sur le terrain était décourageante. Je remercie aussi notre stagiaire en génie géologique Raphaël Thiémonge pour son aide précieuse au laboratoire de géophysique appliquée. Raphaël, continue de poser des questions. Ton intérêt envers la géophysique et la programmation m'ont mené à me questionner sur beaucoup de sujets. J'adresse également un grand merci à mes collègues-géophysiciens de Polytechnique Montréal, Éric Chou, Yasaman Khajehnouri, Ble-Jean Fidèle Yrro, Adrien Dimech, Christophe Grenon. Merci pour votre honnêteté, pour nos

nombreuses discussions (scientifiques ou non) et pour nos collaborations au fil des années.

Il me faut absolument remercier mon père Pierre, ma mère Diane, et ma sœur Julie, sans qui je n'aurais probablement jamais développé un intérêt pour l'école, le milieu académique ou la géophysique. C'est évident pour moi que je n'aurais pas pu venir à bout d'un doctorat sans votre support.

Finalement, je remercie ma plus intime collaboratrice scientifique, mon épouse Frédérique. Je souhaite que l'on continue de se montrer des bouts de code le matin, de rire de nos erreurs de compilation LaTeX avant le souper, et de s'entraider dans tous les aspects de notre vie. Comme tu le sais, le chaos nous empêche de prédire à long terme ce qui nous attend après nos doctorats, mais je suis absolument certain qu'on trouvera notre place ensemble.

Cette thèse a été financée par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG/NSERC) et le *Canada Mining Innovation Council* (CMIC) via le programme de subventions de recherche et développement coopérative (RDC). De l'aide financière a également été accordé par le programme de bourses de 3e cycle du Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies (FRQNT) et par le programme de bourses de l'organisme Diversification de l'exploration minérale au Québec (DIVEX). *NSERC-CMIC Mineral Exploration Footprints Project Contribution Number 188.*

RÉSUMÉ

Cette thèse vise à approfondir les connaissances sur les liens qui existent entre les variations de propriétés pétrophysiques et minéralogiques dans l'enveloppe d'altération hydrothermale des gisements d'or disséminé. Le gisement aurifère de Canadian Malartic est un exemple de classe mondiale dans ce type de gisement, mais celui-ci ne possède pas de signatures géophysiques apparentes qui permettraient sa prospection dans un contexte géologique similaire. Pourtant, les propriétés physiques de la roche hôte dépendent de sa composition minéralogique et de sa texture, qui sont déterminées par sa composition originale, ses déformations, son métamorphisme et son interaction passée avec les fluides hydrothermaux. Une campagne exhaustive de mesure des propriétés physiques a été conduite au gisement Canadian Malartic. Des algorithmes d'apprentissage automatique ont été utilisés pour faire l'intégration de données multidisciplinaires et ont montré qu'il est possible de faire la prédiction des lithologies grâce à la densité et à la susceptibilité magnétique des roches avec des taux de succès avoisinant les 90 %. De plus, ces algorithmes ont mis en évidence le fait que chaque lithologie est caractérisée par des variations dans ses propriétés physiques selon la présence ou non de produits d'altération hydrothermale. En effet, la destruction des oxydes de fer et le blanchissage des micas foncés dans les roches altérées contribuent à en faire diminuer la susceptibilité magnétique.

Cette thèse contribue aussi à améliorer les connaissances sur la méthode de polarisation provoquée spectrale (PPS) en géophysique. En effet, les limites d'application des différents modèles empiriques de PPS et les mécanismes responsables des signaux mesurés sur les roches minéralisées ne sont pas encore entièrement compris. Une analyse bayésienne originale de la sensibilité des modèles de Pelton (Cole-Cole), de Dias et des modèles de décomposition (p. ex., Debye, Warburg) aux données de PPS a été réalisée. Il est montré que les modèles de type Pelton ne décrivent pas adéquatement la réponse PPS dans les cas où la polarisation est faible ou quand la réponse à haute fréquence (p. ex., $> 1\,\mathrm{kHz}$) n'est pas bien définie dans les données. À l'opposé, l'inversion par les modèles de décomposition convergeait vers une solution unique. Ces nouvelles informations ont ensuite été utilisées pour réaliser une étude multiéchelle afin de caractériser les signatures de PPS spécifiques aux différents degrés d'altération des roches sédimentaires du gisement Canadian Malartic. Un processus combiné d'analyse de libération minérale et d'analyse d'images a permis de montrer que l'association des grains de pyrite avec les produits d'altération hydrothermale contribue à diminuer la chargeabilité totale des roches, alors que les inclusions de pyrite distribuées le long de textures foliées et moins altérées contribuent à augmenter leur chargeabilité.

ABSTRACT

This thesis aims to provide new knowledge about the relationships between variations in rock physical properties and mineralogical attributes in the hydrothermal alteration footprint of the intrusion-related Canadian Malartic disseminated gold deposit. According to past studies, the Canadian Malartic deposit is not characterized by a specific geophysical signature that would allow geophysical prospecting of this deposit in a similar geological context. An extensive petrophysical measurement campaign was conducted at the Canadian Malartic deposit in order to understand their relationships with rock mineralogical composition and texture, which are determined by original composition and its deformation, metamorphism and fluid-rock interaction history. Supervised machine learning algorithms were used to integrate rock physical properties with geological, mineralogical and geochemical data and made reliable predictions ($\approx 90\,\%$ accuracy) regarding the rock type and presence of hydrothermal alteration products from density and magnetic susceptibility measurements only. The destruction of Fe oxides and Fe-bearing micas to form pyrite and Fe-depleted micas contributed to a reduction of the sedimentary rock magnetic susceptibility in zones of hydrothermal alteration.

This thesis also contributes to the field of spectral induced polarization (SIP). In fact, the mechanisms that control the SIP response of mineralized rocks are not yet fully understood, and there is a lack of documentation on cases for which the commonly used empirical models provide unreliable results when fitting SIP data. A sensitivity analysis of the Pelton (Cole-Cole), Dias, and decomposition (e.g., Debye, Warburg) empirical models to the shape of SIP data was conducted using a novel stochastic inversion approach. Results indicated that Pelton-type models fail to provide a unique solution when fitting SIP observations that were characteristic of low polarization intensity or ill-defined high-frequency (e.g., $> 1\,\mathrm{kHz}$) responses. On the other hand, decomposition models yielded a unique solution for various shapes of SIP spectra. These observations were considered when conducting a multi-scale investigation of the SIP signatures of altered sedimentary rocks from the Canadian Malartic deposit. This study showed that an increasing encapsulation of pyrite grains by hydrothermal alteration products contributed negatively to the chargeability of mineralized sedimentary rocks, whereas association of pyrite with foliated textures contributed positively to the mineralized rock chargeability.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE iii

REMERCIEMENTS iv

RÉSUMÉ vi

ABSTRACT vii

TABLE DES MATIÈRES viii

LISTE DES TABLEAUX xiv

LISTE DES FIGURES xvii

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS xxviii

LISTE DES ANNEXES xxix

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 1

1.1 Importance des propriétés pétrophysiques en exploration minérale 1

1.1.1 Susceptibilité et champ magnétique 2

1.1.2 Densité et gravimétrie 3

1.1.3 Polarisation provoquée : chargeabilité et résistivité 3

1.2 Les gisements aurifères des Sous-Provinces d'Abitibi et de Pontiac 4

1.2.1 Contexte régional 4

1.2.2 Description générale des styles de minéralisation 4

1.2.3 La zone de déformation Cadillac–Larder Lake 7

1.3 Problématique : le gisement d'or disséminé Canadian Malartic 9

1.3.1 Bref historique 9

1.3.2 Unités lithologiques principales 11

1.3.3 Altération hydrothermale et minéralisation aurifère 13

1.3.4 Contrôle structural à l'échelle du gisement Canadian Malartic 14

1.3.5 Importance des structures pour les signatures pétrophysiques 16

1.3.6 Limite des connaissances géophysiques 17

1.4 Objectifs de recherche 18

1.4.1 Objectif général 18

1.4.2 Objectifs spécifiques 18
1.5 Plan de la thèse 19

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE : POLARISATION PROVOQUÉE SPECTRALE 20
2.1 Introduction générale à la polarisation provoquée 20
2.2 Principes de base en PPS 22
2.2.1 Concept de conductivité complexe 22
2.2.2 La double couche électrique 24
2.2.3 Principe de mesure 26
2.3 Mécanismes de polarisation 27
2.3.1 Polarisation de la double couche électrique 28
2.3.2 Polarisation de membrane 29
2.3.3 Polarisation d'électrode 30
2.3.4 Polarisation de Maxwell-Wagner 30
2.4 Modèles empiriques pour l'inversion des données 31
2.4.1 Modèle de Pelton (Cole-Cole) 32
2.4.2 Modèles de décomposition 32
2.5 Modèles électrochimiques et semi-empiriques 33
2.5.1 Modèle de Wong (1979) 33
2.5.2 Modèle de Gurin et al. (2015) 35
2.5.3 Modèle de Revil et al. (2015b) 35
2.6 Autres contrôles sur les réponses PPS 37
2.6.1 Nature du fluide interstitiel 38
2.6.2 Granulométrie des matériaux non consolidés 40
2.6.3 Porosimétrie des matériaux consolidés 41
2.7 Discussion et conclusions 43

CHAPITRE 3 PRÉSENTATION DES ARTICLES 45
3.1 Article 1 : Intégration des propriétés physiques et minéralogiques du gisement Canadian Malartic par apprentissage automatique 45
3.2 Article 2 : Inversion bayésienne des données de polarisation provoquée spectrale et analyse de sensibilité des modèles empiriques 45
3.3 Article 3 : Contrôles minéralogiques et texturaux sur les signatures de polarisation provoquée spectrale de l'empreinte hydrothermale du gisement Canadian Malartic 46

CHAPITRE 4 ARTICLE 1 : PREDICTING ROCK TYPE AND DETECTING HYDROTHERMAL ALTERATION USING MACHINE LEARNING AND PETROPHYSICAL PROPERTIES OF THE CANADIAN MALARTIC ORE AND HOST ROCKS, PONTIAC SUBPROVINCE, QUÉBEC, CANADA 48
4.1 Introduction 50
4.2 Geological context 51
4.2.1 Pontiac Group meta-sedimentary rocks 54
4.2.2 Felsic-intermediate intrusive rocks 54
4.2.3 Mafic dykes 54
4.2.4 Hydrothermal alteration and mineralization 55
4.3 Sampling and methods 55
4.3.1 Field work and sampling 55
4.3.2 Laboratory measurements 56
4.3.2.1 Rock density 56
4.3.2.2 Magnetic susceptibility 57
4.3.2.3 Whole-rock lithogeochemistry and mineralogy 57
4.3.3 Support vector machines 57
4.4 Physical properties of the Pontiac Group rocks 59
4.4.1 Host rocks 59
4.4.2 Hydrothermally altered rocks 61
4.4.2.1 Meta-sedimentary rocks 61
4.4.2.2 Felsic-intermediate intrusive rocks 62
4.4.2.3 Mafic dykes 62
4.5 Support vector machine classifications 63
4.5.1 Rock type predictions 63
4.5.2 Hydrothermal alteration predictions 65
4.5.3 Au content predictions of meta-sedimentary rocks 68
4.6 Conceptual petrophysical models: applications to exploration 70
4.6.1 Contrasts in the rock physical properties and geophysical exploration 70
4.6.2 Exploration guidelines for Canadian Malartic style of gold mineralization 73
4.7 Petrophysical properties and machine learning approach: applications to exploration 74
4.7.1 The data integration approach 74
4.7.2 Machine learning as a tool for the exploration geologist 75
4.8 Conclusions 76
Appendices 78

4.A Supervised machine learning 78
4.A.1 Data preprocessing 78
4.A.2 Model training, validation and algorithm selection 78
4.A.3 Classification metrics 80

CHAPITRE 5 ARTICLE 2 : BAYESIAN INFERENCE OF SPECTRAL INDUCED POLARIZATION PARAMETERS FOR LABORATORY COMPLEX RESISTIVITY MEASUREMENTS OF ROCKS AND SOILS 82
5.1 Introduction 83
5.2 Bayesian inference using MCMC 84
5.2.1 Metropolis-Hastings algorithm 85
5.2.2 Adaptive proposal distribution 86
5.3 Implementing MCMC for SIP inversion 87
5.3.1 Likelihood function 88
5.3.2 Generalized Cole-Cole model 89
5.3.3 Debye and Warburg decomposition 89
5.3.4 Prior distributions 90
5.3.4.1 Cole-Cole parameters 91
5.3.4.2 Decomposition parameters 91
5.3.5 Convergence of the chains 91
5.4 Results and discussion 92
5.4.1 MCMC inversion using the Cole-Cole model 92
5.4.2 Adaptive MCMC inversion with the decomposition scheme 94
5.4.2.1 Third order Debye decomposition 94
5.4.2.2 Fourth order Warburg decomposition 97
5.4.3 Propagation of measurement noise on the RTD 99
5.4.4 Inversion of laboratory data 101
5.5 Conclusions 105

CHAPITRE 6 ARTICLE 3 : MINERALOGICAL AND TEXTURAL CONTROLS ON SPECTRAL INDUCED POLARIZATION SIGNATURES OF THE CANADIAN MALARTIC GOLD DEPOSIT : APPLICATIONS TO MINERAL EXPLORATION 109
6.1 Introduction 111
6.2 The Canadian Malartic deposit 114
6.2.1 Geological setting and host rocks 114
6.2.2 Structural controls 116
6.2.3 Gold mineralization and hydrothermal alteration 116

6.3 Methods and materials . . . 119
6.3.1 Mineral liberation analysis . . . 119
6.3.2 Whole-rock lithogeochemistry . . . 119
6.3.3 Rock physical properties measurements . . . 120
6.3.4 Laboratory SIP measurements . . . 120
6.3.5 Bayesian Debye decomposition of SIP data . . . 121
6.4 Description of the samples . . . 124
6.4.1 Least altered samples . . . 124
6.4.1.1 Sample K389046 . . . 124
6.4.1.2 Sample K389058 . . . 124
6.4.1.3 Sample K389062 . . . 125
6.4.2 Distally altered samples . . . 126
6.4.2.1 Sample K389005 . . . 126
6.4.2.2 Sample K389055 . . . 127
6.4.3 Proximally altered samples . . . 128
6.4.3.1 Sample K389019 . . . 128
6.4.3.2 Sample K389219 . . . 128
6.5 Spectral induced polarization signatures . . . 128
6.5.1 Complex resistivity of least altered rocks . . . 128
6.5.2 Complex resistivity of distally altered rocks . . . 130
6.5.3 Complex resistivity of proximally altered rocks . . . 130
6.6 Textural and mineralogical controls on RTD parameters . . . 131
6.6.1 Textural attributes . . . 133
6.6.2 Sulfide association with host minerals . . . 134
6.6.3 Signatures of main sulfide and oxide mineral phases . . . 134
6.7 Integration at various exploration scales . . . 137
6.7.1 District scale exploration . . . 137
6.7.2 Drill core scale exploration . . . 138
6.7.3 Outcrop scale exploration . . . 140
6.8 Conclusions . . . 142
Appendices . . . 145
6.A SIP data quality control . . . 145
6.A.1 Choice of electrodes . . . 145
6.A.2 Data uncertainty estimation . . . 145
6.B Bayesian Debye decomposition parameters . . . 148

CHAPITRE 7 DISCUSSION GÉNÉRALE 155

CHAPITRE 8 CONCLUSION 158

RÉFÉRENCES 163

ANNEXES 184

LISTE DES TABLEAUX

Table 4.1 Results of the inter-laboratory comparisons of grain density (ρ) and magnetic susceptibility (MS) measurements. The mean absolute percentage error (MAPE), the linear regression intercept (α) and slope (β) parameters and Pearson's correlation coefficient (r) are given. The total number of samples (N) analyzed at the GSC-PPL and PM-AGL laboratories are indicated. 56

Table 4.2 Precision, recall, F1 score, and support after classification of the test data set into the three main rock types. Averages are weighted by support. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and kernel width $\gamma = 0.01$. 64

Table 4.3 Precision, recall, F1 score and support after classification of the test data set into altered and non-altered groups for the three main lithology types. Averages are weighted by support. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and kernel width $\gamma = 0.1$. 67

Table 4.4 Precision, recall, F1 score and support after binary classification of the altered meta-sedimentary rocks according to gold content threshold values of 0.01, 0.1 and 1 ppm. Averages are weighted by support. . . 69

Table 4.A.1 Mean classification accuracy scores and standard error after 10-fold cross-validation for five classification algorithms: linear discriminant analysis (LDA), k-nearest neighbors (KNN), random forests (RF), naive Bayesian (NB) and support vector machine (SVM) classifiers. MSR: meta-sedimentary rock. FIIR: felsic-intermediate intrusive rock. MD: mafic dyke. Results can be replicated with `random_state = 1` in *scikit-learn*. 79

Table 5.1 Parameters used for synthetic modelling of a double Cole-Cole type SIP spectra and the recovered parameters for different combinations of frequency dependence exponent and chargeability (c_1 and m_1, respectively). These parameters are never correctly recovered when the frequency exponent has a low value of 0.1. The correct parameters are recovered when the frequency dependence has a high value of 0.4. . . 94

Table 5.2 Parameter values used to generate synthetic data from a triple Cole-Cole model. 98

Table 5.3 Sulfur content associated with pyrite alteration, physical properties and recovered SIP parameters of two altered metagreywacke samples from the Canadian Malartic gold deposit. The two samples have the same mineral assemblage and mostly differ by their degree of pyrite alteration. The Cole-Cole parameters are undefined for sample A. . . 105

Table 6.1 Mineral abbreviations (after Whitney & Evans, 2010) and modal mineralogy of least altered, distally altered, and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic gold deposit. The mean abundance value and its uncertainty (the standard deviation) for each mineral are computed by bootstrap sampling from a large number of 1.6 mm × 1.6 mm images (N_{images}) of polished thin sections. Albite and anorthite are end member proportions of total plagioclase. Values smaller than 0.01 % are not reported. 126

Table 6.2 Fraction of semiconductor grain interfaces (int%) with various host minerals in least altered, distally altered, and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic gold deposit. The total number of semiconductor grains (N_{SC}) observed on the polished thin section area varied from 659 (least altered sample K389062) to 29 644 (distally altered sample K389055). 127

Table 6.3 General description and summary of the rock physical properties, spectral induced polarization parameters, and geochemical, mineralogical and textural attributes of seven samples representative of least altered, distally altered and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic deposit. NAD83 UTM zone 17N coordinates. 132

Table 6.A.1 Major ions, pH and electrical conductivity of the electrolyte used to saturate the rocks. Four different water samples were collected from the same container used to saturate the rock samples during the course of the experiments. The analyzed solution is also used in the sample holder cells. The mean and standard error of the mean (SE) for each property is given in the bottom row. 145

Table 6.B.1 Polynomial coefficients (a) and normalized direct current resistivity (ρ_0/ρ_{max}) of the Debye relaxation time distribution (RTD) obtained with the Bayesian SIP inversion code of Bérubé et al. (2017b). The complex resistivity spectra of 132 samples were successfully processed using a fourth order polynomial approximation for the RTD. The given value and associated uncertainty correspond respectively to the mean and standard deviation of the parameter trace near the end of the stochastic simulation. Fit quality is indicated by the normalized root mean square error (NRMSE) for the real and imaginary parts of complex resistivity. The NRMSE is defined by the root mean square error between observed and modeled values divided by the range of observed values, expressed in percentage. SED: sedimentary rock. FIIR: felsic-intermediate intrusive rock. MIR: mafic intrusive rock. MVR: mafic volcanic rock. UMVR: ultramafic volcanic rock. MD: mafic dyke. DIA: diabase dyke. BIF: banded iron formation. 148

Tableau 7.1 Tableau simplifié résumant les signatures pétrophysiques associées à l'altération hydrothermale des unités lithologiques principales au gisement Canadian Malartic. ↑ : plus grand que la moyenne. ↓ : plus petit que la moyenne. ∘ : comparable à la moyenne. ↕ : très variable par rapport à la moyenne. ↑↑ : généralement plus grand que les roches sédimentaires. ND : non disponible. 156

Tableau E.1 Base de données contenant les propriétés physiques des 823 échantillons analysés au chapitre 4. ALT : roche altérée. SED : roche sédimentaire du Groupe de Pontiac. RIF : roche intrusive felsique. RIM : roche intrusive mafique. DM : dyke mafique. CON : conglomérat. 188

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Emplacement de la Province du Supérieur au Canada et localisation des Sous-Provinces de Pontiac et d'Abitibi dans la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi. Les gisements d'or sont distribués le long des zones de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) et de Porcupine–Destor (PDDZ). Le gisement de Canadian Malartic se situe dans la partie nord des roches sédimentaires de la Sous-Province de Pontiac. Carte géologique modifiée de Robert & Poulsen (1997). . 5

Figure 1.2 Section géologique simplifiée perpendiculaire à la zone de déformation de Cadillac–Larker Lake (CLLDZ) dans le district minier de Malartic. La zone de déformation s'étend sur la largeur du groupe volcanique de Piché et inclut les contacts de celui-ci avec le groupe conglomératique de Cadillac et le groupe turbiditique de Pontiac. Le pendage approximatif de la CLLDZ dans le district de Malartic est d'environ 80° vers le nord-nord-est. Les zones aurifères sont identifiées en rouge. Section géologique modifiée de Poulsen (2014) et d'après Gunning & Ambrose (1940); Eakins (1962); Sansfaçon & Hubert (1990). 8

Figure 1.3 Formation de la foliation, des veines de remplissage et des veines d'extension minéralisées dans les gisements d'or à veines de quartz-carbonates. Modifiée de Dubé & Gosselin (2007). 9

Figure 1.4 Carte géologique simplifiée du District de Malartic et emplacement des différents sites miniers en bordure de la zone de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ). La mine à ciel ouvert de Canadian Malartic est dessinée en rouge. Le gisement est principalement situé dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac au sud de la CLLDZ et partiellement situé dans les roches volcaniques du Groupe de Piché. Carte géologique modifiée de De Souza et al. (2015) et d'après Sansfaçon & Hubert (1990); Fallara et al. (2000); Pilote et al. (2014). Les données de production historique sont tirées de Trudel & Sauvé (1992). 10

Figure 1.5 Carte géologique détaillée du Groupe de Pontiac au sud de la ville de Malartic (d'après Gunning & Ambrose, 1940; Sansfaçon & Hubert, 1990; Perrouty et al., 2017). Le gisement Canadian Malartic est situé dans les turbidites métamorphisées du Groupe de Pontiac, dans les dykes de monzodiorite qui le recoupent et dans les roches volcaniques mafiques et ultramafiques du Groupe de Piché. La localisation de la zone Bravo (Chapitre 6), l'orientation de la zone de déformation Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) et l'isograde métamorphique sont indiqués sur la carte. Le Groupe de Piché, le batholite de Décelles et le Pluton du Lac Fournière sont aussi identifiés. Les coordonnés sont dans le système NAD83 (UTM zone 17N). 12

Figure 1.6 Carte géologique montrant les structures importantes sur la propriété Canadian Malartic et les emplacements des mines historiques de Canadian Malartic, Barnat, Sladen et East Malartic. Le granodiorite fracturé et minéralisé de la zone Gouldie est aussi identifié. Un pli d'entraînement ayant un plan axial orienté NO-SE s'est formé près du croisement entre les failles Sladen et celles orientées NO-SE dans la partie ouest du gisement. Les intrusions porphyriques à proximité de la faille Sladen sont fortement minéralisées, et les plus hautes concentrations en or se trouvent dans les intrusions fracturées qui recoupent les roches volcaniques altérées (zone Barnat). L'orientation subparallèle de la foliation principale (S_2) à la zone de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) est mise en évidence. Carte géologique modifiée d'après Perrouty et al. (2017). 15

Figure 2.1 Modèle de la double couche électrique à l'interface entre un grain isolant et un électrolyte. σ_f représente la conductivité de l'électrolyte neutre. X- représente les sites d'adsorption sur la surface du grain isolant (le plan-o). A^- et M^+ sont des anions et des cations, respectivement. Le plan-d, aussi appelé *slip* ou *shear* plane, ou OHP pour *Outer Helmholtz Plane* marque la transition entre la couche de Stern et la couche diffuse. Tirée de Revil & Jardani (2013). 25

Figure 2.2 Vue en plan d'un porte-échantillon utilisé pour la polarisation provoquée spectrale en laboratoire. Les électrodes d'injection de courant sont identifiées par C_1 et C_2 et les électrodes qui servent à mesurer le potentiel sont identifiées par P_1 et P_2. Tirée de Zisser et al. (2010). . 28

Figure 2.3 Mécanisme de polarisation de membrane dans un réseau de pores étroits. Tirée de Bücker & Hördt (2013) et d'après les travaux de Marshall & Madden (1959). 29
Figure 2.4 Mécanisme de polarisation d'électrode pour une inclusion métallique dans un électrolyte en absence (A) et en présence (B) d'un champ électrique externe. Tirée de Slater et al. (2005). 31
Figure 2.5 A. Spectres d'angle de phase de la conductivité complexe pour des milieux contenant différentes teneurs volumétriques (en %) selon le modèle de Wong (1979). B. Spectres d'angle de phase pour des milieux contenant des inclusions de différents diamètres (en mm). On en déduit que l'intensité de la polarisation est contrôlée par la teneur en inclusions, alors que la fréquence à laquelle la polarisation est maximale est contrôlée par la taille des grains. 34
Figure 2.6 . Distribution des temps de relaxation (τ) prédite par le modèle semi-empirique de Gurin et al. (2015) pour des échantillons contenant 10% de galène et dont les grains métalliques ont différents rayons (en mm). Tirée de Gurin et al. (2015). 35
Figure 2.7 . Polarisation des inclusions de semi-conducteurs dans un milieu. A. Le grain métallique de rayon a est à l'équilibre. B. Un champ externe $\boldsymbol{E}_0$ est appliqué depuis un court temps sur le grain métallique et l'électromigration commence. C. Le champ externe est maintenu pour une longue période et le grain métallique est complètement polarisé. D. Le champ électrique est coupé et le système retourne à l'équilibre selon un temps qui dépend du coefficient de diffusion des porteurs de charge et les dimensions du grain. Modifiée de Revil et al. (2015b). 36
Figure 2.8 . Relation linéaire entre la chargeabilité des inclusions métalliques et la fraction volumétrique qu'elles occupent dans la roche prévue par le modèle de Revil et al. (2015b) et comparaison avec des données expérimentales. Tirée de Revil et al. (2015b). 38
Figure 2.9 Relation entre la conductivité de l'électrolyte et le temps caractéristique de relaxation obtenu par polarisation provoquée spectrale. Tirée de Niu et al. (2016). 39
Figure 2.10 Relation entre la température de l'électrolyte et la partie imaginaire de la conductivité complexe. Le temps de relaxation est inversement proportionnel à la fréquence où le pic de conductivité imaginaire se produit. Tirée de Binley et al. (2010). 40

Figure 2.11 Relation entre la perméabilité d'un sable telle que mesurée en laboratoire et sa perméabilité prédite par le modèle de polarisation de la couche de Stern. Les cercles représentent des sables compactés et les carrés des sables non compactés. Tirée de Koch et al. (2012). 42
Figure 2.12 Relation linéaire entre la taille de l'ouverture des pores. Les cercles représentent des sables compactés et les carrés des sables non compactés. Tirée de Scott & Barker (2003). 43
Figure 4.1 Location of the Pontiac Subprovince and the Malartic District relative to the Abitibi Subprovince (modified after Robert & Poulsen, 1997; Perrouty et al., 2017). The star symbol indicates the location of the Canadian Malartic deposit. The two major fault zones that host the gold deposits are the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) and the Porcupine Destor Deformation Zone (PDDZ). 52
Figure 4.2 Revised map of the geology of the Pontiac Subprovince (after Perrouty et al., 2017). The Fournière and Décelles intrusions are identified, and the orientations of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ), metamorphic isograd, and main foliation (S_2) are indicated. The Sladen and Barnat faults act as structural controls on the mineralization. The locations of the rock samples used in this study are drawn with black dots. The outline of the Canadian Malartic open pit and main ore zones are shown in the inset map. 53
Figure 4.3 Grid search for the combination of SVM cost parameter (C) and kernel width (γ) that maximizes 10-fold cross-validation accuracy when classifying rock types. 59
Figure 4.4 Bivariate plot of magnetic susceptibility and density (Henkel, 1994) of the various rock types encountered in the Canadian Malartic area, Pontiac Subprovince. 60
Figure 4.5 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot for the meta-sedimentary rocks from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and proportions of K-feldspar, biotite and quartz. 61
Figure 4.6 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot of the felsic-intermediate intrusive rocks the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and Fe_2O_3/TiO_2, Fe_2O_3/Al_2O_3, and TiO_2/Al_2O_3 ratios. . 63

Figure 4.7 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot for the mafic dykes from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and proportions of hydrothermal quartz, biotite and metamorphic amphibole. 64

Figure 4.8 A. Support vector machine classification of rock samples from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas into the three main rock types using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). B. Meta-sedimentary rocks (MSR) class membership probability. C. Felsic-intermediate intrusive rocks (FIIR) class membership probability. D. Mafic dykes (MD) class membership probability. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and radial basis function kernel width $\gamma = 0.01$. 66

Figure 4.9 Optimal hyperplanes (A-C) and probability outputs (D-F) of SVM classification of meta-sedimentary rocks (A, D), felsic-intermediate intrusive rocks (B, E) and mafic dykes (C, F) into altered and unaltered classes using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and radial basis function kernel width $\gamma = 0.1$. 68

Figure 4.10 Optimal hyperplanes (A-C) and probability outputs (D-F) of SVM classification of the altered meta-sedimentary rock samples according to gold content threshold values of 0.01 ppm (A,D), 0.1 ppm (B,E), and 1 ppm (C,F) using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). The SVM cost parameters (C) and radial basis function kernel widths (γ) used with each Au cutoff value are given. 70

Figure 4.11 Conceptual grain density (ρ) model of the Pontiac Subprovince in the vicinity of the Canadian Malartic deposit. The coordinates (UTM zone 17N) of the map corners are indicated. Ore zones are outlined in red in the inset map of the deposit. 71

Figure 4.12 Conceptual magnetic susceptibility (MS) model of the Pontiac Subprovince in the vicinity of the Canadian Malartic deposit. The coordinates (UTM zone 17N) of the map corners are indicated. Ore zones are outlined in red in the inset map of the deposit. 72

Figure 4.13 Flowchart describing the integration of petrophysical data and geological information using a set of representative core samples to make predictions from subsequent data collection relevant to exploration. . 75

Figure 4.A.1 A. Random forest classification of rock samples from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas into the three main rock types using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). B. Metasedimentary rocks (MSR) class membership probability. C. Felsic-intermediate intrusive rocks (FIIR) class membership probability. D. Mafic dykes (MD) class membership probability. Results obtained with an ensemble of 1000 fully-developed trees and can be reproduced with `random_state = 1` in *scikit-learn*. 81

Figure 5.1 Flowchart of the Metropolis-Hastings algorithm. 87

Figure 5.2 Real and imaginary resistivity spectra of double Cole-Cole models 1 (a) and 4 (b) described in Table 5.1. Data (in blue) is contaminated with errors of 1 mrad to simulate repetition of the measurements. The inversion is repeated 10 times (in grey), each time with new starting values draw randomly from the uniform priors. The mean fit is superimposed on the 10 inversion results (in red). 93

Figure 5.3 Posterior distribution sampled from the stationary distribution after a double Cole-Cole inversion of synthetic data with well-defined imaginary resistivity peaks (model 4, table 5.1). The results of 10 inversions with random starting values are superimposed. All 10 recovered models fit the data and the solution is unique. 95

Figure 5.4 Posterior distribution sampled from the stationary distribution after a double Cole-Cole inversion of synthetic data with $c_1 = 0.1$ (model 1, table 5.1). The results of 10 inversions with random starting values are superimposed. All 10 recovered models fit the data but two solutions have been found for R_0, m_1, m_2 and c_1. The chain of τ_1 is also unstable. 96

Figure 5.5 Parameter histograms fitted with Gaussian distributions for the mean logarithmic relaxation time and total chargeability parameters after Debye decomposition of models 1 and 4 (a: $m_1 = 0.1$ and $c_1 = 0.1$, b: $m_1 = 0.4$ and $c_1 = 0.4$). 10 000 samples were drawn from the stationary distribution at the end of a 100 000 iterations Markov chain. Both integrating parameters have a unimodal posterior distribution, regardless of the shape of the SIP spectra. 97

Figure 5.6 Triple Cole-Cole synthetic data set fitted with a Warburg decomposition model using the adaptive and non-adaptive Metropolis step methods. The fitted models are obtained by running 20 independent Markov-chains with random starting values for all parameters. In each case the simulation is stopped after 600 000 iterations and the last 100 000 iterations are used to determine the optimal parameters (burn-in period of 500 000 iterations). 99

Figure 5.7 Parameter traces of 10 attempts to fit the triple Cole-Cole type SIP spectra with a Warburg decomposition scheme using the Metropolis-Hastings step method. Each parameter is assigned a random starting value. The parameter traces reveal that the chains are slowly converging toward the same values but more iterations are needed for them to reach the stationary distribution. 100

Figure 5.8 Parameter traces of 10 attempts to fit the triple Cole-Cole type SIP spectra using the adaptive Metropolis step method and a Warburg decomposition scheme. Each parameter is assigned a random starting value. The traces of all parameters converge to the same stable value after 500 000 iterations. 101

Figure 5.9 Posterior distribution of a Warburg decomposition of the synthetic triple Cole-Cole SIP data. During the burn-in period the adaptive Metropolis algorithm was used. Scatter points correspond to the [500 000 - 600 000] interval in Figure 5.8. Biplots reveal strong correlation between the polynomial coefficients, especially between a_0 and a_2, a_0 and a_4, a_1 and a_3, and a_2 and a_4. Total chargeability (Σm) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) are deterministic variables. 102

Figure 5.10 The impact of phase measurement noise on the estimation of the RTD. The synthetic data is contaminated with noise levels of 1 mrad (a) and 5 mrad (b). The mean fit and the 95% highest posterior density interval are drawn over the synthetic data on the left. The estimated Warburg RTD, its range and its standard deviation are drawn on the right. 103

Figure 5.11 Inferred Warburg decomposition parameters of a synthetic triple Cole-Cole data set for phase measurement noise levels ranging from 1 to 10 mrad. 104

Figure 5.12 Fitting results and parameter histograms after double Cole-Cole inversion of SIP laboratory measurements on two altered metagreywacke samples with sulfur contents of $(0.095 \pm 0.005)\%$ (Sample A) and $(0.454 \pm 0.005)\%$ (Sample B). The grey area around the fitted model represents the 95% highest posterior density interval at the end of the simulation. The 10 independent chains with random starting values produced identical fits but two solutions are found for c_1 and m_1 in the case of sample A. Results obtained with the Metropolis-Hastings step method. 106

Figure 5.13 Parameter traces of the mean relaxation time and total chargeability parameters after a third order Warburg decomposition of the SIP spectra measured on samples A and B. The 10 independent chains with random starting values converged toward the unique solution after 200 000 iterations regardless of the shape of the SIP spectra. Computation time was 35 seconds per chain using the adaptive Metropolis step method. 107

Figure 6.1 Geological map of the Superior Province and location of the Pontiac Subprovince and the Malartic District relative to the Abitibi Subprovince, Canada. Modified after Robert et al. (2005) and compiled from Robert & Poulsen (1997); Ayer et al. (2002). The red circle indicates the location of the Canadian Malartic deposit. The two major crustal breaks that control the regional distribution of the gold deposits are the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) and the Porcupine Destor Deformation Zone (PDDZ). 115

Figure 6.2 Geological features of the Pontiac Subprovince and location of the Canadian Malartic mining site (modified from Perrouty et al., 2017). The main intrusive groups (Décelles and Fournière intrusions) are identified. The locations of the samples used in this study are indicated with black dots. Geological units north of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) were not sampled. The given coordinates are those of the map corners (NAD83 UTM zone 17N). 117

Figure 6.3 Deposit scale map of the Canadian Malartic property (modified from Perrouty et al., 2017). The locations of seven sedimentary rock samples representative of the various hydrothermal alteration types are shown by the black circles and corresponding sample numbers. Au mineralization is hosted mainly in sedimentary rocks and partly in felsic-intermediate intrusive rocks. Coordinates of the map corners are given in NAD83 UTM zone 17N. 118

Figure 6.4 Schematic view of the sample holder used for laboratory SIP measurements. Modified from Zisser et al. (2010). 121

Figure 6.5 An example of Bayesian inversion of spectral induced polarization data with small error bars in the 1 Hz to 100 Hz range. Data errors are obtained by stacking the spectra measured with normal and reciprocal electrode configurations. The shaded areas surrounding the features represent their 95% highest posterior density (HPD). A. Debye decomposition fit to the data and its uncertainty. B. Chargeability (m) as a function of relaxation time (τ) forms the relaxation time distribution. C. Deterministic solution and bivariate posterior density of the total chargeability (Σm) and normalized DC resistivity (ρ_0/ρ_{max}) parameters. D. Deterministic solution and trace of Σm during the stochastic simulation. 123

Figure 6.6 Examples of processed mineral liberation analysis images obtained for least altered sedimentary rock samples K389046 (A), K389058 (B), and K389062 (C), distally altered samples K389005 (D) and K389055 (E), and proximally altered samples K389019 (F) and K389219 (G). The S_2 foliation is prominent in least to distally altered greywackes (A, E). Pyrite, pyrrhotite and magnetite occur at the contacts between the quartz matrix and biotite, carbonate, and plagioclase grains in least altered samples (A, B, C). Pyrite, biotite, K-feldspar, albite, carbonate are observed in distally altered rocks (D, E). Samples from the proximal zones were pervasively altered to albite, K-feldspar and pyrite, and do not exhibit the S_2 foliation (F, G). Up to 396 similar images were processed for each sample to allow statistical analysis of the modal mineralogy. 125

Figure 6.7 Spectral induced polarization signatures of three least altered (LA), two distally altered (DA) and two proximally altered (PA) sedimentary rocks. A. The real part of resistivity (ρ') measured in the 11 mHz to 20 kHz range. B. The imaginary part of resistivity (ρ'') measured in the same range. The shaded areas represent the Debye decomposition (DD) fit and its 95% highest posterior density (HPD) interval. 129

Figure 6.8 Preferred grain orientation distributions of least altered (A-C), distally altered (D-E) and proximally altered (F-G) sedimentary rock samples. The relaxation time (τ) distribution of chargeability (m) for each respective sample is shown for comparison. Peak relaxation times (τ_p) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) are drawn on the relaxation time distributions. 133

Figure 6.9 A. Negative relationship between total chargeability (Σm) and pyrite association feldspar (K-feldspar, albite, anorthite) association. B. Positive relationship between total chargeability and pyrite association with quartz, carbonates and micas. The Pearson correlation coefficients (r) are given and the dashed lines represent a simple linear regression. LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered. 135

Figure 6.10 Bivariate plot showing the location of chargeability peaks in the relaxation time distribution (τ_p) and the total chargeability (Σm) parameter. The main sulfide and oxide mineral phases present in the rock are indicated by the symbols in the legend. Only the τ_p values contained in the low-frequency (< 100 Hz) response are plotted. 136

Figure 6.11 Bivariate plots of the total chargeability (Σm) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) parameters with grayscale representation of gold grade (A), sulfur content (B), K-feldspar content (C), and porosity (D). LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered. 137

Figure 6.12 A. Geological section of the BR08-2034 borehole, located in the Bravo zone, Canadian Malartic mining site. The locations of the rock samples used for laboratory SIP measurements are shown with open circles. The labels of the rock samples for which the main sulfide and oxide phases were determined are indicated. B. Results of Au assays and laboratory magnetic susceptibility measurements. C. Total chargeability (Σm) and S content. D. Mean relaxation time ($\bar{\tau}$) and K_2O content. DA: distally altered. PA: proximally altered. 139

Figure 6.13 A. Geological map of the Bravo zone outcrop and schematic representation of the Wenner electrode configuration used for field spectral induced polarization (SIP) measurements. Au and K assays were conducted on samples collected in a profile represented by the dotted line. B-C. Results of Au and K assays (data from Canadian Malartic Mine). D. Total chargeability (Σm). E. Mean relaxation time ($\bar{\tau}$). F. The ratio of m evaluated at $\tau = 1$ ms to m evaluated at $\tau = 1$ s. G. The Debye relaxation time distribution showing m as a function of τ extracted from spectral induced polarization measurements. LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered. 141

Figure 6.A.1 Comparison between polarizable Cu electrodes and non-polarizable Ag-AgCl electrodes. A. The amplitude of complex resistivity (ρ^*). B. The negative phase shift (ϕ). 146

Figure 6.A.2 Repetition of the SIP measurement using normal (3 repetitions) and reciprocal electrode configurations. A. The amplitude of complex resistivity (ρ^*). B. The negative phase shift (ϕ). 147

Figure 8.1 Nombre de recherches Internet pour les domaines d'études liées à la géophysique et à l'apprentissage automatique depuis janvier 2004. Les données sont normalisées par le nombre maximal de recherches effectuées durant la période indiquée. La durée des travaux qui ont mené à cette thèse de doctorat est représentée par la zone ombragée. Données publiques extraites du moteur de recherche Google. 160

Figure A.1 Porte-échantillon de polarisation provoquée spectrale. L'échantillon de carotte est encaissé dans la paraffine puis placé entre deux cellules qui contiennent de l'eau à 30 Ohm-m. Le courant est injecté par deux aiguilles de cuivre identifiées par les lettres A et B. Les électrodes de potentiel non polarisables d'Ag-AgCl sont identifiées par les lettres M et N. La disposition du porte-échantillon fait en sorte que le courant passe d'une cellule à l'autre par l'échantillon. Elle facilite donc la conversion du courant électronique dans les électrodes en courant ionique dans l'échantillon. 184

Figure C.1 Histogramme des 150 valeurs de susceptibilité magnétique mesurées sur l'étalon de calibration de valeur nominale 32.5×10^{-3} SI. La distribution normale correspondante a pour moyenne 32.4×10^{-3} SI et sa déviation standard est de 0.9×10^{-3} SI. 186

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

CLLDZ	Cadillac–Larder Lake deformation zone
CLLDZ	Zone de déformation Cadillac–Larder Lake
FIIR	Felsic-intermediate intrusive rock
IP	Induced polarization
KNN	K-nearest neighbors
LDA	Linear discriminant analysis
MCMC	Markov-chain Monte Carlo
MD	Mafic dyke
MLA	Mineral liberation analysis
MSR	Meta-sedimentary rock
NB	Naive Bayesian
PP	Polarisation provoquée
PPS	Polarisation provoquée temporelle
PPT	Polarisation provoquée spectrale
RF	Random forests
SIP	Spectral induced polarization
SVM	Support Vector Machine
TDIP	Time-domain induced polarization

LISTE DES ANNEXES

Annexe A Porte-échantillon de polarisation provoquée spectrale 184

Annexe B Exemple de modèle empirique bayésien en PPS 185

Annexe C Mesures de susceptibilité magnétique 186

Annexe D Mesures de densité et porosité 187

Annexe E Données pétrophysiques 188

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Les propriétés physiques de la roche dépendent de sa composition minéralogique et de sa texture, qui sont déterminées par sa composition originale, ses déformations, son métamorphisme et son interaction passée avec les fluides hydrothermaux. En prospection géophysique, l'intensité des signaux attribués à un gisement est à son tour dictée par l'amplitude des contrastes de propriétés physiques entre les roches minéralisées et encaissantes. La réponse géophysique dépend également de la distance entre la source des contrastes de propriétés pétrophysiques et le détecteur. Au fil des années, les gisements à fortes teneurs et relativement près de la surface ont presque tous été découverts, et les recherches se portent de plus en plus sur les gisements relativement profonds ($> 500\,\mathrm{m}$) ou disséminés, comme celui de Canadian Malartic, un exemple de classe mondiale parmi ces gisements (Helt et al., 2014). Le minerai d'or à Canadian Malartic est structuralement contrôlé (Perrouty et al., 2017) et apparaît sous forme disséminée dans des roches sédimentaires métamorphisées (Gaillard et al., 2018). Les campagnes d'exploration pour ce type de gisement sont coûteuses, car le minerai est caractérisé par une faible teneur distribuée dans un grand volume de roche. Ainsi, pour modéliser la minéralisation, des trous doivent être forés de façon systématique sur une grande superficie. Les carottes de forage extraites lors de ces campagnes d'exploration sont étudiées qualitativement par un géologue et souvent, seules les teneurs en or sont mesurées par la suite à l'aide d'analyses. Ces échantillons ne sont donc pas utilisées à leur plein potentiel. Mesurer et intégrer les propriétés physiques des carottes de forage avec leurs propriétés minéralogiques, géochimiques et texturales serait utile afin de prédire les signaux géophysiques spécifiques à l'empreinte d'altération hydrothermale des gisements d'or disséminés. Cette nouvelle information permettrait d'améliorer les techniques de prospection pour ce type de gisement.

1.1 Importance des propriétés pétrophysiques en exploration minérale

Les gisements du type Canadian Malartic sont difficiles à détecter à l'aide des méthodes géophysiques aéroportées, car les faibles teneurs en or observées ne contribuent pas à faire varier les propriétés physiques de la roche encaissante de façon significative. Ce sont plutôt les roches altérées par les processus hydrothermaux associés à la minéralisation qui sont la source des signaux géophysiques détectables (p. ex., Airo, 2002). Pour prédire les signatures géophysiques du gisement, les propriétés physiques des roches altérées et non altérées doivent d'abord être étudiées en laboratoire et à différentes échelles.

1.1.1 Susceptibilité et champ magnétique

Une aimantation peut être induite dans certains matériaux lorsqu'ils sont placés dans un champ magnétique externe. On appelle susceptibilité magnétique la propriété intrinsèque qui contrôle la capacité de ces matériaux à devenir aimanté. Dans le cas des roches, cette propriété est souvent directement liée au contenu total en fer présent dans les minéraux qui la compose. Avant de poursuivre, la distinction entre trois types de magnétisme doit être présentée pour comprendre ce qui détermine la susceptibilité magnétique des roches.

Premièrement, les oxydes de fer tels que la magnétite, l'hématite ou la pyrrhotite sont des matériaux ferromagnétiques, c'est-à-dire que leur structure cristalline leur donne un moment magnétique net non nul, même en l'absence d'un champ externe. On dit donc qu'ils possèdent une aimantation rémanente et celle-ci est fondamentale en paléomagnétisme (Enkin et al., 1992). Il existe trois sous-groupes de matériaux ferromagnétiques : (1) les matériaux ferrimagnétiques, (2) les matériaux strictement ferromagnétiques, et (3) les matériaux antiferromagnétiques. Dans les matériaux ferrimagnétiques, les atomes de fer ont des moments magnétiques alignés pour un même réseau de Bravais, mais les différents réseaux du système cristallin ont des moments alternés l'un par rapport à l'autre. Les moments sont donc antiparallèles avec des amplitudes différentes et le résultat est une aimantation nette dans une direction. À cause de sa structure cristalline, la magnétite appartient à ce groupe (Banerjee & Moskowitz, 1985). Dans les matériaux strictement ferromagnétiques, tous les moments magnétiques sont alignés dans la même direction et l'aimantation est maximale. On retrouve dans cette catégorie les alliages de fer, cobalt ou nickel. Le dernier groupe inclut les matériaux antiferromagnétiques. La structure des matériaux appartenant à ce groupe est similaire à celle des matériaux ferrimagnétiques, mais les réseaux antiparallèles ont des moments égaux qui s'annulent.

Deuxièmement, certains minéraux ferreux comme la biotite, la chlorite et la muscovite sont paramagnétiques (Dunlop & Ozdemir, 2001; Martin-Hernandez & Hirt, 2003). Dans ces minéraux les atomes de fer ont des moments magnétiques de spin aléatoires qui peuvent s'aligner seulement en présence d'un champ externe, donnant à la roche une aimantation nette dans la même direction que le champ. La susceptibilité magnétique de ce groupe de minéraux est inversement proportionnelle à la température, car lorsque la température augmente, l'énergie thermique des électrons fait en sorte que les moments magnétiques deviennent aléatoires. Lorsque le champ externe est éteint, les spins se désalignent et l'aimantation est nulle.

Troisièmement, les minéraux comme le quartz, la calcite et le graphite sont diamagnétiques. Leur structure fait en sorte qu'ils n'ont pas de moment magnétique. Il n'y a aucune interaction entre deux matériaux diamagnétiques, et la susceptibilité magnétique des minéraux

appartenant à cette famille est très faible, négative et indépendante de la température.

Le contenu en magnétite contrôle habituellement la susceptibilité totale, car elle masque la réponse des minéraux paramagnétiques (Bleil & Petersen, 1982; Hunt et al., 1995). Étant donné la complexité de cette propriété physique, une étude minéralogique est nécessaire pour interpréter les variations observées d'une roche à l'autre. Sandrin et al. (2009) ont montré que la magnétite peut se transformer en hématite en tant que produit d'altération et que certains dépôts de cuivre seraient donc associés à une baisse de la susceptibilité magnétique par rapport à la roche hôte. Airo (2002) note aussi que l'altération hydrothermale est souvent associée à une destruction de la magnétite.

Ce sont les contrastes de susceptibilité magnétique qui contrôle les variations dans le champ magnétique mesuré lors des levés géophysiques de magnétométrie. Cette méthode géophysique permet donc de faire la cartographie des unités géologiques lorsque les contrastes dans les propriétés magnétiques de ces unités sont assez importants. Les travaux de Shamsipour et al. (2011, 2012) montrent que la susceptibilité magnétique mesurée *in situ* peut servir à contraindre l'inversion 3D en magnétométrie.

1.1.2 Densité et gravimétrie

La densité (ou masse volumique) des roches est une propriété intrinsèque qui découle directement de la densité et de la contribution volumétrique de chacun des minéraux qui la compose. De façon analogue au magnétisme, la densité des roches est la propriété qui contrôle la réponse gravimétrique mesurée en surface. Les travaux de Boulanger & Chouteau (2001) démontrent l'importance d'utiliser des contraintes dans la résolution de ce type de problème, et les approches décrites dans Chasseriau & Chouteau (2003); Shamsipour et al. (2012) sont basées sur l'utilisation des mesures de densité en laboratoire pour contraindre l'inversion 3D des données gravimétriques.

1.1.3 Polarisation provoquée : chargeabilité et résistivité

La résistivité électrique est une propriété intrinsèque des matériaux qui quantifie la capacité de ceux-ci à s'opposer à la circulation d'un courant. La chargeabilité est une propriété propre au domaine de la géophysique et qui définit la capacité d'une roche à se polariser et à maintenir cette polarisation. La polarisation provoquée (PP) est une méthode géophysique électrique qui permet de mesurer la résistivité et la chargeabilité du sol (Bleil, 1953; Sumner, 1976; Binley & Kemna, 2005). Cette méthode a d'abord été introduite par Schlumberger (1920) qui a étudié la résistivité des sols dans une région minière de la France en utilisant

différentes configurations d'électrodes. Il s'intéressait surtout à faire des sondages pour mesurer la résistivité à différentes profondeurs d'investigation. Il remarque également qu'après la coupure du courant, le voltage mesuré entre deux électrodes décroît selon une courbe de décharge semblable à celle d'un condensateur. Schlumberger remarque aussi que cet effet est particulièrement prononcé dans les zones riches en graphite ou en sulfures. Vers la fin des années 1940, H.O. Seigel commença sa thèse de doctorat sur ce phénomène de survoltage observé dans les milieux minéralisés. Il conclut que le ratio des résistivités à haute et basse fréquence peut être utilisé pour définir la chargeabilité du sol (Seigel, 1959). La chargeabilité ainsi définie dépend de la quantité de grains polarisables (métalliques) dans la roche (Wong, 1979). La polarisation des grains métalliques dans les roches minéralisées s'apparente à celle d'une électrode plongée dans une solution (e.g., Lyklema et al., 1983; Shilov et al., 2000; Merriam, 2007). La PP est une méthode de prospection géophysique assez complexe qui mérite plus qu'une simple introduction dans cette section. Pour cette raison, une revue complète et critique de la littérature sur le sujet est présentée au Chapitre 2.

1.2 Les gisements aurifères des Sous-Provinces d'Abitibi et de Pontiac

1.2.1 Contexte régional

La Figure 1.1 résume les principales unités géologiques des Sous-Provinces d'Abitibi et de Pontiac. Les unités de roches volcaniques sont abondantes et recoupées par deux zones de déformations majeures : les failles Cadillac–Larder Lake et Porcupine–Destor. Les districts aurifères connus dans cette région sont distribués le long de ces deux structures (Figure 1.1). Plusieurs types de groupes sédimentaires sont observées dans ces Sous-Provinces, soient les groupes conglomératiques [p. ex., le Groupe de Timiskaming [1] et le Groupe de Cadillac (Boutcher et al., 1966; Davis, 2002)] et le Groupe de Pontiac, un groupe turbiditique qui est contraint à la Sous-Province de Pontiac (Powell et al., 1995).

1.2.2 Description générale des styles de minéralisation

Les principaux styles de minéralisation aurifère rencontrés dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi sont les gisements à veines de quartz-carbonates(-tourmaline) (Robert & Brown, 1986; Olivo & Williams-Jones, 2002; Olivo et al., 2006; Dubé & Gosselin, 2007), les gisements d'or disséminés associés à des intrusions (Morasse et al., 1995; Robert, 2001; Helt et al., 2014), et les lentilles de sulfures massifs volcanogènes (Mercier-Langevin et al., 2007).

1. Le Groupe de Timiskaming forme une discordance angulaire avec les groupes volcaniques.

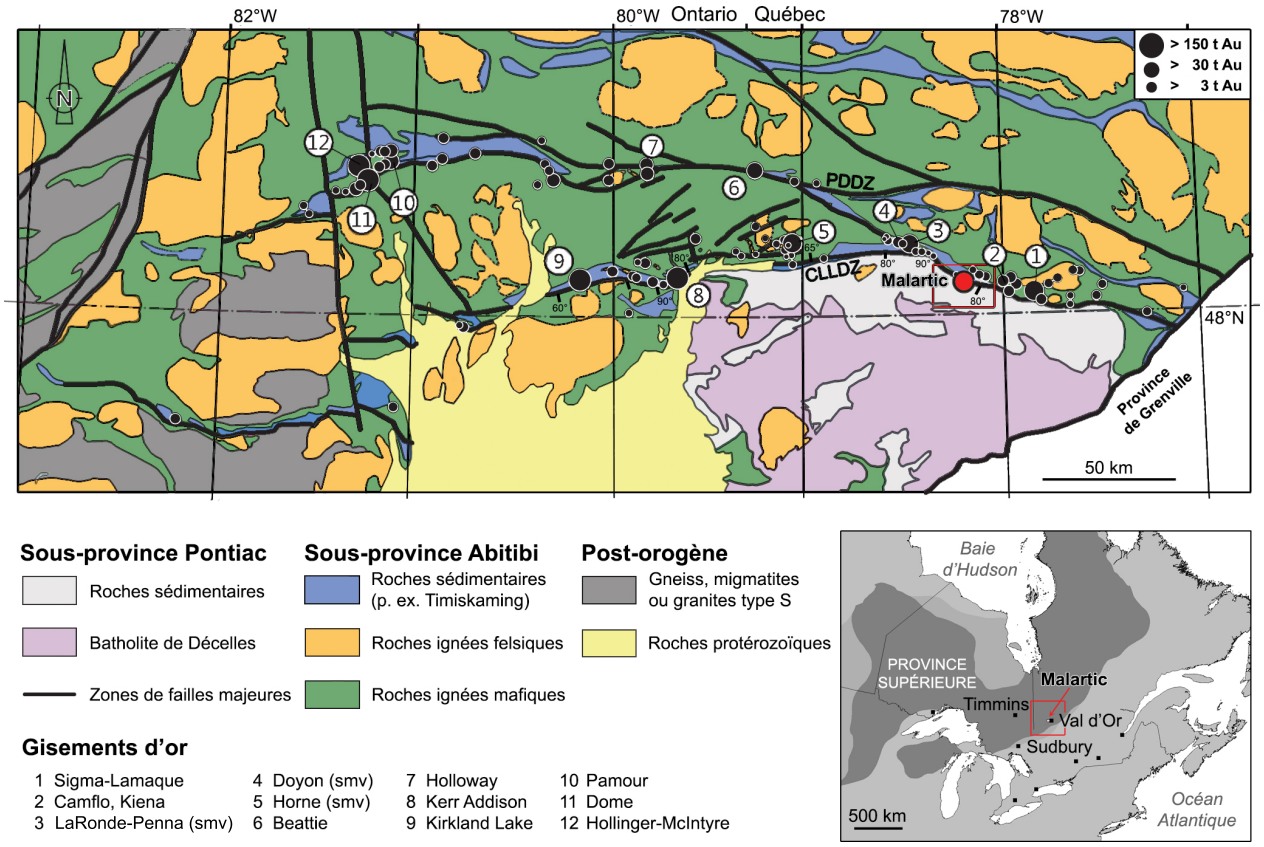


Figure 1.1 Emplacement de la Province du Supérieur au Canada et localisation des Sous-Provinces de Pontiac et d'Abitibi dans la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi. Les gisements d'or sont distribués le long des zones de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) et de Porcupine–Destor (PDDZ). Le gisement de Canadian Malartic se situe dans la partie nord des roches sédimentaires de la Sous-Province de Pontiac. Carte géologique modifiée de Robert & Poulsen (1997).

La plus grande partie de la minéralisation aurifère observée dans la partie sud de la Sous-Province d'Abitibi se trouve dans des veines de quartz-carbonates(-tourmaline). La mine Sigma-Lamaque, à Val-d'Or, est un exemple important de gisement filonien à veines de quartz-carbonates. Dans ces gisements, l'or se trouve dans des veines composées de quartz, de carbonates (calcite, dolomite ou ankérite), de micas blancs, de chlorite et de tourmaline et il est souvent accompagné de 5 à 10% de pyrite (Dubé & Gosselin, 2007). De plus, la minéralisation aurifère est associée aux éléments As, W, Te, Mo, et B et le ratio Au/Ag est typiquement entre 5 et 10 (Dubé & Gosselin, 2007). Les veines se retrouvent dans des zones de cisaillement causées par des contraintes de compression. Ces zones de cisaillement sont à la transition cassante-ductile, ce qui a permis la formation de veines riches en or lorsque des fractures ont été remplies par des fluides minéralisateurs. L'or est également retrouvé

dans des veines d'extension (Robert & Brown, 1986). Ces gisements ne seraient pas issus de processus magmatiques, mais plutôt orogéniques, et se seraient formés après les deux autres styles de minéralisations énumérés précédemment (Robert et al., 1994).

Les gisements d'or disséminé associés à des intrusions, comme ceux de Canadian Malartic (Sous-Province de Pontiac) ou Beattie (Sous-Province d'Abitibi), forment le deuxième type de gisement aurifère dans le sud de la Province du Supérieur. Ils diffèrent des gisements à veines de quartz-carbonates, car le minerai d'or est retrouvé sous forme disséminée ou sous forme de veinules interconnectées orientées aléatoirement (*stockworks*, Derry, 1939). On retrouve l'or associé à ces gisements dans des roches intrusives qui ont un faible contenu en quartz et dans la roche hôte autour des intrusions. Les minéraux indicateurs de l'altération sont l'albite, les carbonates, la pyrite, et plus rarement la séricite (Robert et al., 2005). Les feldspaths potassiques sont également un signe d'altération à Canadian Malartic (Derry, 1939). L'or est associé aux éléments As et Te et il est toujours spatialement associé à des intrusions de type porphyrique. Robert (2001) a tout d'abord décrit les intrusions de Malartic comme des syénites. Toutefois, il est plus probable qu'elles soient des monzonites ou monzodiorites, car leurs contenus élevés en feldspaths potassiques sont en fait le produit de l'altération hydrothermale (Helt et al., 2014). Les gisements d'or disséminé associés à des intrusions contiennent un ratio Au/Ag plus faible que celui des gisements à veines de quartz-carbonates, et ils se sont formés avant ceux-ci. Finalement, ils seraient d'origine magmatique, c'est-à-dire que des fluides hydrothermaux riches en or et en soufre se seraient mêlés à des magmas lors de leur remontée dans les couches stratigraphiques (Robert, 2001; Helt et al., 2014).

Les gisements aurifères dans les lentilles de sulfures massifs volcanogènes comme celui de Bousquet 2-Dumagami (Dubé et al., 2014) et ceux associés à des veines riches en sulfures comme celui de Mouska (Belkabir & Hubert, 1995) sont rares dans la Sous-Province d'Abitibi. Les premiers sont issus du volcanisme daté avant les événements de déformation, alors que les seconds se sont formés suite à la percolation de fluides aurifères dans des fractures. Dans ces gisements, les zones minéralisées contiennent plus de 25 % pyrite, chalcopyrite ou pyrrhotite et certaines lentilles peuvent contenir jusqu'à 50 % de sulfures (Dubé & Gosselin, 2007). Comme dans le cas des gisements à veines de quartz-carbonates, la présence de séricite est le principal indicateur d'altération hydrothermale, mais ces gisements possèdent le plus souvent un ratio Au/Ag inférieur à 1.

Les gisements d'or décrits dans cette section sont tous spatialement associés à une zone tectonique majeure de premier ordre (p. ex., la faille Cadillac–Larder Lake ou la faille Porcupine–Destor, voir Figure 1.1). De plus, la plupart des gisements d'or de l'Abitibi sont spatialement associés à des groupes conglomératiques, des intrusions ou des contacts litho-

logiques, car le contraste de compétence entre deux types de roches favorise la fracturation des roches lors des événements de déformation (Dubé & Gosselin, 2007).

1.2.3 La zone de déformation Cadillac–Larder Lake

La zone de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) est une faille majeure à l'échelle régionale. La faille recoupe la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et s'étend de Matachewan (Zhang et al., 2014) jusqu'à Val-d'Or (Olivo et al., 2006), en passant par Kirkland Lake et Rouyn-Noranda. La CLLDZ est interprétée parfois comme une zone tectonique de chevauchement due à des contraintes de compression (Peschler et al., 2006) et parfois comme une faille de décrochement due à des contraintes d'extension (Mueller et al., 1994). La minéralisation aurifère le long de la CLLDZ est associée aux roches mafiques et ultramafiques du Groupe de Piché et aux Groupes de Timiskaming et de Cadillac (voir les Figures 1.1 et 1.2). Une altération en carbonates et des intrusions felsiques à intermédiaires de type porphyrique sont également rapportées tout au long de la CLLDZ. L'entrée des fluides minéralisateurs et la formation de veines aurifères dans des fractures aurait été favorisée par les déformations en présence d'importance contrastes de compétence entre la roche hôte et les intrusions (Robert et al., 2005).

On remarque que la CLLDZ correspond toujours à un contact entre deux lithologies et que les couches stratigraphiques adjacentes à celle-ci sont verticales ou subverticales (Figure 1.2). Ces deux caractéristiques sont dues aux trois événements majeurs de déformation qui ont eu lieu entre 2685 et 2665 Ma (voir Robert, 2001; Davis, 2002). Ensuite, une période de faible activité tectonique a permis au groupe sédimentaire de Timiskaming de se déposer, puis d'être érodé (Davis, 2002). Ce groupe apparaît vertical, mais il possède une stratification entrecroisée et il forme une discordance angulaire avec les roches volcaniques qu'il recouvre. Il serait donc d'origine fluviale et se serait déposé le long des escarpements et des basins d'extension de la faille (Davis, 2002; Mueller et al., 1994). La présence de veines d'or dans ce groupe sédimentaire indique qu'au moins une partie de la minéralisation dans la ceinture de roche vertes de l'Abitibi est plus jeune que la CLLDZ.

Les gisements d'or disséminé associés à des intrusions (p. ex. Robert, 2001) se seraient formés pendant le plutonisme syn-Timiskaming. Rowins et al. (1993) ont suggéré que les intrusions de syénite le long de la CLLDZ seraient le résultat d'ouvertures causées par une contrainte d'extension [la même contrainte qui, selon Mueller et al. (1994), est à l'origine de la faille]. Cette association entre les intrusions et la faille fait en sorte que les gisements d'or disséminés comme ceux de Young-Davidson (Zhang et al., 2014) et de Canadian Malartic (Helt et al., 2014) sont contrôlés structuralement à l'échelle de la CLLDZ. Celle-ci aurait servi de

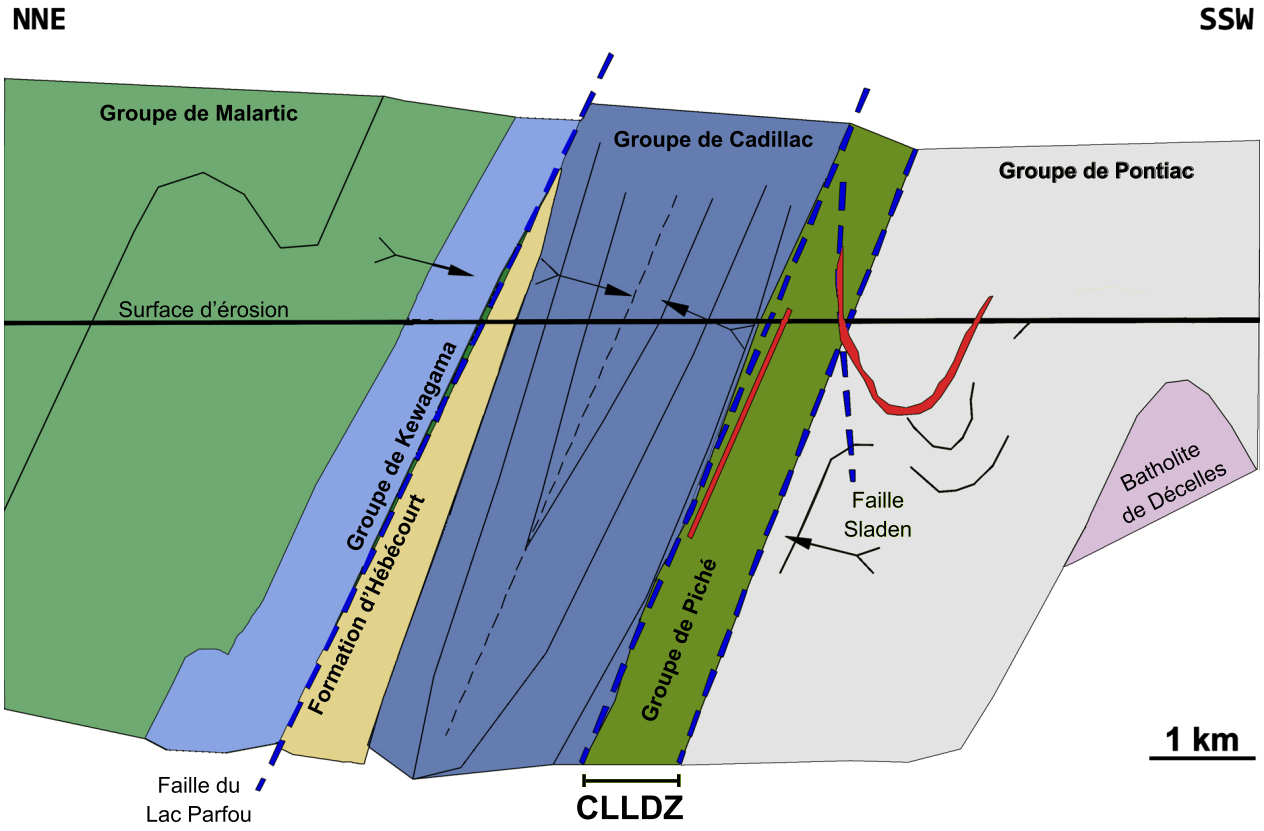


Figure 1.2 Section géologique simplifiée perpendiculaire à la zone de déformation de Cadillac–Larker Lake (CLLDZ) dans le district minier de Malartic. La zone de déformation s'étend sur la largeur du groupe volcanique de Piché et inclut les contacts de celui-ci avec le groupe conglomératique de Cadillac et le groupe turbiditique de Pontiac. Le pendage approximatif de la CLLDZ dans le district de Malartic est d'environ 80° vers le nord-nord-est. Les zones aurifères sont identifiées en rouge. Section géologique modifiée de Poulsen (2014) et d'après Gunning & Ambrose (1940); Eakins (1962); Sansfaçon & Hubert (1990).

conduit favorable aux intrusions felsiques à intermédiaires, qui auraient apporté des fluides minéralisateurs hydrothermaux (Helt et al., 2014) ou encore favorisé l'entrée de fluides lors d'un événement de déformation subséquent (Robert, 2001).

Les gisements à veines de quartz-carbonates, comme celui de Sigma-Lamaque (Olivo & Williams-Jones, 2002), se sont formés dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi suite à une compression nord-sud. Cette déformation est responsable de la l'apparition de nombreux plis droits et de l'apparition de zones de cisaillement le long de la CLLDZ (Robert, 1989). C'est le contraste de compétence entre les intrusions porphyriques (difficilement déformables) et la roche hôte (facilement déformable) qui a fait en sorte que ces endroits étaient propices à

la fracturation et à l'intrusion de fluides minéralisateurs métamorphiques (Figure 1.3, Robert & Brown, 1986; Robert et al., 2005; Dubé & Gosselin, 2007).

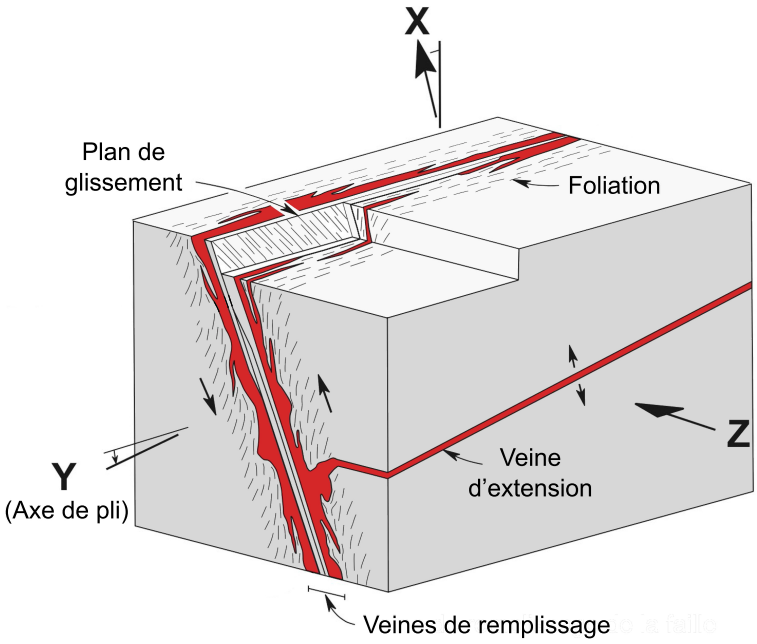


Figure 1.3 Formation de la foliation, des veines de remplissage et des veines d'extension minéralisées dans les gisements d'or à veines de quartz-carbonates. Modifiée de Dubé & Gosselin (2007).

1.3 Problématique : le gisement d'or disséminé Canadian Malartic

1.3.1 Bref historique

Des prospecteurs ont découvert de l'or visible dans la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi pour la première fois à l'été 1906 [2]. Ceux-ci ont rapidement remarqué que les formations d'or sont distribuées le long d'une structure orientée est-ouest (la CLLDZ). Les gisements d'or découverts dans cette région sont toujours situés à moins de 15 km de la CLLDZ et ils se regroupent en districts aurifères qui sont répartis entre Val-d'Or et Matachewan (Robert, 1989; Card & Poulsen, 1998; Zhang et al., 2014). Le premier à documenter ces districts est Knight (1924) ; il décrit une série de gisements d'or alignés selon une tendance est-ouest dans le nord de l'Ontario et observe que ces gisements sont retrouvés près de conglomérats sédimentaires. Ses travaux ont joué un rôle important dans la découverte de nouveaux districts aurifères, dont celui de Rouyn-Noranda, l'année suivante. Gunning (1937), le premier

2. Source : *The Larder Lake–Cadillac Break and its Gold Districts, Rouyn-Noranda SEG Student Field Trip Guidebook* (document obtenu lors d'une excursion menée par H.K. Poulsen).

à documenter les murs de plusieurs galeries minières et à décrire la CLLDZ, a cartographié presque toute cette structure du côté québécois de la frontière provinciale. Il avance que les structures cartographiées dans les galeries font partie d'une zone de faille unique qui s'étend vers l'est au moins jusqu'à Malartic (Gunning & Ambrose, 1940) et note que la roche volcanique est souvent altérée en carbonates à proximité de la minéralisation. On sait maintenant que la faille s'étend jusqu'au front de la Province de Grenville (Figure 1.1).

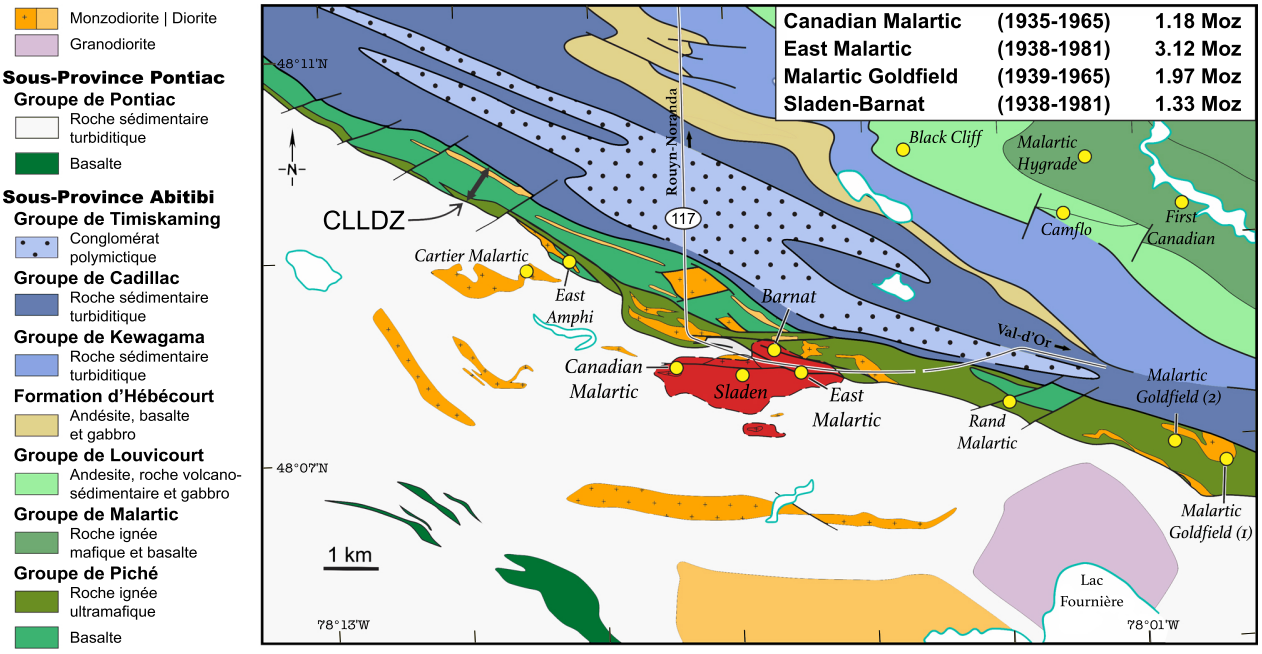


Figure 1.4 Carte géologique simplifiée du District de Malartic et emplacement des différents sites miniers en bordure de la zone de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ). La mine à ciel ouvert de Canadian Malartic est dessinée en rouge. Le gisement est principalement situé dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac au sud de la CLLDZ et partiellement situé dans les roches volcaniques du Groupe de Piché. Carte géologique modifiée de De Souza et al. (2015) et d'après Sansfaçon & Hubert (1990); Fallara et al. (2000); Pilote et al. (2014). Les données de production historique sont tirées de Trudel & Sauvé (1992).

La première découverte d'or visible dans le District de Malartic est attribuée aux frères Gouldie en 1923[3]. Le gisement Canadian Malartic fut proprement identifié en 1925 : il se situe moins de 2 km au nord de la découverte initiale des frères Gouldie. C'est la compagnie Malartic Gold Mines qui a amorcé les premiers travaux de forage en 1927. La mine a connu un départ lent, et le krach de 1929 a rapidement mis un terme aux activités. En 1933, la compagnie Canadian Malartic Gold Mines a fait l'acquisition de la propriété, relancé les

3. Les dates importantes dans l'histoire de la mine Canadian Malartic sont tirées de Wares & Burzynski (2011).

travaux de forage, puis démarré l'exploitation en 1935. L'investissement se montre profitable et les mineurs sortiront au moyen de galeries plus d'un million d'onces d'or pendant les 30 années suivantes (Wares & Burzynski, 2011). En tout, les mines Canadian Malartic, Sladen et East Malartic seront exploitées jusqu'aux années 1980 pour une production totale de plus de 7 Moz d'or (Trudel & Sauvé, 1992). Entre les années 1980 et 2004, aucune exploitation a eu lieu et la propriété est passée entre les mains de Lac Minerals, Barrick Gold, et Mc-Watters, qui était au bord de la faillite à cause du déclin de la mine Sigma à Val-d'Or. En 2004, la compagnie d'exploration Osisko achète la propriété aux enchères (le prix demandé était de 2 M$ et Osisko a remporté l'enchère avec une offre de seulement 80 000 $, Wares & Burzynski, 2011). C'est avec une campagne de forage systématique et une étude approfondie des documents historiques obtenus suite à l'achat de la propriété que la compagnie Osisko a prouvé qu'il restait 18.6 Moz d'or disséminé autour des anciennes galeries (Gervais et al., 2014). Les teneurs en or avoisinent seulement 1 g/t Au, mais la hausse du prix de l'or dans les années 2000 et la possibilité de faire des opérations à ciel ouvert ont fait en sorte que la mine Osisko est devenue l'une des plus grandes productrices d'or au Canada. Au début de 2014, la corporation minière Osisko a reçu une offre d'achat hostile de la part de la minière Goldcorp. Ce sont finalement les compagnies canadiennes Yamana Gold et Agnico Eagle qui ont pris le contrôle à l'été 2014 après une entente s'élevant à 3.9 G$. La Figure 1.4 montre l'emplacement des principaux sites miniers et de leur production historique sur une carte géologique du District de Malartic.

1.3.2 Unités lithologiques principales

La Figure 1.5 montre les principales unités qui forment le Groupe de Pontiac et le Groupe de Piché à proximité du gisement Canadian Malartic. La composition, le métamorphisme et l'origine du Groupe de Pontiac sont bien documentés dans la littérature (p. ex., Card, 1990; Corfu & Noble, 1992; Camiré et al., 1993a; Camiré & Burg, 1993; Mortensen & Card, 1993; Benn et al., 1994; Powell et al., 1995). Ce groupe est constitué principalement de roches sédimentaires archéennes déposées par des courants de turbidité (2685 Ma à 2682 Ma, Mortensen & Card, 1993; Davis, 2002). À proximité de Malartic celles-ci sont métamorphisées au grade de schistes verts et sont définies par des laminations interstratifiées de grès et de mudstone. Les roches sédimentaires non altérées sont composées de quartz, plagioclase, biotite, muscovite, chlorite avec de faibles abondances de pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, magnétite et ilménite (Fallara et al., 2000; Helt et al., 2014; Gaillard et al., 2018).

Les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac sont recoupées par des dykes archéens dont la composition varie de monzodiorite quartzifère à granodiorite et dont les dimensions n'ex-

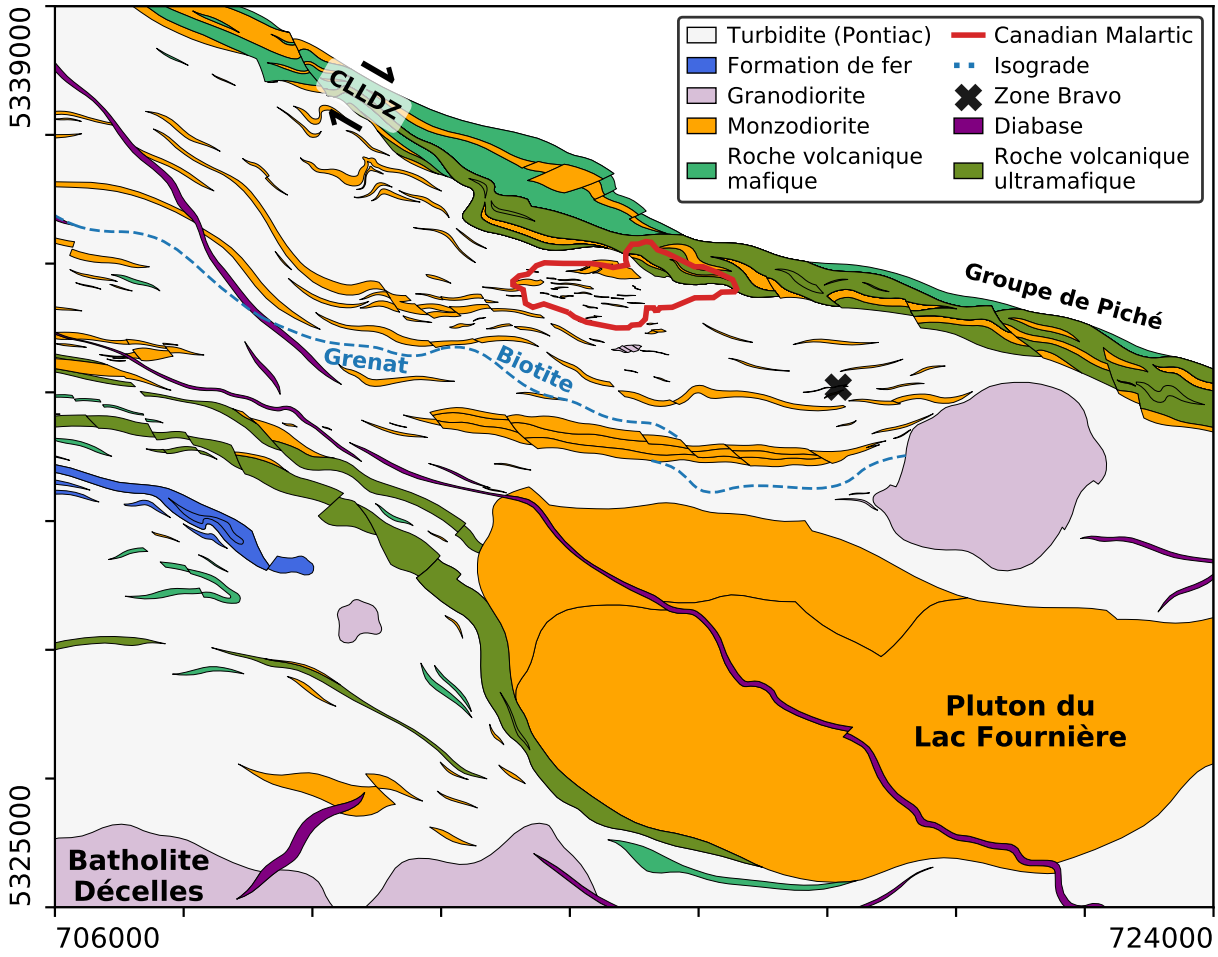


Figure 1.5 Carte géologique détaillée du Groupe de Pontiac au sud de la ville de Malartic (d'après Gunning & Ambrose, 1940; Sansfaçon & Hubert, 1990; Perrouty et al., 2017). Le gisement Canadian Malartic est situé dans les turbidites métamorphisées du Groupe de Pontiac, dans les dykes de monzodiorite qui le recoupent et dans les roches volcaniques mafiques et ultramafiques du Groupe de Piché. La localisation de la zone Bravo (Chapitre 6), l'orientation de la zone de déformation Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) et l'isograde métamorphique sont indiqués sur la carte. Le Groupe de Piché, le batholite de Décelles et le Pluton du Lac Fournière sont aussi identifiés. Les coordonnés sont dans le système NAD83 (UTM zone 17N).

cèdent pas 100 m (Perrouty et al., 2017). Cette famille de dykes inclut les intrusions aurifères situées dans le cœur du gisement Canadian Malartic (Figure 1.5), qui sont datés à 2678 ± 1 Ma (Helt et al., 2014). Ces dykes sont composés principalement de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et chlorite, avec des abondances mineures de muscovite, épidote, apatite et des oxides de fer et de titane (Trudel & Sauvé, 1992; Helt et al., 2014).

On retrouve également dans le Groupe de Pontiac des coulées et des coussins volcaniques archéens dont la composition est mafique à ultramafique (Figure 1.5). On note également la présence de formations de fer rubanées et de dykes mafiques archéens (Camiré et al., 1993b), et de dykes de diabase protérozoïques (Figure 1.5).

1.3.3 Altération hydrothermale et minéralisation aurifère

D.R. Derry a été le premier à documenter la géologie de la mine pendant son exploitation par la compagnie Canadian Malartic Gold Mines, dans les années 1930. Même s'ils sont maintenant assez vieux, les travaux de Derry (1939) sont d'excellente qualité et ils demeurent une des références les plus complètes sur la mine Canadian Malartic. Il décrit que le gisement est divisé en deux et qu'une partie de la minéralisation se trouve dans les dykes porphyriques alors que le reste se trouve dans les greywackes (roches sédimentaires métamorphiques) du Groupe de Pontiac (Figure 1.5). Derry (1939) remarque également qu'une altération intense se concentre près du contact entre les deux unités géologiques. La faille Sladen, qui recoupe ces deux lithologies, agirait comme un contrôle structural sur la minéralisation à l'échelle du gisement (Trudel & Sauvé, 1992; Sansfaçon & Hubert, 1990).

Près du gisement Canadian Malartic, l'altération hydrothermale des roches sédimentaires est caractérisée par la présence de feldspath potassique, albite, biotite, muscovite, calcite, carbonates (dolomite et ankérite), pyrite, rutile et épidote (Helt et al., 2014). L'altération en pyrite dans les roches sédimentaires s'accompagne d'une diminution de la quantité de fer dans les micas et par une augmentation des concentrations en fluor (Gaillard et al., 2018). Derry (1939) note la présence de silicification dans les zones brèchifiées aurifères près des contacts entre les roches sédimentaires et les intrusions porphyriques.

Les dykes et sills qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac dans le gisement sont minéralisés et altérés, ces intrusions ont été mises en place dans un intervalle de temps relativement court entre 2678 Ma et 2676 Ma (De Souza et al., 2015). Helt et al. (2014) ont calculé que les roches altérées ont subi des gains de masse importants en souffre, potassium, calcium, argent, tellurium et or, et des pertes de masse en cuivre. Ils proposent que des magmas felsiques et alcalins aient apporté des fluides aurifères hydrothermaux oxydés riches en souffre et en CO_2. L'or aurait ainsi été déposé au moment du contact de ces fluides avec les roches sédimentaires et les dykes de monzodiorite. Leurs conclusions ont par la suite été critiquées par Beaudoin & Raskevicius (2014), qui croient que les fluides sont d'origine métamorphique. Ils basent leurs conclusions sur une étude de la composition des isotopes d'oxygène et d'hydrogène dans les roches du Groupe de Pontiac.

Le minerai d'or à Canadian Malartic se trouve principalement (à environ 70 %) dans les

roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Le reste de la minéralisation est contenue dans les intrusions felsiques à intermédiaires et dans les dykes mafiques. À Canadian Malartic, la minéralisation se présente sous la forme de veinules de quartz-carbonates, d'inclusions dans la pyrite, ou le long des contacts entre les grains de pyrite, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite ou de quartz. De la pyrite hydrothermale est disséminée à un taux de 1 % à 5 % sur l'ensemble du site (Fallara et al., 2000). L'or et la pyrite sont également associée avec la chalcopyrite, la molybdénite et des tellurures d'or et d'argent (Helt et al., 2014).

1.3.4 Contrôle structural à l'échelle du gisement Canadian Malartic

Au moins trois événements de déformation peuvent être distingués dans le Groupe de Pontiac au niveau de Canadian Malartic. Une première phase de déformation D_1 a mené à la formation de petits plis isoclinaux P_1 de direction nord-est (Sansfaçon & Hubert, 1990). Cet événement est encore mal connu, et il est possible qu'une partie de la minéralisation lui soit associée (Trudel & Sauvé, 1992). L'événement D_2 est responsable de la foliation principale (S_2) observée dans les roches sédimentaires du Pontiac. La foliation S_2 est subparallèle aux plis P_2. Ces plis sont évidents sur les affleurements : ils sont orientés est-sud-est et sont recoupés par la faille Sladen (Sansfaçon & Hubert, 1990). Les intrusions felsiques à intermédiaires sont d'ailleurs fortement déformées par D_2 (Figure 1.6). On peut en déduire que les intrusions sont apparues avant la phase D_2, alors que la faille Sladen s'est formée après D_2. La dernière déformation (D_3) serait postérieure à la formation de la faille Sladen. La déformation D_3 aurait mené à la formation de plis dont l'axe est orienté est-nord-est. Cependant, selon Trudel & Sauvé (1992), l'événement D_3 « ne modifie pas de façon significative les motifs de plissements superposés existants ».

Le gisement actuel de Canadian Malartic contient les quatre mines historiques de Canadian Malartic, Sladen, Barnat et East Malartic (Figures 1.4 et 1.6). Dans les parties Ouest, Centrale et Est du gisement, la minéralisation aurifère de Canadian Malartic est contrôlée structuralement par des failles de second ou troisième ordre adjacentes et obliques à la CLLDZ (Figure 1.6), comme c'est le cas dans la plupart des gisements d'or filonien ou disséminé en Abitibi (Robert et al., 2005). De plus, la minéralisation est spatialement associée aux zones structuralement complexes, où la variance spatiale de l'orientation du litage est élevée (Perrouty et al., 2017). La faille Sladen est orientée est-ouest et c'est la seule structure commune aux mines historiques de Canadian Malartic, Sladen-Barnat et East Malartic. La faille Sladen, caractérisée par un fort pendage vers le sud (voir Figure 1.2), est oblique à la CLLDZ et contrôle toujours une partie de la minéralisation (jusqu'à ⅔ de l'or trouvé au sud

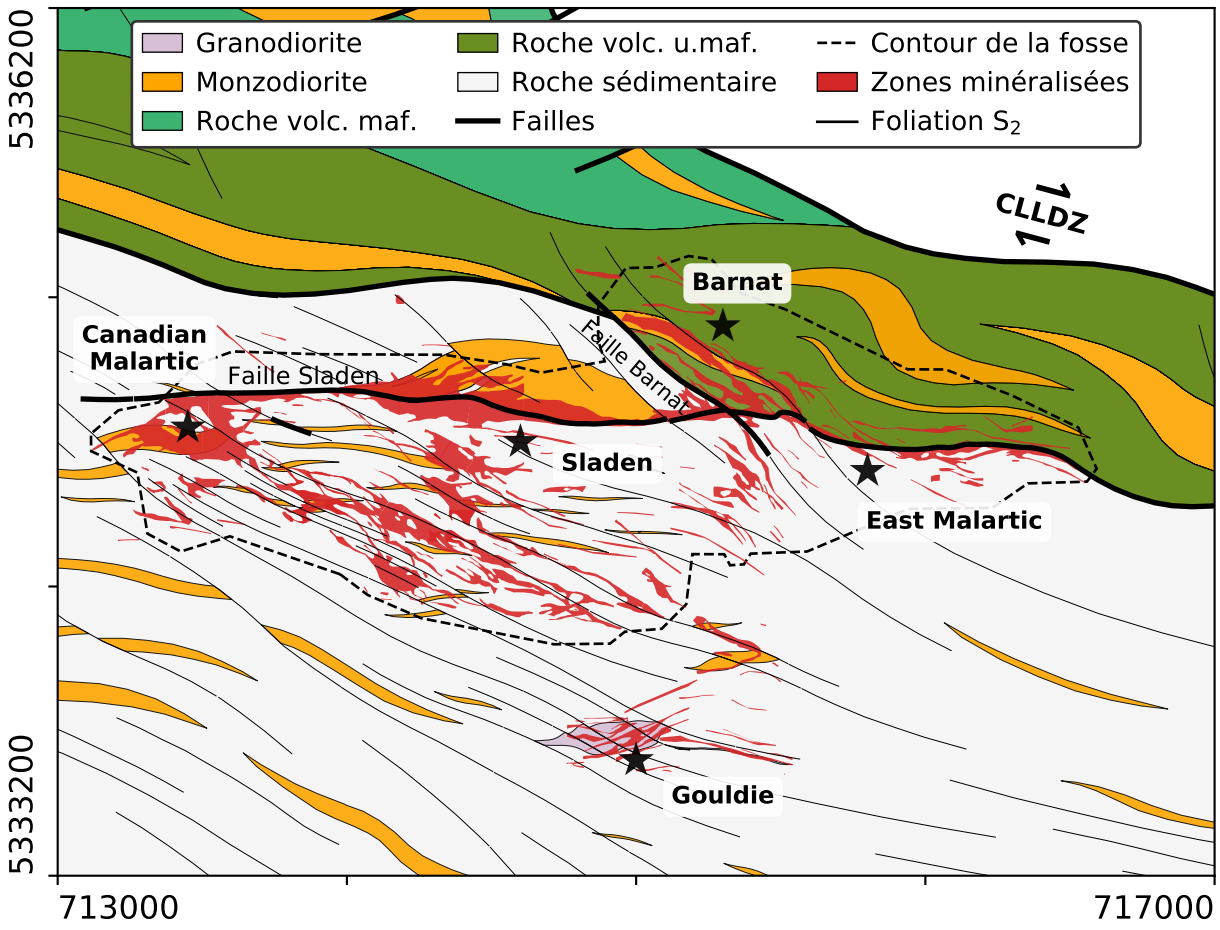


Figure 1.6 Carte géologique montrant les structures importantes sur la propriété Canadian Malartic et les emplacements des mines historiques de Canadian Malartic, Barnat, Sladen et East Malartic. Le granodiorite fracturé et minéralisé de la zone Gouldie est aussi identifié. Un pli d'entraînement ayant un plan axial orienté NO-SE s'est formé près du croisement entre les failles Sladen et celles orientées NO-SE dans la partie ouest du gisement. Les intrusions porphyriques à proximité de la faille Sladen sont fortement minéralisées, et les plus hautes concentrations en or se trouvent dans les intrusions fracturées qui recoupent les roches volcaniques altérées (zone Barnat). L'orientation subparallèle de la foliation principale (S_2) à la zone de déformation de Cadillac–Larder Lake (CLLDZ) est mise en évidence. Carte géologique modifiée d'après Perrouty et al. (2017).

de la ville de Malartic, Trudel & Sauvé, 1992).

Canadian Malartic. Dans la partie Ouest du gisement, la minéralisation aurifère est principalement contrôlée par la faille Sladen et un groupe de failles orientées NO-SE qui la recoupent à proximité d'une intrusion porphyrique majeure (Figure 1.6). Les deux zones de

failles se seraient formées sous les mêmes contraintes (Sansfaçon et al., 1987b). Cette partie du gisement est marquée par un pli d'entraînement dans les roches sédimentaires causé par des contraintes de cisaillement est-ouest (Trudel & Sauvé, 1992). La minéralisation aurifère de Canadian Malartic se trouve sous forme disséminée ou de veines dans les roches sédimentaires proximales aux zones de failles et dans une intrusion porphyrique qui se trouve près de la charnière du pli d'entraînement. Les roches sédimentaires à proximité de la faille Sladen sont parfois brèchifiées. Les intrusions porphyriques sont cisaillées et fracturées, et ces fractures ont été remplies par des minéraux hydrothermaux associés aux fluides aurifères (Sansfaçon et al., 1987b).

Sladen-Barnat. Au centre de la propriété, sur les anciennes mines Sladen-Barnat, la minéralisation aurifère est contrôlée par les failles Sladen et Barnat (Figure 1.6). La minéralisation aurifère des zones Sladen et Barnat est limitée au Groupe de Piché au nord de la mine, et n'est pas observée dans le groupe sédimentaire de Cadillac (voir Figure 1.4). La faille Barnat (NO-SE) est oblique à la faille Sladen et déforme celle-ci. Elle se situe à la limite entre les greywackes et les roches ultramafiques du Groupe de Piché, alors que la faille Sladen se situe entre les greywackes et une intrusion porphyrique. Le long de la faille Barnat, les roches volcaniques ultramafiques sont altérées en carbonates et ont été transformées en schistes à talc-chlorite (Derry, 1939). Les intrusions de type diorite offrent un contraste de compétence important avec les schistes à talc-chlorite qu'ils recoupent. Ces intrusions contiennent les plus hautes teneurs en or sur la propriété Sladen-Barnat (Sansfaçon et al., 1987a). Les roches sédimentaires au sud de la faille Sladen sont brèchifiées et on y retrouve le même type d'altération et de minéralisation disséminée qu'à Canadian Malartic.

East Malartic. À East Malartic, la minéralisation est spatialement associée à la faille Sladen (Figure 1.6). Du côté est, la faille est au contact entre un schiste volcanique et les roches sédimentaires du Pontiac. Les intrusions qui se retrouvent à proximité de la faille Sladen sont aurifères, mais celles qui sont plus distales à la faille ne le sont pas (Trudel & Sauvé, 1992). À East Malartic l'or est surtout distribué le long des zones de cisaillement orientées est-ouest.

1.3.5 Importance des structures pour les signatures pétrophysiques

Il est noté dans Trudel & Sauvé (1992) que la taille des grains dans les intrusions minéralisées de monzodiorite varie selon la proximité avec la faille Sladen. La taille des grains dans les monzodiorites en bordure de la faille est fine, et celle-ci augmente avec la distance vers le

nord. De plus, les sédiments au sud de la faille Sladen sont brèchifiés et parfois silicifiés. Plus loin, les roches sédimentaires sont fortement foliés, et la foliation diminue avec la distance par rapport à la CLLDZ (Trudel & Sauvé, 1992). Il y a donc des contrastes importants dans la texture des roches dans les régions proximales à la faille Sladen, qui contrôle la plus grande partie de la minéralisation. Ces différences dans les textures devraient se refléter par des spectres de polarisation provoquée différents, car la circulation du courant électrique dans les roches dépend non seulement du contenu en grains métalliques, mais aussi des microfractures, de la porosité et de la taille des grains (détails au Chapitre 2). Il ne serait donc pas surprenant que les variations dans la foliation et les linéations aient également un effet sur les signatures de polarisation provoquée de la roche. La polarisation provoquée spectrale est une méthode géophysique qui pourrait être sensible aux structures qui contrôlent la minéralisation aurifère du gisement Canadian Malartic.

1.3.6 Limite des connaissances géophysiques

Lac Minerals Ltd. ont réalisé des levés de polarisation provoquée sur une bonne partie du site minier de Canadian Malartic durant les années 1980 (Wares & Burzynski, 2011). Les résultats peuvent difficilement être interprétés parce qu'ils n'ont pas été publiés et qu'il existe très peu d'information sur les conditions du terrain, les configurations d'électrodes et les appareils utilisés. En 2006, à la demande de la minière Osisko, la compagnie Fugro a réalisé un levé géophysique aéroporté au-dessus de la propriété. Celui-ci incluait des mesures de spectrométrie gamma, de magnétométrie, et de méthode électromagnétique dans le domaine du temps. L'analyse des résultats par le bureau d'exploration d'Osisko montre qu'aucune signature géophysique ne peut être associée aux zones altérées et minéralisées. Cependant, les levés magnétiques se sont avérés utiles pour améliorer les connaissances sur la géologie de la Sous-Province de Pontiac (Perrouty et al., 2017).

Wares & Burzynski (2011) ont tenté d'expliquer pourquoi le gisement aurifère Canadian Malartic ne montre pas de signature géophysique apparente. Premièrement, la présence de pyrite n'est pas détectable avec des méthodes électriques ou électromagnétiques, car on la retrouve à très faible teneur (en moyenne 2 %). Ensuite, seulement un faible contraste magnétique est apparent entre les monzodiorites, les zones minéralisées et les sédiments non minéralisés du Pontiac. Ce serait dû à la composition felsique des dykes porphyriques et à l'absence de pyrrhotite. Finalement, l'altération potassique serait impossible à cartographier, car les résidus miniers riches en potassium issu de l'exploitation produisent une anomalie qui cache celle du gisement (Wares & Burzynski, 2011).

Ces conclusions sont un peu hâtives, car les propriétés physiques des roches de Canadian

Malartic n'ont jamais été mesurées en laboratoire. En plus, les levés géophysiques aéroportés ont été réalisés pendant les opérations minières, laissant beaucoup de place à la contamination des données par les infrastructures et empêchant une interprétation complète des levés. De plus, à cause de leur composition mafique et ultramafique, les roches du Groupe de Piché produisent une anomalie magnétique sur les levés aériens tellement importante qu'elle déborde sur le gisement d'or (voir la carte magnétique dans Perrouty et al., 2017). Cette observation pourrait expliquer pourquoi le contraste magnétique entre les roches porphyriques et sédimentaires dans gisement n'est pas observable à l'échelle du district. Pour palier à ces manques, il faudrait conduire des levés à petite échelle sur les affleurements minéralisés qui sont loin des infrastructures. Il est plus difficile de proposer des explications pour le manque de réponse électrique associée à ce gisement, car la théorie prédit que la chargeabilité devrait augmenter avec le contenu en pyrite (détails dans le Chapitre 2). Une analyse minéralogique détaillée combinée à une étude de polarisation provoquée en laboratoire est nécessaire pour comprendre le manque apparent de réponse associé à l'altération en pyrite. En conclusion, une étude intégrée des propriétés pétrophysiques et minéralogiques permettrait de proposer de nouvelles configurations afin d'adapter les levés géophysiques pour la détection de ce type de gisement.

1.4 Objectifs de recherche

1.4.1 Objectif général

Ce projet de recherche a pour objectif d'approfondir les connaissances par rapport aux signatures pétrophysiques et minéralogiques de l'empreinte d'altération hydrothermale des gisements d'or disséminé. Cette thèse propose de faire l'intégration des signatures pétrophysiques, minéralogiques, géochimiques et texturales des différentes unités géologiques et styles d'altération du gisement Canadian Malartic.

1.4.2 Objectifs spécifiques

La réalisation de l'objectif général mènera à la proposition d'un modèle d'exploration géophysique fondé sur les contraintes géologiques du gisement Canadian Malartic. Pour atteindre ce but, il faut passer par la réalisation de quatre objectifs spécifiques :

1. Établir un protocole de mesure des propriétés physiques sur les carottes de forage, incluant le traitement des mesures de polarisation provoquée spectrale.
2. Mesurer les propriétés physiques d'échantillons provenant du cœur du système minéralisé jusqu'aux régions altérées distales du gisement.

3. Intégrer les attributs minéralogiques, géochimiques et structuraux dans l'interprétation des propriétés physiques avec des méthodes qui minimisent les biais associés à l'interprétation humaine.
4. Proposer un modèle d'exploration géophysique pour ce type de gisement d'or.

1.5 Plan de la thèse

Les travaux menés pour réaliser l'objectif général de cette thèse contribuent aussi à améliorer les connaissances sur l'interprétation des données de polarisation provoquée et sur l'application de cette méthode à l'exploration minérale. Dans ce qui suit, le Chapitre 2 offre une revue critique de la littérature portant sur la polarisation provoquée spectrale, pour introduire le contexte théorique de la méthode et situer le projet de recherche par rapport à la limite des connaissances dans ce domaine. Le Chapitre 3 sert à introduire les articles de revue qui forment le cœur de cette thèse (Chapitres 4, 5 et 6), et à les mettre en contexte par rapport aux objectifs spécifiques de recherche décrits à la Section 1.4.2. Les contributions apportées par les articles contenus dans cette thèse forment un tout qui mène à la réalisation de l'objectif général, soit celui d'intégrer les signatures pétrophysiques, minéralogiques, géochimiques, et structurales de l'empreinte hydrothermale du gisement aurifère Canadian Malartic (Section 1.4.1). Les articles sont organisés selon l'ordre suivant :

1. « Predicting rock type and detecting hydrothermal alteration using machine learning and petrophysical properties of the Canadian Malartic ore and host rocks, Pontiac Subprovince, Québec, Canada »
   Accepté par la revue *Ore Geology Reviews*.
2. « Bayesian inference of spectral induced polarization parameters for laboratory complex resistivity measurements of rocks and soils »
   Publié dans *Computers & Geosciences*.
3. « Mineralogical and textural controls on spectral induced polarization signatures of the Canadian Malartic gold deposit : applications to mineral exploration »
   Soumis pour publication dans *Geophysics*.

Finalement, une discussion générale liant les articles ainsi que les principales conclusions et recommandations tirées de ce projet de recherche sont présentées aux Chapitres 7 et 8.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE : POLARISATION PROVOQUÉE SPECTRALE

2.1 Introduction générale à la polarisation provoquée

La polarisation provoquée (PP) est une méthode de prospection géophysique qui trouve des applications en exploration minière (Spitzer & Chouteau, 2003; Vallée et al., 2011; Tavakoli et al., 2016), en exploration pétrolière (Veeken et al., 2009, 2012), et en imagerie environnementale (Kemna et al., 2004). Cette méthode permet de faire l'imagerie de deux propriétés physiques du sous-sol : la chargeabilité et la résistivité électrique (ou son inverse, la conductivité). C'est à Conrad Schlumberger qu'on attribue le terme « polarisation provoquée » (Dobrin & Savit, 1960). En faisant des mesures de résistivité conventionnelle, Schlumberger s'aperçut que le sol entrepose une certaine quantité d'énergie, car la tension ne tombe pas immédiatement à zéro lorsque le courant injecté dans le sol est interrompu. Effectivement, la différence de potentiel décroit abruptement puis plus lentement, de façon exponentielle jusqu'à atteindre zéro après un certain temps : c'est l'effet de PP. D'après les travaux pionniers sur le sujet, il est entendu que la présence de particules métalliques disséminées Bleil (1953) ou d'argiles (Vacquier et al., 1957), ou tout autre phénomène impliquant une obstruction au mouvement des porteurs de charge dans un matériau (Marshall & Madden, 1959) peuvent causer un effet de PP.

On doit distinguer deux méthodes de PP. Premièrement, la polarisation provoquée temporelle (PPT) consiste à injecter un courant continu dans un sol, puis à mesurer la décroissance de la tension en fonction du temps après l'interruption subite du courant. Il s'agit de la méthode basée sur les observations de Schlumberger. La PPT est également connue sous le nom de polarisation provoquée dans le domaine du temps ou *time-domain induced polarization* (TDIP) en anglais. La polarisation provoquée spectrale (PPS) est la deuxième variante parmi les méthodes de PP. Cette technique est également connue sous le nom de polarisation provoquée dans le domaine des fréquences ou de *spectral induced polarization* (SIP) en anglais. La PPS consiste d'abord à injecter un courant alternatif de forme sinusoïdale dans un matériau. Ensuite, la différence de potentiel entre deux points est mesurée, et ce à différentes fréquences d'excitation entre 1 mHz et 100 kHz, typiquement. La résistivité mesurée par la méthode de PPS est un nombre complexe, on parle donc également de spectroscopie d'impédance complexe [1].

1. Ce terme est plus couramment utilisé en biophysique.

La PPS offre quelques avantages par rapport à la méthode de PPT. Premièrement, une plus grande quantité d'information est contenue dans le signal (parties réelles et imaginaires de la résistivité). Deuxièmement, la dépendance fréquentielle du signal permet de déterminer à quelles fréquences caractéristiques un matériau devient plus ou moins polarisable. Selon les modèles physiques proposés dans la littérature, cette information dépend entre autres des propriétés du matériau.

Les premières formulations de l'effet PP dans le domaine fréquentiel sont apparues avec les travaux de Marshall & Madden (1959); Wong (1979); Pelton et al. (1978, 1983). Puis, le développement des instruments permettant de mesurer l'impédance complexe sur une large bande de fréquence a permis à Vinegar & Waxman (1984) d'entreprendre des expériences de laboratoire pour caractériser l'influence de l'instrumentation, des électrodes et du porte-échantillon sur les mesures de PPS. Ces derniers ont montré que la saturation d'un sol (en huile ou eau) et la composition ionique du fluide interstitiel influence l'effet PP. À cette période, Olhoeft (1985) a également démontré l'importance des réactions à l'interface de l'électrolyte et d'un solide sur l'effet PP mesurable. Plus tard, Vanhala & Soininen (1995) ont revisité les protocoles de laboratoire et montré qu'il y avait encore beaucoup de chemin à faire dans le développement des instruments pour la PPS. Plus de détails sur le développement des instruments à haute précision sont donnés dans Zimmermann et al. (2008).

La réalisation de mesures de PPS en laboratoire ou sur le terrain ne doit pas être prise à la légère. En effet, la réponse mesurée en PPS est sensible à une multitude de facteurs qui ne sont pas nécessairement des propriétés du matériau investigué. Ces facteurs incluent le choix des électrodes de mesures et du porte-échantillon (Vinegar & Waxman, 1984; Vanhala & Soininen, 1995), la disposition des câbles (Schmutz et al., 2014) et les variations de température (Binley et al., 2010; Bairlein et al., 2016). Contrairement aux mesures de susceptibilité magnétique et de densité, qui sont assez intuitives, l'acquisition des données en PPS ne devrait pas commencer avant d'avoir fait un bon survol de l'ensemble de la littérature sur le sujet. Heureusement, depuis une vingtaine d'années un intérêt grandissant est porté vers la méthode, ce qui a permis de mettre en évidence les bonnes pratiques dans la préparation des échantillons, la conception du porte-échantillon, le choix d'instrumentation, et l'acquisition et l'interprétation des données.

Depuis le début des années 2000, la PPS a reçu plus d'attention en sciences environnementale qu'en exploration minière, car on a montré qu'elle peut servir à des fins de caractérisation hydrogéologique (Binley et al., 2005; Attwa & Günther, 2013), de détection de contaminants (Ntarlagiannis et al., 2010; Flores Orozco et al., 2012; Mewafy et al., 2013), et même pour faire le suivi des processus de bioremédiation (Flores Orozco et al., 2011). La complexité de

la méthode et le temps requis pour faire l'acquisition des données (Slater & Lesmes, 2002) rendent la méthode moins attirante pour l'exploration minière, où la PPT est traditionnellement utilisée par l'industrie. Cependant, il existe un lien étroit entre le contenu fréquentiel et temporel de l'effet PP, tel que montré par Tarasov & Titov (2007); Fiandaca et al. (2013); Johansson et al. (2017). Il serait donc d'un grand intérêt de caractériser les signatures PPS de roches présentant différents styles de minéralisation ou d'altération. Le tout dans le but de prédire l'effet PP temporel qui pourrait être mesuré au-dessus de tels gisements.

Dans les 10 dernières années, des développements appréciables quant aux modèles permettant d'interpréter les mesures de PPS sur une base physique ont eu lieu. Même si la compréhension des mécanismes à l'origine de l'effet PP s'améliore, il n'existe toujours pas de consensus ou de modèle unifié qui tient en compte de toutes ses causes. Ceci est partiellement dû au fait que les analyses complémentaires (p. ex., porosimétrie, minéralogie quantitative, imagerie par rayons X ou géochimie de roche totale) nécessaires pour faire le lien entre les propriétés d'un matériau et sa réponse de PPS sont dispendieuses. Conséquemment, beaucoup d'études sont réalisées sur une quantité restreinte d'échantillons synthétiques calibrés. Ainsi les connaissances par rapport à l'utilisation de la PPS pour caractériser les matériaux géologiques complexes (roches minéralisées, altérées, déformées ou fracturées) souvent rencontrés en exploration minière sont limitées.

Dans ce chapitre, l'intérêt est porté sur l'application de la PPS à la caractérisation de géomatériaux, que ce soit en l'absence ou en présence de grains métalliques. Les principes de base en PPS sont d'abord présentés. Ensuite, les différents mécanismes à l'origine de la polarisation sont décrits à l'échelle des pores et des grains. Les modèles empiriques qui servent à interpréter les données ainsi que les méthodes d'inversion seront abordées ici et au Chapitre 5. Les effets qu'ont les grains métalliques et les différentes propriétés des matériaux, notamment la nature du fluide saturant, la taille des grains et la géométrie des pores sur la réponse de polarisation provoquée spectrale sont présentés selon les résultats des études publiées jusqu'à maintenant. Cette dernière partie sert à mettre en contexte les travaux présentés au Chapitre 6.

2.2 Principes de base en PPS

2.2.1 Concept de conductivité complexe

Le phénomène de polarisation dans les matériaux est prévu par les équations de Maxwell. Un courant I circule dans un milieu lorsqu'une différence de potentiel V est appliquée entre

deux points du milieu. Cette différence de potentiel peut s'écrire

$$V = V_0 e^{i\omega t}, \tag{2.1}$$

où ω est la fréquence angulaire du signal, t est le temps et $i^2 = -1$. Une densité de courant $\boldsymbol{J}$, exprimée en $\mathrm{A\,m^{-2}}$, est associée au vecteur du courant qui circule dans le milieu ($\boldsymbol{I} = \iint_S \boldsymbol{J} \cdot d\boldsymbol{S}$). Comme les matériaux géologiques sont à la fois des conducteurs et des isolants (matériaux diélectriques), la densité de courant doit contenir une composante de conduction $\boldsymbol{J_C}$ (due à la migration des charges sous l'influence de la différence de potentiel appliquée) et une composante de déplacement $\boldsymbol{J_D}$ (due à la polarisation des charges plus ou moins immobiles dans le matériau). La densité de courant totale est donc :

$$\boldsymbol{J} = \boldsymbol{J_C} + \boldsymbol{J_D}. \tag{2.2}$$

La densité de courant de conduction est donnée par la loi d'Ohm, telle que

$$\boldsymbol{J_C} = \sigma \boldsymbol{E}, \tag{2.3}$$

où σ est la conductivité du milieu (en $\mathrm{S\,m^{-1}}$) et $\boldsymbol{E}$ est le champ électrique externe ($\boldsymbol{E} = -\nabla V$). La densité de courant de déplacement dans un matériau diélectrique correspond à la dérivée temporelle du champ électrique de déplacement $\boldsymbol{D}$, soit

$$\boldsymbol{J_D} = \frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t}. \tag{2.4}$$

Dans les équations de Maxwell, $\boldsymbol{D}$ est donné par

$$\boldsymbol{D} = \epsilon_0 \boldsymbol{E} + \boldsymbol{P}, \tag{2.5}$$

où ϵ_0 est la permittivité du vide et $\boldsymbol{P}$ est la polarisation du milieu, définie par $\boldsymbol{P} = \epsilon_0 \chi_e \boldsymbol{E}$. χ_e est la susceptibilité électrique du milieu. Avec ces informations on peut réécrire l'équation (2.5) comme

$$\begin{aligned} \boldsymbol{D} &= (1 + \chi_e)\epsilon_0 \boldsymbol{E} \\ &= \epsilon_r \epsilon_0 \boldsymbol{E} \\ &= \epsilon \boldsymbol{E}, \end{aligned} \tag{2.6}$$

où $\epsilon_r = 1 + \chi_e$ est la permittivité relative du milieu diélectrique et $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ est sa permittivité.

D'après les équations (2.3), (2.4) et (2.6), l'équation (2.2) se réécrit sous la forme

$$\begin{aligned} \boldsymbol{J} &= \sigma \boldsymbol{E} + \epsilon \frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} \\ &= (\sigma + i\omega\epsilon)\boldsymbol{E}. \end{aligned} \tag{2.7}$$

On définit ainsi $\sigma^* = \sigma + i\omega\epsilon$, la conductivité complexe, tel que la densité de courant totale peut s'écrire comme

$$\boldsymbol{J} = \sigma^* \boldsymbol{E}. \tag{2.8}$$

Le nombre complexe σ^* contient deux termes ($\sigma^* = \sigma' + i\sigma''$). La partie réelle de la conductivité complexe σ' décrit la composante ohmique de la conduction, alors que sa partie imaginaire σ'' décrit sa composante de polarisation. Rappelons que la conductivité complexe est l'inverse de la résistivité complexe ρ^*. Il est finalement utile d'introduire l'angle de déphasage ϕ, qui décrit le ratio entre les composantes ohmiques et de polarisation selon

$$\phi = \tan^{-1}\left(\frac{\sigma'}{\sigma''}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{\rho''}{\rho'}\right). \tag{2.9}$$

2.2.2 La double couche électrique

Lorsqu'un grain minéral est en contact avec un électrolyte, des ions présents dans la solution sont adsorbés sur la surface du grain par forces de Van der Waals (p.ex., Omenyi et al., 1986). De plus, une charge nette se forme à la surface de tels grains, ce qui retient les ions hydratés par force électrostatique (voir Sposito et al., 1999, pour le cas spécial des argiles). On définit d'abord la couche de Stern, qui représente cette première couche d'ion qui se forme à la surface des minéraux lorsqu'ils sont en contact avec un électrolyte, tel que montré à la Figure 2.1. La couche de Stern est compacte et n'est généralement pas plus épaisse que le diamètre des ions qui s'y trouve. À pH neutre, la couche de Stern est plus souvent peuplée de cations (Leroy et al., 2008). Une deuxième couche d'ions (la couche diffuse, Figure 2.1) se forme de façon à maintenir la neutralité électrique du milieu. En effet, pour un grain dont la surface est chargée négativement, la charge nette de la couche de Stern et de la couche diffuse est positive et d'amplitude égale à celle du grain. La population de cations dans la couche diffuse suit une distribution statistique de Boltzmann et devient égale à celle des anions à la distance de Debye. Cette distance marque la fin de la double couche électrique, et un ion qui se trouve plus loin n'est pas affecté par celle-ci. La distance de Debye est inversement proportionnelle à la racine carrée de la concentration en ions dans l'électrolyte (Leroy et al., 2008).

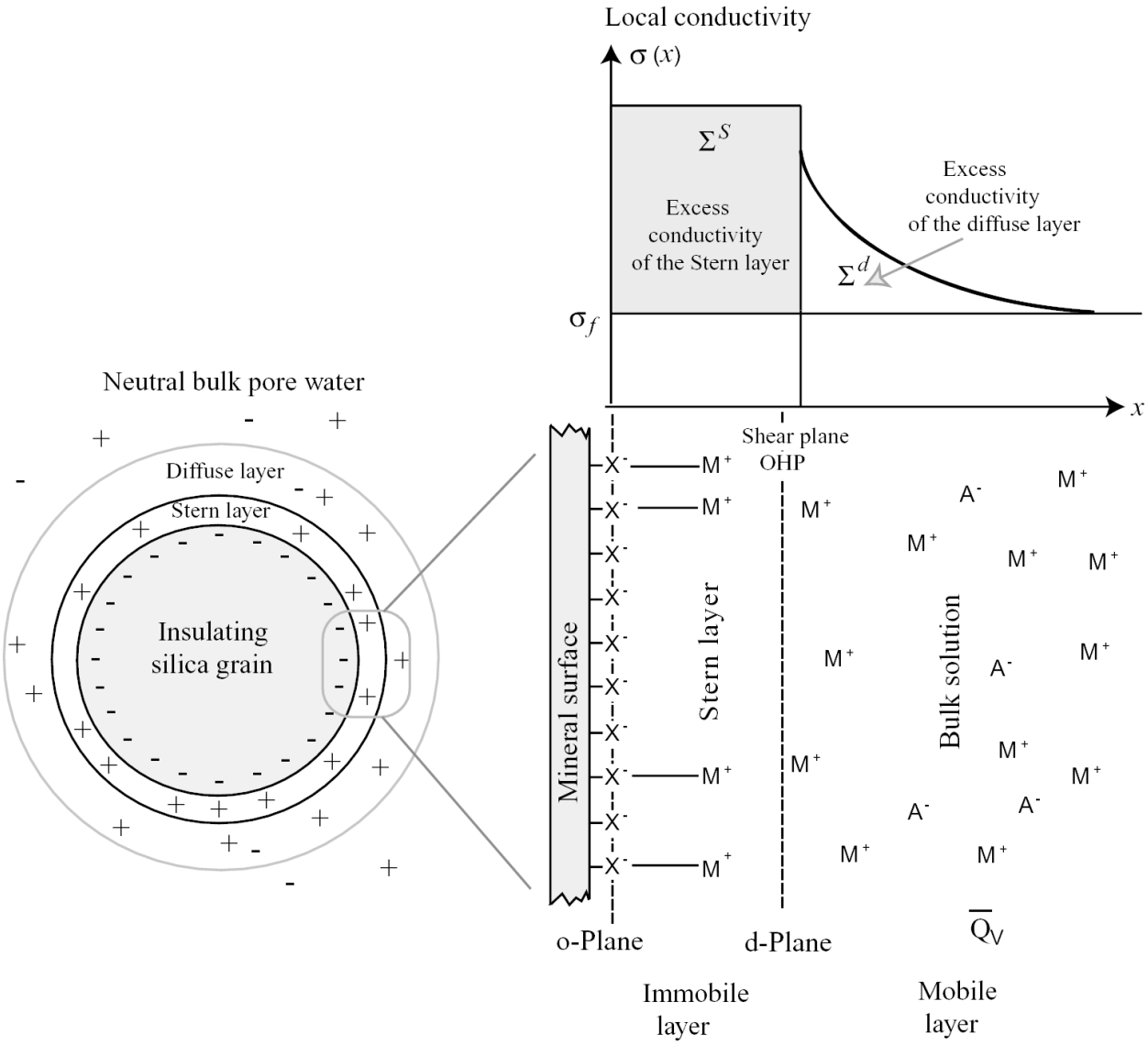


Figure 2.1 Modèle de la double couche électrique à l'interface entre un grain isolant et un électrolyte. σ_f représente la conductivité de l'électrolyte neutre. X- représente les sites d'adsorption sur la surface du grain isolant (le plan-o). A^- et M^+ sont des anions et des cations, respectivement. Le plan-d, aussi appelé *slip* ou *shear* plane, ou OHP pour *Outer Helmholtz Plane* marque la transition entre la couche de Stern et la couche diffuse. Tirée de Revil & Jardani (2013).

2.2.3 Principe de mesure

La PPS peut être utilisée pour caractériser des échantillons en laboratoire ou encore pour faire l'imagerie du sous-sol sur une zone d'étude. En laboratoire, la méthode consiste à employer deux électrodes métalliques (représentées par C_1 et C_2) pour injecter un courant I^* de forme sinusoïdale et de fréquence angulaire ω dans un échantillon de roche ou de sédiments non consolidés. Le courant peut être décrit par

$$I^* = |I^*|e^{-i\omega t}, \tag{2.10}$$

où t est le temps (en s) et $i^2 = -1$. Deux électrodes non polarisables (typiquement Ag-AgCl) ou faiblement polarisables (p. ex., platine ou acier inoxydable) servent à mesurer le potentiel de part et d'autre de l'échantillon. Pour plus de détails sur les configurations d'électrodes voir Vinegar & Waxman (1984), Vanhala & Soininen (1995) et Volkmann & Klitzsch (2015). Un schéma décrivant le porte-échantillon nécessaire à la réalisation des mesures de PPS est présenté à la Figure 2.2. À cause des mécanismes de polarisation décrits précédemment (en particulier la polarisation de la couche de Stern), la différence de voltage (ΔV^*) entre les deux électrodes de mesures se trouve déphasée d'une quantité ϕ par rapport au courant injecté. La différence de potentiel prend donc la forme de

$$\Delta V^* = |V^*|e^{-i(\omega t+\phi)}. \tag{2.11}$$

La loi d'Ohm veut que la résistivité complexe ρ^*, exprimée en $\Omega\,\mathrm{m}$, soit donnée par

$$\begin{aligned} \rho^* &= K\frac{|\Delta V^*|}{|I^*|}e^{-i\phi} \\ &= |\rho^*|e^{-i\phi}, \end{aligned} \tag{2.12}$$

où K est un facteur géométrique (en m). En laboratoire, K est déterminé par le positionnement des électrodes et la géométrie de l'échantillon. La résistivité complexe est fonction de la fréquence d'excitation, on peut donc écrire sous forme générale que

$$\begin{aligned} \rho^*(\omega) &= |\rho^*(\omega)|e^{-i\phi(\omega)} \\ &= \rho'(\omega) + i\rho''(\omega) \\ &= 1/\sigma^*(\omega), \end{aligned} \tag{2.13}$$

où $|\rho^*(\omega)|$ et $\phi(\omega)$ sont respectivement l'amplitude et la phase de la résistivité complexe, $\rho'(\omega)$

et $\rho''(\omega)$ sont respectivement sa partie réelle et imaginaire et où $\sigma^*(\omega)$ est la conductivité complexe. Dans son ensemble, la méthode de PPS constitue à mesurer la résistivité complexe à des fréquences espacées de façon logarithmique, typiquement dans la gamme des mHz jusqu'à quelques kHz. À titre d'exemple, l'appareil SIP-Fuchs-III permet de mesurer la résistivité complexe entre 1 mHz et 20 kHz, avec 3 à 4 points de mesures par décade.

2.3 Mécanismes de polarisation

Dans les dernières années, beaucoup d'efforts ont été mis sur le développement de modèles physiques qui permettent d'expliquer la réponse de polarisation provoquée de différents matériaux (Bücker & Hördt, 2013; Revil, 2013; Revil et al., 2015b; Abdulsamad et al., 2016, 2017). Pour un matériau qui ne contient pas de grains métalliques, deux phénomènes contribuent à la polarisation des matériaux. Le premier est la polarisation de membrane (Marshall & Madden, 1959). Ce type de polarisation se manifeste lorsque la diffusion des anions et des cations dans les pores étroits ne peut se faire au même rythme que la diffusion des ions qui circulent plus ou moins librement dans les pores larges. Le deuxième est la polarisation de la double couche électrique qui se forme à l'interface entre un grain isolant et l'électrolyte sous l'influence d'un champ électrique. Ce mécanisme constitue la polarisation électrochimique décrite dans Shilov et al. (2000), Leroy et al. (2008), et Revil (2012), entre autres. En présence de grains métalliques, la réponse de PPS est principalement attribuée au fait que ceux-ci se comportent comme des capacitances lorsqu'ils sont soumis à des courants alternatifs. Ce mécanisme est connu sous le nom de polarisation d'électrode (Wong, 1979).

C'est surtout à basse fréquence que les propriétés d'un matériau (c.-à-d., la géométrie du réseau de porosité et la nature du fluide qu'on y retrouve) influencent ses propriétés électriques. Ceci est très bien démontré par Leroy et al. (2008) à l'aide d'expériences avec des échantillons synthétiques. En effet, la partie réelle de la résistivité complexe décrit le transfert d'énergie vers le matériau par conduction ohmique (c.-à-d., la résistance à la migration des charges dans le réseau de porosité), alors que la partie imaginaire tiens compte des différents mécanismes de polarisation (l'entreposage réversible d'énergie par le matériau, Revil, 2012). Dans une large gamme de fréquences, par exemple de 1 mHz à 100 kHz, au moins quatre mécanismes de polarisation peuvent se superposer dans des roches minéralisées :

1. La polarisation de la double couche électrique qui se forme à l'interface entre un grain isolant et un électrolyte (Leroy et al., 2008).
2. La polarisation de membrane (Marshall & Madden, 1959).
3. La polarisation d'électrode aux interfaces des semi-conducteurs inclus dans un matériau (Wong, 1979).

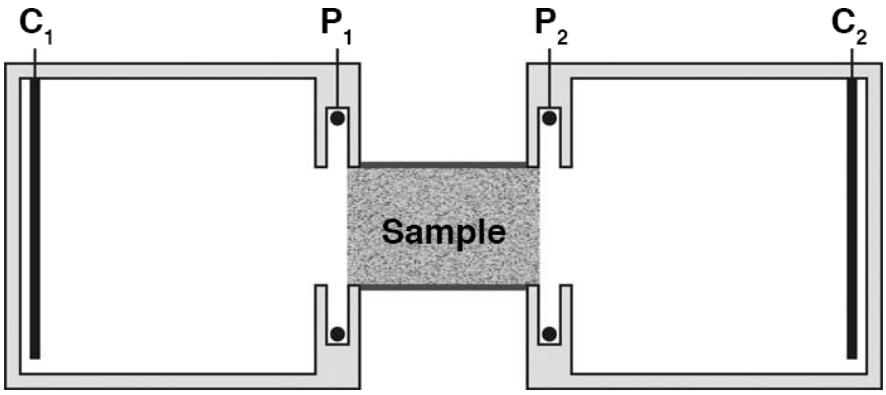


Figure 2.2 Vue en plan d'un porte-échantillon utilisé pour la polarisation provoquée spectrale en laboratoire. Les électrodes d'injection de courant sont identifiées par C_1 et C_2 et les électrodes qui servent à mesurer le potentiel sont identifiées par P_1 et P_2. Tirée de Zisser et al. (2010).

4. La polarisation de Maxwell-Wagner dans les milieux hétérogènes (Revil & Florsch, 2010) et les effets dus aux propriétés diélectriques des matériaux (Revil, 2013) et des électrodes de mesures (Abdulsamad et al., 2016).

La partie imaginaire de la résistivité est contrôlée par la distribution spatiale des doubles couches électriques (DCE, ou EDL pour *electrical double layer* en anglais) qui se forment à l'interface entre le matériau et un électrolyte.

2.3.1 Polarisation de la double couche électrique

Sous l'influence d'un champ électrique, les moments dipolaires des grains et du fluide s'alignent avec la direction du champ. S'en suit un mouvement des anions et des cations dans l'électrolyte. Une double couche électrique se forme à l'interface entre un grain isolant et l'électrolyte, tel que montré à la Figure 2.1. La double couche électrique est constituée de la couche de Stern et de la couche diffuse. La conductivité de la couche de Stern (conductivité de surface) est plus grande que celle de l'électrolyte à cause de sa plus grande concentration en cations ou anions. Dans la couche diffuse, la conductivité décroit avec la distance au grain isolant pour atteindre celle de l'électrolyte macroscopiquement neutre. La conductivité de surface dépend aussi de la mobilité des ions, qui peuvent voyager seulement de façon tangentielle à la surface du grain lorsque celui-ci est polarisé (Lesmes & Morgan, 2001). La polarisation de la couche de Stern est responsable de la plus grande partie de la polarisation détectable dans les sables et les roches sédimentaires (Lesmes & Morgan, 2001; Leroy et al., 2008). Ce mécanisme est amplifié lorsque le grain isolant est remplacé par un grain d'argile, pour lequel la concentration des ions dans la couche de Stern est beaucoup plus grande

(Revil & Florsch, 2010; Revil, 2012).

2.3.2 Polarisation de membrane

Marshall & Madden (1959) sont les premiers à avoir proposé des mécanismes autres que la polarisation d'électrode pour expliquer les signaux de PP détectables en l'absence de grains métalliques. Bien que leur modèle n'explique pas complètement pourquoi il y a accumulation de charges à l'échelle des pores, ils avancent que des mécanismes de diffusion et de ralentissement de charges sont à l'origine la polarisation. Lorsqu'un champ externe est appliqué, les charges dans l'électrolyte se mettent en mouvement, ce qui génère un courant de migration. À cause du gradient de concentration qui se forme ainsi, il y a aussi apparition d'un courant de diffusion qui s'oppose au courant de migration. Le courant total qui circule dans le matériau est donc fonction du coefficient de diffusion des ions, de leur mobilité, et de leur concentration (Marshall & Madden, 1959). Des modèles de réseau de pores (e.g., Titov et al., 2002; Bücker & Hördt, 2013) expliquent que la mobilité des ions est réduite lorsque leur concentration devient très importante dans les pores plus étroits, tel que montré à la Figure 2.3.

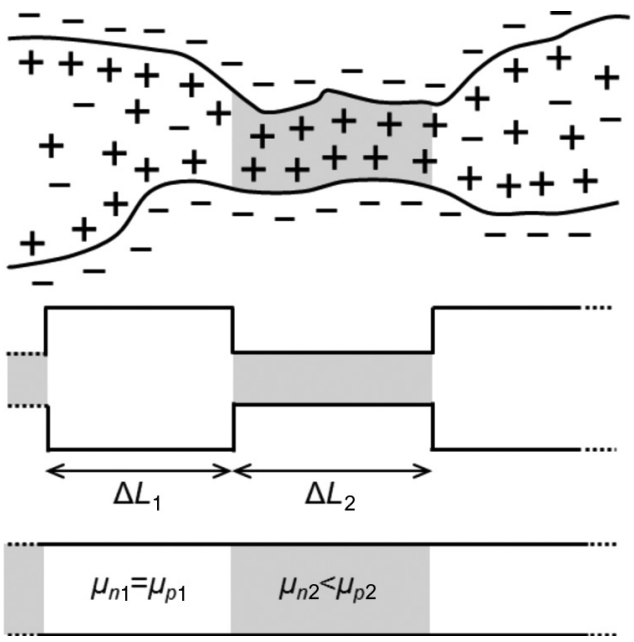


Figure 2.3 Mécanisme de polarisation de membrane dans un réseau de pores étroits. Tirée de Bücker & Hördt (2013) et d'après les travaux de Marshall & Madden (1959).

Bien que la polarisation de membrane ait comme source principale le changement de géométrie des pores, elle ne peut pas être considérée comme à part entière de la polarisation électrochimique. En effet, ces deux mécanismes sont souvent étroitement liés. Par exemple,

la polarisation de membrane peut également se produire lorsqu'il y a présence de particules d'argiles dans le réseau de porosité d'une roche. Les forces électrostatiques et de Van der Waal attirent naturellement les cations de l'électrolyte à la surface des particules d'argiles pour ainsi former une double couche électrique (Marshall & Madden, 1959). Dans la région du pore autour du grain d'argile, la grande concentration de cations réduit la mobilité des anions, ce qui permet à la roche d'emmagasiner de l'énergie et donc de se polariser (Bücker & Hördt, 2013; Revil, 2012).

2.3.3 Polarisation d'électrode

Il existe deux modes de conduction dans un matériau géologique qui contient des inclusions de grains métalliques. Le premier mode est garanti par le mouvement des électrons dans les inclusions métalliques (conduction électronique). Le deuxième mode dépend du mouvement des ions dans la solution interstitielle qui sature le matériau (conduction ionique). Marshall & Madden (1959) et Wong (1979) ont montré que les anions et les cations présents dans la solution s'accumulent aux interfaces entre les grains métalliques et la solution interstitielle, car ceux-ci migrent dans des directions opposées lorsqu'un champ électrique externe est appliqué sur le milieu. Après coupure de la tension (en PPT), ou lorsque la direction du courant est changée (en PPS), les charges vont retourner à leur état d'équilibre après un certain temps caractéristique. L'intensité de la polarisation d'électrode est maximale lorsqu'il n'y a pas de réactions d'oxydoréduction au niveau des grains métalliques inclus dans le matériau et diminue avec le temps d'exposition aux conditions d'oxydation (Placencia-Gomez et al., 2013). À ses débuts, la polarisation provoquée était surtout utilisée à des fins d'exploration minérale (e.g., Bleil, 1953; Pelton et al., 1978; Wong, 1979), car la polarisation des grains semi-conducteurs produit une réponse généralement beaucoup plus grande que celle associée à la polarisation de grains isolants.

2.3.4 Polarisation de Maxwell-Wagner

La polarisation de Maxwell-Wagner se manifeste surtout à des fréquences d'excitation relativement élevées en PPS (de l'ordre du kHz Leroy et al., 2008) et dans les milieux hétérogènes où différentes phases (solide, liquide, gaz) sont présentes. Cette polarisation est causée par les contrastes de propriétés électriques (conductivité) et diélectriques (permittivité) entre les différentes phases. Ces contrastes offrent des discontinuités qui nuisent ou empêchent le déplacement des porteurs de charge dans le milieu. Sous l'effet d'un champ électrique externe, les anions et cations qui migrent dans des directions opposées vont s'accumuler aux discontinuités entre les phases et créer des dipôles électriques (Chen & Or, 2006). La polarisation

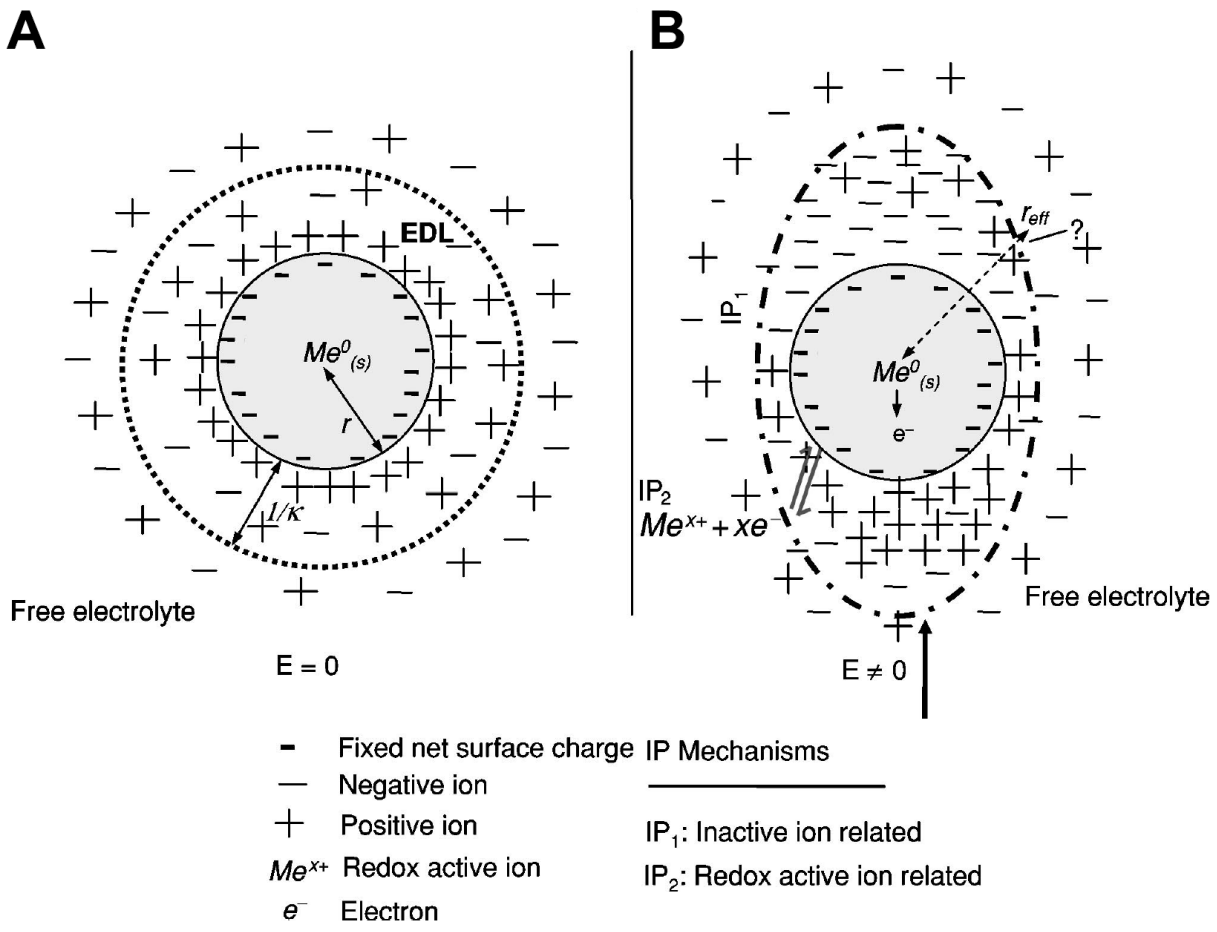


Figure 2.4 Mécanisme de polarisation d'électrode pour une inclusion métallique dans un électrolyte en absence (A) et en présence (B) d'un champ électrique externe. Tirée de Slater et al. (2005).

de Maxwell-Wagner dépend non seulement des contrastes de propriétés physiques entre les différentes phases (Lesmes & Morgan, 2001), mais aussi leur distribution spatiale (Revil & Florsch, 2010).

2.4 Modèles empiriques pour l'inversion des données

Bien que beaucoup d'efforts aient récemment été mis pour expliquer le phénomène de polarisation provoquée avec des modèles physiques et mécaniques, la plupart des données sont interprétées à l'aide de modèles empiriques. La raison est que les modèles physiques sont souvent sursimplifiés (sables à grains parfaitement sphériques, porosité cylindrique, etc.) et qu'ils ne tiennent pas compte de tous les mécanismes de polarisation. Les deux types de

modèles les plus connus sont introduits dans ce qui suit. Le lecteur peut trouver plus de détails sur ces modèles et sur les différentes méthodes d'inversion des données de PPS avec les modèles empiriques au Chapitre 5.

2.4.1 Modèle de Pelton (Cole-Cole)

Le modèle empirique le plus connu est sans doute celui proposé par Pelton et al. (1978). Ce modèle, basé sur le modèle de Cole & Cole (1941), donne la résistivité complexe (ρ^*_{CC}) en fonction de 4 paramètres, soient la chargeabilité (m), l'exposant fréquentiel (c), le temps caractéristique de relaxation (τ) et la résistivité en courant continu (ρ_0). Dans sa forme généralisée (Chen et al., 2008), la résistivité complexe donnée par le modèle de Pelton est

$$\rho^*_{CC}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{l=1}^{L} m_l \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau_l)^{c_l}}\right)\right), \tag{2.14}$$

où l'indice i indique les différents modes de polarisation observables dans les données. L prend des valeurs allant souvent de 1 à 3. Ce modèle est basé sur un circuit simple contenant des résistances et des capacitances qui mimiquent les effets de polarisation électrochimique, de membrane, et d'électrode. Des discussions sur l'utilisation de circuits équivalents dans l'interprétation des mesures de PPS sont disponibles dans Dias (2000), Tarasov & Titov (2013) et Macnae (2015).

2.4.2 Modèles de décomposition

Une alternative à l'utilisation de ce modèle consiste à décomposer le spectre de PPS en une multitude de modes de relaxation de type Debye, Warburg ou Cole-Cole (voir Morgan & Lesmes, 1994; Nordsiek & Weller, 2008; Revil, 2013). Ce modèle, plus souvent connu sous le nom de Décomposition de Debye (DD), donne la résistivité complexe (ρ^*_{DD}) comme étant :

$$\rho^*_{DD}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{k=1}^{K} m_k \left(1 - \frac{1}{1 + i\omega\tau_k}\right)\right), \tag{2.15}$$

où k représente chacun des modes de relaxation qui se superposent dans les données. Contrairement au modèle de Pelton, qui assume un petit nombre de modes de relaxation, l'approche par décomposition suppose qu'un grand nombre de modes de relaxation se superposent (pouvant aller jusqu'à $K = 1000$, par exemple).

2.5 Modèles électrochimiques et semi-empiriques

Les modèles empiriques décrits précédemment permettent généralement de bien représenter les données PPS. Ceux-ci sont d'ailleurs très couramment utilisés dans la littérature. Tel qu'il sera démontré au Chapitre 5, les modèles empiriques ont certaines limitations qui sont dues à leur formulation mathématique, en particulier celui de Pelton. Le modèle de Dias est quant à lui très peu flexible, même lorsqu'on laisse ses paramètres varier sur de grands intervalles. Le modèle de Dias ne permet pas de bien représenter tous les ensembles de données expérimentales. En plus, les modèles empiriques ne donnent aucune information sur les propriétés pétrophysiques intrinsèques des géomatériaux : ils ne sont que des représentations mathématiques du phénomène expérimental. Il existe aussi des modèles électrochimiques (souvent dits semi-empiriques) qui tentent de relier les signaux de PPS et des propriétés comme la nature des grains métalliques, leur taille ou leur concentration dans un matériau. Trois modèles semi-empiriques qui tentent de décrire la polarisation des inclusions semi-conductrices, soient le modèle de Wong (1979), le modèle de Revil et al. (2015b) et celui de Gurin et al. (2015). Les modèles semi-empiriques ont aussi des limitations importantes. Par exemple, ceux-ci ne s'appliquent pas lorsque la texture des roches minéralisées varie de façon importante (Chapitre 6).

2.5.1 Modèle de Wong (1979)

Le modèle électrochimique développé par Wong (1979) est bâti sur une approximation voulant que les inclusions métalliques dans une roche minéralisée correspondent à des sphères conductrices électroniques disséminées aléatoirement dans une matrice conductrice électrolytique (voir Figure 2.4). Celui-ci prédit que la conductivité complexe effective σ_e^* d'un milieu est donnée par

$$\sigma_e^* = \sigma_0 \frac{1 + 2vf(i\omega)}{1 - vf(i\omega)}, \tag{2.16}$$

où σ_0 est la conductivité de l'électrolyte interstitiel, v est la fraction volumique des minéraux métalliques dans le matériau et $f(i\omega)$ est l'équation du coefficient de réflexion. Celui-ci décrit la dépendance fréquentielle des propriétés électriques du matériau (équation 29 de Wong, 1979). La composante de polarisation de la conductivité complexe dans ce modèle est expliquée par deux mécanismes. Premièrement, des gradients de charges sont créés lorsqu'un champ électrique externe est appliqué, car l'électromigration des charges positives et négatives dans des directions opposées fait en sorte que celles-ci s'accumulent aux interfaces entre les conducteurs électroniques et électrolytiques. Deuxièmement, les réactions d'oxydoréduction aux interfaces seraient responsables d'un transfert de charge de l'électrolyte aux grains

métalliques. Deux cas spéciaux qui permettent d'estimer les réponses à hautes et basses fréquences sont notés par Wong (1979), soient

$$\lim_{\omega \to \infty} f(i\omega) = 1, \tag{2.17}$$

et

$$\lim_{\omega \to 0} f(i\omega) \approx -1/2. \tag{2.18}$$

Le modèle de Wong permet de relier la taille des grains métalliques et leur proportion volumique à la conductivité complexe de la roche hôte (Figure 2.5). Cependant, il inclut aussi un bon nombre de paramètres relatifs aux conditions électrochimiques d'oxydoréduction à l'interface entre les semi-conducteurs et la solution interstitielle et par rapport à la mobilité des porteurs de charges.

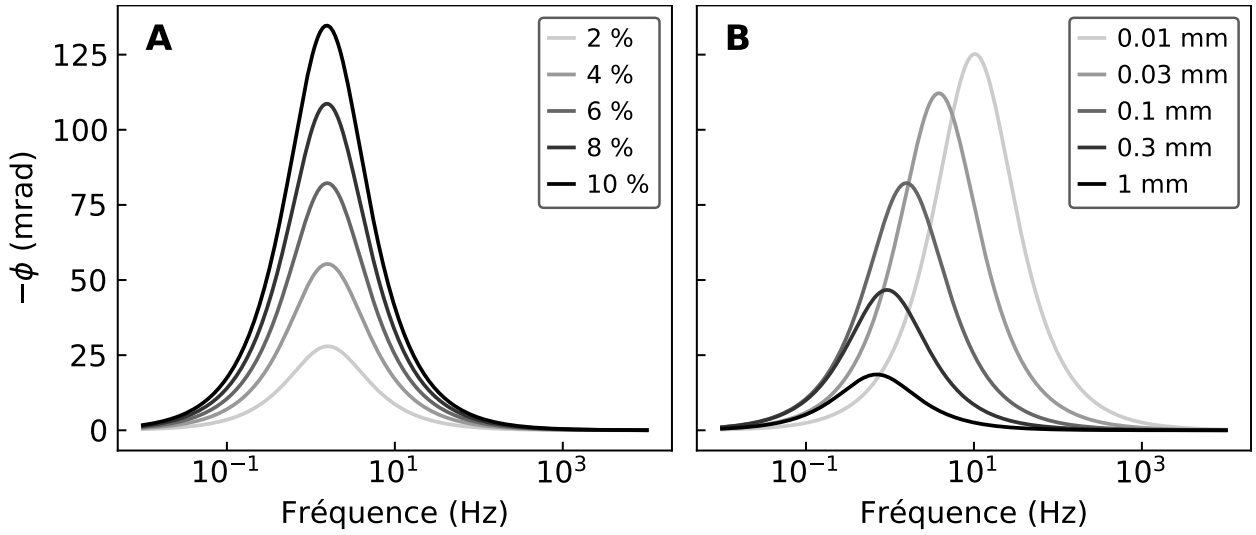


Figure 2.5 A. Spectres d'angle de phase de la conductivité complexe pour des milieux contenant différentes teneurs volumétriques (en %) selon le modèle de Wong (1979). B. Spectres d'angle de phase pour des milieux contenant des inclusions de différents diamètres (en mm). On en déduit que l'intensité de la polarisation est contrôlée par la teneur en inclusions, alors que la fréquence à laquelle la polarisation est maximale est contrôlée par la taille des grains.

Le grand nombre de paramètres qui entrent dans la définition de $f(i\omega)$ font en sorte que ce modèle a des applications limitées. Bien qu'une certaine quantité de données expérimentales obtenues sur des échantillons synthétiques (Grissemann, 1971) et réels (Mahan et al., 1986) soient en accord avec le modèle de Wong, il existe aussi des études qui montrent que celui-ci ne s'applique pas dans tous les cas (Gurin et al., 2015).

2.5.2 Modèle de Gurin et al. (2015)

Gurin et al. (2015) ont noté que le modèle de Wong était applicable pour prédire la fraction de volume occupée par les grains métalliques dans leurs échantillons synthétiques et qu'il y avait une relation linéaire entre cette fraction et la chargeabilité totale en PPS (aussi montré par Slater et al., 2006). Cependant, ils ont aussi remarqué que le modèle de Wong n'était pas valide pour faire la prédiction de la taille des grains. Leurs expériences ont mené à la proposition d'un nouveau modèle semi-empirique permettant de relier le temps de relaxation (τ) au diamètre des grains métalliques (d) et à la conductivité de la solution interstitielle (σ_w) avec la relation

$$\tau = a\frac{d^2}{4\sigma_w}, \tag{2.19}$$

où a est la capacitance volumétrique spécifique de la roche. Ce paramètre dépend de la minéralogie et des conditions électrochimiques aux interfaces des grains métalliques. La Figure 2.6 montre la relation entre la distribution des temps de relaxation et la taille des grains métalliques selon le modèle de Gurin et al. (2015).

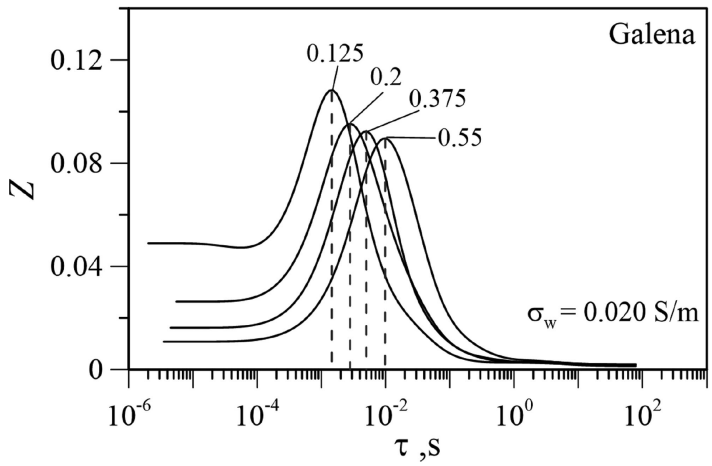


Figure 2.6 . Distribution des temps de relaxation (τ) prédite par le modèle semi-empirique de Gurin et al. (2015) pour des échantillons contenant 10% de galène et dont les grains métalliques ont différents rayons (en mm). Tirée de Gurin et al. (2015).

2.5.3 Modèle de Revil et al. (2015b)

Le modèle de Wong (1979) est caractérisé par une autre faiblesse. Il suppose que les inclusions métalliques sont des conducteurs électroniques, alors qu'en réalité les minéraux comme la pyrite sont des semi-conducteurs. Revil et al. (2015b) ont développé un modèle électrochimique basé sur les notions de porteurs de charge dans un semi-conducteur (trous et électrons) pour

palier à ce manque. Sous l'influence d'un champ électrique externe, la polarisation n'aurait pas lieu à l'interface entre l'inclusion et l'électrolyte interstitiel, comme prédit par le modèle de Wong et al. (2005). La polarisation serait en fait le produit d'un gradient de charge causé par la séparation des électrons et des trous au cœur de la particule métallique, tel que montré à la Figure 2.7.

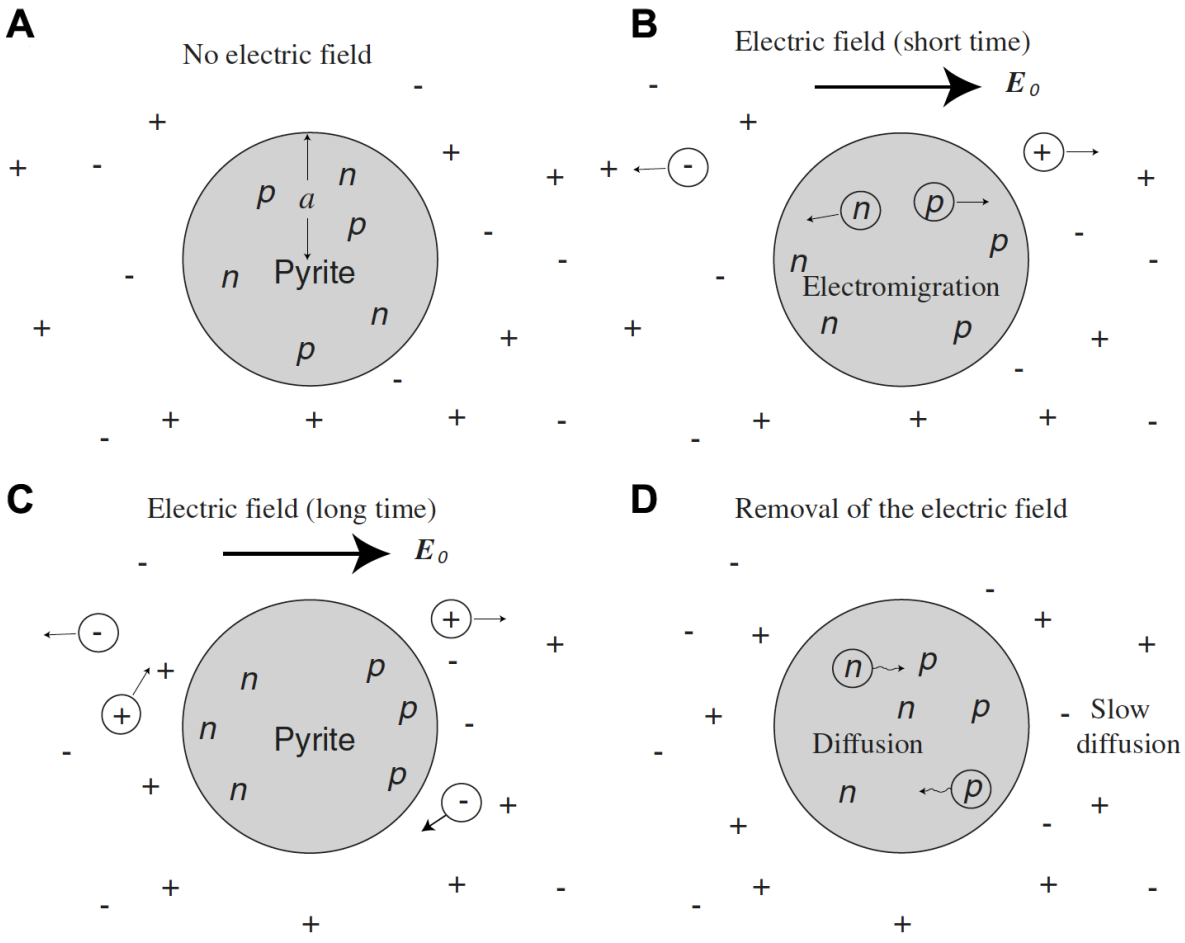


Figure 2.7 . Polarisation des inclusions de semi-conducteurs dans un milieu. A. Le grain métallique de rayon a est à l'équilibre. B. Un champ externe $\boldsymbol{E}_0$ est appliqué depuis un court temps sur le grain métallique et l'électromigration commence. C. Le champ externe est maintenu pour une longue période et le grain métallique est complètement polarisé. D. Le champ électrique est coupé et le système retourne à l'équilibre selon un temps qui dépend du coefficient de diffusion des porteurs de charge et les dimensions du grain. Modifiée de Revil et al. (2015b).

Le temps de retour à l'équilibre pour un grain semi-conducteur ne dépendrait donc que de son rayon a et du coefficient de diffusion D des porteurs charges. Le modèle de Revil et al.

(2015b) prévoit donc que le temps de relaxation τ en PPS est donné par

$$\tau = \frac{a^2}{D}. \tag{2.20}$$

On remarque que la dépendance du temps de relaxation au diamètre des grains, comme dans le cas du modèle semi-empirique de Gurin et al. (2015).

Le modèle de Revil et al. (2015b) prévoit que la conductivité complexe du milieu est donnée par

$$\frac{\sigma^* - \sigma_b^*}{\sigma^* + 2\sigma_b^*} = \varphi_m \left(\frac{\sigma_m^* - \sigma_b^*}{\sigma_m^* + 2\sigma_b^*} \right), \tag{2.21}$$

où σ_b^* et σ_m^* sont respectivement les conductivités complexes de la roche hôte seulement et celle des inclusions seulement (les indices b et m réfèrent à *background* et *metallic grains*, respectivement). φ_m est la fraction volumique de grains métalliques.

La chargeabilité M du milieu est obtenue en fonction de sa conductivité complexe avec la définition de Seigel (1959), et ce réduit à

$$M \approx \frac{9}{2}\varphi_m. \tag{2.22}$$

Cette approximation est justifiée dans le cas où les teneurs en grains métalliques sont relativement faibles. Revil et al. (2015b) notent également que $M = M_b + M_m$ (les chargeabilités de la roche hôte et des inclusions sont additives). Ce modèle est généralement en accord avec les données expérimentales sur des échantillons synthétiques (Figure 2.8).

2.6 Autres contrôles sur les réponses PPS

Pour un sable ou une roche sédimentaire très poreuse et dépourvue de grains métalliques, la partie réelle de la résistivité complexe est presque entièrement dictée par les propriétés du fluide qui sature ses pores. Avec une porosité qui diminue, l'interconnectivité des pores contrôle de plus en plus l'amplitude de la résistivité. Ces observations empiriques proviennent des travaux d'Archie (1942) et constituent la base de l'utilisation de la méthode de résistivité en hydrogéologie et en sciences environnementales. Par contre, la partie imaginaire (et la phase) de la résistivité complexe est quant à elle beaucoup moins bien comprise. Les travaux de Börner & Schön (1991) ont d'abord montré que la partie imaginaire de la résistivité dépend de la surface spécifique des pores par unité de volume (dénoté S_{por} dans la littérature). Depuis cette avancée, et avec le développement des instruments de PPS et des modèles physiques qui décrivent la polarisation dans les matériaux, de plus en plus de chercheurs tentent d'établir

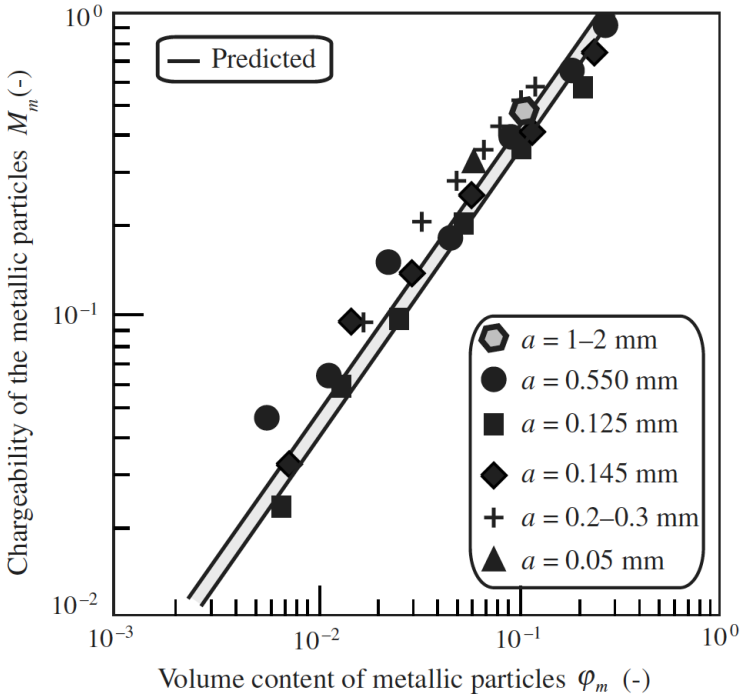


Figure 2.8 . Relation linéaire entre la chargeabilité des inclusions métalliques et la fraction volumétrique qu'elles occupent dans la roche prévue par le modèle de Revil et al. (2015b) et comparaison avec des données expérimentales. Tirée de Revil et al. (2015b).

des liens directs entre la phase de la résistivité complexe et les propriétés hydrogéologiques. Dans cette section il sera question des façons d'interpréter les données de PPS en fonction de la nature du fluide qui sature le sol, de la taille des grains, et de la porosimétrie.

2.6.1 Nature du fluide interstitiel

Dans le modèle de polarisation de membrane, le mouvement des ions libres dans les pores et des ions adsorbés sur les parois du réseau de porosité sous l'influence d'un champ électrique donne lieu à une résistivité complexe qui varie en fonction de la fréquence. Ce mécanisme est dû, en partie, à des variations de la mobilité des ions dans le réseau de porosité. Dans le modèle de polarisation de la couche de Stern (Leroy et al., 2008; Revil & Skold, 2011), la conductivité de surface dépend de la mobilité des ions dans la couche de Stern. La concentration en ions et la température sont deux propriétés de l'électrolyte qui influencent la mobilité des ions. Il en découle que la réponse de PPS peut être interprétée en fonction de la nature du fluide qui sature un sol.

Les travaux de Boadu & Seabrook (2006) et Revil & Skold (2011) ont montré que la salinité de l'électrolyte a une influence directe sur la réponse PPS. Selon le modèle de polarisation de

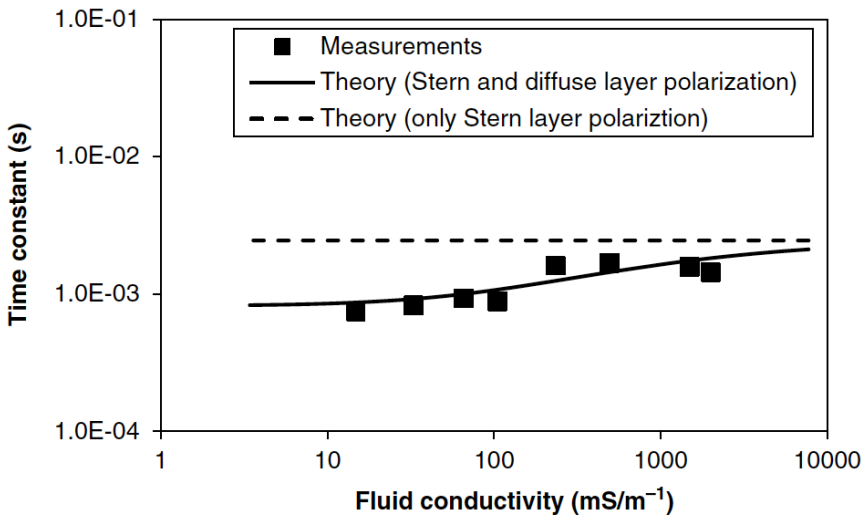


Figure 2.9 Relation entre la conductivité de l'électrolyte et le temps caractéristique de relaxation obtenu par polarisation provoquée spectrale. Tirée de Niu et al. (2016).

la couche de Stern et de la couche diffuse, le temps caractéristique de la relaxation augmente avec la salinité de l'électrolyte, tel que montré à la Figure 2.9. Une plus grande concentration en ions amène une surpopulation de la couche de Stern. Les ions en trop peuvent migrer vers la couche diffuse, ce qui augmente sa concentration en ions et la rend polarisable. Après l'interruption du champ électrique externe, la réduction de mobilité des ions due à la surpopulation fait en sorte que le système prend plus de temps à retourner à son état l'équilibre (Niu et al., 2016).

Les travaux de Binley et al. (2010) ont ensuite confirmé que l'intensité de la polarisation de membrane dépend de la mobilité des ions en montrant que la réponse de PPS est fonction de la température de l'électrolyte. Une augmentation de la température n'augmente pas la population d'ions dans la couche de Stern, contrairement à une augmentation de la salinité. Le modèle de polarisation de la couche de Stern ne tient donc pas compte de cette variable. Cependant, dans un contexte de diffusion, la mobilité des ions qui migrent sous l'influence du champ électrique varie linéairement avec la température. Cette augmentation de mobilité a pour effet de réduire les effets de polarisation de membrane et de faciliter le retour du système à l'équilibre lorsque le champ électrique est interrompu. Ainsi le temps caractéristique de relaxation obtenu par PPS diminue, comme montré à la Figure 2.10. En effet, le modèle de polarisation de membrane de Bairlein et al. (2016) dit que le temps de relaxation est donné par

$$\tau = \frac{L}{8Dt}, \tag{2.23}$$

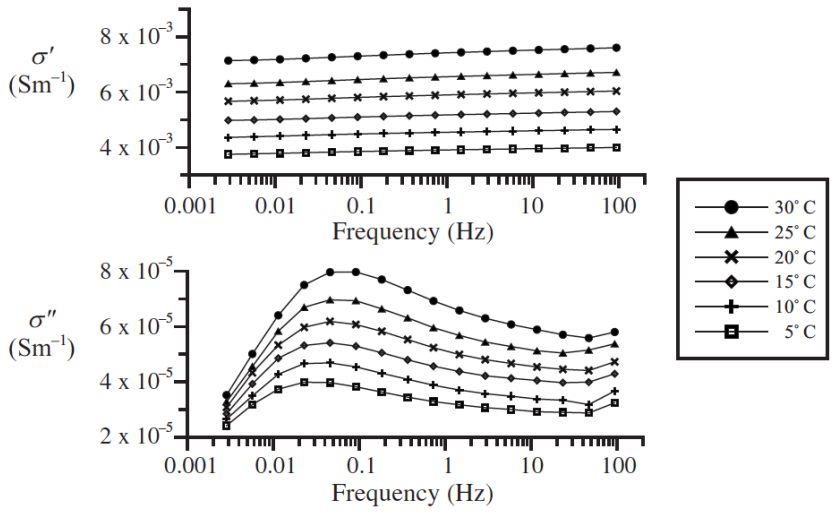


Figure 2.10 Relation entre la température de l'électrolyte et la partie imaginaire de la conductivité complexe. Le temps de relaxation est inversement proportionnel à la fréquence où le pic de conductivité imaginaire se produit. Tirée de Binley et al. (2010).

où D est le coefficient de diffusion (obtenu avec l'équation de Nernst-Einstein), L est la longueur de la zone active (zone où la mobilité est réduite par constriction d'un pore ou présence d'argile) et t est le nombre de transport ionique (dépend de la mobilité et peut être obtenu par la méthode de Hittorf).

En hydrogéologie et en génie de l'environnement, la dépendance des mesures de PPS sur la salinité et la température de l'électrolyte ouvrent la possibilité de faire un suivi (étude *time-lapse*) de zones d'études. Ce type de suivi permet d'imager l'infiltration de la nappe par des contaminants ou les changements de températures dans le sol.

2.6.2 Granulométrie des matériaux non consolidés

Pour un sable, et en supposant que la température et la salinité de l'électrolyte sont des constantes, le temps caractéristique de relaxation de la couche de Stern dépend de la distribution de la taille des grains (Leroy et al., 2008). Selon le modèle de polarisation de la couche de Stern décrit dans Revil & Florsch (2010), le temps de relaxation (τ) peut être déterminé par

$$\tau \approx \frac{d^2}{8D_i}, \tag{2.24}$$

où d est le diamètre d'un grain et D est le coefficient de diffusion des ions. Ces modèles considèrent que la polarisation se fait uniquement dans la couche de Stern, en négligeant

une polarisation de la couche diffuse. Cette dernière ne contribuerait qu'à la partie réelle de la résistivité. Il faut donc supposer qu'il y a absence d'argiles. On remarque aussi que la dépendance du temps de relaxation au diamètre des grains est quadratique, comme dans le modèle semi-empirique proposé par Gurin et al. (2015).

D'un autre point de vue, selon le modèle de polarisation de membrane, le temps caractéristique de relaxation d'un sable pourrait également être obtenu avec

$$\tau = \frac{\Lambda^2}{2D_i}, \tag{2.25}$$

où Λ est le rayon de l'ouverture de l'espace entre les grains (Revil et al., 2012). Dans le cas d'un sable dont les grains sont des sphères parfaites, ce paramètre est donné par

$$\Lambda = \frac{d}{2m(F-1)}, \tag{2.26}$$

où m est l'exposant de cimentation et F le facteur de formation (Archie, 1942).

Cette relation montre que le rayon d'ouverture des pores est effectivement dépendant de la taille des grains. Les modèles de polarisation de la couche de Stern et de membrane sont donc en accord sur le fait que le temps caractéristique de relaxation d'un sable augmente avec le carré de la taille de ses grains. La décomposition de Debye (section 2.4) est particulièrement utile pour estimer la distribution de la taille des grains à partir de la distribution des temps de relaxation.

En hydrogéologie, la conductivité hydraulique est un paramètre d'intérêt en ce qui a trait aux problèmes d'infiltration par des contaminants ou de caractérisation d'aquifères. En plus de dépendre de la nature du fluide qui circule dans le sol, la conductivité hydraulique dépend de la taille des grains et de l'espace entre les pores (Koch et al., 2011). La Figure 2.11 montre le résultat des expériences de Koch et al. (2012), qui ont montré que la perméabilité des sables relativement homogènes peut correctement être estimée à partir des paramètres de PPS et du modèle de polarisation de la couche de Stern.

2.6.3 Porosimétrie des matériaux consolidés

Le modèle de polarisation de la couche de Stern ne fait pas de sens physique dans un sédiment consolidé. En effet, il est très peu probable de rencontrer un grain sphérique isolé dans le réseau de porosité de la roche. Le modèle de polarisation de membrane est donc nécessaire pour expliquer la polarisation des roches et des sédiments consolidés. Depuis les travaux de Börner & Schön (1991), il est connu que c'est la surface spécifique des pores par unité de

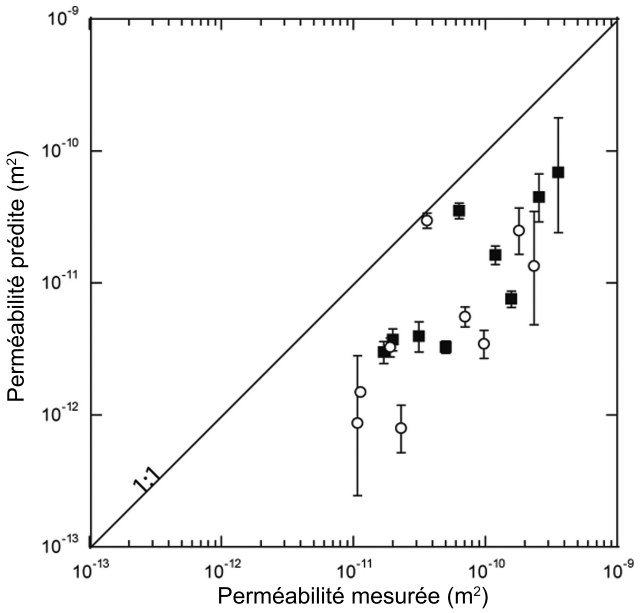


Figure 2.11 Relation entre la perméabilité d'un sable telle que mesurée en laboratoire et sa perméabilité prédite par le modèle de polarisation de la couche de Stern. Les cercles représentent des sables compactés et les carrés des sables non compactés. Tirée de Koch et al. (2012).

volume qui contrôle la partie imaginaire de la résistivité complexe. Cette relation est confirmée par les travaux de Weller et al. (2010b); Zisser et al. (2010). La dépendance fréquentielle de la résistivité complexe proviendrait des variations dans la taille des pores. Scott & Barker (2003) ont montré que la taille de l'ouverture des pores telle que déterminée par injection de mercure est inversement proportionnelle au logarithme de la fréquence où la polarisation atteint son maximum (Figure 2.12). Cet exemple montre que la PPS peut servir à estimer non seulement la taille des pores (et donc la perméabilité) des sables, mais aussi celle des sédiments consolidés.

La bonne corrélation observée par Scott & Barker (2003) ne tient que pour un ensemble limité de données publiées. Binley et al. (2005) ont précisé que l'estimation de la longueur hydraulique caractéristique d'un sédiment consolidé devait se faire à partir du temps caractéristique de relaxation et non de la fréquence de polarisation maximale, puisque cette dernière n'a pas de signification physique à l'échelle des pores. Tong et al. (2006) ont poussé l'analyse plus loin, en décomposant le spectre de résistivité complexe pour obtenir la distribution des temps de relaxation et ainsi déduire la courbe de pression capillaire d'échantillons provenant d'un site pétrolier. Suite à ces travaux, de nombreuses études ont montré que la perméabilité mesurée par résonance magnétique ou par injection de mercure était compatible avec celle déduite à partir de relations empiriques avec la PPS (Weller et al., 2010a; Niu & Revil, 2016; Revil

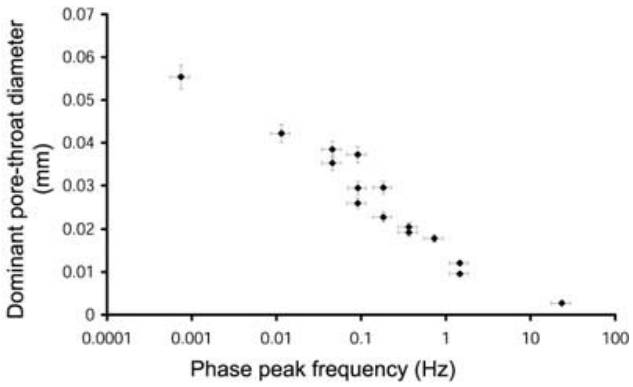


Figure 2.12 Relation linéaire entre la taille de l'ouverture des pores. Les cercles représentent des sables compactés et les carrés des sables non compactés. Tirée de Scott & Barker (2003).

et al., 2014, 2017). Malheureusement, la plupart des relations empiriques sont spécifiques à un site d'étude, et ne tiennent plus lorsque des particules d'argiles sont présentes dans les sédiments ou lorsque les pores sont rugueux (Weller et al., 2016). Beaucoup de travail reste à faire pour expliquer en totalité l'effet des différentes textures rencontrées dans les sols (e.g., Kruschwitz et al., 2010).

2.7 Discussion et conclusions

Les modèles développés dans les 10 dernières années permettent de plus en plus l'interprétation physique des mesures de PPS à basse fréquence (< 100 Hz) sur une base physique. Conséquemment, il est maintenant possible de faire une interprétation géologique à partir du spectre de résistivité complexe du sol. Des applications concrètes de cette méthode apparaissent surtout en génie de l'environnement et en hydrogéologie, car en l'absence de grains métalliques le temps caractéristique de la polarisation est fonction de la perméabilité du sol.

L'interprétation de la PPS selon les modèles proposés doit se faire de façon informée. De nombreux paramètres dictent la réponse PPS, et parfois ces paramètres n'ont rien à voir avec les propriétés que l'on cherche à caractériser. Il est donc important d'assurer un contrôle rigoureux sur la salinité et la nature du fluide interstitiel, la température au laboratoire, et la calibration des instruments. Le modèle de polarisation de la couche de Stern qui découle des travaux de Revil et associés décrit bien la polarisation des sables (sédiments non consolidés) relativement homogènes. Il existe encore des ambiguïtés dans les modèles qui prédisent la réponse de milieux contenant des argiles ou des grains métalliques. En présence de grains métalliques, on s'attend à ce que la polarisation d'électrode domine la réponse totale. Ceci permettrait une caractérisation des inclusions métalliques à partir des données de PPS. Ce-

pendant, les différents mécanismes décrits dans ce chapitre travaillent souvent de concert, et il a été noté dès les travaux de Marshall & Madden (1959) qu'il n'est pas possible de tous les distinguer dans la gamme de fréquence utilisée en PPS.

À haute fréquence (> 100 Hz), l'interprétation de la résistivité complexe est plus difficile. Dans cette gamme différents mécanismes peuvent aussi entrer en jeu. Il pourrait s'agit de la polarisation de Maxwell-Wagner (Leroy et al., 2008), d'une polarisation du matériau causée par ses propriétés diélectriques (Revil, 2013), ou à des effets diélectriques à l'interface électrode–électrolyte (Abdulsamad et al., 2016). Jusqu'à maintenant la réponse à haute fréquence n'a pas d'interprétation utile en exploration minière ou en hydrogéologie. Les programmes d'inversion en tiennent toutefois compte, car cette réponse est souvent superposée à celle de la polarisation électrochimique à basse fréquence (< 100 Hz).

Les défis qui attendent les acteurs du développement de la PPS dans les prochaines années sont nombreux. Premièrement, il faut faire une mise à l'échelle des modèles de membrane et de polarisation de la couche de Stern (et du modèle de polarisation d'électrode). Récemment, Maineult et al. (2017) ont développé un algorithme pour modéliser le spectre de résistivité complexe d'un échantillon à partir de la polarisation d'un réseau de tubes aléatoire. Il s'agit d'une approche ingénieuse qui relie un modèle physique, à l'échelle des pores, aux mesures de laboratoire réalisées à l'échelle des échantillons. Un deuxième défi est celui de la validation des modèles physiques. L'évolution des modèles se fait plus rapidement que la publication de données de bonne qualité. Il y a actuellement un grand besoin de produire des données de PPS de haute qualité sur d'importantes quantités d'échantillons réels. Les propriétés hydrogéologiques de ceux-ci devront également être déterminées par des méthodes analytiques afin de les comparer aux prédictions faites par PPS. Les logiciels d'inversion à code source ouvert récemment développés devraient également favoriser une interprétation robuste des nouvelles données. Pour conclure, les modèles prédisent de façon correcte des mesures obtenues avec des matériaux relativement homogènes. Beaucoup de travail sera toutefois nécessaire avant que les modèles physiques puissent prédire la réponse PPS des milieux géologiques complexes et très hétérogènes (p. ex., les roches déformées, altérées et métamorphosées des Sous-Provinces de Pontiac et d'Abitibi).

CHAPITRE 3 PRÉSENTATION DES ARTICLES

3.1 Article 1 : Intégration des propriétés physiques et minéralogiques du gisement Canadian Malartic par apprentissage automatique

Le premier article est présenté au Chapitre 4. Il traite de l'intégration des propriétés physiques et minéralogiques des roches du gisement Canadian Malartic par apprentissage automatique. La résolution de problème par apprentissage automatique reçoit une attention continuellement grandissante dans toutes sortes de domaines de recherche. En exploration minérale, les chercheurs tentent de plus en plus à mettre en application les algorithmes de classification et régression pour mettre à profit les grandes quantités de données recueillies lors des campagnes de forage. Cet article a été soumis au journal *Ore Geology Reviews* le 6 novembre 2017 et a été accepté pour publication le 6 avril 2018.

Dans ce chapitre il sera question d'une approche originale pour faire la prédiction des lithologies et la détection d'altération en utilisant les mesures de propriétés physiques des roches rencontrées dans l'empreinte hydrothermale du gisement. Grâce aux analyses minéralogiques et géochimiques complémentaires, il a été possible d'entraîner un classificateur de type *support vector machine* pour faire des prédictions probabiliste quant à la lithologie et la détection d'altération hydrothermale, et ce à partir des mesures de densité et de susceptibilité magnétique seulement. Ces mesures sont généralement rapides et peu dispendieuses à réaliser sur des carottes de forages, et peuvent aussi être recueillies directement dans les trous de forage. L'approche proposée pourrait donc être utile dans l'industrie de l'exploration minérale.

Dans le contexte de cette thèse, le premier article s'inscrit dans la réalisation du troisième objectif spécifique (Section 1.4.2), qui consiste à intégrer la minéralogie et la géochimie des échantillons de roche à l'interprétation de leurs propriétés physiques. De plus, un modèle de cible d'exploration géophysique pour ce type de gisement y est présenté, conformément au quatrième objectif spécifique (Section 1.4.2).

3.2 Article 2 : Inversion bayésienne des données de polarisation provoquée spectrale et analyse de sensibilité des modèles empiriques

Le deuxième article est présenté au Chapitre 5. Il décrit le code `BISIP`, développé pour faire le traitement des données de PPS en laboratoire. Il s'agit du premier programme à code source ouvert qui permet la propagation du bruit sur les mesures de PPS dans le processus d'inversion, et ce avec une multitude de modèles. Ce faisant, il est possible d'obtenir

non seulement les paramètres de chargeabilité et de temps de relaxation, mais aussi leurs incertitudes respectives. Grâce à sa faible sensibilité aux paramètres initiaux, la méthode stochastique employée permet également de lancer des inversions à la chaîne en minimisant l'interaction nécessaire entre l'humain et l'ordinateur. Cet article a été soumis au journal *Computers & Geosciences* le 7 novembre 2016. Il a été accepté le 1er mai 2017 et sa version finale a été publiée au mois d'août 2017.

Le code `BISIP` a permis d'analyser la sensibilité des modèles empiriques de PPS à leurs paramètres. Ce sujet est très peu abordé dans la littérature sur la PPS et a soulevé un certain intérêt lors du *2016 International Workshop on Induced Polarization* à Aarhus, Danemark. Les expériences réalisées avec des données de PPS synthétiques ont montré que les modèles empiriques couramment utilisés pour interpréter les données souffrent d'une grande corrélation entre les paramètres des différents modes de polarisation. En effet, bien qu'avec ces modèles l'inversion soit surdéterminée (plus de données que de paramètres), il peut exister une multitude de solutions au problème inverse. Cette ambiguïté dans les résultats se manifeste soit lorsque les pics de polarisation sont partiellement définis (ce qui est souvent le cas avec la réponse de PPS à des fréquences supérieures à 100 Hz) ou lorsque l'étalement de la distribution de polarisation est grand (exposant Cole-Cole $c \approx 0.1$). Les expériences sur les données synthétiques ont aussi montré que le modèle de décomposition de Debye avait une solution stable, peu importe la forme du spectre de résistivité complexe.

Dans le cadre de la présente thèse, le deuxième article s'inscrit dans le premier objectif spécifique (Section 1.4.2), qui consiste à établir un protocole de mesure et de traitement des propriétés physiques des roches en laboratoire. L'article présente la méthode originale employée pour faire le traitement des réponses de PPS associées aux différents styles d'altérations rencontrés au gisement Canadian Malartic. Il contribue au développement des techniques d'analyse des données PPS et montre que les modèles de décomposition sont préférables aux modèles de type Cole-Cole en vue des travaux présentés au Chapitre 6.

3.3 Article 3 : Contrôles minéralogiques et texturaux sur les signatures de polarisation provoquée spectrale de l'empreinte hydrothermale du gisement Canadian Malartic

Le troisième article est présenté au Chapitre 6. Cet article décrit les relations entre les propriétés minéralogiques et texturales des roches sédimentaires minéralisées du gisement Canadian Malartic et leurs signatures de polarisation provoquée spectrale. Il s'agit d'une contribution originale décrivant pour la première fois les propriétés électriques d'un gisement d'or disséminé de type Canadian Malartic, et ce à plusieurs échelles d'exploration dans le but de

prédire sa réponse géophysique qui serait mesurable par un levé à la surface. Cet article a été soumis à la revue *Geophysics*.

Dans cet article, il est d'abord question d'une analyse des photomicrographies de lames minces par ordinateur sur des échantillons représentatifs des différents styles d'altération hydrothermale rencontrés à Canadian Malartic. L'analyse consistait à déterminer les proportions minéralogiques, l'intensité de la foliation, et l'association des grains métalliques avec les différents minéraux dans la matrice. Les incertitudes sur ces propriétés texturales et minéralogiques ont été obtenues avec un procédé statistique de *bootstrap*. Les résultats montrent que les roches altérées proximales aux principaux conduits hydrothermaux n'ont pas de foliation visible, qu'elles contiennent des grains de pyrite surtout encapsulés dans des cristaux de feldspath potassique et d'albite et qu'elles sont faiblement polarisables. À l'inverse, les roches altérées distales montrent une foliation marquée par une orientation préférentielle des grains, une association de la pyrite avec les micas, les carbonates et le quartz, et sont caractérisées par une polarisation plus intense que celle des roches proximales. L'article propose des raisons pour expliquer pourquoi les zones minéralisées du gisement Canadian Malartic ne sont pas nécessairement caractérisées par des anomalies positives de chargeabilité.

Dans le cadre de cette thèse, le troisième article s'inscrit dans les objectifs spécifiques 1 et 3 (Section 1.4.2), qui sont de documenter un protocole de mesures et d'interprétation pour la PPS sur des échantillons de carottes de forage, puis d'intégrer les propriétés physiques et minéralogiques du gisement Canadian Malartic. La plupart des études de PPS retrouvées dans la littérature se concentrent sur l'interprétation du phénomène de polarisation à l'échelle des pores. Pour ce faire, les expériences sont le plus souvent conduites en utilisant des échantillons synthétiques qui consistent en des mélanges de sables et de grains métalliques. Ces échantillons permettent de relier les mécanismes physiques avec les données mesurées, mais sont trop simplistes pour être représentatifs des roches minéralisées, ces dernières étant souvent déformées, altérées et métamorphisées dans les gisements rencontrés le long de zones de failles majeures. Le Chapitre 6 contribue au domaine de la PPS en décrivant une approche originale pour la caractérisation des échantillons de roches minéralisées en vue de prédire la signature de PP d'un gisement aurifère.

CHAPITRE 4 ARTICLE 1 : PREDICTING ROCK TYPE AND DETECTING HYDROTHERMAL ALTERATION USING MACHINE LEARNING AND PETROPHYSICAL PROPERTIES OF THE CANADIAN MALARTIC ORE AND HOST ROCKS, PONTIAC SUBPROVINCE, QUÉBEC, CANADA

Ore Geology Reviews
Volume 96, May 2018, Pages 130-145

Charles L. Bérubé[1], Gema R. Olivo[2], Michel Chouteau[1], Stéphane Perrouty[3,4], Pejman Shamsipour[1], Randolph J. Enkin[5], William A. Morris[6], Leonardo Feltrin[3,4], Raphaël Thiémonge[1]

[1] Polytechnique Montréal, Département des Génies Civil, Géologique et des Mines, Montréal, QC, Canada

[2] Queen's University, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Kingston, ON, Canada

[3] University of Western Ontario, Department of Earth Sciences, London, ON, Canada

[4] Laurentian University, Mineral Exploration Research Centre, Harquail School of Earth Sciences, Sudbury, ON, Canada

[5] Geological Survey of Canada – Pacific, Sidney, BC, Canada

[6] McMaster University, School of Geography & Earth Sciences, Hamilton, ON, Canada.

Abstract

The Canadian Malartic deposit is a world class intrusion-related Archean gold deposit hosted in the Pontiac Subprovince, Superior Province, in Québec, Canada. Laboratory petrophysical properties measurements were performed on 824 rock samples collected from the various rock types observed within the ore body and peripheral host rocks. The various rock types present in the Malartic District, mainly meta-sedimentary rocks, felsic-intermediate intrusive rocks and mafic dykes have contrasting grain densities and magnetic susceptibilities. Using support vector machines, it is shown that these two physical properties can be used to predict the rock type of a sample with an average precision and recall rate of 89%. Within the meta-sedimentary rocks class, variations in magnetic susceptibility are due to the changes in mineralogy associated with hydrothermal alteration. These are caused by the destruction

of iron-bearing silicate minerals and magnetite in unaltered rocks (10^{-4} to 10^{-3} SI) to form pyrite, carbonates, K-feldspar and Fe-depleted hydrothermal biotite in altered rocks (10^{-5} to 10^{-4} SI). Within the felsic-intermediate intrusive rocks, grain densities below 2.7 g/cm^3 and magnetic susceptibilities in the 10^{-6} to 10^{-4} SI range yield the highest probabilities that a rock has been submitted to carbonate and pyrite alteration. However, magnetic susceptibility and grain density of these intrusive rocks are also dependent on their Fe_2O_3/Al_2O_3 and TiO_2/Al_2O_3 ratios, which are not related to the hydrothermal alteration footprint, but are rather due to distinct protolith compositions. Within the mafic dykes, grain density is the best indicator of hydrothermal alteration. Unaltered mafic dykes (2.95 to 3.10 g/cm^3) are mostly composed of amphibole, whereas altered mafic dykes (2.70 to 2.95 g/cm^3) have reduced amphibole contents and higher abundances of carbonates, pyrite, quartz, and biotite alteration. The support vector machine classifier is extended to predict if meta-sedimentary rocks, felsic-intermediate intrusive rocks and mafic dykes have undergone hydrothermal alteration with average F1 scores of 73%, 69% and 93%, respectively. In altered meta-sedimentary rocks, the integration of grain density and magnetic susceptibility allows the identification of altered but unmineralized samples. The classifier is further extended to predict if the gold content of meta-sedimentary rocks is above or below threshold values of 0.01, 0.1 and 1 ppm with average F1 scores of 83%, 80%, and 76%, respectively. Using conceptual models of the rock physical properties at the Malartic District scale, it is shown that ground magnetic surveys are the most promising geophysical tool for early-stage greenfield exploration of this type of deposit. However, depending on the scale at which the surveys are conducted, magnetic susceptibility contrasts between the various investigated rock types can overshadow the specific signatures of hydrothermally altered rocks. This in part explains why past airborne geophysical exploration campaigns for this type of deposit in the Malartic District were inconclusive. Finally, the machine learning process used in this case study can be applied in advanced exploration stages, during which drilling and either subsequent laboratory petrophysical analyses of core samples or downhole geophysical surveys produce large amounts of data that can be used to train prediction models.

4.1 Introduction

The Canadian Malartic deposit is a world class, large tonnage and low-grade intrusion-related Archean gold deposit located in the Pontiac Subprovince, Superior Province in Québec, Canada. Its gold mineralization is present in stockwork and disseminated form in metasedimentary rocks, felsic-intermediate intrusions and mafic dykes (Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015). Despite being one of the most important gold mines in the Superior Province, with a total gold resource exceeding 18.6 million ounces (Gervais et al., 2014), there have been few efforts to characterize the geophysical signature of this particular type of deposit. Thus, geophysical prospecting for Canadian Malartic style of gold mineralization in similar geological environments is poorly constrained.

Previous airborne geophysical surveying has shown no specific magnetic, electromagnetic, or radiometric signature associated with the Canadian Malartic ore body. Wares & Burzynski (2011) have suggested that the lack of geophysical response is due to the disseminated and low-grade nature of the deposit. However, all rock types present near high-grade zones have been pervasively hydrothermally altered (Derry, 1939). The physical properties of the host rocks are dependent on their mineralogical compositions and textures, which relate to their original compositions, deformations, metamorphism, and fluid-rock interaction history. Altered rocks from the Canadian Malartic deposit may therefore display contrasting physical properties with their unaltered counterparts. Such variations can be measurable in a laboratory environment, but the resolution of prior geophysical surveys or the sensitivity of airborne geophysical instruments may have been insufficient to detect these subtle contrasts. Integrating rock physical properties with geological information is useful for geophysical modelling and for the interpretation of geophysical surveys conducted over ore deposits. Examples include Bishop & Emerson (1999); Krahenbuhl & Hitzman (2004); McGladrey et al. (2017) for Zn deposits, Schetselaar et al. (2017) for volcanogenic massive sulphide deposits, Hayward et al. (2013) for Fe oxide Cu-Au deposits and Airo & Mertanen (2008) for lode gold mineralization. Additionally, contrasts in the rock physical properties obtained from high-precision logging or laboratory measurements can be used as potential indicators of Au mineralization (Sandrin et al., 2009; Hayward et al., 2016), Zn mineralization (Bishop & Emerson, 1999; McGladrey et al., 2017), or hydrothermal alteration in general (Mayer et al., 2016).

In recent years, the use of machine learning for geoscience data integration and inference has increased dramatically. Supervised learning aims to identify patterns in the data that are available in order to facilitate further predictions based on those patterns. The development of open-source libraries dedicated to making machine learning more accessible in high-level programming languages has helped popularize these techniques. A good exam-

ple of such libraries is *scikit-learn* (Pedregosa et al., 2011), an open-source module for the Python programming language that implements the most commonly used machine learning algorithms. Support vector machines (SVMs) are well suited for classification problems and have well-established applications that range from text (Joachims, 1998) or image (Chapelle et al., 1999) classification to financial forecasting (Huang et al., 2005), computational biology (Ben-Hur et al., 2008), and many more. There is now growing interest in applying supervised learning techniques to the various fields of earth sciences; e.g., for geological mapping (Yu et al., 2012; Cracknell et al., 2014; Harris & Grunsky, 2015), in landslide susceptibility assessment (Marjanović et al., 2011; Stumpf & Kerle, 2011), and for the analysis of geochemical (O'Brien et al., 2015; Zuo, 2017) and petrophysical (Caté et al., 2017) data in mineral exploration.

The goal of this study is to characterize the magnetic susceptibility, density, and electrical resistivity of rocks from the Canadian Malartic gold deposit and to integrate this information with the mineralogical attributes and whole-rock compositions of the various rock types. Measurements were collected from samples within the core of the mineralized system to the distal zones, with the purpose of characterizing the petrophysical footprint of the deposit. Data integration is done by: (1) describing the alteration trends that are related to the variations in the physical properties of meta-sedimentary rocks, mafic dykes and felsic-intermediate intrusions; (2) training a supervised machine learning model to classify samples according to their rock type based solely on their physical properties; (3) extending the model to predict if rocks of a certain type have undergone hydrothermal alteration; and (4) further extending the model to predict the gold content of altered meta-sedimentary rocks. Finally, conceptual models of the rocks physical properties at the Malartic District scale are proposed. This information may assist the exploration geophysicist in predicting the signals that could be detected when prospecting for Canadian Malartic style mineralization in similar geological settings.

4.2 Geological context

The Pontiac Subprovince is located south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ), a regional-scale feature that acts as a structural control on several gold deposits in the Abitibi Greenstone Belt (Figure 4.1, Robert & Poulsen, 1997; Perrouty et al., 2017). The two main rock groups present in the Pontiac Subprovince are Archean meta-sedimentary rocks of the Pontiac Group and felsic rocks from the Décelles Batholith (Mortensen & Card, 1993). Other rock types observed in the district include Archean felsic-intermediate intrusions, mafic dykes, mafic volcanic rocks, iron formations, and diorites, which are cut by Proterozoic

diabase dykes. The northern boundary of the Pontiac Subprovince coincides with the CLLDZ and meta-volcanic rocks of the Piché Group (Pilote et al., 2000).

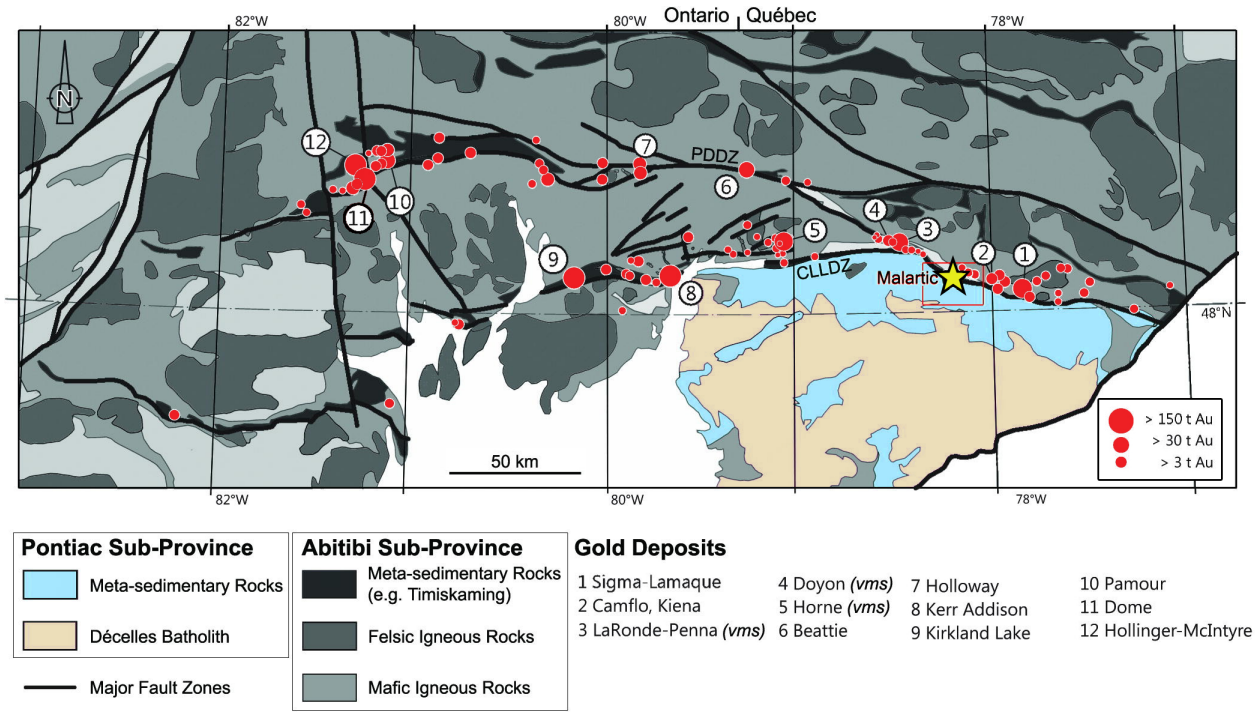


Figure 4.1 Location of the Pontiac Subprovince and the Malartic District relative to the Abitibi Subprovince (modified after Robert & Poulsen, 1997; Perrouty et al., 2017). The star symbol indicates the location of the Canadian Malartic deposit. The two major fault zones that host the gold deposits are the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) and the Porcupine Destor Deformation Zone (PDDZ).

The composition, metamorphism and origin of the Pontiac Group rocks have been extensively studied and documented (Card, 1990; Corfu & Noble, 1992; Camiré et al., 1993a; Camiré & Burg, 1993; Mortensen & Card, 1993; Benn et al., 1994; Powell et al., 1995; Fallara et al., 2000). In the following sections the characteristics of the three main rock types (meta-sedimentary rocks, felsic-intermediate intrusions and mafic dykes) that were sampled for this study (Figure 4.2) are briefly summarized. The hydrothermal alteration products and gold mineralization observed in these three rock types are also described. For a more thorough review of the geology of the Pontiac Subprovince, including a description of meta-volcanic rocks, iron formations and diabase dykes, and for a comprehensive description of the structural setting in the Malartic District, the reader is referred to Perrouty et al. (2017) and references therein.

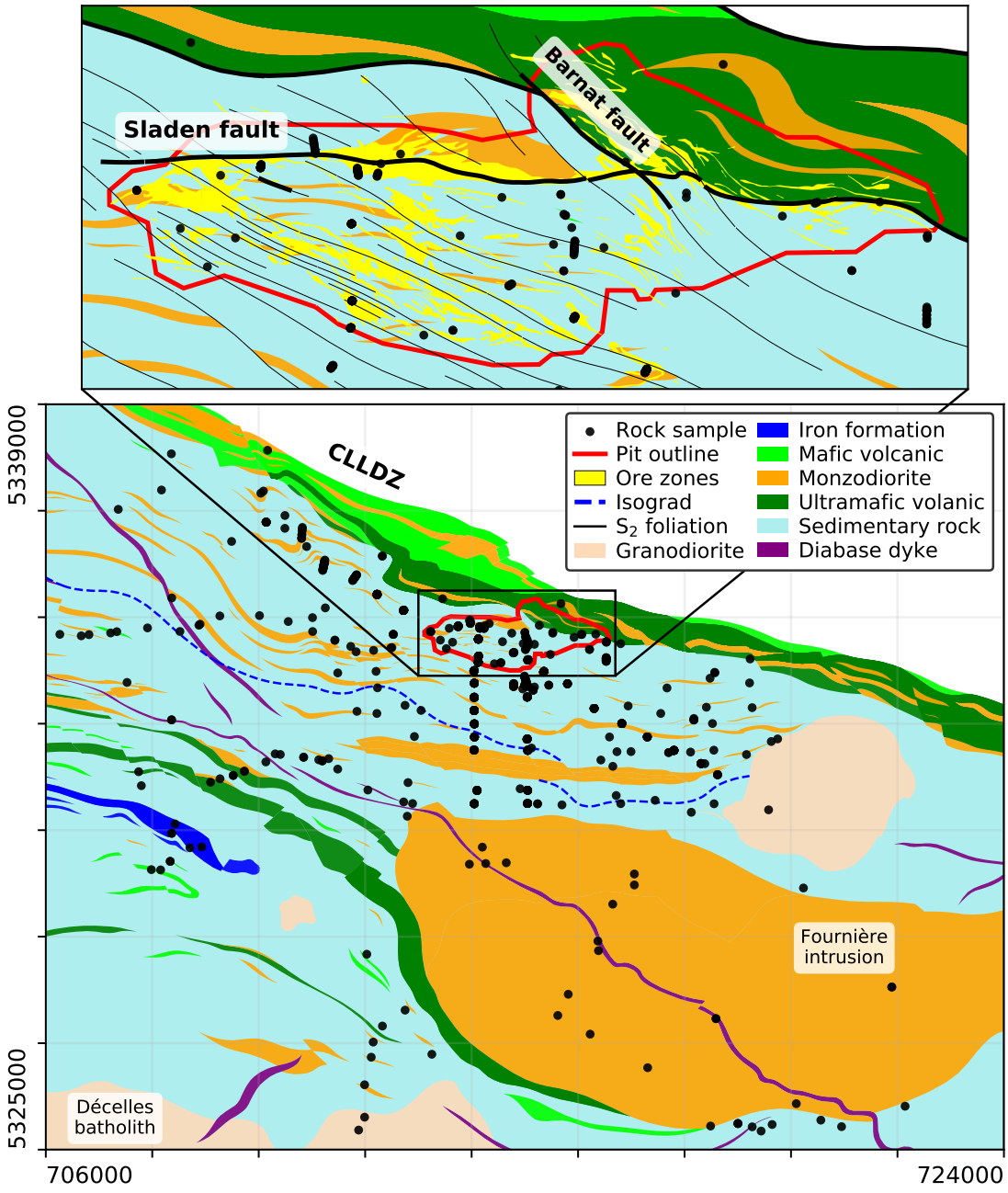


Figure 4.2 Revised map of the geology of the Pontiac Subprovince (after Perrouty et al., 2017). The Fournière and Décelles intrusions are identified, and the orientations of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ), metamorphic isograd, and main foliation (S_2) are indicated. The Sladen and Barnat faults act as structural controls on the mineralization. The locations of the rock samples used in this study are drawn with black dots. The outline of the Canadian Malartic open pit and main ore zones are shown in the inset map.

4.2.1 Pontiac Group meta-sedimentary rocks

The Pontiac Group sedimentary rocks were deposited between 2685 ± 3 and 2682 ± 1 Ma (Mortensen & Card, 1993; Davis, 2002). Unaltered meta-sedimentary rocks consist of quartz, plagioclase, metamorphic biotite, muscovite, chlorite, and Fe-Ti oxide minerals (Helt et al., 2014). The Fe-Ti oxide minerals are mainly rutile and ilmenite, although magnetite grains are sometimes observed. Minor sulfide grains, mainly pyrite and pyrrhotite, are observed in unaltered rocks. These rocks are interpreted to be of turbiditic origin and include sequences of metamorphosed greywacke, siltstone and mudstone (Camiré et al., 1993a; De Souza et al., 2015).

4.2.2 Felsic-intermediate intrusive rocks

Felsic-intermediate rocks intrude the Pontiac meta-sedimentary rocks. These rocks are present in and around the Canadian Malartic gold deposit and can be divided into two groups of different ages: the Sladen and the Lac Fournière intrusions (Figure 4.2). The Décelles Batholith occurs outside of the investigated footprint.

The Sladen intrusions comprise the *main porphyry* and *western porphyry* of the Canadian Malartic deposit (as described by Derry, 1939), and other neighbouring felsic-intermediate dykes. These are dated between 2676 and 2679 Ma (Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015). The Sladen intrusions are described as quartz-monzodiorite and granodiorite dykes by Helt et al. (2014); De Souza et al. (2015); Perrouty et al. (2017), and are composed mainly of plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, chlorite, muscovite, epidote and Fe-Ti oxides (Derry, 1939).

The Lac Fournière intrusions are older than the Sladen intrusive rocks (2682.4 ± 1.0 Ma; Davis, 2002) and are described as monzodiorites (Rive et al., 1990; Perrouty et al., 2017), being composed mainly of plagioclase, hornblende, biotite, quartz, muscovite, and K-feldspar.

4.2.3 Mafic dykes

The main minerals that form unaltered mafic dykes are amphibole and plagioclase. The mafic dykes of the Pontiac Group have not been dated but have been compared to the lamprophyre dykes of the Abitibi Group (2674 ± 2 Ma, Wyman & Kerrich, 1993). Mafic dykes predominantly cross-cut the meta-sedimentary rocks of the Pontiac group and locally crosscut the Sladen intrusive rocks (De Souza et al., 2015).

4.2.4 Hydrothermal alteration and mineralization

In the vicinity of the Canadian Malartic gold deposit, hydrothermal alteration of the Pontiac meta-sedimentary rocks is characterized by microcline, albite, biotite, muscovite, calcite, ferroan-dolomite, ankerite, pyrite, and rutile ± epidote assemblages (Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015). Increasing pyrite alteration is associated with a systematic decrease in biotite Fe# and fluorine concentration (Gaillard et al., 2015, 2018). Silica alteration is only observed locally in brecciated zones near the contact between sedimentary rocks and the Sladen intrusions (Derry, 1939). Similar alteration styles are observed in meta-sedimentary rocks at several locations along the CLLDZ.

The Sladen felsic-intermediate intrusive rocks are located proximal to the high-grade zones of the ore body. Most of the Sladen intrusions have been enriched in K and Si due to hydrothermal alteration (Derry, 1939).

Mafic dykes present inside the hydrothermal alteration footprint of the Canadian Malartic gold deposit contain similar alteration products to the meta-sedimentary rocks. Biotite, quartz, calcite and pyrite are the main alteration minerals (Fallara et al., 2000), and their abundances relative to the amphibole minerals diminish with an increase in distance to the deposit (Perrouty et al., 2015).

The gold mineralization is hosted mainly (about 70%) in the sedimentary rocks, with the remainder in felsic-intermediate intrusions and mafic dykes. High-grade mineralization and historical production were focused at the contact with the main Sladen intrusion (Derry, 1939) and within the Piché Group mafic rocks. Gold occurs as fine grains disseminated in the host rock, included in pyrite, or along the contacts between minerals such as pyrite, potassic feldspar, plagioclase, biotite or quartz. Across the deposit, gold mineralization is associated with a halo of 1 - 5 % disseminated pyrite (Fallara et al., 2000; Helt et al., 2014).

4.3 Sampling and methods

4.3.1 Field work and sampling

Field work and sampling took place during the summers of 2013 to 2015. The vast majority of selected samples are 4.76 cm diameter split or full drill cores with an average length of 10 cm. Core samples are selected to be as homogeneous as possible, with very few quartz veins. Other samples include decimetre-scale outcrop samples. In total, 819 altered and unaltered rock samples were collected for physical properties measurements (locations are shown in Figure 4.2). Meta-sedimentary rocks represent the largest subset with 570 rock

samples (including 160 altered samples). Additionally, 122 mafic dykes (52 altered) and 113 felsic-intermediate intrusive rock samples (47 altered) were collected. Other minor rock types were analyzed in smaller numbers, for a total of five diorites, four diabase dykes, four mafic volcanic rocks (flows and pillows) and one banded iron formation.

4.3.2 Laboratory measurements

Laboratory measurements of rock physical properties were collected for magnetic susceptibility, density and electrical resistivity and conducted at the Geological Survey of Canada Paleomagnetism and Petrophysics Laboratory (GSC-PPL) in Sidney, British Columbia. For data quality control, measurements were repeated at the Applied Geophysics Laboratory (PM-AGL) of Polytechnique Montréal, in the province of Québec. Repetitions at the PM-AGL were conducted on a subset representing approximately ½ of the samples analyzed at the GSC-PPL. The two data sets were fitted with a simple linear regression model, and the mean absolute percentage error (MAPE) and Pearson's correlation coefficient (r) were computed. The linear model corresponds to $Y = \beta X + \alpha$, where Y is the data from the GSC-PPL laboratory, X is the data from the PM-AGL laboratory, and α and β are the intercept and slope parameters, respectively. The sample sizes and results of the inter-laboratory comparisons are presented in Table 4.1.

Table 4.1 Results of the inter-laboratory comparisons of grain density (ρ) and magnetic susceptibility (MS) measurements. The mean absolute percentage error (MAPE), the linear regression intercept (α) and slope (β) parameters and Pearson's correlation coefficient (r) are given. The total number of samples (N) analyzed at the GSC-PPL and PM-AGL laboratories are indicated.

	MAPE (%)	α	β	r	$N_{\text{GSC-PPL}}$	$N_{\text{PM-AGL}}$
ρ	0.83	0.032	0.95	0.929	824	504
$\log_{10}$(MS)	4.01	0.194	0.951	0.931	821	503

4.3.2.1 Rock density

The hydrostatic weighing method was used to measure the grain density and the saturated bulk density of the rock samples in both laboratories. Here grain density (ρ), also known as skeletal density, refers to the density of the rock-forming minerals, defined by the true weight of the rock divided by its skeletal volume. This value excludes the connected porosity, and is therefore representative of the mineral assemblage and closed pores only. It is calculated

with

$$\rho = \rho_W \frac{M_{dry}}{M_{dry} - M_{imm}}, \tag{4.1}$$

where ρ_W is the density of the water at the laboratory ambient temperature, M_{dry} is the true weight of the dry rock sample, and M_{imm} is the weight of the sample when it is immersed in water. It should be noted that 91% of the rocks collected for this study had a porosity below 1%. The density values obtained at the GSC-PPL and the PM-AGL are well correlated ($r = 0.929$) and the measurements were repeatable within a MAPE of 0.83% (Table 4.1).

4.3.2.2 Magnetic susceptibility

Magnetic susceptibility was measured at the GSC-PPL using a Sapphire SI2B susceptibility meter. A Terraplus KT-10R handheld susceptibility meter was used to repeat the measurements at the PM-AGL. The measurements were repeatable from one laboratory to the other (MAPE = 4.01%, $r = 0.931$, Table 4.1). At the PM-AGL, measurements were repeated 10 times at different locations on each sample to evaluate the within-sample susceptibility variations and estimate measurement noise (Lee & Morris, 2013). Overall the samples were magnetically homogeneous, and nugget effects caused by highly magnetic grains or weakly magnetic veins were rarely observed.

4.3.2.3 Whole-rock lithogeochemistry and mineralogy

All rock samples used in this study were analyzed for sulfur and carbon (±0.005%) using the LECO infrared combustion technique at the SGS laboratory in Burnaby, British Columbia. Major oxides (e.g., TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, ±0.01%) were measured by Actlabs using fusion X-ray fluorescence (XRF) spectrometry. Gold contents (±0.005 ppm) were measured using aqua regia dissolution and the inductively coupled plasma - mass spectrometry (ICP-MS) technique at the ALS Minerals laboratory in Vancouver, British Columbia. Metallic grain size distributions were obtained for a few select samples using the Mineral Liberation Analysis system at Queen's University in Kingston, Ontario.

4.3.3 Support vector machines

SVMs differ from instance-based (e.g., K-nearest neighbours) and probabilistic (e.g., naive Bayesian) classifiers because they revolve around a constrained optimization problem that consists of maximizing the distance between a hyperplane that separates two classes, and the instances that belong to each class on either side of it. This algorithm was originally designed for binary classification problems. However it can be extended for multi-class classification

by following the pairwise comparison strategy of Knerr et al. (1990). An overview of the method is available in Cristianini & Shawe-Taylor (2000).

No separating hyperplane exists in the bi-dimensional (density and magnetic susceptibility) space of the petrophysical training data set. This problem is not uncommon in real-world applications of SVM classification (Kotsiantis et al., 2006). Appropriate kernels allow the transformation of the feature space into a higher dimension where it becomes linearly separable (Scholkopf & Smola, 2001). A radial-basis function (RBF) kernel (Cristianini & Shawe-Taylor, 2000) was used in this study. It takes the form of

$$f(\mathbf{x}, \mathbf{x}') = \exp\left(-\gamma||\mathbf{x} - \mathbf{x}'||^2\right), \tag{4.2}$$

where $||\mathbf{x}-\mathbf{x}'||^2$ is the squared Euclidean distance between two feature vectors ($\mathbf{x}$ and $\mathbf{x}'$) and γ is the kernel width. The RBF kernel is well understood and its use is widely accepted for classification problems that don't have a linear solution (Cristianini & Shawe-Taylor, 2000). It is the default kernel choice in the *scikit-learn* SVM implementation. The RBF kernel is (1) invariant to translation due to working with the distance between two feature vectors, and (2) isotropic because the γ parameter controls the kernel width in all directions of the feature space.

SVMs are also regularized by the cost parameter (C), which allows classification errors when the data of two classes overlap. The boundaries traced by the classification hyperplanes are then considered soft margins (see Efron & Hastie, 2016, chap. 19). The cost parameter is not specific to the RBF kernel.

A disadvantage of SVMs is that their performance is sensitive to both γ and the C parameter. A grid search approach can reveal which combinations of values for γ and the regularization parameters maximize the cross-validation accuracy. An example of grid search conducted to find the optimal parameters when classifying rock types is shown in Figure 4.3. In this case the optimal parameters were $C = 1$ and $\gamma = 0.01$. The same process was used to select optimal parameters when classifying alterations and gold contents.

SVMs perform well when the classes have similar number of occurrences. In this study the sampling process favoured meta-sedimentary rocks ($N = 570$) before mafic dykes ($N = 122$) and felsic-intermediate intrusive rocks ($N = 113$). Also, more unaltered samples were collected compared to altered ones. This class imbalance was taken into account by introducing class weights in the optimization problem. The relative weight of each class was chosen to be inversely proportional to their respective number of occurrences.

Probability estimates for SVMs were obtained using Platt scaling (Platt, 1999). This method

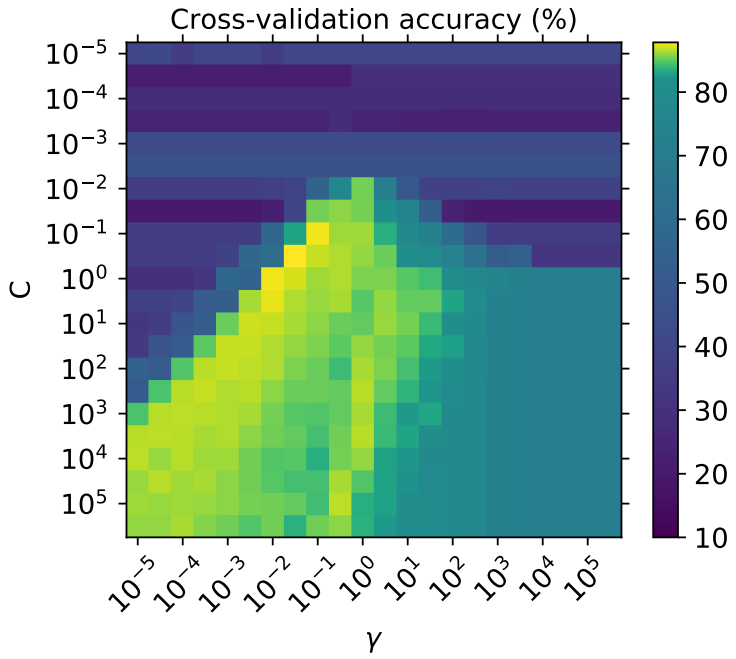


Figure 4.3 Grid search for the combination of SVM cost parameter (C) and kernel width (γ) that maximizes 10-fold cross-validation accuracy when classifying rock types.

consists of fitting a sigmoid function to the classification scores using maximum likelihood. The method was extended to multi-class classification following Wu et al. (2004).

4.4 Physical properties of the Pontiac Group rocks

4.4.1 Host rocks

Grain density and magnetic susceptibility are the physical properties that vary the most among the rock types. Figure 4.4 shows the physical properties distributions of the studied meta-sedimentary rocks, felsic-intermediate intrusive rocks and mafic dykes. The density and magnetic susceptibility of other minor rock types are also shown.

Meta-sedimentary rocks have a narrow distribution of density values (i.e. 2.76 ± 0.04 g/cm^3, mean $\pm$ standard deviation). On the other hand, their magnetic susceptibilities vary over several orders of magnitude. The large majority of meta-sedimentary rock samples are paramagnetic and have magnetic susceptibilities between 10^{-4} and 10^{-3} SI, with a median value of 2.73×10^{-4} SI. However, there is a small proportion of highly magnetic sedimentary rock samples that fall into the ferromagnetic category (above 10^{-3} SI on Figure 4.4). Only a few meta-sedimentary rock samples are weakly magnetic (below 10^{-4} SI).

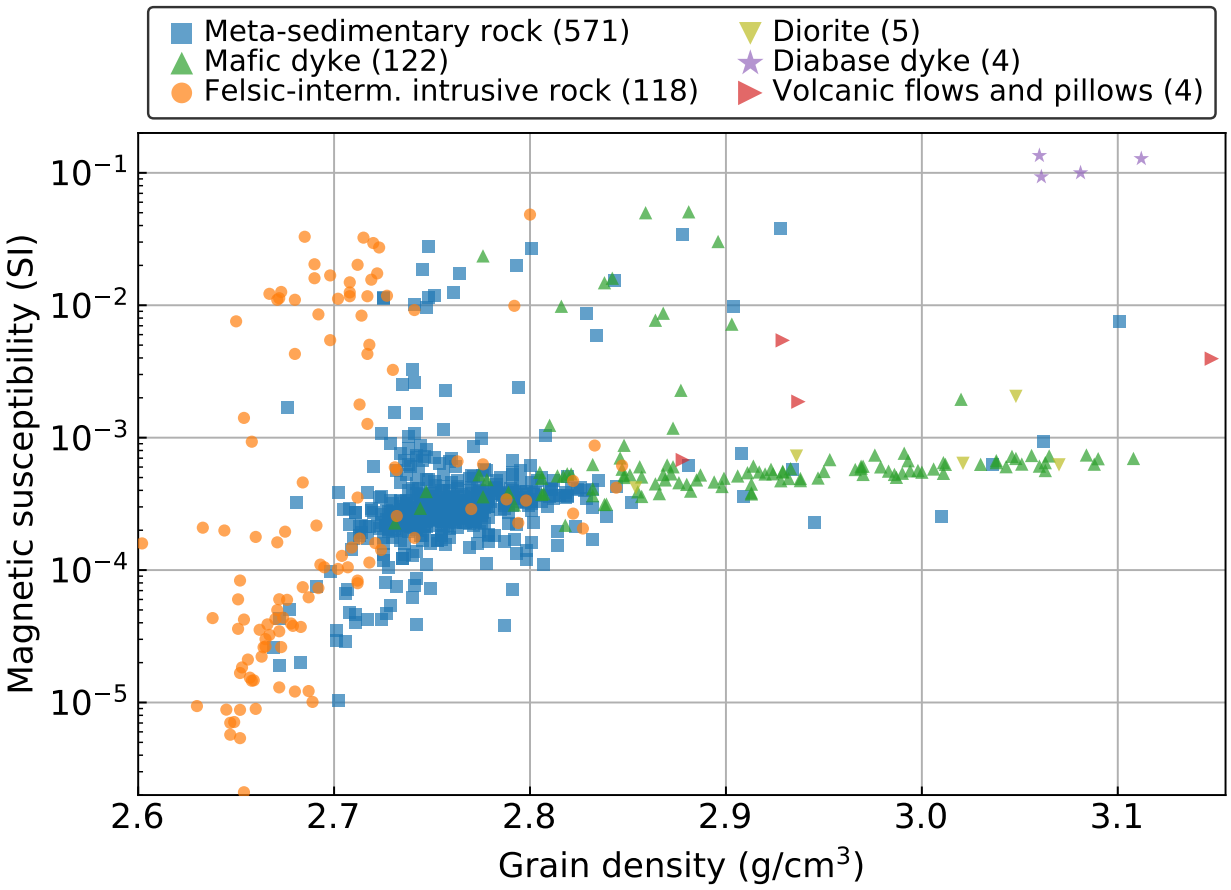


Figure 4.4 Bivariate plot of magnetic susceptibility and density (Henkel, 1994) of the various rock types encountered in the Canadian Malartic area, Pontiac Subprovince.

Felsic-intermediate intrusive rocks have the lowest density with values of 2.69 ± 0.05 g/cm^3. In terms of magnetic susceptibility, the felsic-intermediate intrusions are clearly split into two families: ferromagnetic intrusions (between 10^{-3} and 10^{-1} SI) and diamagnetic to paramagnetic intrusions (between 10^{-6} and 10^{-4} SI).

The mafic dykes display the widest range of rock densities (2.99 ± 0.09 g/cm^3), and the narrowest magnetic susceptibility range. Most of the mafic dyke samples are paramagnetic and have magnetic susceptibilities in the same range as the meta-sedimentary rocks (i.e., between 10^{-4} and 10^{-3} SI). However, there are a few ferromagnetic mafic dykes with strong magnetic susceptibilities (above 10^{-3} SI). The main difference between the magnetic susceptibilities of mafic dykes and meta-sedimentary rocks is that none of the mafic dykes are weakly magnetic (below 10^{-4} SI).

The minor rock types consisting of mafic volcanic rocks, diorites and diabase dykes have gen-

erally high densities (mean values of 2.97±0.12, 2.99±0.09, and 3.079±0.024 g/cm^3, respectively), which are typical of non-metamorphosed and unaltered mafic rocks. Their median magnetic susceptibility values range over several orders of magnitude (2.91×10^{-3}, 6.23×10^{-4}, and 1.14×10^{-1} SI, in the same order).

4.4.2 Hydrothermally altered rocks

4.4.2.1 Meta-sedimentary rocks

Figure 4.5 shows grain density and magnetic susceptibility scatter plots of the collected meta-sedimentary rock samples with colour-coded Au content (Aquaregia dissolution ICP-MS), carbon and sulfur contents (LECO infrared combustion), and K-feldspar, biotite and quartz proportions (inferred from whole-rock geochemistry). Gold mineralization is associated with carbonate alteration (up to 2.36% C), higher abundance of K-feldspar (up to 45.8%) and sulfur (up to 4.71%). Silica enrichment is not always associated with gold mineralization.

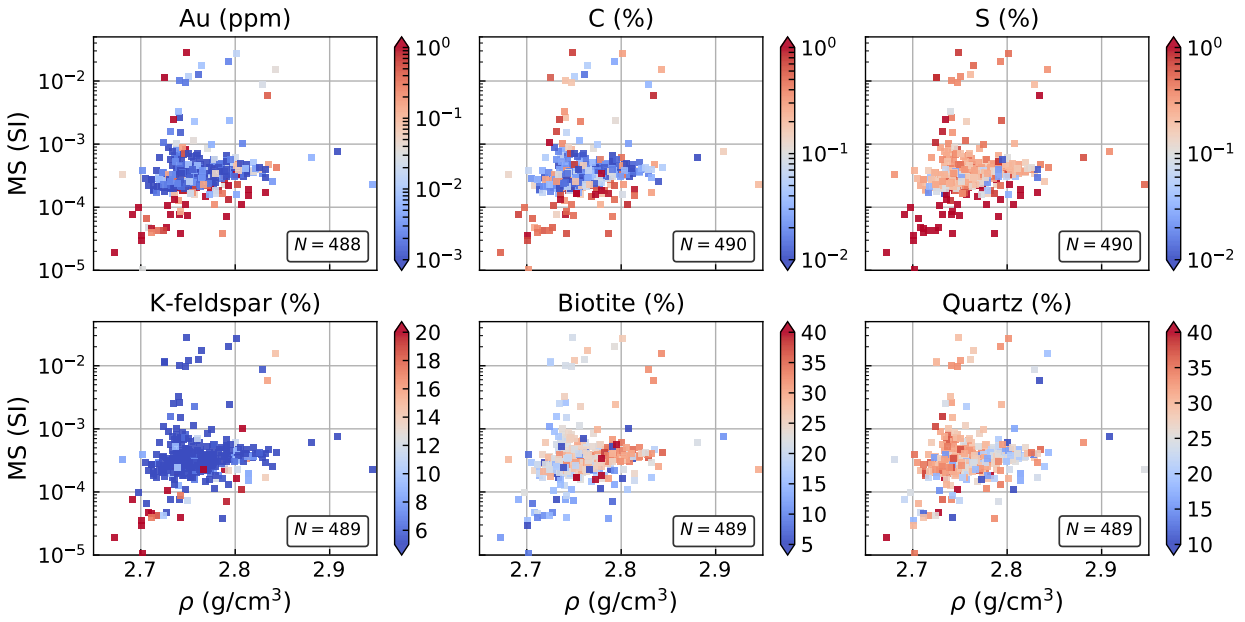


Figure 4.5 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot for the meta-sedimentary rocks from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and proportions of K-feldspar, biotite and quartz.

These alteration trends coincide with a decrease in magnetic susceptibility of the host rock by one order of magnitude. The median magnetic susceptibility of unaltered Pontiac meta-

sedimentary rocks is 2.73×10^{-4} SI, and the most mineralized rocks yielded magnetic susceptibilities in the 10^{-5} to 10^{-4} SI range. This is due to the destruction of magnetite (3-6 SI) and iron-bearing silicate minerals (e.g., biotite, 1.25×10^{-3} SI) to form pyrite (diamagnetic at room temperature) and Fe-depleted hydrothermal biotite, as documented by Helt et al. (2014); Gaillard et al. (2018). Some of the weakly altered and highly magnetic (above 10^{-3} SI on Figure 4.4) meta-sedimentary rock samples contain magnetite grains that were not destroyed during the alteration process. The overall lower density of the mineralized samples is because their proportion of K-feldspar (≈ 2.56 g/cm^3) is higher than that of biotite (2.8-3.4 g/cm^3).

4.4.2.2 Felsic-intermediate intrusive rocks

Figure 4.6 shows density and magnetic susceptibility scatter plots of felsic-intermediate intrusive rocks with colour-coded Au, carbon and sulfur contents, and immobile element ratios of Fe_2O_3/TiO_2, Fe_2O_3/Al_2O_3, and TiO_2/Al_2O_3. Alterations trends in the intrusive rocks are not as obvious as those observed in the meta-sedimentary rocks. Au mineralized samples are also rich in sulfur (a proxy for pyrite), but they do not have specific magnetic or density signatures, although the samples with high magnetic susceptibilities have, in general, lower gold and sulfur contents. Immobile element ratios (Figure 4.6) revealed that the observed variations in magnetic susceptibility and density of the felsic-intermediate intrusive rocks are mainly attributed to variations in protolith compositions and not to hydrothermal alteration.

4.4.2.3 Mafic dykes

Figure 4.7 shows density and magnetic susceptibility scatter plots of the mafic dyke samples with colour-coded Au, carbon and sulfur contents, and quartz, biotite and amphibole proportions. In these dykes, the mineralized samples, which have been subjected to carbonate, pyrite, and biotite alteration, have a density under 2.9 g/cm^3 (Figure 4.7). Lower density in auriferous samples is associated with replacement of hornblende (3.0 to 3.7 g/cm^3) by biotite (2.8 to 3.4 g/cm^3), quartz (2.60 to 2.65 g/cm^3) and calcite (2.71 g/cm^3), as documented by Perrouty et al. (2015).

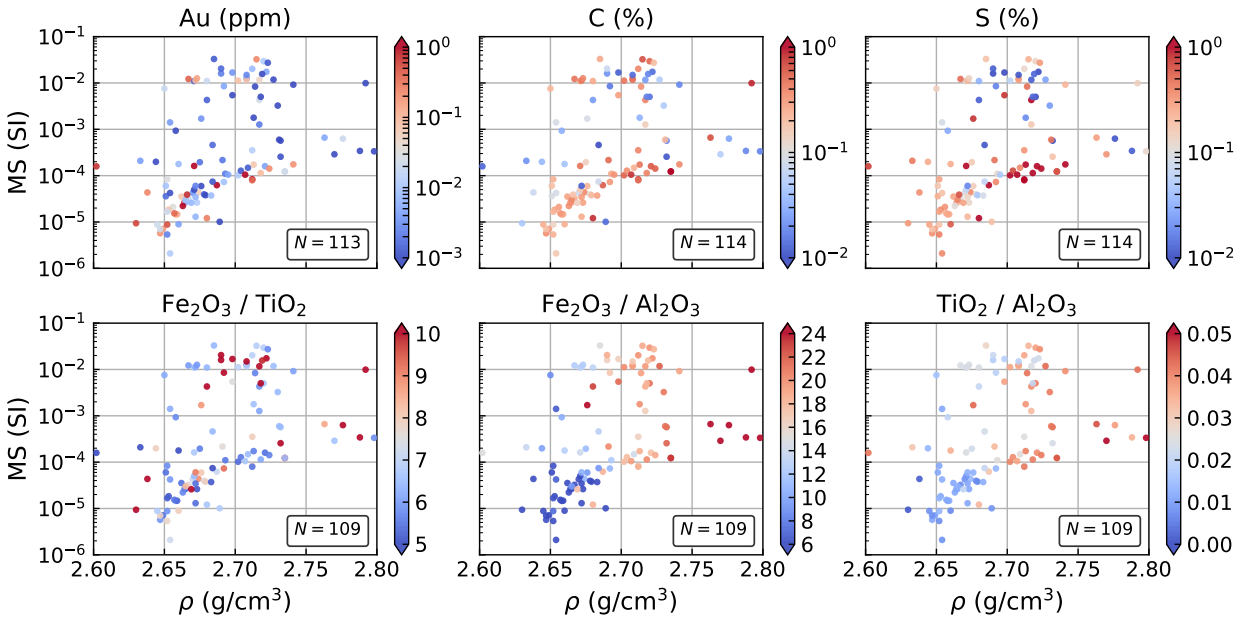


Figure 4.6 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot of the felsic-intermediate intrusive rocks the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and Fe_2O_3/TiO_2, Fe_2O_3/Al_2O_3, and TiO_2/Al_2O_3 ratios.

4.5 Support vector machine classifications

4.5.1 Rock type predictions

Our data revealed that grain density and magnetic susceptibility values are mainly dependent on the rock type, and that within each type the physical properties reflect mineralogy, and grain size variations arising from primary protolith and subsequent hydrothermal alteration. SVMs performed well during the training and validation phase (see 4.A.2). After training the SVM classifier with the training data set (⅔ of the full set), the test set (the remainder of the samples, which the model has never seen) were used to validate the predictions. The precision, recall and F1 score obtained by cross-validation are presented in Table 4.2. The reader is referred to 4.A.3 for details on the classification metrics. It should be noted that other commonly used classification algorithms yielded similar cross-validation results (4.A.2).

Average values in Table 4.2 were obtained with a support-weighted geometric mean formulation. Classification results were obtained with $\gamma = 0.01$ and $C = 1$. The trained model correctly predicted the rock type of 94% of the meta-sedimentary rocks, 84% of the felsic-intermediate intrusive rocks and 84% of the mafic dykes. The predictions made by the SVM

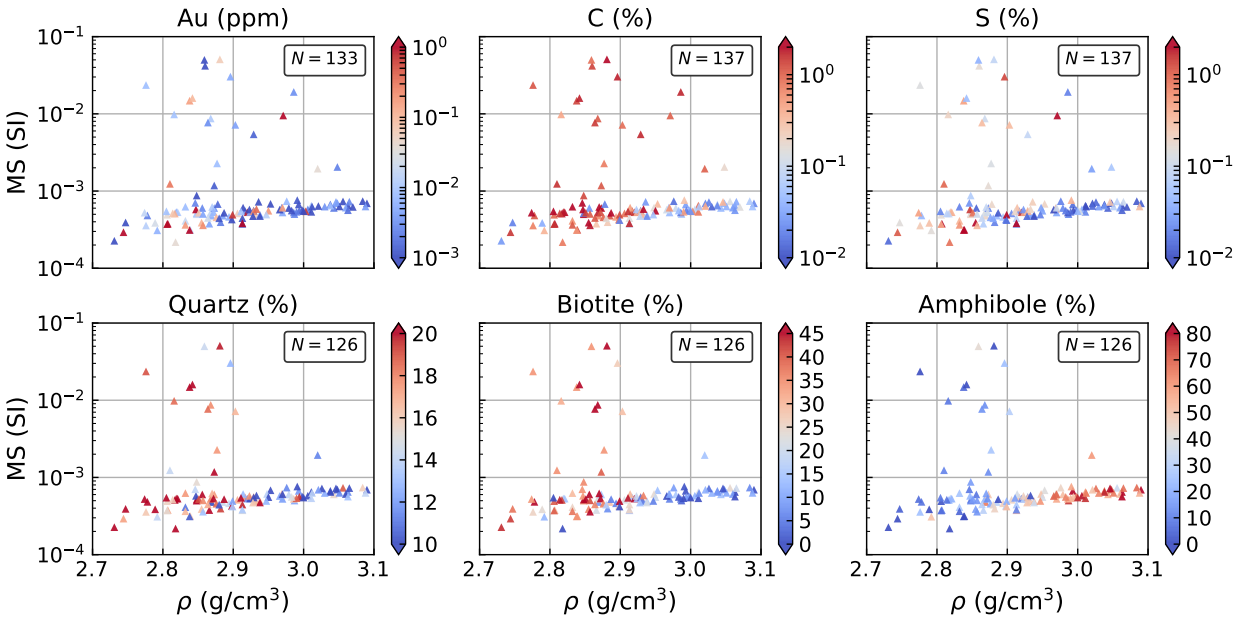


Figure 4.7 Magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ) scatter plot for the mafic dykes from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas showing the relationships with whole rock Au, S and C contents, and proportions of hydrothermal quartz, biotite and metamorphic amphibole.

Table 4.2 Precision, recall, F1 score, and support after classification of the test data set into the three main rock types. Averages are weighted by support. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and kernel width $\gamma = 0.01$.

	Precision	Recall	F1 score	Support
Meta-sedimentary rocks	0.92	0.94	0.93	177
Felsic-intermediate intrusives	0.84	0.74	0.78	42
Mafic dykes	0.84	0.86	0.85	42
Average / total	0.89	0.89	0.89	261

classifier were, on average, 89% correct. The lower precision scores obtained for mafic dykes are explained in part because these have a magnetic susceptibility distribution that overlaps with that of meta-sedimentary rocks (Figure 4.4). Therefore it is mostly grain density that is used to separate the two. However, as described earlier, mafic dykes that are depleted in amphibole and richer in biotite and quartz have densities similar to the meta-sedimentary rocks. Consequently, the grain density distributions of these two classes also overlap. The

high recall rate of felsic-intermediate intrusive rocks is explained by the fact that their grain density and magnetic susceptibility distributions only overlap slightly with that of the mafic dykes and the meta-sedimentary rocks. The average F1 score of 89% indicates that the algorithm is successful in predicting rock type.

The trained model was then used to predict the rock types of hypothetical new samples by randomly drawing synthetic petrophysical data from uniform distributions bounded by the minimum and maximum values that were measured in the laboratory. Figure 4.8 shows the optimal hyperplanes that separate the synthetic data into three rock types. Measured values of density and magnetic susceptibility and the known rock type of the 819 samples are superimposed on the classification plot. It should be noted that although the algorithm is successful, no hyperplanes exist which can separate the rock types with an accuracy of 100%. The use of soft margins allows the algorithm to find a solution by allowing several samples need to be misclassified. Probability outputs are valuable to assess the confidence level with which the predictions were made, and Figure 4.8 shows that wide high-probability regions (e.g., $> 70\%$) can be contoured for each rock type. Cracknell & Reading (2013) have shown that class membership probabilities are not necessarily representative of classification confidence when using SVMs to map geological features using geophysical data. The rock type membership probabilities presented in Figure 4.8 are visually in agreement with the SVM decision boundaries. However, it should be noted that probabilities evaluated in regions with low numbers of samples may not be representative of classification confidence. For purposes of comparison, rock type membership probabilities obtained with a random forest classifier are presented in the appendix (Figure 4.A.1).

4.5.2 Hydrothermal alteration predictions

After predicting the rock type of a sample, the subsequent step was to predict whether or not a particular sample has been hydrothermally altered, and therefore if it was potentially mineralized. To train our extended SVM model, the same database was used with an additional column indicating if the rock is altered or unaltered, reducing the classification problem to a binary one. Altered samples were defined as those with evidence of sulfide alteration and either carbonate, biotite, or K-feldspar alteration. Moreover, rock samples must satisfy one of the two following conditions to be considered altered: (1) their sulfur content is greater than 0.1%, or (2) their gold content is above 0.1 ppm. The precision, recall and F1 scores obtained by cross-validation are presented in Table 4.3.

An average F1 score of 73% is obtained when classifying meta-sedimentary rocks into altered and unaltered classes; 86% of the unaltered samples have been correctly recalled, and 79% of

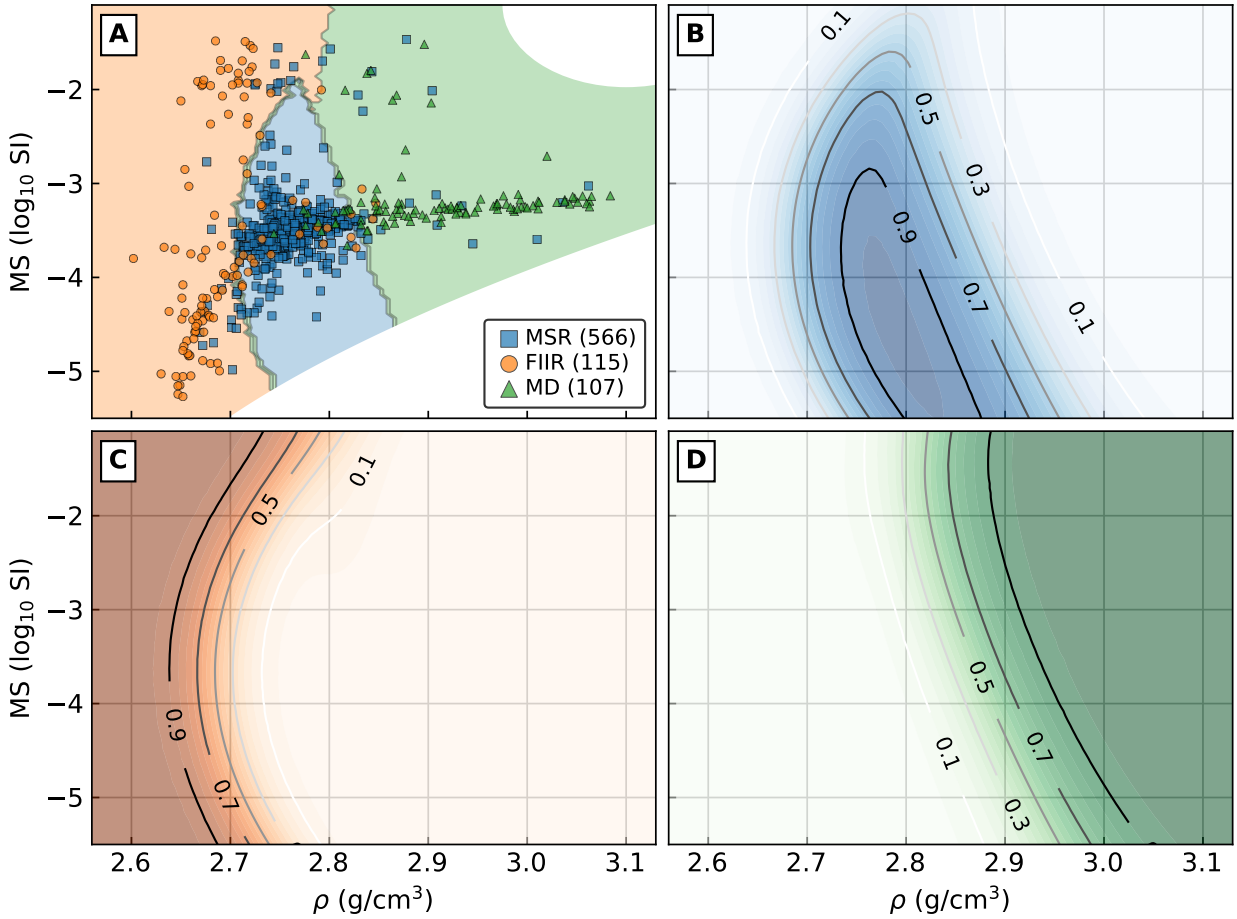


Figure 4.8 A. Support vector machine classification of rock samples from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas into the three main rock types using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). B. Meta-sedimentary rocks (MSR) class membership probability. C. Felsic-intermediate intrusive rocks (FIIR) class membership probability. D. Mafic dykes (MD) class membership probability. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and radial basis function kernel width $\gamma = 0.01$.

the samples that were identified as unaltered were correctly classified. However, only 55% of the number of hydrothermal alteration detections were correct for this rock type, indicating a large number of false positives. Most of the classification errors for meta-sedimentary rocks are due to samples that are in the higher magnetic susceptibility range (10^{-3} to 10^{-1} SI). Some of the incorrectly classified rocks in this range contain sub-millimetre size magnetite grains, which may have survived the hydrothermal alteration process. Classification results were obtained with $\gamma = 0.1$ and $C = 1$.

The alteration classifier performed more poorly on felsic-intermediate intrusive rocks with an

Table 4.3 Precision, recall, F1 score and support after classification of the test data set into altered and non-altered groups for the three main lithology types. Averages are weighted by support. Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and kernel width $\gamma = 0.1$.

Rock type		Precision	Recall	F1 score	Support
Meta-sedimentary rocks	Altered	0.55	0.42	0.48	52
	Unaltered	0.79	0.86	0.83	133
	Average/Total	0.72	0.74	0.73	185
Felsic-intermediate intrusive rocks	Altered	0.61	0.73	0.67	15
	Unaltered	0.76	0.65	0.70	20
	Average/Total	0.70	0.69	0.69	35
Mafic dykes	Altered	0.95	0.95	0.95	20
	Unaltered	0.89	0.89	0.89	9
	Average/Total	0.93	0.93	0.93	29

average 65% F1 score. Although most of the altered samples are located in the low magnetic susceptibility range (10^{-6} to 10^{-4} SI) and low-density range (2.6 to 2.7 g/cm^3), there are also several false positives in this region (Figure 4.9B).

The highest average F1 score (93%) is obtained when classifying mafic dykes into altered and unaltered groups. The classifier will recall 95% of the altered samples and all detections can be made with a 95% precision.

Figure 4.9 shows the optimal separating hyperplanes for the same synthetic data that were used in section 4.5.1. The measurements and known altered samples are superimposed on the regions identified by the algorithm. Probability plots (Figures 4.9D-F) show where most of the altered samples lie in the feature space. These also highlight how unaltered meta-sedimentary rock and mafic dyke samples tend to be homogeneous in terms of physical properties. Unaltered meta-sedimentary rocks, which as paramagnetic, are replaced by either ferromagnetic rocks or less magnetic paramagnetic rocks. Therefore the classifier plays the role of an outlier detector. Figure 4.9C shows that very few altered samples were incorrectly classified in the case of mafic dykes, and that density is mostly responsible for the orientation of the optimal separating hyperplane.

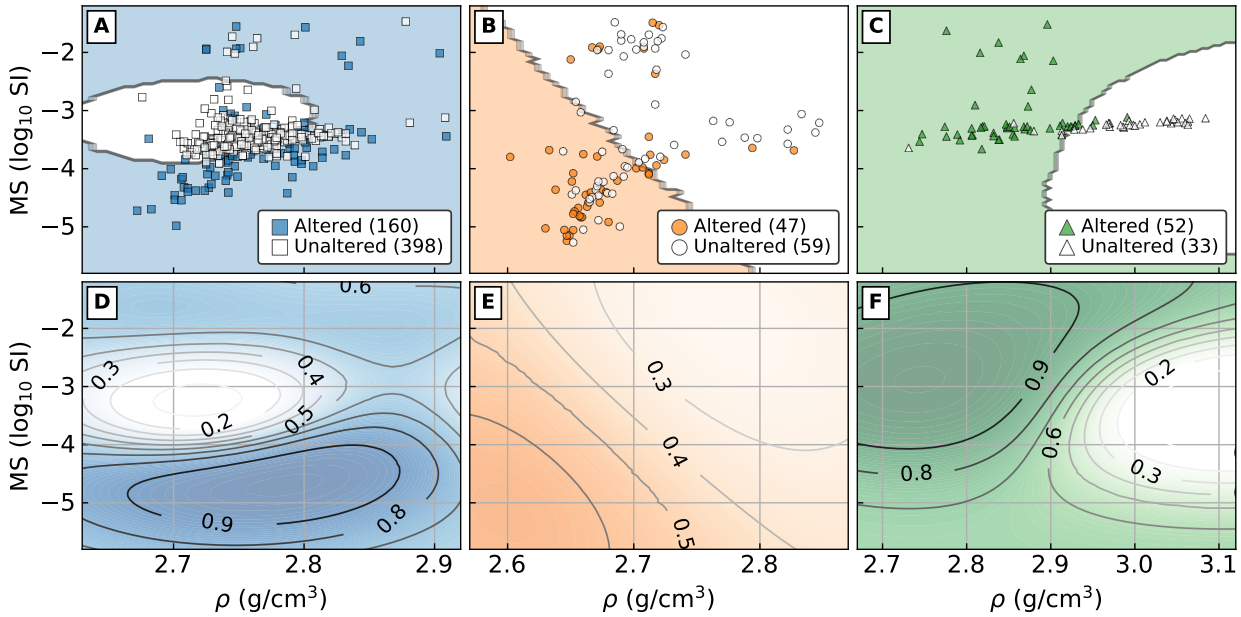


Figure 4.9 Optimal hyperplanes (A-C) and probability outputs (D-F) of SVM classification of meta-sedimentary rocks (A, D), felsic-intermediate intrusive rocks (B, E) and mafic dykes (C, F) into altered and unaltered classes using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). Results obtained with SVM cost parameter $C = 1$ and radial basis function kernel width $\gamma = 0.1$.

4.5.3 Au content predictions of meta-sedimentary rocks

The SVM algorithm was successful in predicting the rock type and potential for hydrothermal alteration using physical properties. Therefore, the next logical step in extending the model was to make predictions about the gold content of meta-sedimentary rocks, which host the majority of the ore at Canadian Malartic. It was shown in Figure 4.5 that a decrease in magnetic susceptibility, and to a lesser extent grain density, is associated with the presence of high gold grades in meta-sedimentary rocks. These two features were therefore used in the modelling.

A new subset of meta-sedimentary rock samples was created by taking only the samples that were identified as being altered in the previous step. At this point, the few samples with magnetic susceptibility above 10^{-3} SI are considered outliers and discarded. This subset was split into two classes (above or below a gold content threshold). Three different thresholds of 0.01, 0.1, and 1 ppm Au were tested. Using magnetic susceptibility and grain density, the SVM algorithm is trained on a subset that consists of ⅔ of the altered samples. The precision, recall and F1 scores obtained on the test set with the different thresholds are presented in

Table 4.4.

Table 4.4 Precision, recall, F1 score and support after binary classification of the altered meta-sedimentary rocks according to gold content threshold values of 0.01, 0.1 and 1 ppm. Averages are weighted by support.

Au cutoff		Precision	Recall	F1 score	Support
0.01 ppm	Above	0.88	0.85	0.86	26
	Below	0.75	0.80	0.77	15
	Average/Total	0.83	0.83	0.83	41
0.1 ppm	Above	0.72	0.95	0.82	19
	Below	0.94	0.68	0.79	22
	Average/Total	0.84	0.80	0.80	41
1 ppm	Above	0.50	0.60	0.55	10
	Below	0.86	0.81	0.83	31
	Average/Total	0.77	0.76	0.76	41

First using a 0.01 ppm threshold ($\gamma = 0.1$, $C = 10$), gold detections are correct in 88% of the cases and 85% of the mineralized samples were recalled by the classifier, indicating a low number of both false positives and negatives. The precision and recall scores of mineralized samples are unbalanced when using the second threshold of 0.1 ppm (72% and 95%, respectively). These results obtained with $\gamma = 0.01$ and $C = 1000$ indicate a higher count of false positives in comparison to false negatives. Using the threshold of 1 ppm ($\gamma = 0.01$, $C = 1$), the F1 scores are unbalanced, and gold detections are only correct in 55% of the cases, leading to a large number of false positives. On the other hand, most samples with gold content below 1 ppm were correctly classified, indicating that for this cutoff value the algorithm is efficient at discarding rock samples that have a high chance of being altered but unmineralized.

Figure 4.10 shows the optimal hyperplanes that separate altered meta-sedimentary rocks into classes that are above or below cutoff values of 0.01, 0.1, and 1 ppm Au and the corresponding probability outputs. The orientations of the hyperplanes in Figures 4.10A-C indicate that magnetic susceptibility plays the more important role in predicting gold content. However, there is a linear relationship between the log value of magnetic susceptibility and grain density. For all three cutoff values, the probability that a meta-sedimentary rock sample satisfies the threshold is minimum in a region centred around grain densities of 2.8 g/cm^3 and magnetic

susceptibilities of 5×10^{-4} SI.

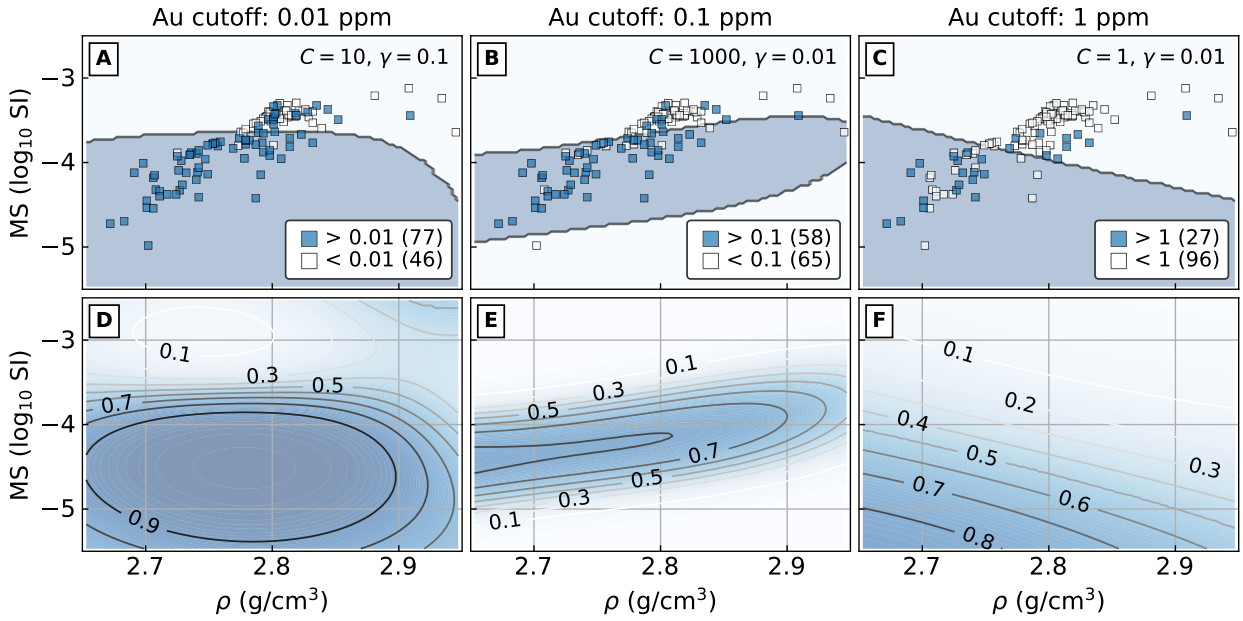


Figure 4.10 Optimal hyperplanes (A-C) and probability outputs (D-F) of SVM classification of the altered meta-sedimentary rock samples according to gold content threshold values of 0.01 ppm (A,D), 0.1 ppm (B,E), and 1 ppm (C,F) using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). The SVM cost parameters (C) and radial basis function kernel widths (γ) used with each Au cutoff value are given.

4.6 Conceptual petrophysical models: applications to exploration

4.6.1 Contrasts in the rock physical properties and geophysical exploration

Drill core samples extracted from exploration drilling are not always used to their full potential; however if petrophysical measurements are integrated with conventional exploration data (rock type logging, geochemistry), the geological model and geophysical survey interpretation can improve significantly. Information on petrophysical data can also be relevant in designing geophysical surveys to improve the detection of targets, and some critical physical rock properties, such as magnetic susceptibility and density, can be measured in the core shack during core logging using relatively inexpensive hand-held susceptibility equipment and density apparatus (e.g., McGladrey et al., 2017).

Figures 4.11 and 4.12 show conceptual petrophysical models of the Pontiac Subprovince. Laboratory grain density and magnetic susceptibility data measured on Canadian Malartic

rocks were projected onto the surface represented by the different rock units identified in the revised geological map of Perrouty et al. (2017) (Figure 4.2). The median value obtained on outcrop samples was used for each rock unit. If outcrop samples were not available, the median value for this rock type was used.

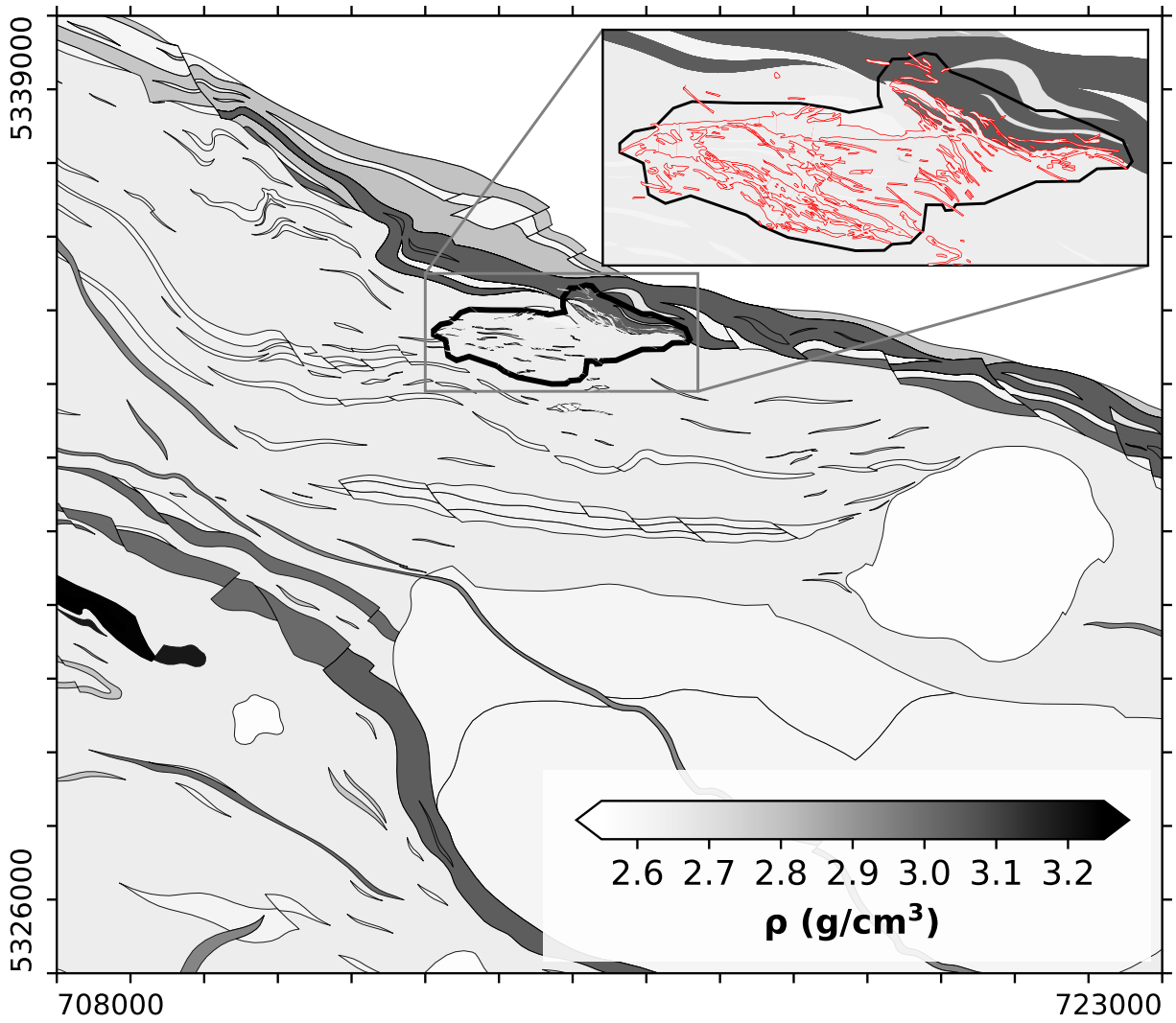


Figure 4.11 Conceptual grain density (ρ) model of the Pontiac Subprovince in the vicinity of the Canadian Malartic deposit. The coordinates (UTM zone 17N) of the map corners are indicated. Ore zones are outlined in red in the inset map of the deposit.

Contrasts in the density and magnetic susceptibility of altered and unaltered meta-sedimentary rocks of the Canadian Malartic property were detected in a laboratory environment, at the scale of the rock samples (Figure 4.5). However, their respective gravity and magnetic field responses are dependent not only on the physical properties of individual units, but also

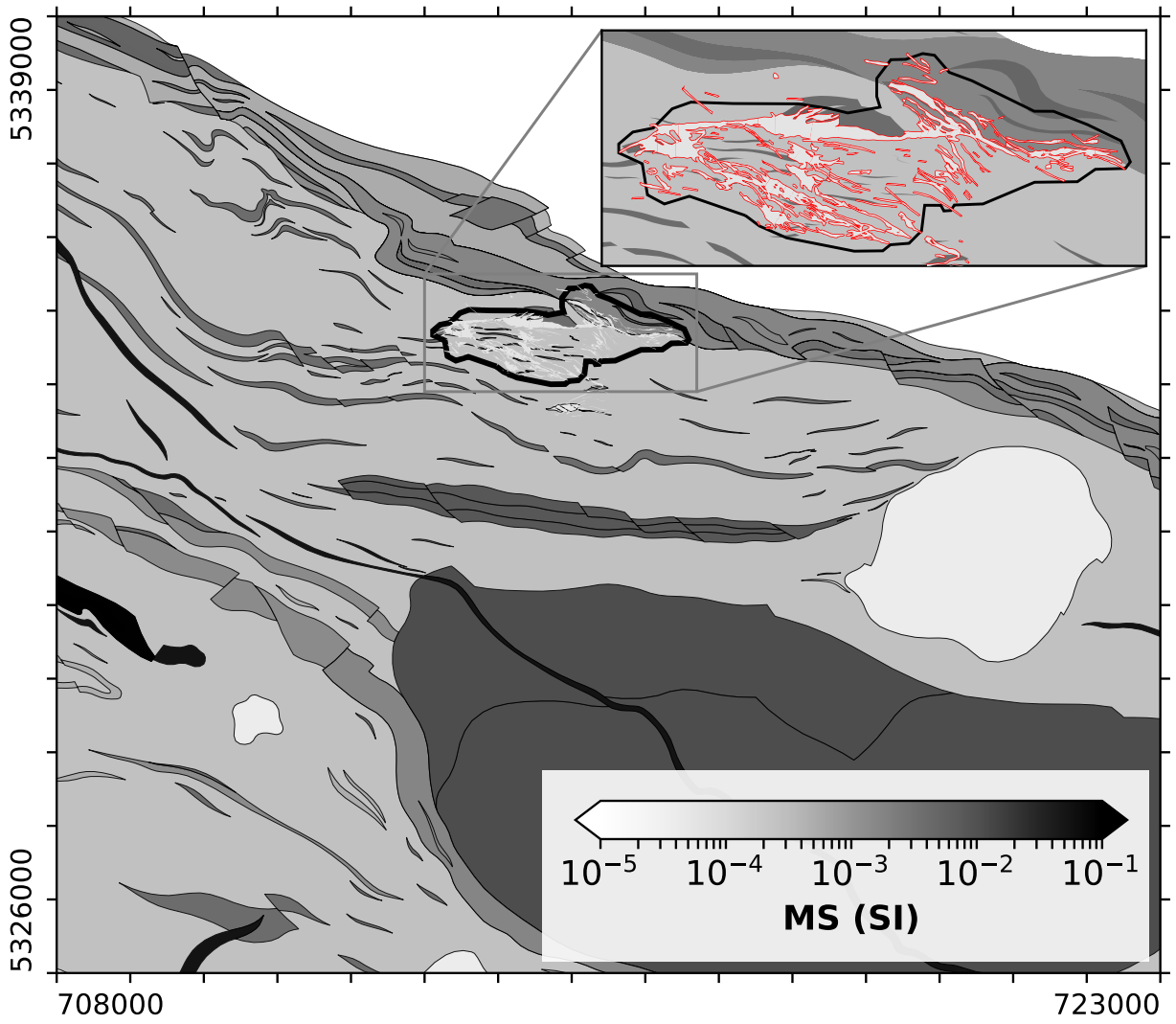


Figure 4.12 Conceptual magnetic susceptibility (MS) model of the Pontiac Subprovince in the vicinity of the Canadian Malartic deposit. The coordinates (UTM zone 17N) of the map corners are indicated. Ore zones are outlined in red in the inset map of the deposit.

on the scale at which geophysical surveys are conducted and the contrast with the other host and country rocks. The Canadian Malartic property includes various rock types and intrusions. Although altered and unaltered samples within a distinct rock type show contrast in some physical properties, these are often negligible when compared to the contrasts observed between the different rock types present at the property.

Magnetic susceptibility is the only property that yielded a significant contrast between altered and unaltered meta-sedimentary rocks at the property scale (Figure 4.12). Although

this contrast can be as large as one order of magnitude, magnetic susceptibilities vary between 10^{-5} and 10^{-1} SI across the various rock types of the Pontiac Group. The magnetic signature of the hydrothermal alteration pales in comparison to the contrasts in magnetic susceptibility between meta-sedimentary and the other rock types. Ground magnetic surveys conducted above meta-sedimentary rocks are expected to yield weak negative anomalies over hydrothermally altered zones. However, detection of a magnetic field variation depends on proximity of the feature to other magnetic features. That is, signal interference where a magnetic anomaly arising from a local source can be overwhelmed by much stronger adjacent source. In this instance the magnetic field from the mafic and ultramafic volcanic rocks of the immediately adjacent Piché Group swamp any low amplitude fluctuations arising from petrophysical variations in the meta-sedimentary rocks.

There is no significant density contrast between altered and unaltered meta-sedimentary rocks (Figure 4.5). However, based on the conceptual model shown in Figure 4.11, it is expected that mafic and ultramafic volcanic rocks from the Piché Group, and Proterozoic diabase dykes yield strong positive gravity anomalies, whereas the Sladen and Fournière felsic-intermediate rocks produce negative gravity anomalies. Therefore gravity surveys have potential to assist in delineate these rock units in the property or in similar terranes.

4.6.2 Exploration guidelines for Canadian Malartic style of gold mineralization

Based on this study, magnetic surveys are the most promising tool for geophysical exploration of Canadian Malartic style of gold mineralization. Anomalous zones in the 10^{-5} to 10^{-4} SI range should be considered targets for gold mineralization in meta-sedimentary rocks. Anomalous zones of 10^{-3} or higher may indicate the presence of felsic-intermediate intrusive rocks similar to the Sladen intrusions. Interpretation of airborne magnetic surveys for this type of deposit in a greenfield exploration context is expected to be challenging for two reasons: (1) the distance between the source (rocks) and detector is inherently large, and (2) the contrast between altered (10^{-5} to 10^{-4} SI) and unaltered (10^{-4} to 10^{-3} SI) meta-sedimentary rocks is subtle. Magnetic surveys should therefore be conducted on the ground to maximize the chance of target detection. These should also require small line spacing and high-resolution sampling along the lines. Gravity surveys are unlikely to be successful due to the lack of density contrast between the ore and host rock. However, gravity surveys can play an important role in mapping the felsic-intermediate and mafic-ultramafic volcanic and intrusive rocks. Electromagnetic and resistivity and methods are unlikely to be successful due to the disseminated nature and low concentrations of sulfide minerals (Wares & Burzynski, 2011). Induced polarization (IP) methods are, in theory, applicable to the detection of

disseminated sulfides. These methods need to be investigated further, but the low porosity of Archean rocks in this area does not favour electrode polarization, which is the source of IP anomalies used for sulfide detection. The use of gamma-ray spectrometry, which is outside the scope of this laboratory study, is recommended jointly with magnetic surveys. Radiometric surveys may detect the higher abundance of K-feldspar which coincides with the decrease in magnetic susceptibility seen in altered meta-sedimentary rocks.

4.7 Petrophysical properties and machine learning approach: applications to exploration

4.7.1 The data integration approach

This work shows that based on a single rock physical property, it will be difficult to clearly discriminate among the various rock units present in the Pontiac Subprovince. It is clear from Figure 4.4 that meta-sedimentary rocks could not be differentiated from mafic dykes using magnetic susceptibility only and that the density distribution of felsic-intermediate intrusive rocks overlaps with that of meta-sedimentary rocks. However, when integrating magnetic susceptibility and grain density through the support vector machines approach (Figure 4.8), it is possible to clearly distinguish meta-sedimentary rocks from felsic and mafic intrusive rocks. Using both properties, it is shown that each rock type occupies a well-defined high-probability region in the physical properties space. There is no overlap between the 70% probability contours that define each rock type, and these contours can be used to predict the rock type of a sample with relatively high confidence. It is clear from the SVM probability output in Figure 4.8B that predictions regarding meta-sedimentary rocks can be made with a high level of confidence (90% probability) for wide ranges of magnetic susceptibility (10^{-5} to 10^{-3} SI) and grain density (2.71 to 2.82 g/cm^3) values.

Alteration trends in the physical properties of meta-sedimentary rocks and mafic dykes are clearly observable in a laboratory measurements (Figures 4.5 and 4.7). Although the trends are not so clear in felsic-intermediate intrusive rocks (Figure 4.6), only the weakly magnetic intrusions presented carbonates and pyrite alteration. It was shown that it is possible to discriminate between altered and unaltered meta-sedimentary rocks using magnetic susceptibility only (see Figure 4.9). However, this property alone can't be used to identify altered mafic dykes, which are best classified using grain density measurements. As shown by the orientation of the hyperplane in Figure 4.9B, both properties are needed to separate felsic-intermediate intrusive rocks into altered and unaltered classes. Because each rock type is affected differently by the hydrothermal alteration process, it is important to train the

prediction model by integrating both magnetic susceptibility and grain density.

4.7.2 Machine learning as a tool for the exploration geologist

This study shows that petrophysical data acquired on drill core can be used to successfully train SVM classifiers. Machine learning plays a fundamental role in the development of artificial intelligence that will eventually assist in systematic core logging. This process is not well suited for the early stages of greenfield exploration, because prediction models can't be trained when limited geological information is available and where the overburden prevents the acquisition of petrophysical measurements. On the other hand, the machine learning process may be applied in the more advanced stages of exploration, when drilling and outcrop mapping is underway. Figure 4.13 is a flowchart that summarizes the proposed process. The same concept can be applied using other sources of petrophysical data. For example, magnetic susceptibility, gamma-gamma density, and resistivity data obtained from downhole logging offer high spatial resolution (e.g., Wong et al., 2005; Gelfort, 2006; Yegireddi & Uday Bhaskar, 2009). Alternatively, it can be applied using magnetic susceptibility and gamma-ray data that are rapidly obtained at the outcrop scale using hand-held instruments.

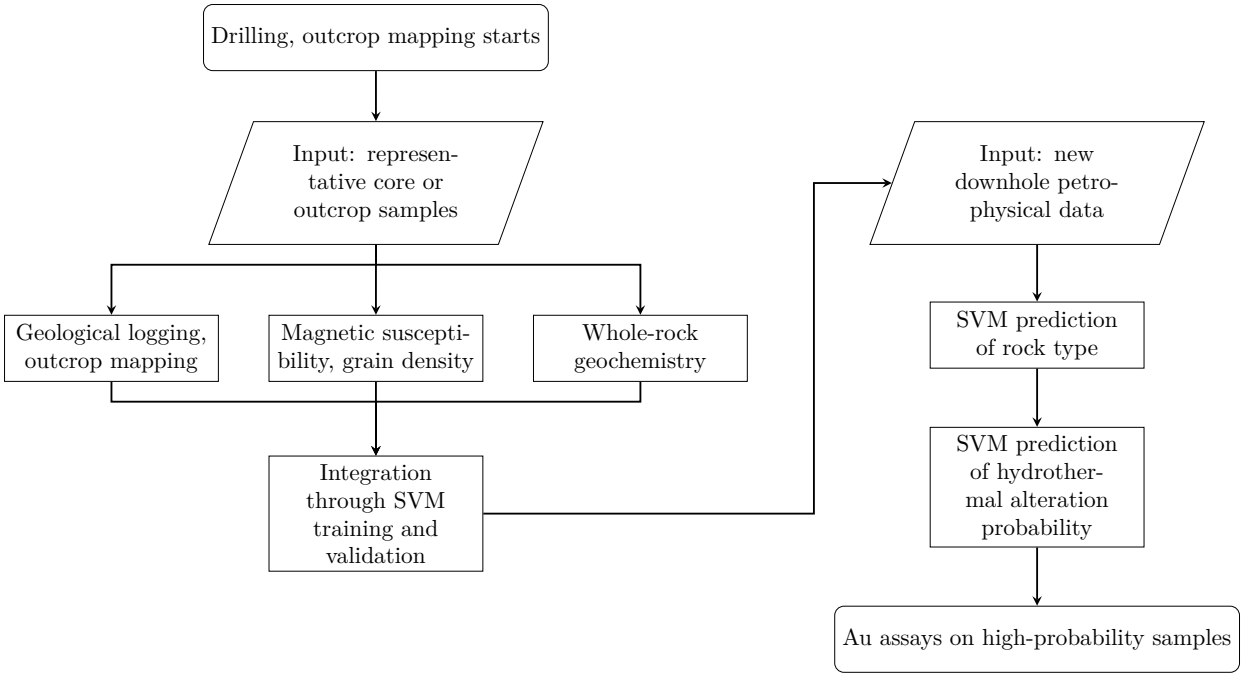


Figure 4.13 Flowchart describing the integration of petrophysical data and geological information using a set of representative core samples to make predictions from subsequent data collection relevant to exploration.

4.8 Conclusions

This study is the first to integrate rock physical properties with mineralogy and geochemistry in the context of exploration for Canadian Malartic style of gold mineralization. The geophysical signatures of similar low-grade, high-tonnage intrusion-related gold deposits are still poorly constrained because they are not generated by the ore itself but by the bulk volume of hydrothermally altered rocks. The results presented in this study show that petrophysical data acquired on core samples can be integrated with geological information to make predictions about the nature of the host rock, hydrothermal alteration and the geophysical signatures associated with this deposit.

The integration of magnetic susceptibility and grain density measurements with mineralogical attributes of the Canadian Malartic ore and host rocks led to the characterization of the petrophysical footprint of this hydrothermal deposit. In meta-sedimentary rocks, the replacement of iron-bearing silicate minerals and magnetite by pyrite, carbonates, K-feldspar and Fe-depleted hydrothermal biotite is related to the decrease in the magnetic susceptibility and, to a lesser extent, the grain density of altered rocks. Altered felsic-intermediate intrusive rocks tend to have lower densities and magnetic susceptibilities than unaltered intrusions. Unaltered mafic dykes, composed mainly of amphibole, are considerably denser than altered mafic dykes, in which the amphibole abundance decreases with increasing intensity of the carbonate, pyrite, quartz, and biotite alteration.

SVMs are well suited to address classification problems in mineral exploration. A classifier was trained to predict the rock type of a rock sample based only on its grain density and magnetic susceptibility, and this model was extended to predict if a certain rock type was altered or not. The prediction model performed with good precision and recall (mean F1 score: 89%) when predicting rock type. It also performed well when detecting hydrothermal alteration in meta-sedimentary rocks and mafic dykes (mean F1 scores of 73% and 93%, respectively) and performed with a lesser F1 score of 69% in felsic-intermediate intrusions. Finally, grain density data were integrated with magnetic susceptibility measurements in a prediction model that could forecast if an altered meta-sedimentary rock sample was mineralized or not. The model was able to detect mineralization with a 80% average F1 score when using a gold content threshold of 0.1 ppm.

To conclude, the proposed conceptual petrophysical models show that although altered meta-sedimentary rocks tend to have a lower magnetic susceptibility than unaltered ones, the contrasts between the different rock types observed in the Pontiac Subprovince are more prominent than those that can be measured between barren and mineralized rocks. Both

gravity and magnetic surveys can play a role in mapping the regional features near the deposit. Ground magnetic surveys are the most promising geophysical tool during the early stages of mineral exploration campaigns for this type of deposit. However, the surveys must be conducted at a scale that does not include the response of highly magnetic mafic and ultramafic rocks in the CLLDZ.

Acknowledgements

Funding was provided by the Natural Sciences and Engineering Council of Canada and the Canada Mining Innovation Council through the NSERC Collaborative Research and Development Program. Financial support from the Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies doctoral scholarship program is acknowledged by the first author. We thank the subject matter experts and all our colleagues from the Canadian institutions involved in the CMIC Footprints project for valuable discussions. Special thanks to N. Gaillard, P. Lypaczewski, T. Raskevicius, N. Piette-Lauzière and N. Blacklock for their much appreciated help and support during field work. We thank the Editor, the Associate Editor and two anonymous reviewers for the constructive comments on our manuscript. NSERC-CMIC Mineral Exploration Footprints Project Contribution Number 160.

Appendix

4.A Supervised machine learning

4.A.1 Data preprocessing

Most classification algorithms are sensitive to the difference in scale between the input features (i.e., the rock physical properties). Rock magnetic susceptibility at Canadian Malartic varies over several orders of magnitude, and therefore needs to be log-scaled. All input features were then scaled in order to have a mean value of zero and a standard deviation equal to one. Individual samples for which one of the physical properties were not available (below the detection limit or undetermined) were removed from the database.

4.A.2 Model training, validation and algorithm selection

In supervised learning, a training data set where input features and the outcome (classes) are already known is required. For example, the classes can be rock types, as determined by a trained geologist. Classes can also be binary, such as altered or unaltered rock. In this study, the full database was randomly split into a training set composed of ⅔ of the rock samples and a test set composed of the remaining ⅓ of the samples. The test set is used to validate the predictions made by the trained model. The following five commonly used classifiers were trained and tested for this study:

1. The K-nearest neighbors method (KNN), which determines the class of an unlabeled instance by identifying the most frequent class in the K nearest instances that have a label (see Guo et al., 2003).
2. Linear discriminant analysis (LDA), which finds a projection hyperplane by maximizing the ratio of between-class variance to the within-class variance (see Xanthopoulos et al., 2013);
3. Random forests (RF), an ensemble method that combines a large number of decision trees using a majority vote (see Breiman, 2001);
4. The naive Bayesian (NB) classifier, a simplified Bayesian network with short computational time that minimizes the misclassification rate by using Bayes' theorem (see Domingos & Pazzani, 1997);
5. A support vector machine (SVM) classifier, which determines the optimal hyperplane that separates different classes (see Boser et al., 1992).

The choice of the classification algorithm is a critical step, and several techniques can be used to compare the performance of multiple classifiers (Kotsiantis et al., 2006). Here k-fold cross-validation was used to obtain the accuracy score (the fraction of correctly classified samples) of the five classifiers. The k-fold cross-validation method consists of dividing the data set into k equal-sized, mutually exclusive subsets. First, a single subset is used as the validation data for testing the model whereas the remaining $k-1$ subsets are used to train the model. The process is repeated k times, in such a way that each of the k subsets is used once as the validation data. The accuracy score is computed for every iteration and averaged. Table 4.A.1 contains the mean and standard error of the accuracy score of the five algorithms after 10-fold cross-validation when classifying rock type, hydrothermal alteration and Au content. All classifiers performed well and produced similar accuracy results. The KNN and SVM algorithms scored slightly higher than the LDA, RF and NB methods.

Table 4.A.1 Mean classification accuracy scores and standard error after 10-fold cross-validation for five classification algorithms: linear discriminant analysis (LDA), k-nearest neighbors (KNN), random forests (RF), naive Bayesian (NB) and support vector machine (SVM) classifiers. MSR: meta-sedimentary rock. FIIR: felsic-intermediate intrusive rock. MD: mafic dyke. Results can be replicated with `random_state = 1` in *scikit-learn*.

		10-fold cross-validation accuracy (%)				
		LDA	**KNN**	**RF**	**NB**	**SVM**
Rock type		83.3 ± 1.6	89.4 ± 1.5	86.9 ± 0.9	86.3 ± 1.4	85.6 ± 0.9
Hydrothermal alteration	MSR	71.6 ± 1.7	75.3 ± 1.9	74.8 ± 1.5	75.6 ± 1.5	74.2 ± 1.8
	FIIR	66.2 ± 4.1	57.9 ± 5.9	59.3 ± 4.5	62.0 ± 5.3	64.8 ± 4.1
	MD	89.3 ± 4.6	85.7 ± 4.3	86.0 ± 4.3	81.0 ± 5.2	89.3 ± 4.6
Au content cutoff (ppm)	0.01	76.7 ± 4.2	74.7 ± 4.7	78.6 ± 2.7	78.7 ± 4.3	79.7 ± 3.4
	0.1	75.8 ± 3.7	83.8 ± 2.5	74.6 ± 4.3	77.7 ± 4.4	82.8 ± 3.7
	1	80.4 ± 3.7	79.7 ± 3.4	83.8 ± 4.5	80.4 ± 3.4	74.6 ± 3.8
Average		$\mathbf{77.6 \pm 3.9}$	$\mathbf{78.1 \pm 3.5}$	$\mathbf{77.7 \pm 3.2}$	$\mathbf{77.4 \pm 3.6}$	$\mathbf{78.7 \pm 3.2}$

The performance of the KNN algorithm is dependent on the number of neighbours used and multiple runs of cross-validation are needed to identify the ideal number (Kotsiantis et al., 2006). In this study we have tested values of K that range from 5 (the default value in *scikit-learn*) to 20. We observed that the accuracy of the algorithm reaches a local maximum for values between $K = 7$ and $K = 12$. A value of $K = 10$ was used to produce the results in Table 4.A.1. The KNN method is prone to overfitting if the number of neighours used is

too low or underfitting if the number of neighours is too high.

Random forests (Breiman, 2001) are often described as the best all purpose classifier (e.g., Fernández-Delgado et al., 2014). Random forests also provides insight on the relative importance of each input feature. However, this type of classifier is sometimes seen as a black box model due to the difficulty of interpreting large decision trees. Random forests are well suited for solving classification problems with large numbers of input features. This method did not yield significantly better or worse accuracy results than the other algorithms tested for this study (Table 4.A.1). This is likely due to using only two features, namely density and magnetic susceptibility. The results in Table 4.A.1 were obtained with an ensemble of 1000 decision trees, which were expanded until all leaf nodes contained one sample (`max_depth = None` in *scikit-learn*). The rock type decision boundaries and class membership probabilities obtained with the random forest classifier are shown in Figure 4.A.1 for purposes of comparison with the SVM probabilities.

We opted for SVMs to conduct this study because they have a strong theoretical background, are computationally efficient and can be interpreted intuitively by drawing the decision boundaries when the number of input features is relatively low. SVMs allow flexibility through the use of kernels and control of overfitting by varying the cost parameter, and Platt scaling (Platt, 1999) is an established method of obtaining classification probabilities. Based on the results presented in Table 4.A.1, it is reasonable to assume that any of the five algorithms yield similar classification results when using density and magnetic susceptibility as input features. Details on the SVM parameters used for this study are given in section 4.3.3. For further comparisons between classification algorithms the reader is referred to Kotsiantis et al. (2006); Efron & Hastie (2016).

4.A.3 Classification metrics

Precision is defined by $t_p/(t_p + f_p)$, where t_p is the number of true positives and f_p is the number of false positives. It represents the proportion of true positives to the total number of samples identified as positive by the classifier. Recall is defined by $t_p/(t_p + f_n)$, where f_n is the number of false negatives. It represents the proportion of true positives obtained by the classifier to the total number of actual positives. The F1 score is defined as the harmonic mean of the precision and recall scores when both are weighted equally. It is therefore a good indicator of the algorithm's overall performance. Finally, support is defined as the number of true occurrences in each class.

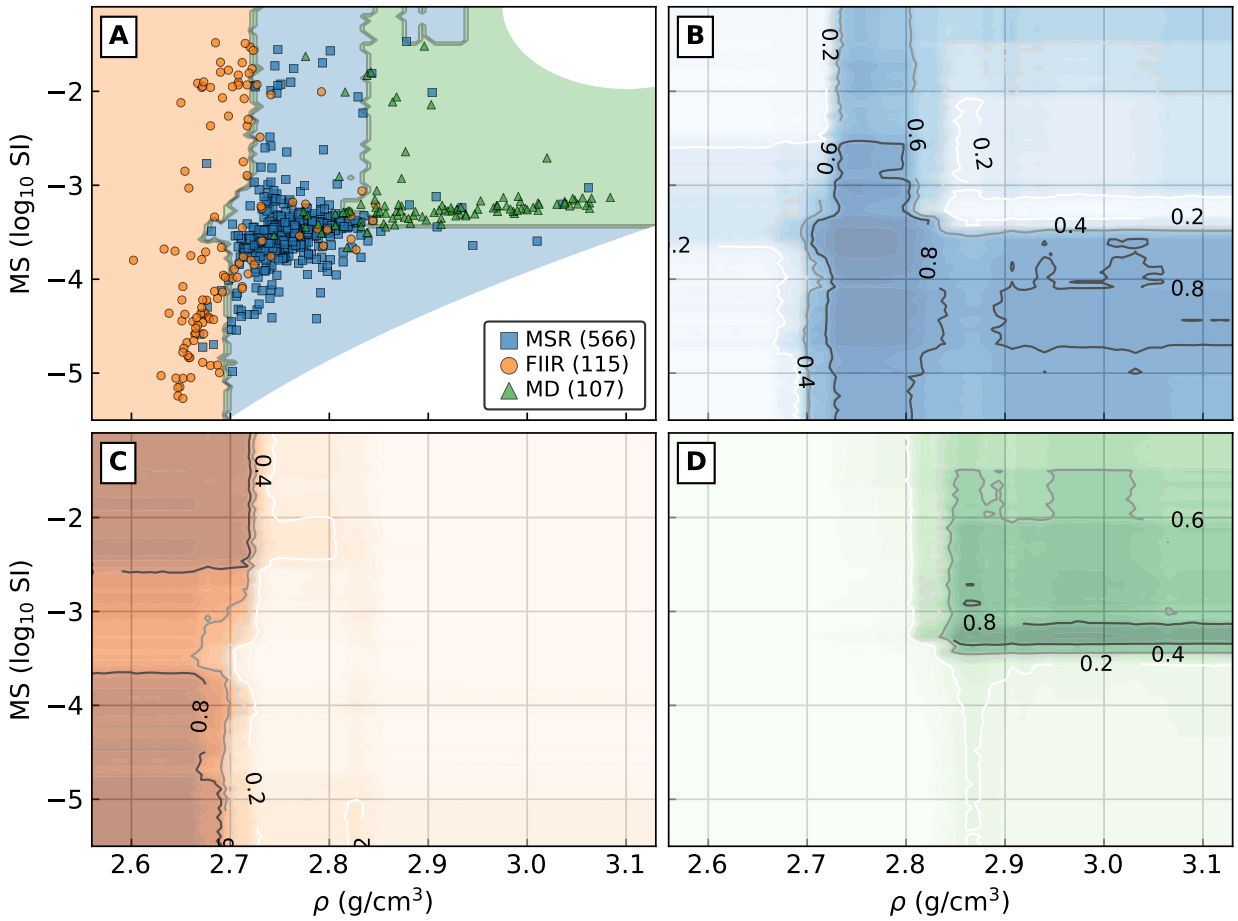


Figure 4.A.1 A. Random forest classification of rock samples from the Canadian Malartic deposit and surrounding areas into the three main rock types using magnetic susceptibility (MS) and grain density (ρ). B. Meta-sedimentary rocks (MSR) class membership probability. C. Felsic-intermediate intrusive rocks (FIIR) class membership probability. D. Mafic dykes (MD) class membership probability. Results obtained with an ensemble of 1000 fully-developed trees and can be reproduced with `random_state = 1` in *scikit-learn*.

CHAPITRE 5 ARTICLE 2 : BAYESIAN INFERENCE OF SPECTRAL INDUCED POLARIZATION PARAMETERS FOR LABORATORY COMPLEX RESISTIVITY MEASUREMENTS OF ROCKS AND SOILS

Computers & Geosciences
Volume 105, August 2017, Pages 51-64

Charles L. Bérubé[1], Michel Chouteau[1], Pejman Shamsipour[1], Randolph J. Enkin[2], Gema R. Olivo[3]

[1] Polytechnique Montréal, Département des Génies Civil, Géologique et des Mines, Montréal, QC, Canada

[2] Geological Survey of Canada – Pacific, Sidney, BC, Canada

[3] Queen's University, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Kingston, ON, Canada

Abstract

Spectral induced polarization (SIP) measurements are now widely used to infer mineralogical or hydrogeological properties from the low-frequency electrical properties of the subsurface in both mineral exploration and environmental sciences. We present an open-source program that performs fast multi-model inversion of laboratory complex resistivity measurements using Markov-chain Monte Carlo simulation. Using this stochastic method, SIP parameters and their uncertainties may be obtained from the Cole-Cole and Dias models, or from the Debye and Warburg decomposition approaches. The program is tested on synthetic and laboratory data to show that the posterior distribution of a multiple Cole-Cole model is multimodal in particular cases. The Warburg and Debye decomposition approaches yield unique solutions in all cases. It is shown that an adaptive Metropolis algorithm performs faster and is less dependent on the initial parameter values than the Metropolis-Hastings step method when inverting SIP data through the decomposition schemes. There are no advantages in using an adaptive step method for well-defined Cole-Cole inversion. Finally, the influence of measurement noise on the recovered relaxation time distribution is explored. We provide the geophysics community with a open-source platform that can serve as a base for further developments in stochastic SIP data inversion and that may be used to perform parameter analysis with various SIP models.

5.1 Introduction

In recent years, there has been an increase in interest towards spectral induced polarization (SIP) to solve various problems in mineral exploration, hydrogeology, and environmental sciences. SIP data consists of complex resistivity measurements (phase shift and amplitude) in the frequency domain, typically between 1 mHz and 100 kHz. Mathematical models that describe SIP phenomena are often used to describe field or laboratory complex resistivity measurements. These models usually involve parameters known as chargeability and characteristic relaxation time. Empirical models such as the Pelton Cole-Cole resistivity model (Pelton et al., 1978) and the Debye decomposition approach (Nordsiek & Weller, 2008) were proposed to parameterize the SIP response. Other models are derived from equivalent circuits (see Dias, 2000). Chargeability and relaxation time are also involved in mechanistic models that describe the polarization effect observed when rocks are subjected to alternating electrical fields. The models of Wong (1979); Revil et al. (2015a); Misra et al. (2016b,a) describe the polarization of metallic grains disseminated in a rock's pore space. Mechanistic models have also been proposed to explain the polarization of rocks in the absence of metallic minerals (Vinegar & Waxman, 1984; Revil & Florsch, 2010; Revil et al., 2012). SIP models can be validated using synthetic samples with well-known physical properties (e.g., Leroy et al., 2008; Gurin et al., 2015).

Experimental evidence shows that there is a strong relationship between the magnitude of electrical polarization and the surface-area to pore volume ratio (S_{por}), as first described by Börner & Schön (1991). Additional data then strengthened this relationship (Slater et al., 2006; Kruschwitz et al., 2010) and it was shown by Weller et al. (2010b) that values of chargeability can be used to infer S_{por}. A direct relationship between the Cole-Cole time constant and pore size has also been established (Kruschwitz et al., 2010; Niu & Revil, 2016). In the presence of metallic grains and without considering oxidation processes, it is the metallic grain size distribution that dictates the shape of the SIP responses of unconsolidated sands (Wong, 1979; Gurin et al., 2013, 2015). The approximations used in mechanistic models are not always representative of real geological material. Extensive experimental data sets are needed to see if these models hold for more complex media such as the deformed and altered rocks that are often host to ore deposits. Studies that aim to characterize the SIP responses of rock samples from such deposits require fast and robust batch inversion codes.

In the SIP literature, three different approaches are often used to interpret SIP data. In the first, no curve fitting is required and only the basic features (peak value, frequency of the peak) of the imaginary part of conductivity are considered (e.g., Börner & Schön, 1991; Kruschwitz et al., 2010). The second approach consists of fitting the SIP data with a generalized

Cole-Cole model or any of its variants. In this approach the optimization problem is overdetermined and fitting can be done using the nonlinear least squares formulation of Tarantola & Valette (1982). Lastly, interpretation of the SIP data can be done by performing a deconvolution of the complex resistivity spectra into a linear superposition of relaxations models. A Debye (Nordsiek & Weller, 2008) or Warburg (Revil et al., 2014) transfer function is typically used in the deconvolution scheme. In this approach, the problem is underdetermined and requires optimized regularization (Florsch et al., 2012, 2014).

Techniques based on the least-squares optimization have inconveniences. First, the inversion result is very dependent on the initial parameter estimation (e.g. Nordsiek & Weller (2008); Weigand & Kemna (2016) for Debye decomposition). Batch inversion over large collections of laboratory measurements can prove to be a frustrating and time-consuming process for this reason. Second, they do not allow a straightforward estimation of the uncertainty around the recovered parameters. These two problems can be avoided by using a more global optimization approach such as a Markov-chain Monte Carlo (MCMC) simulation. With MCMC algorithms, the influence of the starting values diminishes as the simulation progresses. They also allow the propagation of measurement uncertainties during the inversion process. SIP parameter uncertainty is often neglected while attempts are made to establish relationships between SIP responses and rock properties (e.g., Zisser et al., 2010; Placencia-Gomez et al., 2013).

We developed BISIP, an open-source Python program to perform fast **B**ayesian **I**nversion of **S**pectral **I**nduced **P**olarization data using either Debye or Warburg decomposition, the Cole-Cole model, or any other empirical model based on simple circuits. An adaptive MCMC algorithm is implemented in BISIP. This approach offers significant advantages in terms of computation time when inverting SIP data with the decomposition approach, by comparison with the non-adaptive routine proposed by Keery et al. (2012). In this paper, parameter analysis of double Cole-Cole and Warburg decomposition inversions is conducted on synthetic data contaminated with varying levels of noise and real SIP data measured on mineralized rocks from the Canadian Malartic gold deposit.

5.2 Bayesian inference using MCMC

From a Bayesian point of view, all model parameters and data are random quantities. If X denotes a vector of random variables (e.g., a data set) and θ represents a vector of model parameters, then the probability distribution of the parameters given the random variables

is given by Bayes' theorem:

$$\pi(\theta \mid X) = \frac{p(X \mid \theta)p(\theta)}{\int p(X \mid \theta)p(\theta)d\theta}, \tag{5.1}$$

where $p(\theta)$ is the prior distribution of the parameters and $p(X \mid \theta)$ is a statistical model that reflects our understanding of the random variables given the model parameters. $\pi(\theta \mid X)$ is also known as the posterior distribution, and can be written as

$$\pi(\theta \mid X) = \frac{\mathcal{L}(\theta)p(\theta)}{c_n}, \tag{5.2}$$

where $\mathcal{L}(\theta)$ denotes the likelihood function and $c_n = \int p(X \mid \theta)p(\theta)d\theta$ is the normalization constant. The posterior distribution is therefore proportional to likelihood multiplied by the prior distribution. The goal of Bayesian inference is to obtain the posterior expectation of a function of θ or, more directly, of the parameters θ. The expected value of a function $f(X)$ can be obtained with Monte Carlo integration by drawing n random samples from the posterior distribution of X. The estimated expectation is

$$E[f(X)] \approx \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} f(X_j). \tag{5.3}$$

The samples X_j can be drawn from the stationary distribution of a Markov chain. In the following sections, we describe two MCMC algorithms to produce such chains: the Metropolis-Hastings step method and an adaptive Metropolis step method.

5.2.1 Metropolis-Hastings algorithm

The Metropolis-Hastings algorithm was initially proposed by Metropolis et al. (1953) and was later generalized by Hastings (1970). Both algorithms use Markov chains to perform Monte Carlo integration. A Markov chain is defined as a sequence of random samples where the probability of the next sample depends only on the current one, i.e.,

$$P(X_{t+1} \mid X_1, \ldots, X_t) = P(X_{t+1} \mid X_t). \tag{5.4}$$

Markov chains must satisfy three conditions to be ergodic. A chain must be irreducible, aperiodic, and have a unique stationary distribution (see Gilks et al. (1995) for details on the Ergodic theorem).

The Metropolis-Hastings algorithm requires a starting value for the Markov chain (X_0). At every step of the chain, where the current value is X_t, a candidate sample Y is drawn from a

proposal distribution, denoted by $q(X_t, Y)$. It must then be decided if the candidate Y will be accepted or rejected. If $\pi(\cdot)$ is the target distribution from which we wish to sample from after a large number of iterations (the posterior distribution), the probability of move α is defined by (Chib & Greenberg, 1995):

$$\alpha(X_t, Y) = \min\left[\frac{\pi(Y)q(Y, X_t)}{\pi(X_t)q(X_t, Y)}, 1\right] \tag{5.5}$$

Therefore, the chain always moves from X_t to the candidate Y if the ratio is greater than 1. If the ratio is lower than 1, the candidate is only accepted with probability $\alpha(X_t \mid Y)$. In the latter case, a random sample u is drawn from a uniform density between 0 and 1, denoted by $\mathcal{U}(0, 1)$. If $\alpha(X_t \mid Y)$ is greater than u, the candidate is accepted. Otherwise, it is rejected. An important special case is one where the proposal distribution is symmetric, resulting in $q(Y, X_t) = q(X_t, Y)$. If this condition is satisfied, the probability of move is reduced to the ratio between the posterior distributions. If the prior distributions are uniform, the probability of move further reduces to the likelihood ratio. The Metropolis-Hastings algorithm is summarized in Figure 5.1, where T is the total number of iterations to perform.

Finally, the choice of proposal distribution has a strong influence on the convergence of the Markov chain toward the target stationary distribution (Roberts et al., 1997). We use the common choice of Gaussian proposal distribution centered on the current state of the chain. Acceptance rate is defined as the percentage of accepted samples during a segment of the Markov chain. Roberts et al. (1997) have shown that the optimal acceptance rate is 23.4% in high-dimensionality problems. In order to produce a Markov chain with good mixing, the acceptance rate is computed at user-defined intervals and the standard deviation of the proposal distribution is tuned accordingly (Roberts & Rosenthal, 2001).

5.2.2 Adaptive proposal distribution

Haario et al. (1999, 2001) first proposed the use of an adaptive proposal distribution in MCMC. A self-tuning proposal distribution allows to: (1) reduce the computational cost of tuning the proposal distribution scale to adjust the acceptance rate, and (2) reduce the amount of burn-in required when parameters are highly correlated.

In the adaptive algorithm, the stochastic variables are updated as a single block. Candidates are drawn from a multivariate normal distribution whose covariance depends on previous states. During burn-in, an initial delay period is used to gather information about the parameter space. After this delay an empirical covariance matrix is computed from the trace acquired so far. Then, the covariance is updated automatically at user-defined intervals.

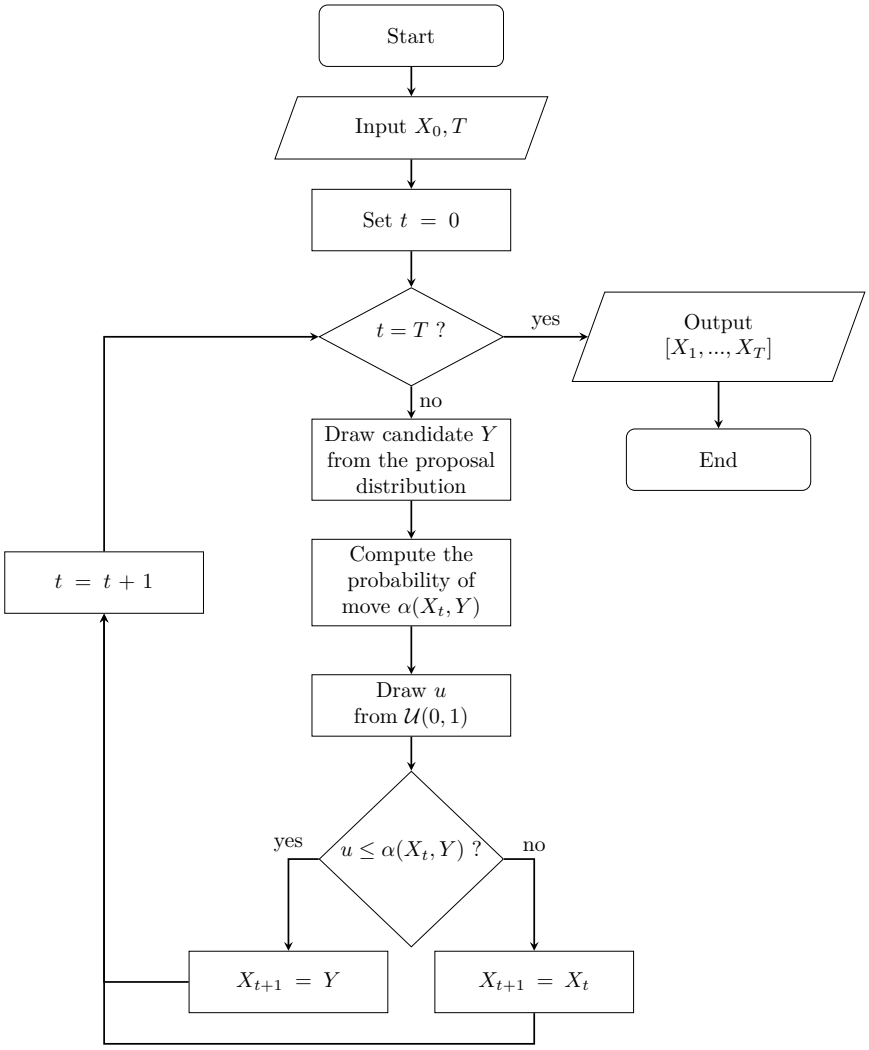


Figure 5.1 Flowchart of the Metropolis-Hastings algorithm.

The adaptive Metropolis algorithm does not respect equation 5.4, and is therefore considered non-Markovian. However, work by Roberts & Rosenthal (2007) has shown that the adaptive Metropolis algorithm satisfies the Ergodic theorem if tuning of the covariance matrix is stopped after burn-in.

5.3 Implementing MCMC for SIP inversion

In this section we describe how to implement MCMC techniques to estimate the SIP parameters of the generalized Cole-Cole model and the Debye or Warburg decomposition models. The likelihood function and the SIP transfer functions are first described. We then give the necessary parameter transformations and discuss the prior distributions for each model.

Finally, we make practical recommendations on how to assess convergence of the stochastic inversion.

5.3.1 Likelihood function

Complex resistivity (ρ^*) can be expressed in terms of real (ρ') and imaginary (ρ'') parts: $\rho^* = \rho' + i\rho''$, where $i^2 = -1$. The probability of measuring ρ^* given a set of SIP parameter (θ) is denoted by $P(\rho^* \mid \theta)$. If we make the assumption that the complex resistivity measurements follow a Gaussian distribution with mean μ and width σ (Ghorbani et al., 2007), the conditional probability of measuring ρ^* is given by

$$P(\rho^* \mid \mu, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2}\left(\rho^* - \mu\right)^2\right]. \tag{5.6}$$

For a series of N measurements through the range of frequencies that yield a set of ρ_i^* and their associated uncertainties σ_i^* , the likelihood $\mathcal{L}$ of measuring ρ^* is defined as the product of the probabilities of each measurement such that

$$\mathcal{L}(\rho^* \mid \mu, \sigma) = \prod_{i=1}^{N} P(\rho_i^* \mid \mu_i, \sigma_i^*). \tag{5.7}$$

In the inverse problem the measurements ρ_i^* and their uncertainties σ_i^* are known, and the goal is to estimate the mean of a distribution that fits the data using forward modelling. We define $\hat{\rho_i^*}$ as the modelled complex resistivity, a function of the set of SIP parameters θ. Combining equations 5.6 and 5.7 the likelihood of the model (and therefore the SIP parameters) becomes

$$\mathcal{L}(\theta \mid \rho^*, \sigma^*) = \prod_{i=1}^{N} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_i^*} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma_i^{*2}}\left(\rho_i^* - \hat{\rho_i^*}\right)^2\right]. \tag{5.8}$$

It should be noted that computing the log-likelihood is preferable (see Patil et al., 2010), and that ρ^*, $\hat{\rho}^*$ and σ^* can be defined as two-dimensional arrays containing the real and imaginary parts of resistivity. Chen et al. (2012) mention that it is possible to fit only the imaginary part of resistivity and including the real part in the objective function can cause bad results. The model must satisfy Kramers–Kronig relations. Therefore, if the model is not able to accurately fit both the real and imaginary part of the data, it implies that the uncertainty of the measurements was largely underestimated.

5.3.2 Generalized Cole-Cole model

The Cole-Cole resistivity and conductivity models have been used extensively for the interpretation of SIP data in mineral exploration (Pelton et al., 1978; Vanhala & Peltoniemi, 1992), in environmental sciences (Vanhala, 1997; Placencia-Gomez et al., 2013, 2015) and to study the texture of porous materials (e.g., Binley et al., 2005; Kruschwitz et al., 2010). It may also be employed to extract spectral information from field time-domain induced polarization data (Johnson, 1984; Fiandaca et al., 2013). As mentioned in Tarasov & Titov (2013) (also see comments by Macnae, 2015), there are fundamental differences between the Cole-Cole resistivity and conductivity models. For laboratory measurements, a double or triple Cole-Cole model is typically used to fit the low, intermediate, and high-frequency parts of the spectra (see Figure 13 of Leroy et al., 2008, for the physical meaning of each relaxation mode). The complex resistivity given by the generalized Cole-Cole model (Chen et al., 2008) is

$$\rho^*_{CC}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{l=1}^{L} m_l \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau_l)^{c_l}}\right)\right), \tag{5.9}$$

where ω is the angular frequency ($\omega = 2\pi f$), ρ_0 is the DC resistivity and m_l, τ_l, and c_l are respectively the chargeability, relaxation time and frequency dependence exponent of the l^{th} relaxation mode. L may take values of 1, 2, 3 or more depending on the modality of the complex resistivity spectra. Adding more modes will quickly result in the inversion problem becoming underdetermined.

5.3.3 Debye and Warburg decomposition

The Debye decomposition approach has received increasing attention in recent SIP studies to infer grain or pore size distributions (e.g., Weller et al., 2010a,b; Zisser et al., 2010; Gurin et al., 2013; Placencia-Gomez et al., 2013, 2015). The notion that complex conductivity can be interpreted as a sum of relaxation processes is based on the work of Morgan & Lesmes (1994) and Lesmes & Morgan (2001). The complex resistivity given by the Debye decomposition model is

$$\rho^*_{DD}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{k=1}^{K} m_k \left(1 - \frac{1}{1 + i\omega\tau_k}\right)\right), \tag{5.10}$$

and the complex resistivity given by the Warburg decomposition model is

$$\rho^*_{WD}(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{k=1}^{K} m_k \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau_k)^{1/2}}\right)\right). \tag{5.11}$$

where m_k and τ_k are respectively the chargeability and characteristic relaxation time parameters that correspond to each of the K superposed relaxation modes that form the relaxation time distribution (RTD). The Debye decomposition model corresponds to a Cole-Cole model with frequency dependence exponent value of $c = 1.0$. Revil et al. (2014) have, however, recently shown that rocks and soils rarely produce a SIP response with frequency dependence above 0.5. Nordsiek & Weller (2008) and Zisser et al. (2010) have proposed deterministic methods to fit the Debye decomposition model to complex resistivity spectra using the linear least-squares formulation and a vector of predetermined relaxation times ($K = 1000$ in the case of Zisser et al., 2010). Integrating parameters such as total chargeability (Σm, the sum of all m_k chargeabilities) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$, the logarithmic average value of all τ_k relaxation times weighted by their corresponding chargeability) are derived from the RTD to simplify the results (see Nordsiek & Weller, 2008).

To perform Bayesian inference of the RTD in practical computation times, it is necessary to reduce the dimensionality of the decomposition scheme. Chargeability can be expressed as a polynomial function of relaxation time (Keery et al., 2012). The generalized equation for a polynomial RTD is

$$m(\tau) = \sum_{p=0}^{P} a_p (\log_{10} \tau)^p, \tag{5.12}$$

where P is the order of the polynomial approximation, and a_p are the polynomial coefficients. The parameters to estimate are therefore the polynomial coefficients a_0 to a_P and the DC resistivity ρ_0. The fourth-order approximation used by Keery et al. (2012) is not always necessary and sometimes result in superfluous parameters, preventing the simulation from converging. Higher order approximations may also be needed to fit highly multimodal SIP spectra. Finally, it is evident from Figure 6b of Keery et al. (2012) that the regular Metropolis-Hastings algorithm struggles in the parameter space of a Debye decomposition and that the chains of the polynomial coefficients can be unstable.

5.3.4 Prior distributions

Although the MCMC sampling process becomes independent of the starting values after the chain has reached the stationary distribution, initial guesses for the parameters are still

required to launch the simulation. A practical approach is to launch several chains using dispersed starting values drawn from regions of high posterior density (Gelman & Rubin, 1992), or simply use several different starting values drawn from uniform prior distributions.

5.3.4.1 Cole-Cole parameters

Uniform prior distributions are used for the Cole-Cole parameters. Prior information includes lower and upper bounds of the prior distributions, which are selected based on the physical meaning of the parameter (e.g. $0 \leq m \leq 1$ for chargeability and $0 \leq c \leq 1$ for frequency dependence). The relaxation time parameter is strictly positive and may vary over several orders of magnitude. Therefore, this parameter is log-transformed and the bounds of the uniform prior distribution that describe it are set to include values typically found in the literature (e.g. $-6 \leq \log_{10} \tau \leq 3$).

5.3.4.2 Decomposition parameters

Uniform prior distributions are assigned to the polynomial coefficients for the decomposition approach. We found that an interval of $[-0.1, 0.1]$ generally contains values of the polynomial coefficients that describe a typical RTD. The polynomial coefficients often switch between negative and positive values. A reasonable hypothesis is that the polynomial coefficients can be described by a normal prior distribution, centered on 0. More extensive collections of inversion results with the stochastic decomposition approach are however needed to confirm this hypothesis.

5.3.5 Convergence of the chains

Raftery & Lewis (1992) have proposed a quantitative convergence diagnostic to determine the amount of iterations and burn-in required for a single long Markov chain. The burn-in period refers to the initial iterations required to reach the stationary state. For a single chain, however, it is unknown if the chain has explored all regions of the posterior distribution (Brooks, 1998). It can be argued that convergence is only truly reached when multiple chains with dispersed initial values have been shown to converge toward the same stationary distribution. Gelman & Rubin (1992) have developed a convergence diagnostic that consists of running multiple chains with dispersed starting values and comparing the estimated between-chains and within-chain variances for each parameters. A comprehensive review of MCMC convergence diagnostics is available in Cowles & Carlin (1996).

5.4 Results and discussion

Synthetic SIP data sets were generated using double and triple Cole-Cole models with varying relaxation times, frequency dependence and chargeability values. In this section, we first test our stochastic inversion program to assess the convergence and parameter recovery of the algorithm. Important limitations regarding the capability of double Cole-Cole models to recover the correct parameters in particular cases are highlighted. Then, the Debye and Warburg decomposition approaches are tested on the synthetic spectra for which the Cole-Cole parameters were not recovered. Next, a comparison between the Metropolis-Hastings and adaptive Metropolis step methods for the estimation of Warburg or Debye RTD is presented, followed by an analysis of the impact of phase measurement noise on the recovered RTD. Finally, BISIP is tested on real SIP data measured on mineralized rocks from the Canadian Malartic gold deposit.

5.4.1 MCMC inversion using the Cole-Cole model

Synthetic double Cole-Cole models with varying chargeability and frequency dependence exponents are fitted using the Metropolis-Hastings step method (Figure 5.2). The parameter values used to generate the synthetic SIP responses and the parameter values recovered from inversion of four models are summarized in Table 5.1. For low c_1 values (models 1 and 2), all parameters that describe the low-frequency relaxation (R_0, c_1, m_1, τ_1), are not correctly recovered whereas the parameters that describe the high-frequency relaxation (c_2, m_2, τ_2) are recovered within an acceptable range. For high values of c_1 (models 3 and 4), all parameters are correctly recovered, with the most accurate results being obtained when both c_1 and m_1 are equal to 0.4.

The inversion process is repeated 10 times with different initial values drawn from the prior distributions. Bivariate analysis of the parameter traces confirms that the solution to the double Cole-Cole inversion is unique when both peaks are well-defined (Figure 5.3). In such a case, all parameters take on a Gaussian posterior density. On the other hand, the MCMC simulation is unstable when the c exponent of one of the Cole-Cole modes is near 0.1. Figure 5.4 shows the posterior distribution of this particular case, also after performing 10 inversions using random initial values. The 10 inversions yield indiscernible fits on Figure 5.2. However, the R_0, c_1, m_1 and m_2 parameters have a bimodal posterior distribution. Possible values of the chargeability parameter m_1 vary in a range between 0.10 and 0.40 whereas the frequency dependence parameter c_1 varies in a range between 0 and 0.15. The strong correlation (Pearson r = -0.93) between these two parameters implies that small increments of the m_1

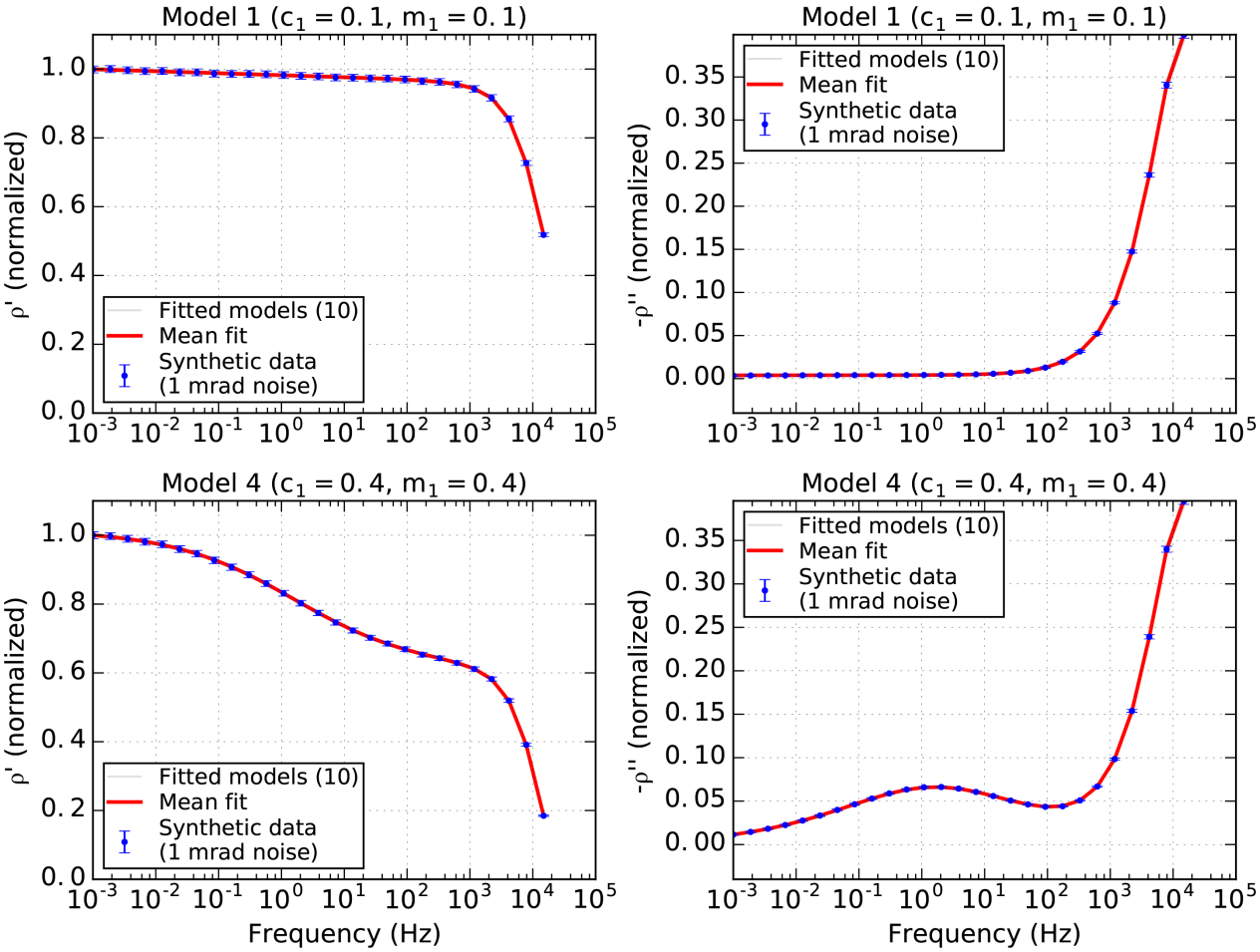


Figure 5.2 Real and imaginary resistivity spectra of double Cole-Cole models 1 (a) and 4 (b) described in Table 5.1. Data (in blue) is contaminated with errors of 1 mrad to simulate repetition of the measurements. The inversion is repeated 10 times (in grey), each time with new starting values draw randomly from the uniform priors. The mean fit is superimposed on the 10 inversion results (in red).

parameter are easily compensated by small decrements of the c_1 parameter without affecting the likelihood. Consequently, the flat shape of the phase shift spectra in the low-frequency range may be fitted by either low c_1 exponent and chargeability (the expected result) or by a lower value of c_1 paired with a high enough value of chargeability (m_1) to make the curve look flat at the scale of the data range. It is worth noting that the parameter space is diagonal (Pearson r = 1.00) between the R_0 and m_1 parameters, the R_0 and m_2 parameters, and the m_1 and m_2 parameters, and that it is "banana-shaped" between R_0 and c_1, c_1 and m_1, and c_1 and m_2.

Table 5.1 Parameters used for synthetic modelling of a double Cole-Cole type SIP spectra and the recovered parameters for different combinations of frequency dependence exponent and chargeability (c_1 and m_1, respectively). These parameters are never correctly recovered when the frequency exponent has a low value of 0.1. The correct parameters are recovered when the frequency dependence has a high value of 0.4.

		ρ_0 $(\Omega \cdot m)$	m_1	c_1	τ_1 (s)	m_1	c_1	τ_2 $(10^{-5}s)$
Model 1	Synthetic	1000	0.1	0.1	0.1	0.9	0.9	1.0
($c_1 = 0.1$, $m_1 = 0.1$)	Recovered	1039±15	0.17±0.03	0.06±0.01	0.29±0.01	0.89±0.06	0.89±0.01	0.96 ± 0.04
Model 2	Synthetic	1000	0.4	0.1	0.1	0.9	0.9	1.0
($c_1 = 0.1$, $m_1 = 0.4$)	Recovered	929±5	0.26±0.01	0.17±0.01	0.21±0.02	0.96±0.03	0.89±0.01	1.03 ± 0.05
Model 3	Synthetic	1000	0.1	0.4	0.1	0.9	0.9	1.0
($c_1 = 0.4$, $m_1 = 0.1$)	Recovered	1002±3	0.100±0.004	0.40±0.02	0.122±0.004	0.88±0.06	0.90±0.01	1.08 ± 0.04
Model 4	Synthetic	1000	0.4	0.4	0.1	0.9	0.9	1.0
($c_1 = 0.4$, $m_1 = 0.4$)	Recovered	1001±3	0.401±0.004	0.40±0.01	0.100±0.002	0.85±0.06	0.91±0.01	1.04 ± 0.02

5.4.2 Adaptive MCMC inversion with the decomposition scheme

The decomposition approach provides an alternative for fitting SIP data when relaxation peaks are not well defined in the data. In this section we show that the Metropolis-Hastings algorithm performs well with the Debye or Warburg decomposition schemes when a third order polynomial approximation of the RTD is used. However, the Metropolis-Hastings step method is unable to converge in reasonable computation times for more multimodal SIP spectra requiring fourth or fifth order polynomial approximations. The latter is also very dependent on starting values. We now show that the adaptive Metropolis step method implemented in BISIP performs better than the non-adaptive option in the highly correlated parameter space of a Warburg decomposition.

5.4.2.1 Third order Debye decomposition

The spectra of models 1 and 4 (Table 5.1) generated in the previous section were fitted using the Debye decomposition scheme and the Metropolis-Hastings step method. The Debye decomposition approach was able to properly fit the synthetic Cole-Cole spectra regardless of the c_1 value used to generate them. In both cases a 3rd order polynomial approximation was used for the RTD. Then, integrating parameters of total chargeability and mean logarithmic relaxation time are computed from the RTD in a range from 0.001 to 10 seconds. To assess the stability of the recovered RTD, the traces of these two deterministic variables are plotted in histograms (Figure 5.5). Contrary to the double Cole-Cole inversion, the SIP parameters recovered using the Debye decomposition scheme are unique and the MCMC algorithm has

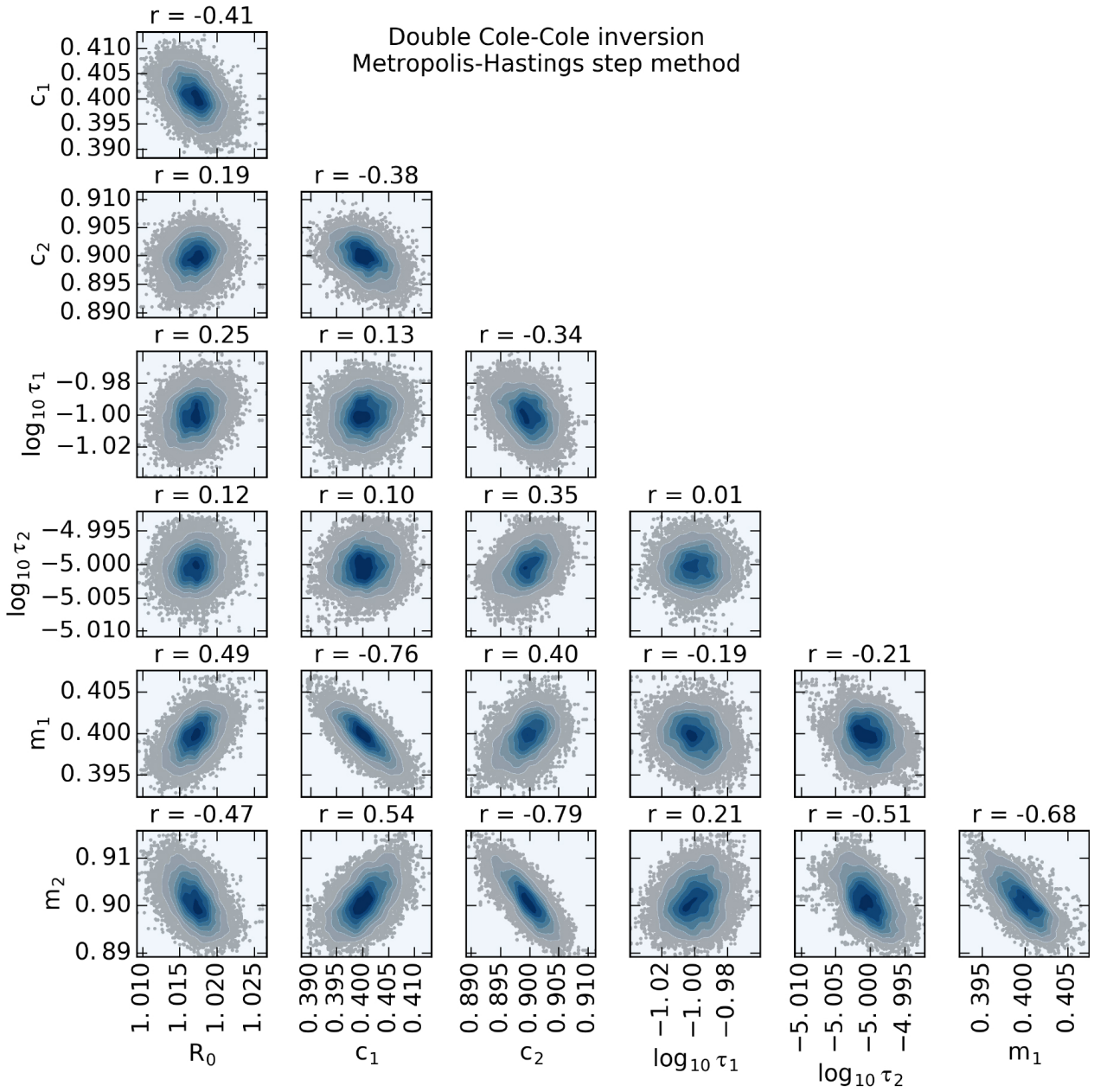


Figure 5.3 Posterior distribution sampled from the stationary distribution after a double Cole-Cole inversion of synthetic data with well-defined imaginary resistivity peaks (model 4, table 5.1). The results of 10 inversions with random starting values are superimposed. All 10 recovered models fit the data and the solution is unique.

reached a stable solution.

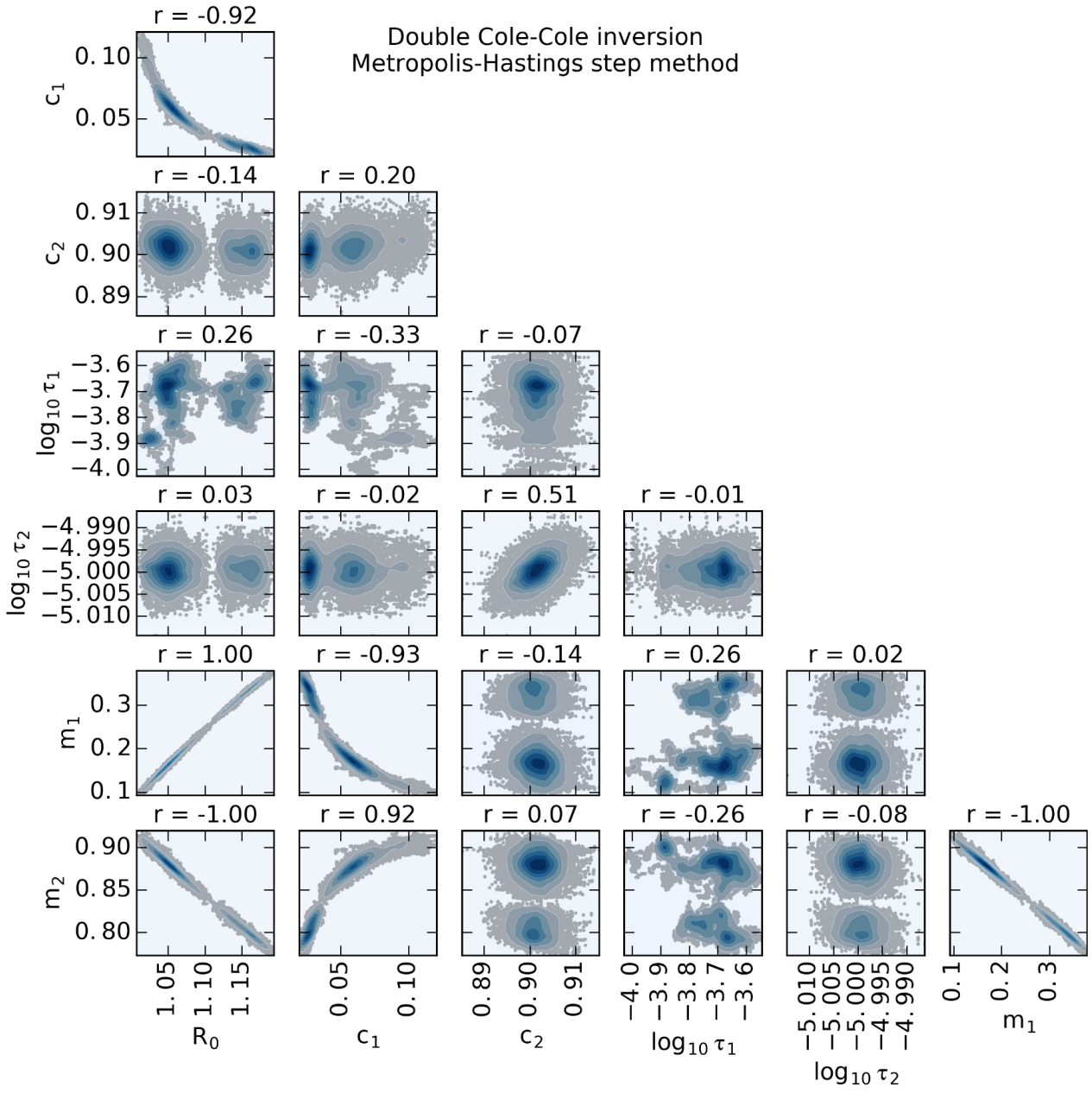


Figure 5.4 Posterior distribution sampled from the stationary distribution after a double Cole-Cole inversion of synthetic data with $c_1 = 0.1$ (model 1, table 5.1). The results of 10 inversions with random starting values are superimposed. All 10 recovered models fit the data but two solutions have been found for R_0, m_1, m_2 and c_1. The chain of τ_1 is also unstable.

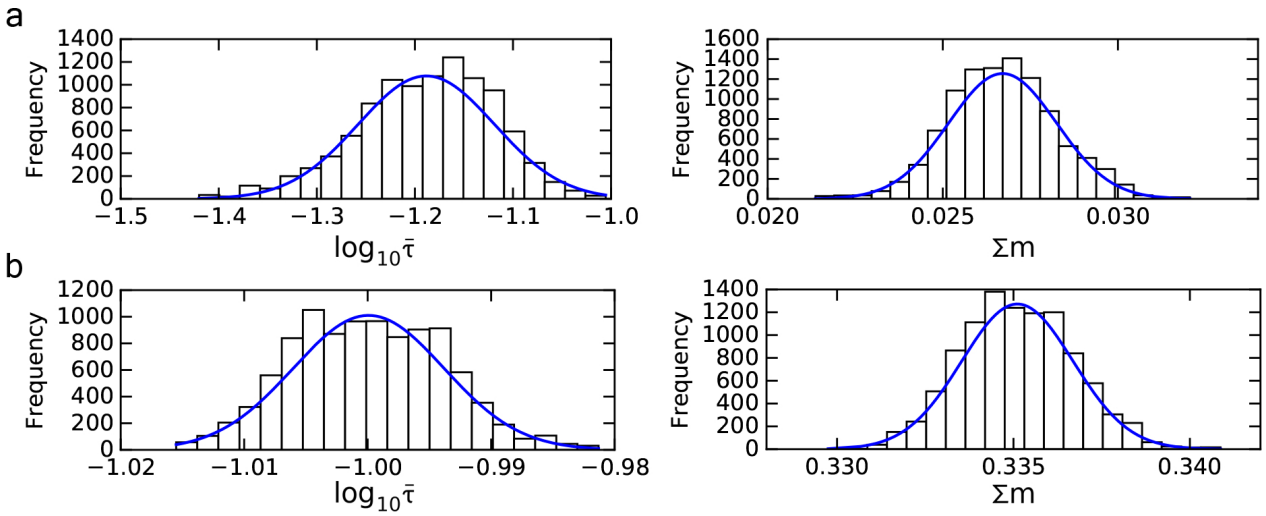


Figure 5.5 Parameter histograms fitted with Gaussian distributions for the mean logarithmic relaxation time and total chargeability parameters after Debye decomposition of models 1 and 4 (a: $m_1 = 0.1$ and $c_1 = 0.1$, b: $m_1 = 0.4$ and $c_1 = 0.4$). 10 000 samples were drawn from the stationary distribution at the end of a 100 000 iterations Markov chain. Both integrating parameters have a unimodal posterior distribution, regardless of the shape of the SIP spectra.

5.4.2.2 Fourth order Warburg decomposition

A synthetic data set representative of a highly multimodal SIP spectra was generated using a triple Cole-Cole model. The synthetic SIP spectra features three distinct modes: (1) a partly defined low-frequency (< 0.1 Hz) mode describing the grain size distribution, (2) a well-defined intermediate frequency (1-100 Hz) phase peak representative of grain roughness, and (3) a high-frequency (> 1 kHz) feature for Maxwell-Wagner polarization (see Figure 13 of Leroy et al. (2008)). The synthetic data is contaminated with phase shift errors of 1 mrad and amplitude errors of 0.1%. Table 5.2 summarizes the values used to generate the synthetic triple Cole-Cole data.

This multimodal SIP data set is fitted with a fourth order Warburg decomposition approach, first using the Metropolis-Hastings step method as implemented in Keery et al. (2012), and next using our adaptive Metropolis step method. To compare the performance of both step methods, we launch 20 independent Markov-chains of 600 000 iterations with a burn-in period of 500 000 iterations. In the adaptive MCMC algorithm, the first covariance matrix is computed after an initial 50 000 iterations. It is then updated every 50 000 iterations and fixed after the burn-in period. For each chain, new starting values of all parameters are randomly drawn from the prior distribution. The solutions obtained with both step methods are drawn in Figure 5.6. With the Metropolis-Hastings step method, the mean of the 20

Table 5.2 Parameter values used to generate synthetic data from a triple Cole-Cole model.

Synthetic triple Cole-Cole model		
DC resistivity	ρ_0 ($\Omega\cdot$ m)	1000
Grain size	m_1	0.20
	c_1	0.40
	τ_1 (s)	10^3
Grain roughness	m_2	0.30
	c_2	0.35
	τ_2 (s)	10^{-2}
Maxwell-Wagner	m_3	0.40
	c_3	0.50
	τ_3 (s)	10^{-6}

fitted models converges toward the data points. However only 1 of the fitted model passes through every data point. With the Adaptive Metropolis step method, all 20 Markov-chains have produced models that fit the data.

Warburg (and Debye) decomposition fitting of multimodal SIP spectra is highly dependent on the initial starting values when using the regular Metropolis-Hastings step method. Even if the independent Markov-chains converge, on average, toward a model that properly fits the data, most of the chains have not reached the stationary distribution at the 900 000 iterations mark (Figure 5.7). By comparison, for equal-length chains, the dependence of the initial parameter values on the fitted models is diminished when using an adaptive step method that updates the RTD polynomial coefficients as a single block parameter. Figure 5.8 shows the progression of 10 independent adaptive Metropolis chains, which all converged toward the same value after 500 000 iterations.

When comparing the traces in Figures 5.7 and 5.8, it is apparent that the MCMC simulation progresses much slower with the Metropolis-Hastings step method than with the adaptive Metropolis step method. The slow convergence of the Markov-chains with the regular Metropolis-Hastings sampler is explained by: (1) the strong correlation between the polynomial coefficients that describe the Warburg RTD and (2) the existence of local high posterior density traps around the global maximum. The Pearson correlation coefficient is particularly high between the a_0 and a_2 parameters (r = -0.97), the a_0 and a_4 parameters

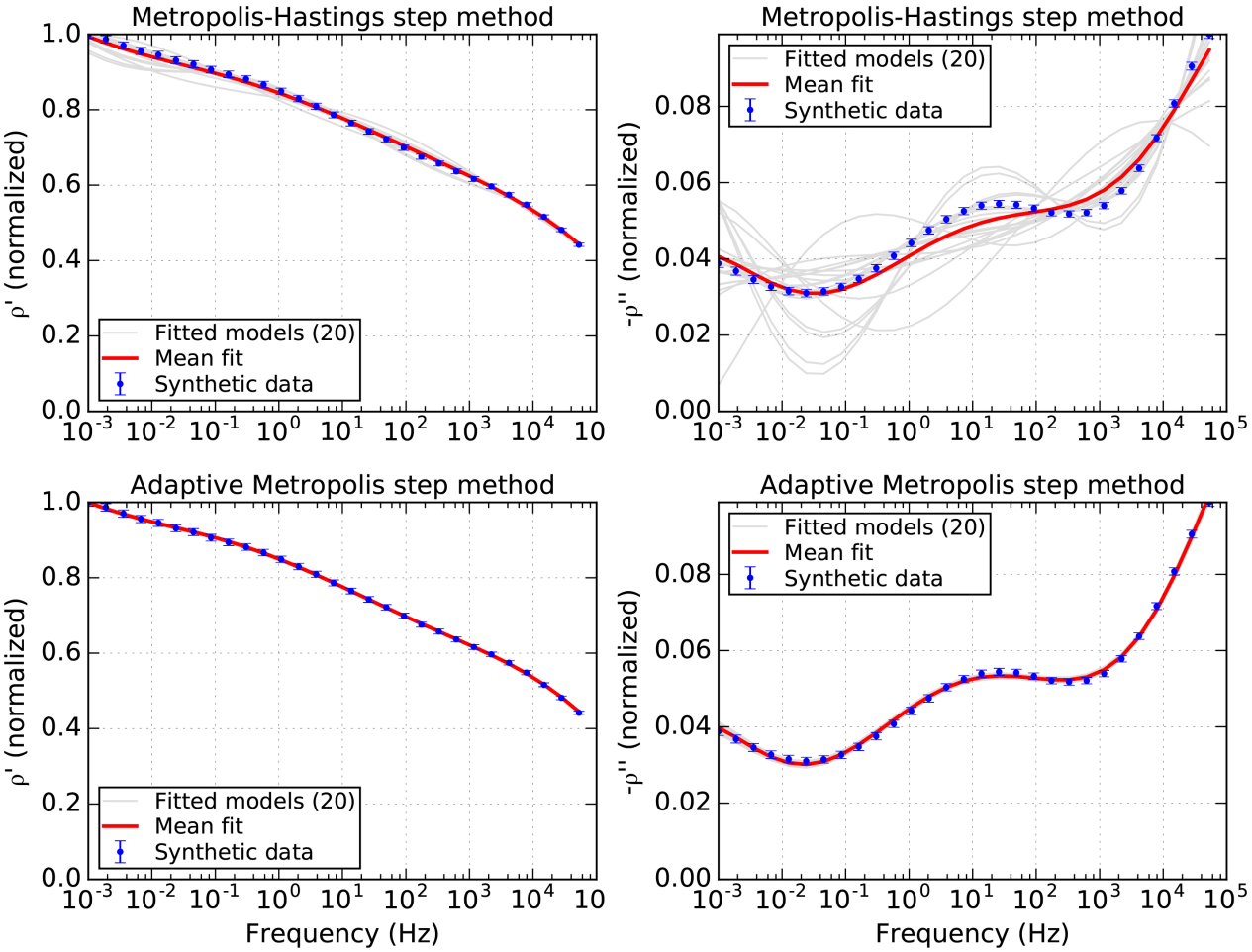


Figure 5.6 Triple Cole-Cole synthetic data set fitted with a Warburg decomposition model using the adaptive and non-adaptive Metropolis step methods. The fitted models are obtained by running 20 independent Markov-chains with random starting values for all parameters. In each case the simulation is stopped after 600 000 iterations and the last 100 000 iterations are used to determine the optimal parameters (burn-in period of 500 000 iterations).

(r = 0.98), the a_1 and a_3 parameters (r = -0.93), and the a_2 and a_4 parameters (r = -0.96) (Figure 5.9). This observation implies that at maximum likelihood (reached shortly after 400 000 iterations), small increments of a_0 are easily compensated by increments of a_4 and decrements of a_2, and so on.

5.4.3 Propagation of measurement noise on the RTD

One of the main advantages of using MCMC simulation to estimate the RTD of rock and soil samples is the ability to quantify the uncertainty around the inversion solution. In this

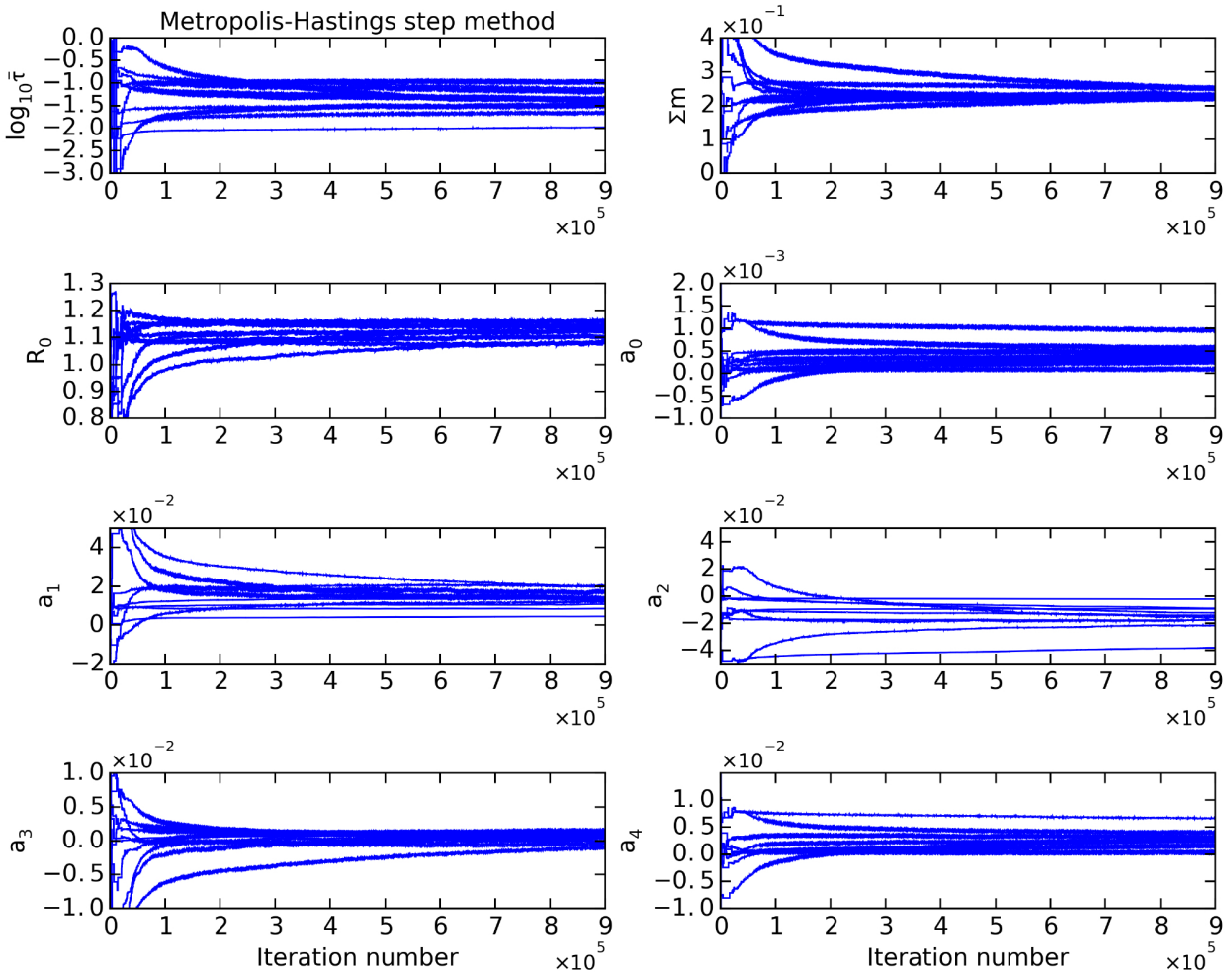


Figure 5.7 Parameter traces of 10 attempts to fit the triple Cole-Cole type SIP spectra with a Warburg decomposition scheme using the Metropolis-Hastings step method. Each parameter is assigned a random starting value. The parameter traces reveal that the chains are slowly converging toward the same values but more iterations are needed for them to reach the stationary distribution.

section, we contaminate the synthetic triple Cole-Cole spectra of Table 5.2 with varying amounts of noise (1 to 10 mrad) on the phase shift. Figure 5.10 shows the estimated RTD and its uncertainty for noise levels of 1 and 5 mrad. There is a direct relationship between measurement error and the uncertainty of the estimated polynomial coefficients (Figure 5.11). With typical laboratory errors (below 5 mrad) the solution remains well-defined. It can be argued that the error on the RTD is negligible for noise levels below 1 mrad. Above 5 mrad, the range of possible distributions become important, and several independent Markov-chains should be run and averaged.

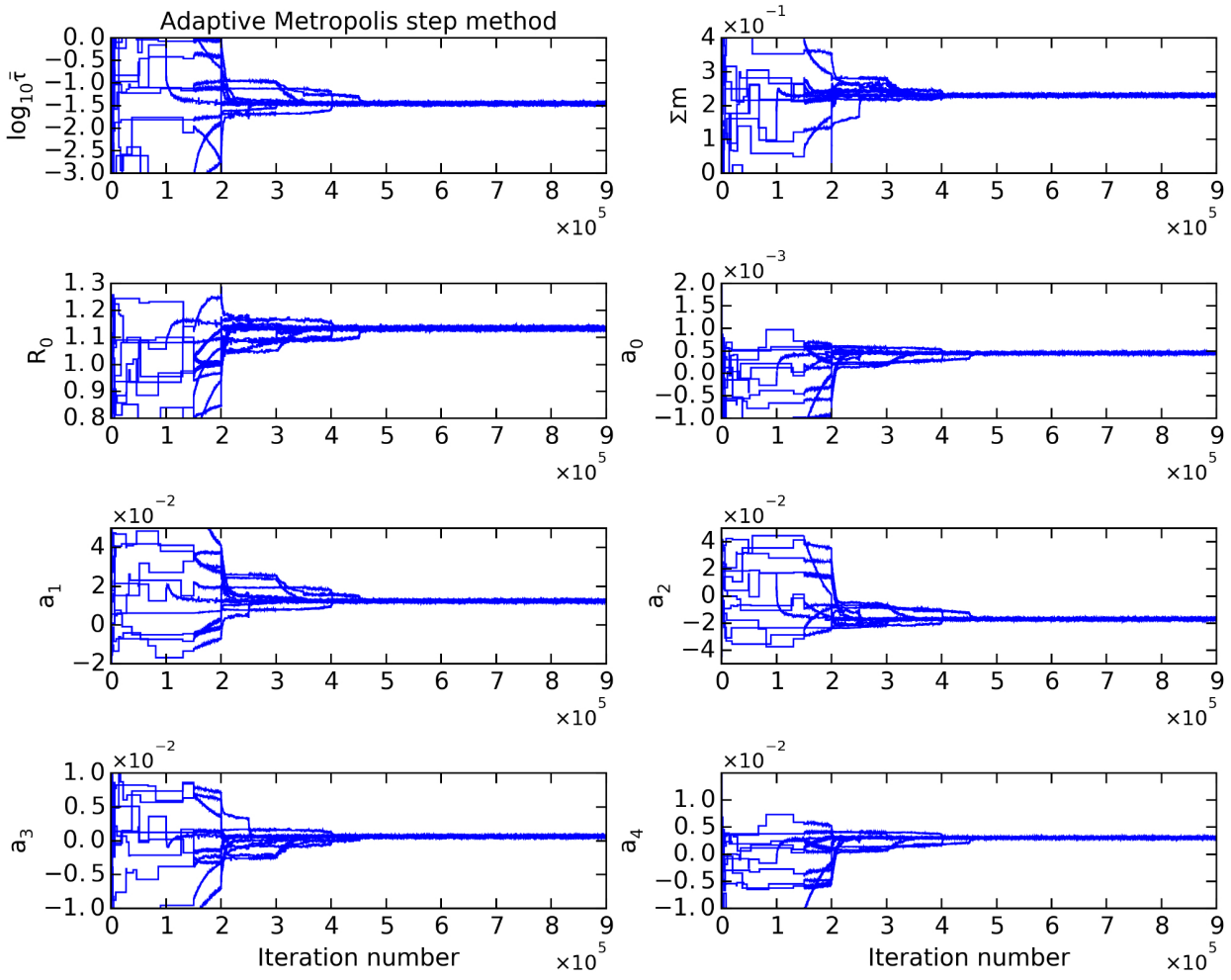


Figure 5.8 Parameter traces of 10 attempts to fit the triple Cole-Cole type SIP spectra using the adaptive Metropolis step method and a Warburg decomposition scheme. Each parameter is assigned a random starting value. The traces of all parameters converge to the same stable value after 500 000 iterations.

5.4.4 Inversion of laboratory data

We tested BISIP on real SIP spectra measured on rock samples from the Canadian Malartic gold deposit, where gold occurs mainly as inclusions in pyrite which is hosted in Archean sedimentary rocks (Helt et al., 2014; Perrouty et al., 2017). The physical properties, SIP parameters, and sulfur content of both samples can be found in Table 5.3. Figure 5.12 shows that mineralized greywacke samples produce phase shift peaks in the range of 0.1 to 10 Hz. The phase shift peak associated with sample B (containing up to 0.454 % sulfur in the form of pyrite mineralization) reaches 30 mrad while the one measured on sample A (with only

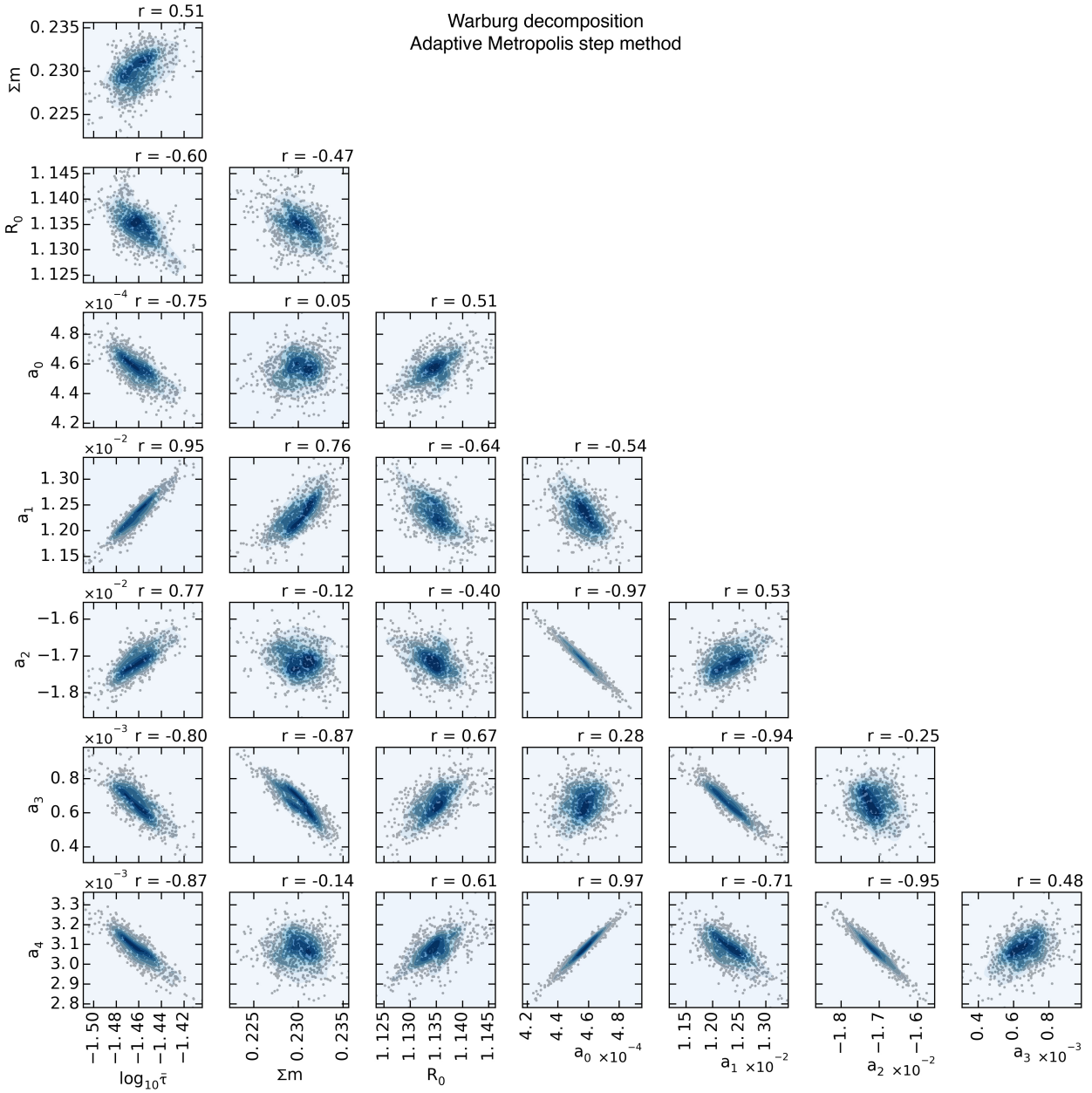


Figure 5.9 Posterior distribution of a Warburg decomposition of the synthetic triple Cole-Cole SIP data. During the burn-in period the adaptive Metropolis algorithm was used. Scatter points correspond to the [500 000 - 600 000] interval in Figure 5.8. Biplots reveal strong correlation between the polynomial coefficients, especially between a_0 and a_2, a_0 and a_4, a_1 and a_3, and a_2 and a_4. Total chargeability (Σm) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) are deterministic variables.

0.095% sulfur) is limited to 10 mrad. In both cases, multiple Cole-Cole inversions points toward a model that passes through all data points. However, when the relaxation peak is

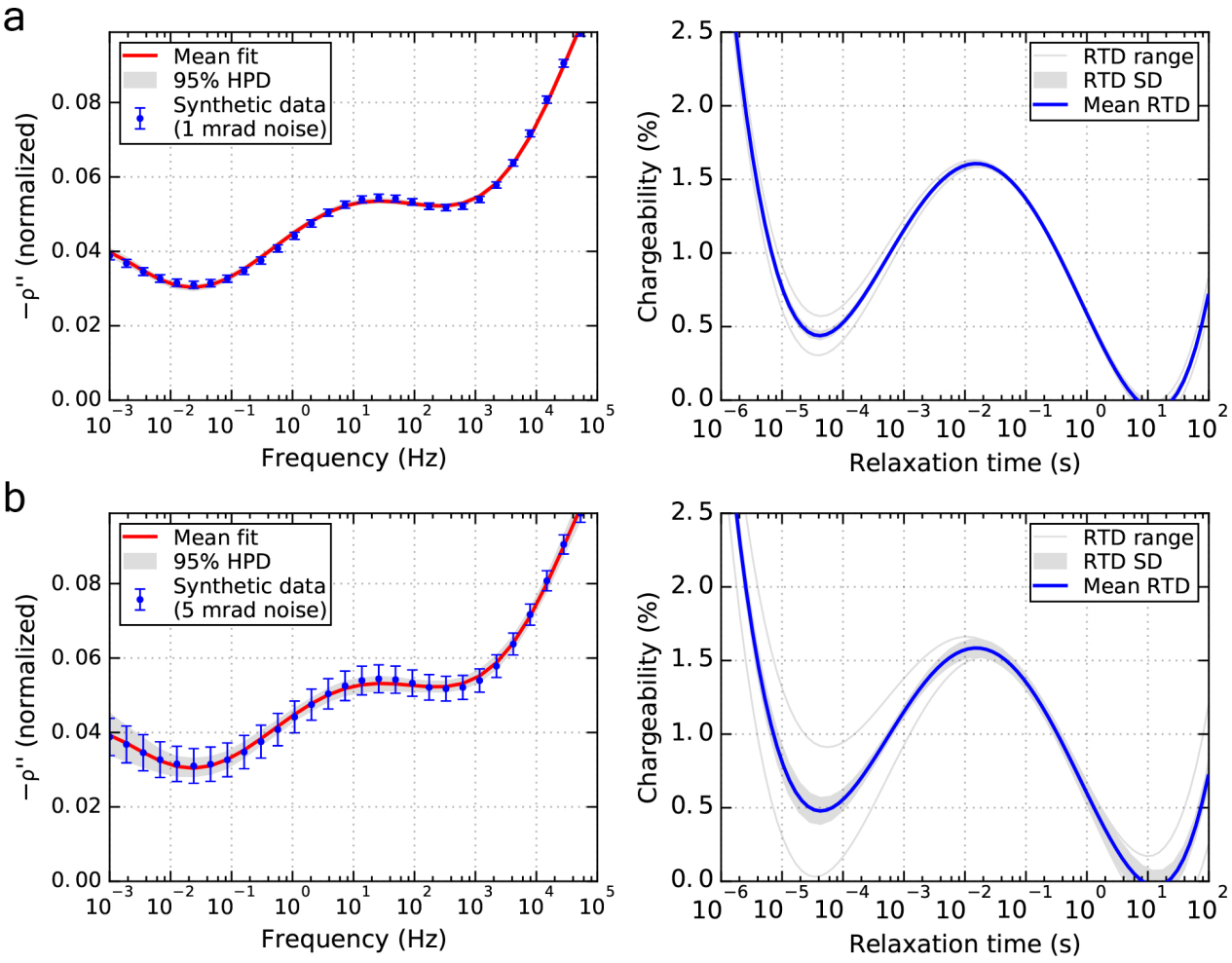


Figure 5.10 The impact of phase measurement noise on the estimation of the RTD. The synthetic data is contaminated with noise levels of 1 mrad (a) and 5 mrad (b). The mean fit and the 95% highest posterior density interval are drawn over the synthetic data on the left. The estimated Warburg RTD, its range and its standard deviation are drawn on the right.

not obvious (Figure 5.12A), the parameter histograms show a bimodal tendency, with possible solutions of c_1 at 0.035 and 0.060, and possible solutions of m_1 at 0.35 and 0.55. In Figure 5.12B, the phase shift curve resembles the synthetic spectra generated with high values of c_1, and the posterior distribution is unimodal Gaussian with mean values of $c_1 = 0.46 \pm 0.03$ and $m_1 = 0.15 \pm 0.01$.

We then launch 10 independent inversions with random starting values using Warburg decomposition and the adaptive Metropolis algorithm (Figure 5.13). The traces of total chargeability and mean relaxation time have reached a stationary distribution and the inversion has a unique solution. Proper estimation of SIP parameters is vital to reduce the dimension-

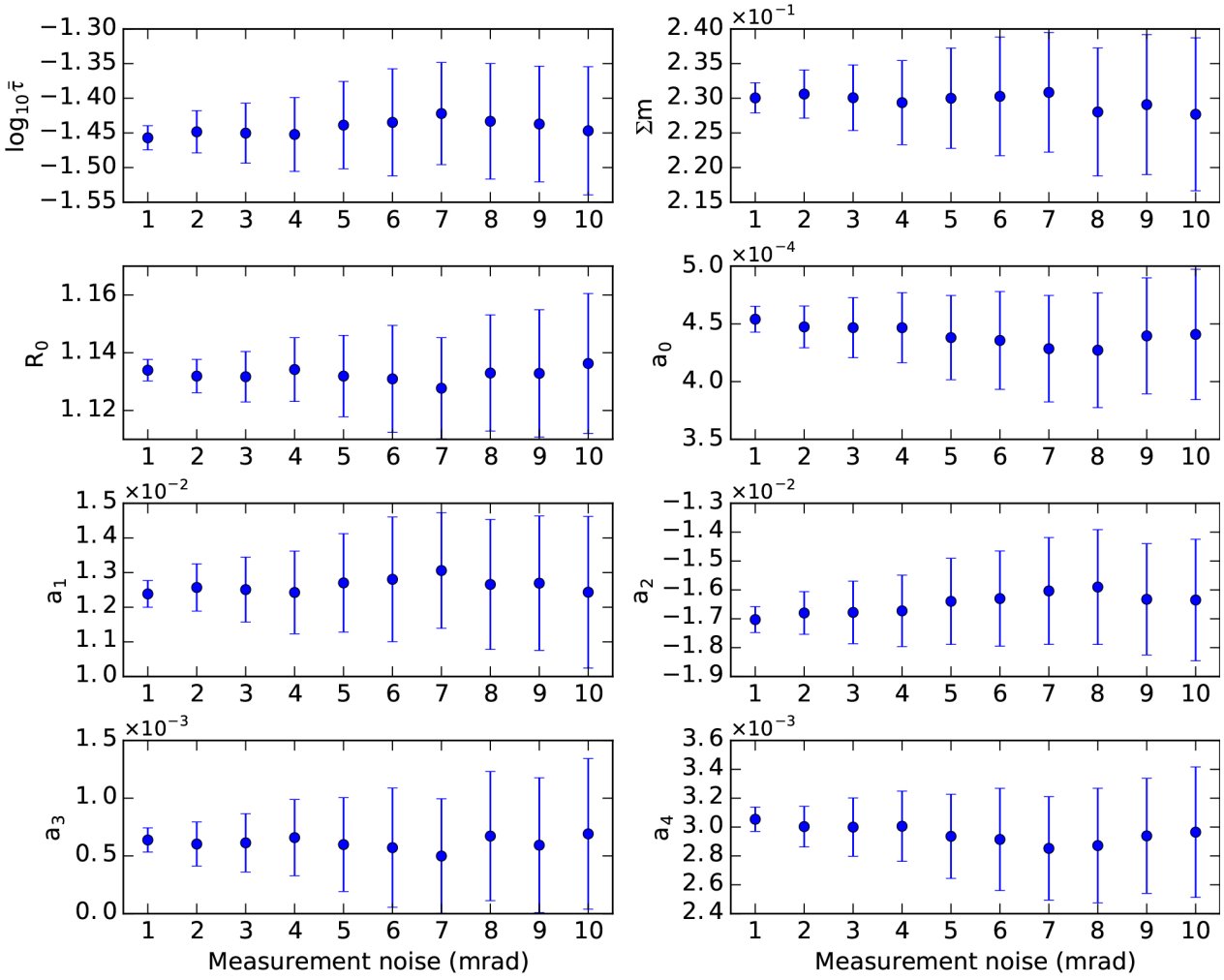


Figure 5.11 Inferred Warburg decomposition parameters of a synthetic triple Cole-Cole data set for phase measurement noise levels ranging from 1 to 10 mrad.

ality of electrical properties of rocks in studies where large data sets of mineral exploration data from different disciplines are to be integrated in a common earth model. The MCMC inversion technique implemented in BISIP is well-suited for this type of problem. First, it facilitates batch inversion by minimizing the influence of user guesses. Second, analysis of the parameter traces allow the user to accept or reject the inversion results before feeding them to a common earth model.

Table 5.3 Sulfur content associated with pyrite alteration, physical properties and recovered SIP parameters of two altered metagreywacke samples from the Canadian Malartic gold deposit. The two samples have the same mineral assemblage and mostly differ by their degree of pyrite alteration. The Cole-Cole parameters are undefined for sample A.

	Sample A	**Sample B**
Sulfur content (%)	0.095 ± 0.005	0.454 ± 0.005
Gold content (ppm)	0.01	0.1
Density (g/cm^3)	2.753 ± 0.003	2.788 ± 0.003
Porosity (%)	0.8 ± 0.1	1.3 ± 0.1
Magnetic susceptibility (SI)	$(2.89 \pm 0.12) \times 10^{-4}$	$(3.00 \pm 0.07) \times 10^{-4}$
Resistivity (Ω·m)	2800 ± 420	1571 ± 283
Cole-Cole c_1	-	0.46 ± 0.04
Cole-Cole m_1	-	0.15 ± 0.01
Cole-Cole τ_1 (s)	-	0.12 ± 0.01
Warburg Σm	0.054 ± 0.002	0.15 ± 0.01
Warburg $\bar{\tau}$ (s)	0.34 ± 0.01	0.30 ± 0.01

5.5 Conclusions

Batch inversion of laboratory rock complex resistivity data using the classic least squares approach can prove to be a tedious and frustrating process due to the high amount of user-interaction needed to fit SIP curves. This process requires even more user knowledge when the measurements are performed on weakly polarizable samples. The optimization algorithm implemented in BISIP reduces the influence of initial guesses and the amount of user-interaction required to fit SIP data, therefore making batch or time-lapse inversion of hundreds of laboratory measurements a simpler process.

It was shown in this paper that the Cole-Cole model should be avoided when fitting SIP curves produced by weakly polarizable samples. In this case, the solution to the inverse problem is not unique. The stochastic Debye or Warburg decomposition scheme has a unique solution regardless of the shape of the SIP spectra. However, inversion through the decomposition scheme progresses slowly when using the regular Metropolis-Hastings algorithm. This poor

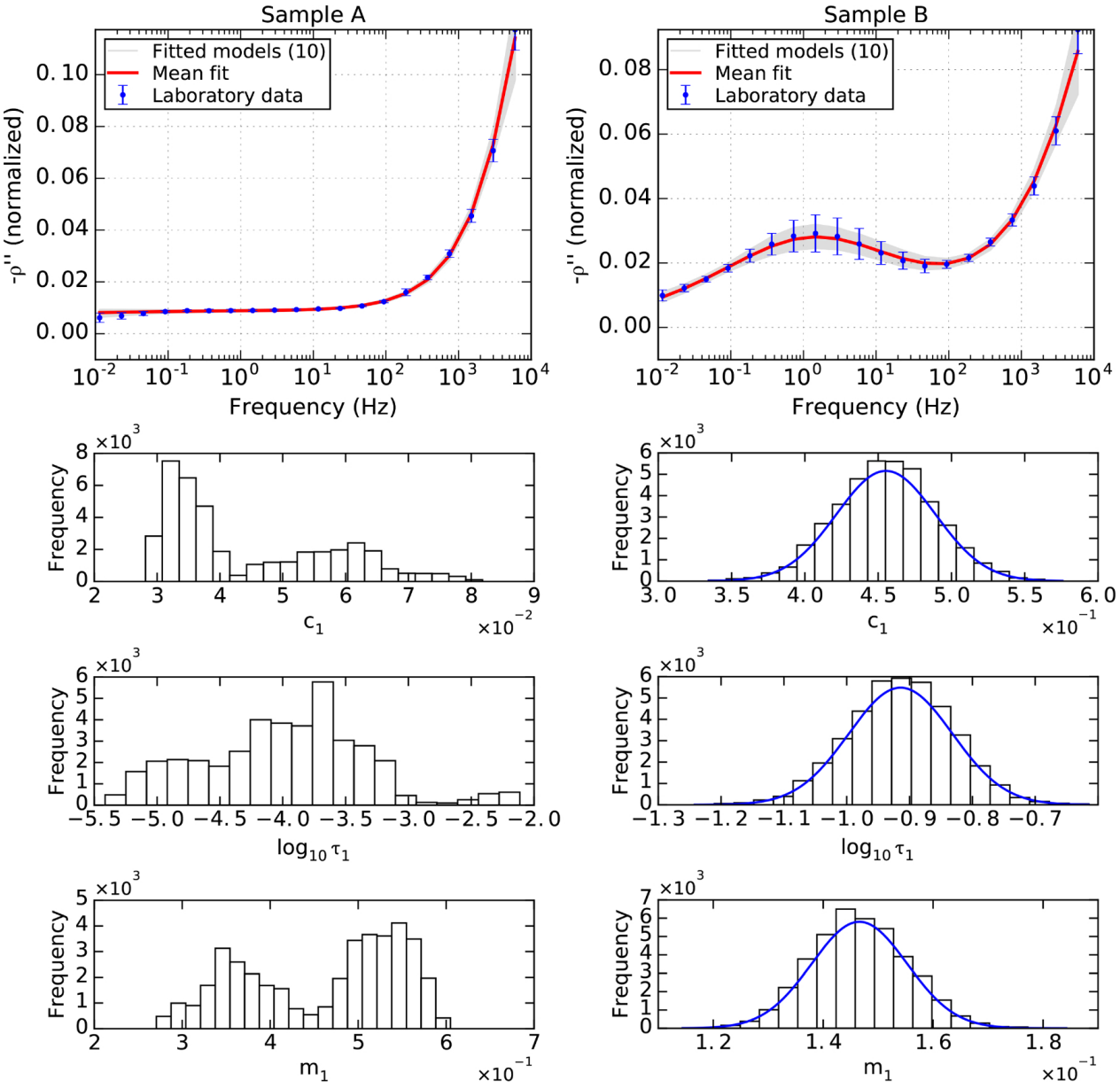


Figure 5.12 Fitting results and parameter histograms after double Cole-Cole inversion of SIP laboratory measurements on two altered metagreywacke samples with sulfur contents of $(0.095 \pm 0.005)\%$ (Sample A) and $(0.454 \pm 0.005)\%$ (Sample B). The grey area around the fitted model represents the 95% highest posterior density interval at the end of the simulation. The 10 independent chains with random starting values produced identical fits but two solutions are found for c_1 and m_1 in the case of sample A. Results obtained with the Metropolis-Hastings step method.

performance is explained by the strong correlation between several of the polynomial coefficients that describe the RTD. We have shown that our adaptive Metropolis step method

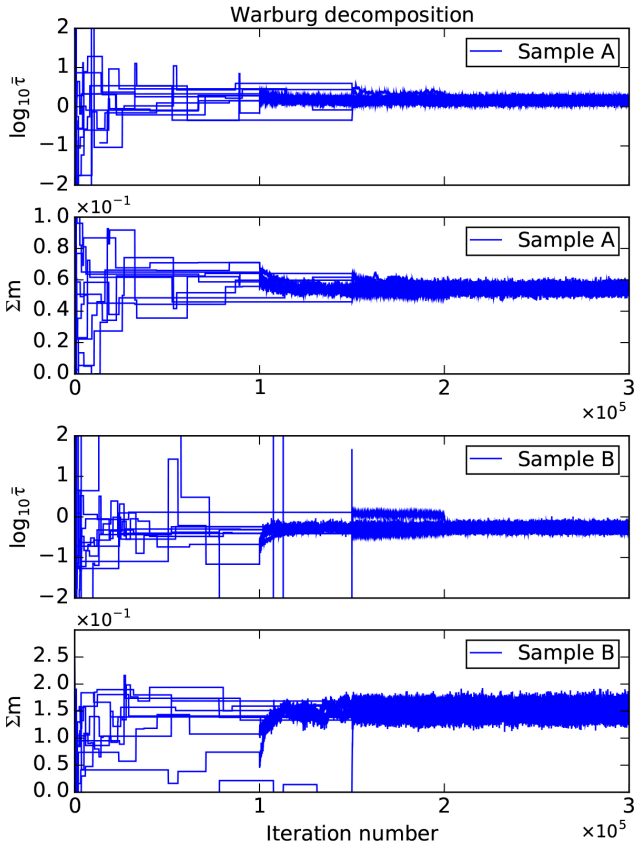


Figure 5.13 Parameter traces of the mean relaxation time and total chargeability parameters after a third order Warburg decomposition of the SIP spectra measured on samples A and B. The 10 independent chains with random starting values converged toward the unique solution after 200 000 iterations regardless of the shape of the SIP spectra. Computation time was 35 seconds per chain using the adaptive Metropolis step method.

performed better than its non-adaptive counterpart in the case of Warburg decomposition. Finally, the importance of properly estimating SIP parameter uncertainty before propagating them into mechanistic models was highlighted by showing the direct relationship between measurement uncertainty and the range of possible recovered RTD.

BISIP is available under the MIT open-source licence. We hope to provide the geophysics and petrophysics community with a base for further developments in stochastic inversion of laboratory SIP data and to make parameter analysis of SIP transfer functions a simpler process. The source code, standalone executables, and documentation of the program presented in this study are maintained at `https://github.com/clberube/bisip`.

Acknowledgements

We thank the subject matter experts and all our colleagues from the Canadian institutions involved in the CMIC Footprints project for valuable discussions. We thank A. Revil, the associate editor and the two anonymous reviewers for their constructive comments. Funding was provided by NSERC and CMIC through the NSERC CRD Program and by the FRQNT. CMIC-NSERC Exploration Footprints Network Contribution 110.

CHAPITRE 6 ARTICLE 3 : MINERALOGICAL AND TEXTURAL CONTROLS ON SPECTRAL INDUCED POLARIZATION SIGNATURES OF THE CANADIAN MALARTIC GOLD DEPOSIT : APPLICATIONS TO MINERAL EXPLORATION

Submitted to *Geophysics* May 25, 2018

Charles L. Bérubé[1], Gema R. Olivo[2], Michel Chouteau[1], Stéphane Perrouty[3,4]

[1] Polytechnique Montréal, Département des Génies Civil, Géologique et des Mines, Montréal, QC, Canada

[2] Queen's University, Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Kingston, ON, Canada

[3] University of Western Ontario, Department of Earth Sciences, London, ON, Canada

[4] Current Address. Laurentian University, Mineral Exploration Research Centre, Harquail School of Earth Sciences, Goodman School of Mines, Sudbury, ON, Canada

Abstract

The Canadian Malartic deposit is a world class, intrusion-related, Archean stockwork-disseminated Au deposit located in the Superior Province, Québec, Canada. Resistivity and time-domain induced polarization surveys conducted in the Canadian Malartic District prior to this study did not observe specific electrical anomalies that were characteristic of the ore shoots or associated to the hydrothermal pyrite alteration zones. In this contribution, laboratory spectral induced polarization (SIP) responses were measured on rock samples from the Canadian Malartic deposit collected at the district and drill core scales. Field SIP responses were also measured at the outcrop scale, along a profile that intersects a well-studied mineralized zone. SIP spectra of rocks were processed with a Bayesian Debye decomposition scheme to infer the relaxation time distributions (RTD) of rocks. At the scale of the Canadian Malartic District, geochemical alteration and mineralization markers (Au, S, K and C) could not be reconciled with RTD parameters in a systematic fashion. However, the various hydrothermal rock types encountered in the vicinity of the deposit are characterized by contrasting SIP signatures. Quantitative textural and mineralogical attributes were computed using mineral liberation analysis (MLA) images in order to evaluate these controls on the electrical properties of altered rocks. MLA data showed that sedimentary rocks that are proximal to the mineralized zones lack a foliation plane

and were subjected to pervasive K-feldspar, albite, and pyrite alteration. In these rocks the K-feldspar alteration encapsulates submillimetre size pyrite grains. By contrast, distal alteration in sedimentary rocks is marked by biotite, albite, carbonate and pyrite that are oriented along the regional S_2 foliation. In the least altered sedimentary rocks, quartz and biotite are associated with pyrrhotite and ilmenite as the main sulfide and oxide mineral phases, respectively. A systematic decrease (Pearson $r = -0.75$) in total chargeability with increasing fraction of the sulfide mineral interfaces associated with feldspar minerals (namely K-feldspar and albite) was observed, explaining why the pervasively altered zones are characterized by low chargeability anomalies. On the other hand, total chargeability increased with the fraction of sulfide mineral interfaces associated with carbonates and micas (Pearson $r = 0.89$), indicating that foliation intensity and the presence of biotite, muscovite and chlorite affect the interfacial polarization of sulfide mineral inclusions. Our SIP measurements conducted at district and outcrop scales and along a drill core confirmed that proximally altered sedimentary rocks were systematically characterized by low total chargeability values (0.27 ± 0.01 to 0.42 ± 0.02 in the laboratory and 0.21 ± 0.04 in the field). By contrast, the least altered sedimentary rocks were characterized by total chargeability values up to 0.72 ± 0.07 in the laboratory and 0.38 ± 0.06 in the field. This study integrates a thorough numerical description of rock samples and semiconductor inclusions and their SIP signatures, which is expected to be useful for modelling the low-frequency electrical response of metamorphosed, deformed and hydrothermally altered rocks in similar geological settings.

6.1 Introduction

The induced polarization (IP) method has well-established applications in near-surface geophysical imaging (Kemna et al., 2004; Slater, 2007). Applications of this method to mineral prospecting have been documented for several decades (e.g., Sumi, 1959; Bacon, 1965; Pelton & Smith, 1976; Wynn, 1988; Spitzer & Chouteau, 2003; Tavakoli et al., 2016). Spectral induced polarization (SIP) is a variation of the traditional time-domain IP method (TDIP) that uses measurements in the frequency domain to describe the polarization of geomaterials subjected to alternating electromagnetic fields. Applications of SIP range from solving various environmental problems (Flores Orozco et al., 2012; Mewafy et al., 2013; Bücker et al., 2017; Gao et al., 2017), to bedrock characterization (Johansson et al., 2017; Revil et al., 2017; Rossi et al., 2017), to mining engineering problems (Placencia-Gomez et al., 2013, 2015), and are continuously increasing. There is, however, a limited number of recent publications reporting the use of SIP in mineral exploration. Recent experiments on this subject attempt to describe the IP phenomenon of metallic minerals using synthetic ore models that consist of sand-metal mixes (Slater et al., 2006; Gurin et al., 2013, 2015; Mao et al., 2016; Abdulsamad et al., 2017). These experiments were conducted on unconsolidated materials which are not representative of low porosity rocks encountered in mineral exploration (e.g., mineralized Archean rocks of the Superior Province, Canada). There has also been a limited number of studies that describe field-scale SIP experiments over well characterized ore zones (Pelton et al., 1978; Balia et al., 1994).

The SIP method consists of injecting a sinusoidal current in a rock or soil sample (or in the ground in the case of field measurements) to determine its frequency-dependent, complex-valued resistivity (ρ^*) or conductivity ($\sigma^* = 1/\rho^*$). This is typically done in a logarithmically spaced frequency range between 1 mHz and several kHz. SIP data is commonly represented in terms of real (ρ') and imaginary (ρ'') parts,

$$\rho^*(\omega) = \rho'(\omega) + i\rho''(\omega), \tag{6.1}$$

where $i = \sqrt{-1}$ and $\omega = 2\pi f$ is the angular frequency (f is the excitation frequency, in Hz). SIP data is also often represented in terms of amplitude ($|\rho^*|$) and phase shift (ϕ),

$$\rho^*(\omega) = |\rho^*(\omega)|e^{-i\phi(\omega)}. \tag{6.2}$$

The imaginary value of the complex resistivity depends on S_{por}: the specific area of polarizable grains per pore volume unit (Börner & Schön, 1991). There is strong empirical evidence that

the relationship between the S_{por} and SIP signatures is linear in nature (see Figure 2 of Weller et al., 2010b). The interpretation of SIP data has commonly been done effectively with empirical relationships and models (Pelton et al., 1978, 1983). These empirical models are often used as analogue to dielectric relaxation equations (e.g., Cole & Cole, 1941; Pelton et al., 1978) or to simple circuits that attempt to describe the polarization phenomenon (e.g., Dias, 2000; Tarasov & Titov, 2013; Shin et al., 2015). Other empirical models used to interpret SIP data include decomposing the dispersive electromagnetic property spectra into a superposition of relaxations terms (Morgan & Lesmes, 1994). This approach has been adapted to extract the relaxation time distribution (RTD) of complex resistivity data with the Debye (Nordsiek & Weller, 2008) or Warburg (Revil et al., 2014) decomposition schemes. In general, IP measurements are interpreted in terms of chargeability (m, the intensity of the polarization), relaxation time (τ, the characteristic time required for the system to return to equilibrium), and direct current (DC) resistivity (ρ_0).

In the absence of metallic grains, two mechanisms are partly responsible for the polarization of sands, porous sedimentary rocks and volcanic rocks (e.g., Revil et al., 2017). The first is membrane polarization (Marshall & Madden, 1959; Titov et al., 2002; Bücker & Hördt, 2013; Bairlein et al., 2016; Bücker et al., 2017) and the second is polarization of the electrical double layer (namely the Stern and diffuse layers) that forms around insulating grains (e.g., Lesmes & Morgan, 2001; Leroy et al., 2008; Jougnot et al., 2010; Revil, 2013). The separation between membrane and double layer polarization is somewhat arbitrary, because the electrical double layer theory includes components of membrane polarization (Lima & Sharma, 1992; Revil, 2012). Mechanistic models also explain the interfacial polarization of sulfide particles (Wong, 1979). Such metallic particles are generally referred to as semiconductors in the recent literature. There have been considerable recent advancements in the development of models that explain the interfacial polarization of disseminated semiconductors in porous media (Revil et al., 2015a,b; Misra et al., 2016b,a). However, this phenomenon is still not fully understood due to the highly variable mineralogical and textural attributes of rocks. It is believed that the disseminated semiconductors, which act as capacitors under alternative current (Misra et al., 2016b), produce IP responses that overshadow the responses of membrane polarization or electrochemical polarization of insulating grains.

Several laboratory and field-scale studies have been conducted to validate the proposed mechanistic IP models. Experiments on synthetic samples that lack metallic grains provide data that is generally in agreement with the models (e.g., Leroy et al., 2008). However, fully predicting the SIP response of real rock samples with semiconductor inclusions is not yet possible. The recent studies that have attempted to validate the mechanistic models were typically conducted on simplified synthetic ore samples made of calibrated sand and metallic particle

mixtures (Slater et al., 2006; Gurin et al., 2013, 2015; Mao et al., 2016; Abdulsamad et al., 2017). Slater et al. (2006) conducted experiments with metal-sand mixtures and suggested that polarization intensity scales linearly with the amount of the metallic grain interface in contact with pore fluid (S_{por}), and not with the number of metallic grains blocking the pores, as suggested by traditional IP models (e.g., figure 1 of Dias, 2000). Gurin et al. (2013) showed that RTD parameters were closely related to the metallic grain volumetric proportion, using a Debye decomposition scheme. The observed total chargeability was determined by the grain volume fraction, whereas the mean relaxation time of the RTD was controlled by grain size. Gurin et al. (2015) conducted IP experiments on synthetic ores that contained galena, pyrite, magnetite and graphite and concluded that the mechanistic model of Wong (1979) was unable to correctly predict ore contents. They instead proposed a semi-empirical model that can predict the volumetric content of the ore particles using a total chargeability parameter. Their model also links the characteristic relaxation time constant with the grain mineralogy, radius and conductivity of the pore-saturating fluid.

Mechanistic models are rapidly evolving. However, data sets collected from calibrated synthetic samples are not representative of complex rocks and ore samples, limiting the applications of these models to mineral exploration. There have been only a few studies that attempted to describe the SIP response of metamorphosed, deformed, or hydrothermally altered rocks (e.g., Johansson et al., 2017, although the spectral parameters were obtained from time-domain data). Therefore, there is a need to verify if experimental data obtained from such rocks can be interpreted using the proposed models. Moreover, it would be relevant to conduct site-wide SIP studies to assess the practicality of the method in a mineral exploration context, because many types of ore deposits are associated with terranes that have been subjected to various deformation, magmatic, metamorphic and hydrothermal events.

The Superior Province is an Archean craton that hosts several world-class gold deposits (Robert & Poulsen, 1997). Gold occurrences and hydrothermal alteration in these deposits are associated with disseminated sulfides and changes in the textural attributes of the rock, which can control the SIP response (Kruschwitz et al., 2010). The Canadian Malartic deposit (18.6 Moz of Au, Gervais et al., 2014) located in the southern part of the Superior Province, is associated with a semi-continuous halo of 1 to 5% disseminated pyrite and zones of pervasive hydrothermal alteration that overprinted the regional sedimentary rock fabric (Derry, 1939; Gaillard et al., 2018). Various IP surveys were conducted at the property in the 1980s and these failed to delineate zones of proven sulfide mineralization due to a lack of measurable chargeability anomalies (see Mir et al., 2018, for a recent compilation of the IP surveys). Wares & Burzynski (2011) suggested that the lack of any electromagnetic signature specific to this deposit is due to the disseminated nature and generally low sulfide content in the min-

eralized rocks. In order to further evaluate the application of electrical and electromagnetic surveys to exploration of this type of gold deposit, a detailed investigation of the SIP signature of the mineralized and non-mineralized zones in the footprint of the Canadian Malartic deposit was undertaken. This is an original case study describing the application of the SIP and MLA methods to integrate rock electrical properties and quantitative mineralogy. The mineralogical and textural controls on the SIP signatures of rocks are characterized by: (1) quantitatively describing the mineralogy representative of the various alteration types, (2) describing the complex resistivity spectra of these alteration types, (3) comparing the RTD of altered rocks with their textural attributes, and (4) integrating the RTD parameters with geochemical alteration markers at various exploration scales.

6.2 The Canadian Malartic deposit

6.2.1 Geological setting and host rocks

The Canadian Malartic deposit is located in the northern part of the Pontiac Suprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ). The CLLDZ is a regional-scale structural zone that controls the distribution of several gold deposits in the southern Superior Province (Figure 6.1). The Canadian Malartic deposit is hosted mainly in the sedimentary rocks of the Pontiac Group, which are cut by various felsic to intermediate intrusions. The Pontiac Group is bounded to the north by mafic to ultramafic volcanic rocks of the Piché Group (Pilote et al., 2000, Figure 6.2), and in the southern part of the studied area is cut by the Lac Fournière intrusion (2682.4 ± 1.0 Ma; Davis, 2002) and the Décelles batholith (Figure 6.1 and Figure 6.2).

The Pontiac Group consists mainly of turbidites (2685-2682 Ma, Mortensen & Card, 1993; Davis, 2002), defined by interlayered beds and laminations (millimeter to meter-thick) of mudstones and greywackes (Camiré et al., 1993a; De Souza et al., 2015). The turbidites are metamorphosed to upper greenschist facies in the Canadian Malartic area, and in this paper are referred to by their protolith names. The unaltered sedimentary rocks are composed mainly of quartz, plagioclase, biotite, muscovite, and chlorite with minor to rare abundances of pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, magnetite and ilmenite (Helt et al., 2014; Gaillard et al., 2018). The Pontiac Group rocks underwent two major compressional events (Sansfaçon & Hubert, 1990; Camiré & Burg, 1993; Perrouty et al., 2017). The first (D_1) is responsible for the formation of isoclinal folds and a weakly defined S_1 foliation. The second compression event (D_2) is marked by a preferred orientation of mineral grains, especially biotite, that is well defined throughout the studied area (the S_2 foliation).

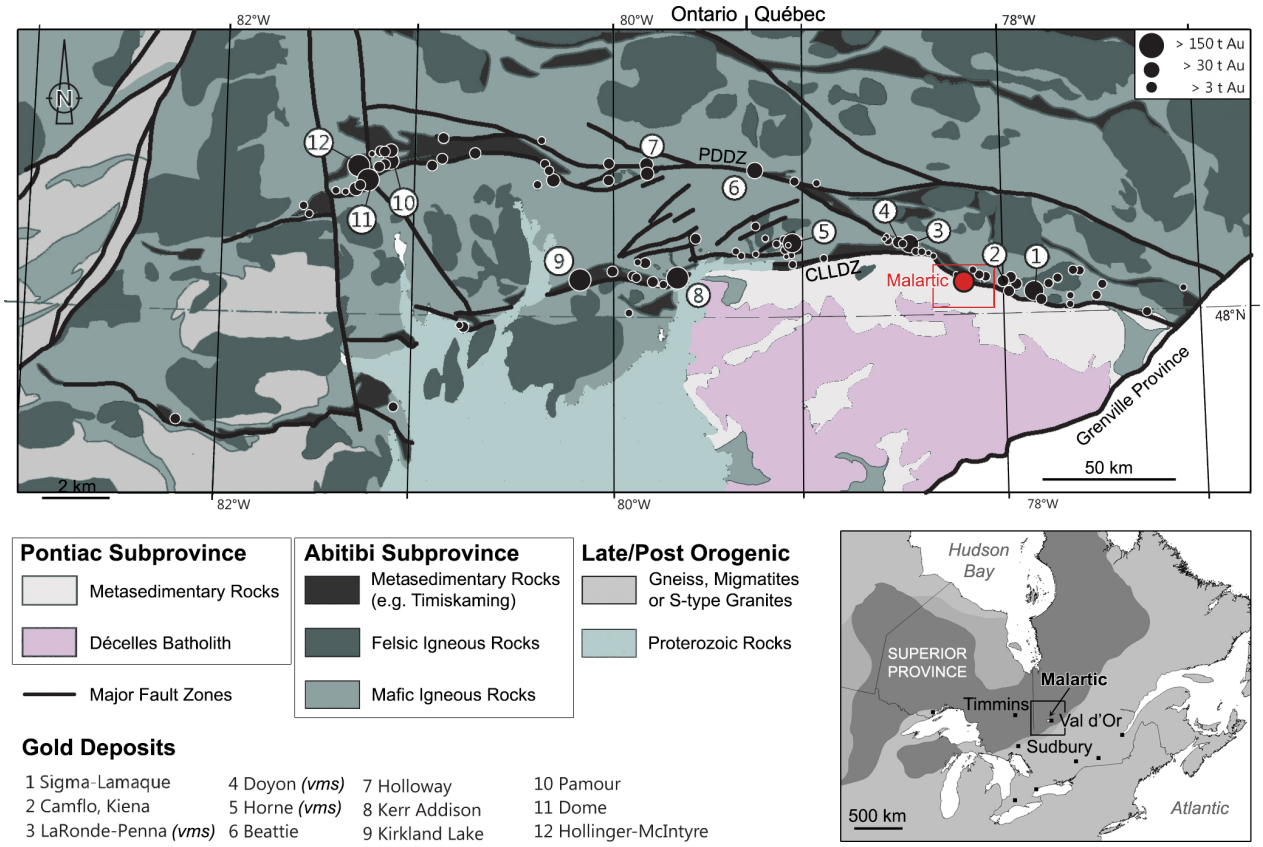


Figure 6.1 Geological map of the Superior Province and location of the Pontiac Subprovince and the Malartic District relative to the Abitibi Subprovince, Canada. Modified after Robert et al. (2005) and compiled from Robert & Poulsen (1997); Ayer et al. (2002). The red circle indicates the location of the Canadian Malartic deposit. The two major crustal breaks that control the regional distribution of the gold deposits are the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) and the Porcupine Destor Deformation Zone (PDDZ).

The Pontiac Group sedimentary rocks and Piché Group volcanic rocks are cut by porphyritic quartz monzodiorite to granodiorite intrusions (2676-2679 Ma, Helt et al., 2014). These include the Sladen intrusions (Figure 6.2), which are structurally controlled quartz-monzodiorite dykes composed mainly of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and chlorite with minor amounts of muscovite, epidote, apatite and Fe-Ti oxides (Trudel & Sauvé, 1992; Helt et al., 2014). The Sladen intrusions do not typically exceed 100 meters in width and are spatially associated with gold mineralization (Derry, 1939; Perrouty et al., 2017).

Archean mafic to ultramafic volcanic flows and pillows, rare oxide facies banded iron-formations and centimetre- to metre-scale metamorphosed mafic dykes (Camiré et al., 1993b; Perrouty et al., 2018) are also present in the area. Late Proterozoic diabase dykes

crosscut all units of the Pontiac and Piché groups (Figure 6.2).

6.2.2 Structural controls

The Canadian Malartic gold deposit (Figure 6.3) exhibits several second order structures which have locally controlled the distribution of the mineralized zones (Derry, 1939). The most prominent structure is the Sladen fault, a ductile-brittle shear zone that trends E-W and dips steeply to the south (Figure 6.3). In the western part, the Sladen fault extends over three kilometers across the area along the contact between the main monzodiorite intrusion and sedimentary rocks. The Barnat fault, a NW-SE trending shear zone, is at the contact between highly deformed Piché Group ultramafic volcanic rocks and the Pontiac Group sedimentary rocks (Figure 6.3). The Sladen-Barnat mineralized zones were hosted along these structures (8.45 Mt at 4.46 g/t Au, Sansfaçon et al., 1987b). In the westernmost part of the deposit, NW-SE trending and north dipping faults controlled the high-grade mineralized zones of the historical Canadian Malartic mining camp (9.93 Mt at 3.37 g/t Au, Sansfaçon et al., 1987a). In the east, the Sladen fault, which occurs along the boundary between volcanic and sedimentary rocks, hosts the East Malartic mineralized zone (17.95 Mt at 4.92 g/t Au, Trudel & Sauvé, 1992). The rheological contrast between steeply dipping clastic sedimentary rocks and quartz-monzodiorite intrusions favoured the formation of these structures, which are interpreted to have served as conduits for the mineralizing fluids (Derry, 1939; Perrouty et al., 2017). These domains are characterized by structural complexity which is also manifested by the variance of the bedding dip (Perrouty et al., 2017).

6.2.3 Gold mineralization and hydrothermal alteration

Gold mineralization in the Canadian Malartic deposit is hosted mainly in sedimentary rocks (70%) as well as in porphyritic intrusions (Figure 6.3). Gold occurs as disseminated native gold and rare gold tellurides in quartz-biotite-K-feldspar–carbonate veinlets commonly containing pyrite and traces of chalcopyrite, galena and sphalerite (Derry, 1939; Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015; Gaillard et al., 2018). In the core of the deposit, proximal to the main structures, the veinlets form stockworks, which are associated with pervasive alteration comprised mainly of K-feldspar and albite with variable proportions of phlogopite, white mica, carbonate, pyrite and rutile. Towards the more distal zones the intensity of alteration decreases and the relative abundances of Mg-rich biotite and phengitic mica increase. A positive trend between the amount of sulfur in the altered rock and the Mg-content in the biotite-phlogopite phases was recently documented in the altered zones by (Gaillard et al., 2018). The distal and proximal alteration in the porphyritic rocks is overall similar to the sed-

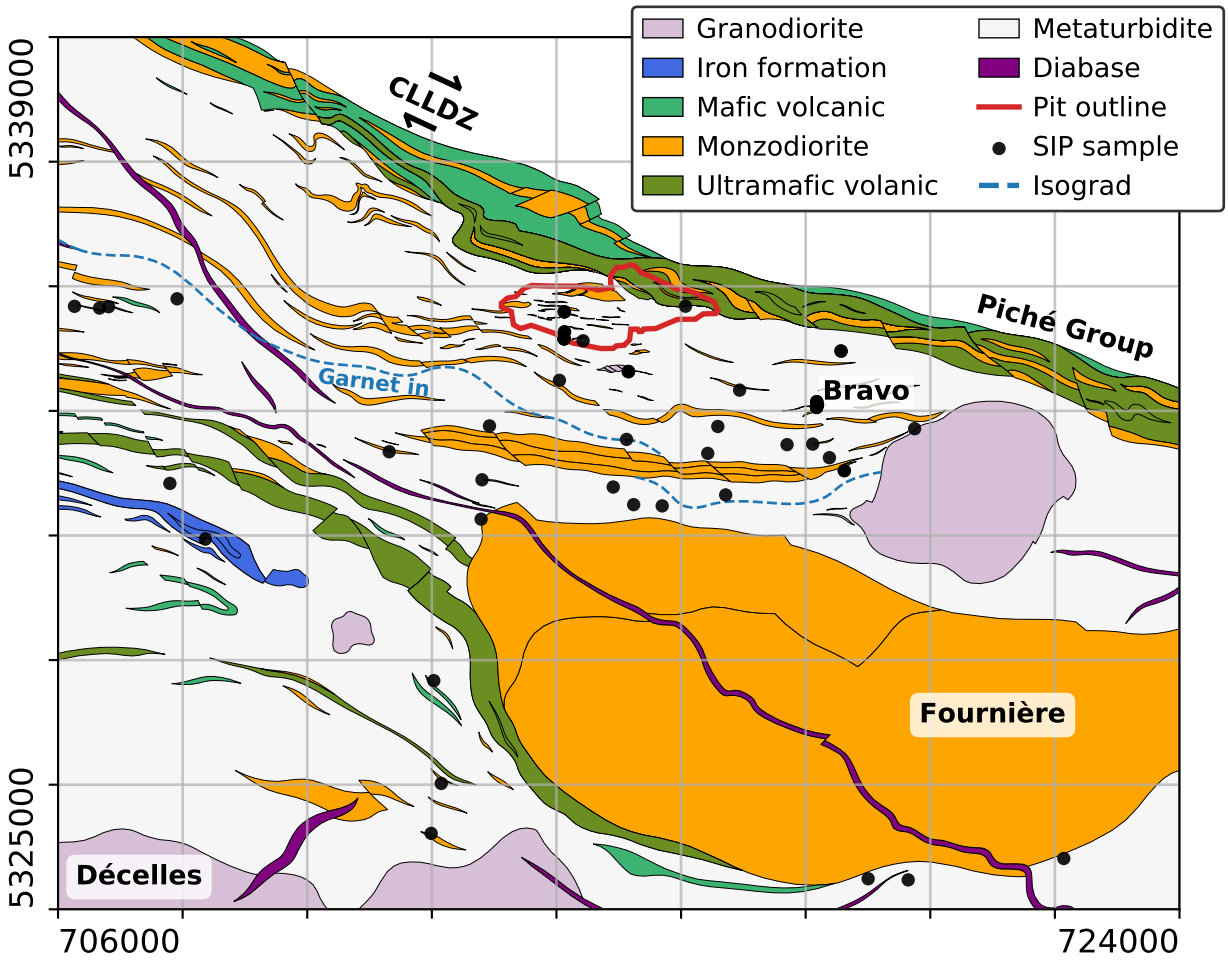


Figure 6.2 Geological features of the Pontiac Subprovince and location of the Canadian Malartic mining site (modified from Perrouty et al., 2017). The main intrusive groups (Décelles and Fournière intrusions) are identified. The locations of the samples used in this study are indicated with black dots. Geological units north of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone (CLLDZ) were not sampled. The given coordinates are those of the map corners (NAD83 UTM zone 17N).

imentary rocks although the former contain hematite and exhibit more intense silicification in the proximal zones (Derry, 1939; Gaillard et al., 2018).

The regional S_2 foliation is poorly developed in many of the zones of pervasive alteration; however in the more distally altered rocks the S_2 foliation is clearly delineated by alignment of the Mg-biotite and phengitic mica. In the pervasively altered sedimentary rocks, pyrite and rutile are the main Fe-sulfide and Fe-oxide minerals, whereas the distally and least altered rocks are characterized by the coexistence of pyrite with pyrrhotite, ilmenite, minor

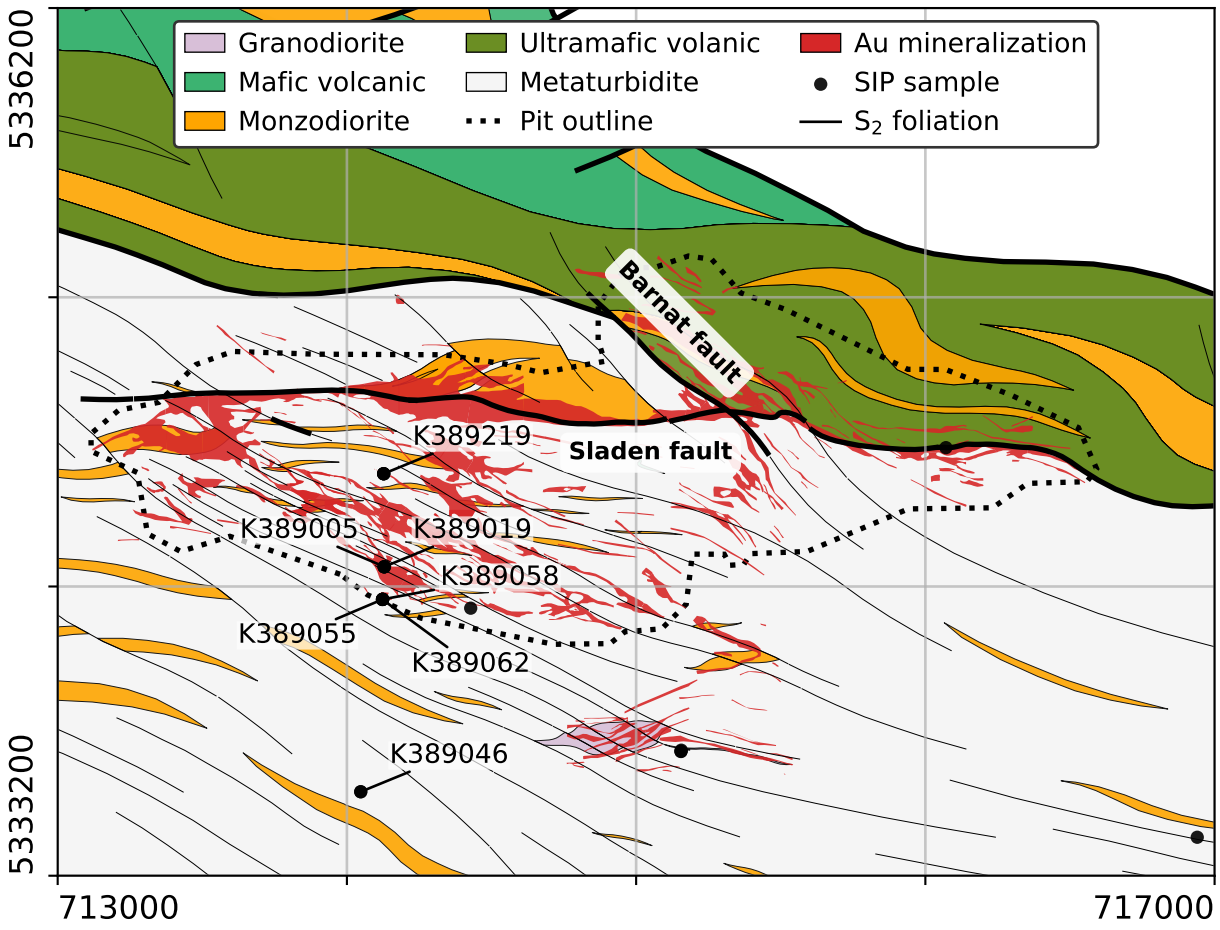


Figure 6.3 Deposit scale map of the Canadian Malartic property (modified from Perrouty et al., 2017). The locations of seven sedimentary rock samples representative of the various hydrothermal alteration types are shown by the black circles and corresponding sample numbers. Au mineralization is hosted mainly in sedimentary rocks and partly in felsic-intermediate intrusive rocks. Coordinates of the map corners are given in NAD83 UTM zone 17N.

magnetite and rare graphite. In the most altered zones ilmenite was replaced by rutile and pyrite (Helt et al., 2014). The ratio between pyrrhotite and pyrite abundances increases towards the southern part of the property where the metamorphic grade is higher (garnet isograd shown in Figure 6.2).

6.3 Methods and materials

Field work and sampling at the Canadian Malartic mine took place during the summers of 2013 to 2016. Most samples that were collected consist of 4.76 cm diameter split or full cores with an average length of 9.98 cm (2.73 cm standard deviation). Selected core samples were visually homogeneous at the macroscopic scale and contained minimal amounts of quartz veins. Other samples include decimetre-scale blocks that were collected from outcrops. SIP measurements were conducted on a subset of 132 samples. In this paper only the SIP signatures of sedimentary rocks are characterized (70 samples). The locations of sedimentary rock samples analyzed with the SIP method are shown in Figure 6.2 and Figure 6.3. It should be noted that several samples have overlapping easting and northing coordinates but different elevations (depths relative to the drill collar).

6.3.1 Mineral liberation analysis

Polished thin sections (PTS) of 24 rock samples were prepared. The quantitative mineralogy of 7 samples representative of least altered, distally altered and proximally altered sedimentary rocks was obtained using the Mineral Liberation Analysis (MLA) system at Queen's University in Kingston, Ontario. For these samples the full mineralogical identification and proportions were determined. The MLA procedure first involves backscattered electron imaging in order to measure the average atomic number of grains. This allows the discrimination between mineral grains and identification of their boundaries. The X-ray emission spectra of individual grains are then collected through energy dispersive spectrometry and are matched to a library of known mineral spectra. This procedure allows systematic and automated quantitative description of the shapes, sizes, abundances and associations of the various mineral grains present in a rock sample. Optical microscopy was used to qualitatively characterize the main sulfide mineral phases of the remaining rock samples.

6.3.2 Whole-rock lithogeochemistry

All rock samples collected for this study were analyzed for sulfur and carbon ($\pm$0.005 %) using the LECO inductive combustion method with infrared detection technique at the SGS laboratory in Burnaby, British Columbia. Major element abundances were measured by Actlabs, Ontario, using fusion wavelength-dispersive X-ray fluorescence (XRF) spectrometry on lithium metaborate-tetraborate fused glass. Gold contents ($\pm$0.001 ppm) and K contents ($\pm$0.01 %) were determined using inductively coupled plasma - mass spectrometry (ICP-MS) on aqua regia dissolved samples at the ALS Minerals laboratory in Vancouver, British

Columbia.

6.3.3 Rock physical properties measurements

Laboratory petrophysical measurements of magnetic susceptibility, density and porosity were conducted at the Geological Survey of Canada Paleomagnetism and Petrophysics Laboratory in Sidney, British Columbia. Measurements were repeated at the Applied Geophysics Laboratory of Polytechnique Montréal, Québec to ensure data quality control. The values reported in this paper were averaged from the data obtained at both laboratories and the uncertainty on the measurement corresponds to the standard deviation between repetitions. Details about the specific measurement methods and integration of rock physical properties and mineralogical attributes are described in Bérubé et al. (2018).

6.3.4 Laboratory SIP measurements

The SIP-Fuchs-III instrument of Radic Research, Germany, was used to perform both laboratory and field SIP measurements. The employed frequency range covers 21 logarithmically-spaced frequencies from 11 mHz to 20 kHz in the laboratory and 19 frequencies from 45 mHz to 20 kHz in the field. Prior to laboratory measurements the rock samples were saturated in water for 48 hours. During this period the samples and container were vibrated to facilitate the escape of air bubbles from the rock. In this study all rock samples were saturated in the same container using the same electrolyte to avoid any variations in the SIP response due to changes in the salinity of the saturating fluid (e.g., Niu et al., 2016). The major ions and conductivity of the electrolyte at 25 °C are given in the appendix (Table 6.A.1). Moreover, the effect of temperature on the SIP response (Binley et al., 2010; Bairlein et al., 2016) was considered negligible in our controlled laboratory environment.

Following the recommendations of Zisser et al. (2010), rock samples were wrapped in a paraffin wax layer, leaving the two opposite faces of the core samples exposed. These faces were protected against any contamination by the paraffin wax using a thin nitrile rubber layer. The saturated samples were placed in a sample holder (Figure 6.4), which was filled with the same electrolyte that was used to saturate the rocks. The purpose of the sample holder is to maintain a constant saturation of the sample during measurements, to reduce the contact impedance between resistive samples and the electrodes, and to constrain the current pathway to the rock sample (paraffin has near infinite resistivity). Ag-AgCl electrodes (P_1 and P_2) were used to measure the potential on each side of the sample and copper electrodes (C_1 and C_2) were used to circulate the current from one cell to the other. The distance between current electrodes and sample was sufficient to allow a uniform current density at

the potential electrodes.

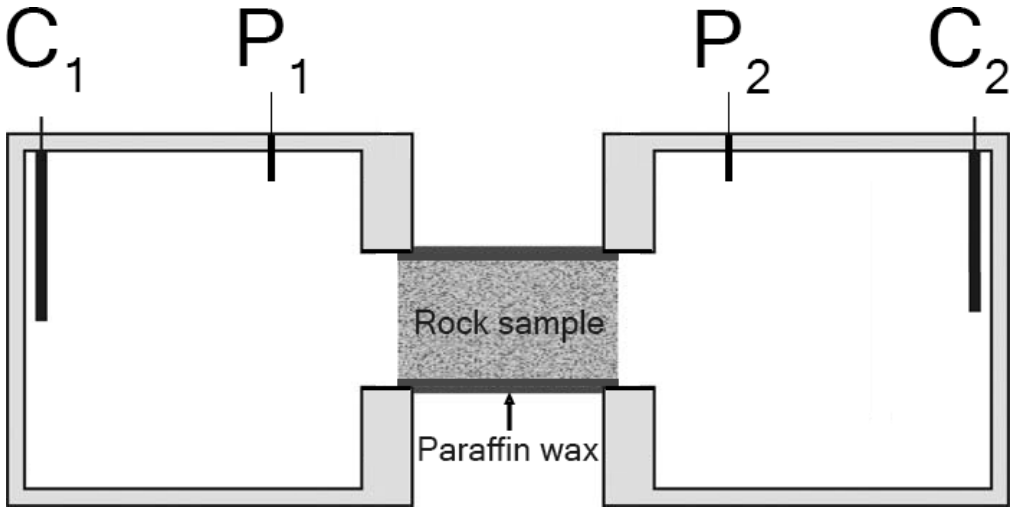


Figure 6.4 Schematic view of the sample holder used for laboratory SIP measurements. Modified from Zisser et al. (2010).

Laboratory measurements were conducted in decreasing frequency order after the sample holder had reached mechanical equilibrium (see 6.A). Three cycles were repeated at each frequency to obtain a first estimation of the phase shift and amplitude uncertainties. As an additional quality control measure, the spectra of each rock sample was acquired first using the normal electrode configuration (Figure 6.4) and then using the reciprocal electrode configuration (replacing C_1 by P_1 and C_2 by P_2). Further details on SIP data quality control and estimating the uncertainty are given in 6.A.

SIP measurements conducted in the field used Wenner arrays with a one metre electrode spacing. Disk-shaped stainless steel electrodes were used as both current and potential electrodes. A conductive putty was used to ensure that the contact resistance between the outcrop and electrodes was below 20 $k\Omega\,m$. Electromagnetic coupling in the cables was minimized using optical fibre cables of the SIP-Fuchs-III instrument and by employing a rectangular cable layout as suggested by Schmutz et al. (2014). Values at each frequency were stacked three times and the measurements were repeated using the reciprocal electrode configuration, similarly to the laboratory measurements protocol described previously (also see 6.A).

6.3.5 Bayesian Debye decomposition of SIP data

It was first suggested by Morgan & Lesmes (1994) that dispersive electromagnetic properties can be represented by a superposition of relaxation terms. All SIP spectra measured during this study were inverted using a Debye decomposition approach (e.g., Nordsiek & Weller,

2008). The complex resistivity measured in the frequency domain ($\rho^*(\omega)$) may be described by

$$\rho^*(\omega) = \rho_0 \left(1 - \sum_{k=1}^{N} m_k \left(1 - \frac{1}{1 + i\omega\tau_k}\right)\right), \tag{6.3}$$

where ρ_0 is the direct current (DC) resistivity parameter, and m_k and τ_k are respectively the chargeability and characteristic relaxation time values of the N superimposed Debye relaxations. The N values of m_k expressed as a function of their respective τ_k values form the Debye RTD. In this study, $N = 50$ relaxation terms were used. The integrating parameters proposed by Nordsiek & Weller (2008), namely the mean relaxation time ($\bar{\tau}$), the total chargeability (Σm) and the uniformity parameter (U_τ) were computed from the RTD. Another feature of the RTD is the relaxation time at which half the chargeability is accumulated (τ_{50}). Local extrema (peaks) in the RTD were characterized by their τ_p and m_p values.

The stochastic approach for Debye decomposition uses a Markov Chain Monte Carlo (MCMC) simulation process. The Bayesian framework on which our approach is based was first suggested by Ghorbani et al. (2007) and the polynomial approximation for the RTD was originally proposed by Keery et al. (2012). The adaptive algorithm that was used in this study is described in detail in Bérubé et al. (2017b). Its main advantages over deterministic methods (e.g., Nordsiek & Weller, 2008; Weigand & Kemna, 2016) are that it allows propagation of data uncertainty onto the fitted model and that it is not as sensitive to starting values as most deterministic approaches. Figure 6.5 shows an example of MCMC Debye decomposition fitting of noisy SIP data, along with the extracted RTD features and their respective 95% highest posterior density (HPD) intervals. For comparison purposes, Figures 6.5C-D also show the deterministic solution obtained with the deterministic Debye decomposition code of Weigand & Kemna (2016), using the default normalization and regularization parameters.

A fourth-order polynomial approximation for the RTD (see Keery et al., 2012; Bérubé et al., 2017b) was used to invert the SIP data of all samples in this study. The polynomial coefficients describing the RTD of 132 rock samples and their corresponding ρ' and ρ'' misfit values are given in Table 6.B.1. These results can be used as prior distributions in future Bayesian inversions of SIP data collected on similar rock samples. The new information contained in Table 6.B.1 helps to narrow down the wide range of possible values originally given by Keery et al. (2012), therefore considerably reducing the required number of iterations to perform each inversion.

The use of multiple Cole-Cole models to fit complex resistivity spectra (e.g., Chen et al., 2008) was avoided because rocks from the Canadian Malartic deposit commonly exhibit a

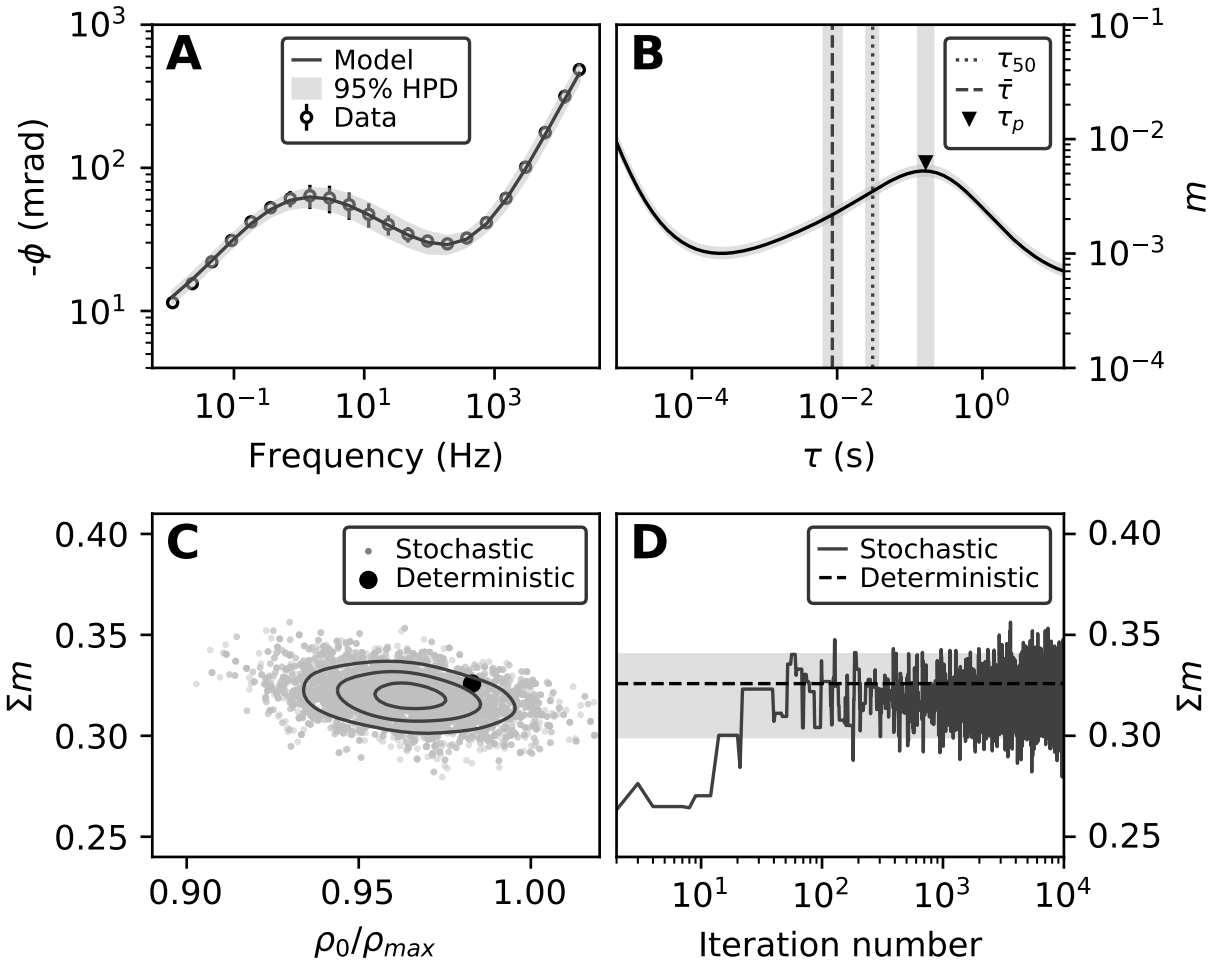


Figure 6.5 An example of Bayesian inversion of spectral induced polarization data with small error bars in the 1 Hz to 100 Hz range. Data errors are obtained by stacking the spectra measured with normal and reciprocal electrode configurations. The shaded areas surrounding the features represent their 95% highest posterior density (HPD). A. Debye decomposition fit to the data and its uncertainty. B. Chargeability (m) as a function of relaxation time (τ) forms the relaxation time distribution. C. Deterministic solution and bivariate posterior density of the total chargeability (Σm) and normalized DC resistivity (ρ_0/ρ_{max}) parameters. D. Deterministic solution and trace of Σm during the stochastic simulation.

partially defined high-frequency response. This lead to an unstable or non-unique solution (see Bérubé et al., 2017b). The open-source software used to process SIP data is maintained at `https://github.com/clberube/bisip`.

6.4 Description of the samples

This section presents the results of the MLA procedure for various hydrothermal alteration intensities of sedimentary rocks within the Canadian Malartic deposit. This information is subsequently used to interpret both the raw and inverted SIP data measured on the rock samples. The MLA results for sedimentary rocks summarized below are reported in Figure 6.6, Table 6.1 and Table 6.2. The mineral abundances (Table 6.1) are reported in the percentage of the area occupied by the minerals in relation to the total PTS area. A statistical estimate of the average abundance and its uncertainty was obtained by bootstrap sampling of 322 to 398 different MLA pictures (each 1.6 mm × 1.6 mm). The metallic grain associations (Table 6.2) correspond to the length of the metallic grain interfaces with each host mineral divided by the total perimeter of all metallic grains on the PTS. This value is expressed in interface percentage (int%). The mineral abbreviations used in this paper are given in Table 6.1.

6.4.1 Least altered samples

6.4.1.1 Sample K389046

This unaltered greywacke (Figure 6.6A) is composed mainly of quartz (56 ± 2 %), micas (13.2 ± 0.6 % Bt, 11.4 ± 0.7 % Ms, 3.2 ± 0.2 % Chl) and plagioclase (9.0 ± 0.9 % An, 4.4 ± 0.7 % Ab) oriented along a well-defined S_2 foliation. Sulfide minerals are rare and include pyrite (0.17 ± 0.04 %) and pyrrhotite (0.04 ± 0.01 %). Ilmenite (0.02 ± 0.01 %) and rutile (0.02 ± 0.01 %) are the main oxide minerals. Metallic minerals are mainly hosted at the contact between carbonate (46.4 ± 0.8 int%), phyllosilicate (Bt-Chl-Ms, 30.1 ± 0.9 int%), and silicate (Qz-Kfs, 18.1 ± 0.6 int%) minerals (Table 6.2).

6.4.1.2 Sample K389058

This least altered greywacke (Figure 6.6B) sample is composed mainly of quartz (55 ± 2 %), plagioclase (21 ± 2 % Ab, 3.2 ± 0.8 % An), and micas (17.6 ± 0.8 % Bt, 0.33 ± 0.02 % Ms, 0.13 ± 0.03 % Chl). Pyrite is the main sulfide mineral (0.19 ± 0.02 % Py). Other metallic grains including ilmenite, rutile, magnetite and chalcopyrite are present in trace abundances. Pyrite is parallel to the S_2 foliation and in contact with quartz (51 ± 2 int%), biotite (20 ± 1 int%), albite (16 ± 1 int%) and adjacent pyrite grains (4.3 ± 0.6 int%).

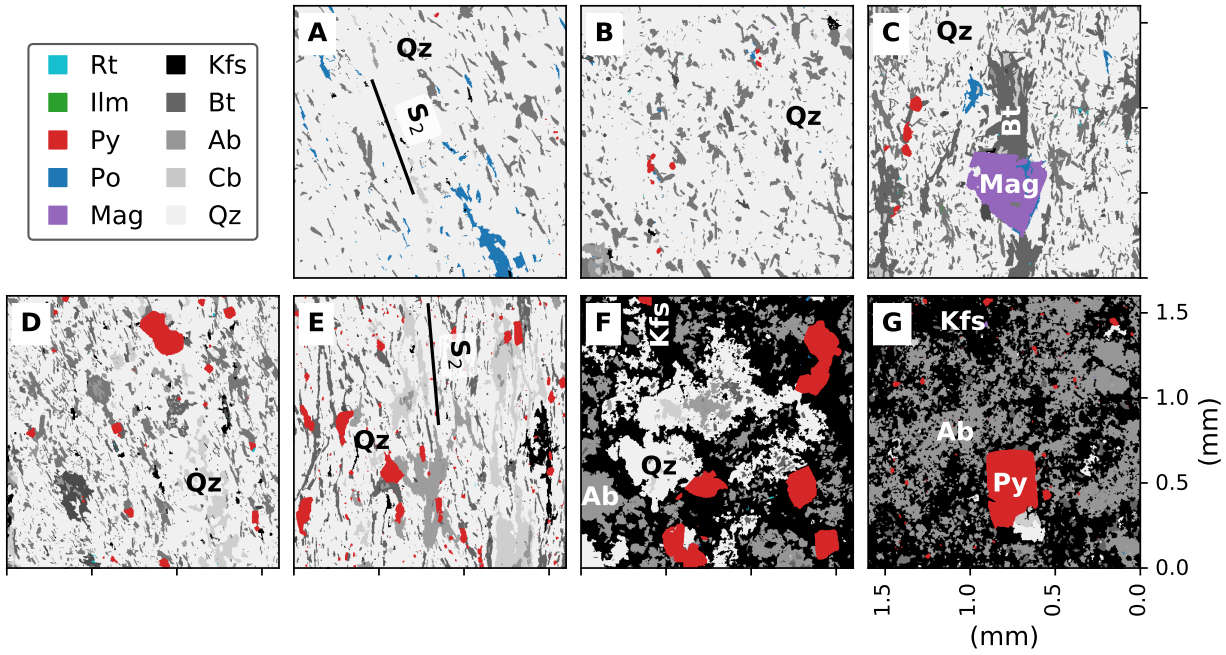


Figure 6.6 Examples of processed mineral liberation analysis images obtained for least altered sedimentary rock samples K389046 (A), K389058 (B), and K389062 (C), distally altered samples K389005 (D) and K389055 (E), and proximally altered samples K389019 (F) and K389219 (G). The S_2 foliation is prominent in least to distally altered greywackes (A, E). Pyrite, pyrrhotite and magnetite occur at the contacts between the quartz matrix and biotite, carbonate, and plagioclase grains in least altered samples (A, B, C). Pyrite, biotite, K-feldspar, albite, carbonate are observed in distally altered rocks (D, E). Samples from the proximal zones were pervasively altered to albite, K-feldspar and pyrite, and do not exhibit the S_2 foliation (F, G). Up to 396 similar images were processed for each sample to allow statistical analysis of the modal mineralogy.

6.4.1.3 Sample K389062

This least altered greywacke (Figure 6.6C) is composed of quartz (68 ± 2 %), micas (19.0 ± 0.8 % Bt, 1.0 ± 0.1 % Chl, 0.16 ± 0.06 % Ms) and plagioclase (6 ± 1 % Ab, 3.2 ± 0.8 % An). Pyrite (0.36 ± 0.05 %) in this sample is aligned with the S_2 foliation and traces of pyrrhotite are present. Submillimetre-size magnetite (0.7 ± 0.1 %) and ilmenite (0.12 ± 0.01 %) constitute the main oxide minerals. Semiconductor grains are observed mainly at the contacts between quartz (41 ± 2 int%), biotite (19 ± 1 int%), pyrite (17 ± 2 int%), and K-feldspar (6.7 ± 0.9 int%).

Table 6.1 Mineral abbreviations (after Whitney & Evans, 2010) and modal mineralogy of least altered, distally altered, and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic gold deposit. The mean abundance value and its uncertainty (the standard deviation) for each mineral are computed by bootstrap sampling from a large number of 1.6 mm × 1.6 mm images (N_{images}) of polished thin sections. Albite and anorthite are end member proportions of total plagioclase. Values smaller than 0.01 % are not reported.

		Least altered			**Distally altered**		**Proximally altered**	
Mineral (%)		K389046	K389058	K389062	K389005	K389055	K389019	K389219
Albite	Ab	4.5 ± 0.5	22 ± 1	6.2 ± 0.9	19 ± 1	50 ± 1	33 ± 2	29.9 ± 0.8
Anorthite	An	9.3 ± 0.8	3.6 ± 0.6	3.1 ± 0.7	0.6 ± 0.2	0.06 ± 0.01	0.06 ± 0.01	1.4 ± 0.2
Apatite	Ap	0.23 ± 0.01	0.18 ± 0.01	0.24 ± 0.02	0.23 ± 0.01	0.39 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.5 ± 0.1
Biotite	Bt	13.2 ± 0.6	17.3 ± 0.9	18.5 ± 0.9	18.8 ± 0.9	14.7 ± 0.4	10.1 ± 0.3	11.9 ± 0.4
Carbonate	Cb	1.1 ± 0.2	1.1 ± 0.1	0.5 ± 0.1	3.5 ± 0.3	17.3 ± 0.8	6.8 ± 0.9	2.4 ± 0.5
Chlorite	Chl	3.2 ± 0.1	0.14 ± 0.03	1.01 ± 0.09	0.01 ± 0.01	0.07 ± 0.01	2.6 ± 0.4	0.32 ± 0.02
Hornblende	Hbl	0.11 ± 0.03	0.06 ± 0.01	0.21 ± 0.06	0.04 ± 0.01	0.49 ± 0.09	1.4 ± 0.2	0.10 ± 0.02
Ilmenite	Ilm	0.02 ± 0.01	-	0.11 ± 0.01	-	-	-	-
K-feldspar	Kfs	0.77 ± 0.03	0.09 ± 0.01	0.37 ± 0.06	4.2 ± 0.2	0.9 ± 0.2	14 ± 1	46 ± 1
Magnetite	Mag	-	-	0.7 ± 0.1	-	-	-	-
Muscovite	Ms	11.9 ± 0.8	0.32 ± 0.02	0.13 ± 0.06	0.87 ± 0.04	-	-	1.5 ± 0.1
Pyrite	Py	0.18 ± 0.06	0.19 ± 0.02	0.36 ± 0.04	0.9 ± 0.2	3.6 ± 0.1	2.7 ± 0.1	1.7 ± 0.2
Pyrrhotite	Po	0.04 ± 0.01	-	-	-	-	-	-
Quartz	Qz	55 ± 1	55 ± 1	68 ± 1	51 ± 2	12 ± 1	30 ± 2	4.1 ± 0.5
Rutile	Rt	0.02 ± 0.01	-	-	-	0.10 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.03 ± 0.01
Total		99 ± 4	100 ± 4	100 ± 4	100 ± 5	100 ± 4	100 ± 7	100 ± 4
$\boldsymbol{N_{images}}$		349	396	322	376	334	363	338

6.4.2 Distally altered samples

6.4.2.1 Sample K389005

In comparison with least altered rocks, this distally altered greywacke (Figure 6.6D) has slightly lower abundances of quartz (51 ± 2 %) and anorthite (0.6 ± 0.2 %), and higher abundances of albite (19 ± 1 %), K-feldspar (4.2 ± 0.2 %), carbonate minerals (3.5 ± 0.3 %), and pyrite (0.9 ± 0.2 %). Micas include biotite (18.8 ± 0.7 %) and muscovite (0.86 ± 0.03 %). Pyrite is aligned with the S_2 foliation and is the only significant metallic grain species. Pyrite is observed mainly at contact between biotite (33.0 ± 0.8 int%), quartz (31.2 ± 0.9 int%), albite (16.4 ± 0.7 int%) and K-feldspar (8.4 ± 0.4 int%).

Table 6.2 Fraction of semiconductor grain interfaces (int%) with various host minerals in least altered, distally altered, and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic gold deposit. The total number of semiconductor grains (N_{SC}) observed on the polished thin section area varied from 659 (least altered sample K389062) to 29 644 (distally altered sample K389055).

Semiconductor	**Least altered**			**Distally altered**		**Proximally altered**	
association (int%)	K389046	K389058	K389062	K389005	K389055	K389019	K389219
Albite	1.1 ± 0.1	16 ± 1	4.5 ± 0.6	16.4 ± 0.7	55.9 ± 0.4	28.8 ± 0.4	23.9 ± 0.7
Anorthite	1.2 ± 0.1	2.6 ± 0.5	2.9 ± 0.5	1.2 ± 0.1	-	0.10 ± 0.02	0.56 ± 0.08
Biotite	7.2 ± 0.3	20 ± 1	19 ± 1	33.0 ± 0.8	18.2 ± 0.2	14.6 ± 0.2	10.0 ± 0.4
Carbonate	46.4 ± 0.8	1.1 ± 0.3	1.4 ± 0.4	1.8 ± 0.2	11.1 ± 0.2	5.7 ± 0.2	2.0 ± 0.2
Chlorite	1.8 ± 0.1	0.7 ± 0.1	3.7 ± 0.5	0.56 ± 0.09	0.14 ± 0.01	2.9 ± 0.1	0.47 ± 0.08
Ilmenite	-	-	0.17 ± 0.08	-	-	-	-
K-feldspar	4.1 ± 0.2	0.7 ± 0.1	6.7 ± 0.9	8.4 ± 0.4	1.10 ± 0.04	19.7 ± 0.3	53 ± 1
Magnetite	-	-	-	-	-	-	0.08 ± 0.04
Muscovite	21.1 ± 0.5	0.32 ± 0.09	0.11 ± 0.06	0.64 ± 0.09	-	-	0.9 ± 0.1
Pyrite	1.6 ± 0.2	4.3 ± 0.6	17 ± 2	2.3 ± 0.3	0.44 ± 0.03	0.22 ± 0.04	1.9 ± 0.2
Pyrrhotite	0.31 ± 0.05	0.37 ± 0.09	0.2 ± 0.1	0.18 ± 0.05	-	-	0.12 ± 0.04
Quartz	14.0 ± 0.4	51 ± 2	41 ± 2	31.2 ± 0.9	11.2 ± 0.2	25.8 ± 0.4	5.4 ± 0.4
Total	100 ± 1	100 ± 3	100 ± 4	100 ± 2	100 ± 1	100 ± 1	100 ± 2
$\boldsymbol{N_{SC}}$	5966	864	659	2530	29 644	11 934	3208

6.4.2.2 Sample K389055

This distally altered sedimentary rock (Figure 6.6E) is characterized by higher abundances of albite (50 ± 1 %), carbonate minerals (17 ± 1 %) and pyrite (3.6 ± 0.1 %), and lower abundances of quartz (13 ± 1 %) and anorthite (0.07 ± 0.01 %) compared to least altered rocks. Micas include biotite (14.4 ± 0.5 %) and chlorite (0.08 ± 0.01 %). Pyrite is aligned with a well-defined S_2 foliation and rutile (0.10 ± 0.01 %) is the main oxide mineral. In this rock sample semiconductors are present mainly at contacts between albite (55.9 ± 0.4 int%), biotite (18.2 ± 0.2 int%), quartz (11.2 ± 0.2 int%), and carbonate minerals (11.1 ± 0.2 int%).

6.4.3 Proximally altered samples

6.4.3.1 Sample K389019

This proximally altered sedimentary rock sample (Figure 6.6F) is composed of albite (33 ± 2 %), quartz (30 ± 2 %), K-feldspar (13.6 ± 0.8 %), biotite (9.8 ± 0.5 %), carbonate (6.8 ± 0.9 %), pyrite (2.8 ± 0.1 %) and chlorite (2.7 ± 0.5 %). K-feldspar, albite, pyrite grains and biotite-phlogopite laths have a random orientation. Pyrite occurs as grains up to 700 µm (averaging 17 µm), which is coarser than pyrite in the least and distally altered samples. Rutile is the main oxide mineral (0.07 ± 0.01 %). Metallic grains are encapsulated in albite (28.8 ± 0.4 int%), quartz (25.8 ± 0.4 int%) and K-feldspar (19.7 ± 0.3 int%) crystals (see Figure 6.6F). Semiconductors are more rarely present in contact with biotite (14.6 ± 0.2 int%) and quartz (11.2 ± 0.2 int%) grains.

6.4.3.2 Sample K389219

This proximally altered sedimentary rock sample (Figure 6.6G) contains abundant K-feldspar (45 ± 1 %) and albite (30 ± 1 %) but the contents of biotite (12.1 ± 0.4 %) and quartz (4.2 ± 0.6 %) are lower than in least altered and distally altered rock samples. Micas include biotite (12.1 ± 0.4 %), muscovite (1.5 ± 0.1 %) and chlorite (0.31 ± 0.02 %). Carbonate minerals (2.6 ± 0.6 %) and pyrite (1.8 ± 0.2 %) are also present. Rutile is the main oxide mineral (0.03 ± 0.01 %). In this sample there is no preferential orientation of the minerals. Metallic grains are encapsulated in K-feldspar (53 ± 1 int%) and albite (23.9 ± 0.7 int%) grains (see Figure 6.6G), and more rarely present at the contact between biotite (10.0 ± 0.4 int%) and quartz (5.4 ± 0.4 int%) grains.

6.5 Spectral induced polarization signatures

Figure 6.7 shows a comparison between the real and imaginary parts of the complex resistivity spectra measured on the various sedimentary rock with different alteration intensities, as described in detail in Section 6.4. Three least altered greywackes (K389046, K389058, K389062) are compared with two distally altered (K398005, K389055) and two proximally altered sedimentary rocks (K398019, K389219).

6.5.1 Complex resistivity of least altered rocks

Least altered sedimentary rocks, which feature relatively low abundances of pyrite (Table 6.1) and a strongly developed foliation defined by mica and carbonate (Figure 6.6) produced a

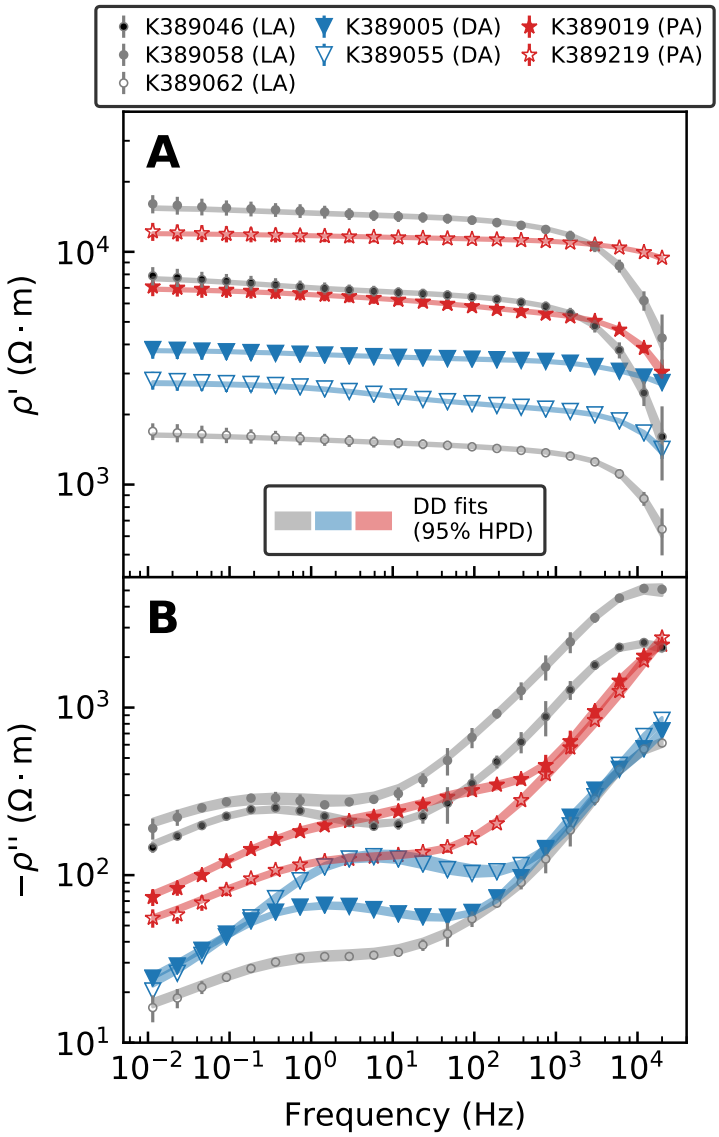


Figure 6.7 Spectral induced polarization signatures of three least altered (LA), two distally altered (DA) and two proximally altered (PA) sedimentary rocks. A. The real part of resistivity (ρ') measured in the 11 mHz to 20 kHz range. B. The imaginary part of resistivity (ρ'') measured in the same range. The shaded areas represent the Debye decomposition (DD) fit and its 95% highest posterior density (HPD) interval.

well-defined local maximum in the 0.1 to 1 Hz range of the imaginary part of complex resistivity (Figure 6.7). Peaks in the 10 kHz to 20 kHz range of spectra are also common to these rocks. The DC resistivity of least altered rocks varied greatly, from $1656 \pm 10\ \Omega\,\mathrm{m}$ (K389062, 0.17 ± 0.05 % porosity) to $15\,739 \pm 105\ \Omega\,\mathrm{m}$ (K389058, 0.07 ± 0.05 % porosity). Variations in the modal mineralogy (mainly quartz and plagioclase abundances) do not correlate with

the measured resistivity. However, we note that ilmenite, magnetite and pyrite are more abundant in sample K389062, and that this rock is the least resistive.

6.5.2 Complex resistivity of distally altered rocks

Distally altered sedimentary rocks are characterized by a well-developed S_2 foliation and predominant pyrite, biotite and albite alteration. These rocks produced well-defined local maxima in the 1 to 10 Hz range of the imaginary part of complex resistivity (Figure 6.7). In comparison with least altered rocks, distally altered rocks exhibit a higher frequency dependence (relative height of the local peak) in the frequency range where the imaginary part of resistivity peak occurs. More importantly, their local maximum value is shifted toward higher frequencies. Distally altered rocks are characterized by relatively low DC resistivity. Sample K389005 yielded the highest resistivity with $3796 \pm 18\ \Omega\,\mathrm{m}$ (0.17 ± 0.02 % porosity) and sample K389055 had a resistivity of $2759 \pm 13\ \Omega\,\mathrm{m}$ (0.3 ± 0.1 % porosity). Pyrite is more abundant in these foliated altered rocks, and these were relatively conductive when compared to other alteration types. However, there is little to no interconnectivity of the pyrite grains that could explain this diminution of DC resistivity, as shown in Figure 6.6. The electrical resistivity of distally altered samples was not dependent on modal mineralogy but rather dependent on interconnected porosity or foliation.

6.5.3 Complex resistivity of proximally altered rocks

Proximally altered sedimentary rocks have common textural attributes: (1) the foliation plan is not developed (2) large hydrothermal pyrite grains are encapsulated by feldspar grains, as shown in Figure 6.6. These pervasively altered rocks produce a monotonic decreasing response in the imaginary part of resistivity (Figure 6.7). Although no clear local maxima are observed in the low-frequency range for these samples, significant values of phase shift are measured (> 10 mrad). It can be inferred from the spectra shown in Figure 6.7B that the low-frequency peaks observed on least and distally altered rocks have shifted toward the higher frequencies and overlap with the high-frequency (> 100 Hz) response that is common to all rocks. The DC resistivity of proximally altered rocks is relatively high when compared to other alteration types. Sample K389019 is characterized by a DC resistivity of 7014 ± 40 $\Omega\,\mathrm{m}$ (0.24 ± 0.09 % porosity) and sample K389219, which contains up to 45 ± 1 % K-feldspar, yielded a resistivity of $12\,055 \pm 58\ \Omega\,\mathrm{m}$ (0.17 ± 0.01 % porosity).

6.6 Textural and mineralogical controls on RTD parameters

The results presented in Section 6.4 and Section 6.5 show that the various sedimentary rock alteration types produce contrasting SIP spectra. A common approach to reduce the dimensionality of SIP data in order to integrate the signatures of different samples is to invert the raw SIP into a corresponding RTD. From that, integrating parameters that describe the RTD are computed. Table 6.3 summarizes the physical properties and RTD parameters of the previously described sedimentary rocks from the Canadian Malartic deposit. Chargeability is typically characteristic of the intensity of the rock polarization and therefore of its polarizable material content. Characteristic relaxation time is interpreted as being related to the nature of the polarization phenomenon and its underlying mechanisms. In this section we evaluate the textural and mineralogical controls on the RTD parameters of rocks from the Canadian Malartic deposit.

Previous experiments suggest that S_{por} is the main control on the intensity of the polarization in sand-semiconductor mixtures (e.g., Slater et al., 2006). Observations reported in the SIP literature indicate that there should exist a strong linear relationship between the surface of contact between metallic grains and pore water. It was not possible to estimate S_{por} in the low-porosity Archean rocks of the Canadian Malartic deposit due to the small pore size. In fact, a pore network of the studied rock samples was not visible in either scanning electron microscopy of thin sections (10 nm resolution) or computerized axial tomography X-ray scans of drill cores (few hundreds µm resolution). We instead explore the relationships between RTD parameters and two quantitative textural attributes that are related to the distribution of metallic grains and their interfacial polarization in the rock: the intensity of the foliation and sulfide association with host minerals, respectively. The previous attributes control the distribution of metallic grains in the host rock and are part of the hydrothermal footprint of the Canadian Malartic because structurally complex zones are favourable to gold mineralization (Perrouty et al., 2017), and textural attributes of sulfides and micas can be used to vector toward the core of the deposit (Gaillard et al., 2018).

Table 6.3 General description and summary of the rock physical properties, spectral induced polarization parameters, and geochemical, mineralogical and textural attributes of seven samples representative of least altered, distally altered and proximally altered sedimentary rocks of the Canadian Malartic deposit. NAD83 UTM zone 17N coordinates.

		Least altered			**Distally altered**		**Proximally altered**	
Property	Unit	K389046	K389058	K389062	K389005	K389055	K389019	K389219
Easting	(m)	714 047	714 123	714 122	714 129	714 123	714 128	714 127
Northing	(m)	5 333 490	5 334 155	5 334 155	5 334 268	5 334 155	5 334 268	5 334 589
Elevation	(m)	183	286	274	313	289	265	0
Au	(ppm)	0.007 ± 0.001	0.153 ± 0.001	0.009 ± 0.001	0.472 ± 0.001	1.520 ± 0.001	1.970 ± 0.001	4.090 ± 0.001
S	(%)	0.310 ± 0.005	0.124 ± 0.005	0.533 ± 0.005	0.479 ± 0.005	3.720 ± 0.005	2.280 ± 0.005	1.910 ± 0.005
C	(%)	0.201 ± 0.005	0.139 ± 0.005	0.053 ± 0.005	0.308 ± 0.005	1.560 ± 0.005	0.639 ± 0.005	0.280 ± 0.005
S_2 intensity	(rad^{-2})	1.97	1.63	2.05	2.29	3.31	1.31	1.21
Porosity	(%)	0.2 ± 0.1	0.07 ± 0.05	0.17 ± 0.05	0.17 ± 0.02	0.3 ± 0.1	0.24 ± 0.09	0.17 ± 0.01
Mag. susc.	(10^{-3} SI)	0.20 ± 0.04	0.6 ± 0.4	19 ± 2	0.23 ± 0.07	0.18 ± 0.05	0.17 ± 0.04	0.19 ± 0.02
Density	(g/cm^3)	2.748 ± 0.006	2.744 ± 0.001	2.764 ± 0.001	2.764 ± 0.008	2.828 ± 0.006	2.769 ± 0.007	2.76 ± 0.03
$\boldsymbol{\rho_0}$	(10^3 Ω·m)	7.86 ± 0.07	15.7 ± 0.2	1.66 ± 0.02	3.80 ± 0.02	2.76 ± 0.02	7.01 ± 0.05	12.05 ± 0.06
$\boldsymbol{\Sigma m}$		0.63 ± 0.01	0.56 ± 0.01	0.41 ± 0.01	0.232 ± 0.005	0.369 ± 0.008	0.40 ± 0.01	0.178 ± 0.005
$\boldsymbol{U_\tau}$		9.7 ± 0.4	7.6 ± 0.7	8.5 ± 0.7	18.9 ± 1.2	388 ± 14	45.6 ± 2.7	10.8 ± 0.8
$\boldsymbol{\bar{\tau}}$	(10^{-3} s)	0.360 ± 0.004	0.212 ± 0.002	0.276 ± 0.004	0.595 ± 0.006	1.31 ± 0.02	0.68 ± 0.01	0.334 ± 0.004
$\boldsymbol{\tau_{50}}$	(10^{-4} s)	0.653 ± 0.008	0.624 ± 0.002	0.627 ± 0.005	0.898 ± 0.007	9.2 ± 0.5	1.78 ± 0.04	0.68 ± 0.01

6.6.1 Textural attributes

Figure 6.8 shows the grain orientation distributions that marks the S_2 foliation in the studied samples. The RTD and integrating parameters of the studied rock samples are also shown in Figure 6.8. The intensity of the foliation of the studied samples is reported in Table 6.3. Foliation intensity is defined as the inverse of the variance (precision) of the preferred grain angle distribution on the PTS and is expressed in rad^{-2}.

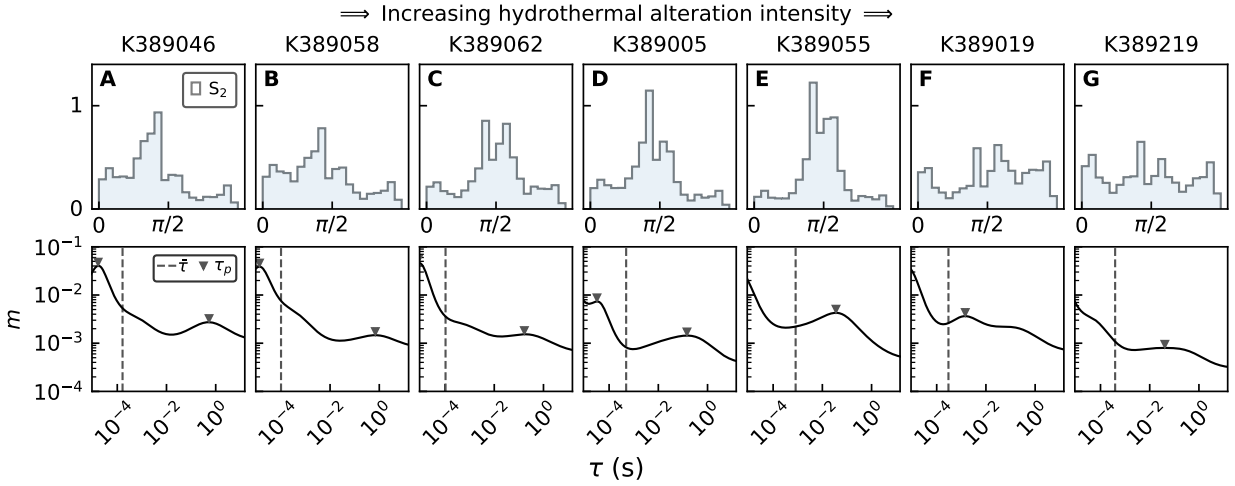


Figure 6.8 Preferred grain orientation distributions of least altered (A-C), distally altered (D-E) and proximally altered (F-G) sedimentary rock samples. The relaxation time (τ) distribution of chargeability (m) for each respective sample is shown for comparison. Peak relaxation times (τ_p) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) are drawn on the relaxation time distributions.

The grain orientation distribution of least altered sedimentary rocks is precise (represented in Figures 6.8A-C) and these rocks are characterized by moderate foliation intensity ($1.63\,\text{rad}^{-2}$ to $2.05\,\text{rad}^{-2}$). The SIP spectra from least altered sedimentary rocks featured an imaginary part of resistivity peak in the 0.1 Hz to 1 Hz range, and the Debye decomposition yielded RTD that are characterized by narrow and well-defined chargeability peaks at relatively long relaxation times: 330 ± 40 ms for K389046, 500 ± 100 ms for K389058 and 100 ± 8 ms for K389062.

Distally altered sedimentary rocks exhibit a highly precise preferred grain orientation distribution (Figure 6.8D-E) and relatively high foliation intensity (2.28 rad^{-2} to 3.31 rad^{-2}). These rocks are characterized by well-defined peaks in the 1 Hz to 10 Hz range of the complex resistivity spectra, yielding narrow and well-defined chargeability peaks at relatively short relaxation times in the RTD (97 ± 6 ms for K389005 and 28 ± 1 ms for K389055).

Mineral grains in proximally altered sedimentary rocks are randomly oriented (Figure 6.8F-G), indicating a relatively low foliation intensity ($1.21\,\mathrm{rad}^{-2}$ to $1.31\,\mathrm{rad}^{-2}$). These rocks are characterized by wide or ill-defined chargeability peaks at relatively short relaxation times: 41 ± 3 ms for K389019 and 7.8 ± 0.3 ms for K389219.

6.6.2 Sulfide association with host minerals

Least to distally altered sedimentary rocks, for which the sulfide minerals are associated with mica-carbonate foliated textures (Figure 6.6A-E) produce well-defined chargeability peaks in the RTD (Figure 6.8A-E). On the other hand, pervasively altered greywackes, for which the sulfide minerals are encapsulated in K-feldspar (Figure 6.6F-G), produce ill-defined chargeability peaks in the RTD. The fraction of sulfide interface associated with feldspar minerals (K-feldspar-albite-anorthite) to total sulfide interface is introduced to quantitatively describe encapsulation of the pyrite grains using the MLA data. A similar fraction describing the sulfide interface associated with quartz, carbonates and micas textures (micas include biotite, chlorite and muscovite) was also computed. Figure 6.9 shows that there is a systematic decrease (Pearson $r = -0.75$) in Σm with increasing sulfide-feldspar interface fraction. On the other hand, there is a positive linear relationship (Pearson $r = 0.89$) between Σm and sulfide-mica interface fraction.

The quantitative results presented in Figures 6.8 and 6.9 are in agreement with the qualitative description of the MLA images in Figure 6.6. These results lead to the conclusion that proximally altered sedimentary rocks are characterized by lower total chargeability values due to their relatively low porosity, lack of foliation and higher encapsulation of sulfides by feldspars (mainly hydrothermal K-feldspar) when compared to distal and least altered rocks. On the other hand, rock porosity, foliation intensity and sulfide association with mica-carbonate textures contribute positively to the intensity of the IP response of sedimentary rocks from the Canadian Malartic deposit.

6.6.3 Signatures of main sulfide and oxide mineral phases

There are several experimental examples in the literature (Slater et al., 2006; Gurin et al., 2013, 2015) showing that the nature and size of semiconductor grains hosted in saturated insulating sands acts as a control on the relaxation time at which the polarization phenomenon occurs (for Cole-Cole type models) or the relaxation time of the peak chargeability (τ_p, for decomposition schemes). The main sulfide and oxide minerals of 19 sedimentary rock samples were identified using an optical microscope. Figure 6.10 shows the peak relaxation time and total chargeability of these samples.

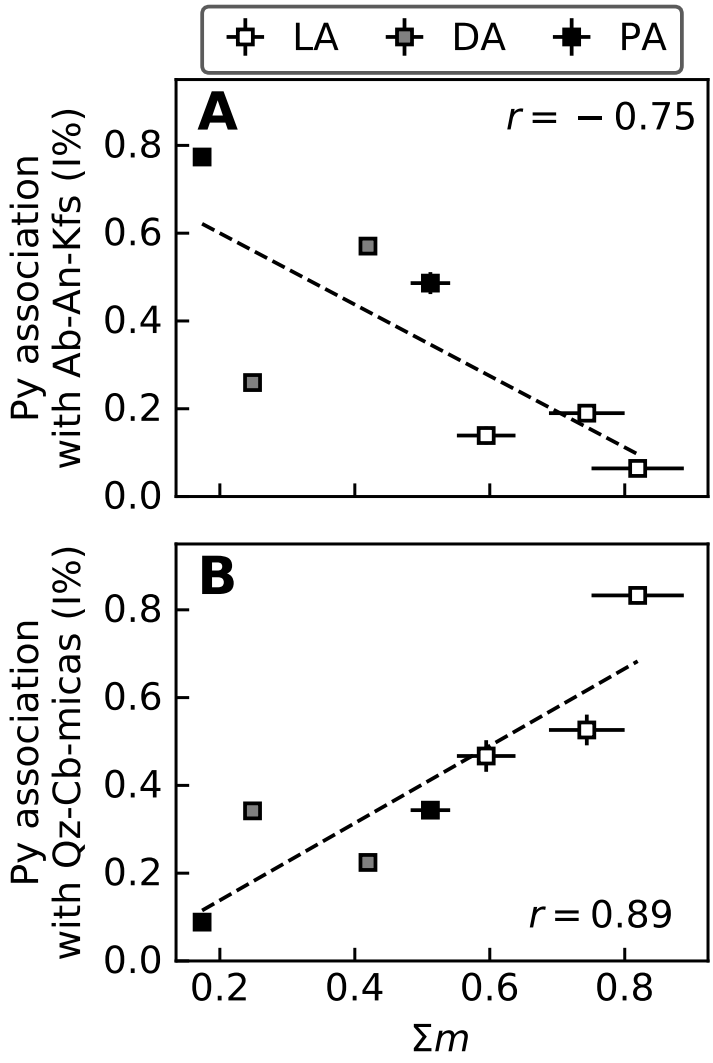


Figure 6.9 A. Negative relationship between total chargeability (Σm) and pyrite association feldspar (K-feldspar, albite, anorthite) association. B. Positive relationship between total chargeability and pyrite association with quartz, carbonates and micas. The Pearson correlation coefficients (r) are given and the dashed lines represent a simple linear regression. LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered.

Rock samples which contained mainly ilmenite, pyrrhotite and pyrite (unaltered to least altered rocks) are characterized by highly variable values of Σm that range from 0.2 to 0.8 (Table 6.3, Figure 6.10). Ilmenite-pyrite-pyrrhotite assemblages are characterized by local chargeability peaks in the 100 ms to 1000 ms range. The majority of rock samples that featured a pyrite-rutile assemblage (distally to proximally altered rocks) are characterized by chargeability peaks in the 100 ms to 400 ms range. Samples K389055 and K389219 (Table 6.3) produced chargeability peaks at 36.5 ± 0.8 ms and 41 ± 1 ms, respectively. Pyrite-rutile as-

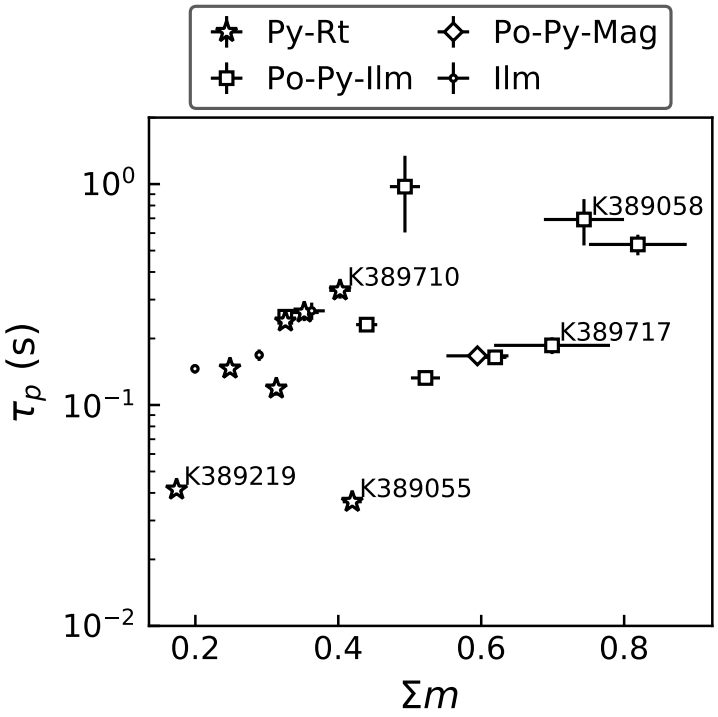


Figure 6.10 Bivariate plot showing the location of chargeability peaks in the relaxation time distribution (τ_p) and the total chargeability (Σm) parameter. The main sulfide and oxide mineral phases present in the rock are indicated by the symbols in the legend. Only the τ_p values contained in the low-frequency (< 100 Hz) response are plotted.

semblages are associated with relatively low total chargeability ($\Sigma m < 0.5$). This result is in agreement with the interpretation that increasing hydrothermal alteration intensity (which includes pyrite enrichment) is associated with decreasing chargeability at the Canadian Malartic deposit.

At first glance, Figure 6.10 indicates that rocks which contained pyrrhotite as their main sulfide phase were systematically more chargeable than rocks where pyrite is abundant. However, this coincides with the fact that prograde metamorphism in the region caused a pyrite-pyrrhotite transition to occur outside the hydrothermal alteration zones. Due to the apparent importance of textural controls on the SIP response, it is not expected that the nature of the semiconductor plays a significant role in determining the electrical properties of the bulk rock. The difference in total chargeability observed in Figure 6.10 is most likely caused by the changes in texture that accompany the pyrite in hydrothermally altered zones.

6.7 Integration at various exploration scales

6.7.1 District scale exploration

Stochastic Debye decomposition was performed on the SIP spectra of 70 Pontiac Group sedimentary rock samples collected in the Malartic District and RTD parameters were computed from the results. The locations of these samples are given in Figure 6.2. Figure 6.11 shows the spread of the Σm and $\bar{\tau}$ parameters with grayscale alteration markers: Au content (the main indicator of mineralization), S content (a proxy for distal to proximal pyrite alteration), K-feldspar content (a proxy for proximal alteration intensity) and rock porosity. Samples for which one of the properties was below the detection limit were removed from that particular subplot.

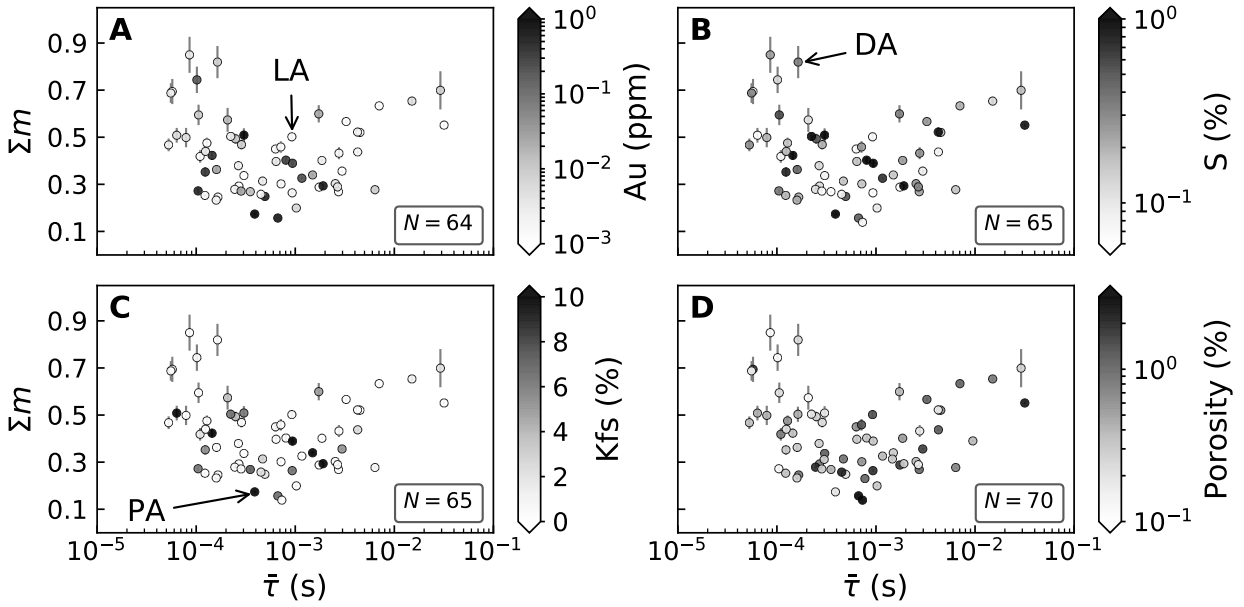


Figure 6.11 Bivariate plots of the total chargeability (Σm) and mean relaxation time ($\bar{\tau}$) parameters with grayscale representation of gold grade (A), sulfur content (B), K-feldspar content (C), and porosity (D). LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered.

Our data did not reveal a direct relationship between the Σm and $\bar{\tau}$ parameters, which describe the Debye RTD of rock samples, and Au, S, or K-feldspar content at the district scale. Unaltered to least altered barren rock samples, which have low concentrations of Au, S or K-feldspar, show high variability in total chargeability ($0.1 < \Sigma m < 0.7$, Figure 6.11A). The mean relaxation time of these rocks varied around a value of $\bar{\tau} = 1\,\text{ms}$. Distally altered sedimentary rocks, which are generally devoid of K-feldspar alteration (Figure 6.11B), produced

the highest total chargeability values measured in the Malartic District. The total chargeability of these rocks is, however, highly variable ($0.2 > \Sigma m > 0.9$). The mean relaxation time of these rocks varied around values of $\bar{\tau} = 0.1$ ms and $\bar{\tau} = 10$ ms (Figure 6.11B). Proximally altered sedimentary rocks have high concentrations of Au, S and K-feldspar enrichment (see example on Figure 6.11C), and are systematically associated with low total chargeability values ($\Sigma m < 0.5$) and relatively short relaxation times $0.1\,\text{ms} < \bar{\tau} < 2\,\text{ms}$. No direct relationships between sedimentary rock porosity and RTD parameters could be identified at the district scale (Figure 6.11D). However, all rock samples with a mean relaxation time below 0.2 ms were characterized by relatively low porosity.

6.7.2 Drill core scale exploration

SIP measurements were conducted on several samples collected from a single drill core to reduce the variability of SIP signatures observed in this complex regional context. A 160-metre core was extracted from the BR08-2034 borehole located in the Bravo zone of the Canadian Malartic deposit (Figure 6.2). The Bravo zone features a low-grade (up to 1.6 ppm) mineralized zone hosted by Pontiac Group sedimentary rocks (average grain size varies from greywacke to mudstone) and at their contact with metre-scale felsic-intermediate intrusions. This small-scale occurrence shares the same hydrothermal footprint and physical properties as the main ore system (Bérubé et al., 2017a). Figure 6.12A shows a detailed geological section of the BR08-2034 borehole, along with the location of rock samples for which the alteration type was identified using optical microscopy. The BR08-2034 borehole intersects mostly sedimentary rocks, including intensely foliated mudstone beds that alternate with foliated greywacke layers, as is common in the Pontiac Subprovince. Mudstone layers locally feature organic matter and pyrrhotite.

Characteristics of the alteration types in the BR08-2034 borehole were consistent with the MLA results obtained on representative samples from the main deposit (Figure 6.6). The results of geochemical assays for the main alteration markers (Au, S, K_2O) are plotted as a function of distance from the surface in Figure 6.12B-D. Magnetic susceptibility, which is a proxy for pyrite alteration at Canadian Malartic (Bérubé et al., 2018) was measured continuously on the drill core and the results are plotted in Figure 6.12B. The drill core intersects with an Au-mineralized zone between 30 and 50 metres from the surface. Hydrothermally altered rocks in this zone are sulfur rich (> 1% S) and contain over 5% K_2O in specific intervals of intense K-feldspar and albite alteration.

Evidence of the variability of geological material intercepted by the BR08-2034 drill core is the high variance observed in the laboratory magnetic susceptibility measurements, which

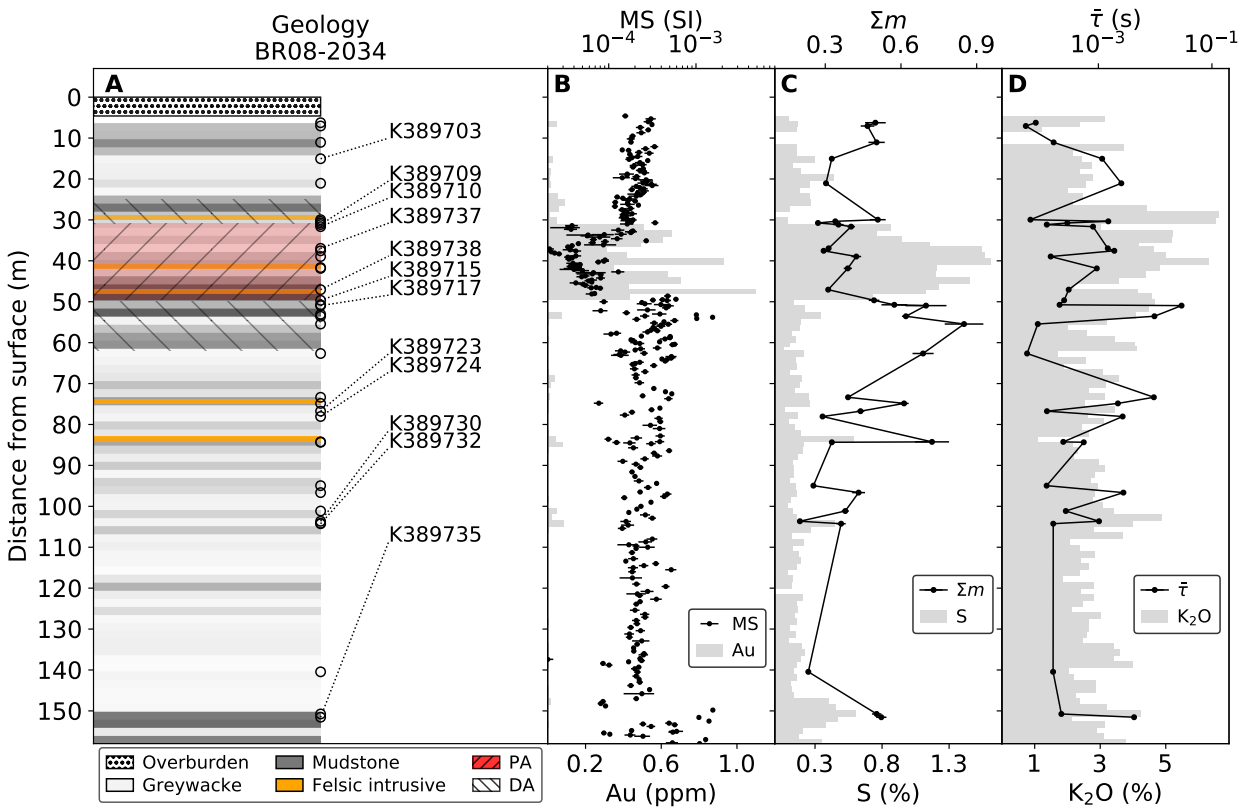


Figure 6.12 A. Geological section of the BR08-2034 borehole, located in the Bravo zone, Canadian Malartic mining site. The locations of the rock samples used for laboratory SIP measurements are shown with open circles. The labels of the rock samples for which the main sulfide and oxide phases were determined are indicated. B. Results of Au assays and laboratory magnetic susceptibility measurements. C. Total chargeability (Σm) and S content. D. Mean relaxation time ($\bar{\tau}$) and K_2O content. DA: distally altered. PA: proximally altered.

were conducted at high spatial resolution ($3\,m^{-1}$). The total chargeability and mean relaxation time of 35 sedimentary rock samples from the BR08-2034 drill core are plotted in Figure 6.12C-D. Least altered sedimentary rocks are characterized by highly variable total chargeability values that range from 0.199 ± 0.003 to 0.72 ± 0.07. Distally altered mudstone layers between 50 and 60 metres are the most chargeable rock units (0.49 ± 0.02 to 0.85 ± 0.08). These rocks also contain layers rich in organic matter that have anomalously long mean relaxation times, up to 29.2 ± 0.6 ms. The total chargeability parameter of proximally altered sedimentary rocks is limited to values that range from 0.27 ± 0.01 to 0.42 ± 0.02. These results are consistent with what is observed at the district scale: (1) the electrical properties of unaltered to least altered rocks are highly variable, and (2) least to distally altered rocks (fine hydrothermal pyrite aligned with the S_2 foliation) are systematically more

chargeable than proximally altered rocks (submillimetre-size pyrite grains encapsulated in K-feldspar).

6.7.3 Outcrop scale exploration

SIP experiments at the district scale (Figure 6.11) and drill core scale (Figure 6.12) showed that there is a high variability in the electrical properties of centimetre-scale rock samples. This variability can be reduced by integrating SIP signatures over a larger volume of rock than the one being probed in the laboratory. Field measurements were conducted at 22 stations along a N-S profile at the Bravo zone outcrop using a 1 metre spacing Wenner electrode configuration (Figure 6.13).

The Bravo zone outcrop features E-W trending subvertical beds of sedimentary rocks with varying grain sizes and foliation intensity (Figure 6.13A). Metre-scale felsic-intermediate intrusions (also observed in the BR08-2034 borehole) cut the sedimentary rocks. Au mineralization (Figure 6.13B) is present at the contacts of a felsic-intermediate intrusion with foliated mudstones and greywackes (coordinates 5333069N to 5333081N). Potassium assays (proxy for intensity of K-feldspar alteration), revealed that greywacke layers between coordinates 5333072N and 5333078N were typical of proximal alteration (up to 4.8 % K, 0.63 ppm Au, Figure 6.13C). The surrounding foliated mudstones and greywackes were typical of distal alteration zones, as indicated by the presence of Au mineralization but relatively lower K content of 3.4 ± 0.1 % for the mudstones and 2.1 ± 0.4 % for the greywackes.

Debye decomposition was performed on the SIP data collected at the Bravo zone outcrop. The total chargeability parameter at 22 stations is shown in Figure 6.13D. Total chargeability measured at the Bravo zone outcrop decreases from the least altered greywacke ($\Sigma m = 0.38 \pm 0.06$, 13 stations) to the proximally altered greywacke ($\Sigma m = 0.21 \pm 0.04$, 6 stations), allowing the discrimination of the two alteration types based on this parameter.

The mean relaxation time measured on the outcrop (Figure 6.13E) increased with decreasing distance to the mineralized felsic-intermediate intrusive rock. Mean relaxation time values of 6 ± 1 ms were measured at two stations positioned directly above the intrusive rock. The average mean relaxation time value of least altered greywackes was 0.69 ± 0.07 ms and that of the proximally altered rocks was 2.9 ± 0.4 ms. The spatial variability of electrical properties was reduced when considering the whole rock volume investigated by the Wenner configuration instead of relatively small drill core samples. Based on the results of these field experiments, SIP signatures can potentially be used to discriminate between least altered and proximally altered rocks using total chargeability, and the detection of felsic-intermediate dykes from the mean relaxation time parameter.

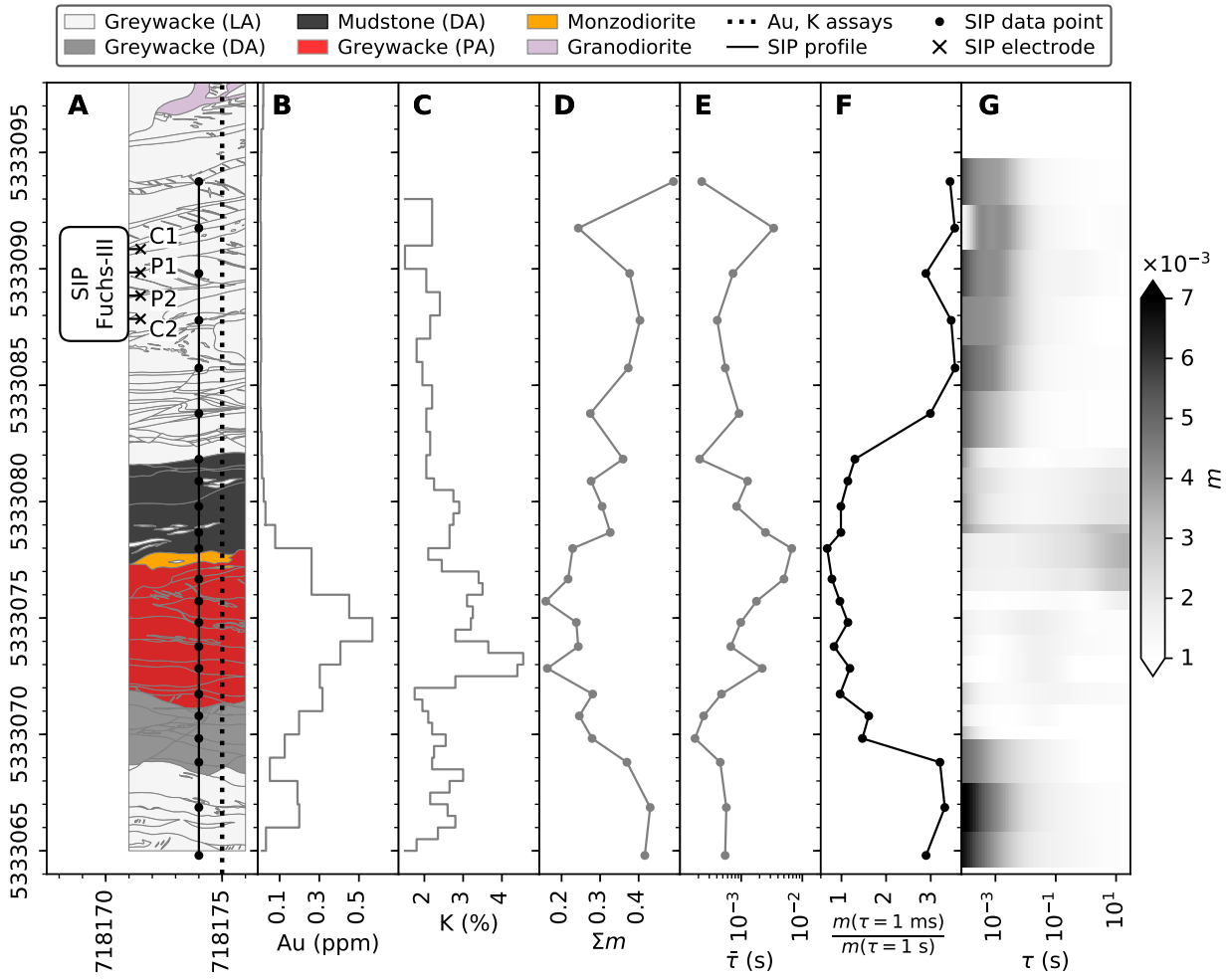


Figure 6.13 A. Geological map of the Bravo zone outcrop and schematic representation of the Wenner electrode configuration used for field spectral induced polarization (SIP) measurements. Au and K assays were conducted on samples collected in a profile represented by the dotted line. B-C. Results of Au and K assays (data from Canadian Malartic Mine). D. Total chargeability (Σm). E. Mean relaxation time ($\bar{\tau}$). F. The ratio of m evaluated at $\tau = 1$ ms to m evaluated at $\tau = 1$ s. G. The Debye relaxation time distribution showing m as a function of τ extracted from spectral induced polarization measurements. LA: least altered. DA: distally altered. PA: proximally altered.

The use of RTD parameters to describe the SIP response has some advantages. However, there is significant loss of information when inverting a complex-valued, multi-frequency physical property to a few simple integrating parameters. Inverting complex resistivity spectra through the Debye decomposition approach allows the retaining of information about the shape of the SIP signature with visualization of the RTD. A grayscale representation of

the RTD measured at each station is shown on Figure 6.13G. This original type of visualization allows a better understanding of the SIP signatures of the various rock types and alteration types present at the Bravo zone outcrop and Canadian Malartic deposit. In the field, unaltered to least altered greywackes are characterized by a monotonically decreasing chargeability with increasing relaxation time. Distally altered mudstones featured a local chargeability minimum in the 1 ms to 100 ms range. On the other hand, proximally distally altered greywackes were characterized by a local chargeability maximum in the 10 ms to 100 ms range. Chargeability values measured above the felsic-intermediate intrusion increased monotonically with increasing relaxation time. The full shape of the RTD contains valuable information that can be used to facilitate the discrimination of rock types and alteration types. In the case of the Bravo zone, computing the ratio of $m|_{\tau=1\text{s}}$ with $m|_{\tau=1\text{ms}}$ yields a good indicator of proximal hydrothermal alteration and therefore Au mineralization (Figure 6.13F).

6.8 Conclusions

Our laboratory and outcrop scale experiments indicate that discrimination of proximally altered rocks from least altered rocks based on electrical properties is possible. RTD parameters obtained through Debye decomposition provided a way to identify proximal alteration, and the full shape of the RTD brought additional insights on the SIP signatures of mineralized rocks. Visualization of the RTD along a profile in the context of field measurements showed that alteration types can best be discriminated at relatively short relaxation times compared to the unaltered sedimentary rocks. Felsic intermediate intrusive rocks are characterized by anomalously long relaxation times. These results suggest that the comparison of time-domain IP data acquired with two different time windows (e.g., one representative of $\tau = 1$ s and one representative of $\tau = 1$ ms) could be used as an indicator of Au mineralization in the Pontiac Subprovince sedimentary rocks.

Past experiments on synthetic ore samples (e.g., Gurin et al., 2013) suggested that chargeability should increase with pyrite content. At the scale of the Malartic District, SIP data collected on drill core samples could not be reconciled systematically with the intensity of the hydrothermal alteration. However, the integration of RTD parameters with geochemical assays revealed that altered rocks, which contain relatively high Au, S and K-feldspar abundances, were characterized by relatively low values of the total chargeability parameter ($\Sigma m < 0.5$). This finding was consistent with the data collected along the BR08-2034 drill core, where sedimentary rocks with relatively high Au, S and K_2O contents were characterized by relatively low chargeability values. At the scale of this drill core, foliated mudstone layers

produced anomalously high total chargeability values. At the Bravo zone outcrop scale, a field survey provided continuous SIP data along a profile that intersects a mineralized zone, and altered rocks with relatively high Au and K contents were characterized by a low chargeability anomaly, consistent with observations along the drill core. Wenner soundings with a one metre electrode spacing integrated the electrical properties of a larger rock volume than the one of drill core samples analyzed in the laboratory. As a result the SIP signatures were least variable at this scale, and the full shape of the RTD allowed a clear discrimination between rock types.

The relatively low chargeability of proximally altered sedimentary rocks, which was observed at the district, outcrop and along drill core scales, was associated with an ill-defined local maximum in the Debye RTD. In these intensively altered rocks the S_2 foliation plane is not visible and submillimetre-size pyrite grains are encapsulated in large K-feldspar crystals. By contrast, the least to distally altered sedimentary rocks are associated with a conspicuous foliation, pyrite association with quartz, carbonates and micas, and produce a well-defined local maximum in the RTD.

There has been recent interest in developing mechanistic models that describe the polarization of disseminated semiconductor rock inclusions (Revil et al., 2015a,b; Misra et al., 2016b,a). Proposing a physical model that predicts the SIP response of faulted, deformed, metamorphosed, and hydrothermally altered rocks is outside the scope of this paper. However, this study succeeds in proposing a rigorous methodology that can be used to integrate textural and mineralogical attributes with the SIP spectra of real, complex geological material such as the one observed in the Superior Province. Thorough description of rock samples, as done in this study, is needed to further the development of ever increasingly detailed mechanistic models. In addition, quantitative MLA data and images are expected to be useful in building numerical models that can simulate the electrical properties of altered rocks in similar geological settings. Quantifying the relative importance of each textural and mineralogical controls on the SIP signature of mineralized rocks will require further studies conducted at various ore deposits. It is expected that the laboratory protocol, the data processing scheme and the Canadian Malartic case study presented in this contribution will facilitate the undertaking of similar research endeavours in the future.

Acknowledgements

Funding was provided by the Natural Sciences and Engineering Council of Canada and the Canada Mining Innovation Council (CMIC) through the NSERC Collaborative Research and Development Program. The first author acknowledges financial support from the Fonds de

Recherche du Québec - Nature et Technologies doctoral scholarship program. Abitibi Geophysics provided parts of the laboratory sample holder and stainless steel electrodes for field measurements. We are grateful to Robert Linnen for thoroughly revising this manuscript and to our colleagues and subject matter experts involved in the CMIC Footprints project for constructive discussions. We thank Raphaël Thiémonge, Nicolas Gaillard, Phillip Lypaczewski, Thomas Raskevicius, Nicolas Piette-Lauzière, Natalie Blacklock and everyone from the Mine Canadian Malartic exploration office for valuable discussions and their much appreciated help throughout field work. NSERC-CMIC Mineral Exploration Footprints Project Contribution Number 174.

Appendix

6.A SIP data quality control

6.A.1 Choice of electrodes

Experiments were conducted to compare the effect of Cu and Ag-AgCl electrodes in laboratory SIP measurements. Figure 6.A.1 shows a comparison between the two electrode types when measuring amplitude and phase shift of complex resistivity of the sampler holder filled only with the electrolyte used to saturate the rock samples (described in Table 6.A.1). Ag-AgCl electrodes produced a negligible phase shift response in the low-frequency range (< 100 Hz). In fact, the phase shift attributed to Ag-AgCl electrodes is comparable to the accuracy of the SIP-Fuchs-III instrument. In this same range, the response of Cu electrodes was one order of magnitude larger. Figure 6.A.1 also shows the response of a rock sample with a resistivity typical of those observed on Pontiac Group sedimentary rocks. These data indicate that when using Ag-AgCl electrodes, the total effect of sample holder, instrument, cables and electrodes is negligible in comparison with the typical response of the investigated rocks.

Table 6.A.1 Major ions, pH and electrical conductivity of the electrolyte used to saturate the rocks. Four different water samples were collected from the same container used to saturate the rock samples during the course of the experiments. The analyzed solution is also used in the sample holder cells. The mean and standard error of the mean (SE) for each property is given in the bottom row.

	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	K (mg/L)	Na (mg/L)	Cl^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	pH	Conductivity (μS/cm at 25 °C)
Sample A	33.9	8.89	1.97	19.9	34.9	26.0	7.90	359
Sample B	32.3	8.53	1.91	15.8	28.9	25.8	8.06	315
Sample C	32.1	8.64	1.87	29.9	53.2	26.6	7.98	392
Sample D	32.3	8.45	1.77	26.3	44.9	25.4	7.96	371
Mean ± SE	32.6 ± 0.4	8.6 ± 0.1	1.88 ± 0.04	23 ± 3	40 ± 5	25.9 ± 0.2	7.97 ± 0.03	359 ± 16

6.A.2 Data uncertainty estimation

The uncertainty of the phase shift and amplitude was estimated through a rigorous measurement repetition process using normal and reciprocal electrode configurations, similar to the strategy employed by Flores Orozco et al. (2011, 2016). Figure 6.A.2 shows the varia-

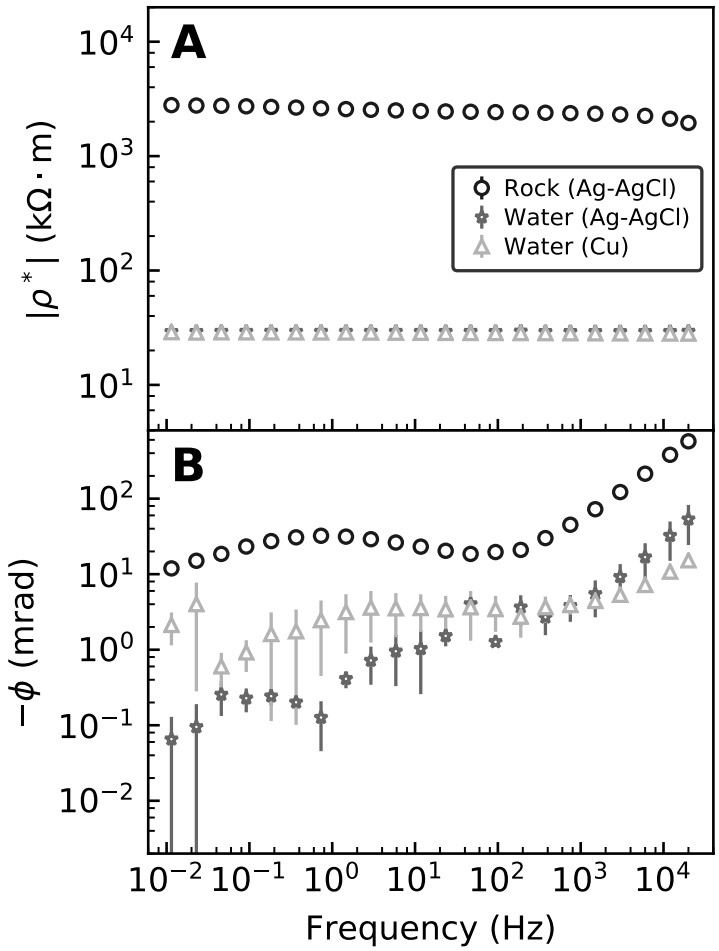


Figure 6.A.1 Comparison between polarizable Cu electrodes and non-polarizable Ag-AgCl electrodes. A. The amplitude of complex resistivity (ρ^*). B. The negative phase shift (ϕ).

tions in the measurement across three repetitions using the normal (Wenner-like) electrode configuration and a fourth repetition using the reciprocal electrode configuration. A first measurement was conducted after the rock sample had been placed and pressed between the two cells of the sample holder. A second series of measurements was immediately started as the first frequency sweep finished (the duration is 20 minutes from 20 kHz to 11 mHz).

The small increase in complex resistivity amplitude between the first and second measurement series was caused by mechanical relaxation of the sample holder, which moves the potential electrodes apart from each other (increasing the difference of potential between them). This mechanical relaxation was typically less than 1 mm and can be monitored with a simple ruler. The sample holder reached mechanical equilibrium before the third frequency sweep, and this effect was not visible in the data past the second repetition (Figure 6.A.2). The

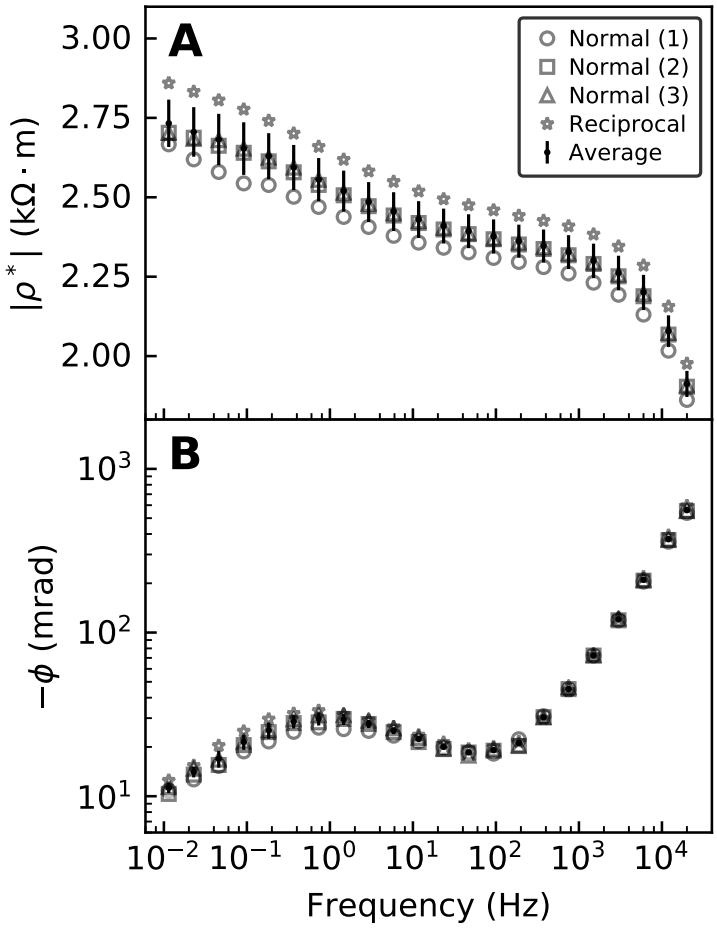


Figure 6.A.2 Repetition of the SIP measurement using normal (3 repetitions) and reciprocal electrode configurations. A. The amplitude of complex resistivity (ρ^*). B. The negative phase shift (ϕ).

change in amplitude caused by the switch from normal to reciprocal configuration is random in nature, and is inherent to the human intervention needed to replace the electrodes. The phase shift spectrum was always more repeatable than the amplitude spectrum from one repetition to another, including after the change to reciprocal configuration. The average of measurements at each frequency was chosen as the final value for each sample, and its associated uncertainty is the standard deviation between repetitions.

6.B Bayesian Debye decomposition parameters

Table 6.B.1 – Polynomial coefficients (a) and normalized direct current resistivity (ρ_0/ρ_{max}) of the Debye relaxation time distribution (RTD) obtained with the Bayesian SIP inversion code of Bérubé et al. (2017b). The complex resistivity spectra of 132 samples were successfully processed using a fourth order polynomial approximation for the RTD. The given value and associated uncertainty correspond respectively to the mean and standard deviation of the parameter trace near the end of the stochastic simulation. Fit quality is indicated by the normalized root mean square error (NRMSE) for the real and imaginary parts of complex resistivity. The NRMSE is defined by the root mean square error between observed and modeled values divided by the range of observed values, expressed in percentage. SED: sedimentary rock. FIIR: felsic-intermediate intrusive rock. MIR: mafic intrusive rock. MVR: mafic volcanic rock. UMVR: ultramafic volcanic rock. MD: mafic dyke. DIA: diabase dyke. BIF: banded iron formation.

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389005	SED	0.472	2.4 ± 0.7	1.4 ± 0.5	1.001 ± 0.004	0.20 ± 0.02	0.7 ± 0.1	-0.7 ± 0.1	-2.5 ± 0.2	3.4 ± 0.2
K389019	SED	1.970	3.2 ± 0.4	6 ± 1	0.997 ± 0.007	0.22 ± 0.04	0.9 ± 0.2	-0.2 ± 0.2	-3.6 ± 0.4	4.5 ± 0.2
K389046	SED	0.007	2.1 ± 0.3	1.9 ± 0.7	0.985 ± 0.009	0.23 ± 0.05	0.0 ± 0.3	-2.5 ± 0.3	-1.0 ± 0.5	8.4 ± 0.4
K389055	SED	1.520	2.8 ± 0.6	3 ± 1	1.002 ± 0.007	0.43 ± 0.04	2.1 ± 0.2	0.0 ± 0.2	-8.0 ± 0.5	4.9 ± 0.3
K389058	SED	0.153	3.5 ± 0.4	1.9 ± 0.6	0.98 ± 0.01	0.19 ± 0.05	0.0 ± 0.3	-1.3 ± 0.4	-0.5 ± 0.5	4.8 ± 0.4
K389062	SED	0.009	3.9 ± 0.5	4 ± 1	0.99 ± 0.01	0.28 ± 0.04	0.8 ± 0.3	-0.7 ± 0.3	-2.5 ± 0.4	3.9 ± 0.3
K389077	MIR	0.002	4.3 ± 0.5	4 ± 1	0.989 ± 0.009	0.28 ± 0.05	0.7 ± 0.2	-0.4 ± 0.3	-1.2 ± 0.4	1.7 ± 0.2
K389160	FIIR	0.001	2.7 ± 0.2	3.0 ± 0.2	1.002 ± 0.002	0.22 ± 0.01	0.54 ± 0.06	-1.49 ± 0.07	-3.4 ± 0.1	6.23 ± 0.09
K389162	SED	0.021	7 ± 2	5 ± 2	0.97 ± 0.02	0.39 ± 0.08	1.5 ± 0.4	-1.7 ± 0.3	-8 ± 1	10.9 ± 0.6
K389163	SED	0.001	1.5 ± 0.1	3.8 ± 0.1	1.016 ± 0.001	0.108 ± 0.002	0.10 ± 0.01	-0.48 ± 0.02	-0.20 ± 0.02	3.50 ± 0.02
K389164	SED	0.001	2.3 ± 0.2	3.2 ± 0.2	1.013 ± 0.001	0.076 ± 0.004	-0.01 ± 0.02	-0.50 ± 0.02	0.11 ± 0.04	3.27 ± 0.02
K389165	SED	0.003	2.7 ± 0.8	2.0 ± 0.6	1.003 ± 0.005	0.13 ± 0.02	0.2 ± 0.1	-0.9 ± 0.2	-1.1 ± 0.4	4.5 ± 0.3

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389166	UMVR	24.20	3 ± 1	3.3 ± 0.7	1.016 ± 0.008	0.19 ± 0.04	0.8 ± 0.3	-0.5 ± 0.4	-4.2 ± 0.6	6.0 ± 0.7
K389167	SED	0.012	4.1 ± 0.8	5.9 ± 0.4	0.997 ± 0.004	0.102 ± 0.006	0.12 ± 0.03	-0.66 ± 0.03	-0.74 ± 0.07	3.29 ± 0.06
K389168	SED	0.584	3.99 ± 0.07	5.7 ± 0.2	1.0077 ± 0.0005	0.123 ± 0.003	0.43 ± 0.02	-0.19 ± 0.02	-1.56 ± 0.02	1.83 ± 0.02
K389169	SED	0.702	2.7 ± 0.6	2.4 ± 0.4	1.004 ± 0.004	0.14 ± 0.02	0.54 ± 0.09	0.0 ± 0.1	-2.6 ± 0.2	3.0 ± 0.2
K389170	FIIR	0.005	1.9 ± 0.4	2.0 ± 0.1	1.001 ± 0.003	0.22 ± 0.02	0.1 ± 0.1	-3.17 ± 0.08	-2.3 ± 0.3	10.5 ± 0.1
K389172	FIIR	0.516	2.9 ± 0.9	4.8 ± 0.8	1.026 ± 0.009	0.45 ± 0.05	1.9 ± 0.3	-2.4 ± 0.3	-9.6 ± 0.9	13.6 ± 0.5
K389173	MD	0.002	3.9 ± 0.2	5.3 ± 0.2	1.009 ± 0.002	0.111 ± 0.004	0.17 ± 0.02	-0.52 ± 0.02	-0.60 ± 0.03	2.84 ± 0.02
K389174	MD	0.056	2.1 ± 0.2	2.7 ± 0.3	1.007 ± 0.002	0.20 ± 0.01	0.53 ± 0.06	-1.33 ± 0.05	-2.7 ± 0.1	5.85 ± 0.06
K389175	SED	0.095	4 ± 1	2.6 ± 0.6	1.000 ± 0.006	0.18 ± 0.02	0.7 ± 0.1	-0.93 ± 0.07	-3.2 ± 0.3	5.3 ± 0.1
K389176	SED	0.014	6 ± 1	8.7 ± 0.5	0.997 ± 0.004	0.085 ± 0.005	0.18 ± 0.02	-0.40 ± 0.02	-0.67 ± 0.05	2.26 ± 0.03
K389177	SED	0.004	4.0 ± 0.8	2.0 ± 0.2	1.002 ± 0.004	0.197 ± 0.008	0.74 ± 0.04	-0.71 ± 0.04	-3.1 ± 0.1	3.43 ± 0.05
K389178	SED	0.003	3.3 ± 0.9	2.8 ± 0.3	0.994 ± 0.006	0.17 ± 0.02	0.2 ± 0.1	-1.7 ± 0.1	-2.3 ± 0.3	6.5 ± 0.2
K389179	SED	0.001	2.3 ± 0.2	4.0 ± 0.2	1.009 ± 0.001	0.044 ± 0.003	-0.10 ± 0.02	-0.09 ± 0.02	0.15 ± 0.03	2.16 ± 0.02
K389180	SED	0.002	2.7 ± 0.2	3.6 ± 0.3	0.993 ± 0.003	0.12 ± 0.01	0.20 ± 0.07	-1.19 ± 0.08	-2.5 ± 0.2	7.4 ± 0.1
K389182	MD	0.003	2.0 ± 0.3	2.2 ± 0.2	1.014 ± 0.002	0.26 ± 0.02	0.7 ± 0.1	-1.78 ± 0.09	-3.8 ± 0.3	8.1 ± 0.2
K389183	MD	0.001	3.4 ± 0.5	6.9 ± 0.3	1.006 ± 0.002	0.095 ± 0.006	0.12 ± 0.02	-0.45 ± 0.02	-0.61 ± 0.05	3.04 ± 0.03
K389198	FIIR	0.071	4.5 ± 0.7	6 ± 1	0.991 ± 0.006	0.12 ± 0.03	0.2 ± 0.2	-0.5 ± 0.2	-1.0 ± 0.3	2.3 ± 0.2
K389214	SED	0.007	4.0 ± 0.5	4 ± 1	0.97 ± 0.01	0.28 ± 0.05	0.8 ± 0.3	-1.5 ± 0.5	-3.8 ± 0.5	5.7 ± 0.5
K389216	SED	0.447	3 ± 1	5 ± 2	1.014 ± 0.004	0.18 ± 0.03	0.5 ± 0.2	-0.4 ± 0.1	-1.1 ± 0.3	1.7 ± 0.2
K389219	SED	4.090	4.9 ± 0.8	4 ± 1	0.993 ± 0.005	0.14 ± 0.02	0.5 ± 0.1	-0.1 ± 0.1	-1.5 ± 0.2	1.7 ± 0.1
K389227	FIIR	0.078	3.2 ± 0.5	3.2 ± 0.8	0.979 ± 0.007	0.22 ± 0.03	0.5 ± 0.2	-2.2 ± 0.3	-3.3 ± 0.3	7.1 ± 0.3

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389229	SED	0.006	2.1 ± 0.3	5.6 ± 0.3	1.010 ± 0.002	0.202 ± 0.007	0.99 ± 0.03	-0.16 ± 0.04	-4.54 ± 0.07	4.50 ± 0.04
K389326	SED	0.001	5.1 ± 0.8	6.2 ± 0.5	0.995 ± 0.005	0.12 ± 0.01	0.38 ± 0.05	-0.25 ± 0.05	-1.4 ± 0.1	2.63 ± 0.08
K389327	FIIR	0.002	7 ± 2	2.1 ± 0.4	0.98 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.21 ± 0.08	-0.35 ± 0.09	-0.1 ± 0.1	2.1 ± 0.1
K389329	MD	0.003	4.5 ± 0.9	4.1 ± 0.8	0.985 ± 0.008	0.17 ± 0.04	0.1 ± 0.3	-1.4 ± 0.4	-0.8 ± 0.5	5.2 ± 0.6
K389330	SED	-	3.34 ± 0.05	9.25 ± 0.07	1.0126 ± 0.0002	0.023 ± 0.001	-0.247 ± 0.006	-0.695 ± 0.006	0.499 ± 0.008	3.871 ± 0.007
K389333	SED	-	3.1 ± 0.4	6.6 ± 0.3	1.002 ± 0.004	0.22 ± 0.01	0.52 ± 0.05	-0.51 ± 0.05	-1.3 ± 0.1	2.96 ± 0.06
K389334	SED	0.002	3.9 ± 0.5	5.5 ± 0.4	1.002 ± 0.002	0.122 ± 0.005	0.15 ± 0.03	-0.70 ± 0.02	-0.74 ± 0.05	2.90 ± 0.03
K389335	SED	0.001	4.0 ± 0.9	2.8 ± 0.5	0.988 ± 0.006	0.21 ± 0.02	0.75 ± 0.09	-1.19 ± 0.09	-4.0 ± 0.2	5.9 ± 0.1
K389336	SED	-	5 ± 1	2.7 ± 0.8	0.97 ± 0.01	0.18 ± 0.04	0.3 ± 0.2	-1.4 ± 0.2	-2.6 ± 0.4	6.8 ± 0.3
K389337	MD	-	8 ± 2	2.3 ± 0.6	0.96 ± 0.01	0.07 ± 0.03	-0.1 ± 0.2	-1.0 ± 0.2	-0.2 ± 0.3	3.2 ± 0.2
K389339	SED	-	1.2 ± 0.2	8.5 ± 0.3	1.178 ± 0.005	0.22 ± 0.01	2.25 ± 0.09	4.9 ± 0.1	-4.3 ± 0.2	8.5 ± 0.2
K389342	SED	-	7 ± 1	2.5 ± 0.4	0.976 ± 0.009	0.07 ± 0.02	-0.3 ± 0.1	-0.36 ± 0.08	0.6 ± 0.2	2.23 ± 0.08
K389345	SED	0.001	4 ± 1	3.9 ± 0.8	0.97 ± 0.01	-0.12 ± 0.05	-1.1 ± 0.3	-0.4 ± 0.3	2.0 ± 0.5	6.6 ± 0.4
K389350	SED	0.001	2.8 ± 0.2	12.2 ± 0.3	1.091 ± 0.006	-0.13 ± 0.02	0.2 ± 0.1	4.6 ± 0.2	1.3 ± 0.2	5.1 ± 0.2
K389352	FIIR	0.003	9 ± 2	7.2 ± 0.8	0.977 ± 0.009	0.12 ± 0.01	0.34 ± 0.07	0.02 ± 0.07	-0.2 ± 0.1	1.74 ± 0.08
K389356	FIIR	0.006	4.1 ± 0.5	8.1 ± 0.4	1.014 ± 0.004	0.135 ± 0.008	0.49 ± 0.04	0.22 ± 0.04	-1.53 ± 0.08	2.72 ± 0.05
K389358	FIIR	0.003	4.8 ± 0.8	3.4 ± 0.6	0.999 ± 0.005	0.28 ± 0.02	1.27 ± 0.09	-0.49 ± 0.08	-4.6 ± 0.2	4.5 ± 0.1
K389360	FIIR	0.002	1.92 ± 0.09	4.50 ± 0.07	1.0507 ± 0.0008	0.568 ± 0.005	3.42 ± 0.03	1.63 ± 0.03	-11.73 ± 0.06	4.25 ± 0.03
K389363	FIIR	0.002	1.3 ± 0.1	7.5 ± 0.4	1.030 ± 0.002	0.43 ± 0.01	2.69 ± 0.06	1.08 ± 0.07	-11.6 ± 0.1	6.2 ± 0.1
K389364	DIA	0.003	3.4 ± 0.9	4.0 ± 0.7	0.987 ± 0.009	0.10 ± 0.03	0.0 ± 0.1	-0.8 ± 0.1	-1.5 ± 0.3	5.3 ± 0.2
K389367	FIIR	0.001	5.7 ± 0.9	3.3 ± 0.4	0.982 ± 0.008	0.07 ± 0.02	-0.09 ± 0.08	-0.33 ± 0.08	0.6 ± 0.2	3.2 ± 0.1

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389368	SED	-	10 ± 3	6 ± 1	0.95 ± 0.02	0.13 ± 0.03	0.2 ± 0.1	-0.6 ± 0.1	-0.9 ± 0.3	2.1 ± 0.2
K389369	MD	-	6 ± 2	3.8 ± 0.8	0.97 ± 0.01	0.42 ± 0.05	1.8 ± 0.3	-1.9 ± 0.3	-8.1 ± 0.7	9.3 ± 0.4
K389373	SED	-	1.3 ± 0.4	5.9 ± 0.8	1.090 ± 0.009	-0.05 ± 0.03	-0.5 ± 0.2	-0.4 ± 0.3	2.0 ± 0.3	15.3 ± 0.4
K389377	SED	-	1.1 ± 0.4	5.2 ± 0.6	1.07 ± 0.01	-0.07 ± 0.02	-1.2 ± 0.2	-3.9 ± 0.4	2.0 ± 0.3	23.4 ± 0.6
K389379	FIIR	-	10 ± 1	7.2 ± 0.9	0.961 ± 0.009	0.12 ± 0.02	0.31 ± 0.09	-0.1 ± 0.1	-0.5 ± 0.1	1.62 ± 0.09
K389382	FIIR	0.001	11 ± 4	8 ± 4	0.85 ± 0.05	0.2 ± 0.2	0 ± 1	-3 ± 2	-2 ± 3	13 ± 2
K389386	FIIR	-	9 ± 2	5.5 ± 0.4	0.996 ± 0.005	0.176 ± 0.008	0.61 ± 0.04	-0.54 ± 0.04	-1.7 ± 0.1	2.29 ± 0.06
K389388	SED	0.001	6 ± 2	2.8 ± 0.7	0.99 ± 0.01	0.21 ± 0.03	0.8 ± 0.2	-0.6 ± 0.1	-3.8 ± 0.5	4.8 ± 0.1
K389390	SED	0.196	3.0 ± 0.4	5.9 ± 0.3	1.001 ± 0.002	0.115 ± 0.003	0.47 ± 0.01	-0.05 ± 0.01	-2.03 ± 0.03	1.91 ± 0.01
K389392	UMVR	0.003	2.5 ± 0.1	3.7 ± 0.2	1.0055 ± 0.0009	-0.007 ± 0.004	-0.33 ± 0.02	-0.13 ± 0.02	0.61 ± 0.04	2.02 ± 0.02
K389393	UMVR	0.619	3.0 ± 0.2	7.8 ± 0.3	1.0110 ± 0.0004	0.115 ± 0.004	0.23 ± 0.02	-0.44 ± 0.02	-0.88 ± 0.05	2.58 ± 0.02
K389395	FIIR	0.047	7 ± 1	4.6 ± 0.8	0.968 ± 0.009	0.15 ± 0.02	0.23 ± 0.08	-0.86 ± 0.08	-0.6 ± 0.2	3.6 ± 0.1
K389396	FIIR	0.021	3.8 ± 0.8	4.3 ± 0.8	0.988 ± 0.007	0.18 ± 0.03	0.2 ± 0.1	-2.2 ± 0.2	-2.3 ± 0.3	9.1 ± 0.2
K389397	FIIR	0.017	2.6 ± 0.1	2.1 ± 0.2	1.005 ± 0.002	0.226 ± 0.008	0.76 ± 0.05	-0.93 ± 0.08	-2.75 ± 0.09	3.95 ± 0.09
K389398	DIA	0.011	7 ± 1	4 ± 1	0.93 ± 0.02	0.31 ± 0.08	1.0 ± 0.5	-2.5 ± 0.7	-6 ± 1	13 ± 1
K389399	FIIR	0.008	1.8 ± 0.2	4.3 ± 0.4	1.016 ± 0.004	0.65 ± 0.02	3.3 ± 0.1	-1.8 ± 0.2	-15.2 ± 0.3	13.7 ± 0.3
K389402	SED	0.008	1.3 ± 0.1	3.2 ± 0.4	1.027 ± 0.002	0.36 ± 0.01	2.03 ± 0.08	0.3 ± 0.1	-8.0 ± 0.2	4.7 ± 0.2
K389404	SED	0.002	1.9 ± 0.2	9.2 ± 0.7	1.041 ± 0.004	0.04 ± 0.02	0.5 ± 0.1	1.6 ± 0.1	-1.8 ± 0.2	6.6 ± 0.2
K389405	SED	-	3.3 ± 0.6	3.2 ± 0.4	1.013 ± 0.001	0.25 ± 0.02	0.9 ± 0.1	-1.28 ± 0.07	-5.1 ± 0.4	7.7 ± 0.1
K389406	SED	0.002	5 ± 1	4.3 ± 0.5	0.990 ± 0.005	0.12 ± 0.01	0.26 ± 0.07	-0.78 ± 0.06	-1.6 ± 0.1	4.30 ± 0.09
K389407	MIR	-	3 ± 1	3.1 ± 0.7	1.00 ± 0.01	0.35 ± 0.03	1.5 ± 0.2	-0.8 ± 0.2	-6.2 ± 0.5	7.0 ± 0.2

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389408	FIIR	0.001	1.4 ± 0.2	4.2 ± 0.6	1.104 ± 0.003	-0.06 ± 0.02	-0.2 ± 0.1	1.6 ± 0.1	2.0 ± 0.2	8.3 ± 0.2
K389409	SED	0.002	3.0 ± 0.9	5 ± 1	0.99 ± 0.01	0.07 ± 0.05	0.1 ± 0.3	-1.0 ± 0.3	-3.4 ± 0.7	11.3 ± 0.5
K389414	MD	0.001	3.6 ± 0.4	7.4 ± 0.4	1.004 ± 0.003	0.139 ± 0.007	0.29 ± 0.03	-0.49 ± 0.02	-1.00 ± 0.06	2.70 ± 0.03
K389415	FIIR	0.001	1.9 ± 0.2	2.9 ± 0.9	1.052 ± 0.003	0.00 ± 0.02	0.0 ± 0.1	0.74 ± 0.07	-1.1 ± 0.3	6.3 ± 0.1
K389419	FIIR	0.002	3.9 ± 0.3	4.9 ± 0.3	1.008 ± 0.004	0.11 ± 0.01	0.15 ± 0.08	-0.5 ± 0.1	-0.5 ± 0.1	3.0 ± 0.2
K389428	SED	-	6.0 ± 0.2	16.0 ± 0.3	1.0044 ± 0.0004	-0.042 ± 0.004	-0.09 ± 0.02	0.78 ± 0.01	-0.49 ± 0.03	0.17 ± 0.01
K389430	SED	0.004	2.2 ± 0.2	9.4 ± 0.7	1.06 ± 0.01	0.37 ± 0.04	2.6 ± 0.3	1.9 ± 0.5	-9.6 ± 0.5	14.1 ± 0.8
K389433	SED	-	6 ± 1	5.4 ± 0.7	1.004 ± 0.005	0.26 ± 0.02	0.7 ± 0.1	-1.31 ± 0.08	-2.3 ± 0.3	4.4 ± 0.1
K389434	SED	0.001	4 ± 1	4.0 ± 0.9	0.976 ± 0.009	0.12 ± 0.04	-0.4 ± 0.2	-3.4 ± 0.3	-0.8 ± 0.5	10.4 ± 0.5
K389435	MD	-	3.0 ± 0.3	4.7 ± 0.3	0.998 ± 0.003	0.024 ± 0.009	-0.30 ± 0.05	-0.77 ± 0.04	-0.22 ± 0.09	3.83 ± 0.05
K389437	MD	0.001	2.3 ± 0.1	1.9 ± 0.3	0.927 ± 0.005	0.12 ± 0.02	-0.8 ± 0.1	-4.1 ± 0.2	-2.1 ± 0.2	9.0 ± 0.2
K389439	UMVR	0.001	4.30 ± 0.05	7.0 ± 0.1	1.0109 ± 0.0005	0.312 ± 0.004	1.72 ± 0.02	0.11 ± 0.03	-7.78 ± 0.04	4.97 ± 0.04
K389442	SED	-	6 ± 2	4 ± 1	1.00 ± 0.01	0.35 ± 0.07	1.1 ± 0.4	-1.6 ± 0.5	-4 ± 1	4.4 ± 0.9
K389443	FIIR	-	3.7 ± 0.2	5.7 ± 0.4	1.024 ± 0.003	0.11 ± 0.01	0.28 ± 0.07	0.0 ± 0.1	-0.2 ± 0.1	2.9 ± 0.1
K389449	BIF	-	3.4 ± 0.5	4.6 ± 0.4	0.999 ± 0.005	0.18 ± 0.02	0.25 ± 0.08	-0.20 ± 0.07	-0.2 ± 0.1	2.48 ± 0.09
K389450	SED	-	4 ± 1	4.3 ± 0.4	1.027 ± 0.009	0.19 ± 0.02	0.7 ± 0.1	0.6 ± 0.2	-1.0 ± 0.2	1.3 ± 0.2
K389453	BIF	0.001	0.76 ± 0.03	7.3 ± 0.5	1.068 ± 0.002	-0.123 ± 0.006	-1.44 ± 0.04	-3.43 ± 0.06	2.5 ± 0.1	20.96 ± 0.08
K389456	SED	0.001	4 ± 1	2.7 ± 0.6	1.000 ± 0.008	0.06 ± 0.02	0.15 ± 0.09	0.3 ± 0.1	-0.6 ± 0.2	3.1 ± 0.1
K389457	MVR	0.001	5.0 ± 0.4	7.4 ± 0.6	0.994 ± 0.004	0.08 ± 0.02	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.1	-1.1 ± 0.2	1.6 ± 0.1
K389495	MD	0.011	1.8 ± 0.6	1.2 ± 0.3	1.001 ± 0.009	0.22 ± 0.04	0.1 ± 0.3	-2.0 ± 0.4	-1.0 ± 0.5	6.7 ± 0.6
K389496	MD	0.003	9 ± 2	4 ± 2	0.94 ± 0.02	0.06 ± 0.04	-0.3 ± 0.2	-0.2 ± 0.2	0.7 ± 0.4	1.6 ± 0.2

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389500	FIIR	0.200	3.9 ± 0.6	3.9 ± 0.4	1.015 ± 0.004	0.42 ± 0.02	1.9 ± 0.1	-1.30 ± 0.09	-8.6 ± 0.3	8.5 ± 0.1
K389701	SED	0.004	8 ± 2	6.1 ± 0.9	0.970 ± 0.009	0.14 ± 0.02	0.17 ± 0.08	-0.60 ± 0.07	-0.9 ± 0.2	2.63 ± 0.09
K389702	SED	0.002	4.2 ± 0.4	5.3 ± 0.4	0.982 ± 0.004	0.161 ± 0.008	0.27 ± 0.04	-0.32 ± 0.03	-0.62 ± 0.07	1.25 ± 0.03
K389703	SED	0.190	3.6 ± 0.4	3.4 ± 0.2	0.981 ± 0.004	0.13 ± 0.01	0.16 ± 0.05	-1.30 ± 0.04	-2.3 ± 0.1	5.35 ± 0.06
K389704	SED	0.003	5 ± 1	2.5 ± 0.8	0.979 ± 0.009	0.26 ± 0.03	1.2 ± 0.1	-0.3 ± 0.1	-5.7 ± 0.4	5.0 ± 0.1
K389705	SED	0.005	3.5 ± 0.4	9.1 ± 0.3	0.992 ± 0.003	0.143 ± 0.008	0.25 ± 0.04	-0.52 ± 0.03	-1.02 ± 0.07	2.49 ± 0.04
K389706	SED	0.021	2.9 ± 0.7	3.1 ± 0.6	0.999 ± 0.006	0.37 ± 0.02	1.6 ± 0.1	-1.12 ± 0.09	-6.7 ± 0.3	6.3 ± 0.1
K389707	SED	0.021	8 ± 3	2.5 ± 0.8	0.97 ± 0.02	0.19 ± 0.03	0.5 ± 0.2	-0.8 ± 0.2	-1.7 ± 0.4	3.0 ± 0.3
K389709	SED	0.310	7 ± 2	5 ± 1	0.96 ± 0.01	0.23 ± 0.03	0.7 ± 0.2	-0.6 ± 0.2	-2.2 ± 0.4	2.7 ± 0.3
K389710	SED	0.246	4 ± 1	2.8 ± 0.5	0.984 ± 0.009	0.31 ± 0.03	1.0 ± 0.1	-1.9 ± 0.1	-4.7 ± 0.4	7.4 ± 0.2
K389711	SED	0.600	4.6 ± 0.9	2.8 ± 0.6	0.982 ± 0.007	0.30 ± 0.02	1.1 ± 0.1	-1.5 ± 0.1	-4.9 ± 0.3	6.5 ± 0.2
K389712	SED	0.350	3.3 ± 0.7	3.4 ± 0.5	1.006 ± 0.004	0.25 ± 0.01	0.77 ± 0.07	-0.54 ± 0.07	-2.6 ± 0.2	3.1 ± 0.1
K389714	SED	0.224	4 ± 1	3.5 ± 0.9	1.013 ± 0.006	0.43 ± 0.03	1.8 ± 0.2	-1.3 ± 0.1	-7.3 ± 0.5	6.9 ± 0.1
K389715	SED	0.009	3.5 ± 0.8	4.4 ± 0.7	0.986 ± 0.008	0.11 ± 0.02	0.0 ± 0.1	-1.0 ± 0.2	-0.4 ± 0.2	5.4 ± 0.2
K389716	SED	0.014	6 ± 1	2.9 ± 0.8	0.96 ± 0.01	0.30 ± 0.04	0.8 ± 0.2	-1.6 ± 0.2	-3.6 ± 0.6	6.2 ± 0.3
K389717	SED	0.007	6 ± 1	15 ± 2	0.91 ± 0.03	0.6 ± 0.2	2 ± 1	-7 ± 1	-16 ± 2	28 ± 2
K389719	SED	0.007	2.5 ± 0.3	9.7 ± 0.5	1.004 ± 0.006	0.77 ± 0.03	3.6 ± 0.2	-3.6 ± 0.2	-17.8 ± 0.4	18.2 ± 0.3
K389720	SED	0.003	1.9 ± 0.5	3.1 ± 0.6	1.001 ± 0.006	0.30 ± 0.03	0.4 ± 0.2	-2.5 ± 0.2	-2.5 ± 0.4	7.0 ± 0.2
K389721	SED	0.003	3.1 ± 0.5	5.9 ± 0.5	0.994 ± 0.005	0.28 ± 0.01	0.67 ± 0.06	-1.09 ± 0.05	-2.2 ± 0.1	3.61 ± 0.09
K389722	SED	0.003	1.5 ± 0.3	2.8 ± 0.7	1.115 ± 0.007	0.18 ± 0.02	0.6 ± 0.1	0.7 ± 0.2	2.3 ± 0.3	12.8 ± 0.3
K389723	SED	0.003	2.1 ± 0.2	4.4 ± 0.2	1.003 ± 0.002	0.184 ± 0.008	0.45 ± 0.04	-0.47 ± 0.03	-1.6 ± 0.1	2.76 ± 0.04

Continued on next page

Sample ID	Lithology	Au (ppm)	NRMSE(ρ') (%)	NRMSE(ρ'') (%)	ρ_0/ρ_{max}	a_0 (10^{-3})	a_1 (10^{-3})	a_2 (10^{-3})	a_3 (10^{-3})	a_4 (10^{-3})
K389724	SED	0.003	5 ± 2	3.1 ± 0.4	0.98 ± 0.01	0.26 ± 0.02	0.9 ± 0.1	-1.2 ± 0.1	-4.4 ± 0.4	6.1 ± 0.2
K389725	SED	0.018	6 ± 1	2.5 ± 0.9	0.97 ± 0.01	0.21 ± 0.05	0.3 ± 0.2	-1.4 ± 0.2	-1.0 ± 0.5	8.0 ± 0.4
K389726	SED	0.024	4.5 ± 0.9	3.0 ± 0.4	0.981 ± 0.007	0.28 ± 0.01	0.82 ± 0.08	-1.53 ± 0.08	-3.6 ± 0.2	5.4 ± 0.1
K389727	SED	0.002	4.5 ± 0.8	3.1 ± 0.3	0.989 ± 0.005	0.149 ± 0.008	0.36 ± 0.04	-0.29 ± 0.04	-1.14 ± 0.08	1.12 ± 0.05
K389728	SED	0.002	6 ± 2	6 ± 2	0.96 ± 0.02	0.3 ± 0.1	1.5 ± 0.5	-1.2 ± 0.4	-8 ± 2	8.6 ± 0.5
K389729	SED	0.002	4.0 ± 0.6	5.3 ± 0.6	0.981 ± 0.007	0.12 ± 0.03	-0.1 ± 0.2	-1.7 ± 0.4	-1.1 ± 0.4	5.1 ± 0.6
K389730	SED	0.006	5 ± 2	2.3 ± 0.4	0.990 ± 0.008	0.27 ± 0.02	1.06 ± 0.09	-0.80 ± 0.07	-4.0 ± 0.3	3.49 ± 0.09
K389732	SED	0.021	6 ± 2	2.9 ± 0.6	0.98 ± 0.01	0.21 ± 0.03	0.5 ± 0.1	-1.0 ± 0.1	-1.9 ± 0.3	3.2 ± 0.2
K389733	SED	0.002	8 ± 2	8.6 ± 0.7	0.975 ± 0.009	0.13 ± 0.01	0.26 ± 0.07	-0.61 ± 0.06	-0.8 ± 0.1	2.36 ± 0.09
K389734	SED	0.002	2.6 ± 0.7	2.8 ± 0.6	1.010 ± 0.007	0.16 ± 0.02	0.4 ± 0.1	-0.1 ± 0.1	-1.1 ± 0.3	3.8 ± 0.2
K389735	SED	0.002	3 ± 1	5 ± 1	0.99 ± 0.01	0.44 ± 0.06	2.0 ± 0.4	-1.8 ± 0.4	-9.6 ± 0.8	12.2 ± 0.6
K389736	SED	-	4 ± 1	3.9 ± 0.7	0.987 ± 0.008	0.22 ± 0.03	0.4 ± 0.2	-1.5 ± 0.2	-2.0 ± 0.4	5.4 ± 0.2
K389737	SED	-	6 ± 1	3.2 ± 0.6	0.97 ± 0.01	0.29 ± 0.04	1.2 ± 0.2	-0.8 ± 0.2	-5.1 ± 0.6	5.0 ± 0.3
K389738	SED	-	3.1 ± 0.2	5.6 ± 0.3	1.003 ± 0.002	0.120 ± 0.007	0.41 ± 0.04	0.16 ± 0.03	-2.03 ± 0.09	1.85 ± 0.05
K389739	SED	-	2.5 ± 0.3	4.9 ± 0.2	1.022 ± 0.003	0.532 ± 0.009	2.91 ± 0.05	-0.39 ± 0.05	-12.8 ± 0.1	8.68 ± 0.06

CHAPITRE 7 DISCUSSION GÉNÉRALE

Avant le début de ce projet de doctorat, les connaissances par rapport aux signatures pétrophysiques et géophysiques des gisements d'or disséminés semblables à celui de Canadian Malartic étaient limitées. En effet, les levés géophysiques conduits antérieurement dans le district minier de Malartic n'ont pas su démontrer l'existence d'une signature électrique, magnétique, électromagnétique ou radiométrique spécifique au gisement. Cette limite dans les connaissances compliquait la planification des levés géophysiques qui visaient à faire la prospection de ces gisements dans un contexte géologique similaire, car (1) on ne savait pas quelle méthode utiliser pour maximiser les chances de détection, et (2) on ne savait pas à quelle échelle et avec quelle résolution spatiale un éventuel signal serait mesurable. Suite aux travaux présentés aux Chapitres 4 et 6, on est maintenant en mesure d'affirmer que le gisement Canadian Malartic possède au moins deux signatures pétrophysiques spécifiques à son empreinte d'altération hydrothermale dans la Sous-Province de Pontiac. La première est une signature dans les propriétés de densité et de susceptibilité magnétique, qui est causée principalement par les changements dans la minéralogie qui découlent du processus d'altération hydrothermale. La deuxième est une signature dans les propriétés électriques des roches sédimentaires, qui est principalement associée à la distribution des grains de pyrite selon les textures caractéristiques des différents styles d'altérations. Le Tableau 7.1 propose un résumé simplifié des signatures pétrophysiques des roches altérées du gisement Canadian Malartic.

Premièrement, il a été montré que la destruction des oxydes de fer et de la biotite pour former de la pyrite, des carbonates, des feldspaths potassiques et des micas pâles cause une diminution de la susceptibilité magnétique des roches sédimentaires les plus altérées (Figure 4.5). La densité des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac variait peu selon la présence d'altération et était en général très homogène, sauf à proximité du gisement. Dans les dykes mafiques du même groupe, l'altération hydrothermale était marquée par une augmentation des proportions de quartz, biotite, carbonate, et pyrite au détriment de la proportion d'amphibole, ce qui réduit considérablement la densité des dykes altérés (Figure 4.7). Les intrusions felsiques et intermédiaires altérées étaient caractérisées par de plus faibles valeurs de densité et de susceptibilité magnétique que les intrusions non altérées (Figure 4.6). Cependant, la densité de ce type de roche variait surtout avec ses proportions de Fe_2O_3, TiO_2 et Al_2O_3, ce qui indique que des variations quant à la composition des intrusions felsiques et intermédiaires contrôlent une partie de leur signature pétrophysique, surtout à l'échelle du Groupe de Pontiac.

Deuxièmement, on sait maintenant que les styles d'altération rencontrés au gisement Cana-

Tableau 7.1 Tableau simplifié résumant les signatures pétrophysiques associées à l'altération hydrothermale des unités lithologiques principales au gisement Canadian Malartic. ↑ : plus grand que la moyenne. ↓ : plus petit que la moyenne. ∘ : comparable à la moyenne. ↕ : très variable par rapport à la moyenne. ↑↑ : généralement plus grand que les roches sédimentaires. ND : non disponible.

	Roches sédimentaires (Groupe de Pontiac)			**Dykes mafiques (Groupe de Pontiac)**			**Intrusions felsique-intermédiaire**		
Altération	Minimale	Distale	Proximale	Minimale	Distale	Proximale	Minimale	Distale	Proximale
Susceptibilité magnétique	∘	↕	↓	↑	∘	↓	↑	∘	↓
Densité	∘	∘	∘	↑	∘	↓	↑	∘	↓
Chargeabilité	↕	↑	↓	ND			↑↑		
Temps de relaxation	↑	↓	∘	ND			↑↑		

dian Malartic possèdent des signatures électriques qui leur sont propres. En effet, une absence de foliation et une encapsulation des grains de pyrite par des produits de l'altération hydrothermale proximale (principalement les feldspaths potassiques, Figure 6.6) sont associées à la présence d'anomalies de basse chargeabilité en PPS (Figure 6.13). À l'opposé, les roches dont les grains de pyrites sont distribués selon une foliation évidente sont caractérisées par des pics de chargeabilité à des temps de relaxation bien définis en PPS (Figure 6.8). Les signatures électriques étaient mesurables à des échelles allant de quelques centimètres (carottes de forages) à quelques mètres (affleurements). À l'échelle du District de Malartic, l'échantillonnage était trop épars pour permettre l'identification d'une relation claire entre les paramètres PPS et le contenu en pyrite. La variabilité des propriétés électriques diminuait avec une augmentation du volume de roche investigué, et ce sont les mesures de terrain qui ont permis de faire la plus nette discrimination entre les roches sédimentaires altérées et inaltérées de la zone Bravo.

Les méthodes employées ont permis d'atteindre l'objectif général de ce projet de doctorat et ont contribué à l'avancement des connaissances par rapport aux signatures pétrophysiques des gisements d'or disséminé. Cette étude est la première à décrire comment les données minéralogiques et texturales obtenues par MLA peuvent servir à interpréter les signatures électriques de différents styles d'altération hydrothermale, avec les roches minéralisées du gisement Canadian Malartic comme étude de cas. C'est en particulier l'analyse statistique

des images MLA qui a permis de mesurer quantitativement les associations entre les grains de pyrite et les divers grains dans la roche hôte (Tableau 6.2), et qui a permis de visualiser l'intensité de la foliation avec les histogrammes d'orientation préférentielle des grains (Figure 6.8) pour expliquer les variations de chargeabilité. De plus, les observations faites au microscope optique, au microscope électronique, et au MLA ont servi de support à l'interprétation conjointe des variations minéralogiques, géochimiques et pétrophysiques dans les roches altérées du Groupe de Pontiac (Chapitre 4).

Le développement du code `BISIP` (Chapitre 5) a aussi contribué à la réalisation de l'objectif général de cette thèse. Avant le développement de ce nouveau programme, le traitement des données de PPS avec des codes basés sur des approches déterministes était un processus tout au mieux douteux. D'abord, des petites variations dans les estimations initiales pour chaque paramètre Cole-Cole conduisaient tantôt à des solutions acceptables, et parfois à des solutions inacceptables dont les paramètres tendaient vers leurs bornes. Il fallait donc répéter l'inversion de chaque spectre de résistivité complexe plusieurs fois avant d'être assuré d'avoir trouvé des paramètres sensés. Ensuite, avec les approches déterministes existantes il n'était pas possible de faire la propagation de l'incertitude sur les données PPS dans l'inversion de façon à obtenir l'incertitude sur les paramètres estimés. L'influence du bruit dans les données sur le processus d'inversion est un sujet très peu abordé et l'incertitude des paramètres de PPS n'est presque jamais rapportée dans la littérature. `BISIP` a permis de palier à ces problèmes en proposant une approche originale et transparente pour faire le traitement des données PPS. En plus d'avoir facilité l'accomplissement de cette thèse de doctorat, ce code est une contribution concrète au domaine de la PPS. Effectivement, en plus d'être le premier programme à code source ouvert pour l'inversion stochastique multimodèle des données PPS, il a permis d'identifier certaines faiblesses dans le modèle Cole-Cole, un modèle très souvent utilisé pour interpréter les données PPS dans le passé. Finalement, `BISIP` contient un grand nombre d'outils quantitatifs et de fonctions de visualisation pour analyser les résultats de l'inversion PPS sous plusieurs angles. Ces outils ont contribué à faire avancer les connaissances par rapport aux modèles empiriques qui décrivent les données PPS.

CHAPITRE 8 CONCLUSION

La phrase *Geophysics doesn't work at Canadian Malartic*[1], a souvent été entendue aux assemblées générales annuelles du *CMIC Footprints Project*. Les résultats de ce projet de doctorat permettent en quelque sorte d'adresser cette affirmation et d'identifier clairement ce qui fonctionne et ce qui ne fonctionne pas avec la géophysique à Canadian Malartic. D'après les conclusions tirées plus haut, on serait porté de croire que les différents contrastes et signatures pétrophysiques identifiés dans les roches sédimentaires du gisement Canadian Malartic permettent la prospection géophysique de ce type de gisement dans des contextes géologiques semblables. Par contre, des contrastes dans les propriétés physiques qui sont détectables en laboratoire ne se traduiront pas nécessairement par des signatures géophysiques significatives à tous les niveaux. Il faut notamment considérer les limitations des méthodes géophysiques par rapport à l'échelle de l'empreinte hydrothermale du gisement, à la variabilité importante des propriétés physiques sur de courtes distances et aux signaux caractéristiques des différentes unités lithologiques associées au gisement.

L'hypothèse initiale voulant que l'empreinte pétrophysique hydrothermale du gisement Canadian Malartic dépasse les zones d'altération proximale et s'efface progressivement dans les zones d'altération distales ne s'est pas avérée vérifiable. En effet, les expériences à diverses échelles ont montré que la limite de l'empreinte pétrophysique du gisement concorde avec la fin des zones d'altération proximale. Premièrement, la signature en susceptibilité magnétique n'est pas mesurable dans les roches altérées distales, et celles-ci conservent les mêmes propriétés magnétiques et de densité que les roches non altérées. Ceci a été démontré tant à l'échelle du District de Malartic (Chapitre 4) qu'à l'échelle d'un trou de forage (voir Figure 6.12). Deuxièmement, la signature de PPS est surtout détectable dans les roches altérées proximales (Figure 6.8), car celles-ci ont une texture et un mode d'occurrence de la pyrite qui est distinct des roches distales. Ceci a été démontré dans le cœur du gisement (voir Figures 6.3 et 6.7) et à deux échelles de mesure différentes, soient à l'échelle d'un trou de forage (Figure 6.12) et à celle d'un affleurement (Figure 6.13). L'altération proximale est spatialement limitée à certaines zones bien définies près des contacts intrusifs et des failles locales (Figure 6.3). Un levé géophysique qui vise à cartographier ces zones devra donc utiliser une résolution spatiale relativement fine, et ce même si l'étendue du levé se limitait à la fosse actuelle. Le manque d'empreinte pétrophysique autour des zones d'altération proximale ne favoriserait pas les chances de détection du gisement lors d'un levé géophysique réalisé à une

1. [Traduction] La géophysique ne fonctionne pas à Canadian Malartic.

échelle d'exploration régionale.

Les propriétés physiques mesurées à l'échelle des carottes de forage et qui ne dépendaient pas de la texture de la roche (densité, susceptibilité magnétique) étaient beaucoup moins variables que les propriétés électriques mesurées à la même échelle. La Figure 6.12 est un bon exemple qui illustre ce propos. En effet, bien qu'il existe une certaine variabilité dans la susceptibilité magnétique des roches le long du trou de forage BR08-2034 (Figure 6.12B), celle-ci est considérablement moindre que la diminution drastique causée par la présence d'une zone d'altération proximale. Conséquemment, le rapport signal sur bruit des observations de susceptibilité magnétique est suffisant pour permettre la détection des zones d'altération hydrothermale dans les roches sédimentaires du Pontiac. En PPS, même si l'altération proximale est caractérisée par une faible chargeabilité des roches, les propriétés électriques sont trop variables pour permettre une discrimination claire à l'échelle des carottes de forage (Figure 6.12C-D). On peut suggérer que la plus petite échelle permettant de faire la détection nette d'une zone d'altération hydrothermale (Figure 6.13) est celle qui utilise un écartement d'électrode de 1 m et des mesures sur un affleurement.

Bien que les roches sédimentaires altérées du Groupe de Pontiac soient caractérisées par des signatures pétrophysiques spécifiques, les travaux présentés aux Chapitres 4 et 6 ont aussi montré que les différentes unités lithologiques intrusives et volcaniques qui contrôlent la minéralisation aurifère dans le district de Canadian Malartic possèdent aussi des propriétés physiques contrastantes (Figure 4.4). Les roches mafiques à ultramafiques du Groupe de Piché, les formations de fer, les dykes protérozoïques de diabase et certaines intrusions mafiques offrent des contrastes de susceptibilité magnétique et de densité positifs par rapport à la roche sédimentaire du Pontiac. De plus, certaines intrusions felsiques sont associées à des contrastes de susceptibilité et de densité négatifs. Étant donné la quantité importante d'intrusions dans la Sous-Province de Pontiac (Figure 6.2) et la proximité du Groupe de Piché avec la minéralisation aurifère (Figure 6.3), il faut s'attendre à ce que les signaux générés par ces unités se superposent à la signature du gisement Canadian Malartic. Cette information doit être considérée avant de proposer une interprétation de levés gravimétriques et magnétométriques, car la réponse du Groupe de Piché aura tendance à réduire l'amplitude de la réponse des roches altérées, et parce que les intrusions felsiques non magnétiques pourraient être confondues avec des zones d'altération.

L'application de méthodes d'apprentissage automatique (*machine learning*) à toutes sortes de fins attire de plus en plus l'attention des chercheurs dans divers domaines. La Figure 8.1 montre l'explosion du nombre de recherches Internet faites à ce sujet à partir du début de l'année 2014. À titre de comparaison, le nombre de recherches sur Internet portant sur la dis-

cipline de la géophysique a très peu varié. Il était intéressant dans ce projet de constater que l'apprentissage automatique a permis de valoriser des données provenant de sources multidisciplinaires à leur plein potentiel, et qu'au final l'interprétation proposée par l'ordinateur était en accord avec celle du géologue et du géophysicien. Les données multidisciplinaires recueillies au gisement Canadian Malartic par les chercheurs du projet CMIC Footprints continueront sans doute d'être analysées dans les années à venir, et on s'attend à ce que l'apprentissage automatique soit au centre des activités qui permettront de lier les données géochimiques, minéralogiques, pétrophysiques et géophysiques dans un seul modèle intégré généralisable à l'ensemble du Groupe de Pontiac.

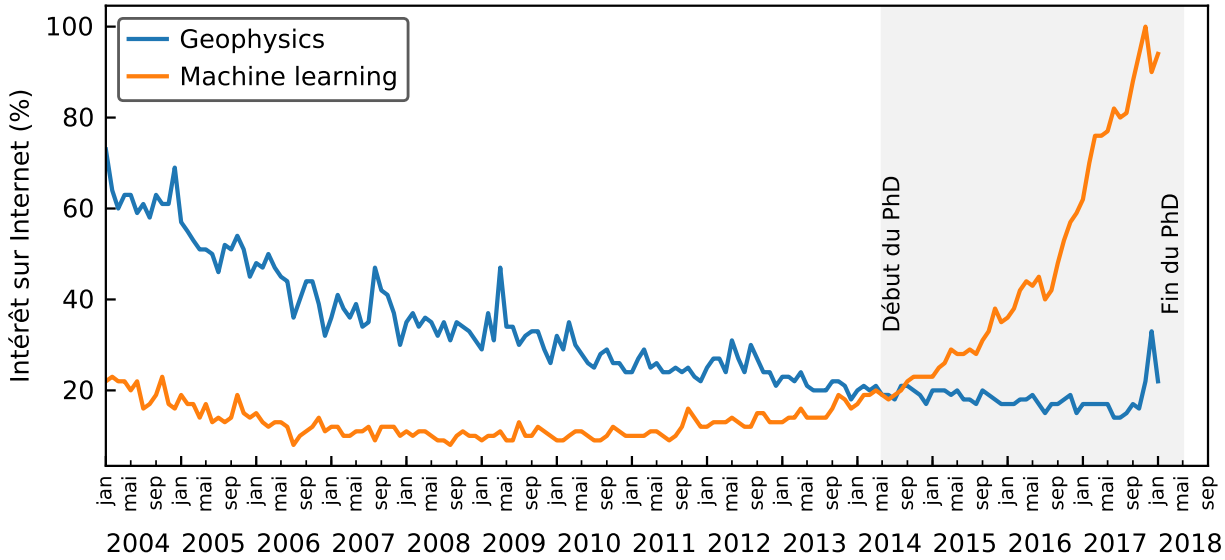


Figure 8.1 Nombre de recherches Internet pour les domaines d'études liées à la géophysique et à l'apprentissage automatique depuis janvier 2004. Les données sont normalisées par le nombre maximal de recherches effectuées durant la période indiquée. La durée des travaux qui ont mené à cette thèse de doctorat est représentée par la zone ombragée. Données publiques extraites du moteur de recherche Google.

Les connaissances acquises par apprentissage automatique sur les propriétés physiques des roches (Chapitre 4) constituent une forme d'intégration multidisciplinaire concrète et reproductible. À l'opposé, la caractérisation des signatures de PPS du gisement Canadian Malartic (Chapitre 6) est une forme d'intégration multidisciplinaire plus en surface, qui pourrait être sujette aux biais et à l'interprétation. Cette étude de PPS n'a pas produit une quantité suffisante de données de PPS pour permettre leur analyse avec des méthodes d'apprentissage. Effectivement, la préparation des échantillons (incluant la coupe des carottes de forages et la mise en forme pour le porte-échantillon) et les plusieurs répétitions nécessaires à obtenir

des données fiables font en sorte qu'il est difficile de réaliser les mesures sur plusieurs centaines d'échantillons dans un temps raisonnable. De plus, l'utilisation du système MLA est dispendieuse, limitant le nombre de lames minces qui peuvent être analysées. Ce manque de données ne permet par d'entraîner des modèles de prédiction robustes ou généralisables. Par contre, il faut mentionner que certains algorithmes comme les *random forests* (section 4.A.2) sont particulièrement adaptés à identifier des patrons dans les données multidimensionnelles, comme les spectres de PPS (qui à cause des parties réelles et imaginaires ont une dimension de $2N_f$, où N_f est le nombre de fréquences dans le spectre). Il n'existe présentement aucun exemple dans la littérature où l'apprentissage automatique est utilisé pour interpréter des données de PPS, probablement à cause de la difficulté à récolter de grandes quantités de données. Il faut toutefois prévoir que ces méthodes trouveront très bientôt leur utilité dans ce domaine. Je prévois que le processus d'inversion des spectres de PPS sera progressivement remplacé par une forme de reconnaissance automatique des données (similaire à la reconnaissance d'images) permettant l'identification des sources de polarisation. Étant donné le manque de données réelles et bien documentées disponibles dans la littérature, les développements initiaux dans cette approche devront se faire à l'aide de données synthétiques.

Je conclus en émettant les recommandations pratiques suivantes à quiconque serait intéressé de conduire une expérience similaire (p. ex., pour un type de gisement différent) :

1. S'assurer avant tout que les mesures pétrophysiques sont reproductibles.
   (a) Le meilleur moyen d'obtenir l'incertitude sur une mesure est de répéter celle-ci dans les mêmes conditions.
   (b) En PPS, il faut aussi répéter les mesures pour un même échantillon en faisant varier de façon contrôlée tous les autres paramètres qui peuvent influencer la réponse de PPS (p. ex., la salinité de la solution, la densité de courant, la température ambiante au laboratoire, le type et la configuration d'électrodes. Ces tests permettront de vérifier si les mesures de PPS peuvent être reproduites et quelle est l'incertitude sur le spectre de résistivité complexe.
   (c) Pour chaque propriété physique et surtout en PPS, utiliser exactement le même protocole et les mêmes paramètres de mesures pour tous les échantillons qui doivent être comparés entre eux.
   (d) Maximiser le volume de roche investigué pour réduire la variabilité spatiale de ses propriétés électriques.
2. Conservation et interprétation des données pétrophysiques
   (a) Conserver toutes les données multidisciplinaires dans un même fichier avec le format le plus simple possible (p. ex., un fichier `.csv` où chaque rangée correspond à

un échantillon et chaque colonne un attribut).

(b) Utiliser `pandas` et le livre de McKinney (2017) pour apprendre à manipuler les données de façon efficace.

(c) Commencer par utiliser des outils de visualisation pour faire une interprétation préliminaire des propriétés physiques. Par exemple en visualisant les distributions statistiques ou spatiales de chaque propriété.

(d) Utiliser ensuite les techniques d'apprentissage non supervisées (p. ex., analyse en composante principale, partitionnement en k-moyennes) pour identifier les corrélations ou les patrons de classification dans les données.

(e) Passer finalement aux méthodes d'apprentissages supervisées lorsque suffisamment d'information géologique permet de vérifier les patrons de classification.

RÉFÉRENCES

Abdulsamad, F., Florsch, N., & Camerlynck, C. (2017). Spectral induced polarization in a sandy medium containing semiconductor materials : experimental results and numerical modelling of the polarization mechanism. *Near Surface Geophysics*, 15(6) :669–683. doi:10.3997/1873-0604.2017052.

Abdulsamad, F., Florsch, N., Schmutz, M., & Camerlynck, C. (2016). Assessing the high frequency behavior of non-polarizable electrodes for spectral induced polarization measurements. *Journal of Applied Geophysics*. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.01.001.

Airo, M.-L. (2002). Aeromagnetic And Aeroradiometric Response To Hydrothermal Alteration. *Surveys in Geophysics*, 23(4) :273–302. doi:10.1023/A :1015556614694.

Airo, M.-L. & Mertanen, S. (2008). Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. *Journal of Applied Geophysics*, 64 :14–24. doi:10.1016/j.jappgeo.2007.10.003.

Archie, G. E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01) :54–62. doi:10.2118/942054-G.

Attwa, M. & Günther, T. (2013). Spectral induced polarization measurements for predicting the hydraulic conductivity in sandy aquifers. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(10) :4079–4094. doi:10.5194/hess-17-4079-2013.

Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., & Trowell, N. (2002). Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology : autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, 115(1) :63–95. doi:10.1016/S0301-9268(02)00006-2.

Bacon, L. (1965). Induced-polarization logging in the search for native copper. *Geophysics*, 30(2) :246–256. doi:10.1190/1.1439564.

Bairlein, K., Bücker, M., Hördt, A., & Hinze, B. (2016). Temperature dependence of spectral induced polarization data : experimental results and membrane polarization theory. *Geophysical Journal International*, 205(1) :440–453. doi:10.1093/gji/ggw027.

Balia, B., Deidda, G. P., Godio, A., Ranieri, G., Sambuelli, L., & Santarato, G. (1994). An experiment of spectral induced polarization. *Annals of Geophysics*, 37(5 Sup.). doi:10.4401/ag-4176.

Banerjee, S. K. & Moskowitz, B. M. (1985). Ferrimagnetic Properties of Magnetite. In Kirschvink, J. L., Jones, D. S., & MacFadden, B. J., editors, *Magnetite Biomineralization and*

Magnetoreception in Organisms, number 5 in Topics in Geobiology, pages 17–41. Springer US.

Beaudoin, G. & Raskevicius, T. (2014). Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada—a Discussion. *Economic Geology*, 109(7) :2067–2068. doi:10.2113/econgeo.109.7.2067.

Belkabir, A. & Hubert, C. (1995). Geology and structure of a sulfide-rich gold deposit ; an example from the Mouska gold mine, Bousquet District, Canada. *Economic Geology*, 90(5) :1064–1079. doi:10.2113/gsecongeo.90.5.1064.

Ben-Hur, A., Ong, C. S., Sonnenburg, S., Schölkopf, B., & Rätsch, G. (2008). Support Vector Machines and Kernels for Computational Biology. *PLOS Computational Biology*, 4(10) :e1000173. doi:10.1371/journal.pcbi.1000173.

Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R., & Gillett, J. (1994). Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec : an integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(2) :271–281. doi:10.1139/e94-026.

Binley, A. & Kemna, A. (2005). DC Resistivity and Induced Polarization Methods. In Rubin, Y. & Hubbard, S. S., editors, *Hydrogeophysics*, number 50 in Water Science and Technology Library, pages 129–156. Springer Netherlands.

Binley, A., Kruschwitz, S., Lesmes, D., & Kettridge, N. (2010). Exploiting the temperature effects on low frequency electrical spectra of sandstone : A comparison of effective diffusion path lengths. *Geophysics*, 75(6) :A43–A46. doi:10.1190/1.3483815.

Binley, A., Slater, L. D., Fukes, M., & Cassiani, G. (2005). Relationship between spectral induced polarization and hydraulic properties of saturated and unsaturated sandstone. *Water Resources Research*, 41(12) :W12417. doi:10.1029/2005WR004202.

Bishop, J. R. & Emerson, D. W. (1999). Geophysical properties of zinc-bearing deposits. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46(3) :311–328. doi:10.1046/j.1440-0952.1999.00706.x.

Bleil, D. F. (1953). Induced polarization ; a method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3) :636–661. doi:10.1190/1.1437917.

Bleil, U. & Petersen, N. (1982). Magnetic properties of rocks. *Landolt-Börnstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and technology. Springer-Verlag Berlin*, pages 366–432.

Boadu, F. K. & Seabrook, B. C. (2006). Effects of Clay Content and Salinity on the Spectral Electrical Response of Soils. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 11(3) :161–170. doi:10.2113/JEEG11.3.161.

Boser, B. E., Guyon, I. M., & Vapnik, V. N. (1992). A Training Algorithm for Optimal Margin Classifiers. In *Proceedings of the 5th Annual ACM Workshop on Computational Learning Theory*, pages 144–152. ACM Press.

Boulanger, O. & Chouteau, M. (2001). Constraints in 3d gravity inversion. *Geophysical Prospecting*, 49(2) :265–280. doi:10.1046/j.1365-2478.2001.00254.x.

Boutcher, S., Edhorn, A., & Moorhouse, W. (1966). Archean conglomerates and lithic sandstones of Lake Timiskaming, Ontario. In *Proc. Geol. Assoc. Can*, volume 17, pages 21–42.

Breiman, L. (2001). Random Forests. *Machine Learning*, 45(1) :5–32. doi:10.1023/A :1010933404324.

Brooks, S. (1998). Markov chain Monte Carlo method and its application. *Journal of the Royal Statistical Society : Series D (The Statistician)*, 47(1) :69–100. doi:10.1111/1467-9884.00117.

Bérubé, C. L., Chouteau, M., Olivo, G. R., Perrouty, S., Shamsipour, P., & Enkin, R. J. (2017a). Spectral induced polarization signatures of altered metasedimentary rocks from the Canadian Calartic gold deposit Bravo zone, Québec, Canada. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2017*, pages 204–208, Denver, Colorado USA. Society of Exploration Geophysicists and Environment and Engineering Geophysical Society. doi:10.4133/SAGEEP.30-010.

Bérubé, C. L., Chouteau, M., Shamsipour, P., Enkin, R. J., & Olivo, G. R. (2017b). Bayesian inference of spectral induced polarization parameters for laboratory complex resistivity measurements of rocks and soils. *Computers & Geosciences*, 105 :51–64. doi:10.1016/j.cageo.2017.05.001.

Bérubé, C. L., Olivo, G. R., Chouteau, M., Perrouty, S., Shamsipour, P., Enkin, R. J., Morris, W. A., Feltrin, L., & Thiémonge, R. (2018). Predicting rock type and detecting hydrothermal alteration using machine learning and petrophysical properties of the Canadian Malartic ore and host rocks, Pontiac Subprovince, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*. In press.

Börner, F. D. & Schön, J. H. (1991). A Relation between the Quadrature Component of Electrical Conductivity and the Specific Surface Area of Sedimentary Rocks. *The Log Analyst*, 32(05).

Bücker, M. & Hördt, A. (2013). Long and short narrow pore models for membrane polarization. *Geophysics*, 78(6) :E299–E314. doi:10.1190/geo2012-0548.1.

Bücker, M., Orozco, A. F., Hördt, A., & Kemna, A. (2017). An analytical membrane-polarization model to predict the complex conductivity signature of immiscible liquid

hydrocarbon contaminants. *Near Surface Geophysics*, 15(6) :547–562. doi:10.3997/1873-0604.2017051.

Camiré, G. E. & Burg, J. P. (1993). Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Research*, 61(1) :51–66. doi:10.1016/0301-9268(93)90057-9.

Camiré, G. E., Laflèche, M. R., & Ludden, J. N. (1993a). Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian shield : chemical characterization, weathering and modelling of the source areas. *Precambrian Research*, 62(3) :285–305. doi:10.1016/0301-9268(93)90026-X.

Camiré, G. E., Ludden, J. N., Flèche, M. R. L., & Burg, J. P. (1993b). Mafic and ultramafic amphibolites from the northwestern Pontiac Subprovince : chemical characterization and implications for tectonic setting. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(6) :1110–1122. doi:10.1139/e93-094.

Card, K. & Poulsen, K. (1998). Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America, Geology of North America*, 1 :13–204.

Card, K. D. (1990). A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48(1) :99–156. doi:10.1016/0301-9268(90)90059-Y.

Caté, A., Perozzi, L., Gloaguen, E., & Blouin, M. (2017). Machine learning as a tool for geologists. *The Leading Edge*, 36(3) :215–219. doi:10.1190/tle36030215.1.

Chapelle, O., Haffner, P., & Vapnik, V. N. (1999). Support vector machines for histogram-based image classification. *IEEE Transactions on Neural Networks*, 10(5) :1055–1064. doi:10.1109/72.788646.

Chasseriau, P. & Chouteau, M. (2003). 3d gravity inversion using a model of parameter covariance. *Journal of Applied Geophysics*, 52(1) :59–74. doi:10.1016/S0926-9851(02)00240-9.

Chen, J., Hubbard, S. S., Williams, K. H., Flores Orozco, A., & Kemna, A. (2012). Estimating the spatiotemporal distribution of geochemical parameters associated with biostimulation using spectral induced polarization data and hierarchical Bayesian models. *Water Resources Research*, 48(5) :W05555. doi:10.1029/2011WR010992.

Chen, J., Kemna, A., & Hubbard, S. S. (2008). A comparison between Gauss-Newton and Markov-chain Monte Carlo–based methods for inverting spectral induced-polarization data for Cole-Cole parameters. *Geophysics*, 73(6) :F247–F259. doi:10.1190/1.2976115.

Chen, Y. & Or, D. (2006). Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity. *Water Resources Research*, 42(6) :W06424. doi:10.1029/2005WR004590.

Chib, S. & Greenberg, E. (1995). Understanding the Metropolis-Hastings Algorithm. *The American Statistician*, 49(4) :327–335. doi:10.1080/00031305.1995.10476177.

Cole, K. S. & Cole, R. H. (1941). Dispersion and Absorption in Dielectrics I. Alternating Current Characteristics. *The Journal of Chemical Physics*, 9(4) :341–351. doi:10.1063/1.1750906.

Corfu, F. & Noble, S. R. (1992). Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada : Evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5) :2081–2097. doi:10.1016/0016-7037(92)90331-C.

Cowles, M. K. & Carlin, B. P. (1996). Markov Chain Monte Carlo Convergence Diagnostics : A Comparative Review. *Journal of the American Statistical Association*, 91(434) :883–904. doi:10.1080/01621459.1996.10476956.

Cracknell, M. & Reading, A. (2013). The upside of uncertainty : Identification of lithology contact zones from airborne geophysics and satellite data using random forests and support vector machines. *Geophysics*, 78(3) :WB113–WB126. doi:10.1190/geo2012-0411.1.

Cracknell, M. J., Reading, A. M., & McNeill, A. W. (2014). Mapping geology and volcanic-hosted massive sulfide alteration in the Hellyer–Mt Charter region, Tasmania, using Random Forests™ and Self-Organising Maps. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(2) :287–304. doi:10.1080/08120099.2014.858081.

Cristianini, N. & Shawe-Taylor, J. (2000). *An Introduction to Support Vector Machines : And Other Kernel-based Learning Methods*. Cambridge University Press, New York, NY, USA.

Davis, D. W. (2002). U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, 115(1) :97–117. doi:10.1016/S0301-9268(02)00007-4.

De Souza, S., Dube, B., McNicoll, V., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R. A., & Kjarsgaard, I. M. (2015). Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. *In : Targeted Geoscience Initiative 4 : Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, B. Dubé and P. Mercier-Langevin (Eds.), Geological Survey of Canada, Open File*, 7852 :115–126.

Derry, D. R. (1939). The geology of the Canadian Malartic gold mine, N. Quebec. *Economic Geology*, 34(5) :495–523. doi:10.2113/gsecongeo.34.5.495.

Dias, C. A. (2000). Developments in a model to describe low-frequency electrical polarization of rocks. *Geophysics*, 65(2) :437–451. doi:10.1190/1.1444738.

Dobrin, M. B. & Savit, C. H. (1960). *Introduction to geophysical prospecting*, volume 4. New York : McGraw-hill.

Domingos, P. & Pazzani, M. (1997). On the Optimality of the Simple Bayesian Classifier under Zero-One Loss. *Machine Learning*, 29(2-3) :103–130. doi:10.1023/A :1007413511361.

Dubé, B. & Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *Mineral Deposits of Canada : A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5 :49–73.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Kjarsgaard, I., Hannington, M., Bécu, V., Côté, J., Moorhead, J., Legault, M., & Bédard, N. (2014). The Bousquet 2-Dumagami World-Class Archean Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi, Quebec : Metamorphosed Submarine Advanced Argillic Alteration Footprint and Genesis. *Economic Geology*, 109(1) :121–166. doi:10.2113/econgeo.109.1.121.

Dunlop, D. J. & Ozdemir, O. (2001). *Rock Magnetism : Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press.

Eakins, P. R. (1962). *Caractères géologiques des gisements aurifères du district de Malartic, comté d'Abitibi-Est*. Ministère des richesses naturelles, Service des gîtes minéraux.

Efron, B. & Hastie, T. (2016). *Computer Age Statistical Inference*. Cambridge University Press.

Enkin, R. J., Yang, Z., Chen, Y., & Courtillot, V. (1992). Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10) :13953. doi:10.1029/92JB00648.

Fallara, F., Ross, P., & Sansfacon, R. (2000). *Caractérisation géochimique, pétrographique et structurale : nouveau modèle métallogénique du camp minier de Malartic*. MB 2000-15. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Fernández-Delgado, M., Cernadas, E., Barro, S., & Amorim, D. (2014). Do we Need Hundreds of Classifiers to Solve Real World Classification Problems ? *Journal of Machine Learning Research*, 15 :3133–3181.

Fiandaca, G., Ramm, J., Binley, A., Gazoty, A., Christiansen, A. V., & Auken, E. (2013). Resolving spectral information from time domain induced polarization data through 2-D inversion. *Geophysical Journal International*, 192(2) :631–646. doi:10.1093/gji/ggs060.

Flores Orozco, A., Gallistl, J., Bücker, M., & Williams, K. H. (2016). Decay-Curve Analysis for the Quantification of Data Error in Time-Domain Induced Polarization Imaging. In *Abstracts from session A*, page 43, Aarhus, Denmark. 4th International Workshop on Induced Polarization.

Flores Orozco, A., Kemna, A., Oberdörster, C., Zschornack, L., Leven, C., Dietrich, P., & Weiss, H. (2012). Delineation of subsurface hydrocarbon contamination at a former hydrogenation plant using spectral induced polarization imaging. *Journal of Contaminant Hydrology*, 136–137 :131–144. doi:10.1016/j.jconhyd.2012.06.001.

Flores Orozco, A., Williams, K. H., Long, P. E., Hubbard, S. S., & Kemna, A. (2011). Using complex resistivity imaging to infer biogeochemical processes associated with bioremediation of an uranium-contaminated aquifer. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 116(G3) :G03001. doi:10.1029/2010JG001591.

Florsch, N., Camerlynck, C., & Revil, A. (2012). Direct estimation of the distribution of relaxation times from induced-polarization spectra using a Fourier transform analysis. *Near Surface Geophysics*, 10(6) :517–531. doi:10.3997/1873-0604.2012004.

Florsch, N., Revil, A., & Camerlynck, C. (2014). Inversion of generalized relaxation time distributions with optimized damping parameter. *Journal of Applied Geophysics*, 109 :119–132. doi:10.1016/j.jappgeo.2014.07.013.

Gaillard, N., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Lypaczewski, P., Salvi, S., Perrouty, S., Piette-Lauzière, N., Guilmette, C., & Linnen, R. L. (2018). Mica composition as a vector to gold mineralization : Deciphering hydrothermal and metamorphic effects in the Malartic District, Québec. *Ore Geology Reviews*. doi:10.1016/j.oregeorev.2018.02.009.

Gaillard, N., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Salvi, S., Béziat, D., Lypaczewski, P., Perrouty, S., & Linnen, R. L. (2015). Mineralogical and geochemical vectors to ore : the alteration halo of the Canadian Malartic gold deposit. In *Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting*, volume 2, pages 461–464, Nancy, France.

Gao, Z., Haegel, F.-H., Huisman, J. A., Esser, O., Zimmermann, E., & Vereecken, H. (2017). Spectral induced polarization for the characterisation of biochar in sand. *Near Surface Geophysics*, 15(6) :645–656. doi:10.3997/1873-0604.2017045.

Gelfort, R. (2006). On classification of logging data. doi:10.23689/fidgeo-343.

Gelman, A. & Rubin, D. B. (1992). Inference from Iterative Simulation Using Multiple Sequences. *Statistical Science*, 7(4) :457–472. doi:10.1214/ss/1177011136.

Gervais, D., Roy, C., Thibault, A., Pednault, C., & Doucet, D. (2014). Mineral Resource and Mineral Reserve Estimates for the Canadian Malartic Property. Technical Report, Mine Canadian Malartic (2014).

Ghorbani, A., Camerlynck, C., Florsch, N., Cosenza, P., & Revil, A. (2007). Bayesian inference of the Cole–Cole parameters from time- and frequency-domain induced polarization. *Geophysical Prospecting*, 55(4) :589–605. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00627.x.

Gilks, W. R., Richardson, S., & Spiegelhalter, D. (1995). *Markov Chain Monte Carlo in Practice*. CRC Press.

Grissemann, C. (1971). *Examination of the frequency-dependent conductivity of ore-containing rock on artificial models*. Bedford, Mass. : Air Force Cambridge Research Laboratories.

Gunning, H. C. (1937). *Cadillac Area, Quebec*. Memoir 206. Geological Survey of Canada.

Gunning, H. C. & Ambrose, J. W. (1940). *Malartic Area, Quebec*. Memoir 222. Geological Survey of Canada.

Guo, G., Wang, H., Bell, D., Bi, Y., & Greer, K. (2003). KNN model-based approach in classification. In *CoopIS/DOA/ODBASE*, volume 2003, pages 986–996. Springer.

Gurin, G., Tarasov, A., Ilyin, Y., & Titov, K. (2013). Time domain spectral induced polarization of disseminated electronic conductors : Laboratory data analysis through the Debye decomposition approach. *Journal of Applied Geophysics*, 98 :44–53. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.07.008.

Gurin, G., Titov, K., Ilyin, Y., & Tarasov, A. (2015). Induced polarization of disseminated electronically conductive minerals : a semi-empirical model. *Geophysical Journal International*, 200(3) :1555–1565. doi:10.1093/gji/ggu490.

Haario, H., Saksman, E., & Tamminen, J. (1999). Adaptive proposal distribution for random walk Metropolis algorithm. *Computational Statistics*, 14(3) :375–395. doi:10.1007/s001800050022.

Haario, H., Saksman, E., & Tamminen, J. (2001). An adaptive Metropolis algorithm. *Bernoulli*, 7(2) :223–242.

Harris, J. R. & Grunsky, E. C. (2015). Predictive lithological mapping of Canada's North using Random Forest classification applied to geophysical and geochemical data. *Computers & Geosciences*, 80 :9–25. doi:10.1016/j.cageo.2015.03.013.

Hastings, W. K. (1970). Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications. *Biometrika*, 57(1) :97–109.

Hayward, N., Corriveau, L., Craven, J. A., & Enkin, R. J. (2016). Geophysical Signature of the NICO Au-Co-Bi-Cu Deposit and Its Iron Oxide-Alkali Alteration System, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 111(8) :2087–2109. doi:10.2113/econgeo.111.8.2087.

Hayward, N., Enkin, R. J., Corriveau, L., Montreuil, J.-F., & Kerswill, J. (2013). The application of rapid potential field methods for the targeting of IOCG mineralisation based on physical property data, Great Bear magmatic zone, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 94 :42–58. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.03.017.

Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Wing, B. A., & Wares, R. P. (2014). Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 109(3) :713–735. doi:10.2113/econgeo.109.3.713.

Henkel, H. (1994). Standard diagrams of magnetic properties and density—a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics*, 32(1) :43–53. doi:10.1016/0926-9851(94)90008-6.

Huang, W., Nakamori, Y., & Wang, S.-Y. (2005). Forecasting stock market movement direction with support vector machine. *Computers & Operations Research*, 32(10) :2513–2522. doi:10.1016/j.cor.2004.03.016.

Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., & Banerjee, S. K. (1995). Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In Ahrens, T. J., editor, *Rock Physics & Phase Relations*, pages 189–204. American Geophysical Union.

Joachims, T. (1998). Text categorization with Support Vector Machines : Learning with many relevant features. In *Machine Learning : ECML-98*, Lecture Notes in Computer Science, pages 137–142. Springer, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/BFb0026683.

Johansson, S., Sparrenbom, C., Fiandaca, G., Lindskog, A., Olsson, P.-I., Dahlin, T., & Rosqvist, H. (2017). Investigations of a Cretaceous limestone with spectral induced polarization and scanning electron microscopy. *Geophysical Journal International*, 208(2) :954–972. doi:10.1093/gji/ggw432.

Johnson, I. M. (1984). Spectral induced polarization parameters as determined through time-domain measurements. *Geophysics*, 49(11) :1993–2003. doi:10.1190/1.1441610.

Jougnot, D., Ghorbani, A., Revil, A., Leroy, P., & Cosenza, P. (2010). Spectral induced polarization of partially saturated clay-rocks : a mechanistic approach. *Geophysical Journal International*, 180(1) :210–224. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04426.x.

Keery, J., Binley, A., Elshenawy, A., & Clifford, J. (2012). Markov-chain Monte Carlo estimation of distributed Debye relaxations in spectral induced polarization. *Geophysics*, 77(2) :E159–E170. doi:10.1190/geo2011-0244.1.

Kemna, A., Binley, A., & Slater, L. (2004). Crosshole IP imaging for engineering and environmental applications. *Geophysics*, 69(1) :97–107. doi:10.1190/1.1649379.

Knerr, S., Personnaz, L., & Dreyfus, G. (1990). Single-layer learning revisited : a stepwise procedure for building and training a neural network. *Neurocomputing : algorithms, architectures and applications*, 68(41-50) :71.

Knight, C. W. (1924). Lightning River gold area. In *Annual Report*, volume 33 (Part 3), pages 41–49. Ontario Department of Mines.

Koch, K., Kemna, A., Irving, J., & Holliger, K. (2011). Impact of changes in grain size and pore space on the hydraulic conductivity and spectral induced polarization response of sand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(6) :1785–1794. doi:10.5194/hess-15-1785-2011.

Koch, K., Revil, A., & Holliger, K. (2012). Relating the permeability of quartz sands to their grain size and spectral induced polarization characteristics. *Geophysical Journal International*, 190(1) :230–242. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05510.x.

Kotsiantis, S. B., Zaharakis, I. D., & Pintelas, P. E. (2006). Machine learning : a review of classification and combining techniques. *Artificial Intelligence Review*, 26(3) :159–190.

Krahenbuhl, R. & Hitzman, M. (2004). Geophysical modeling of two willemite deposits, Vazante (Brazil) and Beltana (Australia). In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*, pages 1187–1190. Society of Exploration Geophysicists. doi:10.1190/1.1851091.

Kruschwitz, S., Binley, A., Lesmes, D., & Elshenawy, A. (2010). Textural controls on low-frequency electrical spectra of porous media. *Geophysics*, 75(4) :WA113–WA123. doi:10.1190/1.3479835.

Lee, M. D. & Morris, W. A. (2013). Comparison of magnetic-susceptibility meters using rock samples from the Wopmay Orogen, Northwest Territories. Technical Note 5, Geological Survey of Canada.

Leroy, P., Revil, A., Kemna, A., Cosenza, P., & Ghorbani, A. (2008). Complex conductivity of water-saturated packs of glass beads. *Journal of Colloid and Interface Science*, 321(1) :103–117. doi:10.1016/j.jcis.2007.12.031.

Lesmes, D. P. & Morgan, F. D. (2001). Dielectric spectroscopy of sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B7) :13329–13346. doi:10.1029/2000JB900402.

Lima, O. A. L. d. & Sharma, M. M. (1992). A generalized Maxwell-Wagner theory for membrane polarization in shaly sands. *Geophysics*, 57(3) :431–440. doi:10.1190/1.1443257.

Lyklema, J., Dukhin, S. S., & Shilov, V. N. (1983). The relaxation of the double layer around colloidal particles and the low-frequency dielectric dispersion : Part I. Theoretical considerations. *Journal of Electroanalytical Chemistry and Interfacial Electrochemistry*, 143(1–2) :1–21. doi:10.1016/S0022-0728(83)80251-4.

Macnae, J. (2015). Comment on : Tarasov, A. & Titov, K., 2013, On the use of the Cole–Cole equations in spectral induced polarization, Geophys. J. Int., 195, 352–356. *Geophysical Journal International*, 202(1) :529–532. doi:10.1093/gji/ggv131.

Mahan, M. K., Redman, J. D., & Strangway, D. W. (1986). Complex resistivity of synthetic sulphide bearing rocks. *Geophysical Prospecting*, 34(5) :743–768. doi:10.1111/j.1365-2478.1986.tb00491.x.

Maineult, A., Revil, A., Camerlynck, C., Florsch, N., & Titov, K. (2017). Upscaling of spectral induced polarization response using random tube networks. *Geophysical Journal International*, 209(2) :948–960. doi:10.1093/gji/ggx066.

Mao, D., Revil, A., & Hinton, J. (2016). Induced polarization response of porous media with metallic particles — Part 4 : Detection of metallic and nonmetallic targets in time-domain-induced polarization tomography. *Geophysics*, 81(4) :D359–D375. doi:10.1190/geo2015-0480.1.

Marjanović, M., Kovačević, M., Bajat, B., & Voženílek, V. (2011). Landslide susceptibility assessment using SVM machine learning algorithm. *Engineering Geology*, 123(3) :225–234. doi:10.1016/j.enggeo.2011.09.006.

Marshall, D. J. & Madden, T. R. (1959). Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics*, 24(4) :790–816. doi:10.1190/1.1438659.

Martin-Hernandez, F. & Hirt, A. M. (2003). The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, 367(1-2) :13–28. doi:10.1016/S0040-1951(03)00127-6.

Mayer, K., Scheu, B., Montanaro, C., Yilmaz, T. I., Isaia, R., Aßbichler, D., & Dingwell, D. B. (2016). Hydrothermal alteration of surficial rocks at Solfatara (Campi Flegrei) : Petrophysical properties and implications for phreatic eruption processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 320 :128–143. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.04.020.

McGladrey, A. J., Olivo, G. R., Silva, A. M., Oliveira, G. D., Neto, B. B., & Perrouty, S. (2017). The integration of physical rock properties, mineralogy and geochemistry for the exploration of large zinc silicate deposits : A case study of the Vazante zinc deposits, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 136 :400–416. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.11.013.

McKinney, W. (2017). *Python for Data Analysis*. 2 edition.

Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M. D., Davis, D. W., Lafrance, B., & Gosselin, G. (2007). The LaRonde Penna Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec : Part I. Geology and Geochronology. *Economic Geology*, 102(4) :585–609. doi:10.2113/gsecongeo.102.4.585.

Merriam, J. B. (2007). Induced polarization and surface electrochemistry. *Geophysics*, 72(4) :F157–F166. doi:10.1190/1.2732554.

Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H., & Teller, E. (1953). Equation of State Calculations by Fast Computing Machines. *Journal of Chemical Physics*, 21 :1087–1092. doi:10.1063/1.1699114.

Mewafy, F. M., Werkema, D. D., Atekwana, E. A., Slater, L. D., Abdel Aal, G., Revil, A., & Ntarlagiannis, D. (2013). Evidence that bio-metallic mineral precipitation enhances the complex conductivity response at a hydrocarbon contaminated site. *Journal of Applied Geophysics*, 98(Supplement C) :113–123. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.08.011.

Mir, R., Perrouty, S., Astic, T., & Smith, R. S. (2018). Structural complexity inferred from anisotropic resistivity response of IP and airborne EM surveys : example from the gold-rich Canadian Malartic district, Québec, Canada. *Submitted to Tectonophysics*.

Misra, S., Torres-Verdín, C., Revil, A., Rasmus, J., & Homan, D. (2016a). Interfacial polarization of disseminated conductive minerals in absence of redox-active species — Part 1 : Mechanistic model and validation. *Geophysics*, 81(2) :E139–E157. doi:10.1190/geo2015-0346.1.

Misra, S., Torres-Verdín, C., Revil, A., Rasmus, J., & Homan, D. (2016b). Interfacial polarization of disseminated conductive minerals in absence of redox-active species — Part 2 : Effective electrical conductivity and dielectric permittivity. *Geophysics*, 81(2) :E159–E176. doi:10.1190/geo2015-0400.1.

Morasse, S., Wasteneys, H. A., Cormier, M., Helmstaedt, H., & Mason, R. (1995). A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena Mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, 90(5) :1310–1321. doi:10.2113/gsecongeo.90.5.1310.

Morgan, F. D. & Lesmes, D. P. (1994). Inversion for dielectric relaxation spectra. *The Journal of Chemical Physics*, 100(1) :671–681. doi:10.1063/1.466932.

Mortensen, J. K. & Card, K. D. (1993). U–Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(9) :1970–1980. doi:10.1139/e93-173.

Mueller, W., Donaldson, J. A., & Doucet, P. (1994). Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archaean Kirkland Basin, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, 68(3–4) :201–230. doi:10.1016/0301-9268(94)90030-2.

Niu, Q. & Revil, A. (2016). Connecting complex conductivity spectra to mercury porosimetry of sedimentary rocks. *Geophysics*, 81(1) :E17–E32. doi:10.1190/geo2015-0072.1.

Niu, Q., Revil, A., & Saidian, M. (2016). Salinity dependence of the complex surface conductivity of the Portland sandstone. *Geophysics*, 81(2) :D125–D140. doi:10.1190/geo2015-0426.1.

Nordsiek, S. & Weller, A. (2008). A new approach to fitting induced-polarization spectra. *Geophysics*, 73(6) :F235–F245. doi:10.1190/1.2987412.

Ntarlagiannis, D., Doherty, R., & Williams, K. H. (2010). Spectral induced polarization signatures of abiotic FeS precipitation. *Geophysics*, 75(4) :F127–F133. doi:10.1190/1.3467759.

O'Brien, J. J., Spry, P. G., Nettleton, D., Xu, R., & Teale, G. S. (2015). Using Random Forests to distinguish gahnite compositions as an exploration guide to Broken Hill-type Pb–Zn–Ag deposits in the Broken Hill domain, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 149 :74–86. doi:10.1016/j.gexplo.2014.11.010.

Olhoeft, G. (1985). Low-frequency electrical properties. *Geophysics*, 50(12) :2492–2503. doi:10.1190/1.1441880.

Olivo, G. R., Chang, F., & Kyser, T. K. (2006). Formation of the Auriferous and Barren North Dipper Veins in the Sigma Mine, Val d'Or, Canada : Constraints from Structural, Mineralogical, Fluid Inclusion, and Isotopic Data. *Economic Geology*, 101(3) :607–631. doi:10.2113/gsecongeo.101.3.607.

Olivo, G. R. & Williams-Jones, A. E. (2002). Genesis of the Auriferous C Quartz-Tourmaline Vein of the Siscoe Mine, Val d'Or District, Abitibi Subprovince, Canada : Structural, Mineralogical and Fluid Inclusion Constraints. *Economic Geology*, 97(5) :929–947. doi:10.2113/gsecongeo.97.5.929.

Omenyi, S. N., Herren, B. J., Snyder, R. S., & Seaman, G. V. F. (1986). Comparative isosteric ion adsorption for minerals.

Patil, A., Huard, D., & Fonnesbeck, C. J. (2010). PyMC : Bayesian Stochastic Modelling in Python. *Journal of Statistical Software*, 35(4) :1–81.

Pedregosa, F., Varoquaux, G., Gramfort, A., Michel, V., Thirion, B., Grisel, O., Blondel, M., Prettenhofer, P., Weiss, R., Dubourg, V., Vanderplas, J., Passos, A., Cournapeau, D., Brucher, M., Perrot, M., & Duchesnay, E. (2011). Scikit-learn : Machine Learning in Python. *Journal of Machine Learning Research*, 12(Oct) :2825–2830.

Pelton, W. & Smith, P. (1976). Mapping porphyry copper deposits in the philippines with ip. *Geophysics*, 41(1) :106–122. doi:10.1190/1.1440594.

Pelton, W. H., Sill, W. R., & Smith, B. D. (1983). *Interpretation of complex resistivity and dielectric data — Part 1*, volume 29. Geophysical Transactions.

Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R., & Nelson, P. H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43(3) :588–609. doi:10.1190/1.1440839.

Perrouty, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G. R., Linnen, R. L., Bérubé, C. L., Lypaczewski, P., Guilmette, C., Feltrin, L., & Morris, W. A. (2017). Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada. *Ore Geology Reviews*, 84 :185–201. doi:10.1016/j.oregeorev.2017.01.009.

Perrouty, S., Linnen, R. L., Lesher, C. M., Olivo, G. R., Piercey, S. J., Gaillard, N., Clark, J. R., & Enkin, R. J. (2018). Expanding the size of multi-parameter metasomatic footprints in gold exploration : utilization of mafic dykes in the Canadian Malartic district, Québec, Canada. Submitted for publication.

Perrouty, S., Linnen, R. L., Lypaczewski, P., Gaillard, N., Olivo, G. R., Lesher, C. M., Piette-Lauzière, N., Crocker, M., Piercey, S. J., El Goumi, N., Enkin, R. J., & Bouchard, F. (2015). Footprint of the Canadian Malartic Gold Deposit, QC, Canada : Preliminary Evaluation of Mafic Dyke Alteration. In *Proceedings of the 13th SGA Biennial Meeting*, Nancy, France.

Peschler, A. P., Benn, K., & Roest, W. R. (2006). Gold-bearing fault zones related to Late Archean orogenic folding of upper and middle crust in the Abitibi granite-greenstone belt, Ontario. *Precambrian Research*, 151(3–4) :143–159. doi:10.1016/j.precamres.2006.08.013.

Pilote, P., Beaudoin, G., Chabot, F., Crevier, M., Desrochers, J. P., Giovenazzo, D., Lavoie, S., Moorhead, J., Mueller, W., Pelz, P., Robert, F., Scott, C., Tremblay, A., & Vorobiev, L. (2000). *Géologie de la région de Val-d'Or, sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique*. MB 2000-9. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Pilote, P., Daigneault, R., David, J., & McNicoll, V. (2014). Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault : Geological revisions, new dates and interpretations. In *Abstracts of oral presentations and posters, Québec Mines*, page 37. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.

Placencia-Gomez, E., Parviainen, A., Slater, L., & Leveinen, J. (2015). Spectral induced polarization (SIP) response of mine tailings. *Journal of Contaminant Hydrology*, 173 :8–24. doi:10.1016/j.jconhyd.2014.12.002.

Placencia-Gomez, E., Slater, L., Ntarlagiannis, D., & Binley, A. (2013). Laboratory SIP signatures associated with oxidation of disseminated metal sulfides. *Journal of Contaminant Hydrology*, 148 :25–38. doi:10.1016/j.jconhyd.2013.02.007.

Platt, J. C. (1999). Probabilistic Outputs for Support Vector Machines and Comparisons to Regularized Likelihood Methods. In *Advances in Large Margin Classifiers*, pages 61–74. MIT Press.

Poulsen, K. H. (2014). *The Larder Lake-Cadillac Break and its Gold Districts*. Rouyn-Noranda SEG Student Field Trip Guidebook. Society of Economic Geologists.

Powell, W. G., Carmichael, D. M., & Hodgson, C. J. (1995). Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(6) :787–805. doi:10.1139/e95-067.

Raftery, A. E. & Lewis, S. (1992). How Many Iterations in the Gibbs Sampler ? In *Bayesian Statistics 4*, pages 763–773. Oxford University Press.

Revil, A. (2012). Spectral induced polarization of shaly sands : Influence of the electrical double layer. *Water Resources Research*, 48(2) :W02517. doi:10.1029/2011WR011260.

Revil, A. (2013). Effective conductivity and permittivity of unsaturated porous materials in the frequency range 1 mHz–1ghz. *Water Resources Research*, 49(1) :306–327. doi:10.1029/2012WR012700.

Revil, A., Aal, G. Z. A., Atekwana, E. A., Mao, D., & Florsch, N. (2015a). Induced polarization response of porous media with metallic particles — Part 2 : Comparison with a broad database of experimental data. *Geophysics*, 80(5) :D539–D552. doi:10.1190/geo2014-0578.1.

Revil, A., Breton, M. L., Niu, Q., Wallin, E., Haskins, E., & Thomas, D. M. (2017). Induced polarization of volcanic rocks. 2. Influence of pore size and permeability. *Geophysical Journal International*, 208(2) :814–825. doi:10.1093/gji/ggw382.

Revil, A. & Florsch, N. (2010). Determination of permeability from spectral induced polarization in granular media. *Geophysical Journal International*, 181(3) :1480–1498. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04573.x.

Revil, A., Florsch, N., & Camerlynck, C. (2014). Spectral induced polarization porosimetry. *Geophysical Journal International*, 198(2) :1016–1033. doi:10.1093/gji/ggu180.

Revil, A., Florsch, N., & Mao, D. (2015b). Induced polarization response of porous media with metallic particles — Part 1 : A theory for disseminated semiconductors. *Geophysics*, 80(5) :D525–D538. doi:10.1190/geo2014-0577.1.

Revil, A. & Jardani, A. (2013). *The Self-Potential Method : Theory and Applications in Environmental Geosciences*. Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9781139094252.

Revil, A., Koch, K., & Holliger, K. (2012). Is it the grain size or the characteristic pore size that controls the induced polarization relaxation time of clean sands and sandstones ? *Water Resources Research*, 48(5) :W05602. doi:10.1029/2011WR011561.

Revil, A. & Skold, M. (2011). Salinity dependence of spectral induced polarization in sands and sandstones. *Geophysical Journal International*, 187(2) :813–824. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05181.x.

Rive, M., Pintson, H., & Ludden, J. N. (1990). Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, M. Rive, P. Verpealst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, A. Simard (Eds.), The northwestern Quebec polymetallic belt : A summary of 60 years of mining exploration, Special Vol.*, 43 :65–76.

Robert, F. (1989). Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(12) :2661–2675. doi:10.1139/e89-226.

Robert, F. (2001). Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36(6) :503–516. doi:10.1007/s001260100186.

Robert, F. & Brown, A. C. (1986). Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec ; Part I, Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81(3) :578–592. doi:10.2113/gsecongeo.81.3.578.

Robert, F. & Poulsen, K. H. (1997). World-class Archaean gold deposits in Canada : An overview. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3) :329–351. doi:10.1080/08120099708728316.

Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F., & Hodgson, C. J. (2005). Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume :1001–1033.

Robert, F., Poulsen, K. H., & Dubé, B. (1994). *Structural analysis of olde gold deposits in deformed terranes*. Geological Survey of Canada ; Open file 2850, 139 pages.

Roberts, G. O., Gelman, A., & Gilks, W. R. (1997). Weak convergence and optimal scaling of random walk Metropolis algorithms. *The Annals of Applied Probability*, 7(1) :110–120. doi:10.1214/aoap/1034625254.

Roberts, G. O. & Rosenthal, J. S. (2001). Optimal scaling for various Metropolis-Hastings algorithms. *Statistical Science*, 16(4) :351–367. doi:10.1214/ss/1015346320.

Roberts, G. O. & Rosenthal, J. S. (2007). Coupling and ergodicity of adaptive Markov chain Monte Carlo algorithms. *Journal of Applied Probability*, 44(2) :458–475. doi:10.1239/jap/1183667414.

Rossi, M., Olsson, P. I., Johanson, S., Fiandaca, G., Bergdahl, D. P., & Dahlin, T. (2017). Mapping geological structures in bedrock via large-scale direct current resistivity and time-domain induced polarization tomography. *Near Surface Geophysics*, 15(6) :657–667.

Rowins, S. M., Cameron, E. M., Lalonde, A. E., & Ernst, R. E. (1993). Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock Creek Pluton, Kirkland Lake, Ontario ; evidence for an extensional tectonic setting. *The Canadian Mineralogist*, 31(1) :219–244.

Sandrin, A., Edfelt, A., Waight, T. E., Berggren, R., & Elming, S.-A. (2009). Physical properties and petrologic description of rock samples from an IOCG mineralized area in the northern Fennoscandian Shield, Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 103(2–3) :80–96. doi:10.1016/j.gexplo.2009.07.002.

Sansfaçon, R., Grant, M., & Trudel, P. (1987a). *Geologie de la mine Canadian Malartic : district de Val d'Or*. MB 87-26. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Sansfaçon, R., Grant, M., & Trudel, P. (1987b). *Géologie de la mine Barnat-Sladen, Malartic : district de Val-d'Or*. MB 87-41. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Sansfaçon, R. & Hubert, C. (1990). The Malartic gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec ; geological setting, structure and timing of gold emplacement at Malartic Gold Fields, Barnat, East-Malartic, Canadian Malartic and Sladen mines, Section Val d'Or and Malartic mining camps. In *Rive, M., and Varpaelst, P., eds., The northwestern Quebec polymetallic belt : A Summary of 60 Years of Mining Exploration*, volume 43, pages 221–235. Canadian Institute of Mining and Metallurgy.

Schetselaar, E., Bellefleur, G., Craven, J., Roots, E., Cheraghi, S., Shamsipour, P., Caté, A., Mercier-Langevin, P., Goumi, N. E., Enkin, R., & Salisbury, M. (2017). Geologically driven 3d modelling of physical rock properties in support of interpreting the seismic response of the Lalor volcanogenic massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba, Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 453 :SP453.5. doi:10.1144/SP453.5.

Schlumberger, C. (1920). *Étude sur la prospection électrique du sous-sol*. Gauthier-Villars.

Schmutz, M., Ghorbani, A., Vaudelet, P., & Blondel, A. (2014). Cable arrangement to reduce electromagnetic coupling effects in spectral-induced polarization studies. *Geophysics*, 79(2) :A1–A5. doi:10.1190/geo2013-0301.1.

Scholkopf, B. & Smola, A. J. (2001). *Learning with Kernels : Support Vector Machines, Regularization, Optimization, and Beyond*. MIT Press, Cambridge, MA, USA.

Scott, J. B. T. & Barker, R. D. (2003). Determining pore-throat size in Permo-Triassic sandstones from low-frequency electrical spectroscopy. *Geophysical Research Letters*, 30(9) :1450. doi:10.1029/2003GL016951.

Seigel, H. O. (1959). Mathematical formulation and type curves for induced polarization. *Geophysics*, 24(3) :547–565.

Shamsipour, P., Chouteau, M., & Marcotte, D. (2011). 3d stochastic inversion of magnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 73(4) :336–347. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.02.005.

Shamsipour, P., Marcotte, D., & Chouteau, M. (2012). 3d stochastic joint inversion of gravity and magnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 79 :27–37. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.12.012.

Shilov, V. N., Delgado, A. V., González-Caballero, F., Horno, J., López-García, J. J., & Grosse, C. (2000). Polarization of the Electrical Double Layer. Time Evolution after Application of an Electric Field. *Journal of Colloid and Interface Science*, 232(1) :141–148. doi:10.1006/jcis.2000.7152.

Shin, S. W., Park, S., & Shin, D. B. (2015). Development of a new equivalent circuit model for spectral induced polarization data analysis of ore samples. *Environmental Earth Sciences*, 74(7) :5711–5716. doi:10.1007/s12665-015-4588-z.

Slater, L. (2007). Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity : From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries—A Review. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3) :169–197. doi:10.1007/s10712-007-9022-y.

Slater, L. & Lesmes, D. P. (2002). Electrical-hydraulic relationships observed for unconsolidated sediments. *Water Resources Research*, 38(10) :1213. doi:10.1029/2001WR001075.

Slater, L., Ntarlagiannis, D., & Wishart, D. (2006). On the relationship between induced polarization and surface area in metal-sand and clay-sand mixtures. *Geophysics*, 71(2) :A1–A5. doi:10.1190/1.2187707.

Slater, L. D., Choi, J., & Wu, Y. (2005). Electrical properties of iron-sand columns : Implications for induced polarization investigation and performance monitoring of iron-wall barriers. *Geophysics*, 70(4) :G87–G94. doi:10.1190/1.1990218.

Spitzer, K. & Chouteau, M. (2003). A dc resistivity and IP borehole survey at the Casa Berardi gold mine in northwestern Quebec. *Geophysics*, 68(2) :453–463. doi:10.1190/1.1567221.

Sposito, G., Skipper, N. T., Sutton, R., Park, S., Soper, A. K., & Greathouse, J. A. (1999). Surface geochemistry of the clay minerals. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96(7) :3358–3364.

Stumpf, A. & Kerle, N. (2011). Object-oriented mapping of landslides using Random Forests. *Remote Sensing of Environment*, 115(10) :2564–2577. doi:10.1016/j.rse.2011.05.013.

Sumi, F. (1959). Geophysical exploration in mining by induced polarization. *Geophysical Prospecting*, 7(3) :300–310. doi:10.1111/j.1365-2478.1959.tb01472.x.

Sumner, J. S. (1976). *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific Pub.

Tarantola, A. & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2) :219–232. doi:10.1029/RG020i002p00219.

Tarasov, A. & Titov, K. (2007). Relaxation time distribution from time domain induced polarization measurements. *Geophysical Journal International*, 170(1) :31–43. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03376.x.

Tarasov, A. & Titov, K. (2013). On the use of the Cole–Cole equations in spectral induced polarization. *Geophysical Journal International*, 195(1) :352–356. doi:10.1093/gji/ggt251.

Tavakoli, S., Bauer, T. E., Rasmussen, T. M., Weihed, P., & Elming, S.-A. (2016). Deep massive sulphide exploration using 2d and 3d geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district, northern Sweden. *Geophysical Prospecting*, 64(6) :1602–1619. doi:10.1111/1365-2478.12363.

Titov, K., Komarov, V., Tarasov, V., & Levitski, A. (2002). Theoretical and experimental study of time domain-induced polarization in water-saturated sands. *Journal of Applied Geophysics*, 50(4) :417–433. doi:10.1016/S0926-9851(02)00168-4.

Tong, M., Li, L., Wang, W., & Jiang, Y. (2006). Determining capillary-pressure curve, pore-size distribution, and permeability from induced polarization of shaley sand. *Geophysics*, 71(3) :N33–N40. doi:10.1190/1.2195989.

Trudel, P. & Sauvé, P. (1992). *Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or du district de Malartic*. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Vacquier, V., Holmes, C. R., Kintzinger, P. R., & LaVergne, M. (1957). Prospecting for ground water by induced electrical polarization. *Geophysics*, 22(3) :660–687. doi:10.1190/1.1438402.

Vallée, M. A., Smith, R. S., & Keating, P. (2011). Metalliferous mining geophysics — State of the art after a decade in the new millennium. *Geophysics*, 76(4) :W31–W50. doi:10.1190/1.3587224.

Vanhala, H. (1997). Mapping Oil-Contaminated Sand and Till with the Spectral Induced Polarization (sip) Method. *Geophysical Prospecting*, 45(2) :303–326. doi:10.1046/j.1365-2478.1997.00338.x.

Vanhala, H. & Peltoniemi, M. (1992). Spectral IP studies of Finnish ore prospects. *Geophysics*, 57(12) :1545–1555. doi:10.1190/1.1443222.

Vanhala, H. & Soininen, H. (1995). Laboratory technique for measurement of spectral induced polarization response of soil samples. *Geophysical Prospecting*, 43(5) :655–676. doi:10.1111/j.1365-2478.1995.tb00273.x.

Veeken, P., Legeydo, P., Davidenko, Y., Kudryavceva, E., Ivanov, S., & Chuvaev, A. (2009). Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 74(2) :B47–B59. doi:10.1190/1.3076607.

Veeken, P. C. H., Kudryavceva, E. O., Putikov, O. F., Legeydo, P. Y., & Ivanov, S. A. (2012). Modelling induced polarization effects due to pyrite in geochemical alteration zones above hydrocarbon accumulations. *Petroleum Geoscience*, 18(1) :59–72. doi:10.1144/1354-079311-003.

Vinegar, H. J. & Waxman, M. H. (1984). Induced polarization of shaly sands. *Geophysics*, 49(8) :1267–1287. doi:10.1190/1.1441755.

Volkmann, J. & Klitzsch, N. (2015). Wideband impedance spectroscopy from 1 mHz to 10 MHz by combination of four- and two-electrode methods. *Journal of Applied Geophysics*, 114 :191–201. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.01.012.

Wares, R. & Burzynski, J. (2011). The Canadian Malartic Mine, Southern Abitibi Belt, Quebec, Canada : Discovery and Development of an Archean Bulk Tonnage Gold Deposit. *Osisko Mining Corporation, 1100 Ave. des Canadiens, Suite 300, Montreal*.

Weigand, M. & Kemna, A. (2016). Debye decomposition of time-lapse spectral induced polarisation data. *Computers & Geosciences*, 86 :34–45. doi:10.1016/j.cageo.2015.09.021.

Weller, A., Nordsiek, S., & Debschütz, W. (2010a). Estimating permeability of sandstone samples by nuclear magnetic resonance and spectral-induced polarization. *Geophysics*, 75(6) :E215–E226. doi:10.1190/1.3507304.

Weller, A., Slater, L., Nordsiek, S., & Ntarlagiannis, D. (2010b). On the estimation of specific surface per unit pore volume from induced polarization : A robust empirical relation fits multiple data sets. *Geophysics*, 75(4) :WA105–WA112. doi:10.1190/1.3471577.

Weller, A., Zhang, Z., Slater, L., Kruschwitz, S., & Halisch, M. (2016). Induced polarization and pore radius — A discussion. *Geophysics*. doi:10.1190/geo2016-0135.1.

Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1) :185–187. doi:10.2138/am.2010.3371.

Wong, J. (1979). An electrochemical model of the induced-polarization phenomenon in disseminated sulfide ores. *Geophysics*, 44(7) :1245–1265. doi:10.1190/1.1441005.

Wong, K. W., Fung, C. C., Ong, Y. S., & Gedeon, T. D. (2005). Reservoir Characterization Using Support Vector Machines. In *International Conference on Computational Intelligence for Modelling, Control and Automation and International Conference on Intelligent Agents, Web Technologies and Internet Commerce (CIMCA-IAWTIC'06)*, volume 2, pages 354–359. doi:10.1109/CIMCA.2005.1631494.

Wu, T.-F., Lin, C.-J., & Weng, R. C. (2004). Probability Estimates for Multi-class Classification by Pairwise Coupling. *J. Mach. Learn. Res.*, 5 :975–1005.

Wyman, D. A. & Kerrich, R. (1993). Archean Shoshonitic Lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada : Petrogenesis, Age, and Tectonic Setting. *Journal of Petrology*, 34(6) :1067–1109. doi:10.1093/petrology/34.6.1067.

Wynn, J. (1988). Titanium geophysics : The application of induced polarization to sea-floor mineral exploration. *Geophysics*, 53(3) :386–401. doi:10.1190/1.1442472.

Xanthopoulos, P., Pardalos, P. M., & Trafalis, T. B. (2013). Linear discriminant analysis. In *Robust Data Mining*, pages 27–33. Springer, New York, NY.

Yegireddi, S. & Uday Bhaskar, G. (2009). Identification of coal seam strata from geophysical logs of borehole using Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System. *Journal of Applied Geophysics*, 67(1) :9–13. doi:10.1016/j.jappgeo.2008.08.009.

Yu, L., Porwal, A., Holden, E.-J., & Dentith, M. C. (2012). Towards automatic lithological classification from remote sensing data using support vector machines. *Computers & Geosciences*, 45 :229–239. doi:10.1016/j.cageo.2011.11.019.

Zhang, J., Lin, S., Linnen, R., & Martin, R. (2014). Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Research*, 248 :39–59. doi:10.1016/j.precamres.2014.04.007.

Zimmermann, E., Kemna, A., Berwix, J., Glaas, W., Münch, H. M., & Huisman, J. A. (2008). A high-accuracy impedance spectrometer for measuring sediments with low polarizability. *Measurement Science and Technology*, 19(10) :105603. doi:10.1088/0957-0233/19/10/105603.

Zisser, N., Kemna, A., & Nover, G. (2010). Relationship between low-frequency electrical properties and hydraulic permeability of low-permeability sandstones. *Geophysics*, 75(3) :E131–E141. doi:10.1190/1.3413260.

Zuo, R. (2017). Machine Learning of Mineralization-Related Geochemical Anomalies : A Review of Potential Methods. *Natural Resources Research*, 26(4) :457–464. doi:10.1007/s11053-017-9345-4.

ANNEXE A Porte-échantillon de polarisation provoquée spectrale

Le porte-échantillon choisi permet de maintenir la température et la saturation en eau constantes, mais il nécessite une réduction de la taille de l'échantillon, ce qui peut entraîner plus de variabilité dans les mesures. Celui-ci est présenté à la figure A.1. Le montage est de type 4 points pour éviter de mesurer l'effet de polarisation causé par la transformation du courant électronique en courant ionique à l'interface entre l'échantillon et les électrodes d'injection (Vinegar & Waxman, 1984; Vanhala & Peltoniemi, 1992). Les échantillons doivent d'abord être coupés en forme de cube ou de cylindre. De la paraffine fondue est ensuite versée autour de l'échantillon dans un moule de façon à obtenir un cylindre d'une longueur de 2 cm et de diamètre 3.75 cm. Le cylindre de paraffine est placé entre deux cellules remplies d'eau. Des électrodes de cuivres sont utilisées pour injecter le courant alors que des électrodes non polarisables d'Ag-AgCl servent à mesurer le potentiel.

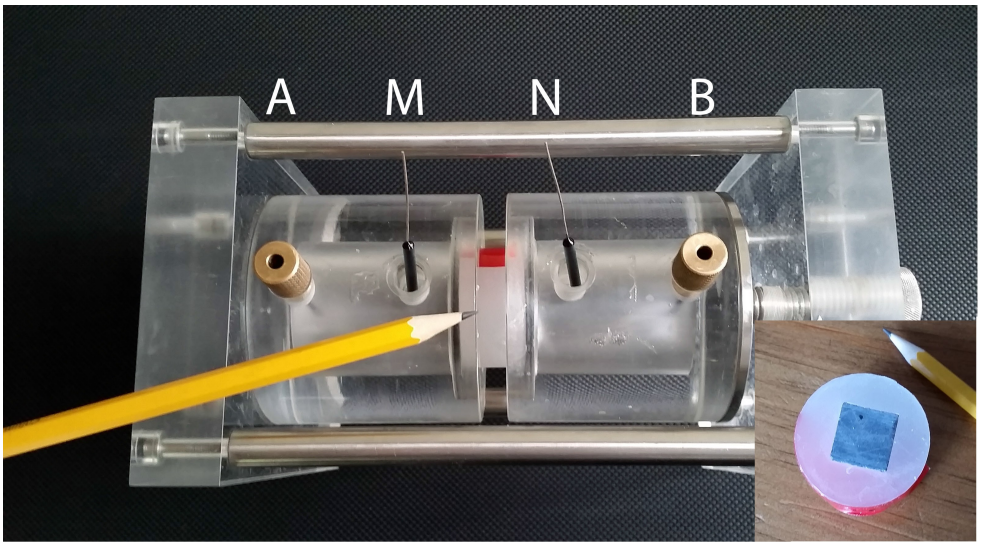


Figure A.1 Porte-échantillon de polarisation provoquée spectrale. L'échantillon de carotte est encaissé dans la paraffine puis placé entre deux cellules qui contiennent de l'eau à 30 Ohm-m. Le courant est injecté par deux aiguilles de cuivre identifiées par les lettres A et B. Les électrodes de potentiel non polarisables d'Ag-AgCl sont identifiées par les lettres M et N. La disposition du porte-échantillon fait en sorte que le courant passe d'une cellule à l'autre par l'échantillon. Elle facilite donc la conversion du courant électronique dans les électrodes en courant ionique dans l'échantillon.

ANNEXE B Exemple de modèle empirique bayésien en PPS

L'échantillonnage des fonctions de probabilités a posteriori des paramètres de PPS peut être effectué avec un processus Monte-Carlo dans une chaîne de Markov (Ghorbani et al., 2007; Chen et al., 2008; Keery et al., 2012; Bérubé et al., 2017b). Une telle approche permet de procéder à l'inversion successive de différents spectres sans devoir fournir une estimation initiale pour chaque paramètre. De plus, la fonction de probabilité des paramètres permet de déduire leur incertitude. Le module `pyMC` (Patil et al., 2010) développé pour le langage de programmation Python est utilisé pour déclarer les modèles bayésiens et effectuer l'échantillonnage des probabilités a posteriori des paramètres. L'extrait de code B.1 montre comment créer un modèle de type Pelton (Cole-Cole généralisé) avec `pyMC`.

```
def BayesColeCole(N, data):
    # N : nombre de modes ColeCole
    # data : un dictionnaire contenant le data
    # Variables stochastiques (uniformes a priori)
    R0 = Uniform('R0', lower=0.7, upper=1.3, size=1)
    m = Uniform('m', lower=0., upper=1., size=N)
    c = Uniform('c', lower=0., upper=1., size=N)
    lt = Uniform('log_tau', lower=-7., upper=4., size=N)
    # Variables deterministes
    @deterministic()
    def zmod(w=data['freq'], R0=R0, m=m, lt=lt, c=c):
        return ColeCole(w, R0, m, lt, c) # Fonction C (Cython)
    # Comparaison des observations et du modele (likelihood)
    obs = Normal('obs', mu=zmod, # le modele a comparer
                 tau=1./(data["z_sd"]**2), # la precision du data
                 value=data["z_av"], # sa moyenne
                 size=(2, len(data["freq"])), # ses dimensions
                 observed=True)
    return locals()
```

Code B.1 Extrait de code Python simplifié décrivant un modèle Cole-Cole bayésien.

ANNEXE C Mesures de susceptibilité magnétique

Un appareil KT-10 fabriqué par la compagnie tchèque Georadis est utilisé pour mesurer la susceptibilité magnétique. Cet instrument portatif possède une sensibilité de 1×10^{-6} SI et plusieurs facteurs de correction géométrique préprogrammés. Le KT-10 permet donc de corriger la valeur de la susceptibilité magnétique au moment de la mesure selon la forme et le diamètre de la carotte de forage. Un étalon à grand volume (milieu semi-infini) ayant pour valeur nominale 32.5×10^{-3} SI sert à vérifier la bonne calibration de l'appareil. Selon le fabricant la tolérance sur cette valeur est de 0.1×10^{-3} SI.

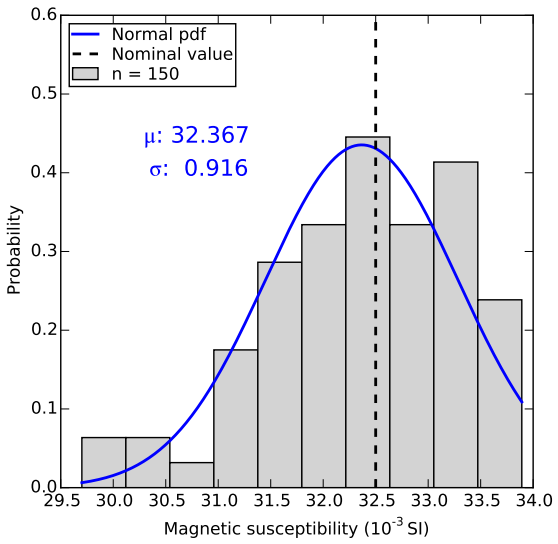


Figure C.1 Histogramme des 150 valeurs de susceptibilité magnétique mesurées sur l'étalon de calibration de valeur nominale 32.5×10^{-3} SI. La distribution normale correspondante a pour moyenne 32.4×10^{-3} SI et sa déviation standard est de 0.9×10^{-3} SI.

La figure C.1 montre les valeurs obtenues en répétant la mesure 150 fois sur l'étalon de calibration. La distribution normale des résultats indique que l'erreur sur la mesure est surtout statistique. La valeur moyenne mesurée est de 32.4×10^{-3} SI alors que la déviation standard est de 0.9×10^{-3} SI. Suite à la calibration et en considérant la tolérance sur l'étalon, nous estimons que l'incertitude systématique est négligeable par rapport à l'erreur statistique. Sur les carottes de forage, la mesure est répétée 10 fois au centre. La valeur moyenne est conservée et l'incertitude correspond à $\sigma_N/\sqrt{N}$, où N est le nombre de répétitions et σ_N la déviation standard. L'incertitude relative moyenne sur les valeurs mesurées durant cette étude est de 3.82%.

ANNEXE D Mesures de densité et porosité

La densité des échantillons est mesurée avec la méthode d'Archimède. D'abord, les échantillons sont rincés à l'eau pour retirer la poussière et les résidus du sciage. Ils sont ensuite séchés et pesés (M^a_{sec}) à l'aide d'une balance Mettler Toledo de haute précision (0.01g). Puis, les échantillons sont laissés à tremper pendant 48 heures dans une cuve d'eau de façon à saturer les pores interconnectés. La masse des roches saturées est obtenue en suspendant l'échantillon au crochet sous la balance à l'aide d'un mince fil de nylon (M^a_{sat}). Finalement, les carottes suspendues sont submergées dans l'eau et la masse réduite par la force de bouée est mesurée (M^w_{sat}). Si ρ_e est la densité de l'eau (1.0 g/cm^3) alors la densité de la roche ρ_{roc} est :

$$\rho_{roc} = \rho_w \frac{M^a_{sec}}{M^a_{sec} - M^w_{sat}}. \tag{D.1}$$

La masse volumique de la roche saturée en eau est donnée par :

$$\rho_{sat} = \rho_w \frac{M^a_{sat}}{M^a_{sat} - M^w_{sat}}. \tag{D.2}$$

La masse volumique de la roche sèche est :

$$\rho_{sec} = \rho_w \frac{M^a_{sec}}{M^a_{sat} - M^w_{sat}}. \tag{D.3}$$

Et la porosité apparente ϕ_a peut être estimée en trouvant le volume d'eau dans les pores avec :

$$\phi_a = \frac{M^a_{sat} - M^a_{sec}}{M^a_{sat} - M^w_{sat}}. \tag{D.4}$$

Les tests sur 5 standards ayant des masses nominales semblables à celles des carottes de forage (100 à 500 g) indiquent que l'incertitude sur la mesure de la balance est 0.01g. L'incertitude $\delta\rho$ sur la densité calculée est obtenue en utilisant la loi de propagation des erreurs :

$$\delta\rho = \sqrt{\left(\frac{M^a}{M^a - M^w}\delta\rho_w\right)^2 + \left(\frac{\rho_w M^w}{(M^a - M^w)^2}\delta M^a\right)^2 + \left(\frac{\rho_w M^a}{(M^a - M^w)^2}\delta M^w\right)^2}. \tag{D.5}$$

En considérant que l'incertitude totale sur les masses (δM^w et δM^a) est de 0.01 g et que celle sur la densité de l'eau $\delta\rho_e$ est de 0.001 g/cm^3, l'incertitude sur la densité est de 0.003 g/cm^3.

ANNEXE E Données pétrophysiques

Tableau E.1 – Base de données contenant les propriétés physiques des 823 échantillons analysés au chapitre 4. ALT : roche altérée. SED : roche sédimentaire du Groupe de Pontiac. RIF : roche intrusive felsique. RIM : roche intrusive mafique. DM : dyke mafique. CON : conglomérat.

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388002	CM10-2679	715 058.8	5 334 518.3	301.4	SED	ALT	0.037	0.48	0.08	2.755	2.67×10^{-4}		0.4
K388003	CM10-2679	715 058.6	5 334 515.3	296.2	SED		0.008	0.29	0.10	2.742	7.39×10^{-4}		0.3
K388004	CM10-2679	715 058.4	5 334 513.0	292.3	SED	ALT	0.026	0.21	0.04	2.829	8.74×10^{-3}		0.2
K388005	CM10-2679	715 058.1	5 334 508.0	283.5	RIF	ALT	0.060	0.38	0.38	2.674	4.37×10^{-5}		0.5
K388006	CM10-2679	715 057.6	5 334 501.8	272.9	SED	ALT	0.011	0.05	0.35	2.786	3.68×10^{-4}		0.4
K388007	CM10-2679	715 057.4	5 334 498.9	267.8	SED	ALT	0.035	0.14	0.18	2.789	2.26×10^{-4}		0.4
K388008	CM10-2679	715 057.0	5 334 492.8	257.3	SED		0.002	0.21	0.01	2.761	1.25×10^{-2}		0.2
K388009	CM10-2679	715 056.9	5 334 490.6	253.4	SED		0.003	0.18	0.02	2.770	3.54×10^{-4}		0.3
K388010	CM10-2679	715 056.5	5 334 484.6	243.0	SED	ALT	0.011	0.34	0.13	2.740	3.19×10^{-4}		0.2
K388012	CM10-2679	715 056.2	5 334 480.9	236.5	SED	ALT	0.836	2.98	0.52	2.793	1.33×10^{-4}		0.3
K388013	CM10-2679	715 055.9	5 334 476.4	228.7	SED		0.005	0.35	0.04	2.737	2.96×10^{-4}		0.3
K388014	CM10-2679	715 055.6	5 334 472.6	222.2	SED		0.009	0.18	0.06	2.810	4.06×10^{-4}		0.2
K388015	CM10-2679	715 055.3	5 334 468.0	214.2	SED	ALT	0.016	0.50	0.03	2.725	1.15×10^{-2}		0.1
K388016	CM10-2679	715 054.8	5 334 459.9	200.1	SED		0.005	0.26	0.02	2.750	2.53×10^{-4}		0.3
K388017	CM08-1936	715 059.5	5 334 203.2	307.8	RIF	ALT	0.579	0.32	0.05	2.630	9.40×10^{-6}		0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388018	CM08-1936	715 059.5	5 334 203.1	305.3	SED	ALT	0.981	2.61	0.47	2.791	7.17×10^{-5}		0.2
K388019	CM08-1936	715 059.4	5 334 203.0	303.9	SED	ALT	1.790	3.07	0.50	2.749	7.31×10^{-5}		0.2
K388020	CM08-1936	715 059.2	5 334 202.6	294.9	SED	ALT	0.034	0.28	0.26	2.758	2.59×10^{-4}		0.2
K388022	CM08-1936	715 058.8	5 334 201.9	281.4	SED		0.007	0.19	0.06	2.759	2.96×10^{-4}		0.3
K388023	CM08-1936	715 058.2	5 334 200.9	261.9	RIF	ALT	0.243	0.36	0.07	2.638	4.34×10^{-5}		0.4
K388024	CM08-1936	715 057.8	5 334 200.3	250.4	SED		0.005	0.24	0.01	2.746	2.55×10^{-4}		0.3
K388025	CM08-1936	715 057.4	5 334 199.4	234.0	DM	ALT	0.058	0.03	0.39	2.932	4.92×10^{-4}	3355	0.1
K388026	CM08-1936	715 056.9	5 334 198.7	219.0	SED		0.003	0.21	0.02	2.741	2.48×10^{-4}		0.3
K388027	CM08-1936	715 056.4	5 334 197.8	202.5	SED		0.003	0.25	0.02	2.734	3.36×10^{-4}		0.4
K388028	CM08-1936	715 055.8	5 334 196.7	181.6	SED		0.003	0.15	0.02	2.776	5.19×10^{-4}		0.2
K388029	CM08-1936	715 055.4	5 334 196.1	169.6	SED		0.004	0.16	0.03	2.773	3.57×10^{-4}		0.1
K388030	CM08-1936	715 055.1	5 334 195.5	157.6	SED		0.003	0.21	0.08	2.742	7.09×10^{-4}		0.1
K388032	CM08-1936	715 054.6	5 334 194.6	139.6	SED	ALT	1.285	0.67	0.22	2.747	8.09×10^{-4}		0.1
K388033	CM08-1936	715 054.1	5 334 193.7	123.2	SED		0.010	0.16	0.01	2.819	5.07×10^{-4}		0.2
K388034	CM08-1936	715 053.6	5 334 193.0	108.2	SED	ALT	0.011	0.24	0.01	2.795	4.54×10^{-4}		0.3
K388035	GL09-2862	714 992.0	5 333 894.7	321.4	SED		0.003	0.23	0.02	2.740	3.28×10^{-4}		0.6
K388036	GL09-2862	714 996.7	5 333 879.8	303.1	SED		0.002	0.18	0.01	2.777	5.74×10^{-4}		0.6
K388037	GL09-2862	714 999.5	5 333 871.1	292.6	RIF	ALT	0.001	0.11	0.11	2.678	3.95×10^{-5}		0.4
K388038	GL09-2862	715 001.4	5 333 864.9	284.9	SED		0.003	0.17	0.01	2.756	3.26×10^{-4}		0.5
K388039	GL09-2862	715 003.8	5 333 857.3	275.7	DM	ALT	0.004	0.07	0.28	2.866	3.78×10^{-4}	1460	0.5
K388040	GL09-2862	715 008.9	5 333 841.3	256.1	SED		0.004	0.38	0.01	2.758	2.85×10^{-4}		0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388042	GL09-2862	715 015.3	5 333 820.8	231.0	SED	ALT	0.031	0.47	0.30	2.752	2.47×10^{-4}		0.2
K388043	GL09-2862	715 019.1	5 333 809.0	216.6	SED	ALT	0.855	2.54	0.54	2.789	2.72×10^{-4}		0.1
K388044	GL09-2862	715 021.1	5 333 802.5	208.6	SED	ALT	0.181	0.81	0.32	2.740	1.28×10^{-4}		0.2
K388045	GL09-2862	715 024.3	5 333 792.3	196.1	SED	ALT	0.021	0.15	0.11	2.818	3.85×10^{-4}		0.2
K388046	GL09-2862	715 027.4	5 333 782.6	184.3	RIF	ALT	0.013	0.34	0.40	2.712	3.53×10^{-4}	2107	0.2
K388047	GL09-2862	715 031.6	5 333 769.3	168.0	RIF	ALT	0.107	0.27	0.32	2.658	1.46×10^{-5}		0.5
K388048	GL09-2862	715 038.6	5 333 746.9	140.7	RIF	ALT	0.135	0.26	0.27	2.659	1.47×10^{-5}		0.4
K388049	GL09-2862	715 044.7	5 333 727.7	117.1	RIF	ALT	0.009	0.17	0.19	2.651	6.01×10^{-5}		0.4
K388050	GL09-2862	715 047.3	5 333 719.3	106.9	SED	ALT	1.775	4.71	0.84	2.807	1.11×10^{-4}		0.4
K388052	GL09-2862	715 049.6	5 333 712.2	98.1	SED		0.006	0.11	0.01	2.757	2.91×10^{-4}		0.2
K388053	GL09-2862	715 051.5	5 333 706.0	90.5	RIF	ALT	0.003	0.24	0.16	2.625	-5.94×10^{-6}		0.4
K388054	GL09-2862	715 053.3	5 333 700.4	83.7	SED	ALT	0.011	0.24	0.03	2.737	3.17×10^{-4}		0.4
K388055	GL09-2890	715 000.5	5 333 731.6	300.4	RIF	ALT	0.533	0.23	0.29	2.664	2.61×10^{-5}	4565	0.4
K388056	GL09-2890	715 000.9	5 333 730.1	280.5	RIF	ALT	1.010	1.26	0.73	2.712	8.33×10^{-5}	1278	0.3
K388057	GL09-2890	715 001.2	5 333 729.4	270.5	RIF	ALT	0.033	0.34	0.30	2.656	2.11×10^{-5}	3736	0.3
K388058	GL09-2890	715 001.6	5 333 728.0	251.9	RIF	ALT	0.017	0.45	1.04	2.800	4.84×10^{-2}	4542	0.2
K388059	GL09-2890	715 001.9	5 333 727.0	238.1	RIF	ALT	0.069	0.28	0.28	2.662	3.54×10^{-5}	4318	0.4
K388060	GL09-2890	715 002.7	5 333 724.0	197.2	RIF	ALT	0.201	0.36	0.36	2.647	5.71×10^{-6}	2046	0.4
K388062	GL09-2890	715 003.4	5 333 721.9	168.8	RIF	ALT	0.372	0.27	0.31	2.657	1.54×10^{-5}	5989	0.4
K388063	GL09-2890	715 003.7	5 333 720.7	152.4	RIF	ALT	0.164	0.28	0.30	2.649	7.12×10^{-6}	2991	0.4
K388064	GL09-2890	715 004.0	5 333 719.7	139.7	DM	ALT	0.002	0.04	1.14	2.778	4.83×10^{-4}	1316	1.7

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388065	GL09-2890	715 004.1	5 333 719.3	134.4	SED	ALT	0.016	0.31	0.07	2.787	3.20×10^{-4}		0.1
K388066	GL09-2890	715 004.4	5 333 718.3	120.4	RIF	ALT	0.077	0.37	0.29	2.653	1.84×10^{-5}	3449	0.3
K388067	GL09-2890	715 004.6	5 333 717.7	112.0	SED	ALT	1.775	4.18	0.67	2.742	3.89×10^{-5}	4027	0.2
K388068	GL09-2890	715 004.6	5 333 717.6	110.5	SED	ALT	1.565	2.33	0.29	2.832	1.71×10^{-4}	5776	0.1
K388069	GL09-2890	715 005.0	5 333 716.4	94.0	SED	ALT	0.011	0.26	0.01	2.793	3.70×10^{-4}	3083	0.2
K388070	CD08-H3	715 048.6	5 333 502.8	319.6	SED		0.002	0.26	0.01	2.727	2.81×10^{-4}		0.5
K388072	CD08-H3	715 047.7	5 333 502.1	301.2	SED	ALT	0.011	0.18	0.01	2.788	3.49×10^{-4}		0.6
K388073	CD08-H3	715 047.1	5 333 501.7	290.2	SED	ALT	0.164	0.33	0.04	2.797	3.26×10^{-4}		0.5
K388074	CD08-H3	715 046.8	5 333 501.5	284.2	SED		0.004	0.29	0.38	2.738	2.21×10^{-4}		0.3
K388075	CD08-H3	715 046.3	5 333 501.2	275.7	SED		0.002	0.05	0.23	2.672	4.29×10^{-5}		0.4
K388076	CD08-H3	715 046.1	5 333 501.0	270.7	SED		0.003	0.28	0.03	2.760	2.91×10^{-4}		0.5
K388077	CD08-H3	715 045.7	5 333 500.7	262.7	DM	ALT	0.009	0.01	0.92	3.011	6.48×10^{-4}	1862	0.2
K388078	CD08-H3	715 045.3	5 333 500.4	255.3	SED		0.006	0.65	0.01	2.881	6.18×10^{-4}		0.2
K388079	CD08-H3	715 044.5	5 333 499.8	240.8	SED		0.003	0.15	0.04	2.733	2.25×10^{-4}		0.6
K388080	CD08-H3	715 043.6	5 333 499.1	222.3	SED		0.002	0.21	0.05	2.726	2.18×10^{-4}		0.5
K388082	CD08-H3	715 042.6	5 333 498.4	204.4	SED		0.008	0.12	0.01	2.738	1.96×10^{-4}		0.5
K388083	CD08-H3	715 042.2	5 333 498.2	196.9	SED	ALT	0.015	0.15	0.01	2.770	2.36×10^{-4}		0.5
K388084	CD08-H6	715 048.6	5 332 716.7	323.2	SED		0.001	0.43	0.20	2.741	2.62×10^{-3}		0.4
K388085	CD08-H6	715 047.5	5 332 715.7	309.4	SED		0.001	0.28	0.03	2.739	2.14×10^{-4}	1099	0.3
K388086	CD08-H6	715 046.1	5 332 714.5	290.8	SED		0.001	0.27	0.04	2.744	3.23×10^{-4}	2007	0.4
K388087	CD08-H6	715 043.3	5 332 712.0	255.1	SED		0.001	0.33	0.06	2.742	1.53×10^{-3}	3164	0.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388088	CD08-H6	715 043.0	5 332 711.7	250.6	DM	ALT	0.018	0.37	0.62	2.832	4.12×10^{-4}	1208	0.3
K388089	CD08-H6	715 041.9	5 332 710.8	237.2	SED		0.001	0.33	0.33	2.730	2.60×10^{-4}	8626	0.1
K388090	CD08-H6	715 041.5	5 332 710.4	231.2	SED		0.002	0.18	0.05	2.744	3.18×10^{-4}	1108	0.5
K388092	CD08-H6	715 040.3	5 332 709.4	215.8	DM	ALT	0.004	0.05	1.13	2.885	4.80×10^{-4}	751	0.4
K388093	CD08-H6	715 039.7	5 332 708.9	209.4	SED		0.001	0.43	0.19	2.739	6.02×10^{-4}	1426	0.4
K388094	CD08-H6	715 037.5	5 332 707.0	180.5	SED		0.001	0.38	0.02	2.759	2.83×10^{-4}	1431	0.5
K388095	CD08-H7	715 050.6	5 332 502.5	332.4	SED		0.001	0.20	0.02	2.744	2.73×10^{-4}		0.7
K388096	CD08-H7	715 051.0	5 332 502.0	320.4	SED		0.001	0.17	0.02	2.742	2.23×10^{-4}		0.6
K388097	CD08-H7	715 051.7	5 332 501.0	297.9	SED		0.001	0.22	0.01	2.745	2.57×10^{-4}		0.9
K388098	CD08-H7	715 052.0	5 332 500.6	287.9	SED		0.001	0.20	0.01	2.752	2.74×10^{-4}		0.7
K388099	CD08-H7	715 052.0	5 332 500.6	287.9	SED		0.001	0.16	0.01	2.747	4.80×10^{-4}		0.6
K388100	CD08-H7	715 052.9	5 332 499.4	261.5	SED		0.007	0.01	0.04	2.734	1.67×10^{-4}		0.9
K388102	CD08-H7	715 053.6	5 332 498.4	239.0	SED		0.001	0.21	0.02	2.761	2.94×10^{-4}		0.7
K388103	CD08-H7	715 054.0	5 332 497.8	224.5	SED		0.001	0.28	0.01	2.743	4.12×10^{-4}		0.6
K388104	CD08-H7	715 054.0	5 332 497.8	224.5	SED		0.001			2.797	4.02×10^{-4}		0.7
K388105	CD08-H7	715 054.8	5 332 496.8	201.1	DM		0.002	0.21	0.04	2.969	6.09×10^{-4}	2162	0.3
K388106	CD08-H10	715 050.6	5 331 750.3	318.8	SED			0.20	0.10	2.767	2.29×10^{-4}		0.5
K388107	CD08-H10	715 050.8	5 331 750.1	305.3	SED		0.001	0.23	0.01	2.760	2.50×10^{-4}	982	0.7
K388108	CD08-H10	715 050.9	5 331 750.0	299.3	DM		0.002	0.01	0.04	3.043	6.04×10^{-4}	13 582	0.1
K388109	CD08-H10	715 051.0	5 331 749.9	295.8	SED			0.17	0.07	2.772	2.69×10^{-4}	1624	0.4
K388110	CD08-H10	715 051.6	5 331 749.3	262.4	SED		0.001	0.42	0.01	2.766	2.98×10^{-4}	1495	0.6

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388112	CD08-H10	715 051.9	5 331 749.0	247.9	SED		0.003	0.11	0.09	2.798	3.27×10^{-4}	1400	0.5
K388113	CD08-H10	715 052.2	5 331 748.8	233.4	SED		0.004	0.19	0.07	2.766	2.75×10^{-4}	1049	0.7
K388114	CD08-H10	715 052.4	5 331 748.5	218.4	SED		0.002	0.26	0.10	2.785	2.87×10^{-4}	1071	0.4
K388115	CD08-H10	715 052.9	5 331 748.1	196.2	SED		0.001	0.14	0.02	2.746	2.46×10^{-4}		0.4
K388116	CD08-H10	715 053.1	5 331 747.8	183.1	DM		0.001	0.08	0.14	2.913	4.46×10^{-4}	15 881	0.0
K388117	CD08-H11	715 049.8	5 331 501.6	320.5	SED		0.007	0.28	0.03	2.737	2.42×10^{-4}		0.7
K388118	CD08-H11	715 049.8	5 331 501.6	319.0	SED		0.002	0.27	0.01	2.734	3.03×10^{-4}		0.5
K388119	CD08-H11	715 049.9	5 331 502.0	289.0	SED		0.002	0.19	0.01	2.738	6.32×10^{-4}		0.4
K388120	CD08-H11	715 049.9	5 331 502.1	276.0	DM		0.001	0.01	0.03	2.993	6.70×10^{-4}	921	0.3
K388122	CD08-H11	715 049.9	5 331 502.1	276.0	SED		0.002	0.01	0.01	2.775	2.30×10^{-4}		0.5
K388123	CD08-H11	715 049.9	5 331 502.3	259.5	DM			0.01	0.03	3.063	6.48×10^{-4}	1681	0.2
K388124	CD08-H11	715 049.9	5 331 502.3	259.5	SED		0.001	0.48	0.01	2.761	2.31×10^{-4}		0.6
K388125	CD08-H11	715 050.0	5 331 502.4	246.0	SED			0.42	0.04	2.752	2.18×10^{-4}	1297	0.4
K388126	CD08-H11	715 050.0	5 331 502.6	229.5	SED		0.001	0.18	0.01	2.729	2.40×10^{-4}		0.7
K388127	CD08-H11	715 050.0	5 331 502.7	214.5	SED			0.24	0.01	2.734	4.57×10^{-4}		0.6
K388128	CD08-H11	715 050.0	5 331 502.9	199.5	SED		0.001	0.43	0.01	2.747	2.15×10^{-4}		0.7
K388129	CD08-H11	715 050.1	5 331 503.1	178.5	SED		0.001	0.33	0.02	2.743	5.68×10^{-4}	1405	0.6
K388202	CM07-1015	715 359.6	5 333 984.2	316.4	SED	ALT	0.022	0.45	0.39	2.778	5.62×10^{-4}		0.2
K388203	CM07-1015	715 359.3	5 333 983.7	308.9	SED	ALT	4.050	2.28	0.93	2.814	1.94×10^{-4}		0.2
K388204	CM07-1015	715 359.1	5 333 983.3	301.9	SED		0.008	0.15	0.43	2.757	2.26×10^{-3}		0.1
K388205	CM07-1015	715 359.0	5 333 983.1	299.8	RIF		0.004	0.10	0.08	2.670	4.27×10^{-5}		0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388206	CM07-1015	715 358.2	5 333 981.6	275.5	RIF		0.001	0.05	0.21	2.679	3.79×10^{-5}		0.3
K388207	CM07-1015	715 357.8	5 333 980.9	264.5	SED	ALT	0.806	0.59	0.55	2.782	1.84×10^{-4}		0.1
K388208	CM07-1015	715 357.3	5 333 980.0	250.1	RIF		0.007	0.21	0.31	2.665	2.65×10^{-5}		0.4
K388209	CM07-1015	715 357.2	5 333 979.7	246.3	SED	ALT	1.095	0.49	0.61	2.793	2.22×10^{-4}		0.1
K388210	CM07-1015	715 357.0	5 333 979.4	240.6	RIF	ALT	0.013	0.13	0.29	2.673	2.62×10^{-5}		0.3
K388212	CM07-1015	715 356.7	5 333 978.8	231.6	RIF		0.007	0.08	0.29	2.683	3.72×10^{-5}		0.3
K388213	CM07-1015	715 356.5	5 333 978.4	225.6	RIF		0.006	0.22	0.25	2.672	1.30×10^{-5}		0.3
K388215	CM07-1015	715 355.9	5 333 977.3	207.7	RIF	ALT	2.290	0.11	0.36	2.663	2.22×10^{-5}		0.3
K388216	CM07-1015	715 355.6	5 333 976.7	198.2	RIF		0.006	0.14	0.31	2.672	3.45×10^{-5}	3260	0.3
K388217	CM07-1015	715 355.4	5 333 976.3	191.7	SED	ALT	0.013	0.31	0.43	2.733	2.17×10^{-4}	3157	0.3
K388218	CM07-1015	715 355.1	5 333 975.7	183.2	SED	ALT	0.051	0.45	0.23	2.756	2.64×10^{-4}	3612	0.3
K388219	CM07-1015	715 354.7	5 333 975.1	172.8	SED		0.002	0.22	0.22	2.772	2.46×10^{-4}	2542	0.2
K388220	CM07-1015	715 351.0	5 333 967.9	60.0	DM	ALT	0.009	0.20	0.45	2.816	9.83×10^{-3}	2709	0.1
K388222	CM07-1015	715 354.4	5 333 974.4	161.8	SED	ALT	2.040	2.16	0.53	2.814	1.53×10^{-4}		0.2
K388223	CM07-1015	715 354.1	5 333 973.9	154.8	SED		0.003	0.20	0.16	2.818	3.51×10^{-4}		0.2
K388224	CM07-1015	715 353.9	5 333 973.5	147.3	SED		0.003	0.26	0.03	2.738	8.27×10^{-4}	1229	0.3
K388225	CM07-1015	715 353.7	5 333 973.0	140.3	SED	ALT	0.987	1.15	0.28	2.776	3.92×10^{-4}	7812	0.2
K388226	CM07-1015	715 353.5	5 333 972.7	134.8	RIF		0.024	0.10	0.24	2.667	3.24×10^{-5}	2899	0.3
K388227	CM07-1015	715 353.0	5 333 971.8	120.4	SED		0.004	0.20	0.01	2.810	3.62×10^{-4}	2302	0.2
K388228	CM07-1015	715 352.6	5 333 971.0	108.4	RIF		0.002	0.42	0.23	2.652	5.38×10^{-6}	2425	0.4
K388229	CM07-1015	715 352.4	5 333 970.6	102.4	SED		0.004	0.21	0.02	2.789	3.47×10^{-4}	4400	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388230	CM07-1015	715 352.0	5 333 970.0	92.0	SED		0.004	0.26	0.01	2.757	3.15×10^{-4}	2656	0.2
K388232	CM07-1015	715 351.7	5 333 969.4	83.0	SED		0.003	0.22	0.01	2.747	3.04×10^{-4}	2099	0.3
K388233	CM07-1015	715 351.4	5 333 968.8	74.0	SED		0.001	0.21	0.02	2.754	3.17×10^{-4}		0.4
K388234	CM07-1015	715 351.2	5 333 968.4	68.0	SED	ALT	0.229	0.09	0.01	2.804	4.74×10^{-4}	2618	0.3
K388235	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	306.9	SED		0.002	0.28	0.09	2.743	2.53×10^{-4}		0.4
K388236	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	297.9	SED		0.002	0.25	0.02	2.741	2.61×10^{-4}	721	0.4
K388237	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	279.9	SED	ALT	0.015	0.25	0.01	2.776	2.79×10^{-4}	938	0.4
K388238	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	267.9	SED		0.002	0.20	0.02	2.737	2.59×10^{-4}	997	0.4
K388239	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	260.4	SED		0.006	0.18	0.01	2.795	3.45×10^{-4}	1280	0.5
K388240	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	246.9	SED		0.002	0.20	0.02	2.751	3.06×10^{-4}	1464	0.5
K388242	CD07-K2	715 800.5	5 333 750.1	236.4	SED		0.002	0.06	0.03	2.736	2.47×10^{-4}	2657	0.5
K388243	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	312.8	SED		0.003	0.14	0.02	2.747	3.07×10^{-4}		0.5
K388244	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	308.8	DM	ALT	0.003	0.02	1.27	2.917	5.51×10^{-4}	2079	0.2
K388245	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	293.8	SED		0.006	0.02	0.40	2.766	3.10×10^{-4}	742	1.0
K388246	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	288.8	SED		0.001	0.23	0.02	2.758	2.84×10^{-4}	1374	0.6
K388247	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	272.3	SED		0.001	0.19	0.01	2.744	2.45×10^{-4}	1715	0.4
K388248	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	261.8	SED		0.001	0.17	0.01	2.728	2.35×10^{-4}	830	0.5
K388249	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	255.8	SED		0.001	0.08	0.02	2.777	2.24×10^{-4}	2106	0.4
K388250	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	249.8	CON		0.002	0.42	0.06	2.776	2.73×10^{-4}	1343	0.6
K388252	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	236.3	SED		0.001	0.18	0.01	2.770	2.79×10^{-4}	1313	0.4
K388253	CD07-M4	716 301.2	5 333 286.2	222.8	SED		0.001	0.33	0.01	2.748	2.74×10^{-4}	1249	0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388254	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	295.0	SED		0.002	0.26	0.07	2.736	6.69×10^{-4}		0.3
K388255	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	287.5	SED		0.006	0.39	0.02	2.745	2.35×10^{-4}	772	0.6
K388256	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	284.5	DM	ALT	0.006	0.15	0.37	2.792	3.10×10^{-4}	643	0.6
K388257	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	273.0	SED		0.002	0.20	0.02	2.760	3.58×10^{-4}	476	0.4
K388258	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	267.5	SED		0.001	0.15	0.15	2.741	2.55×10^{-4}		0.4
K388259	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	249.5	SED		0.002	0.15	0.10	2.730	2.21×10^{-4}		0.3
K388260	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	242.0	SED		0.001	0.17	0.07	2.733	2.41×10^{-4}	3319	0.5
K388262	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	228.0	DM	ALT	0.005	0.19	0.65	2.869	4.80×10^{-4}	2240	0.2
K388263	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	226.7	SED		0.002	0.53	0.06	2.739	2.75×10^{-4}		0.3
K388264	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	220.5	SED		0.005	0.42	0.01	2.774	3.35×10^{-4}	1449	0.3
K388265	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	215.0	DM	ALT	0.005	0.06	0.50	2.894	4.63×10^{-4}	1675	0.3
K388266	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	206.5	SED		0.002	0.11	0.10	2.737	2.20×10^{-4}		0.4
K388267	CD07-O5	716 821.6	5 333 002.9	198.5	SED		0.006	0.10	0.01	2.736	2.24×10^{-4}		0.4
K388268	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	310.7	SED		0.001	0.18	0.05	2.713	1.83×10^{-4}		0.4
K388269	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	292.8	SED		0.001	0.23	0.07	2.723	2.05×10^{-4}		0.4
K388270	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	283.8	SED		0.001	0.37	0.01	2.757	2.86×10^{-4}		0.5
K388272	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	274.8	SED		0.001	0.27	0.01	2.755	2.90×10^{-4}		0.4
K388273	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	266.8	SED		0.001	0.13	0.01	2.742	2.66×10^{-4}		0.3
K388274	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	248.8	SED		0.001	0.22	0.01	2.759	3.37×10^{-4}		0.4
K388275	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	232.9	SED		0.001	0.20	0.01	2.711	2.70×10^{-4}		0.5
K388276	CD07-Q6	717 299.9	5 332 751.1	222.8	SED		0.001	0.34	0.01	2.744	2.70×10^{-4}		0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388277	CD08-S7	717 803.1	5 332 501.5	333.1	SED		0.002	0.32	0.03	2.742	4.53×10^{-4}		0.3
K388278	CD08-S7	717 803.0	5 332 501.4	328.2	SED		0.001	0.29	0.03	2.749	3.30×10^{-4}		0.2
K388279	CD08-S7	717 802.3	5 332 500.7	310.2	SED			0.21	0.03	2.730	3.16×10^{-4}		0.2
K388280	CD08-S7	717 802.0	5 332 500.4	299.7	SED			0.66	0.05	2.746	2.99×10^{-4}		0.1
K388282	CD08-S7	717 801.6	5 332 500.0	289.7	SED			0.26	0.02	2.734	7.58×10^{-4}		0.3
K388283	CD08-S7	717 801.4	5 332 499.8	282.7	SED		0.001	0.25	0.01	2.745	2.41×10^{-4}		0.3
K388284	CD08-S7	717 800.6	5 332 499.0	260.2	DM	ALT	0.001	0.20	0.34	2.953	6.83×10^{-4}	5062	0.2
K388285	CD08-S7	717 800.4	5 332 498.8	254.2	SED			0.35	0.01	2.763	4.73×10^{-4}		0.4
K388286	CD08-S7	717 799.9	5 332 498.3	240.3	SED			0.28	0.02	2.745	3.49×10^{-4}		0.4
K388287	CD08-S7	717 799.9	5 332 498.3	238.8	SED			0.44	0.01	2.760	2.84×10^{-4}		0.4
K388288	CD08-S7	717 799.3	5 332 497.7	223.3	SED		0.001	0.31	0.01	2.762	6.02×10^{-4}		0.3
K388289	CD08-S7	717 799.1	5 332 497.5	216.3	SED		0.001	0.37	0.01	2.761	3.28×10^{-4}		0.3
K388290	CD08-S7	717 798.5	5 332 496.9	199.3	SED		0.001	0.28	0.01	2.729	8.97×10^{-4}		0.2
K388292	CD08-U8	718 307.8	5 332 252.1	320.3	SED		0.003	0.05	0.03	2.738	2.21×10^{-4}		0.1
K388293	CD08-U8	718 308.9	5 332 252.1	301.8	SED		0.001	0.16	0.03	2.717	3.88×10^{-4}	5453	0.3
K388294	CD08-U8	718 309.5	5 332 252.0	291.3	SED		0.006	0.06	0.05	2.725	1.30×10^{-4}	7048	0.1
K388295	CD08-U8	718 310.0	5 332 252.0	282.8	SED		0.001	0.14	0.02	2.722	2.18×10^{-4}	1516	0.2
K388296	CD08-U8	718 310.5	5 332 251.9	274.4	SED			0.26	0.14	2.708	2.21×10^{-4}	2044	0.3
K388297	CD08-U8	718 311.6	5 332 251.9	256.4	SED		0.001	0.31	0.05	2.720	6.05×10^{-4}	2811	0.3
K388298	CD08-U8	718 312.0	5 332 251.8	248.9	SED			0.22	0.02	2.705	2.89×10^{-4}	3786	0.1
K388299	CD08-U8	718 314.1	5 332 251.7	214.5	SED		0.003	0.31	0.11	2.724	3.58×10^{-4}	5423	0.1

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388300	CD08-U8	718 315.5	5 332 251.6	189.5	SED		0.001	0.20	0.02	2.713	2.12×10^{-4}	2479	0.3
K388302	CM07-1391	713 749.0	5 334 837.0	318.8	SED	ALT	0.025	0.74	0.53	2.742	1.39×10^{-4}		0.4
K388303	CM07-1391	713 748.9	5 334 836.2	305.3	SED		0.002	0.43	0.03	2.793	2.01×10^{-2}		0.3
K388304	CM07-1391	713 748.7	5 334 835.5	293.3	SED		0.002	0.27	0.02	2.774	3.99×10^{-4}		0.4
K388305	CM07-1391	713 748.6	5 334 834.8	279.9	SED		0.003	0.30	0.01	2.798	3.73×10^{-4}		0.3
K388306	CM07-1391	713 748.4	5 334 833.9	264.9	SED	ALT	0.299	0.42	0.05	2.844	4.25×10^{-4}		0.6
K388307	CM07-1391	713 748.1	5 334 832.7	242.6	SED	ALT	0.013	0.39	0.05	2.751	1.19×10^{-2}		0.3
K388308	CM07-1391	713 748.0	5 334 832.1	232.1	SED		0.007	0.28	0.02	2.824	4.03×10^{-4}		0.4
K388309	CM07-1391	713 747.9	5 334 831.7	226.4	DM	ALT	0.015	0.13	1.74	2.868	5.27×10^{-4}	6983	0.1
K388310	CM07-1391	713 747.8	5 334 831.1	214.5	SED		0.007	0.09	0.33	2.740	3.26×10^{-3}		0.1
K388312	CM07-1391	713 747.8	5 334 830.9	211.5	SED	ALT	0.036	0.34	0.26	2.843	1.55×10^{-2}		0.2
K388313	CM07-1391	713 747.5	5 334 829.7	190.5	SED		0.004	0.21	0.06	2.806	3.66×10^{-4}		0.2
K388314	CM07-1391	713 747.4	5 334 829.3	183.5	SED	ALT	0.015	0.49	0.29	2.801	2.70×10^{-2}		0.3
K388315	CM07-1391	713 747.2	5 334 828.2	164.1	SED	ALT	0.442	1.08	0.88	2.834	5.88×10^{-3}		0.1
K388316	CM07-1391	713 747.2	5 334 828.1	162.6	SED	ALT	0.543	1.00	0.73	2.904	9.72×10^{-3}		0.1
K388317	CM07-1391	713 747.1	5 334 827.6	153.6	SED	ALT	1.690	0.93	0.60	2.789	3.21×10^{-4}		0.1
K388318	CM07-1391	713 747.0	5 334 827.3	147.6	SED	ALT	2.640	2.49	0.94	2.741	7.69×10^{-5}		0.2
K388319	CM07-1391	713 747.0	5 334 827.0	143.1	SED	ALT	2.080	1.69	0.49	2.747	1.10×10^{-4}		0.3
K388320	CM07-1391	713 746.8	5 334 826.0	125.1	SED	ALT	2.670	3.09	0.99	2.701	3.52×10^{-5}		0.2
K388322	CM07-1391	713 746.6	5 334 825.5	115.1	SED	ALT	2.480	2.12	0.68	2.683	2.02×10^{-5}		0.4
K388323	CM07-1391	713 746.5	5 334 824.9	105.2	RIF	ALT	1.400	1.85	0.59	2.687	6.23×10^{-5}		0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388324	CM07-1391	713 746.4	5 334 824.1	91.2			0.189	1.58	0.56	2.672	4.93×10^{-6}		0.4
K388325	CM07-1391	713 746.3	5 334 823.9	86.7	RIF	ALT	0.271	2.12	0.84	2.680	1.21×10^{-5}		0.4
K388326	CM07-1391	713 746.3	5 334 823.7	83.7	RIF	ALT	0.012	0.14	0.54	2.720	2.95×10^{-2}		0.6
K388327	CM07-1391	713 746.1	5 334 822.8	68.7	RIF	ALT	0.232	0.24	0.66	2.715	3.24×10^{-2}		0.3
K388328	CM07-1391	713 746.0	5 334 822.5	62.7	RIF		0.008	0.12	0.39	2.712	2.02×10^{-2}		0.6
K388330	RA08-2048	712 726.9	5 335 131.2	318.4	SED		0.002	0.29	0.04	2.742	2.85×10^{-4}	6705	0.3
K388332	RA08-2048	712 726.6	5 335 131.1	311.0	SED		0.001	0.54	0.02	2.760	2.72×10^{-4}	875	0.2
K388333	RA08-2048	712 726.2	5 335 130.8	294.5	SED		0.002	0.53	0.02	2.763	4.29×10^{-4}		0.1
K388334	RA08-2048	712 725.9	5 335 130.6	285.5	DM		0.002	0.06	0.06		4.95×10^{-4}		
K388335	RA08-2048	712 725.2	5 335 130.2	263.0	SED		0.001	0.25	0.01	2.738	4.00×10^{-4}	4156	0.2
K388336	RA08-2048	712 724.8	5 335 130.0	249.5	SED		0.001	0.34	0.01	2.802	3.81×10^{-4}	2238	0.4
K388337	RA08-2048	712 724.4	5 335 129.7	236.0	SED		0.001	0.24	0.01	2.763	2.75×10^{-4}	3237	0.2
K388338	RA08-2048	712 723.9	5 335 129.4	219.5	DM		0.003	0.04	0.09	3.006	5.80×10^{-4}	1166	0.3
K388339	RA08-2048	712 723.7	5 335 129.3	212.0	SED		0.001	0.35	0.01	2.743	2.95×10^{-4}	2473	0.3
K388340	RA08-2048	712 723.4	5 335 129.1	203.0	SED		0.001	0.17	0.01	2.761	3.53×10^{-4}	3215	0.2
K388342	RA08-2048	712 722.9	5 335 128.8	185.0	DM	ALT	0.007	0.54	0.08	2.969	5.89×10^{-4}	1208	0.4
K388343	RA08-2048	712 722.8	5 335 128.7	180.5	SED			0.25	0.01	2.812	3.45×10^{-4}	1015	0.4
K388344	RA08-2048	712 722.5	5 335 128.6	173.0	SED			0.30	0.01	2.760	2.40×10^{-4}	2079	0.3
K388345	RA08-2048	712 721.8	5 335 128.1	147.6	SED			0.22	0.01	2.747	2.34×10^{-4}	3105	0.3
K388346	RA08-2048	712 721.3	5 335 127.9	132.6	SED		0.004	0.35	0.01	2.756	2.32×10^{-4}	1574	0.2
K388347	RA08-2048	712 720.8	5 335 127.5	113.6	RIF		0.002	0.25	0.09	2.651	3.60×10^{-5}	1500	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388348	RA08-2048	712 720.2	5 335 127.2	94.1	RIF		0.001	0.19	0.09	2.654	4.23×10^{-5}	4662	0.3
K388349	RA08-2048	712 720.0	5 335 127.1	88.1	RIF		0.004	0.09	0.09	2.654	1.41×10^{-3}	3784	0.3
K388350	RA08-2048	712 719.7	5 335 126.9	77.6	RIF	ALT	0.030	0.28	0.24	2.652	8.34×10^{-5}	2480	0.4
K388352	RA08-2048	712 719.3	5 335 126.7	66.6	SED		0.001	0.18	0.01	2.775	2.92×10^{-4}	3296	0.4
K388353	RA08-2048	712 719.3	5 335 126.6	63.6	DM		0.001	0.07	0.13	3.056	7.34×10^{-4}	1817	0.2
K388354	RA08-2048	712 719.0	5 335 126.5	56.1	SED		0.003	1.09	0.01	2.750	2.64×10^{-4}	5150	0.2
K388355	RA08-2048	712 718.7	5 335 126.3	44.1	SED		0.003	0.27	0.01	2.742	2.02×10^{-4}	3550	0.3
K388356	RA08-2048	712 718.4	5 335 126.1	35.1	DM		0.003	0.10	0.03	3.065	7.28×10^{-4}	1682	0.3
K388357	RA08-2045	712 222.2	5 335 431.4	308.8	RIF		0.002	0.27	0.54	2.708	1.25×10^{-2}	2566	0.6
K388358	RA08-2045	712 222.3	5 335 431.0	299.8	RIF		0.004	1.54	0.60	2.721	1.60×10^{-4}	3588	0.5
K388359	RA08-2045	712 222.6	5 335 430.2	274.3	RIF	ALT	0.011	1.18	0.54	2.702	1.02×10^{-4}	1920	0.4
K388360	RA08-2045	712 222.7	5 335 429.8	265.3	SED	ALT	0.013	0.38	0.12	2.765	2.44×10^{-4}		0.3
K388362	RA08-2045	712 222.8	5 335 429.5	254.9	RIF	ALT	0.012	0.38	0.17	2.654	2.10×10^{-6}	2350	0.4
K388363	RA08-2045	712 222.8	5 335 429.4	251.1	SED	ALT	0.095	1.94	0.70	2.736	1.60×10^{-4}	1923	0.5
K388364	RA08-2045	712 222.9	5 335 429.1	243.8	DM	ALT	2.610	2.00	1.82	2.807	3.78×10^{-4}	1845	0.3
K388365	RA08-2045	712 223.1	5 335 428.6	228.8	SED	ALT	0.120	0.47	0.58	2.765	3.00×10^{-4}	1243	0.4
K388366	RA08-2045	712 223.2	5 335 428.4	224.3			0.073	0.04	2.50	2.839	5.82×10^{-4}	1842	0.4
K388367	RA08-2045	712 223.3	5 335 428.1	213.8	SED	ALT	0.051	0.14	0.37	2.775	3.39×10^{-4}	2027	0.4
K388368	RA08-2045	712 223.4	5 335 427.6	200.4	SED	ALT	0.019	0.12	0.12	2.801	3.41×10^{-4}	1800	0.2
K388369	RA08-2045	712 223.5	5 335 427.3	191.4	RIF		0.009	0.40	0.39	2.665	3.01×10^{-5}	1255	0.4
K388370	RA08-2045	712 223.7	5 335 426.9	180.4	SED		0.007	0.18	0.08	2.762	2.86×10^{-4}	763	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388372	RA08-2045	712 223.9	5 335 426.2	160.9	SED	ALT	0.011	0.18	0.02	2.764	2.79×10^{-4}	1544	0.4
K388373	RA08-2045	712 224.1	5 335 425.6	144.4	SED		0.003	0.07	0.02	2.739	2.32×10^{-4}	1592	0.3
K388374	RA08-2045	712 224.3	5 335 425.0	126.4	DM	ALT	0.023	0.09	1.16	2.864	4.48×10^{-4}	2713	0.4
K388375	RA08-2045	712 224.3	5 335 424.9	121.9	DM	ALT	0.013	0.25	0.73	2.776	3.58×10^{-4}	1908	0.8
K388376	RA08-2045	712 224.4	5 335 424.6	115.9	SED		0.001	0.01	0.02	2.775	3.22×10^{-4}	1020	0.3
K388377	RA08-2045	712 224.6	5 335 424.1	99.4	RIF		0.001	0.15	0.23	2.676	5.96×10^{-5}	3030	0.3
K388378	RA08-2045	712 224.7	5 335 423.8	91.9	SED		0.003	0.45	0.01	2.787	3.06×10^{-4}	1863	0.3
K388379	RA08-2045	712 224.8	5 335 423.4	79.8	RIF		0.001	0.06	0.17	2.671	4.99×10^{-5}	2128	0.4
K388380	RA08-2045	712 224.8	5 335 423.3	76.9	RIF		0.004	0.60	0.24	2.660	8.95×10^{-6}	2863	0.4
K388382	RA08-2045	712 225.0	5 335 423.0	67.4	SED		0.007	0.15	0.01	2.759	3.01×10^{-4}	3710	0.2
K388383	RA08-2045	712 225.2	5 335 422.2	45.0	SED		0.003	0.16	0.02	2.829	3.46×10^{-4}	1756	0.3
K388384	RA08-2045	712 225.3	5 335 421.8	34.5	SED		0.001	0.04	0.01	2.809	3.02×10^{-4}	1347	0.3
K388385	RA08-2045	712 225.5	5 335 421.2	18.0	SED		0.002	0.24	0.01	2.791	3.49×10^{-4}	2340	0.5
K388386	RA11-2398	711 763.7	5 335 688.5	315.0	SED		0.001	0.39	0.05	2.769	3.97×10^{-4}		0.5
K388387	RA11-2398	711 771.3	5 335 699.3	302.8	SED			0.14	0.02	2.769	2.24×10^{-4}	1182	0.4
K388388	RA11-2398	711 783.9	5 335 717.3	282.4	SED			0.23	0.01	2.756	2.66×10^{-4}	1441	0.6
K388389	RA11-2398	711 792.5	5 335 729.6	268.4	RIF		0.002	0.12	0.26	2.693	1.10×10^{-4}	3077	0.5
K388390	RA11-2398	711 801.1	5 335 741.9	254.5	SED		0.001	0.37	0.01	2.821	5.18×10^{-7}	1109	0.4
K388392	RA11-2398	711 809.1	5 335 753.3	241.5	RIF		0.001	0.70	0.36	2.704	1.28×10^{-4}	4073	0.3
K388393	RA11-2398	711 814.1	5 335 760.5	233.4	SED			0.40	0.02	2.745	6.78×10^{-4}	2258	0.3
K388394	RA11-2398	711 831.1	5 335 784.8	205.8	SED			0.15	0.01	2.759	3.55×10^{-4}	1389	0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388395	RA11-2398	711 835.4	5 335 790.8	198.9	DM	ALT	0.001	0.07	1.30	2.848	8.76×10^{-4}	2443	0.1
K388396	RA11-2398	711 840.3	5 335 797.9	191.0	SED		0.002	0.46	0.02	2.752	2.48×10^{-4}	1817	0.3
K388397	CYG09-2162	711 242.9	5 336 072.7	323.6	SED		0.003	0.30	0.01	2.766	3.22×10^{-4}		0.4
K388398	CYG09-2162	711 239.8	5 336 058.2	304.7	SED			0.18	0.01	2.778	4.11×10^{-4}	1596	0.5
K388399	CYG09-2162	711 236.7	5 336 043.5	285.4	SED		0.002	0.86	0.01	2.751	2.54×10^{-4}	2054	0.4
K388400	CYG09-2162	711 235.3	5 336 036.8	276.7	DM	ALT	0.001	0.17	1.14	2.873	1.18×10^{-3}	3817	0.3
K388402	CYG09-2162	711 233.7	5 336 029.3	266.9	SED		0.002	0.53	0.01	2.745	2.41×10^{-4}	1687	0.3
K388403	CYG09-2162	711 233.1	5 336 026.6	263.4	DM	ALT	0.008	0.13	0.76	2.877	2.28×10^{-3}	3965	0.7
K388404	CYG09-2162	711 232.4	5 336 023.2	258.9	DM	ALT		0.02	0.81	3.011	5.38×10^{-4}	6539	0.1
K388405	CYG09-2162	711 229.7	5 336 010.6	242.5	SED			0.21	0.02	2.738	3.01×10^{-4}	1290	0.5
K388406	CYG09-2162	711 227.0	5 335 998.0	225.9	SED		0.001	0.28	0.01	2.812	4.76×10^{-4}	1771	0.3
K388407	CYG09-2162	711 224.5	5 335 986.3	210.6	SED		0.001	0.25	0.01	2.796	3.53×10^{-4}	1917	0.3
K388408	CYG09-2162	711 223.0	5 335 979.0	201.1	RIF		0.002	0.16	0.14	2.675	1.95×10^{-4}	995	0.3
K388409	CYG09-2162	711 220.6	5 335 967.9	186.5	SED		0.001	0.26	0.01	2.791	6.72×10^{-4}	3134	0.2
K388410	CYG09-2162	711 217.6	5 335 953.7	168.0	SED			0.30	0.02	2.735	2.28×10^{-4}	2821	0.3
K388412	CYG09-2162	711 214.2	5 335 937.8	147.1	RIF		0.001	0.38	0.24	2.709	1.48×10^{-4}	3553	0.4
K388413	CYG09-2162	711 213.0	5 335 932.1	139.6	SED		0.001	0.32	0.01	2.750	3.82×10^{-4}	2069	0.3
K388414	CYG09-2162	711 209.8	5 335 917.3	120.3	SED		0.001	0.57	0.02	2.749	3.88×10^{-4}	935	0.3
K388415	CYG09-2162	711 207.3	5 335 905.3	104.6	SED		0.001	0.48	0.01	2.795	3.46×10^{-4}	1204	0.3
K388416	CYG09-2162	711 204.6	5 335 892.6	88.0	SED			0.22	0.01	2.772	2.93×10^{-4}	2040	0.5
K388417	CYG09-2162	711 201.7	5 335 879.1	70.3	SED		0.001	0.29	0.01	2.773	4.21×10^{-4}	4978	0.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K388418	CYG09-2174	710 820.8	5 336 685.9	321.6	SED		0.001	0.14	0.36	2.756	4.29×10^{-4}		0.3
K388419	CYG09-2173	710 818.9	5 336 659.9	294.7	DM	ALT	0.003	0.02	1.89	2.873	6.03×10^{-4}	3925	0.2
K388420	CYG09-2173	710 815.9	5 336 619.9	253.5	SED		0.004	0.18	0.01	2.839	2.55×10^{-4}		0.3
K388422	CYG09-2173	710 811.1	5 336 554.2	185.8	RIF		0.002	0.17	0.15	2.717	1.27×10^{-3}		0.5
K388423	CYG09-2173	710 810.3	5 336 543.8	175.0	SED	ALT	0.048	0.25	0.05	2.743	2.85×10^{-4}		0.5
K388424	CYG09-2173	710 806.2	5 336 487.0	116.5	RIF		0.001	0.22	0.02	2.741	9.20×10^{-3}		0.7
K388425	CYG09-2173	710 805.6	5 336 479.1	108.3	SED			0.30	0.01	2.778	3.51×10^{-4}		0.5
K388427	CYG09-2185B	710 143.1	5 336 784.0	286.3	DM	ALT	0.016	2.45	1.38	2.839	3.15×10^{-4}	2350	0.4
K388428	CYG09-2185B	710 141.4	5 336 785.0	210.8	DM	ALT	0.008	0.14	1.15	2.776	2.36×10^{-2}	1303	0.3
K388429	CYG09-2185B	710 139.4	5 336 786.1	126.2	SED		0.006	0.21	0.24	2.758	2.62×10^{-4}		0.1
K388430	CYG09-2185B	710 138.9	5 336 786.5	100.8	RIF		0.001	0.03	0.03	2.658	9.32×10^{-4}		1.1
K388432	CYG09-2185B	710 138.6	5 336 786.6	88.8	SED		0.001	0.46	0.02	2.759	6.61×10^{-4}		0.4
K388433	CYG09-2185B	710 137.3	5 336 787.4	33.4	SED		0.005	0.27	0.02	2.749	3.27×10^{-4}		0.4
K389001	CM07-1705	714 129.9	5 334 268.2	322.6	SED	ALT	1.870	1.58	0.73	2.744	1.84×10^{-4}	3037	1.3
K389002	CM07-1705	714 129.9	5 334 268.2	319.6	SED	ALT	0.431	1.65	0.56	2.706	6.60×10^{-5}	2250	0.3
K389003	CM07-1705	714 129.9	5 334 268.2	319.6	DM	ALT	0.861	1.47	1.52	2.920	5.32×10^{-4}	1086	0.2
K389004	CM07-1705	714 129.8	5 334 268.2	316.6	SED	ALT	1.990	1.68	0.49	2.709	1.44×10^{-4}	6362	0.3
K389005	CM07-1705	714 129.7	5 334 268.2	313.6	SED	ALT	0.472	0.48	0.31	2.758	2.77×10^{-4}	3796	0.2
K389006	CM07-1705	714 129.5	5 334 268.2	306.1	DM	ALT	0.162	0.48	1.36	2.838	1.48×10^{-2}	6149	0.3
K389007	CM07-1705	714 129.4	5 334 268.2	303.1	SED	ALT	2.580	0.86	0.55	2.725	1.12×10^{-2}	10 910	0.1
K389008	CM07-1705	714 129.4	5 334 268.2	300.1	DM	ALT	0.100	0.05	1.76	2.842	1.60×10^{-2}	12 208	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389009	CM07-1705	714 129.3	5 334 268.2	297.1	SED	ALT	1.255	0.78	0.76	2.748	2.79×10^{-2}	15 273	0.1
K389010	CM07-1705	714 129.1	5 334 268.1	291.1	DM	ALT	0.061	0.09	2.37	2.881	5.08×10^{-2}	9509	0.1
K389011	CM07-1705	714 128.9	5 334 268.1	283.6	SED	ALT	1.415	0.99	0.75	2.735	2.50×10^{-3}	15 252	0.1
K389012	CM07-1705	714 128.9	5 334 268.1	283.6	SED	ALT	0.026	0.36	0.37	2.738	1.02×10^{-3}	61 332	0.1
K389013	CM07-1705	714 128.8	5 334 268.1	279.1	DM	ALT	0.011	0.09	2.02	2.870	6.22×10^{-4}	1642	0.3
K389014	CM07-1705	714 128.8	5 334 268.1	277.6	SED	ALT	2.490	1.50	0.51	2.698	9.79×10^{-5}	9584	0.2
K389015	CM07-1705	714 128.7	5 334 268.1	276.1	SED	ALT	4.930	2.31	0.95	2.736	1.31×10^{-4}	7033	0.2
K389016	CM07-1705	714 128.7	5 334 268.1	274.6	SED	ALT	4.520	1.35	0.42	2.760	2.65×10^{-4}	14 586	0.2
K389017	CM07-1705	714 128.7	5 334 268.1	273.1	SED	ALT	1.520	1.07	0.49	2.755	1.83×10^{-4}	7086	0.2
K389018	CM07-1705	714 128.6	5 334 268.1	271.6	SED	ALT	0.079	0.20	0.33	2.801	4.60×10^{-4}	6025	0.2
K389019	CM07-1705	714 128.5	5 334 268.0	265.6	SED	ALT	1.970	2.28	0.64	2.774	1.95×10^{-4}	7014	0.2
K389020	CM07-1705	714 128.4	5 334 268.0	264.1	SED	ALT	0.553	1.37	0.32	2.802	2.30×10^{-4}	2015	0.3
K389022	CM07-1705	714 128.4	5 334 268.0	262.6	SED	ALT	0.138	0.73	0.24	2.741	2.39×10^{-4}	12 316	0.1
K389023	CM07-1705	714 128.4	5 334 268.0	262.6	SED	ALT	0.377	1.50	0.59	2.771	2.17×10^{-4}	10 750	0.2
K389024	CM07-1705	714 128.3	5 334 268.0	258.1	SED	ALT	0.031	0.17	0.29	2.738	2.47×10^{-4}	4301	0.2
K389025	CM07-1705	714 128.2	5 334 268.0	255.1	SED	ALT	0.013	0.19	0.12	2.745	2.70×10^{-4}	19 918	0.1
K389026	CM07-1705	714 128.1	5 334 268.0	252.1	SED	ALT	0.018	0.16	0.03	2.744	2.91×10^{-4}	3644	0.2
K389027	CM07-1705	714 127.8	5 334 268.0	238.6	SED		0.007	0.62	0.11	2.794	2.39×10^{-3}	9393	0.1
K389028	CM07-1705	714 127.4	5 334 267.9	226.6	SED		0.002	0.39	0.19	2.741	1.02×10^{-2}	10 181	0.2
K389029	CM07-1705	714 127.4	5 334 267.9	226.6	SED		0.002	0.38	0.17	2.747	9.58×10^{-3}	4620	0.2
K389030	CD08-D3	714 050.0	5 333 498.5	318.3	SED		0.004	0.20	0.04	2.792	3.83×10^{-4}	525	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389031	CD08-D3	714 049.8	5 333 497.9	308.8	DM	ALT	0.001	0.02	0.09	2.979	6.02×10^{-4}	4131	0.1
K389032	CD08-D3	714 049.7	5 333 497.4	301.3	SED		0.003	0.28	0.03	2.748	3.46×10^{-4}	2453	0.3
K389033	CD08-D3	714 049.6	5 333 497.0	293.8	SED		0.002	0.25	0.16	2.744	2.52×10^{-4}	9655	0.2
K389034	CD08-D3	714 049.6	5 333 496.9	292.3	SED		0.003	0.14	0.02	2.727	2.41×10^{-4}	2994	0.3
K389035	CD08-D3	714 049.4	5 333 496.3	283.3	SED		0.001	0.13	0.03	2.744	3.42×10^{-4}	2375	0.2
K389036	CD08-D3	714 049.2	5 333 495.4	268.4	SED		0.001	0.30	0.03	2.811	4.03×10^{-4}	1757	0.3
K389037	CD08-D3	714 048.8	5 333 493.9	243.4	SED		0.002	0.40	0.02	2.740	4.15×10^{-4}	3144	0.4
K389038	CD08-D3	714 048.7	5 333 493.8	241.9	SED		0.001	0.25	0.02	2.741	2.87×10^{-4}	3717	0.6
K389039	CD08-D3	714 048.7	5 333 493.6	238.9	SED		0.002	0.46	0.02	2.748	4.82×10^{-4}	1692	0.5
K389040	CD08-D3	714 048.5	5 333 492.8	225.4	SED		0.002	0.21	0.03	2.755	2.36×10^{-4}	2577	0.2
K389042	CD08-D3	714 048.4	5 333 492.6	221.0	SED		0.001	0.14	0.02	2.742	2.11×10^{-4}	1099	0.5
K389043	CD08-D3	714 048.3	5 333 492.1	213.5	DM	ALT	0.003	0.02	0.08	2.938	4.92×10^{-4}	2408	0.2
K389044	CD08-D3	714 048.1	5 333 491.4	202.5	SED		0.001	0.30	0.02	2.752	4.37×10^{-4}	1502	0.4
K389045	CD08-D3	714 047.9	5 333 490.6	189.5	SED		0.005	0.54	0.21	2.945	2.28×10^{-4}	3097	11.0
K389046	CD08-D3	714 047.8	5 333 490.3	183.5	SED		0.007	0.31	0.20	2.744	2.30×10^{-4}	7863	0.2
K389047	CM07-1205	714 124.8	5 334 156.4	320.8	SED	ALT	0.032	0.25	0.11	2.771	8.56×10^{-4}	2670	0.2
K389048	CM07-1205	714 124.7	5 334 156.3	317.8	SED	ALT	0.824	0.49	0.07	2.745	1.84×10^{-4}	2768	0.2
K389049	CM07-1205	714 124.5	5 334 156.2	314.1	SED	ALT	0.021	0.29	0.05	2.771	3.14×10^{-4}	4787	0.2
K389050	CM07-1205	714 124.4	5 334 156.1	309.8	SED		0.002	0.10	0.02	2.778	3.29×10^{-4}	5959	0.1
K389052	CM07-1205	714 124.0	5 334 155.9	302.3	SED	ALT	0.019	0.28	0.09	2.749	2.71×10^{-4}	2646	0.4
K389053	CM07-1205	714 123.9	5 334 155.8	297.8	SED	ALT	0.021	0.48	0.47	2.757	2.70×10^{-4}	4219	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389054	CM07-1205	714 123.8	5 334 155.7	295.4			0.789	1.17	0.51	2.724	1.28×10^{-4}	4427	0.5
K389055	CM07-1205	714 123.5	5 334 155.6	289.5	SED	ALT	1.520	3.72	1.56	2.823	2.15×10^{-4}	2760	0.4
K389056	CM07-1205	714 123.6	5 334 155.6	291.5			0.161	1.94	0.53	2.706	1.61×10^{-4}	3396	0.3
K389057	CM07-1205	714 123.5	5 334 155.5	288.2	SED	ALT	7.940	0.90	0.22	2.759	2.07×10^{-4}	2798	0.2
K389058	CM07-1205	714 123.4	5 334 155.5	286.8	SED	ALT	0.153	0.12	0.14	2.744	8.77×10^{-4}	15 739	0.1
K389059	CM07-1205	714 123.4	5 334 155.4	285.3	SED	ALT	0.011	0.22	0.05	2.801	3.19×10^{-4}	2072	0.3
K389060	CM07-1205	714 123.2	5 334 155.3	280.8	SED		0.004	0.15	0.02	2.780	3.30×10^{-4}	1690	0.3
K389062	CM07-1205	714 122.9	5 334 155.1	274.3	SED		0.009	0.53	0.05	2.764	1.75×10^{-2}	1656	0.2
K389063	CM07-1205	714 122.4	5 334 154.8	261.9	SED		0.004	0.26	0.02	2.742	2.97×10^{-4}	3629	0.3
K389064	CM07-1205	714 122.1	5 334 154.6	255.4	SED		0.006	0.17	0.06	2.791	3.55×10^{-4}	33 140	0.0
K389065	CM07-1205	714 121.7	5 334 154.3	244.4	DM	ALT	0.017	0.21	2.12	2.848	5.01×10^{-4}	3130	0.2
K389066	CM07-1205	714 121.2	5 334 154.1	233.9	SED	ALT	0.010	0.11	0.05	2.789	3.87×10^{-4}	1780	0.5
K389067	CM07-1205	714 121.2	5 334 154.0	232.4	SED	ALT	0.015	0.14	0.03	2.770	3.80×10^{-4}	3092	0.3
K389068	CM07-1205	714 121.1	5 334 153.9	229.4	SED		0.009	0.33	0.17	2.756	3.08×10^{-4}	3653	0.4
K389069	CD08-D1	714 049.3	5 333 999.0	323.0	SED		0.001	0.10	0.03	2.755	1.95×10^{-4}	2029	0.4
K389070	CD08-D1	714 048.9	5 333 998.5	317.1	SED		0.003	0.17	0.03	2.793	3.29×10^{-4}	2189	0.2
K389072	CD08-D1	714 048.5	5 333 997.9	310.6	SED		0.007	0.15	0.04	2.819	3.59×10^{-4}	2111	0.2
K389073	CD08-D1	714 048.0	5 333 997.3	304.2	SED	ALT	0.060	0.34	0.07	2.828	3.96×10^{-4}	849	0.3
K389074	CD08-D1	714 047.7	5 333 996.9	299.7	SED		0.001	0.22	0.02	2.748	2.74×10^{-4}	2254	0.5
K389075	CD08-D1	714 047.1	5 333 996.0	289.8	SED		0.001	0.15	0.03	2.754	3.04×10^{-4}	2684	0.2
K389076	CD08-D1	714 046.5	5 333 995.3	281.8	SED		0.005	0.18	0.02	2.736	2.61×10^{-4}	1971	0.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389077	CD08-D1	714 045.8	5 333 994.3	271.4	RIM		0.002	0.06	0.18	3.048	2.05×10^{-3}	8310	0.2
K389078	CD08-D1	714 045.2	5 333 993.6	262.9	SED		0.004	0.12	0.02	2.744	3.44×10^{-4}	2184	0.3
K389079	CD08-D1	714 044.5	5 333 992.6	252.5	SED		0.002	0.16	0.02	2.743	2.75×10^{-4}	3806	0.4
K389080	CD08-D1	714 044.1	5 333 992.1	247.0	SED		0.001	0.14	0.02	2.773	2.97×10^{-4}	2184	0.3
K389082	CD08-D1	714 042.7	5 333 990.3	226.7	SED		0.003	0.16	0.02	2.754	3.25×10^{-4}	1502	0.4
K389083	CD08-D1	714 042.7	5 333 990.3	226.7	SED		0.001	0.17	0.01	2.736	2.50×10^{-4}	1636	0.5
K389084	CD08-D1	714 042.7	5 333 990.3	226.7	SED		0.001	0.21	0.01	2.742	2.86×10^{-4}	1558	0.5
K389085	CD08-D1	714 041.6	5 333 988.8	210.8	SED		0.001	0.22	0.03	2.731	2.24×10^{-4}	2830	0.4
K389086	CD08-D1	714 040.4	5 333 987.1	192.3	SED	ALT	0.035	0.08	0.03	2.779	3.71×10^{-4}	943	0.6
K389087	CD08-D1	714 040.2	5 333 986.9	189.4	SED		0.006	0.14	0.20	2.741	2.58×10^{-4}	6100	0.2
K389088	CD08-D1	714 040.0	5 333 986.6	186.4	SED		0.004	0.23	0.01	2.746	2.77×10^{-4}	4754	0.3
K389089	CD08-D4	714 049.3	5 333 249.1	314.4	SED			0.23	0.02	2.736	2.76×10^{-4}	2745	0.4
K389090	CD08-D4	714 049.1	5 333 249.0	306.3	SED			0.37	0.02	2.732	5.61×10^{-4}	2663	0.3
K389092	CD08-D4	714 049.0	5 333 248.9	300.8	DM	ALT	0.001	0.02	0.81	2.898	4.28×10^{-4}	22 856	0.2
K389093	CD08-D4	714 048.9	5 333 248.8	295.8	SED		0.001	0.20	0.77	2.744	3.57×10^{-4}	2795	0.4
K389094	CD08-D4	714 048.9	5 333 248.9	299.0	SED		0.001	0.27	1.55	2.756	2.45×10^{-4}	88 830	0.1
K389095	CD08-D4	714 048.9	5 333 248.8	295.8	SED		0.001	0.18	0.03	2.758	3.29×10^{-4}	1614	0.4
K389096	CD08-D4	714 048.3	5 333 248.4	268.3	SED		0.001	0.28	0.03	2.770	5.16×10^{-4}	1481	0.5
K389097	CD08-D4	714 048.2	5 333 248.3	261.8	SED		0.001	0.30	0.04	2.711	2.74×10^{-4}	8905	0.3
K389098	CD08-D4	714 048.1	5 333 248.2	258.8	SED			0.30	0.03	2.734	2.86×10^{-4}	2501	0.4
K389099	CD08-D4	714 047.7	5 333 248.0	241.8	SED			0.15	0.01	2.748	2.38×10^{-4}	1575	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389100	CD08-D4	714 047.4	5 333 247.7	227.3	SED		0.001	0.18	0.02	2.754	2.82×10^{-4}	1834	0.5
K389102	CD08-D4	714 047.3	5 333 247.6	218.2	SED		0.001	0.54	0.02	2.791	4.33×10^{-4}	1397	0.9
K389103	CD08-D4	714 047.1	5 333 247.5	211.8	DM			0.02	0.09	3.240	6.07×10^{-4}	3343	0.4
K389104	CD08-D4	714 047.1	5 333 247.5	208.8	DM	ALT	0.005	0.42	0.38	2.924	5.34×10^{-4}	7262	0.3
K389105	CD08-D4	714 047.0	5 333 247.4	204.3	SED		0.001	0.27	0.01	2.813	3.64×10^{-4}	1249	0.9
K389106	CD08-D4	714 046.7	5 333 247.1	189.3	SED			0.08	0.01	2.747	2.56×10^{-4}	2745	0.4
K389107	CD08-D4	714 046.7	5 333 247.1	189.3	SED			0.24	0.01	2.764	3.30×10^{-4}	1174	0.8
K389108	CD08-D4	714 046.7	5 333 247.1	189.3	SED		0.001	0.30	0.01	2.756	2.96×10^{-4}	1329	0.7
K389109	CD08-D4	714 046.7	5 333 247.1	189.3	SED		0.002	0.15	0.01	2.754	2.62×10^{-4}	1690	0.7
K389110	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	323.0	SED		0.001	0.30	0.02	2.754	3.41×10^{-4}	2994	0.4
K389112	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	321.5	SED		0.001	0.35	0.02	2.763	3.21×10^{-4}	4404	0.4
K389113	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	318.5	SED		0.001	0.26	0.02	2.763	4.11×10^{-4}	2392	0.4
K389114	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	303.5	SED		0.001	0.18	0.34	2.742	3.82×10^{-4}	8783	0.2
K389115	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	297.5	SED		0.002	0.22	0.02	2.783	4.41×10^{-4}	2730	0.3
K389116	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	284.0	SED		0.001	0.24	0.03	2.756	5.24×10^{-4}	4073	0.4
K389117	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	275.5	SED		0.002	0.29	0.02	2.777	3.02×10^{-4}	2774	0.7
K389118	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	263.5	SED		0.003	0.28	0.05	2.767	2.90×10^{-4}	1675	0.6
K389119	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	256.0	SED		0.001	0.19	0.08	2.745	3.63×10^{-4}	1848	0.5
K389120	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	256.0	SED		0.001	0.27	0.04	2.750	3.62×10^{-4}	1365	0.5
K389122	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	256.0	SED		0.005	0.17	0.03	2.736	2.86×10^{-4}	2153	0.4
K389123	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	241.0	SED		0.001	0.18	0.03	2.747	2.90×10^{-4}	2387	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389124	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	226.0	SED		0.001	0.10	0.03	2.729	2.74×10^{-4}	2950	0.5
K389125	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	211.0	SED		0.001	0.17	0.02	2.749	3.17×10^{-4}	2467	0.5
K389126	CD08-D2	714 050.5	5 333 760.6	182.0	SED		0.002	0.20	0.02	2.783	4.77×10^{-4}	3584	0.6
K389127	CD08-D6	714 052.1	5 332 749.7	347.2	SED		0.001	0.06	0.02	2.775	3.88×10^{-4}	2335	0.6
K389128	CD08-D6	714 052.1	5 332 749.7	345.7	SED		0.001	0.29	0.01	2.774	2.75×10^{-4}	1655	0.5
K389129	CD08-D6	714 052.5	5 332 749.8	324.2	SED		0.001	0.12	0.04	2.744	3.18×10^{-4}	3093	0.4
K389130	CD08-D6	714 052.7	5 332 749.8	310.2	SED		0.001	0.13	0.04	2.774	2.77×10^{-4}	1909	0.4
K389132	CD08-D6	714 052.7	5 332 749.8	308.7	SED		0.001	0.13	0.02	2.755	3.21×10^{-4}	2152	0.4
K389133	CD08-D6	714 053.0	5 332 749.9	292.7	SED		0.001	0.18	0.04	2.737	3.10×10^{-4}	3733	0.3
K389134	CD08-D6	714 053.5	5 332 750.1	256.7	SED		0.001	0.14	0.02	2.775	3.43×10^{-4}	1082	0.7
K389135	CD08-D6	714 053.8	5 332 750.1	239.7	SED			0.18	0.06	2.748	2.43×10^{-4}	1020	0.7
K389136	CD08-D6	714 054.0	5 332 750.2	223.7	SED		0.001	0.19	0.02	2.738	2.53×10^{-4}	2848	0.5
K389137	CD08-D6	714 054.0	5 332 750.2	223.7	SED		0.001	0.17	0.02	2.742	2.37×10^{-4}	2885	0.5
K389138	CD08-D7	714 049.4	5 332 504.8	327.8	RIF			0.01	0.01	2.720	5.02×10^{-3}	5517	1.0
K389139	CD08-D7	714 049.4	5 332 504.8	327.8	RIF		0.001	0.01	0.02	2.732	5.69×10^{-4}	2450	1.1
K389140	CD08-D7	714 047.0	5 332 504.9	262.3	RIF			0.02	0.05	2.730	3.25×10^{-3}	3952	0.8
K389142	CD08-D7	714 045.4	5 332 505.1	217.3	RIF			0.14	0.87	2.792	9.90×10^{-3}	3258	0.6
K389143	CD08-D7	714 045.2	5 332 505.1	212.8	RIF		0.001	0.80	0.31	2.698	5.45×10^{-3}	7922	0.3
K389144	CD08-D7	714 044.7	5 332 505.1	198.9	RIF		0.001	0.03	0.05	2.727	1.18×10^{-2}	6024	1.0
K389145	CD08-D7	714 044.6	5 332 505.1	195.9	RIF		0.001	0.02	0.03	2.713	1.78×10^{-3}	4640	1.0
K389146	CD08-D7	714 044.1	5 332 505.1	181.4	RIF		0.001	0.49	0.35	2.714	8.35×10^{-3}	6522	0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389147	CD08-D7	714 048.0	5 332 504.9	290.3	RIF			0.45	0.21	2.731	5.97×10^{-4}	2410	1.2
K389148	CD08-D5	714 051.1	5 332 998.6	338.8	SED		0.001	0.31	0.07	2.765	2.94×10^{-4}	5992	0.2
K389149	CD08-D5	714 051.0	5 332 998.1	324.8	SED		0.001	0.10	0.02	2.728	2.04×10^{-4}	2153	0.5
K389150	CD08-D5	714 051.0	5 332 997.5	309.9	DM		0.005	0.03	0.04	2.970	5.28×10^{-4}	4913	0.2
K389152	CD08-D5	714 051.0	5 332 997.5	308.4	SED		0.001	0.23	0.01	2.767	2.49×10^{-4}	1795	0.6
K389153	CD08-D5	714 050.9	5 332 996.9	293.4	SED		0.001	0.19	0.03	2.774	3.04×10^{-4}	1375	0.5
K389154	CD08-D5	714 050.9	5 332 996.8	290.4	SED		0.001	0.23	0.03	2.758	2.45×10^{-4}	2067	0.4
K389155	CD08-D5	714 050.8	5 332 995.8	263.4	SED		0.001	0.16	0.02	2.755	3.32×10^{-4}	1989	0.3
K389156	CD08-D5	714 050.8	5 332 995.5	253.9	SED		0.001	0.20	0.03	2.752	2.69×10^{-4}	2346	0.4
K389157	CD08-D5	714 050.7	5 332 995.0	239.9	SED		0.001	0.38	0.01	2.756	2.12×10^{-4}	1399	0.5
K389158	CD08-D5	714 050.6	5 332 994.1	216.9	SED		0.001	0.18	0.01	2.745	2.46×10^{-4}	1342	0.5
K389159	CD08-D5	714 050.6	5 332 994.1	216.9	SED		0.001	0.20	0.01	2.776	3.50×10^{-4}	1106	0.6
K389160		714 331.0	5 334 881.0	320.7	RIF		0.001	0.12	0.26	2.671	1.10×10^{-2}	4525	0.7
K389162		714 428.0	5 334 125.0	325.6	SED	ALT	0.021	0.31	0.02	2.790	4.10×10^{-4}	7564	0.4
K389163		715 125.0	5 332 542.0	336.1	SED		0.001	0.08	0.07	2.746	2.49×10^{-4}	3875	1.1
K389164		714 911.0	5 331 778.0	329.1	SED		0.001	0.08	0.08	2.750	3.33×10^{-4}	6794	2.1
K389165		719 749.0	5 332 714.0	311.3	SED		0.003	0.15	0.04	2.719	2.82×10^{-4}	1372	0.8
K389166		715 678.0	5 335 255.0	306.3	Piché	ALT	24.200	7.27	1.05	2.971	9.52×10^{-3}	785	0.7
K389167		718 175.0	5 333 068.0	319.0	SED	ALT	0.012	0.04	0.01	2.719	2.92×10^{-4}	3064	0.4
K389168		718 175.0	5 333 073.0	319.0	SED	ALT	0.584	0.43	0.17	2.758	2.18×10^{-4}	3383	3.0
K389169		718 175.0	5 333 076.0	318.9	SED	ALT	0.702	1.77	1.26	2.726	8.08×10^{-5}	1036	6.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389170		718 175.0	5 333 098.0	318.7	RIF		0.005	0.31	0.65	2.763	6.62×10^{-4}	6535	0.3
K389172		714 960.0	5 333 653.0	328.1	RIF	ALT	0.516	0.18	0.14	2.652	8.80×10^{-6}	5381	0.8
K389173		715 156.0	5 333 638.0	329.0	DM	ALT	0.002	0.02	0.25	2.882	3.95×10^{-4}	2138	0.4
K389174		715 155.0	5 333 630.5	329.2	DM	ALT	0.056	0.02	0.85	2.906	5.14×10^{-4}	4136	0.5
K389175		715 155.0	5 333 630.0	329.2	SED	ALT	0.095	0.45	0.01	2.783	3.77×10^{-4}	3897	1.2
K389176		715 155.0	5 333 629.5	329.2	SED	ALT	0.014	0.10	0.01	2.741	1.08×10^{-3}	6468	0.9
K389177		716 940.0	5 333 333.0	319.9	SED		0.004	0.05	0.03	2.756	2.46×10^{-4}	2246	1.4
K389178		718 565.0	5 333 964.0	312.7	SED		0.003	0.15	0.01	2.791	5.48×10^{-4}	12 807	0.3
K389179		718 619.0	5 332 039.0	323.9	SED		0.001	0.12	0.04	2.728	2.78×10^{-4}	1905	0.8
K389180		718 621.0	5 332 043.0	323.7	SED		0.002	0.23	0.02	2.723	3.54×10^{-4}	4352	0.5
K389182		718 621.0	5 332 042.5	323.8	DM		0.003	0.02	0.06	2.987	5.02×10^{-4}	10 039	0.3
K389183		718 621.0	5 332 042.0	323.8	DM		0.001	0.02	0.03	2.998	5.65×10^{-4}	4616	0.3
K389184	CM07-1216	714 125.3	5 334 589.0	310.7	SED		0.002	0.33	0.02	2.756	3.98×10^{-4}	6175	0.3
K389185	CM07-1216	714 125.4	5 334 589.1	297.2	SED	ALT	0.012	0.16	0.30	2.724	2.65×10^{-4}	46 957	0.2
K389186	CM07-1216	714 125.4	5 334 589.1	292.7	SED		0.005	0.38	0.17	2.764	2.93×10^{-4}	12 349	0.1
K389187	CM07-1216	714 125.4	5 334 589.1	289.7	SED		0.007	0.42	0.07	2.772	2.95×10^{-4}	12 872	0.1
K389188	CM07-1216	714 125.5	5 334 589.1	277.2	SED	ALT	0.023	0.10	0.48	2.800	6.17×10^{-4}	6395	0.2
K389189	CM07-1216	714 125.6	5 334 589.2	265.2	SED		0.005	0.12	0.02	2.757	3.02×10^{-4}	51 621	0.0
K389190	CM07-1216	714 125.7	5 334 589.2	248.7	SED		0.002	0.18	0.02	2.806	3.31×10^{-4}	1598	0.2
K389191	CM07-1216	714 125.7	5 334 589.2	239.5	RIF	ALT	0.022	0.18	0.19	2.647	7.02×10^{-6}	2805	0.3
K389192	CM07-1216	714 125.8	5 334 589.3	231.2	SED		0.002	0.23	0.02	2.752	2.61×10^{-4}	1593	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389193	CM07-1216	714 125.9	5 334 589.3	214.7	SED		0.003	0.21	0.01	2.753	2.91×10^{-4}	2987	0.2
K389194	CM07-1216	714 126.0	5 334 589.4	195.4	RIF	ALT	0.219	0.97	0.58	2.724	1.42×10^{-4}	2455	0.3
K389195	CM07-1216	714 126.1	5 334 589.4	186.7	SED	ALT	0.038	0.28	0.02	2.819	3.63×10^{-4}	4531	0.1
K389196	CM07-1216	714 126.1	5 334 589.4	176.3	RIF	ALT	0.022	0.27	0.24	2.645	8.83×10^{-6}	7825	0.4
K389197	CM07-1216	714 126.2	5 334 589.4	169.2	SED	ALT	0.048	0.80	0.12	2.769	2.56×10^{-4}	4491	0.2
K389198	CM07-1216	714 126.2	5 334 589.5	163.0	RIF	ALT	0.071	1.39	0.47	2.713	1.73×10^{-4}	5179	0.1
K389199	CM07-1216	714 126.3	5 334 589.5	150.2	SED	ALT	0.052	2.37	0.16	2.757	1.57×10^{-4}	4562	0.3
K389200	CM07-1216	714 126.3	5 334 589.5	147.2	SED	ALT	0.122	1.90	0.53	2.742	8.70×10^{-5}	5534	0.3
K389202	CM07-1216	714 126.3	5 334 589.5	145.7	SED	ALT	0.031	2.51	0.33	2.702	1.04×10^{-5}	6839	0.2
K389203	CM07-1216	714 126.3	5 334 589.5	144.2	SED	ALT	0.030	2.45	0.26	2.708	4.78×10^{-5}	7003	0.3
K389204	CM07-1216	714 126.4	5 334 589.5	140.6	RIF	ALT	0.361	1.99	0.49	2.712	7.96×10^{-5}	6490	0.3
K389205	CM07-1216	714 126.5	5 334 589.6	120.2	SED	ALT	0.321	0.55	0.36	2.737	2.81×10^{-4}	7469	0.2
K389206	CM07-1216	714 126.5	5 334 589.6	109.7	SED	ALT	0.134	0.23	0.31	2.729	3.35×10^{-4}	9013	0.1
K389207	CM07-1216	714 126.6	5 334 589.6	99.7	RIF	ALT	0.021	0.28	0.22	2.652	1.67×10^{-5}	5793	0.4
K389208	CM07-1216	714 126.6	5 334 589.7	93.7	SED	ALT	0.050	0.34	0.13	2.681	3.25×10^{-4}	7724	8.4
K389209	CM07-1216	714 126.7	5 334 589.7	84.7	DM	ALT	1.380	2.07	0.55	2.838	3.13×10^{-4}	2117	0.3
K389210	CM07-1216	714 126.7	5 334 589.7	78.7	SED	ALT	0.667	1.52	0.50	2.742	2.13×10^{-4}	4346	1.0
K389211	CM07-1216	714 126.8	5 334 589.7	72.8	SED	ALT	0.023	0.42	0.22	2.747	2.69×10^{-4}	5974	0.2
K389212	CM07-1216	714 126.8	5 334 589.7	65.3	SED	ALT	0.033	0.21	0.17	2.738	2.39×10^{-4}	6454	0.3
K389213	CM07-1216	714 126.9	5 334 589.8	54.8	SED	ALT	0.977	0.73	0.46	2.801	3.27×10^{-4}	5567	0.1
K389214	CM07-1216	714 126.9	5 334 589.8	48.8	SED		0.007	0.19	0.27	2.720	2.70×10^{-4}	12 926	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389215	CM07-1216	714 127.0	5 334 589.8	33.8	SED	ALT	0.021	0.35	0.04	2.771	2.82×10^{-4}	9125	0.4
K389216	CM07-1216	714 127.1	5 334 589.9	24.8	SED	ALT	0.447	0.33	0.73	2.746	7.21×10^{-4}	18 238	0.1
K389217	CM07-1216	714 127.1	5 334 589.9	17.3	SED	ALT	0.113	0.56	0.48	2.743	2.74×10^{-4}	5027	0.1
K389218	CM07-1216	714 127.2	5 334 589.9	2.3	DM	ALT	0.946	0.43	1.53	2.806	3.73×10^{-4}	6292	0.3
K389219	CM07-1216	714 127.2	5 334 589.9	−0.7	SED	ALT	4.090	1.91	0.28	2.737	2.09×10^{-4}	12 055	0.2
K389220	CM07-1216	714 127.3	5 334 589.9	−3.7	SED	ALT	2.250	2.05	0.66	2.728	1.05×10^{-4}	11 036	0.3
K389222	CM07-1216	714 127.3	5 334 590.0	−11.2	SED	ALT	1.440	2.19	0.72	2.691	7.58×10^{-5}	22 535	0.2
K389223	CM07-1216	714 127.3	5 334 590.0	−14.2	SED	ALT	0.158	0.46	0.52	2.746	2.13×10^{-4}	46 134	0.1
K389224	CM07-1216	714 127.4	5 334 590.0	−26.2	SED	ALT	0.055	0.22	0.03	2.803	3.85×10^{-4}	15 738	0.1
K389225	CM07-1216	714 127.5	5 334 590.0	−38.2	SED	ALT	0.021	0.23	0.05	2.726	2.19×10^{-4}	21 020	0.1
K389226	CM07-1216	714 127.6	5 334 590.1	−51.0	SED	ALT	0.155	0.42	0.30	2.835	4.74×10^{-4}	114 032	0.1
K389227	CM07-1216	714 127.6	5 334 590.1	−52.0	RIF	ALT	0.078	0.31	0.46	2.708	1.17×10^{-2}	3009	0.4
K389228	CM07-1216	714 127.6	5 334 590.1	−57.2	RIF		0.083	0.06	0.46	2.702	1.12×10^{-2}	2700	0.4
K389229		715 156.0	5 333 634.0	329.1	SED		0.006	0.11	0.01	2.795	3.92×10^{-4}	3881	1.5
K389230	CD08-D10	714 098.3	5 331 747.7	328.8	DM		0.001	0.01	0.06	3.012	6.29×10^{-4}	2480	0.4
K389232	CD08-D10	714 098.6	5 331 747.6	322.6	SED		0.001	0.19	0.08	2.775	2.60×10^{-4}		0.4
K389233	CD08-D10	714 099.7	5 331 747.3	295.1	SED		0.001	0.17	0.01	2.760	2.93×10^{-4}	1471	0.7
K389234	CD08-D10	714 100.1	5 331 747.1	284.6	SED		0.001	0.17	0.04	2.768	2.83×10^{-4}	1316	0.4
K389235	CD08-D10	714 101.5	5 331 746.7	250.1	SED		0.001	0.20	0.04	2.768	3.37×10^{-4}	1658	0.5
K389236	CD08-D10	714 102.2	5 331 746.5	233.7	SED		0.001	0.17	0.02	2.742	2.14×10^{-4}	1579	0.5
K389237	CD08-D10	714 102.2	5 331 746.5	233.7	SED		0.001	0.21	0.02	2.731	2.05×10^{-4}	1532	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389238	CD08-D10	714 102.9	5 331 746.3	214.2	DM		0.001	0.01	0.11	2.966	5.75×10^{-4}	2202	0.2
K389239	CD08-D10	714 103.0	5 331 746.3	213.2	SED		0.001	0.14	0.07	2.784	3.98×10^{-4}	1312	0.6
K389240	CD08-D10	714 103.7	5 331 746.1	195.2	DM		0.002	0.01	0.08	3.038	6.71×10^{-4}	13 282	0.2
K389242	CD08-D10	714 104.2	5 331 745.9	182.7	SED		0.001	0.11	0.04	2.732	1.98×10^{-4}	1401	0.3
K389243	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	301.2	SED		0.002	0.32	0.02	2.785	5.01×10^{-4}		0.3
K389244	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	301.2	SED		0.001	0.27	0.01	2.754	6.35×10^{-4}	3139	0.3
K389245	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	286.3	SED		0.001	0.28	0.01	2.782	4.21×10^{-4}	5399	0.3
K389246	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	286.3	SED		0.001	0.02	0.02	2.934	5.76×10^{-4}	8301	0.2
K389247	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	261.4	RIF		0.001	0.26	0.04	2.644	1.99×10^{-4}	3923	0.4
K389248	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	256.9	SED		0.001	0.19	0.01	2.751	7.07×10^{-4}	2687	0.3
K389249	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	240.4	SED		0.001	0.10	0.01	2.746	1.98×10^{-4}	1300	0.5
K389250	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	223.9	SED		0.001	0.14	0.02	2.752	2.53×10^{-4}	732	0.4
K389252	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	223.9	SED		0.002	0.32	0.01	2.754	2.44×10^{-4}	1536	0.6
K389253	CD08-D11	714 049.3	5 331 496.8	207.4			0.003	0.02	0.01	3.049	6.05×10^{-4}	7349	0.1
K389255	CM09-2674B	715 524.0	5 334 699.5	−494.8	DM	ALT	0.005	1.33	1.74	2.896	3.03×10^{-2}	3249	0.1
K389260	CM09-2674B	715 524.7	5 334 718.2	−529.7	SED		0.002	0.16	0.01	2.785	3.82×10^{-4}	1132	0.4
K389262	CM87-501	714 232.9	5 334 787.8	−421.7	DM	ALT	0.038	0.16	0.92	2.806	4.93×10^{-4}	10 189	0.2
K389263	CM87-501	714 233.6	5 334 790.2	−432.1	RIF		0.001	0.18	0.26	2.685	3.29×10^{-2}	2755	0.3
K389264	CM87-501	714 236.0	5 334 798.0	−466.1	RIF	ALT	0.019	0.14	0.21	2.650	7.56×10^{-3}	1904	0.2
K389265	CM87-501	714 237.2	5 334 801.7	−482.5	SED		0.008	0.39	0.01	2.747	2.58×10^{-4}	1817	0.2
K389266	CM87-501	714 249.3	5 334 840.6	−652.0	SED		0.002	0.21	0.02	2.728	2.19×10^{-4}	1107	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389267	CM07-2000A	716 530.7	5 334 540.9	298.4	RIF		0.001	0.07	0.08	2.684	7.43×10^{-5}	4817	0.3
K389268	CM07-2000A	716 530.7	5 334 539.2	290.6	DM	ALT	0.010	0.15	0.02	2.848	5.17×10^{-4}	1220	9.4
K389269	CM07-2000A	716 530.7	5 334 537.4	282.2	SED					2.786	3.30×10^{-4}	514	2.1
K389270	CM07-2000A	716 530.6	5 334 529.8	247.0	DM	ALT	0.007	0.11	1.24	2.872	5.33×10^{-4}	2242	0.3
K389272	CM07-2000B	716 528.1	5 334 242.1	−1084.0	RIF		0.009	0.38	0.32	2.692	7.31×10^{-5}	1428	0.3
K389273	CM07-2000B	716 528.1	5 334 235.7	−1113.5	DM					2.890	6.62×10^{-4}	3400	0.2
K389274	CM07-2000B	716 528.0	5 334 232.3	−1129.3	SED					2.765	2.17×10^{-4}	7950	0.1
K389275	CM07-2000B	716 528.0	5 334 230.4	−1138.0	SED	ALT	24.500	2.25	0.61	2.769	1.47×10^{-4}	575	0.4
K389276	CM07-2000B	716 528.0	5 334 227.0	−1153.6	SED	ALT	2.470	2.33	0.56	2.672	1.89×10^{-5}	2218	0.5
K389277	CM07-2000B	716 528.0	5 334 226.1	−1157.6	SED	ALT	1.365	2.41	0.58	2.727	4.71×10^{-5}	510	0.4
K389278	CM07-2000B	716 528.0	5 334 225.9	−1158.8			3.980	2.93	4.44	2.928	3.78×10^{-4}	548	0.7
K389279	CM07-2000B	716 527.8	5 334 210.6	−1229.4	SED	ALT	3.490	1.76	0.14	2.732	7.55×10^{-5}	2010	0.2
K389280	CM07-2000B	716 527.8	5 334 208.4	−1239.7	SED					2.822	3.08×10^{-4}	2068	0.3
K389282	CM07-2000B	716 527.7	5 334 194.7	−1303.2	SED					2.738	2.88×10^{-4}	2019	0.9
K389283	CM07-2000B	716 527.7	5 334 191.8	−1316.4	DM	ALT	0.332	0.13	0.22	3.108	6.97×10^{-4}	1580	0.3
K389284	CM07-2000B	716 527.6	5 334 182.9	−1357.4	SED	ALT	0.036	0.55	0.04	2.756	1.15×10^{-3}	2743	1.6
K389285	CM07-2000B	716 527.5	5 334 171.8	−1408.8	SED		0.007	0.29	0.01	2.745	1.87×10^{-2}	1583	0.8
K389286	CM07-2000B	716 527.5	5 334 171.2	−1411.7	DM		0.008	0.03	0.02	3.038	6.48×10^{-4}	4179	0.2
K389287	CM90-590	714 795.7	5 334 338.8	−541.5	RIF	ALT	0.024	1.24	0.39	2.717	4.29×10^{-3}	2090	1.3
K389288	CM90-590	714 793.1	5 334 337.2	−553.3	DM	ALT	0.102	0.03	0.97	2.876	4.57×10^{-4}	1066	0.4
K389289	CM90-590	714 786.7	5 334 333.0	−582.8	RIF	ALT	0.093	2.19	0.40	2.718	1.14×10^{-4}	1417	0.5

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389290	CM90-590	714 783.5	5 334 330.9	−597.6	SED	ALT	0.223	2.26	0.24	2.778	1.12×10^{-4}	1097	0.6
K389292	CM90-590	714 782.9	5 334 330.5	−600.5	SED		0.006	0.45	0.05	2.775	9.93×10^{-4}	2866	0.2
K389326		711 315.0	5 332 344.0	367.3	SED		0.001	0.01	0.01	2.755	2.73×10^{-4}	19 780	1.2
K389327		719 579.0	5 331 382.0	321.3	RIF		0.002	0.01	0.01	2.684	4.59×10^{-4}	8389	1.6
K389328		718 127.0	5 331 336.0	332.8	SED		0.002	0.17	0.01	2.739	2.17×10^{-4}	6830	0.5
K389329		715 239.0	5 331 495.0	333.3	DM		0.003	0.03	0.01	3.030	6.29×10^{-4}	2544	0.3
K389333		715 697.0	5 331 475.0	326.9	SED			0.02	0.02	2.714	2.17×10^{-4}	7410	1.9
K389334		716 716.0	5 331 651.0	333.6	SED		0.002	0.11	0.01	2.728	1.94×10^{-4}	4063	1.9
K389335		718 571.0	5 333 957.0	312.9	SED		0.001	0.22	0.01	2.806	5.02×10^{-4}	1395	1.0
K389336		716 590.0	5 332 750.0	324.7	SED			0.05	0.01	2.716	2.12×10^{-4}	22 493	0.6
K389337		716 730.0	5 332 474.0	326.8	DM			0.02	0.08	2.913	3.76×10^{-4}	2772	0.6
K389338		716 994.0	5 332 476.0	322.4	DM	ALT	0.001	0.30	0.50	2.914	6.10×10^{-4}	2859	−0.3
K389339		717 701.0	5 332 458.0	338.8	SED			0.19	0.01	2.729	2.40×10^{-4}	545	1.0
K389340		717 701.0	5 332 458.0	338.8	DM	ALT		0.03	0.16	2.948	6.11×10^{-4}	747	1.0
K389342		718 113.0	5 332 467.0	332.5	SED			0.16	0.02	2.730	2.73×10^{-4}	5060	0.6
K389345		716 428.0	5 332 318.0	331.1	SED		0.001	0.07	0.02	2.768	3.19×10^{-4}	7696	1.3
K389349		717 447.0	5 331 561.0	322.0	DM	ALT	0.001	0.20	0.01	2.929	5.58×10^{-4}	5341	0.6
K389350		718 381.0	5 332 249.0	323.6	SED		0.001	0.24	0.01	2.714	1.93×10^{-4}	632	1.1
K389352		714 201.0	5 330 681.0	318.0	RIF		0.003	0.02	0.03	2.822	4.71×10^{-4}	1546	0.4
K389354		716 653.0	5 332 199.0	325.6	SED		0.001	0.06	0.09	2.729	2.45×10^{-4}	1683	1.0
K389355		716 227.0	5 327 169.0	299.0	RIF		0.005	0.02	0.02	2.692	8.53×10^{-3}	11 807	0.9

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389356		717 307.0	5 326 539.0	299.0	RIF		0.006	0.01	0.02		4.14×10^{-2}	5335	
K389357		715 619.0	5 327 520.0	301.0	RIF		0.003	0.01	0.01	2.708	1.49×10^{-2}	5928	0.9
K389358		715 815.0	5 327 918.0	299.7	RIF		0.003	0.01	0.01	2.698	1.68×10^{-2}	4052	0.7
K389359		716 372.0	5 328 917.0	299.0	DIA		0.003	0.13	0.03	3.112	1.28×10^{-1}	17 876	8.8
K389360		716 383.0	5 328 737.0	299.6	RIF		0.002	0.01	0.02	2.690	1.60×10^{-2}	6668	0.7
K389362		716 651.0	5 329 610.0	304.0	RIF		0.005	0.01	0.01	2.722	1.74×10^{-2}	8856	0.5
K389363		718 590.4	5 327 460.6	299.0	RIF		0.002	0.01	0.07	2.690	2.04×10^{-2}	5059	0.4
K389364		718 590.4	5 327 460.6	299.0	DIA		0.003	0.14	0.02	3.060	1.35×10^{-1}	13 043	0.2
K389365		720 233.5	5 329 914.3	299.0	SED		0.001	0.20	0.01	2.748	2.39×10^{-4}	2968	0.6
K389366		721 893.1	5 328 054.0	299.0	RIF		0.001	0.06	0.02		1.39×10^{-2}	249 952	
K389367		721 893.1	5 328 054.0	299.0	RIF		0.001	0.01	0.02	2.680	4.29×10^{-3}	4746	0.5
K389368		722 143.2	5 325 815.7	299.3	SED			0.18	0.01	2.754	2.65×10^{-4}	746	0.8
K389369		720 949.8	5 325 431.8	301.1	DM			0.01	0.02	3.026	7.20×10^{-4}	7217	0.5
K389370		720 560.3	5 325 554.2	299.2	SED			0.21	0.01	2.760	6.99×10^{-4}	1771	0.4
K389372		720 099.3	5 325 863.5	299.0	RIF		0.001	0.01	0.02	2.718	5.03×10^{-3}	3510	0.6
K389373		719 645.4	5 325 472.1	303.9	SED			0.17	0.07	3.062	9.41×10^{-4}	6159	0.7
K389374		719 270.9	5 325 428.4	299.5	DM			0.01	0.02	3.090	6.94×10^{-4}	5084	0.4
K389375		719 438.3	5 325 348.9	299.1	SED		0.001	0.36	0.15	2.908	7.56×10^{-4}	3892	0.6
K389376		719 002.6	5 325 490.3	299.5	SED			1.11	0.01	3.036	6.28×10^{-4}	6513	0.5
K389377		719 002.6	5 325 490.3	299.5	SED			0.83	0.01	2.791	5.29×10^{-4}	269	2.3
K389378		719 002.6	5 325 490.3	299.5	SED		0.001	1.79	0.04	3.101	7.52×10^{-3}	4163	0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389379		718 489.3	5 325 443.0	299.0	RIF			0.01	0.02	2.719	1.56×10^{-2}	6063	0.6
K389382		713 272.2	5 321 469.9	302.0	RIF		0.001	0.01	0.02	2.687	1.22×10^{-5}	30 348	1.4
K389385		711 877.6	5 325 367.3	316.7	RIF		0.001	0.04	0.03	2.844	4.19×10^{-4}	4726	0.7
K389386		711 989.2	5 325 609.8	319.3	RIF			0.01	0.02	2.788	3.42×10^{-4}	10 378	2.4
K389387		713 252.7	5 326 791.2	323.0	SED			0.15	0.01	2.737	3.36×10^{-4}	2037	0.7
K389388		712 031.0	5 328 670.0	323.0	SED		0.001	0.03	0.01	2.779	3.01×10^{-4}	13 946	1.6
K389390		716 071.0	5 334 680.0	309.1	SED	ALT	0.196	0.25	0.32	2.792	1.71×10^{-4}	1282	0.4
K389392		716 061.0	5 334 676.0	309.3	Piché	ALT	0.003	0.02	1.73	2.986	1.92×10^{-2}	784	0.4
K389393		716 062.0	5 334 676.0	309.3	Piché	ALT	0.619	0.12	0.66	3.003	5.47×10^{-4}	476	0.6
K389394		716 332.0	5 334 681.0	308.5	RIF	ALT	15.350	0.87	1.44	2.827	2.06×10^{-4}	5680	0.1
K389395		717 057.0	5 329 971.0	304.3	RIF		0.047	0.01	0.02	2.717	1.17×10^{-2}	8169	0.9
K389396		717 057.0	5 330 177.0	306.0	RIF		0.021	0.01	0.03	2.776	6.29×10^{-4}	7060	0.8
K389397		714 651.0	5 330 388.0	318.6	RIF		0.017	0.03	0.10	2.847	6.15×10^{-4}	6498	0.8
K389398		714 265.0	5 330 374.0	317.5	DIA		0.011	0.23	0.02	3.081	1.00×10^{-1}	13 894	0.1
K389399		713 958.0	5 330 361.0	316.8	RIF		0.008	0.01	0.04	2.833	8.72×10^{-4}	7050	0.5
K389402		705 801.0	5 334 602.0	353.1	SED		0.008	0.16	0.01	2.811	4.14×10^{-4}	1796	0.7
K389404		706 264.0	5 334 678.0	351.2	SED		0.002	0.08	0.01	2.741	2.55×10^{-4}	3045	1.2
K389405		706 666.0	5 334 650.0	357.6	SED			0.09	0.02	2.725	1.77×10^{-4}	5272	1.6
K389406		706 811.0	5 334 672.0	356.7	SED		0.002	0.06	0.03	2.799	3.08×10^{-4}	8922	1.8
K389407		707 218.0	5 334 704.0	362.7	RIM			0.23	0.03	2.936	7.26×10^{-4}	5630	0.3
K389408		707 334.0	5 334 728.0	364.7	RIF		0.001	0.18	0.01	2.732	2.56×10^{-4}	2739	0.8

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389409		707 911.0	5 334 799.0	363.0	SED		0.002	0.17	0.01	2.760	2.64×10^{-4}	2918	0.6
K389410		708 520.0	5 334 732.0	350.9	SED		0.001	0.07	0.02	2.741	2.41×10^{-4}	11 600	1.3
K389412		708 366.0	5 335 362.0	346.8	SED		0.005	0.04	0.14	2.771	5.09×10^{-4}	531	1.0
K389413		708 898.0	5 334 869.0	339.0	SED		0.002	0.01	0.01	2.795	5.61×10^{-4}	11 961	0.6
K389414		709 270.0	5 335 024.0	335.6	DM		0.001	0.01	0.02	2.938	4.74×10^{-4}	9561	0.6
K389415		710 015.0	5 335 030.0	345.7	RIF		0.001	0.12	0.02	2.798	3.35×10^{-4}	1285	1.0
K389416		710 555.0	5 334 919.0	341.3	SED		0.001	0.03	0.03	2.752	2.96×10^{-4}	3932	2.9
K389417		711 251.0	5 335 175.0	328.7	SED		0.001	0.03	0.02	2.745	3.73×10^{-4}	6584	1.0
K389418		711 013.0	5 334 731.0	335.7	SED			0.13	0.01	2.786	3.72×10^{-4}	1215	0.8
K389419		711 729.0	5 334 451.0	349.7	RIF		0.002	0.02	0.01	2.672	6.02×10^{-5}	7998	1.1
K389420		712 158.0	5 334 377.0	342.1	SED		0.002	0.02	0.07	2.717	1.72×10^{-4}	17 743	0.9
K389422		711 830.0	5 334 351.0	348.2	RIF		0.001	0.32	0.20	2.723	2.73×10^{-2}	12 100	0.3
K389423		712 528.0	5 334 678.0	347.2	DM	ALT		0.03	0.06	2.923	5.77×10^{-4}	3378	0.4
K389424		712 528.0	5 334 678.0	347.2	SED		0.001	0.17	0.01	2.742	2.69×10^{-4}	4360	0.4
K389425		712 528.0	5 334 678.0	347.2	RIF		0.002	0.48	0.53	2.691	2.17×10^{-4}	7962	1.2
K389426		712 750.0	5 327 620.0	319.5	SED			0.02	0.06	2.779	2.49×10^{-4}	8561	1.3
K389427		712 114.0	5 326 736.0	330.4	SED		0.001	0.14	0.01	2.708	2.92×10^{-4}	4696	2.3
K389428		712 151.0	5 327 020.0	335.0	SED			0.07	0.03	2.735	3.99×10^{-4}	29 594	2.8
K389429		712 324.0	5 327 321.0	328.6	SED			0.01	0.03	2.832	2.95×10^{-4}	752	4.3
K389430		712 791.0	5 331 262.0	334.0	SED		0.004	0.12	0.03	2.821	4.10×10^{-4}	1197	0.8
K389432		712 723.0	5 331 530.0	347.2	DIA		0.003	0.25	0.02	3.061	9.33×10^{-2}	11 000	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389433		712 805.0	5 331 894.0	347.8	SED			0.07	0.06	2.765	2.90×10^{-4}	3382	0.7
K389434		712 925.0	5 332 759.0	345.4	SED		0.001	0.23	0.01	2.740	2.40×10^{-4}	3108	1.2
K389435		712 204.0	5 333 983.0	346.8	DM			0.01	0.03	2.731	2.27×10^{-4}	3064	2.6
K389436		712 231.0	5 333 674.0	333.5	SED		0.001	0.03	0.01	2.730	2.50×10^{-4}	6722	1.4
K389437		712 220.0	5 333 192.0	341.8	DM	ALT	0.001	0.15	0.02	2.747	3.92×10^{-4}	4132	0.4
K389439		710 167.0	5 338 135.0	319.9	Piché	ALT	0.001	0.17	1.37	2.860	4.19×10^{-2}	1827	0.9
K389442		711 989.0	5 326 218.0	332.3	SED			0.01	0.06	3.010	2.54×10^{-4}	6046	2.1
K389443		707 983.0	5 330 259.0	335.2	RIF			0.05	0.02		5.85×10^{-4}	4719	
K389444		708 157.0	5 330 254.0	339.4	SED		0.001	0.04	0.02	2.718	2.14×10^{-4}	2559	5.5
K389445		708 337.0	5 330 414.0	337.8	SED		0.001	0.10	0.01	2.735	2.00×10^{-4}	5070	1.0
K389446		708 337.0	5 330 414.0	337.8	RIF		0.003	0.01	0.01	2.822	2.67×10^{-4}	6082	0.3
K389447		708 708.0	5 330 670.0	339.9	SED		0.001	0.01	0.06	2.832	4.03×10^{-4}	1918	2.0
K389449		708 930.0	5 330 685.0	342.4	FFR	ALT		0.01	0.01	4.001	1.23	29	2.4
K389450		708 365.0	5 330 941.0	336.9	SED			0.13	0.02	2.878	3.40×10^{-2}	2728	0.7
K389452		708 365.0	5 330 941.0	336.9	DM			0.01	0.02	3.021	6.93×10^{-4}	3446	0.8
K389453		708 428.0	5 331 117.0	334.8	FFR	ALT	0.001	0.21	0.01	3.364	6.49×10^{-1}	9455	0.3
K389454		707 745.0	5 332 098.0	344.0	RVM		0.001	0.33	0.03	3.148	3.95×10^{-3}	3149	0.7
K389456		707 795.0	5 331 836.0	339.0	SED		0.001	0.15	0.01	2.763	2.94×10^{-4}	4127	0.6
K389457		709 095.0	5 331 901.0	341.7	RVM		0.001	0.23	1.84	2.937	1.87×10^{-3}	3256	0.5
K389458		709 273.0	5 331 966.0	346.5	RIF			0.34	0.05	2.770	2.89×10^{-4}	4644	0.5
K389459		709 521.0	5 332 028.0	349.6	SED			0.12	0.08	2.777	2.98×10^{-4}	4733	1.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389460		709 521.0	5 332 028.0	349.6	DM	ALT	0.007	0.02	0.01	2.976	7.39×10^{-4}	8726	0.5
K389462		709 731.0	5 332 107.0	345.1	RVM		0.001	0.09	1.69	2.929	5.43×10^{-3}	6519	0.3
K389463		709 731.0	5 332 107.0	345.1	RVM		0.002	0.19	0.02	2.878	6.78×10^{-4}	6754	0.3
K389465		710 134.0	5 332 282.0	352.9	SED		0.001	0.10	0.12	2.789	3.69×10^{-4}	1769	0.7
K389466		710 310.0	5 332 433.0	363.3	SED		0.001	0.11	0.06	2.826	4.24×10^{-4}	3611	0.6
K389467		710 406.0	5 332 422.0	368.8	DM		0.004	0.01	0.04	3.048	6.97×10^{-4}	15 669	0.2
K389468		710 844.0	5 332 370.0	368.6	SED		0.001	0.19	0.02	2.730	1.75×10^{-4}	406	1.5
K389469		710 844.0	5 332 370.0	368.6	DM		0.002	0.01	0.02	2.986	5.28×10^{-4}	17 265	0.6
K389470		711 128.0	5 332 322.0	369.1	DM		0.002	0.01	0.02	2.994	5.62×10^{-4}	13 325	0.4
K389472		711 194.0	5 332 301.0	369.6	RIF			0.19	0.01	2.689	1.01×10^{-5}	24 929	1.3
K389473		711 194.0	5 332 301.0	369.6	SED		0.001	0.02	0.02	2.791	4.02×10^{-4}	15 748	1.2
K389474		711 484.0	5 332 147.0	366.2	SED		0.001	0.03	0.09	2.791	3.08×10^{-4}	10 699	1.2
K389475		712 051.0	5 331 754.0	362.3	SED		0.002	0.12	0.01	2.772	2.34×10^{-4}	9565	0.8
K389480		710 088.0	5 337 369.0	323.4	DM	ALT	0.005	0.30	1.73	2.819	5.34×10^{-4}	974	0.4
K389482		710 493.0	5 336 910.0	325.7			0.001	0.20	0.02	2.817	4.13×10^{-4}	1439	0.6
K389495		715 019.8	5 334 624.7	322.4	DM	ALT	0.011	0.10	1.11	2.868	8.71×10^{-3}	3590	0.4
K389496		715 019.8	5 334 624.7	322.4	DM	ALT	0.003	0.32	1.46	2.864	7.71×10^{-3}	4859	0.5
K389497		715 012.7	5 334 629.6	321.9	DM	ALT		0.04	0.89	2.859	5.00×10^{-2}	3465	0.5
K389498		714 969.6	5 334 503.6	328.1	RIF		0.005	0.05	0.34	2.695	1.05×10^{-4}	4881	0.7
K389499		715 012.3	5 334 393.2	328.4	RIF	ALT	0.749	0.65	0.19	2.666	3.89×10^{-5}	1366	2.8
K389500		715 012.3	5 334 393.2	328.4	RIF	ALT	0.200	1.12	0.38	2.741	1.75×10^{-4}	1807	2.0

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389550	ALP09-2177	711 431.1	5 334 568.0	263.9	DM	ALT	0.001	0.38	0.28	2.991	7.63×10^{-4}		0.1
K389551	ALP09-2177	711 431.1	5 334 568.0	22.8	RIM		0.001	0.01	0.42	3.021	6.40×10^{-4}		0.4
K389552	BR08-2041	718 524.7	5 333 003.2	196.7	DM	ALT	0.172	0.10	0.55	2.970	6.09×10^{-4}		0.5
K389553	CD08-A1-11	712 890.8	5 331 500.2	238.6	DM		0.005	0.03	0.03	3.060	6.10×10^{-4}		0.3
K389556	CD08-A2-4	713 049.8	5 333 249.7	247.3			0.001	0.14	0.02	2.742	1.89×10^{-4}		0.4
K389557	CD08-O11	716 801.1	5 331 498.4	314.7	RIM			0.01	0.14	3.070	6.23×10^{-4}		0.2
K389558	CD08-V11	718 554.6	5 331 495.6	286.6	DM		0.003	0.01	0.03	2.856	6.03×10^{-4}		2.4
K389560	CD08-V7	718 550.2	5 332 502.1	200.3	DM		0.001	0.03	0.16	2.880	4.44×10^{-4}		0.3
K389562	CD10-15	719 221.4	5 333 765.5	66.9	DM	ALT		0.01	4.28	2.887	5.23×10^{-4}		0.3
K389563	CD11-17	717 670.1	5 333 671.1	225.6	DM	ALT	0.009	0.02	3.90	2.805	5.47×10^{-4}		0.8
K389564	CD11-22	718 410.0	5 333 309.5	223.2	DM	ALT	0.193	0.36	0.34	2.929	5.50×10^{-4}		0.2
K389565	CD11-30	718 478.7	5 333 853.6	216.3	DM	ALT	0.011	0.38	1.87	2.821	5.32×10^{-4}		0.1
K389566	CD11-31	717 552.8	5 333 192.2	141.2	DM	ALT	0.041	0.02	1.01	2.971			0.2
K389567	CD11-32	719 270.2	5 333 300.9	85.9	DM	ALT	0.004	0.33	0.91	2.903	7.20×10^{-3}		0.0
K389568	CHL11-2420	716 800.0	5 334 502.6	182.6	DM	ALT	0.005	0.41	1.02	3.024			0.1
K389569	CM06-1009	716 214.9	5 334 394.4	295.6	DM	ALT	0.116	0.09	1.84	2.817	5.11×10^{-4}		1.7
K389570	CM06-1009	716 214.9	5 334 394.4	198.8	DM	ALT	0.016	0.50	2.23	2.774	5.25×10^{-4}		3.4
K389572	CM06-844	715 000.0	5 334 712.0	223.6	DM	ALT	0.039	0.03	1.04	3.020	1.95×10^{-3}		0.4
K389573	CM06-844	715 000.0	5 334 712.0	63.2	DM	ALT	0.179	0.58	1.12	2.832	3.65×10^{-4}		0.1
K389574	CM06-869	714 580.1	5 334 539.8	98.4	DM	ALT	0.113	3.25	2.05	2.855	3.90×10^{-4}		0.3
K389575	CM06-947	713 579.9	5 334 792.0	245.3	DM	ALT	1.470	1.48	2.61	2.847	5.78×10^{-4}		0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389576	CM06-952	713 641.8	5 334 530.4	172.1	DM	ALT	0.722	3.08	1.27	2.899	4.94×10^{-4}		0.2
K389577	CM07-1011	713 454.9	5 335 346.1	166.2	DM	ALT	0.002	0.02	3.33	2.846	7.03×10^{-4}		0.1
K389578	CM07-1046	713 229.6	5 334 729.5	228.6	DM	ALT	17.050	1.57	2.73	2.810			0.2
K389579	CM07-1354	713 411.7	5 334 570.1	281.2	DM	ALT	2.170	1.12	1.51	2.744	2.93×10^{-4}		0.1
K389582	CM08-1784	713 524.8	5 334 410.3	276.1	DM	ALT	0.007	0.02	2.04	2.832	6.27×10^{-4}		0.1
K389583	CM08-1840	714 754.0	5 334 699.9	83.9	DM	ALT	0.313	0.98	1.59	2.810	1.24×10^{-3}		0.3
K389584	CM09-2546	715 270.7	5 334 847.2	212.2	DM	ALT	0.375	0.20	4.86	2.933	5.84×10^{-4}		0.3
K389585	CM09-2655	715 479.8	5 334 300.3	285.4	DM	ALT	0.066	0.84	1.42	2.851	5.24×10^{-4}		0.1
K389586	CM10-2720	715 180.0	5 334 490.9	235.2	DM	ALT	1.315	4.41	1.73	2.913	3.83×10^{-4}		1.0
K389587	CM10-2757	714 549.8	5 334 145.3	231.2	DM	ALT	0.216	0.33	1.86	2.857	3.60×10^{-4}		0.2
K389588	CYG09-2175	709 490.6	5 336 423.1	230.7	DM	ALT	0.004	0.11	1.09	2.857	5.05×10^{-4}		0.3
K389589	EA09-2159	712 321.9	5 336 148.5	297.3	DM	ALT	0.187	0.03	4.10	2.950	5.56×10^{-4}		0.3
K389590	EA09-2159	712 321.9	5 336 148.5	260.1	SED	ALT	0.012	0.02	0.12	2.765	2.71×10^{-4}		0.2
K389592	FE12-2428	719 232.0	5 334 216.1	107.0	DM	ALT	0.104	1.06	3.24	2.884			0.1
K389593	GL09-2893	715 029.7	5 333 704.9	262.5	DM	ALT	0.024	0.30	0.04	2.789	3.87×10^{-4}		0.7
K389594	GL10-2912	715 449.7	5 333 724.2	224.0	DM	ALT	0.002	0.01	0.50	2.990	5.39×10^{-4}		0.2
K389595	GL10-2912	715 449.7	5 333 724.2	222.5	DM	ALT	0.038	0.86	0.80	2.818	2.18×10^{-4}		0.4
K389596		711 010.5	5 334 991.9	300.0	DM		0.013	0.02	0.05	2.947	4.96×10^{-4}		1.3
K389597		708 363.4	5 333 072.2	376.0	DM		0.001	0.02	0.05	2.983	5.59×10^{-4}		0.2
K389598		719 629.2	5 332 665.0	291.0	DM		0.001	0.07	0.04	3.051	6.32×10^{-4}		0.2
K389599		719 163.5	5 332 420.7	306.0	DM		0.002	0.01	0.03	3.063	5.65×10^{-4}		0.4

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389614		707 526.0	5 333 775.0	396.0	SED			0.29	0.01	2.798	3.92×10^{-4}		1.1
K389615		708 363.0	5 333 072.0	376.0	SED		0.001	0.05	0.05	2.760			4.0
K389616		711 846.0	5 333 232.0	340.0	SED		0.002	0.28	0.05	2.770			0.4
K389623	GL09-2832	714 789.9	5 333 753.6	325.2	SED	ALT	0.001	0.25	0.01	2.766	3.37×10^{-4}		0.7
K389624	GL09-2832	714 789.8	5 333 751.5	323.0	SED	ALT	0.001	0.38	0.02	2.756	3.53×10^{-4}		0.5
K389625	GL09-2832	714 789.7	5 333 747.4	318.8	SED	ALT	0.002	0.17	0.01	2.748	1.15×10^{-2}		0.4
K389626	GL09-2832	714 789.5	5 333 743.1	314.4	SED	ALT	0.003	0.16	0.02	2.759	3.96×10^{-4}		0.6
K389627	GL09-2832	714 789.4	5 333 738.3	309.4	SED	ALT	0.027	0.69	0.04	2.752	2.89×10^{-4}		0.5
K389628	GL09-2832	714 789.3	5 333 734.1	305.1	SED	ALT	0.006	0.33	0.05	2.770	4.21×10^{-4}		0.3
K389629	GL09-2832	714 789.1	5 333 727.8	298.6	SED	ALT	0.550	1.16	0.49	2.771	2.32×10^{-4}		0.1
K389630	GL09-2832	714 789.0	5 333 723.7	294.3	SED	ALT	0.014	0.45	0.11	2.760	2.83×10^{-4}		0.2
K389632	GL09-2832	714 788.8	5 333 719.5	290.0	SED	ALT	0.052	0.33	0.18	2.779	3.01×10^{-4}		0.1
K389633	GL09-2832	714 788.8	5 333 716.4	286.7	SED	ALT	0.622	1.04	0.57	2.801	2.84×10^{-4}		0.2
K389634	GL09-2832	714 788.7	5 333 715.3	285.7	SED	ALT	6.070	2.81	0.89	2.909	3.60×10^{-4}		0.5
K389635	GL09-2832	714 788.6	5 333 711.1	281.4	SED	ALT	0.263	2.89	0.50	2.759	1.76×10^{-4}		0.2
K389636	GL09-2832	714 788.4	5 333 705.9	276.0	SED	ALT	0.061	0.25	0.02	2.802	3.72×10^{-4}		0.1
K389637	GL09-2832	714 788.4	5 333 703.8	273.8	SED	ALT	0.037	0.55	0.11	2.766	3.58×10^{-4}		0.1
K389638	GL09-2832	714 788.2	5 333 699.0	268.8	SED	ALT	0.949	0.74	0.60	2.852	3.22×10^{-4}		0.2
K389639	GL09-2832	714 788.1	5 333 695.5	265.2	RIF	ALT	1.230	2.55	1.29	2.794	2.27×10^{-4}		0.2
K389651		712 501.8	5 334 429.9	349.7	SED		0.005	0.72	0.32	2.710	1.72×10^{-4}		0.5
K389652		712 482.7	5 334 422.8	348.7	SED		0.004	0.99	0.46	2.798	3.48×10^{-4}		1.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389653		712 749.3	5 333 344.5	337.3	SED		0.006	0.21	0.02	2.815	3.64×10^{-4}		0.4
K389654		712 485.3	5 334 672.4	354.9	SED		0.014	1.17	0.01	2.803			1.8
K389657		710 491.6	5 336 669.3	335.6	SED		0.001	0.23	0.01	2.778	3.13×10^{-4}		1.2
K389658		710 117.6	5 336 365.4	340.8	SED		0.001	0.12	0.01	2.761			3.1
K389659		710 900.5	5 336 326.8	333.3	SED		0.001	0.06	0.01	2.760	2.63×10^{-4}		2.0
K389660		711 062.7	5 336 197.4	334.1	SED		0.001	0.12	0.01	2.758			0.9
K389661		710 039.9	5 337 328.7	330.6	SED		0.004	0.05	0.02	2.758	3.39×10^{-4}		0.8
K389662		704 833.0	5 337 744.0	347.6	SED			0.01	0.01	2.677	5.06×10^{-5}		0.8
K389663		704 833.0	5 337 744.0	347.6	SED			0.18	0.01	2.782	4.04×10^{-4}		1.2
K389665		711 485.1	5 333 953.4	360.0	DM			0.01	0.08	2.928	4.73×10^{-4}		0.3
K389666		708 173.5	5 337 389.0	371.0	DM		0.001	0.01	0.06	3.084	7.40×10^{-4}		0.3
K389667		708 359.4	5 338 068.2	333.0	DM		0.004	0.27	0.36	3.046	7.23×10^{-4}		0.3
K389668		707 361.2	5 337 025.8	362.0	DM			0.04	0.03	3.000	5.49×10^{-4}		0.4
K389669		708 876.6	5 334 849.2	451.0	DM			0.02	0.02	2.899	4.20×10^{-4}		0.4
K389670		708 330.1	5 334 917.4	371.0	DM		0.004	0.01	0.03	3.063			0.2
K389675	BA09-3496	715 925.0	5 334 621.6	210.5	CON		0.007	0.21	3.68	2.928	3.78×10^{-2}		0.4
K389680	CM07-1046	713 229.6	5 334 729.5	245.2	RIF	ALT	0.007	0.25	0.04	2.660	1.78×10^{-4}		11.8
K389682	CM07-1046	713 229.6	5 334 729.5	241.2	RIF	ALT	0.004	0.45	0.02	2.633	2.09×10^{-4}		9.8
K389683	CM07-1046	713 229.6	5 334 729.5	234.2	RIF	ALT	0.716	0.75	0.01	2.602	1.59×10^{-4}		11.8
K389684	CM10-2757	714 549.8	5 334 145.3	252.8	SED	ALT	0.002	0.13	0.28	2.787	2.94×10^{-4}		0.2
K389688	GL09-2827	715 180.0	5 333 689.2	264.1	RIM	ALT	0.021	0.14	0.22	2.854	4.17×10^{-4}		0.1

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389689		721 829.8	5 332 981.3	255.0	SED	ALT	0.005	0.04	0.04	2.730			2.0
K389701	BR08-2034	718 175.1	5 333 055.4	316.2	SED		0.004	0.19	0.03	2.764	2.83×10^{-4}	1396	0.4
K389702	BR08-2034	718 175.1	5 333 055.4	316.2	SED		0.002	0.27	0.04	2.724	2.30×10^{-4}	1815	0.3
K389703	BR08-2034	718 175.2	5 333 060.9	309.7	SED		0.190	0.64	0.03	2.755	1.71×10^{-4}	2956	0.4
K389704	BR08-2034	718 175.4	5 333 064.8	305.1	SED		0.003	0.25	0.02	2.756	2.48×10^{-4}	1912	0.4
K389705	BR08-2034	718 175.6	5 333 070.5	298.2	SED		0.005	0.03	0.09	2.801	1.61×10^{-4}	1747	0.4
K389706	BR08-2034	718 175.6	5 333 070.5	298.2	SED		0.021	0.15	0.19	2.779	1.65×10^{-4}	1989	0.3
K389707	BR08-2034	718 175.6	5 333 070.5	298.2	SED		0.021	0.05	2.13	2.779	1.82×10^{-4}	2451	0.3
K389708	BR08-2034	718 175.6	5 333 070.5	298.2	SED		0.045	0.25	2.36	2.779	3.40×10^{-4}		0.3
K389709	BR08-2034	718 175.6	5 333 071.5	297.0	SED		0.310	0.72	0.92	2.787	1.63×10^{-4}	2269	0.3
K389710	BR08-2034	718 175.6	5 333 071.5	297.0	SED	ALT	0.246	2.42	0.64	2.787	3.80×10^{-5}	2379	0.3
K389711	BR08-2034	718 175.7	5 333 075.0	292.8	SED	ALT	0.600	2.90	0.53	2.724	4.20×10^{-5}	1535	0.3
K389712	BR08-2034	718 175.8	5 333 076.0	291.7	SED	ALT	0.350	2.56	0.61	2.717	4.20×10^{-5}	2132	0.3
K389713	BR08-2034	718 175.8	5 333 077.9	289.4	SED	ALT	0.910	3.27	0.37	2.711	4.60×10^{-5}		0.3
K389714	BR08-2034	718 175.8	5 333 077.9	289.4	SED	ALT	0.224	2.66	0.47	2.711	4.00×10^{-5}	2018	0.3
K389715	BR08-2034	718 176.0	5 333 083.4	282.8	SED		0.009	0.48	0.74	2.751	4.67×10^{-4}	2260	0.2
K389716	BR08-2034	718 176.0	5 333 083.4	282.8	SED		0.014	0.10	0.18	2.752	2.60×10^{-4}	6332	0.1
K389717	BR08-2034	718 176.0	5 333 083.4	282.8	SED		0.007	0.17	0.15	2.760	4.58×10^{-4}	5761	0.2
K389718	BR08-2034	718 176.1	5 333 085.3	280.5	SED		0.003	0.24	0.07	2.702	3.86×10^{-4}		0.2
K389719	BR08-2034	718 176.1	5 333 085.3	280.5	SED		0.007	0.29	0.14	2.669	2.60×10^{-5}	3312	0.2
K389720	BR08-2034	718 176.1	5 333 086.3	279.4	SED		0.003	0.23	0.10	2.734	3.32×10^{-4}	5174	0.0

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389721	BR08-2034	718 176.3	5 333 091.4	273.3	SED		0.003	0.29	0.33	2.731	2.55×10^{-4}	4151	0.1
K389722	BR08-2034	718 176.6	5 333 099.1	264.1	SED		0.003	0.80	0.09	2.676	1.70×10^{-3}	2987	0.2
K389723	BR08-2034	718 176.6	5 333 100.1	262.9	SED		0.003	0.18	0.03	2.765	3.10×10^{-4}	1939	0.2
K389724	BR08-2034	718 176.6	5 333 101.1	261.8	SED		0.003	0.28	0.07	2.765	3.75×10^{-4}	2574	0.1
K389725	BR08-2034	718 176.8	5 333 104.9	257.2	SED		0.018	1.68	1.68	2.735	1.23×10^{-4}	1806	0.2
K389726	BR08-2034	718 176.8	5 333 105.7	256.2	SED		0.024	0.58	1.73	2.735	1.23×10^{-4}	2638	0.2
K389727	BR08-2034	718 177.0	5 333 112.3	248.4	SED		0.002	0.19	0.08	2.744	3.54×10^{-4}	3162	0.3
K389728	BR08-2034	718 177.1	5 333 113.3	247.2	SED		0.002	0.26	0.08	2.762	2.29×10^{-4}	2498	0.2
K389729	BR08-2034	718 177.2	5 333 116.2	243.8	SED		0.002	0.11	0.07	2.763	2.10×10^{-4}	2420	0.2
K389730	BR08-2034	718 177.2	5 333 118.1	241.5	SED		0.006	0.09	1.61	2.773	1.58×10^{-4}	1849	0.3
K389731	BR08-2034	718 177.2	5 333 118.1	241.5	SED		0.062	0.22	1.24	2.753	1.67×10^{-4}		0.3
K389732	BR08-2034	718 177.2	5 333 118.1	241.5	SED		0.021	0.39	1.48	2.753	1.67×10^{-4}	2658	0.3
K389733	BR08-2034	718 178.0	5 333 141.2	213.9	SED		0.002	0.20	0.06	2.743	2.14×10^{-4}	1763	0.2
K389734	BR08-2034	718 178.3	5 333 147.9	205.9	SED		0.002	0.90	0.72	2.731	1.56×10^{-3}	2858	0.2
K389735	BR08-2034	718 178.3	5 333 148.9	204.7	SED		0.002	0.87	1.32	2.724	1.08×10^{-3}	4671	0.2
K389736	BR08-2034	718 175.2	5 333 059.0	312.0	SED					2.741	1.80×10^{-4}	2053	0.4
K389737	BR08-2034	718 175.7	5 333 075.0	292.8	SED	ALT				2.724	2.10×10^{-5}	1512	0.3
K389738	BR08-2034	718 176.0	5 333 081.8	284.8	SED	ALT				2.724	8.00×10^{-5}	2246	0.3
K389739	BR08-2034	718 176.5	5 333 098.2	265.2	SED					2.737	2.45×10^{-4}	3435	0.4
K389902	CM07-1367	713 966.2	5 334 947.4	303.0	SED		0.001	0.32	0.01	2.743	3.38×10^{-4}	2202	0.4
K389903	CM07-1367	713 967.8	5 334 936.7	287.5	DM	ALT	0.004	0.32	0.05	3.088	6.31×10^{-4}	2027	0.2

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389904	CM07-1367	713 968.4	5 334 932.7	281.7	SED		0.001	0.33	0.01	2.755	4.01×10^{-4}	1495	0.6
K389905	CM07-1367	713 969.4	5 334 925.9	271.9	SED		0.001	0.26	0.01	2.741	2.44×10^{-4}	1944	0.7
K389906	CM07-1367	713 969.9	5 334 923.1	267.7	DM	ALT	0.009	0.19	1.60	2.911	5.44×10^{-4}	3052	0.4
K389907	CM07-1367	713 971.5	5 334 912.4	252.2	SED		0.002	0.24	0.03	2.808	1.03×10^{-3}	14 349	0.2
K389908	CM07-1367	713 972.8	5 334 903.9	239.9	SED		0.003	0.19	0.03	2.737	5.31×10^{-4}	2856	0.4
K389909	CM07-1367	713 974.4	5 334 892.8	223.9	SED		0.003	0.24	0.01	2.739	2.40×10^{-4}	1459	0.4
K389910	CM07-1367	713 975.4	5 334 886.6	214.9	SED	ALT	0.144	0.18	0.18	2.766	2.30×10^{-4}	9522	0.1
K389912	CM07-1367	713 975.5	5 334 886.1	214.1	SED	ALT	4.520	4.63	1.99	2.798	1.21×10^{-4}	2099	0.3
K389913	CM07-1367	713 976.0	5 334 882.7	209.1	SED	ALT	1.795	2.73	0.72	2.701	2.92×10^{-5}	3204	0.2
K389914	CM07-1578	714 155.0	5 334 791.1	309.9	SED	ALT	0.002	0.35	0.17	2.769	4.93×10^{-4}		0.5
K389915	CM07-1578	714 154.8	5 334 792.9	299.5	SED	ALT	0.001	0.29	0.06	2.754	2.56×10^{-4}		0.4
K389916	CM07-1578	714 154.4	5 334 795.5	283.3	SED	ALT	0.001	0.17	0.04	2.783	4.14×10^{-4}		0.5
K389917	CM07-1578	714 154.0	5 334 798.0	268.5	SED	ALT	0.052	0.25	0.28	2.755	2.34×10^{-4}		0.2
K389918	CM07-1578	714 153.8	5 334 799.5	259.6	SED	ALT	0.971	2.92	0.75	2.779	1.86×10^{-4}		0.4
K389919	CM07-1578	714 153.5	5 334 801.7	246.3	SED	ALT	0.929	3.52	0.74	2.707	7.10×10^{-5}		0.3
K389920	CM07-1578	714 153.2	5 334 803.1	237.4	SED	ALT	2.180	3.19	0.77	2.740	6.22×10^{-5}		0.4
K389922	CM07-1578	714 152.9	5 334 805.6	222.6	SED	ALT	0.400	2.95	1.25	2.798	1.40×10^{-4}		0.4
K389923	CM07-1578	714 152.8	5 334 806.1	219.7	SED	ALT	0.828	3.13	0.88	2.706	2.87×10^{-5}		0.3
K389924	CM07-1578	714 152.6	5 334 807.2	213.0	SED	ALT	1.290	3.54	1.39	2.729	5.44×10^{-5}		0.3
K389925	CM07-1578	714 152.4	5 334 808.6	204.4	SED	ALT	1.000	1.86	0.27	2.745	1.66×10^{-4}		0.4
K389926	CM07-1578	714 152.2	5 334 810.3	194.0	SED	ALT	1.315	1.59	0.15	2.763	2.51×10^{-4}		0.3

Suite à la page suivante

Sample ID	Forage	Abscisse (m)	Ordonnée (m)	Élévation (m)	Lithologie	Altération	Au (ppm)	S (%)	C (%)	Densité ($g\,cm^{-3}$)	Susc. mag. (SI)	Résistivité ($\Omega\,m$)	Porosité (%)
K389927	CM07-1578	714 152.0	5 334 811.3	188.1	SED	ALT	2.390	2.34	0.53	2.725	1.58×10^{-4}		0.5
K389928	CM07-1578	714 152.0	5 334 811.8	185.1	SED	ALT	0.489	0.88	0.25	2.749	1.60×10^{-4}		0.2
K389929	CM07-1578	714 151.6	5 334 814.0	171.8	SED	ALT	2.700	1.81	0.62	2.725	1.19×10^{-4}		0.2
K389930	CM07-1578	714 151.6	5 334 814.5	168.9	RIF	ALT	1.410	1.60	0.81	2.707	1.05×10^{-4}		0.5
K389932	CM07-1578	714 151.5	5 334 815.2	164.4	RIF	ALT	5.950	1.02	0.47	2.671	1.62×10^{-4}		0.5
K389933	CM07-1578	714 151.3	5 334 816.0	160.0	RIF	ALT	0.404	0.50	0.47	2.667	1.22×10^{-2}		0.7
K389934	CM07-1578	714 151.1	5 334 817.7	149.6	RIF	ALT	0.097	0.23	0.47	2.672	1.13×10^{-2}		1.0
K389935	CM07-1578	714 151.0	5 334 818.3	145.8	DM	ALT	0.075	0.07	1.45	2.814	5.15×10^{-4}		0.2
K389936	CM07-1578	714 150.7	5 334 820.5	132.4	RIF		0.020	0.03	0.26	2.680	1.10×10^{-2}		1.0
K389937	CM07-1578	714 150.5	5 334 821.9	123.8	RIF	ALT	0.144	0.14	0.39	2.673	1.26×10^{-2}		0.6