

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
MOUSSA KEITA
M.Sc.

CARACTÉRISATION DES GISEMENTS D'OR FILONIENS CONCORDANTS DANS LES
TURBIDITES PLISSÉES DE JINPING, SUD-EST GUIZHOU (CHINE)

Mars 2007



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

Résumé

En dépit des études sur les gisements de type *turbidite-hosted gold deposit* en Nouvelle-Écosse au Canada et à *Central Victoria* et à *New South Wales* en Australie, il demeure la problématique de la détermination de la source du fluide minéralisateur (magmatique versus métamorphique) et du mécanisme de mise en place des VPS (Veines Parallèles à la Stratification) aurifères.

Les gisements de Jinping sont les premiers de ce type découverts en Chine. Elles sont encaissées dans des roches sédimentaires détritiques de très faible degré de métamorphisme et sans intrusion magmatique formellement identifiée. La zone d'étude a été structurée par l'orogenèse calédonienne (760-375 Ma) qui s'est traduite par des plissements régionaux ouverts et par des failles et zones de cisaillement d'azimut NE. Les roches encaissantes appartiennent au Groupe de Xiajiang (1000-800 Ma) à la base duquel se situe le gisement de Pingqiu avec Huaqiao un peu plus au-dessus. Sur chacun de ces sites, les VPS aurifères sont localisées en zone charnière des plis secondaires affectés sur les flancs par des failles ou zones de cisaillement à fort pendage convergent vers l'extrados et à mouvement fini normal à Pingqiu, mais à pendage NO et à mouvement apparent inverse (réactivation dextre) à Huaqiao. Les plis régionaux et secondaires sont cylindriques, droits, ouverts à fermés et à axes subhorizontaux. Des culminations (structures en dômes et bassins) ont été identifiées à partir de l'analyse stéréographique.

L'étude pétrographique des roches encaissantes à partir des structures sédimentaires de granoclassement, de stratifications entrecroisées, de laminations et d'empreinte de charge, a confirmé leur caractère turbiditique. En zone charnière de pli, elles contiennent des structures S/C suivi de boudinage à l'éponte des veines et auxquelles se surimposent des stylolites développés sur des plans parallèles à la stratification. Les inclusions de roches encaissantes présentes dans les veines de quartz comportent également des structures S/C. La déformation de l'éponte qui ne présente pas d'altération significative, est asymétrique par rapport à la veine.

L'étude microstructurale de la VPS individuelle a révélé quatre générations de quartz : quartz1, quartz2, quartz3 et quartz4. Le quartz1 est à structure S/C et a précédé la formation du quartz2. Les cristaux constitutifs de ce dernier sont disposés en pli en chevron à plan axial parallèle à la S0 (surface de stratification). L'or natif se retrouve associé aux sous-grains de quartz1, aux limites de grains de quartz2. Quant au quartz3, il résulte de la recristallisation des deux précédents. L'altération à quartz-chlorite-séricite±carbonate±fuschite et les sulfures composés de pyrite, arsénopyrite, chalcopyrite, sphalerite et galène lui sont associés avec souvent de l'or natif. Le quartz4 représente des veinules microscopiques tardives.

L'analyse de la zone de cisaillement contiguë à la VPS a permis d'identifier les mêmes paragenèses d'altération et métalliques que dans le quartz3 à or natif précipité dans les défauts cristallins et texturaux de la pyrite et de l'arsénopyrite. Des microcisiailllements connectés au quartz3 aurifère contiennent, dans le plan-C, de la monazite qui est aussi incluse dans les sulfures de même que l'or natif. L'assemblage y

est à or-arsénopyrite-chalcopyrite, or-pyrite-sphalérite. En choisissant le système fer-zinc-arsénique, des conditions de températures de 325 à 375 °C et un log aS_2 de -8,5 à -4,5 ont pu être interprétées pour le fluide minéralisateur.

L'étude pétrographique des inclusions fluides a servi à identifier, pour le même FIA (Fluid Inclusion Assemblage) dans le quartz2 et le quartz inclus dans les pyrites et arsénopyrites parfois aurifères ou dans les minéraux d'altération : les inclusions fluides aqueuses carboniques IF1a, carboniques IF1b et aqueux ou carbonique IF3. L'immiscibilité a été établie pour la formation syngénétique de IF1a et IF1b. Les analyses microthermométriques complétées par la spectrométrie de Raman sur ces deux types principaux d'inclusion fluide en relation avec la cristallisation et potentiellement la minéralisation aurifère, a suggéré la composition du fluide hydrothermal. Il s'agit de fluide du système $H_2O-CO_2-NaCl\pm CaCl_2\pm KCl$, de faible salinité (<10 % en poids de NaCl équiv.) contenant accessoirement dans la phase gazeuse carbonique du N_2 , du CH_4 , du H_2S et du SO_2 . L'immiscibilité pour les IF1 a autorisé l'utilisation de la Th (température d'homogénéisation totale) minimale (256°C) dans le diagramme P-T des isochores pour déduire des conditions de pression de 1,8 à 3,8 kbar. Les conditions de température déterminées à partir des paragenèses métalliques et de la microthermométrie sont de 275 à 375 °C.

Les diagrammes ETR, multiéléments étendus et surtout ternaires Th-Sc-Zr/10 situent les roches encaissantes des VPS aurifères dans un contexte tectonique d'arc insulaire continental. Quant à la géochimie isotopique, elle suggère la mise en place des VPS aurifères entre 407 et 514 ± 2 à 9 Ma (Rb/Sr), à partir de fluide hydrothermal d'origine magmatique (valeurs $\delta^{18}O/\delta D$: 6,2 à 9,3 ‰ / -63 à -93 ‰) provenant de roches de croûte protérozoïque (rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,711 et 0,713).

À l'issu de cette étude, il est proposé pour Jinping, un modèle qui intègre les principales composantes des gisements de type *turbidite-hosted gold deposit*. Elle envisage un rôle dynamique, en plus de celui de source de fluide minéralisateur à l'intrusion magmatique qui semble la source la plus plausible. Elle aurait permis l'activation des failles et zones de cisaillement qui auraient conduit (au lieu d'une simple réactivation) le fluide hydrothermal minéralisateur, après son séjour dans les roches encaissantes jusqu'en zone charnière. Ce processus répété de façon cyclique permettrait l'enrichissement continu de la VPS.

À Jinping, le mécanisme de plissement impliqué est celui de déformation de charnière contrairement à la déformation de flanc communément proposée à Central Victoria et à New South Wales en Australie et en Nouvelle-Écosse au Canada pour des gisements similaires.

Abstract

In spite of the studies on turbidite-hosted gold deposits, mostly in Nova Scotia (Canada), Central Victoria and New South Wales (Australia), the origin of the ore-forming fluid (magmatic versus metamorphic) and the mechanism of BPVs (Bedding Parallel Veins) formation remain to be determined and understood.

The gold deposits in Jinping are the first of this type discovered in China. They are hosted in clastic sedimentary rocks, which underwent a lower grade metamorphism without any magmatic intrusion unequivocally identified. The study area was affected by the Caledonian orogeny (760-375 Ma) which formed regional NE open folds, faults and shear zones. The wall rocks belong to the Proterozoic Xiajiang Group (1000-800 Ma) and host the deposits of Pingqiu in its lower level and Huaqiao in the upper sequences. In these sites, the gold bearing BPVs are located in the hinge of subsidiary folds. They underwent at the limbs normal faults or shear zones convergent toward the hinge zone in Pingqiu, whereas NW-dipping with apparent reverse movement (actually dextral rejuvenation) in Huaqiao. The regional and subsidiary folds are cylindrical, upright, open to close, with subhorizontal axis. Domes and basins structures were identified using stereographic analysis.

The field and petrographic studies of the wall rocks exhibit the sedimentary structures such as graded bedding, cross bedding, lamination and drop stone that emphasize their turbiditic characters. The fold hinge zone contains S/C fabrics followed by boudinage in the wall rock of the veins, overprinted by bedding parallel stylolites. Wall rocks included within quartz veins also exhibit S/C micro-fabric. The deformation of wall rocks, which does not have significant hydrothermal alteration, is asymmetrical with respect to the vein.

The microstructural analysis of individual BPV revealed four generations of quartz: quartz1, quartz2, quartz3 and quartz4. The quartz1 containing S/C micro-fabric preceded the crystallization of quartz2. The crystal growth of the latter is defined by chevron fold with axial plane parallel to S0 (bedding plane). Native gold crystallized in quartz1 subgrain at the limit of quartz2 grain boundaries. The quartz3 results from the recrystallization of the two earlier quartz types 1 and 2. The alteration associated with quartz3 is quartz-chlorite-sericite± carbonate± fuschite with associated sulphides such as pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite and often native gold. The quartz4 represents the late micro-veinlets.

The analysis of shear zone contiguous to BPV allowed identification of the same paragenesis of alteration and ore minerals similar to quartz3 where native gold infill crystalline defects in pyrite and arsenopyrite. The C-plane of micro-shears linked to the gold bearing quartz3 contains monazite, which also occupies defects in sulphides as native gold does. The ore sulphide assemblage in quartz3 is gold-arsenopyrite-chalcopyrite, gold-pyrite-sphalerite. Using the iron-zinc-arsenic system, a temperature

range of 325 to 375 °C and a log aS_2 from -8,5 to -4,5 have been inferred for the ore-forming fluid.

The petrographic study of fluid inclusions helped to identify in the same FIA (Fluid Inclusion Assemblage) in quartz2 and in quartz included in gold bearing pyrite and arsenopyrite or in alteration minerals: aqueous carbonic IF1a, carbonic IF1b and aqueous or carbonic IF3 fluid inclusions. The immiscibility was established for the synchronous IF1a and IF1b, two principal fluid inclusion types related to quartz vein emplacement and probably gold mineralization. Microthermometric measurements supplemented by Raman spectrometry indicated the composition of hydrothermal fluid. It is a low salinity fluid (< 10 wt % NaCl equiv.) of the system $H_2O-CO_2-NaCl \pm CaCl_2 \pm KCl$ with some N_2 , CH_4 , H_2S and SO_2 partitioned in the carbonic gas phase. The immiscibility recognize for IF1 allowed the use of the minimum Th (homogenization temperature) of 256°C in an isochore P-T diagram infer the narrow interval of pressure between 1,8 to 3,8 kbar. From the combination of the microthermometric and ore mineral paragenesis data, the range of temperatures for the ore-forming fluid was assumed to be 275 to 375 °C.

The REE, spider and especially ternary Th-Sc-Zr/10 diagrams positioned the wall rocks of the gold bearing BPVs in the continental island arc field. The isotopic geochemistry data on fluid inclusion and quartz pointed out that the ages of the emplacement for those veins range from 514 to 407 ± 2 à 9 Ma using Rb/Sr method. The ore-forming fluid evolved from magmatic source according to $\delta^{18}O/\delta D$ data (6, 2 to 9, 3 ‰ / -63 to -93 ‰) and a fluid interaction with the Proterozoic crust based on $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratio of 0, 711 to 0, 713.

This study led to the proposition in Jinping of a model that integrates the principal components recognized in turbidite-hosted gold deposits. The model envisages the role of magmatic intrusion not only as the source of ore forming fluids but also as a purveyor of dynamic action. Its upward movement would induce the activation (or reactivation) of faults and shear zones, which would channel (instead of a simple reactivation) the hydrothermal ore-forming fluid to the fold hinge zone. The repetition of this cyclic process would allow the continuous gold enrichment of the BPVs.

In Jinping, the mechanism of folding is buckling which is contrary to the flexural-slip proposed in Central Victoria and New South Wales (Australia) and in Nova Scotia (Canada) for similar deposits.

Remerciements

J'exprime ma gratitude et mes remerciements à mon Directeur de thèse, Dr Lu Huan-Zhang qui m'a fait confiance et donné l'opportunité d'entreprendre ce travail. J'ai bénéficié de son assistance éclairée et de sa grande expérience tout au long de cette étude, aussi bien au Canada qu'en Chine.

Ma gratitude à Dr Jayanta Guha, pour son apport conceptuel enrichissant et ses critiques et commentaires constructifs pour ce travail.

Je remercie vivement et suis infiniment reconnaissant au Dr Denis W. Roy pour son apport scientifique et l'encadrement dont j'ai bénéficié. Qu'il soit remercié pour son écoute, sa grande disponibilité ainsi que pour ces commentaires avisés.

Ma gratitude et mes remerciements à Dr Jacques Carignan pour ses apports méticuleux pour l'amélioration substantielle de ce document. Je lui suis reconnaissant pour sa correction approfondie. Ma profonde gratitude au Dr Guoxiang Chi pour ses critiques constructives à la suite de l'évaluation externe de ce travail.

Je remercie vivement et exprime ma reconnaissance au Prof. Hu Ruizhong et au Prof. Wang Zhonggang de l'institut de géochimie de Guiyang en Chine qui ont organisé ce projet en Chine. J'adresse mes remerciements à tous les membres de cet institut qui ont collaboré à la réalisation de ces travaux sur le terrain et en laboratoire, en particulier Chen Wenyi et Wu Xueyi ainsi qu'aux Drs Li Xiaobiao (microthermométrie), Su Wenchoao (microthermométrie), Qin CaoWei (spectrométrie de Raman), sans oublier le soutien des Drs Xiao Tangfu et Guo Dijiang John (traduction). Je remercie tous les membres de la direction de géologie de Jinping surtout M. Long Caoguo ainsi que tout le personnel des mines étudiées.

Mes reconnaissances à tous les membres de l'UFR-STRM de l'Université de Cocody à Abidjan (Côte d'Ivoire) en particuliers au Prof. Djro Chérubin S. et au Prof. Pothin Kabran K.B. qui m'ont préparé pour la réalisation de cette thèse sans oublier feu Dr Naho Jacques pour son soutien à ma candidature.

Mes remerciements à tous (toutes) les membres du module des Sciences de la Terre de l'UQAC : les enseignants-chercheurs dont Drs Pierre Cousineau, Réal Daignéault, Damien Gaboury, Paul Bédard, Edward Sawyer, Micheal Higgins, Wulf Muëller et le personnel technique et de soutien dont M. Denis Côté qui m'ont assisté et fait partager leurs expériences; ainsi qu'aux employé(e)s administratifs (ve) sans oublier M. Vital Pearson du CONCOREM pour ses commentaires constructifs.

Mes remerciements à tous mes collègues étudiants avec lesquels j'ai eu des échanges constructifs, en particulier mon ami Dr Benjamin Allou A. sans la suggestion duquel je n'aurai pas été candidat pour ce projet.

Je suis reconnaissant à toute ma famille, surtout à feu mon père Famoro Keita (1950-1985) et à ma mère Siata Koné, ainsi qu'à tous (toutes) mes ami (e)s et proches dont les soutiens ont été déterminants pour la réalisation de ce travail.

Cette thèse a été réalisée grâce aux contributions généreuses : de la bourse d'excellence de la république de Côte d'Ivoire 2003-2007, du *Grant of Chinese Academy of Sciences*, des *student research grants 2005*, puis *2006* du SEG (Society of Economic Geologists), des bourses du FUQAC (Fondation de l'UQAC) dont la bourse de recherche de Dr Lu, la Bourse d'excellence Lucien Bouchard (2004) et la Bourse d'excellence PAIR de la recherche (2005).

Que tous ceux que je n'ai pas pu citer et qui ont contribué à la réalisation de ce travail se trouvent remerciés infiniment !

Table des matières

Résumé	iii
Abstract.....	v
Remerciements.....	vii
Table des matières	viii
CHAPITRE 1.....	1
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
Introduction	1
1.1. Problématique générale	3
1.2. Caractères géologiques, minéralogiques et géochimiques des minéralisations aurifères encaissées dans les turbidites	4
1.3. Problématique des minéralisations aurifères associées au VPS dans les turbidites	5
1.3.1. Mécanisme de formation des VPS.....	5
1.3.2. Sources, composition du fluide minéralisateur et mise en place de la minéralisation aurifère	8
1.3.3. Comparaison entre les gisements de Jinping et des gisements similaires du Groupe de Meguma en Nouvelle-écosse au Canada, de Central Victoria et de New South Wales en Australie	11
1.4. Problématique de la minéralisation aurifère à Jinping.....	13
1.5. Objectifs	16
1.5.1. <i>Objectif principal</i>	16
1.5.2. <i>Objectifs spécifiques</i>	16
1.6. Méthodologie d'investigation	17
1.6.1. Études sur le terrain	17
1.6.2. Études au laboratoire	18
Synthèse et plan de l'étude	25
Figures du chapitre 1	27
Tableaux du chapitre 1	33
CHAPITRE 2.....	37
APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	37
Introduction	37
2.1. Aperçu géographique régional	38
2.1.1. Localisation et accessibilité de la zone d'étude.....	38
2.1.2. Climat et végétation.....	38
2.1.3. Morphologie et hydrographie	39
2.2. Contexte géologique régional.....	39
2.2.1. Les séquences du Protérozoïque moyen et supérieur	40
2.2.2. Les séquences du Cambrien au Quaternaire.....	42
2.3. Contexte tectonique régional	47
2.3.1. Phases tectoniques majeures.....	48
2.3.2. Évolution géotectonique régionale	50
2.3.3. Structures tectoniques régionales	52
2.3.4. Synthèse tectonique régionale	53
Conclusion	56
Figures du chapitre 2	58
Tableau du chapitre 2	62

CHAPITRE 3.....	64
CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, CARACTÈRES STRUCTURAUX ET MÉTALLOGÉNIQUES DES GISEMENTS AURIFÈRES DE PINGQIU ET DE HUAQIAO	64
3.1. Contexte structural de la zone de Jinping.....	65
3.1.1. Plissements.....	65
3.1.2. Zones de cisaillement et failles.....	66
3.1.3. Les domaines annulaires.....	67
3.2. Contexte lithostratigraphique et structural de Pingqiu et de Huaqiao (Jinping)	68
3.2.1. Moyens d'investigation	69
3.2.2. Gisement aurifère de Pingqiu	72
3.2.3. Gisement aurifère de Huaqiao	76
3.3. Comparaison des gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqiao.....	84
3.3.1. Contexte lithostratigraphique des gisements	84
3.3.2. Analyse structurale	85
3.3.3. Style de minéralisation aurifère.....	87
3.4. Spécificités des sites de Pingqiu et de Huaqiao	88
3.5. Caractère turbiditique des roches encaissantes	91
3.6. Relations entre structures et VPS.....	92
3.7. Synthèse et discussions	95
Figures du chapitre 3	99
Tableaux du chapitre 3.....	126
CHAPITRE 4.....	129
ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES VEINES AURIFÈRES ET DE LEURS ENCAISSANTS	129
4.1. Étude macroscopique.....	130
4.1.1. Roches encaissantes	130
4.1.2. Veines de quartz aurifères.....	132
4.1.3. Altérations et sulfures	133
4.1.4. Synthèse et interprétation de l'étude macroscopique.....	135
4.2. Étude microscopique	137
4.2.1. Préparation des échantillons	138
4.2.2. Roches encaissantes et épontes	139
4.2.3. Veines de quartz aurifères.....	146
4.2.4. Zones de cisaillement.....	152
4.2.5. Synthèse et interprétation de l'étude microscopique.....	153
4.3. Étude minéragraphique	157
4.3.1. Sulfures et oxydes	157
4.3.2. Or natif	158
4.3.3. Synthèse et interprétation de l'étude minéragraphique	159
4.4. Analyse à la microsonde électronique	161
4.4.1. Méthodologie.....	161
4.4.2. Résultats d'analyse	162
4.4.3. Synthèse et interprétations de l'analyse à la microsonde.....	165
4.5. Synthèse et interprétations de l'étude pétrographique.....	167
Figures du chapitre 4	171
Tableaux du chapitre 4.....	200

CHAPITRE 5.....	211
ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DES VPS.....	211
Introduction et généralités	211
5.1. Pétrographie et classification des inclusions fluides	214
5.1.1. Méthodologie d'étude	214
5.1.2. Résultat d'analyse	216
5.1.3. Synthèse et interprétation de l'étude pétrographique des inclusions fluides .	219
5.2. Analyses microthermométriques	220
5.2.1. Protocole expérimental	221
5.2.2. Évolution globale des inclusions fluides pendant la microthermométrie	223
5.2.3. Résultats de la microthermométrie	224
5.2.4. Synthèse et interprétation des données microthermométriques.....	228
5.3. Spectrométrie de RAMAN	229
5.3.1. Protocole expérimental	230
5.3.2. Résultats de la spectrométrie de RAMAN	232
5.3.3. Interprétation et discussion des résultats de Spectrométrie de RAMAN	233
5.4. Synthèse et interprétations des données des inclusions fluides	234
5.4.1. Caractères physico-chimiques du fluide minéralisateur	234
5.4.2. Évolution du fluide minéralisateur	238
Conclusion	239
Figures du chapitre 5	241
Tableaux du chapitre 5.....	256
CHAPITRE 6.....	259
ÉTUDES GÉOCHIMIQUES DES VPS ET DE LEURS ROCHES ENCAISSANTES.....	259
Introduction	259
6.1. Caractères géochimiques des VPS et de leurs roches encaissantes	260
6.1.1. Les éléments majeurs	261
6.1.2. Les éléments en traces et des terres rares	262
6.1.3. Gains et pertes relatifs en éléments chimiques.....	263
6.2. Apports des analyses géochimiques en éléments majeurs et en traces	264
6.3. Analyses géochimiques isotopiques	266
6.3.1. Méthodologies analytiques	266
6.3.2. Résultats et interprétations	268
6.3.3. Apport de la géochimie isotopique	269
6.4. Synthèse et interprétations : contribution de l'analyse géochimique à l'élaboration du modèle	270
Figures du chapitre 6	271
Tableau du chapitre 6	283

CHAPITRE 7.....	285
SYNTÈSE, INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS	285
MODÉLISATION GÉNÉTIQUE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DE JINPING.....	285
Introduction	285
7.1. Contexte et mécanismes de mise en place des VPS.....	286
7.1.1. Contexte géologique des gisements de Pingqiu et de Huaqiao	286
7.1.2. Mécanismes de mise en place des VPS.....	288
7.2. Genèse des VPS aurifères	289
7.2.1. Liens probables des sulfures avec la minéralisation aurifère	289
7.2.2. Rôles des zones de cisaillement dans la minéralisation	291
7.3. Source et évolution du fluide minéralisateur	292
7.3.1. Source du fluide minéralisateur	292
7.3.2. Évolution du fluide minéralisateur	293
7.4. Conditions de formation des gisements.....	295
7.4.1. Environnement tectonique de formation des VPS aurifères	295
7.4.2. Conditions physico-chimiques et âge de formation des VPS aurifères.....	296
7.5. Comparaison avec des gisements similaires	297
7.5.1. Déformation de charnière versus déformation de flanc.....	297
7.5.2. Rôle de conduit du fluide minéralisateur versus réactivation des failles et zones de cisaillement	298
7.5.3. Source magmatique plus probable du fluide minéralisateur	299
7.6. Conclusion : modèle génétique à Jinping	300
7.6.1. Première étape : Protocroûte, sédimentation et subduction	300
7.6.2. Deuxième étape : ralentissement de la subduction et accrétion crustale	300
7.6.3. Troisième étape : plissement, intrusion magmatique, décrochement dextre-normal et formation des VPS aurifères	301
Figures du chapitre 7	310
CHAPITRE 8.....	317
CONCLUSION GÉNÉRALE ET APPORTS ORIGINAUX.....	317
Références bibliographiques.....	323
Annexes.....	342

Liste des figures

Fig.1.1. Schémas des modèles proposés pour expliquer l'origine des veines parallèles à la stratification.....	28
Fig.1.2. Section transversale à la mine Wattie Gully; Central Victoria, Australie.....	29
Fig.1.3. Bloc-diagramme montrant les relations entre la surface de stratification, l'orientation de la faille inverse et l'épaisseur ainsi que la morphologie de la veine aurifère	29
Fig.1.4. Modèle hydrothermal sous-marin de mise en place des VPS par exhalation hydrothermale à proximité du plancher océanique.....	30
Fig.1.5. Fréquences des gisements aurifères en fonction de leur distance par rapport aux contacts des intrusions granitiques majeures.....	31
Fig.1.6. Fréquences des gisements aurifères en fonction de leur distance par rapport à l'isograde chlorite/biotite.....	31
Fig.1.7. Modèle simplifié de minéralisation aurifère à Fosterville, Victoria, Australie.....	32
Fig.2.1. Carte de localisation géographique et d'accès à la zone d'étude.....	59
Fig.2.2. Localisation de la région d'étude sur le Craton Yangtze.....	60
Fig.2.3. Modèle géotectonique conceptuel du South China Fold Belt (SCFB) montrant la localisation du Craton Yangtze.....	61
Fig.3.1. Carte lithostructurale schématique de la ceinture de plissement SE-Guizhou-SO- Hunan	100
Fig.3.2. Carte lithostructurale régionale simplifiée.....	101
Fig.3.3. Carte lithostructurale de la zone de Jinping	102
Fig.3.4. Image satellitaire LANDSAT ETM de la zone de Jinping.....	103
Fig.3.5. Interprétation de l'image satellitaire LANDSAT ETM de la zone de Jinping.....	104
Fig.3.6. Colonne lithostratigraphique schématique de la zone de Jinping.....	105
Fig.3.7. Carte lithostructurale de synthèse	106
Fig.3.8. Carte linéamentaire régionale	107
Fig.3.9. Carte lithostructurale simplifiée du gisement de Pingqiu.....	108
Fig.3.10. Section schématique A-B du gisement de Pingqiu	109
Fig.3.11. Relation pli de deuxième ordre et zone de cisaillement secondaire.....	110
Fig.3.12. VPS concordante à la stratification en zone charnière de pli de deuxième ordre.	111
Fig.3.13. Coupe schématique montrant un stockwerk aurifère à Jinping.....	112
Fig.3.14. Stéréogramme du membre Pt ₃ f ₂ du secteur Pingqiu.....	113
Fig.3.15. Stéréogramme du membre Pt ₃ q ₁ du secteur Pingqiu.....	113
Fig.3.16. Stéréogramme du membre Pt ₃ q ₂ du secteur Pingqiu.....	114
Fig.3.17. Stéréogramme de l'ensemble des mesures de S0 du secteur Pingqiu.....	114
Fig.3.18. Rosace de direction des linéaments du secteur Pingqiu.....	115
Fig.3.19. Rosace de direction des veines de quartz du secteur Pingqiu.....	115
Fig.3.20. Carte lithostructurale simplifiée du gisement de Huaqiao	116
Fig.3.21. Sections schématiques du gisement de Huaqiao	117
Fig.3.22. Stéréogramme du membre Pt ₃ l ₂ du secteur Huaqiao	118
Fig.3.23. Stéréogramme du membre Pt ₃ l ₁ du secteur Huaqiao	118
Fig.3.24. Stéréogramme du membre Pt ₃ p du secteur Huaqiao.....	119
Fig.3.25. Stéréogramme de l'ensemble des mesures de S0 du secteur Huaqiao.....	119
Fig.3.26. Rosace de direction des linéaments du secteur Huaqiao	120

Fig.3.27. Coupe transversale schématique de la zone de Jinping.....	121
Fig.3.28. Stéréogramme de synthèse de l'ensemble de la zone de Jinping.....	122
Fig.3.29. Stéréogramme des orientations de S0 mesurées en zone charnière de pli	122
Fig.3.30. Section longitudinale schématique du gisement de Huaqiao.....	123
Fig.3.31. Rosace de direction de synthèse de l'ensemble des secteurs.....	124
Fig.3.32. Photo d'affleurement à Jinping.....	125
Fig.4.1. Schéma du plan de galerie d'exploitation minière du gisement de Huaqiao	172
Fig.4.2. Alternance de lits gréseux et silteux constituant la roche encaissante	173
Fig.4.3. Lentilles de niveaux gréseux dans les lits silteux.....	174
Fig.4.4. Microplissement dissymétrique et boudinage de lits gréseux	175
Fig.4.5. Différents types de contact entre roche encaissante et VPS.....	176
Fig.4.6. VPS aurifère encaissée dans la roche encaissante turbiditique.....	177
Fig.4.7. Veine de quartz à texture typique	178
Fig.4.8. Déformation de l'éponge de la VPS.....	179
Fig.4.9. VPS à lits de roche encaissante incluse.....	180
Fig.4.10. Relation veines de quartz avec altérations et sulfures.....	181
Fig.4.11. Les lithofaciès de roche encaissante.....	182
Fig.4.12. Les microstructures sédimentaires	183
Fig.4.13. Microstructures de roches encaissantes incluses dans des VPS.....	184
Fig.4.14. Relations entre quartz 1, quartz2 et quartz a.....	185
Fig.4.15. Relations entre quartz2, quartz3a, quartz4a et quartz4b.....	186
Fig.4.16. Les microstructures observées dans la zone de cisaillement contiguë des VPS aurifères.....	187
Fig.4.17. Coupe microscopique dans une VPS de Pingqiu.....	188
Fig.4.18. Coupe microscopique dans une VPS de Huaqiao	189
Fig.4.19. Textures typiques des sulfures dans la roche sédimentaire encaissante	190
Fig.4.20. Les assemblages de sulfures et d'oxydes associés au quartz3.....	191
Fig.4.21. Relations or natif et types de quartz dans la VPS individuelle	192
Fig.4.22. Relations de l'or natif avec sa gangue	193
Fig.4.23. Monazite incluse dans les pyrites à texture suturée de la roche sédimentaire encaissante.....	194
Fig.4.24. Galène avec inclusion de tétrahédrite et de boulangérite.....	195
Fig.4.25. Or natif au contact avec la pyrite en équilibre avec la sphalérite dans le quartz3	196
Fig.4.26. Excroissance autour de l'arsénopyrite dans la zone de cisaillement contiguë à la VPS aurifère	197
Fig.4.27. Localisation de l'assemblage métallique dans le diagramme température / Log aS ₂	198
Fig.4.28. Synthèse des assemblages minéralogiques dans les VPS aurifères.....	199
Fig.5.1. Les principaux types d'inclusion fluide	242
Fig.5.2. Occurrences des IF1 dans le quartz2	243
Fig.5.3. Occurrences des IF1 dans les sulfures.....	244
Fig.5.4. Relation entre IF1 et IF2.....	245
Fig.5.5. Changements de phases observées pendant les mesures microthermométriques	246
Fig.5.6. Schéma montrant les évolutions caractéristiques des types d'inclusion fluide pendant la microthermométrie.....	247
Fig.5.7. Histogramme des TmCO ₂ mesurées.....	248

Fig.5.8. Histogramme des Tmclath mesurées	248
Fig.5.9. Histogramme des Tmice mesurées	249
Fig.5.10. Histogramme des Te mesurées.....	249
Fig.5.11. Histogramme des Th mesurées.....	250
Fig.5.12. Diagramme Tmice vs Th	250
Fig.5.13. Évidence d'immiscibilité	251
Fig.5.14. Mesures par spectrométrie de Raman.....	252
Fig.5.15. Mise en évidence de N ₂ et de CH ₄ dans la phase gazeuse de IF1	253
Fig.5.16. Compositions des IF1 calculées à partir des données de spectrométrie de Raman.....	254
Fig.5.17. Diagramme P-T avec localisation de la zone des isochores correspondants au IF1.....	255
Fig.6.1. <i>Mixing diagram</i> MgO vs TiO ₂	272
Fig.6.2. Diagramme multiélément étendu.....	273
Fig.6.3. Diagramme ETR	274
Fig.6.4. Diagramme ternaire Th-Sc-Zr/10 de discrimination tectonique	275
Fig.6.5. Pertes et gains relatifs en éléments majeurs des VPS et de leurs encaissants ..	276
Fig.6.6. Pertes et gains relatifs en éléments majeurs des turbidites régionales	277
Fig.6.7. Pertes et gains relatifs en éléments en traces et des terres rares entre roches encaissantes des VPS et turbidites régionales.....	278
Fig.6.8. Diagramme ternaire avec Li.	279
Fig.6.9. Diagramme δ D (‰) vs $\delta^{18}\text{O}$ (‰).....	280
Fig.6.10. Diagramme rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs temps	281
Fig.6.11. Isochrones Rb/Sr	282
Fig.7.1. Schéma d'illustration de la conduite du fluide minéralisateur par la faille ou zone de cisaillement	311
Fig.7.2. Schéma illustrant la source magmatique primaire du fluide hydrothermal à l'origine des VPS aurifères	312
Fig.7.3. Schémas illustrant la déformation de couche pendant la flexion.....	313
Fig.7.4. Modèle géodynamique hypothétique de formation des gisements de Jinping ...	314
Fig.7.5. Déformation d'une barre mince par flexure	315
Fig.7.6. Diagramme géochronologique de synthèse	316

Liste des tableaux

Tabl.1.1. Géologie et minéralogie des gisements aurifères filoniens associés aux turbidites	34
Tabl.1.2. Éléments mineurs et éléments en trace associés aux gisements aurifères filoniens encaissés dans des turbidites	35
Tabl.1.3. Composition et conditions de mise en place du fluide minéralisateur	35
Tabl.1.4. Comparaison du gisement de Jinping à des gisements similaires au Canada et en Australie.....	36
Tabl.2.1. Synthèse géotectonique et paléogéographique régionale des événements en relation avec la région d'étude.	63
Tabl.3.1. Résultats des mesures des linéaments du secteur Pingqiu.	127
Tabl.3.2. Mesures de l'orientation des veines de quartz dans le secteur Pingqiu.	127
Tabl.3.3. Résultats des mesures des linéaments du secteur Huaqiao.....	128
Tabl.3.4. Résultats des mesures des linéaments de l'ensemble des secteurs de la zone de Jinping.	128
Tabl. 4.1. Description macroscopique et microscopique de la roche encaissante des VPS	201
Tabl.4.2. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz1 et quartz2	203
Tabl.4.3. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz3	204
Tabl.4.4. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz4	205
Tabl.4.5. Teneurs en or des VPS	206
Tabl.4.6. Proportion atomique de As dans l'arsénopyrite	207
Tabl.4.7. Teneur en argent de l'or	208
Tabl.4.8. Synthèse de l'analyse à la microsonde électronique	209
Tabl.4.9. Les assemblages métalliques observés	210
Tabl.5.1. Principales caractéristiques des types d'inclusion fluide identifiés.	257
Tabl.5.2. Données calculées à partir des mesures de spectrométrie de Raman	258
Tabl.6.1. Valeurs de CIA calculées et proportion de SiO ₂	284

Liste des annexes

Annexe 3.1. Localisation de sections du gisement de Huaqiao	343
Annexe 3.2. Sondages du gisement de Huaqiao.....	344
Annexe 3.3. Mesures des orientations de S0.....	345
Annexe 3.4. Mesures des linéaments du secteur Pingqiu.	356
Annexe 3.5. Mesures des linéaments du secteur Huaqiao.....	357
Annexe 3.6. Mesures des linéaments de l'ensemble des secteurs.....	358
Annexe 4.1. Liste des échantillons macroscopiques.	360
Annexe 4.2. Liste des échantillons microscopiques.	362
Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques.	365
Annexe 5.2. Spectres de Raman obtenus.....	373
Annexe 5.3. Compositions et densités calculées	383
Annexe 6.1. Diagrammes de corrélation entre valeurs mesurées et valeurs standards..	385
Annexe 6.2. Résultats d'analyse éléments majeurs	386
Annexe 6.3. Résultats d'analyse éléments en traces et des terres rares.....	388
Annexe 6. 4. Résultats d'analyse des standards.....	391
Annexe 6. 5. Résultats d'analyse en or de turbidites régionales et roches encaissantes VPS	391
Annexe 6. 6. Données δD vs $\delta^{18}O$ de l'analyse isotopique de VPS aurifères.	393
Annexe 6. 7. Données Rb/Sr de l'analyse isotopique de VPS aurifères.	394

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction

Bien que la majeure partie de la production mondiale en or des gisements mésothermaux provient des veines de quartz et des systèmes d'altération encaissés dans les séquences de ceintures de roches vertes archéennes (Kerrich, 1989, 1990), une quantité substantielle est aussi fournie par les systèmes de veines de quartz contenues dans les séquences turbiditiques (Sandiford et Keays, 1986; Ramsay et Willman, 1988; Cox *et al.*, 1995). A cet effet, dans les Territoires du Nord-Ouest (T.N.O.), Padgham (1986) écrivait : « les turbidites ont récemment surpassé les roches volcaniques dans la production aurifère annuelle des T.N.O. Ainsi ces gîtes sont devenus économiquement importants et sont des cibles d'exploration majeures. »

Les gisements de ce type les plus étudiés à travers le monde, qui sont ceux des zones de Bendigo-Ballarat, de Central Victoria (Sandiford et Keays, 1986; Cox *et al.*, 1995) et de New South Wales (Windh, 1995) en Australie, et ceux du *Meguma Terrane* en Nouvelle-Écosse au Canada (Graves et Zentilli, 1982; Mawer, 1986; Kontak *et al.*, 1990), sont similaires en termes de style structural, de style de minéralisation et de roches encaissantes que sont les roches turbiditiques. D'autres exemples existent, comme ceux encaissés dans les schistes mésozoïques d'Otago en Nouvelle-Zélande (Peterson,

1982) et dans les terrains crétacés du sud de l'Alaska (Goldfarb *et al.*, 1986; Haeussler *et al.*, 1995).

Les gisements de Jinping du SE de la province Guizhou appartiennent à cette classe particulière de gisements encaissés dans les turbidites, et constituent la première découverte d'un gisement de ce type en Chine.

Il est question, dans ce chapitre introductif, de situer l'étude dans son contexte scientifique, de faire ressortir la problématique et d'exposer la méthodologie. Il débutera par l'exposé de la problématique globale et des caractères généraux des minéralisations aurifères encaissées dans les roches sédimentaires turbiditiques. Il se poursuivra avec la présentation succincte des principales questions concernant les minéralisations aurifères associées aux veines de quartz de type VPS (Veines Parallèles à la Stratification). Après cette mise en contexte, la problématique de la minéralisation aurifère à Jinping sera abordée. À l'issue de cette dernière, les objectifs de l'étude seront énoncés et la démarche méthodologique définie. Cette dernière se traduira dans la présentation chronologique des techniques qui permettront d'atteindre les objectifs fixés.

1.1. Problématique générale

L'origine des gisements d'or encaissés dans les turbidites ne fait pas consensus. Divers processus ignés, hydrothermaux et métamorphiques sont proposés pour étayer les différents modèles (Boyle, 1986).

Dans ces gisements, les filons de quartz minéralisés en or sont très souvent intimement associés à des plis fermés à isoclinaux. La minéralisation aurifère, économiquement exploitable, se situe essentiellement dans des veines de quartz laminées et parallèles à la stratification (Jessell *et al.*, 1994).

Ces veines parallèles à la stratification (VPS), en anglais *Bedding-Parallel Veins* (*BPVs*), sont caractérisées par leur remarquable continuité, parfois sur 3 km de long (Jessell *et al.*, 1994).

Cependant, le mécanisme de formation des veines et la source de la minéralisation aurifère qu'elles contiennent sont encore discutés (Horne et Culshaw, 2001). Il est aussi question de définir avec précision la ou les sources des fluides hydrothermaux minéralisateurs ainsi que les mécanismes de mise en place de la minéralisation en or (Windh, 1995; Kontak, 1996; Ryan et Smith, 1998). À ce propos, des sources ignées et métamorphiques sont toutes deux proposées pour les mêmes gisements (Ramsay *et al.*, 1998).

En vue d'élaborer un modèle efficace pour l'exploration de ce type de gisement, il est donc indispensable de résoudre au préalable la problématique de son origine ou tout au moins celle des mécanismes de mise en place des veines et de la minéralisation aurifère.

1.2. Caractères géologiques, minéralogiques et géochimiques des minéralisations aurifères encaissées dans les turbidites

Les gisements aurifères filoniens encaissés dans les turbidites se retrouvent, à travers le monde, dans des formations géologiques d'âge variant de l'Archéen au Tertiaire. Ils se distinguent par leurs caractères géologiques, minéralogiques et géochimiques (Tabl. 1.1). Les bassins océaniques résiduels, les fosses océaniques des marges continentales et les bassins d'arrière arc constituent les environnements tectoniques et les milieux de dépôt proposés pour ces types de gisements.

La minéralisation aurifère filonienne est encaissée dans d'épaisses séquences sédimentaires à faible degré de métamorphisme (faciès des schistes verts). Ces séquences sont affectées par des plis, des fractures et des cisaillements, avec parfois des intrusions granitiques spatialement associées.

L'essentiel de la minéralisation aurifère se retrouve dans les VPS localisées dans des plis (Jessell *et al.*, 1994). Il s'agit de veines de quartz à texture laminée ou composite, parfois massive (Windh, 1995), présentant des structures prismatiques ou stylolitiques. Dans les différents types de roches encaissantes, les VPS sont constituées essentiellement de quartz, avec de la calcite, de la chlorite subordonnée, et très peu de sulfures (<1 %).

Le tableau 1. 2 présente une synthèse de l'enrichissement en éléments chimiques mineurs et en traces pendant l'altération hydrothermale associée à la mise en place des veines aurifères. Cette altération est très peu marquée dans les roches encaissantes. Elle se limite, à des micas blancs formant des zones millimétriques au contact et à l'intérieur

des veines, ainsi qu'à des phénocristaux automorphes d'arsénopyrite qui apparaissent localement dans les éponges des veines de quartz (Boyle, 1986; Windh, 1995; McMillan, 1996).

1.3. Problématique des minéralisations aurifères associées au VPS dans les turbidites

1.3.1. Mécanisme de formation des VPS

Les VPS sont très fréquemment associées aux plis en chevron ou coffrés (Tanner, 1989). Leur mise en place est donc analysée par rapport au plissement. Cependant, la période et le mécanisme de cette mise en place des VPS sont encore discutés pour le Groupe de Meguma en Nouvelle-Écosse (Horne et Culshaw, 2001). La principale question est de savoir si les veines se sont formées avant, pendant ou après le plissement (Fig. 1.1; Fowler, 1996).

Graves et Zentilli (1982) et Henderson *et al.* (1986, 1992) ont proposé que les VPS se sont formées avant le plissement régional. Fitches *et al.* (1986) ont suggéré, en faveur de ce modèle, le décollement postdiagénétique dans les sédiments pendant leur enfouissement sous l'effet de la surpressurisation par les fluides qui vont générer les VPS avant le plissement et le développement des clivages (Fig. 1.1a et b). Ce modèle antéplissement est soutenu aussi par Jessell *et al.* (1994) qui, à l'aide de l'analyse de l'orientation des traînées d'inclusions de minéraux de la roche encaissante dans la veine, ont suggéré une formation des VPS consécutive à une fluctuation cyclique de la pression fluide, antérieure à la propagation et à l'amplification du plissement en chevron (Fig. 1.1c). Ces auteurs ont défini deux types de VPS sur la base de leur morphologie et de leur

texture : les veines de type1 sont minces (5 à 10 cm), laminées, à texture complexe, et obliques par rapport à la stratification tandis que les veines de type2 sont plus épaisses (10 à 20 cm), rubanées (texture moins complexe), et parallèles à la surface de stratification. Cette catégorisation des VPS sera confirmée par Fowler (1996) même si ce dernier propose des interprétations différentes en ce qui concerne le mécanisme de mise en place. En effet, Jessell *et al.* (1994) considèrent que ces deux types de VPS n'ont aucune relation avec le mécanisme de déformation de flanc. Alors que, pour Fowler (1996), les VPS se sont formées pendant, ou après le développement de la schistosité de plan axial des plis en chevron (Fig. 1.1f), au cours du mécanisme de déformation de flanc (*flexural slip*), et associe la veine de type1 à la propagation de veines discordantes à l'intérieur de la roche encaissante, et la veine de type1 à la dilatation à la suite de l'ouverture pendant le cisaillement intercouche. Avant lui, une grande variété de modèles synplissement avaient été proposés par Keppie (1976), Mawer (1986) et Williams et Hy, (1990). Ces modèles envisagent une relation directe entre les VPS et le mécanisme de déformation de flanc qui aurait prévalu pendant le plissement. Cosgrove (1993) évoque le pompage hydraulique pendant le plissement comme mécanisme pour ce modèle. Pour Horne et Culshaw (2001), l'évolution de la géométrie du plissement du type pli en chevron au type pli coiffé, est en faveur du modèle de cisaillement de flanc. Il utilise des veines de quartz discordantes qui seraient synchrones aux VPS, pour quantifier le glissement parallèlement à la stratification, tout en insistant surtout sur le rôle primordial de la pression fluide comme moteur de ce mécanisme de déformation de flanc (Cosgrove, 1993).

Windh (1995) propose un modèle qui intègre les hypothèses antéplissement et synplissement. Les VPS auraient commencé à se mettre en place avant le plissement et

auraient continué à se développer pendant le plissement et le métamorphisme régional. Toutefois, elle note une dissymétrie de la minéralisation en or qui se concentrerait sur un flanc du pli par rapport à l'autre bien que les VPS soient présents sur les deux flancs. Cet auteur fera donc appel dans son modèle à des failles inverses listriques.

Le rôle important des failles inverses tardives pour la mise en place des veines de quartz de type VPS sera évoqué par Sandiford et Keays (1986, Figs. 1.2 et 1.3). Ces auteurs soutiennent que la majorité des filons aurifères se trouvent dans les failles inverses et dans les charnières que l'on croit s'être formées à la suite d'un blocage des plis passant des déformations ductiles à cassantes durant un épisode de déformation progressive des couches profondes de l'écorce terrestre. Cox *et al.* (1995) sont aussi en faveur du rôle prépondérant des failles inverses dans la mise en place des veines aurifères. Ils proposent la mise en place de ces veines dans les zones de relais entre failles inverses contigüës (Fig. 1.2).

Pour ces différents modèles proposés plus haut, même si le contrôle de la lithologie sur le processus de mise en place des VPS semble être reconnu par chacun, le rôle spécifique des différentes lithologies est sujet à discussion. Jessell *et al.* (1994) soutiennent que les VPS se situent essentiellement (75 % des veines) au contact des couches compétentes de grès avec un espacement régulier entre ces veines de 4 à 15 m. Horne et Culshaw (2001) pensent plutôt que les mouvements (parallèles à la stratification) qui précèdent la mise en place des VPS sont localisés au contact entre les silstones et les argilites. Pour Ryan et Smith (1998), les VPS aurifères se situent à l'intérieur des lits argileux associés aux séquences majoritairement gréseuses, en mettant l'accent sur le contraste de compétence entre les grès et les argilites (Mawer, 1986; Sibson et Scott,

1996). Windh (1995) est aussi en faveur de la localisation des veines de quartz à l'intérieur des lits et non au contact, mais utilise cet argument pour minimiser le rôle de la ductilité en faveur de celui de la perméabilité ou des contraintes en extension.

1.3.2. Sources, composition du fluide minéralisateur et mise en place de la minéralisation aurifère

Pour la genèse des VPS aurifères encaissées dans les roches sédimentaires turbiditiques, les données des inclusions fluides ont permis de mettre en évidence des fluides de salinité basse et composés essentiellement de H₂O, de CO₂ et de CH₄ (Tabl. 1. 3; Lu et Seccombe, 1992; Windh, 1995).

Si les études effectuées ont permis de s'accorder sur cette composition du fluide minéralisateur, c'est du point de vue de sa source et de son mécanisme de mise en place que se situent les divergences de vues. C'est ainsi que pour le Groupe de Meguma, en Nouvelle-Écosse (Canada), différents modèles ont été proposés parfois, même pour un même gisement (Ryan et Smith, 1998). Il s'agit des modèles de *saddle-reef* (Faribault, 1899; Keppie, 1976; Boyle, 1979), d'exhalation (Haynes, 1986; Fig. 1.4), de pompage par fracturation hydraulique (Douglas, 1948; Graves et Zentilli, 1982; Ryan, 1996), de sécrétion latérale (McBride, 1978) et d'association au granite (Newhouse, 1936; Smith et Kontak, 1988).

En dépit des études sur ce type de gisements, leurs rapports avec les corps granitiques présents dans les roches sédimentaires ne sont pas clairement établis. En outre, il est difficile de démêler l'action du métamorphisme, de la granitisation et de la mise en place des veines aurifères (Boyle, 1986). Très tôt déjà pendant l'étude de ces

gisements, les avis étaient partagés sur la contribution du métamorphisme par rapport au magmatisme pour la genèse de la minéralisation. Newhouse (1936) et Mawer (1986) ont reconnu un arrangement zonal des gisements aurifères autour de l'intrusion granitique en Nouvelle-Écosse (Fig. 1.5), tandis que Taylor et Schiller (1966), mais aussi Mawer (1986) ont fait remarquer que la plupart des veines de quartz aurifères du Groupe de Meguma, dans la même région, étaient confinées dans la zone du faciès des schistes verts du métamorphisme régional (Fig. 1.6). Au demeurant, pour le même type de gisements dans le Groupe de Meguma, malgré la diversité des modèles existants, aucun ne permet d'intégrer les variations de style de la minéralisation aurifère pour l'ensemble de la région.

Il en est de même pour les gisements similaires de Central Victoria en Australie où Ryan et Smith (1998) et Ramsay *et al.* (1996) évoquent comme mécanisme le pompage hydraulique (à l'aide des failles) de fluides métamorphiques pendant les phases terminales du pic métamorphique. Pour le gisement de Hill End Gold Field en Australie, Windh (1995) suggère que le fluide minéralisateur provienne d'un métamorphisme faible des roches sédimentaires et volcaniques. Pour le gisement de Wattle Gully Mine, dans la même région en Australie, Ramsay *et al.* (1998) invoquent, sans pouvoir trancher, une source magmatique ou métamorphique pour les fluides minéralisateurs sur la base des données isotopiques et de datation. À la suite d'une synthèse régionale pour les gisements du *Western Lachlan Fold Belt* de Victoria, Foster *et al.* (1998) ont conclu que la minéralisation aurifère a été mise en place de façon épisodique et est associée temporellement et spatialement au réchauffement de la croûte liée au métamorphisme régional et au plutonisme. Sandiford et Keays (1986), quant à eux, reconnaissent le rôle probable des granites.

De même que pour le fluide minéralisateur, la période et le mécanisme de mise en place de la minéralisation aurifère sont encore à l'étude. L'or est supposé se mettre en place en milieu de phases ou pendant les phases finales de déformation (Windh, 1995). Il précipiterait à la suite des fluctuations répétées des pressions des fluides qui occasionneraient le mélange des fluides relativement réduits (à la suite de leurs interactions avec la roche encaissante riche en carbone) avec des fluides plus oxydés (Fig. 1.7.; Cox *et al.*, 1991; Windh, 1995 et Mernagh, 2001). Ces fluctuations des pressions fluides pourraient conduire à la séparation des phases, favorable à la précipitation de l'or, en déstabilisant les complexes de bisulfures (Naden et Shepherd, 1989). Des évidences restent à trouver (Windh, 1995) pour valider ces mécanismes (p. ex., mélange de fluides et/ou séparation de phases des fluides). Il se pose aussi la question du nombre de réservoirs de fluides hydrothermaux (Kontak, 1996; Ryan et Smith, 1998).

La source de l'or reste encore controversée (Sandiford et Keays, 1986) considèrent les turbidites comme pouvant être la source probable de l'or. Cependant, les sources ignées et sédimentaires sont toutes deux évoquées pour les mêmes gisements à Central Victoria en Australie (Ramsay *et al.*, 1998).

Pour les gisements aurifères filoniers encaissés dans les turbidites, il est reconnu que l'essentiel de la minéralisation aurifère se localise dans les VPS. Les caractères géologiques, géochimiques et minéralogiques principaux de ces gisements aurifères filoniers ont été également documentés. Toutefois, il reste encore à établir la nature des relations entre les VPS et les structures auxquelles elles sont spatialement associées (stratifications, plis et failles). De même, il demeure crucial de déterminer la source du

fluide hydrothermal minéralisateur, l'origine de l'or et les mécanismes de sa concentration dans les veines de quartz.

1.3.3. Comparaison entre les gisements de Jinping et des gisements similaires du Groupe de Meguma en Nouvelle-écosse au Canada, de Central Victoria et de New South Wales en Australie

Les études sur les gisements du type turbidite-hosted gold deposits ont été effectuées essentiellement sur ceux du Groupe de Meguma et ceux de Central Victoria et de New South Wales. Il est donc utile de faire une étude comparative entre les gisements de Jinping et ces autres gisements qui constituent des archétypes indispensables pour l'étude des gisements de ce type.

L'une des différences se situe au niveau de l'âge des roches encaissantes : elles sont d'âge Protérozoïque à Jinping alors qu'elles sont d'âge Paléozoïque pour les autres exemples cités.

À Jinping, les roches encaissantes des VPS aurifères ont subi des intensités de déformation et de métamorphisme plus faibles que les gisements des deux régions de comparaison (Tabl. 1. 4). Pour ces derniers, le métamorphisme atteint le degré du faciès des amphibolites alors qu'il n'excède pas celui du faciès des schistes verts à Jinping. La déformation, très faible à Jinping, est reflétée par des plis très ouverts à ondulants contrairement aux exemples cités qui présentent des plis fermés à isoclinaux. En outre, aucune intrusion ni même dyke n'a encore été reconnu à Jinping et dans ses environs, contrairement aux deux autres exemples.

En Nouvelle-Écosse au Canada, la minéralisation aurifère, encaissée dans les turbidites du Groupe de Meguma, se situe dans un contexte de déformation polyphasée (Ryan et Smith, 1998; Tabl. 1. 4). Il n'est pas toujours évident d'y établir les relations entre les VPS et les phases distinctes de plissement (Ryan et Smith, 1998). Il demeure aussi de l'ambiguïté dans les relations des VPS avec les événements magmatiques. Contrairement à cela, à Jinping, la déformation se matérialise par une seule phase de plissement reconnue.

En outre, le style de plissement à Jinping est différent de celui observé dans les gisements du *Meguma Terrane*, du *Bendigo-Ballarat area* et de *New South Wales*. Les plis sont plutôt sinusoïdaux ou coffrés au lieu d'être des plis en chevrons. Ils sont ouverts à fermés avec des failles normales (localement inverses) associées contrairement aux plis en chevrons fermés à isoclinaux, et à failles inverses associées, observés dans les deux régions de comparaison (Tabl. 1. 4). Ces deux types de plis observés à Jinping sont évoqués dans les modèles d'explication de la formation des VPS (Fig. 1; Fowler et Winsor, 1996). Néanmoins, des exemples naturels restent encore à documenter.

Dans le gisement de Hill End Gold Field en Australie (Windh, 1995) et de Golden Ville en Nouvelle-Écosse au Canada (Ryan et Smith, 1998), les VPS situées dans la charnière sont déformées co-axialement avec le pli et sont moins minéralisées en or que les veines laminées situées sur les flancs (Windh, 1995). Contrairement à cela, les VPS identifiées à Jinping qui se situent aussi dans la charnière, sont les plus minéralisées et ne sont pas replissées (Lu et al., 2003a). Ces veines ont une texture massive avec des cavités et sont très peu laminées (Lu et al., 2003a) comparativement aux autres gisements de comparaison. On pourrait formuler dès lors l'hypothèse que ces VPS se soient mises

en place après le plissement ou au moins à la fin de celui-ci. En outre, contrairement au modèle invoqué dans la documentation, dans ce cas (Horne et Culshaw, 2001), la formation des VPS pourrait être très peu liée au mécanisme de déformation de flanc (flexural-slip) pendant le plissement ou même aux failles inverses interprétées parfois comme synplissement.

Les roches encaissantes d'âge Protérozoïque des gisements de Jinping, sont donc caractérisées par la faiblesse de l'intensité de déformation et du degré de métamorphisme et par l'absence d'intrusion granitique affleurante. Comparativement aux gisements du même type cités plus haut en exemple, les gisements de Jinping sont situés dans un contexte géologique moins complexe ; donc plus favorable pour les études des gisements de ce type.

1.4. Problématique de la minéralisation aurifère à Jinping

La problématique de la minéralisation aurifère à Jinping a été déduite des travaux de cartographie régionale et locale ainsi que des activités minières récemment initiées dans cette région. Celle-ci est restée longtemps enclavée pour des problèmes d'accessibilité avec, pour corollaire, le nombre limité de travaux antérieurs. La plupart des données disponibles sur la région ont été récoltées par l'équipe de recherche de l'Institut de géochimie de Guiyang.

Des coupes transversales, réalisées à partir de sondages au travers du panneau minéralisé de la mine Huaqiao, ont permis d'observer le lien étroit entre le plissement et la minéralisation aurifère filonienne. Cette dernière est conforme au plissement et concordante à la stratification (Lu *et al.*, 2001). Cependant, il ressort de l'observation des

cartes de surface que des gisements aurifères sont associés également aux zones de cisaillement.

De cette analyse, se déduit la dualité des relations de la minéralisation aurifère avec les différents types de structures, en l'occurrence le plissement et les zones de cisaillement. Ainsi, il devient nécessaire de déterminer le rôle de chaque type de structures dans le processus de mise en place des veines et de la minéralisation aurifère.

Les caractères et l'origine du fluide minéralisateur dans notre secteur d'étude n'ont pas encore été évalués. Deux sources sont invoquées pour le fluide minéralisateur (Lu et al., 2003c) : superficielle (météorique, marine ou eau fossile) ou hydrothermale (magmatique profond). L'origine métamorphique locale du fluide a été exclue du fait de la faiblesse du degré de métamorphisme régional. L'hypothèse de l'origine supergène du fluide (Lu et al., 2003c) se fonde sur la présence de sulfures primaires et probablement de minéralisations aurifères disséminées syngénétiques dans les roches sédimentaires. En considérant ces dernières comme la source potentielle de la minéralisation aurifère, il devient concevable d'envisager le rôle de fluides superficiels météorique, marin ou fossile. L'idée de l'origine hydrothermale magmatique profonde quant à elle s'appuie sur l'identification à partir d'images satellites de domaines annulaires interprétés comme l'expression d'intrusions sous-jacentes. L'influence de telles intrusions, même si elles étaient situées en profondeur, n'a pas encore été mise en évidence dans les formations géologiques qui devraient présenter dans ce cas la signature structurale, métamorphique ou géochimique de cet événement magmatique. Cependant, il convient à ce stade de notre étude, de considérer cette hypothèse, les intrusions granitiques sous-jacentes pouvant consister des sources de chaleur efficaces pour le processus de minéralisation

même si l'origine superficielle des fluides était avérée. Ainsi, il ne faudrait pas exclure la possibilité de l'interaction entre ces deux types de fluides pour concourir à la minéralisation aurifère.

Il se pose aussi pour la minéralisation aurifère de Jinping, comme pour les gisements similaires, le problème de leur classification. Ces gisements anciennement classifiés dans le type *turbidite-hosted gold deposits* (Boyle, 1986) sont, pour la plupart, regroupés à présent parmi les gisements de type orogénique (Foster *et al.*, 1998; Ramsay *et al.*, 1998; Groves *et al.*, 2005). Dans le cas de Jinping, où la minéralisation aurifère est située dans un contexte de ceinture de plissement (*orogenic gold deposits*) mais, avec rôle supposé d'intrusion (*intrusion-related gold deposits*) et d'environnement superficiel (*sedimentary exhalative*), la classification, non évidente, devient un enjeu important en vue de proposer un guide d'exploration efficace.

Les particularités propres au site de Jinping pourraient conduire à l'élaboration d'un modèle génétique de minéralisation aurifère présentant des spécificités qui permettraient d'enrichir le modèle global en élaboration pour ce type de gisement.

Suite à cette revue de la problématique, les deux questions essentielles suivantes se posent :

- Quelles sont les structures qui contrôlent la mise en place des filons de quartz minéralisés de type VPS ?
- Quels sont les caractères de la minéralisation aurifère et du fluide minéralisateur (typologie, source) ?

1.5. Objectifs

Pour répondre à la problématique, nous fixerons un objectif principal qui traduit un ensemble de préoccupations spécifiques.

1.5.1. Objectif principal

Notre objectif principal est de proposer un modèle génétique de minéralisation aurifère pour ce gisement en vue de contribuer à l'élaboration du modèle plus global pour ce type de minéralisation dans le monde.

1.5.2. Objectifs spécifiques

Pour atteindre cet objectif principal, il convient de formuler les objectifs spécifiques suivants :

- reconnaître les structures qui contrôlent la mise en place des VPS de ce gisement,
- connaître les caractères chimiques et isotopiques du fluide hydrothermal minéralisateur, ainsi que les conditions physiques (P et T) de sa mise en place,
- spécifier la typologie du gisement (caractères et source de la minéralisation).

1.6. Méthodologie d'investigation

Pour atteindre les objectifs mentionnés plus haut, une partie de nos études s'effectuera sur le terrain et l'autre au laboratoire. Sur le terrain, il sera question d'analyser les relations entre les VPS aurifères et les différents types de structures associées : stratifications, plis, failles et zones de cisaillement. On préparera ainsi la compréhension et l'interprétation des données de laboratoire qui seront obtenues à partir des échantillons prélevés pendant la phase de terrain.

1.6.1. Études sur le terrain

Elles vont comporter deux volets : la synthèse documentaire et l'analyse des données minières disponibles suivies de la phase de description et d'échantillonnage en détail sur des sites bien choisis.

1.6.1.1. Synthèse documentaire

Elle permettra de réunir l'ensemble des documents nécessaires (cartes topographiques, géologiques et structurales ; cartes et sections de mines, *log* de sondage, données géophysiques, photos aériennes, images satellitaires, etc.). Cela aidera à la synthèse des travaux antérieurs disponibles en vue d'une meilleure compréhension de la géologie régionale. On pourra ainsi faire la sélection des sites favorables pour mener nos investigations. Il convient cependant de souligner que les travaux antérieurs sont peu nombreux et assez limités sur notre zone d'étude. La plupart des travaux de recherches sont en cours (Lu *et al.*, 2003a). L'équipe de recherche dont nous faisons partie a amorcé des travaux de cartographie régionale et de détail, en vue de mettre en évidence le potentiel minier de cette région antérieurement enclavée.

1.6.1.2. Analyse des données : veines de quartz minéralisées -stratification - structures tectoniques - échantillonnage

L'analyse des données va se faire sur des sites bien ciblés en fonction de leur intérêt économique et de nos objectifs de recherche. Ces travaux consisteront à reconnaître et à décrire les structures en rapport avec les VPS minéralisées, à effectuer les mesures structurales, et à prélever des échantillons orientés aussi bien de filons de quartz minéralisés que de leurs épontes et de leurs roches encaissantes. Il s'agira d'une campagne d'échantillonnage ciblée sur des sites de minéralisation aurifère reconnus. D'autres membres de l'équipe de recherche auront en charge la géologie, la géochimie et l'analyse structurale régionales. Nous travaillerons en concertation avec ces derniers pour la construction du modèle régional de minéralisation. Les échantillons collectés pendant cette phase serviront par la suite, en fonction de leur pertinence, pour les études au laboratoire.

1.6.2. Études au laboratoire

Elles comprennent les études microscopiques, les études microthermométriques des inclusions fluides et les analyses géochimiques des échantillons de roches.

1.6.2.1. Études microscopiques : microstructurale et minéraphie

Les analyses macroscopique et mésoscopique des fabriques de déformation et de l'altération dans les structures échantillonnées, les veines de quartz minéralisées, leurs épontes et leurs roches encaissantes, vont précéder l'analyse microstructurale proprement dite. Ensuite, l'étude microscopique de ces fabriques de déformation sera entreprise en vue de comprendre les mécanismes et les conditions de déformation (Passchier et Trouw,

1998), ainsi que le rapport temporel entre métamorphisme, déformation, altération hydrothermale et minéralisation aurifère. Cela se fera à partir des études microstructurales et texturales comparatives des lames minces orientées prélevées dans les veines de quartz minéralisées, leurs épontes et leurs roches encaissantes.

L'analyse minéragraphique, quant à elle, permettra de distinguer les différentes paragenèses métalliques associées au processus d'altération hydrothermale et à la minéralisation aurifère. Elle sera complétée par l'analyse à la microsonde électronique des sulfures et de l'or. Cette analyse minéragraphique s'appuiera sur les données fournies par l'analyse microstructurale pour formuler des interprétations sur le processus de minéralisation.

1.6.2.2. Étude des inclusions fluides : microthermométrie et microanalyse de Raman

Les études microthermométriques seront réalisées au microscope optique sur des lames minces doubles polies d'épaisseur variant de $80\text{ }\mu\text{m}$ à $120\text{ }\mu\text{m}$ (Roedder, 1984; Nadeau *et al.*, 1993).

Elles seront précédées cependant de l'identification au microscope des principaux types génétiques d'inclusions fluides (primaire, pseudo secondaire et secondaire : Roedder, 1984 et Burnard *et al.*, 1994). Toutefois, pour la classification des inclusions fluides, le concept de FIA (*Fluid Inclusion Assemblag*; Goldstein et Reynolds, 1994) sera retenu au détriment de la classification en inclusions fluides primaires, secondaires ou pseudo secondaires. En effet, à partir uniquement de l'étude au microscope polarisant, il est difficile de classifier sans ambiguïté les inclusions fluides en primaire, secondaire ou

pseudo secondaire (Goldstein, 2003). En outre, cette classification fait usage de terminologie à connotation chronologique qui n'a souvent rien à avoir avec la chronologie des événements à étudier (Goldstein, 2003). La classification en FIA consiste quant à elle à la discrimination d'un ensemble d'inclusions fluides qui seraient liées pétrographiquement au même événement (Goldstein et Reynolds, 1994; Goldstein, 2003). Cette classification, autour de laquelle il se dégage actuellement un consensus (Goldstein, 2003), a pour avantage la possibilité qu'elle donne d'identifier la présence d'immiscibilité ou de mélange de phases au moment du piégeage des inclusions fluides. L'identification du processus d'immiscibilité ou de mélange est cruciale pour les déterminations géothermométriques et géobarométriques à partir des données des inclusions fluides (Roedder et Bodnar, 1980; Roedder, 1984; Diamond, 2003b).

Les températures de fusion de la glace (*ice melting temperature*) et d'homogénéisation (*homogenisation temperature*) des inclusions fluides seront mesurées en utilisant le procédé classique exposé dans Roedder (1984).

Les salinités seront déterminées à l'aide des températures de fusion de la glace en se référant à des modèles (Hall *et al.*, 1988) ou à des équations (Potter *et al.*, 1977; Potter *et al.*, 1978; Parry, 1986; Sterner et Bodnar, 1991; Duan *et al.*, 1992; Bodnar, 1993; Gallagher *et al.*, 1993). L'utilisation des données expérimentales (Bischoff et Pitzer, 1989) permettra de déterminer la pression de piégeage en utilisant les températures d'homogénéisation (Nehlig, 1991). Diamond (2001) trouve cette dernière approche plus pratique. Pour ces déterminations, les programmes informatiques SALTY de FORTRAN (Bodnar *et al.*, 1989) ou FLINCOR de Brown (1989) seront utilisés au besoin. Nous allons

utiliser si possible un programme informatique plus récent, celui de Bakker (1997) qui prend en compte les fluides de composition chimique plus complexe.

Lorsque la salinité et la concentration des impuretés dans les inclusions fluides sont assez basses, une estimation des isochores peut être faite dans le cas d'un système supposé pur (Sakaguchi, 1999). Les isochores sont des courbes qui relient les points représentatifs, dans un diagramme P-T, des inclusions fluides de même densité (Roedder, 1984). L'allure de cette courbe s'interprète en termes de compositions des fluides (Roedder, 1984; Bodnar, 1993). Les compositions des inclusions fluides sont aussi calculées à l'aide de programmes informatiques, tels que « EQUI-PHASE Hydrate » de DBBR (1988).

Les spectres de Raman des inclusions fluides seront obtenus à l'aide du spectromètre en utilisant une excitation au laser. L'interprétation de ces données obtenues permettra d'avoir une estimation qualitative et semi-quantitative de la composition des inclusions fluides (Burke, 2001).

Toutefois, il existe des problèmes pour l'interprétation des résultats des inclusions fluides (McCuaig et Kerrich, 1994, 1998) :

- relations paragénétiques ambiguës entre les phases de quartz qui contiennent les inclusions fluides et l'or qu'elles renferment,
- plusieurs générations d'inclusions fluides sont parfois présentes dans une seule phase minérale, il devient alors difficile de savoir quel événement est représenté par l'étude des inclusions fluides.

Toutefois, des travaux récents ont montré des avancées significatives dans l'utilisation de l'étude des inclusions fluides, avec le développement de nouveaux concepts tels que celui du FIA et de nouvelles techniques, ainsi que l'amélioration des anciennes techniques (Chi *et al.*, 2003).

L'étude des inclusions fluides servira à faire ressortir les caractères du fluide minéralisateur et les conditions de sa mise en place.

1.6.2.3. Géochimie

1.6.2.3.1. Analyse des éléments majeurs, des éléments des terres rares et des éléments en trace dans les veines de quartz, leurs épontes et leurs roches encaissantes

Les teneurs des éléments majeurs et des éléments en trace et des ETR seront déterminées à l'aide de la méthode ICP-MS (Zhou *et al.*, 2002a).

La composition des éléments en traces dans les quartz minéralisés des gisements aurifères peut être utilisée pour avoir des informations sur la composition du fluide hydrothermal minéralisateur (Monecke *et al.*, 2002). En fait, elle est interprétée comme traduisant la composition du fluide hydrothermal à l'origine du quartz (Monecke *et al.*, 2002).

L'analyse chimique des épontes et des roches encaissantes des veines de quartz minéralisées a pour but de faire des comparaisons. Cette dernière vise à étudier l'évolution des échanges chimiques entre le fluide hydrothermal et la roche encaissante pendant le processus d'altération hydrothermale.

1.6.2.3.2. Étude isotopique $\delta D/\delta^{18}O$ des inclusions fluides

Ce procédé permettra d'analyser les familles d'inclusions fluides révélatrices pour la minéralisation aurifère puisque nous aurions déjà déterminé par microthermométrie les températures d'homogénéisation qui caractérisent chacune d'elle. Ensuite, les rapports isotopiques seront mesurés par spectrométrie de masse tel qu'un D/H MS de type McKinney (Kawahata *et al.*, 1987; Vityk *et al.*, 1993), après conversion de l'oxygène en CO₂.

L'objectif est de pouvoir connaître la source du fluide hydrothermal (Taylor, 1974). Pour ce faire, on utilise le diagramme $\delta D / \delta^{18}O$ (Taylor, 1974). Malheureusement, sur ce diagramme, il y a un recouvrement important entre le champ des fluides d'origine magmatique et celui de ceux d'origine métamorphique, conduisant très souvent à une impasse.

Pour les gisements d'or filonien, McCuaig et Kerrich (1994) ont aussi fait remarquer la grande variation des valeurs de δD par rapport à celles de $\delta^{18}O$. Il n'y aurait pas d'explication satisfaisante à ce phénomène (McCuaig et Kerrich, 1994).

1.6.2.3.3. Étude isotopique Rb/Sr des inclusions fluides

La datation Rb-Sr est possible en principe et repose sur l'assumption que le fluide et le minéral hôte étaient en équilibre isotopique au moment du piégeage du fluide. Le fluide et le minéral vont donc accumuler du ⁸⁷Sr. Dans le diagramme ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, on définit un isochrone qui permet de déterminer l'âge de formation de l'inclusion fluide (Villa, 2001) et donc du fluide.

En pratique, seul le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est constant lorsque des tests sont effectués sur des inclusions fluides synthétiques avec des valeurs connues (Villa, 2001). Par conséquent, la datation par cette méthode ne peut à priori être exacte (Villa, 2001).

Il est donc préférable d'utiliser le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comme traceur géochimique (Villa, 2001).

Diamond (1996) a utilisé la signature en Sr des veines de quartz aurifères pour soutenir que le fluide minéralisateur provenait de deux réservoirs : le fluide aurifère profond et celui résultant de l'interaction avec la roche encaissante.

L'étude isotopique Rb/Sr des inclusions fluides aura pour but l'estimation de l'âge relatif des veines de quartz aurifères par rapport au plissement, ainsi que l'interprétation de la source du fluide minéralisateur.

Synthèse et plan de l'étude

Ce chapitre a permis de présenter la problématique de la minéralisation aurifère à Jinping. Elle s'inscrit dans le cadre de la problématique générale des minéralisations aurifères du même type de gisements à l'étude au Canada (Nouvelle-Écosse) et en Australie (Central Victoria et New South Wales). Il s'agit, pour l'essentiel, de déterminer la source du fluide minéralisateur et le mécanisme de mise en place de la minéralisation aurifère dans les veines de quartz de type VPS. L'enjeu est la réalisation d'un modèle génétique efficace pour l'exploration des gisements de ce type. C'est dans ce cadre que notre étude aura pour objectif principal de proposer un modèle génétique de minéralisation pour le gisement de Jinping. Ce modèle, que nous proposerons à l'issue de notre étude, devra contribuer à l'élaboration en cours du modèle général des gisements du même type reconnus ailleurs dans le monde. Nous comptons, pour atteindre cet objectif, utiliser les études pétrographiques (microstructurales et minéraphiques) et l'étude des inclusions fluides. La géochimie analytique (éléments majeurs, éléments en traces, éléments des terres rares sur roche totale) et la géochimie isotopique ($\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$, Rb/Sr des inclusions fluides) permettront d'obtenir des données permettant de valider ou non les évidences fournies par les deux premières études citées.

La comparaison des gisements de Jinping avec les gisements classiques du même type a permis de reconnaître des différences qui se traduisent par la simplicité du contexte géologique de notre zone d'étude. Cela pourrait constituer un atout majeur pour aider à répondre à certaines questions qui restent posées sur l'origine et le mécanisme de formation des gisements de type *turbidite-hosted gold deposit*.

Notre étude se présentera en huit chapitres. À la suite de ce chapitre 1 introductif, suivra le chapitre 2 qui présentera la localisation et le contexte géologique régional du projet de recherche. Le chapitre 3 exposera, sur la base de nos travaux de terrain et des travaux antérieurs, les caractères géologiques, structuraux et métallogéniques des deux mines choisies pour l'étude : Pingqiu et Huaqiao. Le chapitre 4 sera consacré à l'étude pétrographique des veines aurifères et de leurs roches encaissantes. Le chapitre 5 est celui de l'étude des inclusions fluides des veines aurifères. Il sera suivi du chapitre 6 consacré aux études géochimiques. À la suite de ces différents chapitres, le chapitre 7 permettra de proposer un modèle génétique de minéralisation à Jinping et de faire les comparaisons avec les modèles proposés pour des gisements similaires ainsi que la discussion de nos résultats. Nous terminerons notre étude par le chapitre 8 qui est la conclusion générale qui permettra de faire ressortir les contributions authentiques de cette thèse.

Figures du chapitre 1

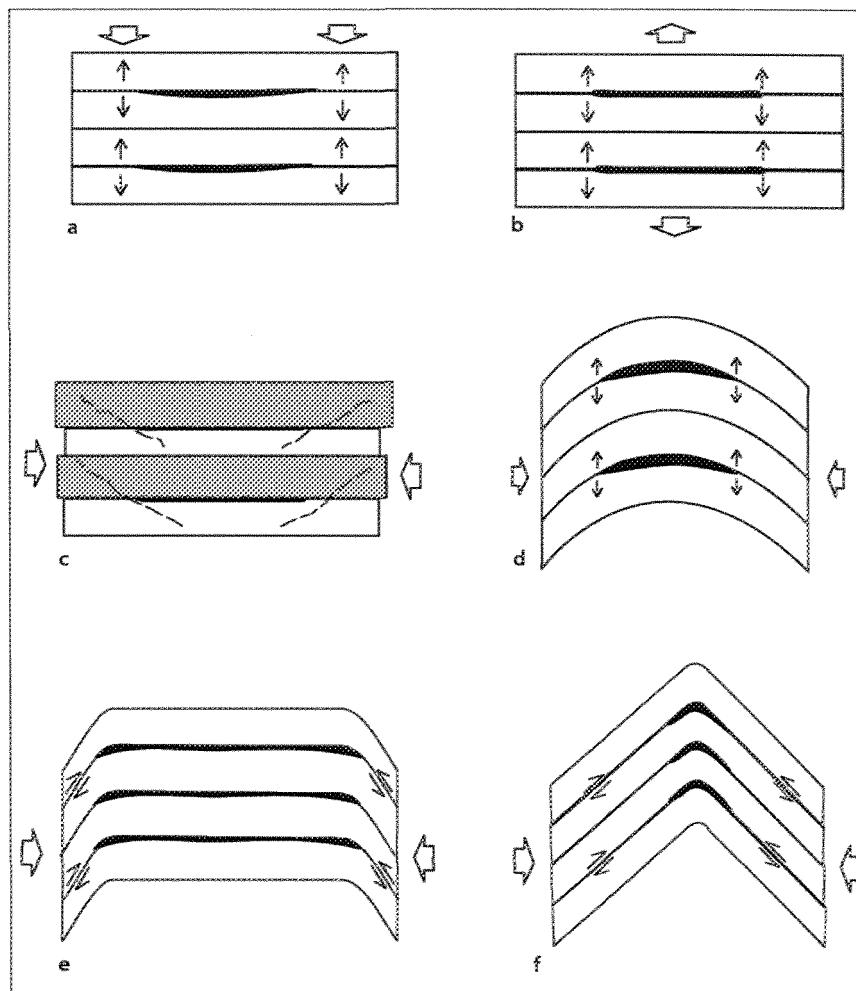


Fig. 1.1. Schémas des modèles proposés pour expliquer l'origine des veines parallèles à la stratification; (a) fracturation hydraulique à la suite de surpressurisation du fluide pendant la compaction sédimentaire (Fitches *et al.*, 1986; Henderson *et al.*, 1990); (b) une variante de (a) avec intervention de compression tectonique précoce (Graves et Zentilli, 1982); (c) arc-boutement des lits compétents gréseux (en gris) pendant les phases précoives du plissement tandis que les lits incomptétents argileux (en blanc) continuent à se raccourcir de façon homogène conduisant au décollement le long du plan de stratification (Jessell *et al.*, 1994); (d) plissement avec ouverture parallèle au plan axial (Smith et Marshall, 1993);(e) une variante du modèle de « kink band » (Ramsay, 1967) adapté au pli coiffé (Fowler et Winsor, 1996); (f) plissement en chevron par déformation de flanc avec cisaillement et ouverture le long des plans de stratification (Tanner, 1989; Cosgrove, 1993); d'après Fowler (1996).

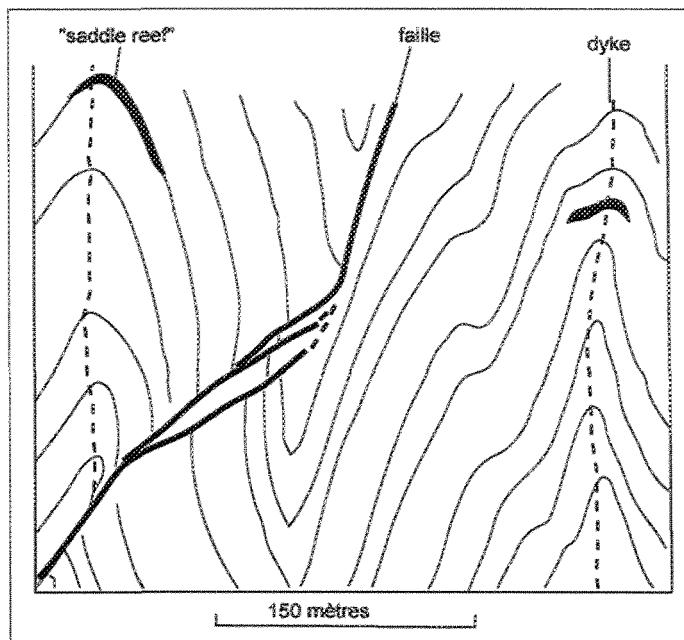


Fig. 1.2. Section transversale à la mine Wattle Gully; Central Victoria, Australie; montrant la faille inverse contenant la veine aurifère; à noter le décalage, par cette faille inverse, de la trace axiale du pli; d'après Sandiford et Keays (1986).

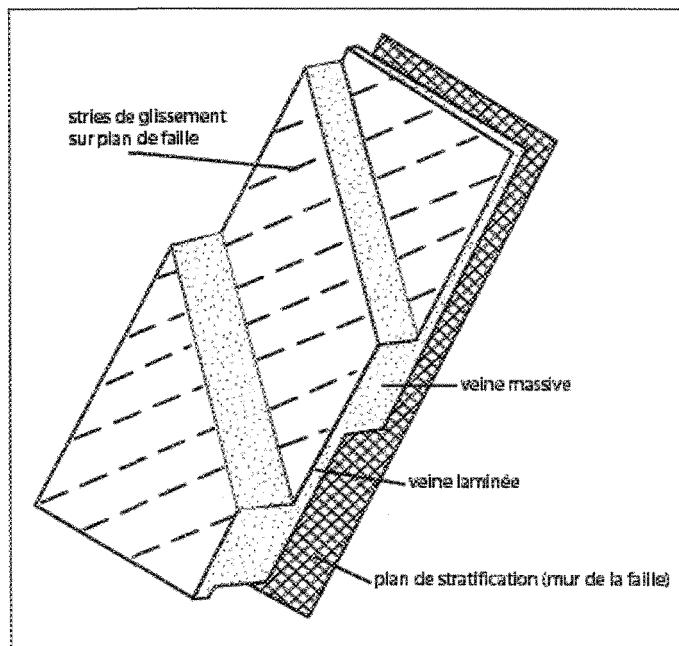


Fig. 1.3. Bloc-diagramme montrant les relations entre la surface de stratification, l'orientation de la faille inverse et l'épaisseur ainsi que la morphologie de la veine aurifère; Mine Roberta, Avoca, Central Victoria, en Australie; d'après Sandiford et Keays (1986).

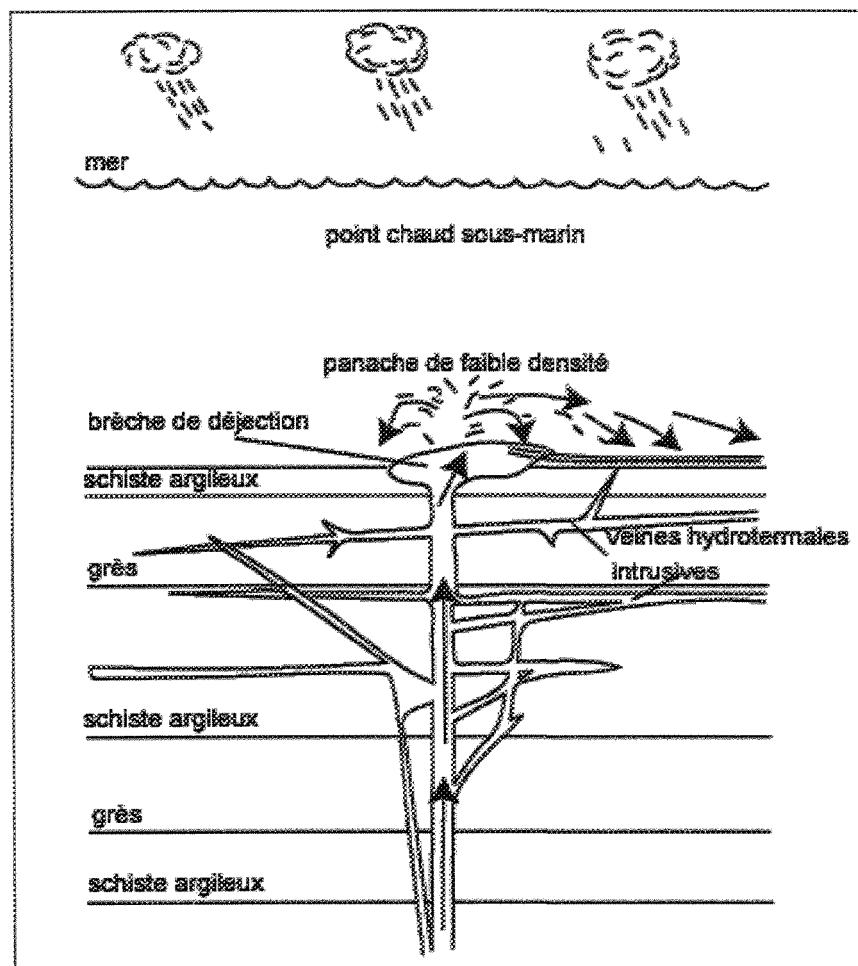


Fig. 1.4. Modèle hydrothermal sous-marin de mise en place des VPS par exhalation hydrothermale à proximité du plancher océanique; Groupe de Meguma, Nouvelle-Écosse, Canada; modifiée d'après Haynes (1986).

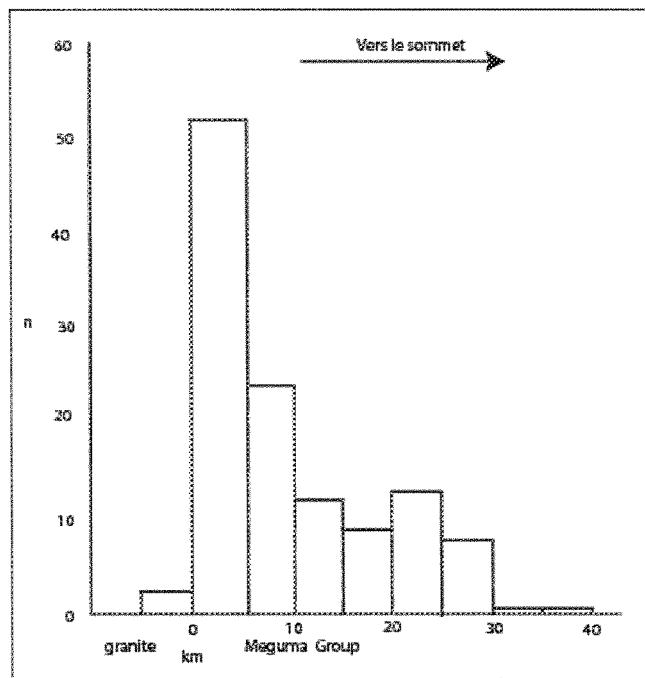


Fig. 1.5. Fréquences des gisements aurifères en fonction de leur distance par rapport aux contacts des intrusions granitiques majeures; Groupe de Meguma, Nouvelle-Écosse, Canada; d'après Mawer (1986).

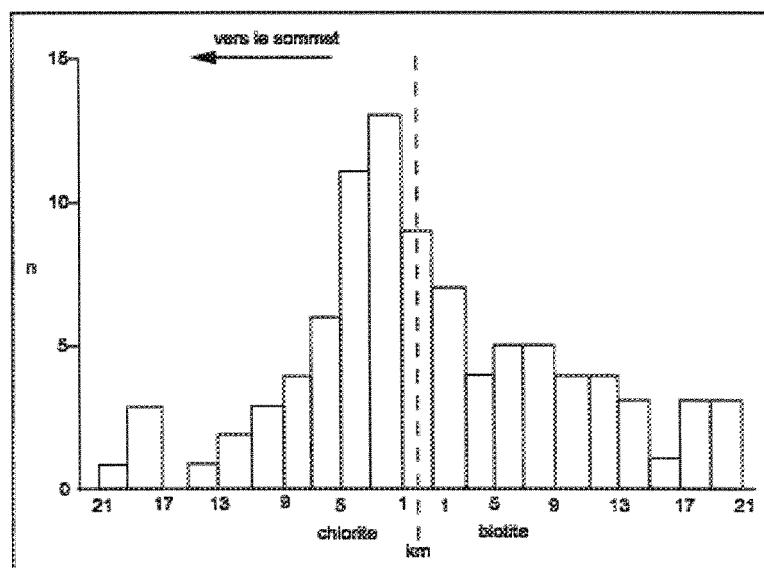


Fig. 1.6. Fréquences des gisements aurifères en fonction de leur distance par rapport à l'isograde chlorite/biotite; Groupe de Meguma, Nouvelle-Écosse, Canada; d'après Mawer (1986).

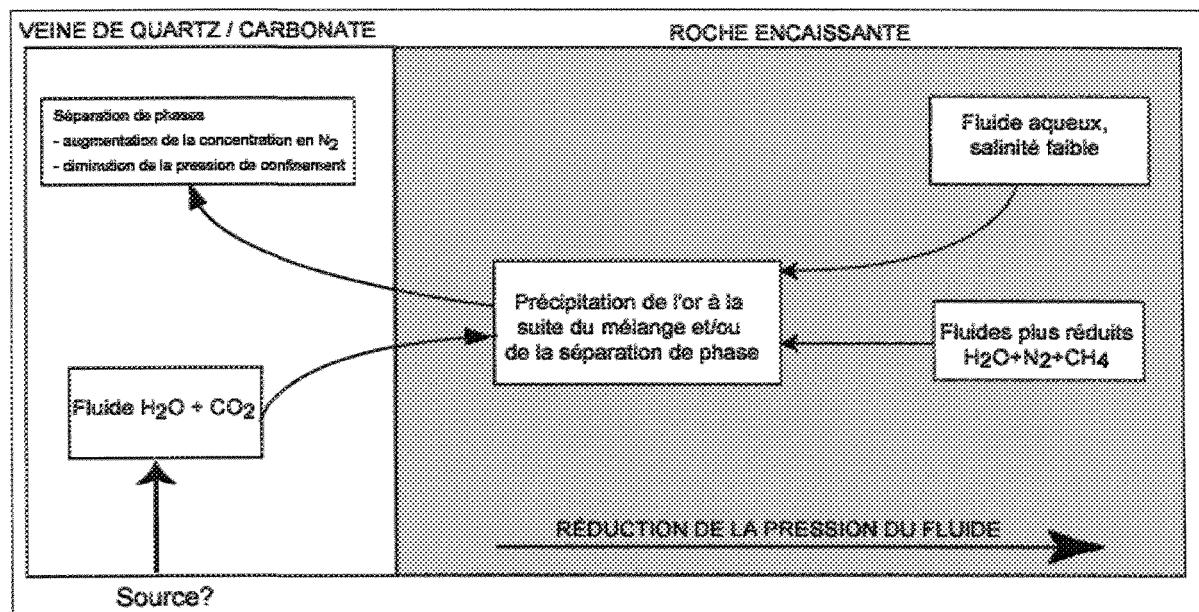


Fig. 1.7. Modèle simplifié de minéralisation aurifère à Fosterville, Victoria, Australie : précipitation par désulfuration et séparation de phases à la suite du mélange de fluide oxydé ($H_2O + CO_2$) avec des fluides aqueux de faibles salinités et ceux réduits ($H_2O + N_2 + CH_4$), issus de la réaction avec la roche encaissante; d'après Mernagh (2001). À noter que la source du fluide est indéterminée.

Tableaux du chapitre 1

Tabl. 1.1. Géologie et minéralogie des gisements aurifères filoniens associés aux turbidites; à partir de McMillan (1996).

- Age	- Archéen à Tertiaire
- Environnement géotectonique et milieu de dépôt	<ul style="list-style-type: none"> - bassin océanique résiduel, - fosse océanique (marge continentale), - bassin d'arrière arc. <ul style="list-style-type: none"> - Épaisses séquences sédimentaires déformées (plis, fractures, zones de cisaillement), - grade métamorphique du faciès des schistes verts, - rares roches intrusives.
- Roches encaissantes	<ul style="list-style-type: none"> - grauwackes, - shales, - peu de conglomérats polygéniques, - cherts, - formations de fer rubanées, - tufs volcanoclastiques.
- Structures et textures des veines de quartz minéralisées	<ul style="list-style-type: none"> - multiples à contact franc atteignant des épaisseurs de quelques mètres, - parfois massives, laminées, à structures prismatiques ou stylolitiques, - associées à des structures diverses (microplissement, fentes en échelon, fentes de tensions, etc.), - isolées, réseau de filons ou stockwork.
- Minéralogie du minerai	<ul style="list-style-type: none"> - or natif, pyrite, arsénopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, galène, molybdénite, bismuthinite, stibine, bornite, wolframite, et d'autres minéraux sulfurés.
- Minéralogie de la gangue	<ul style="list-style-type: none"> - quartz, carbonates (calcite, dolomite ou ankérite), feldspath (albite) et chlorite.
- Altération de l'éponte des veines de quartz	<ul style="list-style-type: none"> - arsénopyrite, pyrite et tourmaline, - silicification pervasive, séricite et carbonate.
- Morphologie du gisement	<ul style="list-style-type: none"> - stratiforme (concordant ou discordant), - parallèle au plan axial de pli ou au plan de stratification, - style de déformation variable des veines minéralisées.

Tabl. 1.2. Éléments mineurs et éléments en trace associés aux gisements aurifères filonien encaissés dans des turbidites; à partir de McMillan (1996).

Enrichissement	Éléments chimiques
- Important	- Si, Fe, S, As, B, Au ^(a) et Ag ^(a)
- Modéré	- Cu, Mg, Ca, Zn, Cd, Pb, Sb, W et Mn
- Faible	- Hg, In, Li, Bi, Se, Te, Mo, F, Co et Ni

^(a) Les métaux économiquement exploitables.

Tabl. 1.3. Composition et conditions de mise en place du fluide minéralisateur, à partir des données fournies par les études des inclusions fluides (Goldfarb *et al.*, 1986; Haynes, 1986; Steed et Morris, 1986; Ramsay *et al.*, 1998; Ryan et Smith, 1998; Bierlein *et al.*, 1999).

Composition	- Composants volatils	H ₂ O ^(a) , CO ₂ ^(a) (4% mole), CH ₄ , N ₂
	- Salinité	basse : 0-10 % poids de NaCl équivalent
Conditions	- Température d'homogénéisation	160-300°C
	- Pression	0,4-3 kbar
	- pH	presque neutre

^(a) Composants volatils majeurs

Tabl. 1.4. Comparaison du gisement de Jinping à des gisements similaires au Canada et en Australie.

	Groupe de Meguma (Nouvelle-Écosse), Canada^(a)	Bendigo-Ballarat zone , Central Victoria, Australie New South Wales, Australie^(b)	Jinping, SE de la Province de Guizhou, Chine^(c)
Magmatisme	intrusions granitiques syn ou post-tectoniques	intrusions granitiques post-tectoniques	ni intrusion ni même dyke reconnus
Métamorphisme	schistes verts à amphibolites	schistes verts à amphibolites	sub schistes verts à schistes verts
Style structural	déformation polyphasée (5 phases), plis en chevrons fermés à isoclinaux avec failles inverses associées	plis en chevrons fermés à isoclinaux avec failles inverses associées	une seule phase de plissement, plis sinusoïdaux ou coffrés, ouverts à ondulants à failles normales associées

Références

^(a) Ryan et Smith (1998) et Horne et Culshaw (2001) ;

^(b) Jessell *et al.* (1994), Cox *et al.* (1995); Windh, 1995; Fowler (1996), Foster *et al.* (1998), Ramsay *et al.* (1998) et Mernagh (2001);

^(c) Lu *et al.* (2003a).

CHAPITRE 2

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Introduction

Le premier chapitre a présenté la problématique générale et spécifique de notre étude à Jinping. Les objectifs en ont donc été déduits, permettant de définir la méthodologie appropriée pour les atteindre. Avant de commencer l'exposé des résultats de cette étude, le présent chapitre nous permet de situer Jinping dans son contexte géographique, mais surtout géotectonique régional.

Il est donc exposé, en premier lieu, un bref aperçu géographique qui concerne la localisation, l'accessibilité, le climat, la végétation, la morphologie et l'hydrographie de la région d'étude. Dans une deuxième partie, le cadre géotectonique régional est présenté plus en profondeur, en se référant à la bibliographie disponible. Cette partie indique le contexte géologique régional puis aborde le cadre géotectonique régional avant de décrire succinctement les structures régionales qui seront commentées de façon plus détaillée au chapitre suivant. Cette deuxième partie se termine par une synthèse tectonique régionale. Elle servira à situer la région d'étude dans le cadre géotectonique plus large du Sud de la Chine.

2.1. Aperçu géographique régional

2.1.1. Localisation et accessibilité de la zone d'étude

La province de Guizhou est située dans le sud-ouest de la Chine. Les coordonnées géographiques régionales sont : 108°53'00" E- 109°30'00" E et 26°20'00" N -27°00'00" N. La zone d'étude est localisée dans le comté de Jinping, au sud-est de cette province, en sa limite orientale avec la province du Hunan (Fig. 2.1). La ville principale (Jinping) de ce comté est à environ 330 kilomètres de Guiyang, la capitale provinciale. Cette dernière est reliée par autoroute à Kaili d'où la jonction est faite avec la ville de Jinping par route carrossable (Fig. 2.1). Une route de catégorie provinciale joint le comté de Jinping à celui de Liping. Des routes de catégorie provinciale connectent également Jinping à d'autres grandes villes que sont Tianzhu à l'est de la province de Guizhou (Fig. 2.1) et Huitong dans la province voisine de Hunan.

2.1.2. Climat et végétation

La province de Guizhou est soumise à un climat subtropical tempéré et humide. La moyenne annuelle de température est de 15 °C (Wu *et al.*, 1998; Feng *et al.*, 2004; Qiu *et al.*, 2005). Les quatre saisons ne sont pas clairement démarquées. Les hivers ne sont pas très froids ni les étés extrêmement chauds. Les températures les plus élevées (jusqu'à 35 °C) sont atteintes en juillet et en août, pendant la période estivale durant laquelle les précipitations varient de 900 à 1500 mm (Wu *et al.*, 1998; Feng *et al.*, 2004; Qiu *et al.*, 2005). La végétation primaire est de type savane boisé. Elle a été remplacée intensément par les cultures agricoles essentiellement rizicoles, mais aussi maraîchères.

2.1.3. Morphologie et hydrographie

La province de Guizhou correspond à la partie nord-est du plateau Hunan-Guizhou du sud-ouest de la Chine (Wu *et al.*, 1998; Feng *et al.*, 2004; Qiu *et al.*, 2005). La zone d'étude est composée d'essaims de collines moutonnées de tailles et de formes diverses, à versants de pentes modérées, mais parfois fortes. Les altitudes varient de 400 à 1600 m (Wu *et al.*, 1998; Feng *et al.*, 2004; Qiu *et al.*, 2005). La région est drainée par le fleuve Qingshui (le plus important du comté) (Fig. 2.1) qui est rejoint par ses deux affluents dont le ruisseau Bake, dans les environs de la ville de Jinping. Le Qingshui rallie ensuite la rivière Yangtze dans la province voisine de Hunan.

2.2. Contexte géologique régional

La province de Guizhou est située dans la partie sud-ouest du craton Yangtze (Fig. 2.2). Ce craton comprend des roches métamorphiques d'âge protérozoïque recouvertes par des séquences de roches méta sédimentaires d'âge cambrien à triasique (Hu *et al.*, 2002).

La géologie régionale de la province de Guizhou est caractérisée par une succession complète et diversifiée de strates (Wang, 1996). Elle est marquée par l'abondance des sédiments carbonatés marins, des roches intrusives sporadiques, mais de types variés, et par le développement important de roches épi métamorphiques et des plis « de type Jura » caractéristiques (Wang, 1996).

La région de Guizhou, située dans la partie sud-ouest du bloc continental Yangtze (Fig. 2.2), est le produit d'une série d'événements géologiques qui commencent depuis le Protérozoïque moyen. Presque toutes les roches sédimentaires du Protérozoïque ont subi

des effets superposés de différentes étapes d'événements variés qui se sont produits tout au long d'une période de 1600 Ma (Wang, 1996) (Tabl. 2. 1).

1600 Ma d'histoire de sédimentation avec des strates complètement préservées depuis le Protérozoïque moyen jusqu'au Quaternaire (Wang, 1996). Elles affleurent abondamment (jusqu'à 30 000 m d'épaisseur) et sont de plus en plus jeunes en partant de l'est vers l'ouest (Wang, 1996).

La stratigraphie de la province de Guizhou est donc marquée par le développement de séquences complètes au cours des temps géologiques : (1) les séquences du Protérozoïque moyen et du Protérozoïque supérieur sont représentées essentiellement par les roches détritiques d'origine marine, (2) les séquences du Paléozoïque au Mésozoïque inférieur sont à dominante constituées de roches carbonatées d'origine marine, (3) les strates du Trias supérieur à Récent sont composées entièrement de sédiments détritiques d'origine continentale (Wang, 1996).

2.2.1. Les séquences du Protérozoïque moyen et supérieur

Sur la base des principales étapes d'évolution tectonique, les séquences du Protérozoïque moyen et du Protérozoïque supérieur de la province de Guizhou ont été subdivisées en deux groupes lithologiques et en un système (Li, 1978).

2.2.1.1. Le Groupe de Fanjingshan (ou de Sibao)

Ce groupe est représenté par des séries épaisses de roches vertes avec, à la base, métaspilites, kératophyres quartziques recouvertes par des laves en coussins (*pillow lavas*) basiques et leurs roches associées, stratiformes basiques et ultrabasiques, alors

que la partie supérieure est constituée essentiellement de grès et d'argilites métamorphisés (Li, 1978). Les données disponibles suggèrent un âge entre 1400-1000 Ma qui est celui du Protérozoïque moyen (Li, 1978).

2.2.1.2. Le Goupe de Xiajiang/ le Groupe de Banxi/ le Groupe de Danzhou

Parmi ces groupes, le Groupe de Xiajiang est le plus développé (Li, 1978). Il affleure sur une grande aire de l'Est de la province de Guizhou (notre région d'étude) (Li, 1978). Ce groupe est composé essentiellement de roches clastiques et volcanoclastiques de faible degré de métamorphisme (Li, 1978). Celles-ci ont été subdivisées dans l'ordre ascendant en Formations de Jialu, Wuye, Fanzhao (ou Zhangjiaba), Quigshuijiang, Pinglue, et Longli (Li, 1978). Les membres supérieurs de la Formation de Jialu sont composés de roches calcaires, ceux de la Formation de Wuye comprennent des ardoises charbonneuses alors que la Formation de Quigshuijiang est composée de tufs (Li, 1978). Les données radiogéniques déterminées donnent pour ces trois groupes lithologiques un âge entre 1000 et 800 Ma correspondant à la partie terminale du Protérozoïque supérieur (Li, 1978).

2.2.1.3. Le Système Sinien

Il affleure essentiellement dans l'est de la province de Guizhou (Li, 1978). Le Sinien inférieur est constitué essentiellement de roches clastiques et comprend les Formations de Chengjiang (ou de Maluping) et de Nantuo (Li, 1978). Le Sinien supérieur est composé principalement de roches phosphatées constituant les Formations de Doushantuo (ou de Yangshui) et de Dengying (Li, 1978).

2.2.2. Les séquences du Cambrien au Quaternaire

2.2.2.1. Le Système cambrien

Les unités chronostratigraphiques cambriennes ont été regroupées en trois séries et en dix étages (Li, 1978). Ce sont : (1) le Cambrien inférieur représenté par les Étages Longwangmiao, Canglangpu, Qiongzhusi et Meishucum, (2) le Cambrien moyen comprenant les Étages Zhangxia, Xuzhuang et Maozhuang, et enfin (3) le Cambrien supérieur qui comprend les Étages Fengshan, Changshan et Gushan (Li, 1978).

2.2.2.2. Le Système ordovicien

Les unités chronostratigraphiques ordoviennes peuvent être regroupées en trois séries et en six étages (Li, 1978). Ce sont : (1) l'Ordovicien inférieur comprenant les Étages Ningguo et Xinchang, (2) l'Ordovicien moyen comprenant les Étages Baota et Miaopo, et (3) l'Ordovicien supérieur comprenant les Étages Wufeng et Sikou, (Li, 1978).

2.2.2.3. Le Système silurien

Le Système silurien est subdivisé en régions sédimentaires (Li, 1978). Ce sont : les régions sédimentaires Nord Guizhou, Sud Guizhou et Ouest Guizhou (Li, 1978).

2.2.2.4. Le Système dévonien

Le Système dévonien est divisé en trois séries et en sept étages (Li, 1978). Ce sont : (1) le Dévonien inférieur comprenant les Étages Sipai, Yujiang et Nagaoling, (2) le Dévonien moyen comprenant les Étages Donggangling et Yingtang, et (3) le Dévonien supérieur comprenant les Étages Xikuangshan et Shetianqiao (Li, 1978).

2.2.2.5. Le Système carbonifère

Ce Système carbonifère est subdivisé en deux séries et en six étages (Li, 1978). Dans l'ordre ascendant, ce sont : (1) la Série Fengning (Carbonifère inférieur) comprenant les Étages Dewu, Datang et Yanguan, et (2) les Séries Hutian (Carbonifère supérieur) comprenant les Étages Maping, Dala et Huashiban; (Li, 1978).

2.2.2.6. Le Système permien

Les unités chronostratigraphiques permianes sont regroupées en deux séries et en quatre étages (Li, 1978). Ce sont : (1) le Permien inférieur comprenant les Étages Maokou et Qixia, et (2) le Permien supérieur comprenant les Étages Changxing et Leping (Li, 1978).

2.2.2.7. Le Système triasique

Les unités chronostratigraphiques triasiques sont regroupées en trois séries et en sept étages (Li, 1978). Ce sont : (1) le Trias inférieur comprenant les Étages Olenekian et Induan, (2) le Trias moyen comprenant les Étages Ladinian et Anisian, et (3) le Trias supérieur comprenant les Étages Rhaetian, Norian et Carnian (Li, 1978).

2.2.2.8. Le Système jurassique

Le Système jurassique est subdivisé en Séries Inférieure, Moyenne et Supérieure (Li, 1978).

2.2.2.9. Le Système crétacé et le Système tertiaire

Ces deux systèmes sont caractérisés par une distribution discontinue limitée à certains petits bassins sédimentaires continentaux (Li, 1978). Le Tertiaire inférieur est reconnu au SW de la province de Guizhou tandis que le Tertiaire supérieur a été reconnu seulement dans les régions de Shibing et de Weining (Li, 1978).

2.2.2.10. Le Système quaternaire

Il est caractérisé par une distribution discrète et une grande diversité d'origine (Li, 1978).

2.2.3. Les roches ignées

Les roches ignées de la province de Guizhou sont caractérisées par leur affleurement très restreint et leur distribution dispersée (Li, 1978; Wang, 1996). Toutefois, sur la base des relations cogénétiques et paragénétiques, cinq types d'assemblage de roches ignées ont été reconnus: les kératophyres spilitiques à quartz, les roches basiques et ultrabasiques, les granites métasomatiques, et les sills ou dykes différenciés de tholéïites de plateau continental, tels que les diabases et les associations de roches métalcalines (Li, 1978; Wang, 1996).

- L'assemblage de kératophyre spilitique à quartz est reconnu dans les zones du mont Fanjing et du mont Jiuwanda, et appartient aux laves acides effusives de fond marin du Protérozoïque moyen caractérisées par la prédominance de laves en coussins (*pillow lavas*) basiques (Wang, 1996).

- L'assemblage de roches basiques et ultrabasiques affleure essentiellement dans le Groupe de Fanjingshan ou de Sibao. Les roches basiques sont représentées par des tholeiites, tandis que les roches ultrabasiques le sont par des roches ultramafiques de la fin du Protérozoïque moyen, pauvres en éléments alcalins et en calcium mais riches en aluminium (Wang, 1996).
- Les granites métasomatiques affleurent dans les localités du mont Fanjing et du mont Jiuwanda, et sont représentés par des roches plutoniques acides à prédominance granitiques. Ces dernières sont de la famille des granitoïdes ultra acides et peralumineux, dont les caractères pétrographiques sont proches des granites de type S (Wang, 1996).
- L'assemblage des sills (ou dykes) différenciés de tholéiites de plateau continental affleure abondamment dans l'ouest de la province de Guizhou. Il est composé surtout de tholéiites associées à des volcanoclastiques et à des roches hypabyssales subvolcaniques, telles que les diabases. Ces roches sont de la famille des tholeiites continentales, présentant des caractères de basaltes intra plaques dont la mise en place serait liée à des points chauds. Elles représentent des produits anorogéniques d'âge permien (Wang, 1996).
- L'assemblage des roches ultrabasiques méta-alcalines affleure au sud-est et au sud-ouest de la province de Guizhou et représente des complexes ultrabasiques d'origine mantellique qui se seraient formés dans un environnement de plate-forme stable et semble se présenter sous forme de dykes associés à des fractures profondes. Les roches ultrabasiques du sud-est de la province de Guizhou sont de type lamprophyre riche en magnésium

associé à de petites quantités de kimberlite à micas, tandis que le lamprophyre du sud-ouest de la province de Guizhou est relativement plus riche en fer (Wang, 1996).

Les associations de roches ignées ci-dessus mentionnées se sont développées dans des zones de suture spécifiques pendant des temps géologiques donnés (Li, 1978; Wang, 1996).

Les roches ignées basiques du Protérozoïque affleurent largement dans l'est de la province de Guizhou (non reconnues dans la zone d'étude). Leur mise en place à l'intérieur d'une plaque océanique fut contrôlée par des structures issues de tectonique divergente (Li, 1978; Wang, 1996).

Les granites métasomatiques sont les produits de la finalisation du « géosynclinal » (Li, 1978). Les basaltes et les roches ultrabasiques méta-alcalines représentent des roches magmatiques anorogéniques (Li, 1978).

Les affleurements de roches ignées de la province de Guizhou sont de plus en plus jeunes en allant de l'est vers l'ouest (Li, 1978; Wang, 1996). Leur formation et leur distribution sont contrôlées par la tectonique divergente (Li, 1978; Wang, 1996). L'activité magmatique de Guizhou a duré du Protérozoïque moyen au Mésozoïque avec des épisodes plus actifs au Protérozoïque moyen et au Permien, pendant lesquelles s'est produit le développement accru de roches basiques (Li, 1978; Wang, 1996).

Les événements volcaniques sont représentés par des laves en coussins du Protérozoïque moyen et par des basaltes de plateau continental (Wang, 1996). Les extrusions et les intrusions magmatiques sont reliées aux extension et compression à la

suite des mouvements de plaques accompagnés d'activités hydrothermales (Wang, 1996). Ils sont conjointement responsables des événements thermo tectoniques qui se sont déroulés pendant l'histoire géologique de la province de Guizhou (Wang, 1996).

Les sources des roches ignées sont mal connues, mais la plupart d'entre elles semblent s'être formées dans un contexte tectonique en relation avec l'extension (Wang, 1996). Il s'agit à la fois des intrusions basiques d'origine mantellique et/ou des intrusions basiques-ultrabasiques, et des granites continentaux remaniés (communément appelés les granites de type S) (Wang, 1996).

2.3. Contexte tectonique régional

Il est à présent établi que l'histoire tectonique de la Chine est dominée par l'interaction entre les principaux cratons précambriens (Fig. 2.2) (Zhou *et al.*, 2002b).

Les plus importantes des orogénèses en relation avec les processus de minéralisation sont (Zhou *et al.*, 2002b): (1) L'Orogenèse tardi-Paléozoïque- Variscan qui a conduit à l'amalgamation des cratons Angaran, du nord de la Chine et du Yangtze, (2) l'Indonésien (Trias inférieur - Jurassique) qui a conduit à la collision des cratons du nord de la Chine et du sud de la Chine, (3) le Yashanien (210 -90 Ma), qui a été largement influencé par la subduction des plaques Izagani-Pacific sous l'Est de la Chine, et (4) l'Himalayien (< 90 Ma) qui correspond à l'indentation du continent indien sous l'Eurasie (Zhou *et al.*, 2002b).

2.3.1. Phases tectoniques majeures

Du Protérozoïque moyen aux temps actuels, la croûte de la province de Guizhou a été affectée par les phases tectoniques du Wuling, du Xuefeng, du Calédonien, du Variscan-Indonésien, du Yanshanien-Himalayien, qui ont chacune donné lieu à d'importants mouvements tectoniques (Li, 1978; Wang, 1996).

2.3.1.1. La phase tectonique du Wuling

La phase tectonique du Wuling (autour de 1000 Ma) s'est traduite par une orogenèse des fonds marins de type mouvement extensif d'arc insulaire (Li, 1978; Wang, 1996). Les mouvements du Wuling ont généré des plis en échelon, des intrusions granitiques et du métamorphisme régional, ainsi que le passage de la croûte océanique à celle continentale (Li, 1978; Wang, 1996) (Tabl. 2. 1).

2.3.1.2. La phase tectonique du Xuefeng

Pendant la phase tectonique du Xuefeng (entre 1000-760 Ma), la province de Guizhou était une zone de transition crustale de marge active pendant laquelle, l'orogenèse de type arc insulaire de la fin du Protérozoïque supérieur a conduit à la transformation de la zone située à l'ouest de la ligne Tongren-Sandu (Fig. 2.1) en plate forme stable (Li, 1978). Le mouvement du Xuefeng a occasionné la formation d'ondulations (plis très ouverts) de direction NE, des intrusions granitiques et du métamorphisme régional (Li, 1978) (Tabl. 2. 1).

2.3.1.3. La phase tectonique calédonienne

Durant la phase tectonique calédonienne (entre 760-375 Ma), il existe deux types d'environnements tectoniques : (1) une plate-forme stable et (2) une marge active (Li, 1978). À la fin de cette phase, l'orogenèse de type arc insulaire a provoqué le soulèvement de la zone plissée de la marge active située à l'est de la ligne Tongren-Sandu (Fig. 2.1) conduisant à l'émergence de plate-forme comme dans l'ouest de ladite ligne (Li, 1978). De sorte que c'est l'ensemble de la province de Guizhou qui est devenu une croûte continentale (Li, 1978). Le mouvement du Guangxi a résulté en la formation des plis de direction NE dans l'est de la province de Guizhou (notre région d'étude), mais plutôt au développement de fractures de directions NE et NO dans l'ouest ainsi qu'en des intrusions de roches ultrabasiques méta-alcalines (Li, 1978). Les observations de terrain, dans la région d'étude, confirment plutôt l'association de ces deux types de structures (plis et fractures). Cette phase tectonique calédonienne est celle qui a structuré la région d'étude.

2.3.1.4. La phase tectonique du Variscan-Indonésien

Au cours de la phase tectonique du Variscan-Indonésien (entre 375-189 Ma), sous l'influence des micro-extensions d'arrière-arc, la mobilité de la croûte continentale de la province de Guizhou s'est accrue, et il s'est donc produit des éruptions de basaltes et une tendance au *rifting* dans l'ouest pendant la période du Permien (Li, 1978). À la fin de cette phase particulière, le mouvement Anyuan (Tabl. 2.1) a provoqué la remontée de la zone des plis très ouverts d'orientation NE, mettant fin à la sédimentation marine de la province de Guizhou (Li, 1978; Wang, 1996).

2.3.1.5. La phase tectonique du Yanshanien-Himalayien

Pendant la phase tectonique du Yanshanien-Himalayien (de 189 Ma à Actuel), au cours de la subduction de la plaque Pacifique et de la collision de la plaque indienne, la province de Guizhou est devenue une partie de la zone mobile de la marge continentale péripacifique (Li, 1978). Il s'est produit pendant ce temps deux épisodes orogéniques remarquables : l'orogénèse Yashanien pendant le Crétacé inférieur, et l'orogénèse himalayienne pendant l'Éocène terminal. L'orogénèse Yashanienne a été la plus marquée (Li, 1978).

2.3.2. Évolution géotectonique régionale

Durant 1400 Ma, l'histoire de l'évolution géologique de la province de Guizhou peut-être subdivisée, en accord avec les événements géologiques majeurs, en trois mégaphases : Protérozoïque moyen - Silurien, Dévonien - Trias terminal et Trias terminal - Actuel (Li, 1978).

2.3.2.1. La méga-phase du Protérozoïque moyen- Silurien

La méga-phase du Protérozoïque moyen- Silurien durant laquelle, avec la migration de la zone de subduction de la plaque pacifique vers l'océan, le continent a continué son accrétion vers le Sud, et la croûte océanique de la province de Guizhou, contiguë à la marge continentale, a évolué progressivement en croûte continentale par le biais de la marge active (Li, 1978).

À la fin du Protérozoïque moyen, il y a eu la mise en place d'assemblage de roches ignées de nature croûte océanique dans l'environnement océanique de la province de

Guizhou contiguë à la marge continentale (Li, 1978). De la fin du Protérozoïque moyen jusqu'à tout juste avant la période du Sinien, ce sont les dépôts de type marge continental qui sont dominants (Li, 1978). Du Sinien au Silurien, il s'est formé à la fois des dépôts de type marge active et ceux de type plate-forme, traduisant le passage de la sédimentation active à la sédimentation stable ainsi que la migration latérale progressive vers le sud des bassins sédimentaires actifs (Li, 1978).

Pendant cette méga-phase particulière d'évolution, il s'est manifesté trois orogenèses (Li, 1978). Le mouvement du Wuling a occasionné la transformation de la marge active de la province de Guizhou en continent (Li, 1978). Très tôt à la fin du Protérozoïque, la croûte continentale de la province de Guizhou a encore changé en environnement de marge active (Li, 1978). À la suite du Xuefeng, un mouvement vertical a transformé par la suite la majeure partie de la province de Guizhou en plate-forme stable (Li, 1978). Le mouvement du Guangxi de la fin du Paléozoïque inférieur a engendré le plissement vers l'est de la ligne Tongren-Sandu (notre région d'étude) (Fig. 2.1) et la fracturation à l'ouest a complété tout le processus d'évolution de type plate-forme de la croûte terrestre de la province de Guizhou (Li, 1978). Il convient de rappeler que les deux types de structures (plis et fractures) sont conjointement observés à Jinping.

Durant les mouvements du Wuling et du Xuefeng, des intrusions granitiques se sont mises en place, tout comme pendant le mouvement du Guangxi, se sont formées les roches méta-alcalines ultrabasiques au voisinage de la ligne de Tongren-Sandu (Fig. 2.1)(Li, 1978). En outre, les mouvements du Wuling, du Xuefeng et du Guangxi ont aussi occasionné le métamorphisme régional de la croûte de la province de Guizhou (Li, 1978). Cela s'est traduit par le métamorphisme dans le faciès des schistes verts des roches

sédimentaires d'avant le Sinien supérieur formant ainsi des ardoises, des phyllites et des schistes (Li, 1978).

Pendant la période du Protérozoïque moyen au Protérozoïque terminal, une extension de type mer Rouge a généré des tholéïites (Wang, 1996). Les collisions intracontinentales ont favorisé la mise en place des granites de type S (Wang, 1996). En ce même moment, des intrusions de lamproïtes se sont mises en place pendant la collision orogénique intracratonique (Wang, 1996).

2.3.2.2. La méga-phase du Dévonien à la fin du Trias

Durant cette mégaphase, le processus géologique est contrôlé par les micro-extensions d'arrière-arc produites par l'orogenèse de type arc insulaire du Paléozoïque terminal (Li, 1978)). L'effet thermique de la remontée de l'asthénosphère a exercé une influence importante sur le développement des tectonites régionales (Li, 1978; Wang, 1996).

Pendant les processus de collision et d'extension orogéniques intracontinentales du Trias moyen au Tertiaire, il s'est produit des intrusions de magmas ultrabasiques faiblement alcalins (Wang, 1996). Cette mégaphase a ainsi occasionné des événements tectoniques et thermotectoniques, associés au *rifting* intracontinental qui a commencé au Paléozoïque et qui s'est terminé au Trias inférieur (Wang, 1996).

2.3.3. Structures tectoniques régionales

La déformation régionale est caractérisée par le développement prononcé, des plissements de type *Jura* du socle précambrien (Wang, 1996). La plupart des strates de la

province de Guizhou, particulièrement celles du Paléozoïque, ont formé des synclinaux fermés et des anticlinaux à charnière plate (plis coffrés) donnant lieu à un patron de plissement de type *through-like fold* (Wang, 1996). Ces plis sont recoupés par de nombreuses failles inverses et failles en décrochement qui suivent leurs surfaces axiales (Wang, 1996). Au-delà des structures de plissement de type *Jura*, il y a deux jeux majeurs de fracturations de directions NNE et NEE qui se développent dans les strates protérozoïques de l'Est de la province de Guizhou (Wang, 1996). Elles se recoupent entre elles constituant un réseau de structures losangées (Wang, 1996).

La Croûte de la province de Guizhou présente des structures typiques de tectonique superficielle se traduisant par le détachement de la zone supracrustale du socle à différents endroits (Wang, 1996).

2.3.4. Synthèse tectonique régionale

L'Est et le Sud-Est de la Chine comprennent le *North China Block* et le craton *Yangtze* (entre 2500-1800 Ma), et le *Cathaysia Block* (entre 1800-1400 Ma) (Shui, 1987; Liu *et al.*, 1993; Wang et Mo, 1995; Li, 1997) (Fig. 2.2). Le Craton *Yangtze* est au contact au sud avec le *Cathaysia Block* (Chen *et al.*, 1991; Sengör et Natal'in, 1996; Fletcher *et al.*, 1997; Pirajno et Bagas, 2002). L'amalgamation du craton *Yangtze* et du *Cathaysia Block* qui ensemble constituent le *South China Fold Belt* (SCFB) a eu lieu entre 1000 et 850 Ma durant l'Orogenèse Jinning (Fig. 2.2). Cette dernière a été suivie par un épisode de *rifting* autour de 800 Ma (pendant le Sinien), et un second événement de collision pendant le Calédonien (Zhou *et al.*, 2002a). Les blocs nord et sud de la Chine sont séparés par la ceinture orogénique du Quiling-Dabie (Li, 1994 et Xue *et al.*, 1996 dans Pirajno et Bagas, 2002) ; une zone de collision majeure qui a conduit à la fermeture du bras océanique du

Paléotéthys. Les détails de l'évolution tectonique du Bloc sud de la chine sont très complexes et demeurent encore incompris. Cependant, des évidences (Li, 1998 dans Pirajno et Bagas, 2002) suggèrent sa formation durant une série de collisions continent-continent avec la fermeture des segments de croûtes océaniques depuis le Protérozoïque.

Le SCFB constitue la partie du *South China Block* affectée par la déformation et le magmatisme yanshaniens (Wong, 1927; Klimetz, 1983; Trumbull *et al.*, 1992; Zhu *et al.*, 1995; Wu *et al.*, 1998 dans Pirajno et Bagas, 2002; Fig. 2.2). Il est le résultat d'évolutions tectoniques complexes impliquant la fermeture des bras océaniques de la Téthys, la collision et la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque eurasienne (Fig. 2.3; Sengör *et al.*, 1993; Wang et Mo, 1995; Li, 1998; Wu *et al.*, 1998 dans Pirajno et Bagas, 2002).

Le craton Yangtze est limité au sud-est par le SCFB d'âge calédonien (Hu *et al.*, 2002) mais, réactivé au Yashanien. Au Dévonien, sa marge sud-ouest et sa marge nord-ouest ont été l'objet de fracturation en extension conduisant à la formation des rifts du bassins de Youjian et de la dépression du nord-ouest de Sichuan (Gao, 1992; Mao, 1992; Xia *et al.*, 1992; Zheng *et al.*, 1994; Jian, 1996; Hu *et al.*, 2002). Cependant, pour ce même Système du Dévonien, dans le sud de la Chine, Chen *et al.* (2006) suggèrent, à partir de l'interprétation des données de terres rares sur des cherts régionaux, un environnement de mer ouverte plutôt que celui de *rifting*. Ensuite sont intervenus le soulèvement et le plissement du Jurassique inférieur au Crétacé supérieur (190-65 Ma) de l'orogenèse Yashanienne (Cunningham *et al.*, 1988; Ashley *et al.*, 1991; Gao, 1992; Mao, 1992; Yang, 1992; Jian, 1996 dans Pirajno et Bagas, 2002) qui se sont formés en réponse

à la subduction de la Plaque pacifique sous la Plaque eurasienne (Hu *et al.*, 2002; Fig. 2.3).

Conclusion

La zone d'étude est située dans le Comté de Jinping, au sud-est de la province de Guizhou, dans le sud-ouest de la Chine.

Elle est située sur la marge sud-est du Craton Yangtze. Ce dernier a subi, dans son ensemble, un long processus (non entièrement élucidé) de tectonique, de sédimentation et d'intrusion sur une période d'environ 1400 Ma (Li, 1978). La croûte du Yangtze est passée d'un environnement océanique à la suite d'une ouverture (*rifting*) à celui d'environnement transitionnel (Protérozoïque moyen- Silurien), puis à un environnement de plate-forme continentale (Dévonien- fin du Trias; Li, 1978;Tabl. 2. 1). Les roches ignées bien qu'affleurant très peu et à répartition discrète sont associées aux différents événements tectoniques depuis le Protérozoïque moyen jusqu'à la fin du Trias (Li, 1978;Tabl. 2. 1).

De façon plus globale, le craton Yangtze est limité au sud-est par la ceinture orogénique calédonienne et yashanienne du *South China Fold Belt* (SCFB).

La zone d'étude qui est localisée au SE de la province de Guizhou est représentée principalement par des roches sédimentaires détritiques faiblement métamorphiques du Protérozoïque supérieur (Lu *et al.*, 2003a). Les formations géologiques correspondantes ont été affectées pendant l'orogenèse calédonienne par un plissement occasionnant des plis ouverts auxquels sont associées des failles et zones de cisaillement (Lu *et al.*, 2005b) (Tabl. 2. 1). Cette orogenèse calédonienne a été accompagnée de mises en place de roches ignées dans l'ouest de la province de Guizhou (Li, 1978) même si ces dernières n'affleurent pas dans notre zone d'étude.

Dans le chapitre 3 suivant, les contextes géologiques et structuraux de notre zone d'étude particulière seront abordés plus en détail.

Il reste à compléter, dans la zone d'étude, une étude d'analyse structurale détaillée qui permettrait la caractérisation des différentes structures. Une telle étude n'était pas envisagée pour cette thèse.

Figures du chapitre 2

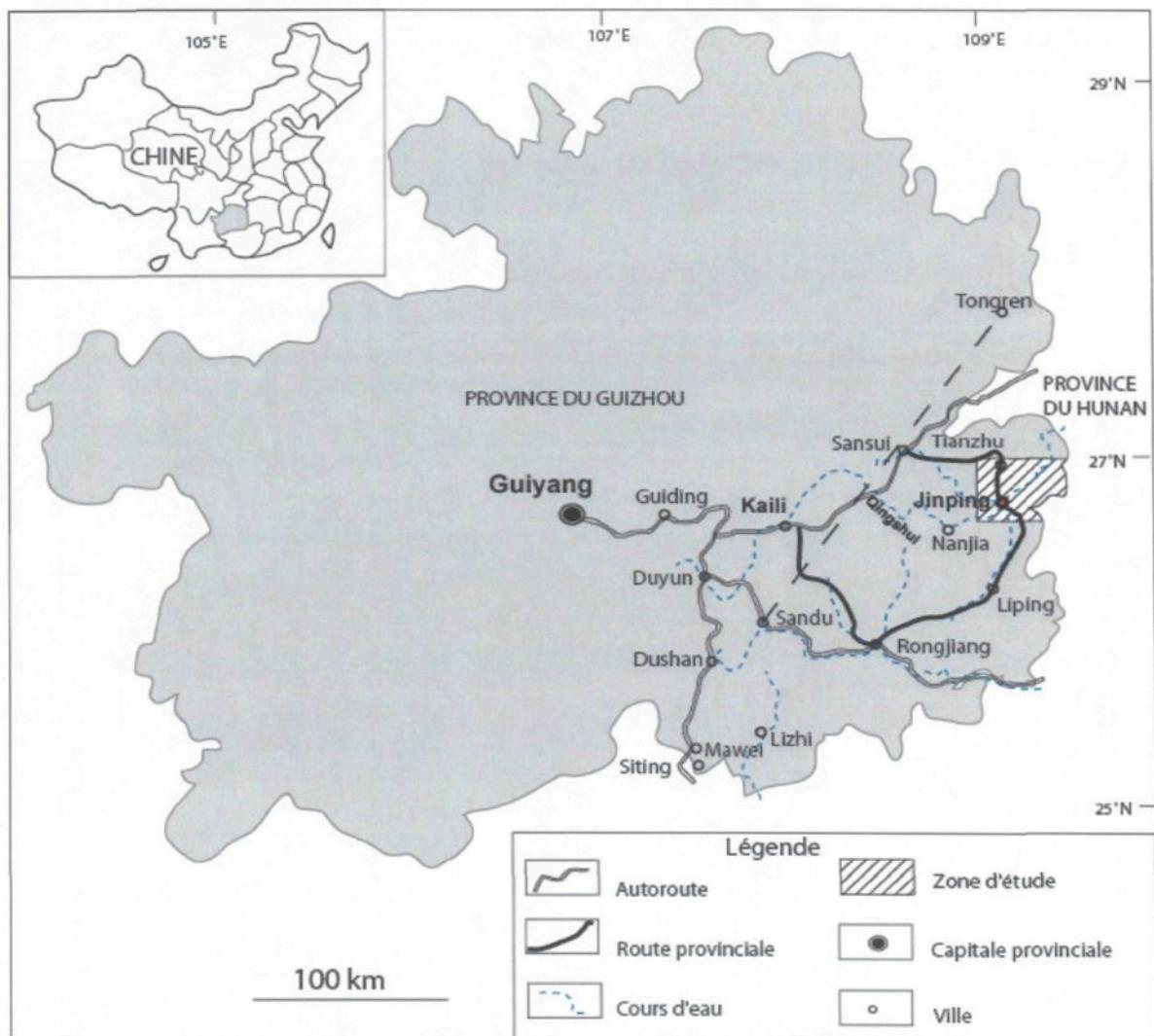


Fig. 2.1. Carte de localisation géographique et d'accessibilité à la zone d'étude (Jinping). Le fleuve Qingshui est indiqué, la ligne en pointillés entre Sandu et Tongren est marquée pour la description de l'évolution géotectonique régionale; à noter que la zone d'étude est située à l'est de cette ligne; adaptée de Travel (2000).

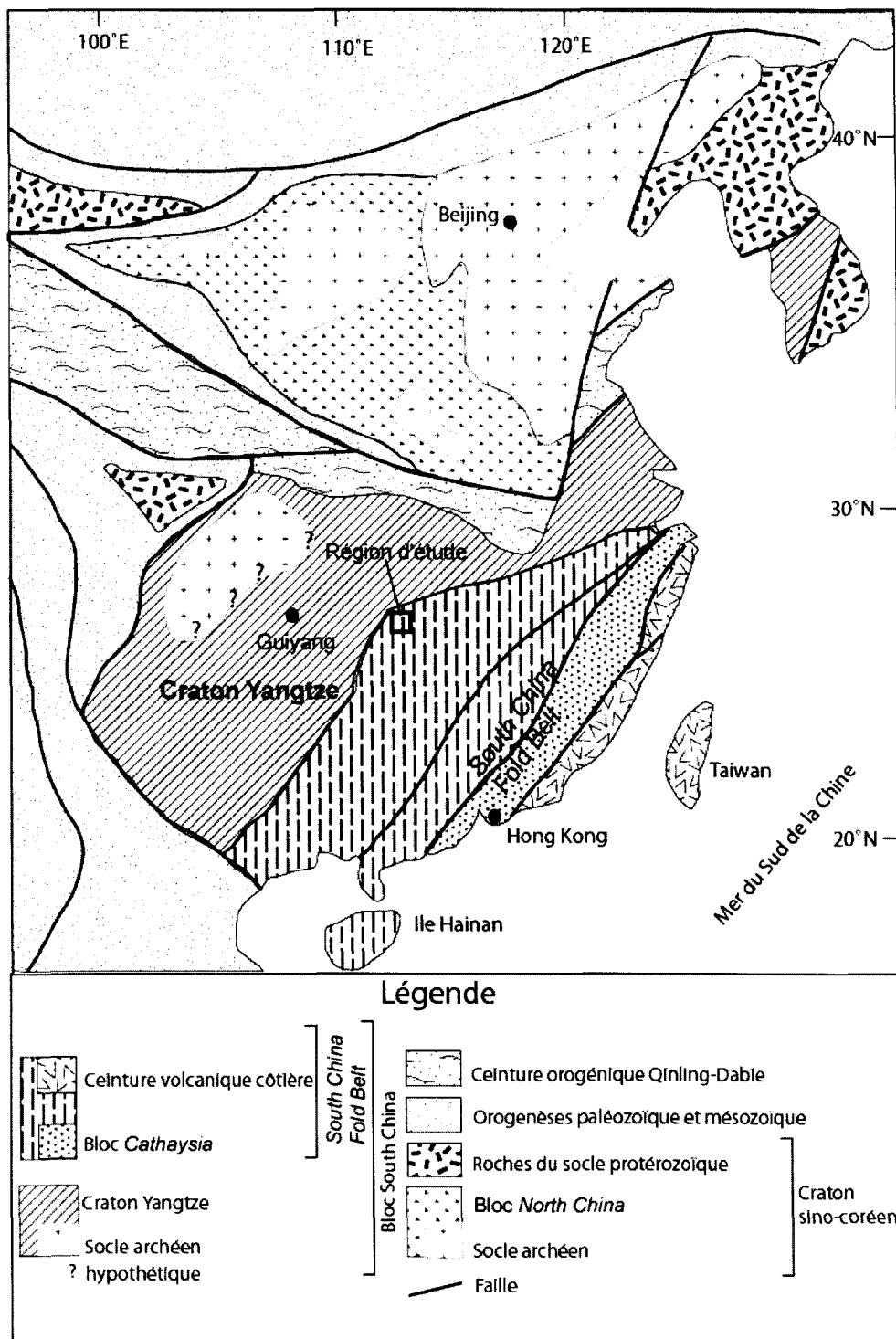


Fig. 2.2. Localisation de la région d'étude (rectangle indiqué) sur le Craton Yangtze, en bordure de la ceinture de plissement du Sud de la Chine, dans le contexte géotectonique régional du Sud et du Sud-Est de la Chine; d'après Pirajno et Bagas (2002) modifiée de Li (1998).

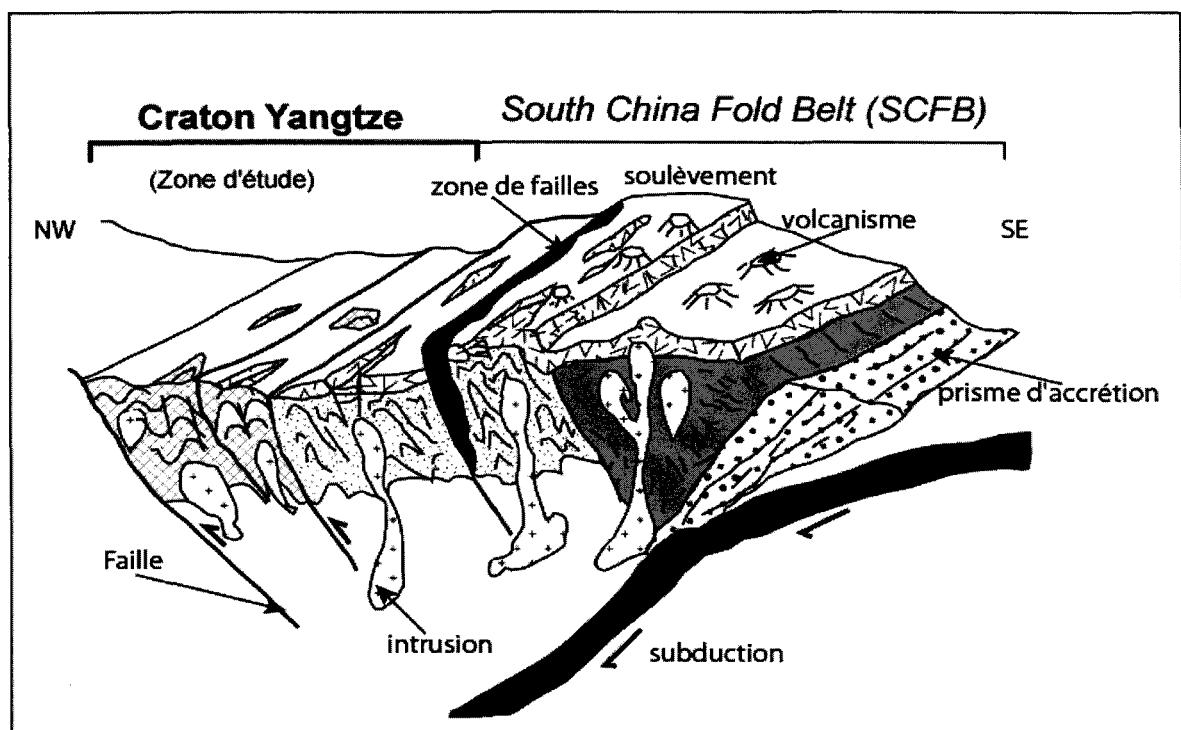


Fig. 2.3. Modèle géotectonique conceptuel du South China Fold Belt (SCFB) montrant la localisation du Craton Yangtze (la région d'étude) en arrière de cette ceinture orogénique. Il faut noter les failles inverses de réactivation qui affectent le craton Yangtze, modifiée de Pirajno et Bagas (2002).

Tableau du chapitre 2

Tabl.2.1. Synthèse géotectonique et paléogéographique régionale des événements en relation avec la région d'étude (en gras), réalisée à partir de Li (1978).

âge (Ma)	Ère	Orogenèse	Stratigraphie	Paléogéographie	Tectonique	Magmatisme	Métamorphisme	Mouvement	Déformation
95 189	Q-Actuel	Himalayien	Quaternaire /Actuel	Continental	Compression E-W				
	Cénozoïque		Tertiaire		Subduction/ collusion	Roches ultrabasiques méta-alcalines	Yashanien	(Anyuan : (soulèvement)	Cisaillement senestre (plissement et réactivation de failles)
	Mésozoïque		Crétacé						
	Yashanien	Jurassique							
		Trias	Marin (continent)						
	Paléozoïque	Variscan/Indonésien	Permien	Ouverture (Rifting)	holéiites effusives (basaltes intraplaque), Roches intrusives subvolcaniques			Calédonien (Dongwu, soulèvement)	Pli ouvert NE (SE et E de Guizhou)
			Carbonifère						
			Dévonien						
			Silurien						
		Calédonien	Ordovicien		Intrusions Roches ultrabasiques méta-alcalines	Régional	(Guangxi)	Fractures NE et NW (Ouest de Guizhou)	
			Cambrien		Marin				
760	Protérozoïque	Protérozoïque supérieur	Le Système Sinien Groupe de Xiajiang (Formations de : Longli, Quigshuijiang, Fanzhao, Wuye et Jialu)		Soulèvement Subduction	Intrusions granitiques	Régional	Xuefeng	Plissement faible dans discordance
					plissement « géosynclinal »	Kératophyres Spilites Roches ultrabasiques Intrusions granitiques	Régional	Wuling	Pli en échelon
1400			Ouverture (Rifting)				Régional		

CHAPITRE 3

CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, CARACTÈRES STRUCTURAUX ET MÉTALLOGÉNIQUES DES GISEMENTS AURIFÈRES DE PINGQIU ET DE HUAQIAO

Le Chapitre 2 précédent a permis de comprendre le contexte lithologique et structural de la région d'étude. Celui-ci servira à exposer le cadre spécifique des sites choisis pour l'étude : Pingqiu et Huaqiao. Les gisements de Pingqiu et de Huaqiao seront d'abord situés dans leur environnement régional. Ensuite, chacun d'eux sera présenté plus en détail (contexte lithologique, analyse structurale et style de minéralisation), avant d'arriver à leur comparaison pour faire ressortir leurs similitudes et leurs particularités. Il sera, par la suite, question de montrer la pertinence du choix de ces sites puis de faire ensuite la synthèse et l'interprétation de l'ensemble des observations faites, analysées ou transcrrites.

Le sud-est de la province de Guizhou fait partie de la ceinture de plissement calédonien du SE-Guizhou-SO-Hunan (Lu et Keita, 2005; Lu *et al.*, 2005a; Lu *et al.*, 2005b). Plus d'une vingtaine d'occurrences aurifères y ont été répertoriées (Fig. 3.1). Dans la province voisine du Hunan, des gisements d'or, de réserves considérables (plus de 50 tonnes), tels que ceux de Xiangxi, de Muoping et de Youxi, sont encaissés dans les mêmes contextes que ceux de Jinping (Lu *et al.*, 2005a). Dans la région d'étude, dix gisements aurifères majeurs ont été inventoriés dans les deux comtés de Tianshu et de

Jinping (Lu *et al.*, 2003a). À Jinping, les trois principaux sont ceux de : Pingqiu, Bake et Huaqiao (Lu *et al.*, 2003a). Parmi ces derniers, les sites de Pingqiu et de Huaqiao ont été sélectionnés pour effectuer cette étude (Fig. 3.2). Le gisement de Bake, situé également dans la zone à étudier, n'a pas été pris en compte dans l'étude des VPS (Veines Parallèles à la Stratification) du fait de l'arrêt temporaire des activités minières sur ce site (accessibilité difficile) au moment des travaux de terrain en 2003.

3.1. Contexte structural de la zone de Jinping

Dans la zone de Jinping, affleurent des roches protérozoïques de plus en plus récentes du nord-ouest vers le sud-est. De la Formation de Fanzhao plus ancienne à Pingqiu, au nord-ouest, on passe respectivement aux formations de plus en plus jeunes de Qingshuijiang à Bake et de Longli à Huaqiao, au sud-est (Figs. 3.3 et 3.4). Ces formations, composées de roches sédimentaires détritiques et volcanoclastiques, ont subi un métamorphisme faible (faciès des schistes verts). Aucune intrusion, ni même aucun dyke, n'a été reconnu à ce jour (Lu *et al.*, 2003a; Lu et Keita, 2005; Lu *et al.*, 2005b). L'ensemble de ces formations protérozoïques a été affecté par le plissement et le cisaillement régionaux (Lu *et al.*, 2003a; Lu et Keita, 2005; Lu *et al.*, 2005b).

3.1.1. Plissements

Les plissements, selon leur envergure et leurs interrelations, peuvent être classés en deux catégories : le plissement régional et le plissement secondaire (de deuxième ordre).

3.1.1.1. Plissement régional

Le plissement régional a une longueur d'onde de l'ordre de 3 à 10 km. Il s'agit de pli droit ; sinusoïdal ou coffré, à charnière de courbure faible, isopaque à vue d'œil, d'axe sub-horizontal, à angle d'ouverture variant de ouvert à fermé le long de la trace axiale de direction NE. Le plissement régional affecte plusieurs membres lithologiques et des formations géologiques différentes. Il est en relation avec le cisaillement régional, d'orientation ENE, avec lequel il fait un angle aigu de 15 à 20°, et ne présente pas de relation de décalage évidente à cette échelle d'observation (plan cartographique et échelle régionale).

3.1.1.2. Plissement secondaire ou de deuxième ordre

Le plissement secondaire a une longueur d'onde de l'ordre de 10 à 300 mètres. Il s'agit également, tout comme pour le plissement régional, de pli droit, sinusoïdal ou coffré, à charnière de courbure faible, isopaque à vue d'œil, à axe subhorizontal et de trace axiale orientée NE, légèrement oblique sur celle du pli régional. Cependant, son angle d'ouverture est fermé à ouvert et il a la particularité d'être affecté dans ses flancs par des failles ou des zones de cisaillement à fort pendage. Ces plis secondaires se surimposent aux plis régionaux.

3.1.2. Zones de cisaillement et failles

En se fondant sur leurs envergures et sur leurs relations avec le plissement secondaire, deux catégories de zones de cisaillement ou de failles sont distinguables : les zones de cisaillement ou failles régionales, de grande envergure, et les zones de cisaillement ou failles secondaires qui affectent les plissements de deuxième ordre.

3.1.2.1. Zones de cisaillement et failles régionales

Deux failles régionales, d'orientation E-O, traversent la région d'étude : celle de Gaoliang (au nord, dans le comté de Tianzhu) et celle de Taijiang (au sud, dans le Comté de Jinping). Leurs tracés ont été précisés à l'aide des données d'images satellites confirmées par des études de terrain. Celle de Taijiang traverse le secteur de Huaqiao (Fig. 3.2).

Les zones de cisaillement régionales d'orientation ENE, légèrement obliques sur celle de la trace axiale du pli régional NE, sont longues de 40 à 50 km. Le mouvement fini apparent dans le plan horizontal (décalage directionnel), pour chacune d'elles, est interprété comme dextre (Lu *et al.*, 2003a; Lu *et al.*, 2005a). À Jinping, quatre zones de cisaillement, à savoir celles de Jingjing, de Pingqiu, de Wenjiang et de Tonggu (Figs. 3.2 et 3.3), ont été reconnues.

3.1.2.2. Zones de cisaillement secondaires ou de deuxième ordre

Les zones de cisaillement secondaires sont spatialement associées aux plis de deuxième ordre et sont orientées NE tout comme la trace axiale de ceux-ci. Elles ont été observées recouvrant les flancs de plis secondaires dans les secteurs de Pingqiu et de Huaqiao.

3.1.3. Les domaines annulaires

À partir de l'analyse d'images satellites LANDSAT ETM (*Enhanced Thematic Mapper*), des domaines annulaires ont été identifiés (Figs. 3.4 et 3.5). Ils sont interprétés soit comme l'expression d'intrusions magmatiques sous-jacentes, soit comme des

structures préservées d'anciens bassins sédimentaires, soit comme la manifestation de déformations superposées (Lu *et al.*, 2005b). Cependant, sur le terrain d'étude, aucune évidence géologique ou topographique ne permet d'expliquer à ce jour le mécanisme de formation de ces domaines annulaires. L'hypothèse d'intrusion sous-jacente, s'il est fait référence à la tectonique régionale (cf. Chapitre 2) ainsi qu'à d'autres travaux en cours plus au sud de la zone d'étude, semble la plus plausible. En effet, dans la province voisine de Guangxi, à environ 20 km plus au sud, dans la localité de Yongan, les mêmes types de domaines annulaires auraient été identifiés. Des intrusions granitiques y auraient été interceptées à l'aide de sondage minier (Lu, 2006 ; communication orale). Ils pourraient alors, dans ce cas, s'apparenter à des structures annulaires d'origine magmatique.

3.2. Contexte lithostratigraphique et structural de Pingqiu et de Huaqiao (Jinping)

Les deux gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqiao sont encaissés dans des formations appartenant au Groupe de Xiajiang du Protéozoïque supérieur (Pt_3). Ce groupe a été subdivisé en quatre formations. Ce sont respectivement, du plus ancien au plus jeune, les Formations : de Fanzhao (Pt_3f), de Qingshuijiang (Pt_3q), de Pinglue (Pt_3p) et de Longli (Pt_3l) (Fig. 3.6). Ces dernières affleurent dans cet ordre en allant du gisement de Pingqiu (Formation de Fanzhao) au nord-ouest, en passant par celui de Bake (Formation de Qingshuijiang) pour arriver à celui de Huaqiao (Formation de Longli). Le coin sud-est de la zone d'étude (secteur de Huaqiao) est occupé par des roches de la Formation de Nantuo qui reposent sur le Groupe de Xiajiang (Fig. 3.3). Dans ce secteur, des roches sédimentaires mésozoïques, de faible étendue, remplissant le cœur d'anticlinal, reposent en discordance angulaire sur la Formation de Longli (Fig. 3.3).

En termes d'exposition du Groupe de Xiajiang, seulement le deuxième membre Pt_3f_2 de la Formation de Fanzhao affleure à Pingqiu. La Formation de Qingshuijiang, quant à elle, est très répandue. Elle comprend deux membres : (1) un Membre inférieur (Pt_3q_1) et (2) un Membre supérieur (Pt_3q_2). La Formation de Pinglue est aussi très bien représentée de même que la Formation de Longli. Cette dernière est subdivisée en deux membres : (1) un Membre inférieur (Pt_3l_1) et (2) un Membre supérieur (Pt_3l_2) (Figs. 3.3 et 3.6 ; Wu, 1999; Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

3.2.1. Moyens d'investigation

3.2.1.1. Analyse de cartes, de sections et de colonnes lithostratigraphiques

Le contexte lithologique et structural est décrit à partir des travaux disponibles qui se présentent sous forme de colonnes lithostratigraphiques schématiques, de cartes et de sections de mines réalisées à l'aide de sondages (Annexes 3.1 et 3.2). Il s'agit souvent de travaux non publiés, sans référence précise. Ils sont analysés à la lumière de nos observations de terrain, pendant l'été 2003. Ces dernières ont été faites, d'une part sur les gisements ciblés pour cette étude (Pingqiu et Huaqiao), d'autre part sur toutes les autres principales occurrences régionales. Nous avons visité les différentes galeries d'exploitation minière en vue de vérifier les données et procéder à la description, dans leur contexte, des veines aurifères, essentiellement de type VPS, que nous devions étudier en laboratoire. Nos observations ont été enrichies au cours de la traversée régionale, le long de la route, de Huaqiao à Pingqiu. Cela a servi pour la réalisation de la coupe schématique de synthèse présentée plus loin dans ce chapitre.

Les cartes utilisées ont été réalisées à partir de levés géologiques et géophysiques, de puits, de tranchées et de sondages carottés (Annexes 3.2). Les différentes sections interprétatives (Annexe 3.1) de mines ont été réalisées à l'aide de sondages carottés et des galeries d'exploitation minière (Chang *et al.*, 1984). Les forages sont subverticaux du fait de la géométrie du pli (ouvert à fermé, charnière de faible courbure). Les VPS aurifères sont parallèles à la stratification et localisées en zone charnière où elles sont quasiment horizontales.

3.2.1.2. Analyse stéréographique

Les mesures structurales effectuées par l'équipe de recherche de l'Institut de géochimie de Guiyang, en charge de la géologie régionale, ont été reprises à partir de la carte à 1/ 50 000 réalisée par cette dernière (Lu *et al.*, 2003a ; Annexe 3.3). Ces mesures sont analysées à l'aide de canevas stéréographiques (Ragan, 1985). Il s'agit essentiellement de mesures de surface de stratification S0 (371 mesures ; Fig. 3.7, Annexe 3.3.). Ces mesures ont été traitées en utilisant la projection stéréographique (hémisphère inférieur) équivalente (*equal-area*), en faisant usage du logiciel *GEORient* (Holcombe, 2003b). Des diagrammes stéréographiques de type π ont été produits (Ragan, 1968, 1973, 1985; Marshak et Mitra, 1998). L'avantage principal de ce mode de représentation des données, dans le cas d'une couverture statistiquement valide (en mesures) de la structure à analyser (pli), est de permettre l'appréciation de la géométrie de la surface plissée, d'estimer l'angle d'ouverture à l'aide du logiciel *GeoCalculator* (Holcombe, 2003a), et l'orientation du plan axial du pli (Ragan, 1973; Marshak et Mitra, 1998), avec *GEORient* (Holcombe, 2003b). L'analyse stéréographique par le biais des diagrammes π a donc permis de visualiser la géométrie du pli. Pour notre part, il s'agira

d'une analyse des mesures fournies en vue d'en tirer une synthèse qui permettra d'interpréter nos propres données.

Les linéaments (interprétés comme fracturations) extraits de l'analyse d'images satellitaires LANDSAT ETM (Fig. 3.8) ont servi de support pour la réalisation des rosaces de direction qui seront présentées plus loin. La proportion des longueurs cumulées par classe de 10° est représentée dans le cadran est (demie E), en pourcentage ; tandis que la fréquence est représentée dans le cadran ouest (demie O), en pourcentage également. Cela permet de mettre en évidence sur un même diagramme, les classes de fractures qui ont les longueurs cumulées les plus grandes, ainsi que celles des fractures les plus fréquentes. Il faut souligner l'échelle d'analyse plus régionale des linéaments (par souci de représentativité, Fig. 3.8) par rapport à celle de la carte des mesures de S0 (Fig. 3.7) restreinte à la zone de Jinping. Les sous-secteurs Bake et Huaqiao ont été regroupés en secteur Huaqiao en vue d'une analyse représentative et équilibrée de la zone d'étude. En effet, ils ont sensiblement le même patron de linéaments (Fig. 3.8).

Les mesures de la surface de stratification (S0) et des linéaments ont donc été analysées en fonction des secteurs correspondant au différents gisements aurifères de la zone d'étude (e.g., Pingqiu, Bake, Huaqiao) et des membres lithologiques qui y sont reconnus.

3.2.2. Gisement aurifère de Pingqiu

Dans le secteur Pingqiu (Fig. 3.7), deux sites étaient en exploitation pendant l'étude de terrain, au cours de l'été 2003. Il s'agit de Hongxin et de Shuanxin, proches l'un de l'autre (environ 1 à 2 km,), dont nous avons visité les galeries d'exploitation. Ils sont situés à environ 14 km à l'ouest de la ville de Jinping (Fig. 3.2). La propriété Hongxin a pour coordonnées géographiques : 109° 3' 15 " E - 109° 3' 44 " E; 26° 39' 38 "N - 26° 40' 14 "N.

3.2.2.1. Contexte lithostratigraphique

Le gisement aurifère de Pingqiu est contenu dans les Formations de Fanzhao et de Qingshuijiang. À l'échelle régionale, le Membre Pt₃f₂ de la Formation de Fanzhao affleure au cœur de l'anticlinal, tandis que les Membres Pt₃q₁ et Pt₃q₂ de la Formation de Qingshuijiang affleurent sur ses flancs (Fig. 3.3). Les veines de quartz aurifères sont encaissées dans le Membre Pt₃f₂ qui a une épaisseur supérieure à 1000 mètres (Fig. 3.6). Il comprend, de la base vers le sommet, les couches Pt₃f₂² et Pt₃f₂³. À l'échelle du gisement, le lithofaciès Pt₃f₂²⁻² qui affleure au cœur de l'anticlinal est composé de grès tandis que le lithofaciès Pt₃f₂²⁻³, situé sur les flancs, est composé d'argilites tufacées (Fig. 3.9; Lu *et al.*, 2001 et Lu *et al.*, 2003a). Les veines de quartz aurifères sont localisées dans le lithofaciès gréseux Pt₃f₂²⁻² (Lu *et al.*, 2001).

3.2.2.2. Contexte structural

Le gisement aurifère de Pingqiu est localisé dans la charnière de l'anticlinal régional de Pingqiu, au voisinage de la zone de cisaillement régionale de la même appellation (Fig. 3.3). Ce plissement est orienté en moyenne N040, avec des anticlinaux

de deuxième ordre se situant sur les flancs et en zone charnière. Localement, les plus prépondérants portent les noms de Jinchangxi et de Taoziao. Ces plissements secondaires sont faiblement obliques sur le plissement régional. Les zones de cisaillement recoupant leurs flancs sont à mouvement fini dextre-normal, à fort pendage (70 à 80°) et convergentes vers l'extrados (Lu *et al.*, 2001; Keita *et al.*, 2004). Ils sont soit sinusoïdaux, soit coffrés (Fig. 3.10).

Les VPS aurifères sont situées dans les charnières de ces anticlinaux de deuxième ordre. Elles sont connectées à ces zones de cisaillements ou failles, à fort pendage (70 à 80°), convergentes vers l'extrados. Leur comportement hybride (ductile-cassant) a été également observé, avec le cisaillement passant à la fracturation. Les plis secondaires et les cisaillements de deuxième ordre associés sont affectés par un jeu de failles tardives (Fig. 3.11). L'examen dans le détail de la charnière permet d'observer des veinules de quartz parfaitement concordantes (Fig. 3.12). Les zones de cisaillement secondaires contiennent souvent des veines de quartz ou sont contiguës à des stockwerks (Fig. 3.13) parfois aurifères (Lu *et al.*, 2001).

3.2.2.3. Analyse stéréographique des mesures structurales

Les stéréogrammes des mesures de S0 (Annexe 3.2) en fonction des différentes unités lithologiques (membres) du secteur Pingqiu présentent des patrons différents.

Pour le Membre Pt₃f₂, qui couvre la zone charnière anticlinale du plissement de Pingqiu (Fig. 3.3), on observe une répartition asymétrique des pôles de S0 (Fig. 3.14). Toutefois, en prenant en compte la largeur d'affleurement qui a induit une quantité de mesures plus importantes effectuée sur le flanc NO par rapport au flanc SE, il se déduit

qu'il ne s'agit pas nécessairement d'une asymétrie dans le plissement (Fig. 3.7). En outre, il convient de noter l'étalement latéral important, dans la direction NE-SO, de la répartition des pôles de S0 (Fig. 3.14).

Pour le Membre Pt₃q₁, qui affleure exclusivement sur les flancs de plis (Fig. 3.3), le stéréogramme présente deux zones de forte densité sensiblement symétriques (Fig. 3.15).

Le Membre Pt₃q₂ affleure dans la zone charnière du synclinal de Yedong. Le stéréogramme des pôles de S0 dans ce membre présente une répartition symétrique (Fig. 3.16) qui, confortée par la distribution homogène des mesures (Fig. 3.7), permet de déduire du patron des courbes d'isodensité, un pli cylindrique, droit (plan axial subvertical), très faiblement fermé et à axe horizontal (N221, 00 ou N041, 00).

La synthèse de l'ensemble des mesures de S0 du secteur Pingqiu, tous les membres confondus, donne un stéréogramme qui présente une distribution presque symétrique des pôles de S0 (Fig. 3.17). La géométrie du plissement peut être ainsi visualisée (Ragan, 1985; Marshak et Mitra, 1998). Il s'agit de pli cylindrique, droit (plan axial subvertical), faiblement fermé (angle d'ouverture de 58°) à axe horizontal (N046, 00). Il convient de noter, l'étalement de la répartition de la densité des pôles de S0 dans la direction NE-SO, perpendiculaire à leur direction principale NO-SE (N136). L'analyse plus détaillée des mesures effectuées en zone charnière permettra de tester la possibilité d'une culmination des plis dans cette direction NE-SO. Cela devrait être très probable, s'il est fait référence aux plissements de deuxième ordre qui ont une extension de moindre envergure dans cette direction et se termineraient, par conséquent, en formant un bombement (structural) sur le plissement régional.

La rosace de direction des linéaments (Lu *et al.*, 2003a; Lu *et al.*, 2003b), permet de visualiser les proportions correspondantes à la longueur cumulée des classes de direction de fractures prépondérantes (demie E) ainsi que leurs fréquences cumulées (demie O). Dans le secteur Pingqiu (Fig. 3.8), 111 linéaments totalisant 270,93 km ont été mesurés (Fig. 3.18, Tabl. 3.1, Annexe 3.4). De l'analyse de cette rosace, deux classes de fractures se distinguent.

Dans la demie E de la rosace (Fig. 3.18), la classe N100-119 a une longueur cumulée de 77,05 km (N=31) soit une longueur moyenne de 2,5 km (Fig. 3.18, Tabl.3.1). La classe N050-069 a 130,78 km (N=49) de longueur cumulée représentant une longueur moyenne de 2,7 km (Fig. 3.18, Tabl. 3.1). La dernière classe est donc, en ce qui concerne la proportion de longueurs cumulées, prépondérante à Pingqiu même si les longueurs moyennes entre ces classes sont très proches.

L'observation la demie O, permet de remarquer la fréquence plus élevée de la classe N050-N069 (44,15 %) par rapport à la classe N100-119 (27,93 %) (Fig. 3.18, Tabl.3.1). Dans le secteur Pingqiu (Fig. 3.8), la classe N050-069 de fracturation a la plus grande longueur et fréquence cumulées par classe.

La classe N050-069 (médian : 060) coïncide avec la direction moyenne des plis et des fracturations en relation spatiale avec les minéralisations aurifères. Quant à la classe N110-119, elle cadre avec celle des fractures qui décalent les axes de ces plis et ces fracturations.

La rosace de direction (médian : 055) des veines de quartz (Fig. 3.8), permet de mettre en évidence une fréquence d'azimut marquée des classes N040-059 (30,7 %) et

N060-069 (23 %) (Fig. 3.19, Tabl. 3.2). Ces orientations sont généralement parallèles à la direction du litage (S0) et à celle du grain tectonique régional.

3.2.2.4. Style de minéralisation

Sur le site de Pingqiu, nous avons pu identifier des VPS aurifères. Elles sont localisées dans des plis de deuxième ordre en zone charnière. Cette dernière est encadrée par des zones de cisaillement à mouvement fini normal (Figs. 3.9 et 3.10).

La minéralisation aurifère, se présente essentiellement sous la forme de veines de quartz massives et à cavités abondantes, parallèles à la stratification et conformes au plissement secondaire. Elles correspondent au type2 défini pour ce type de gisement (Jessell *et al.*, 1994; Fowler, 1996). Des veines de quartz aurifères aplatis, légèrement obliques sur la stratification qu'elles recoupent, sont également reconnues. Ces dernières correspondent au type1 de cette classification (Jessell *et al.*, 1994; Fowler, 1996).

Des veines aurifères sont également contenues dans les zones de cisaillement de deuxième ordre qui sont parfois contiguës aux stockwerks aurifères (Fig. 3.13).

3.2.3. Gisement aurifère de Huaqiao

Gisement aurifère de Huaqiao est localisé au sud-est (SE) du comté de Jinping, à environ 28 km de la ville de Jinping (Figs. 3.2 et 3.3). La zone englobe les villages de Shandong et de Huaqiao. Les coordonnées géographiques sont : 109° 12' 00 " E - 109° 27' 00 " E et 26° 30' 00 " N et 26° 40' 00 " N.

3.2.3.1. Contexte lithostratigraphique

Dans le secteur Huaqiao (Fig. 3.7), les roches du Protérozoïque supérieur (Pt_3) du Groupe de Xiajiang sont représentées par les Formations de Qingshuijiang, de Pinglue et de Longli (Fig. 3.3). La Formation de Qingshuijiang est matérialisée par son membre Pt_3q_2 . Quant à la Formation de Longli, elle est représentée par ses membres Pt_3l_1 et Pt_3l_2 . Au cœur du synclinal de Tonggu, se retrouvent les roches des systèmes Carbonifère et Permien, en discordance angulaire sur la Formation de Longli (Fig. 3.3).

Les veines de quartz aurifères sont encaissées dans les Membres Pt_3l_1 et Pt_3l_2 (Figs. 3.20 et 3.21).

Le Membre Pt_3l_1 comprend respectivement, de la base au sommet, les couches $Pt_3l_1^1$ et $Pt_3l_1^2$. Celle $Pt_3l_1^1$, d'épaisseur variant de 600 à 800 mètres, est composée d'argilites arénacées et d'argilites silteuses avec de rares conglomérats à la base. La $Pt_3l_1^2$ est composée, de la base vers le sommet, des lithofaciès (1) $Pt_3l_1^{2-1}$, gréseux, d'épaisseur variant de 3 à 25 mètres et contenant la VPS aurifère M6, (2) $Pt_3l_1^{2-2}$, constitué d'argilites arénacées, d'épaisseur fluctuant entre 8 et 24 mètres, et (3) $Pt_3l_1^{2-3}$, gréseux, d'épaisseur allant de 7 à 27 mètres, contenant la VPS aurifère M3 (Chang *et al.*, 1984; Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

Le Membre Pt_3l_2 comprend respectivement, de la base au sommet, les couches $Pt_3l_2^1$ et $Pt_3l_2^2$. La couche $Pt_3l_2^1$ est subdivisée, de la base au sommet, en trois lithofaciès : (1) $Pt_3l_2^{1-1}$, d'épaisseur variant de 20 à 94 mètres; composé d'argilites arénacées avec des argilites carbonées noires associées, contenant la VPS aurifère M4, (2) $Pt_3l_2^{1-2}$, d'épaisseur fluctuant entre 51 et 142 mètres, composé d'argilites, (3) $Pt_3l_2^{1-3}$, d'épaisseur

allant de 42 à 58 mètres, constitué d'argilites et de phyllites à micas, contenant la VPS aurifère M1 à sa base. La Pt₃I₂², d'épaisseur se situant entre 50 et 100 mètres, est composée de grès lités à la base passant à des argilites dans les niveaux supérieurs. Cette dernière contient, à sa base, au contact avec la couche Pt₃I₂¹ sous-jacente, les VPS aurifères M2 et M3 (Chang *et al.*, 1984).

3.2.3.2. Contexte structural

Le gisement aurifère de Huaqiao est contrôlé par l'anticlinal de deuxième ordre de Leidapu (Huaqiao) qui affecte le synclinal régional. Il est associé à ce dernier des plis de deuxième ordre que sont les synclinaux de Tonggu et de Huangniushan. Le cœur du synclinal Huangniushan est occupé par les membres de la Formation de Nantuo du Système Sinien qui reposent sur la Formation de Longli (Chang *et al.*, 1984).

Les traces axiales de ces plis, parallèles les unes aux autres, sont orientées de N030 à N045 (Chang *et al.*, 1984).

Le synclinal de Huangniushan a une longueur de 26 km et couvre latéralement 5 à 6 km. Les deux flancs ont des pentes moyennes faibles (10 à 30°). Il s'agit de plis droits, symétriques, à plans axiaux subverticaux (Chang *et al.*, 1984).

Le synclinal de Tonggu, qui a sa trace axiale orientée N040 s'étend sur une longueur de 25 km et couvre une largeur de 3,5 km. Les flancs ont des pentes moyennes de 15 à 30° (Chang *et al.*, 1984).

L'anticlinal Leidapu (Huaqiao) est celui qui encaisse, dans sa zone charnière, les VPS aurifères. Cette dernière, de direction N030 à N040, s'étend sur 5 km de long et de 1

à 1,5 km de large. Le pendage des couches varie de 15 à 35° sur le flanc SE et de 20 à 45° sur le flanc NO. Ce plissement de deuxième ordre est interprété comme résultant du mouvement yashanien par les géologues locaux, contrairement aux plissements régionaux, de plus grande envergure, interprétés Calédoniens (Chang *et al.*, 1984). Il est considéré comme émanant de la surimposition du mouvement yashanien sur le plissement calédonien (Chang *et al.*, 1984). Nous partageons l'idée de la réactivation des fractures (confirmée par l'étude pétrographique à venir) par ce mouvement, mais nous ne disposons pas d'évidence pour attribuer ces plis de deuxième ordre à une phase de plissement distincte.

Ces plis sont affectés par des failles NE grossièrement de même direction N020 à N030, de longueur atteignant 27 km, mais de 5 à 7 km pour les failles de deuxième ordre. Ces dernières, à mylonites associées, ont des pendages NO d'environ 75° et présentent des miroirs de failles contenant des stries de glissements qui seraient compatibles avec un mouvement fini inverse (Chang *et al.*, 1984). Le décalage vertical a été estimé de 40 à 60 m avec des zones de mylonitisation pouvant atteindre par endroits 1 à 2 m (Chang *et al.*, 1984). Elles ont approximativement la même orientation que l'axe des plis de deuxième ordre. Nous ne partageons pas l'interprétation de mouvement inverse de ces failles et cisaillements secondaires. Les crochons de failles, observables sur les sections, ne sont pas toujours compatibles avec un mouvement inverse (Fig. 3.21, section 1-1'). Nous suggérons plutôt une réactivation par décrochement dextre.

Un système de failles NEE, orienté N065 à N075, est reconnu sur 30 km (Chang *et al.*, 1984). Les plans de faille ont des pendages autour de 70° à 80° vers le NO. Il s'agirait également de failles à mouvements finis apparents inverses qui recoupent l'axe des plis

NE tel que le synclinal de Tonggu (Chang *et al.*, 1984). Le décalage directionnel a été estimé entre 80 et 500 m par l'équipe géologique No 103 (Chang *et al.*, 1984). Il faut remarquer que ce décalage directionnel considérable peut conduire, en l'absence d'indicateur cinématique fiable, à une interprétation erronée de mouvement fini inverse (Roy, 2005 ; communication orale).

Le gisement de Huaqiao est localisé proche de la conjonction entre une zone de cisaillement régional et la fracturation précoce E-O de Taijiang (Fig. 3.3). Ce dernier aurait été l'objet de plusieurs réactivations (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

Pour ce gisement, toutes les failles et zones de cisaillement ont leur pendage vers le NO et présentent un mouvement fini apparent inverse (Chang *et al.*, 1984). Nous sommes plutôt pour une simple réactivation par mouvement de décrochement dextre que nous avons observé.

3.2.3.3. Analyse stéréographique des mesures structurales

Les stéréogrammes réalisés en fonction des unités lithologiques présentent entre eux des différences qui méritent d'être commentées. Le stéréogramme du Membre Pt₃l₂ de la Formation de Longli présente une répartition légèrement asymétrique des pôles de S0 (Fig. 3.22). Ce membre occupe le cœur du synclinal régional qui affecte ce secteur (Fig. 3.7). Il affleure également dans la zone charnière de l'anticlinal de Leidapu (Huaqiao) dont la trace axiale coïncide avec une zone de cisaillement (Fig. 3.3). Ce type de répartition peut être imputable à la distribution faiblement inhomogène des mesures de S0 sur les flancs des plis. La légère asymétrie des courbes d'isodensité traduirait alors l'abondance modérée de mesures sur un flanc par rapport à l'autre (Roy, 2005 ; communication orale).

De façon globale, le patron du stéréogramme correspond à celui d'un pli cylindrique, droit (plan axial subvertical), ouvert, à axe subhorizontal (N216, 3SO).

Le Membre Pt_3l_1 se situe sur le flanc NO du synclinal de Tonggu (Fig. 3.3). Le stéréogramme correspondant présente des courbes d'isodensité des pôles de S0 décalées dans le cadran NO traduisant le pendage SE (Fig. 3.23). Pour le Membre Pt_3p du Groupe de Pinglue, qui occupe également le flanc NO du synclinal de Tonggu (Fig. 3.3), les courbes d'isodensité définissent un patron ovoïde décalé dans le cadran NO indiquant un pendage SE (Fig. 3.24).

Le stéréogramme de l'ensemble des mesures du secteur Huaqiao montre un patron similaire (Fig. 3.25) à celui obtenu avec le stéréogramme du Membre Pt_3l_2 (Fig. 3.22). Les courbes d'isodensité présentent une asymétrie avec un maximum de concentration dans le cadran NO. Toutes les mesures de S0, à pendage SE, qui viennent s'ajouter à celles du Membre Pt_3l_2 se situent sur le flanc NO de l'anticlinal où affleurent les Membres Pt_3l_1 et Pt_3p . Cela a accentué l'asymétrie observée dans la représentation par des courbes d'isodensité des pôles de S0. Le patron obtenu correspond donc en réalité à celui d'un pli cylindrique, légèrement déjeté (plan axial subvertical), ouvert (angle d'ouverture de 76°) à axe subhorizontal (N217, 3SO).

Dans le secteur Huaqiao (Fig. 3.8), 74 fractures interprétées, cumulant une longueur de 208,59 km, ont été mesurées et analysées (Tabl. 3.3 et Annexe 3.5). La rosace de direction obtenue présente deux classes de fracturations (Fig. 3.26).

La classe N100-119 a une longueur cumulée de 114,38 km (N=42, demie E) soit une longueur moyenne de 2,7 km. La deuxième classe est celle des fractures N060-069

(N=9) à 45,40 km de longueur cumulée correspondant à une longueur moyenne de 5 km. Les fractures de la classe N100-119 sont les plus fréquentes (demie O) avec 56,75 % (Tabl. 3.3). Quant à la classe N060-069, les fractures sont très peu fréquentes avec 12,16 %. Dans ce secteur (Fig. 3.8), les fractures moins longues (longueur moyenne de 2,7 km) qui ont les longueurs cumulées les plus grandes et qui sont les plus fréquentes appartiennent à la classe N100-119. La deuxième classe N060-069 représente des fractures plus longues (longueur moyenne de 5 km) qui ont une moins grande longueur cumulée et qui sont peu fréquentes.

Les fracturations N100-N120 sont interprétées comme les plus tardives (Chang *et al.*, 1984; Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a). Elles auraient occasionné des réactivations des structures préexistantes telles que les plis et les cisaillements NE (Chang *et al.*, 1984; Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

3.2.3.4. Style de minéralisation

Selon l'équipe de géologie No 103 (Chang *et al.*, 1984), il existerait deux types de minéralisations aurifères : les veines de quartz aurifères et la minéralisation aurifère disséminée dans les zones d'altération, associée à la mise en place des veines. Ce dernier type serait plus aurifère (Chang *et al.*, 1984). Toutefois, de nos travaux dans les galeries souterraines, il ressort que la minéralisation aurifère est essentiellement contenue dans les veines de quartz de type VPS.

La minéralisation aurifère dans les veines de quartz se situe dans les zones charnières des plis de deuxième ordre, et aussi dans les zones de cisaillements ou failles à mouvements finis apparents inverses. De très fortes teneurs en or ont été obtenues à

l'analyse de ces fracturations connectées à la zone charnière contenant des VPS aurifères (Lu, 2006; communication orale).

Les VPS peuvent se présenter soit sous forme individuelle soit sous la forme d'un ensemble de réseau de veines. Dans le premier cas, les éponges ne seraient pas minéralisées contrairement au second cas (Chang *et al.*, 1984).

En fonction de la morphologie des veines, elles peuvent être classées en trois catégories :

- les veines individuelles conformes à la stratification (on peut les suivre sur 20 m de long, d'épaisseur généralement de 0,05 m à 0,2 m, mais pouvant atteindre des épaisseurs de 0,4 à 1,1 m);
- les veines composites conformes à la stratification, mais connectées aux zones de fracturations (composées de plusieurs veines d'épaisseur de 0,01 à 2 m et pouvant atteindre 2 à 3 m d'épaisseur formant alors une zone de veines de 5 à 25 m);
- et les réseaux de veines de quartz de type stockwerk (composé de veines irrégulières atteignant parfois 5 cm d'épaisseur) localisés communément à la base des lits (Chang *et al.*, 1984). Ces stockwerks se retrouvent aussi dans les fracturations (Chang *et al.*, 1984).

En fonction de la conformité avec la stratification, on distingue deux types de veines de quartz aurifères : celles parfaitement conformes à la stratification et celles qui sont contenues dans des craquelures faisant un angle de 15 à 30° avec la surface de

stratification (Chang *et al.*, 1984). Elles correspondent, respectivement, à la distinction des VPS de type2 et de type1 mentionnée dans la littérature (Jessell *et al.*, 1994; Fowler, 1996).

Le gisement de Huaqiao est surtout caractérisé par la minéralisation aurifère des veines de quartz contenues dans les zones de cisaillements ou failles à mouvement fini apparent inverse qui reprennent les plis de deuxième ordre encaissant les VPS aurifères. Ces veines aurifères contenues dans ces fracturations sont laminées et bréchifiées. Elles donnent parfois des teneurs en or très élevées (Lu, 2006; communication orale).

3.3. Comparaison des gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqiao

Les gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqiao comportent tous les deux des VPS localisées en zone charnière de plis de deuxième ordre. Cependant, ces deux types de gisement ont des différences assez marquées en ce qui concerne leur lithologie, leur contexte structural et leur style de minéralisation.

3.3.1. Contexte lithostratigraphique des gisements

Sur le plan stratigraphique, les deux gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqiao sont encaissés tous les deux dans des formations du Protérozoïque supérieur du Groupe de Xiajiang (Fig. 3.7). C'est ainsi que le gisement de Pingqiu est encaissé dans la Formation de Fanzhao située à la base de la séquence ; tandis que le gisement de Huaqiao, plus au SE est encaissé dans la Formation de Longli située au sommet de la séquence (Fig. 3.27). Le gisement de Bake, situé entre les deux premiers cités, est encaissé dans la Formation de Qingshuijiang localisée dans la partie médiane de la séquence (Fig. 3.27). Sur le plan lithologique, le gisement de Pingqiu est encaissé dans

des grès tandis qu'à Huaqiao, il s'agit d'une lithologie composite à grès et à argilites arénacées.

3.3.2. Analyse structurale

La localisation des gisements de Pingqiu et de Huaqiao par rapport au plissement régional est très différente. Le gisement de Pingqiu est situé en zone charnière de l'anticlinorium régional du même nom, tandis que le gisement de Huaqiao se situe dans le synclinorium régional de Tonggu (Fig. 3.27). Toutefois, les VPS de chacune de ces gisements sont localisés dans la charnière anticlinale de plissements de deuxième ordre. Ces plis de deuxième ordre sont affectés par des cisaillements secondaires localisés sur leurs flancs. À Pingqiu, ceux-ci, à mouvement fini normal et associés à la minéralisation sont convergents vers l'extrados du plissement secondaire contenant les VPS aurifères. Ils contiennent des veines, faiblement minéralisées, connectées à des stockwerks aurifères. À Huaqiao, ces mêmes types de cisaillements sont tous à pendage vers le NO, et à mouvement fini apparent inverse (Chang *et al.*, 1984). Ils contiennent des veines de quartz à texture bâchique fortement minéralisées, mais dont les teneurs ont une distribution erratique. Cependant, nous ne partageons pas cette interprétation de mouvement inverse. Une réactivation par mouvement de décrochement dextre est plus plausible. Cela est d'ailleurs conforté par nos observations à Pingqiu (voir Fig. 3.13). Toutefois, le mouvement inverse est aussi conforme avec la localisation de Huaqiao dans le synclinorium régional. Néanmoins, il convient d'indiquer que l'analyse structurale régionale détaillée ne fait pas l'objet de ce travail. Cette étude reste à réaliser par d'autres membres de l'équipe de recherche de l'Institut de Géochimie de Guiyang.

La réalisation de diagramme π avec l'ensemble des mesures de S0 dans chacun des secteurs a permis d'observer pour le secteur Pingqiu, un patron quasiment symétrique tandis qu'à Huaqiao le patron est légèrement asymétrique. Cette différence pourrait être imputable à la non-homogénéité de la distribution des mesures de S0 par rapport aux flancs de pli. Cela a d'ailleurs pu être constaté à Pingqiu avec le stéréogramme correspondant au Membre pt_3f_2 (Fig.3.14).

Le stéréogramme de synthèse de l'ensemble des mesures de tous les secteurs met en évidence un patron légèrement asymétrique pour probablement les mêmes raisons déjà invoquées plus haut. Toutefois, il correspond à celui d'un pli cylindrique, droit, à axe horizontal (N220, 02SO) (Fig. 3.28).

Dans l'ensemble, pour les deux secteurs. Il faut surtout faire remarquer l'étalement de la densité des pôles de S0 dans la direction SO-NE. Pour mettre en évidence cette éventualité, des canevas stéréographiques ont été réalisés sur des portions d'affleurement localisées exclusivement dans la zone charnière des différents plis. Il a pu être ainsi mis en évidence l'existence d'une légère culmination associée au plissement (Fig. 3.29). Il peut être déduit une structure en dôme et bassin structurale, comme le montre la section longitudinale schématique du gisement de Huaqiao (Fig. 3.30).

L'utilisation des rosaces de direction permet d'observer des divergences dans la prépondérance des classes de fracturations et dans leurs fréquences en passant du secteur Pingqiu au secteur Huaqiao (Fig. 3.8). Dans les deux secteurs (Fig. 3.8), les rosaces de direction permettent de faire ressortir 2 classes principales de fracturations : les classes N050-069 et N100-119. Dans le secteur Pingqiu (Fig. 3.8), les fractures de la classe N050-069 ont la plus grande longueur cumulée et sont les plus fréquentes. Dans le

secteur Huaqiao (Fig. 3.8), c'est plutôt celles de la classe N100-119 (médian : 110) qui ont la longueur cumulée la plus grande et ont une fréquence cumulée plus élevée. La classe N050-069 (médian : 060) a une direction subparallèle à l'orientation des plis qui est légèrement oblique sur celles des cisaillements régionaux et de deuxième ordre. La classe N100-119 a la même orientation que les fractures tardives qui recoupent ces premières structures (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

La rosace de direction de synthèse de l'ensemble de la zone d'étude a été réalisée (Fig. 3.31, Tabl. 3.4, Annexe 3.6). Les fractures analysées sont au nombre de 214 et cumulent une longueur de 572,3 km. Les deux classes N050-069 et N100-119 se distinguent. La classe N050-069 totalise une longueur cumulée de fracturation plus grande 242,61 km (N=92) soit une longueur moyenne de 2,6 km et une fréquence cumulée plus élevée (38,17 %) par rapport à la classe N100-119 qui a une longueur cumulée de 184,48 km (N=79) donc une longueur moyenne de 2,3 km et 32,78 % comme fréquence (Tabl. 3.4). Cependant, les fréquences cumulées des fractures des deux classes sont plus proches que leurs longueurs cumulées. Elles ont des significations différentes dans l'histoire tectonique régionale. La classe N050-069 correspond à la direction des plis régionaux et des fracturations associées alors que la classe N100-119 correspond à la direction des fracturations tardives qui recoupent les structures précédentes.

3.3.3. Style de minéralisation aurifère

Sur les deux sites de Pingqiu et de Huaqiao, la minéralisation aurifère se présente essentiellement sous la forme de VPS située en zone charnière de plis de deuxième ordre. Cependant, si à Pingqiu ces VPS sont plus massives et à cavités plus abondantes, celles à Huaqiao le sont moins. Ainsi, à Huaqiao, les VPS sont à structures plus complexes.

Elles se présentent en veine unique ou en réseaux de veines plus ou moins laminées. Sur les deux sites, des fracturations situées sur le flanc des plis secondaires auxquels sont associées les VPS aurifères, sont minéralisées en or. Mais, si à Pingqiu, ces fracturations sont à mouvement fini normal-dextre et convergent vers la zone charnière anticlinale et très peu riche en or, à Huaqiao, ces fracturations sont toutes à pendage fort vers le NO, à mouvement fini apparent inverse et à très forte teneur en or. Les veines de quartz aurifères qui y sont contenues ont une texture bréchique.

De façon générale, on peut résumer en un style de minéralisation plus simple à Pingqiu, se traduisant par des veines plus massives et à cavités plus abondantes contrairement à Huaqiao où les veines ont une structure plus complexe (massive à composite) et même très bréchique dans les zones de fracturation.

3.4. Spécificités des sites de Pingqiu et de Huaqiao

Pour comprendre la pertinence du choix de la zone de Jinping (gisements de Pingqiu et de Huaqiao), il convient de faire la comparaison avec les gisements du même type, les plus étudiés dans le monde, que sont les gisements du Groupe de Meguma en Nouvelle-Écosse (Canada), et ceux du *Bendigo-Ballarat zone* et du *New South Wales*, en Australie (*cf. Chapitre 1*).

À Jinping, les roches encaissantes des VPS et de la minéralisation aurifère associée ont subi des intensités de métamorphisme et de déformation plus faibles que les gisements des deux régions de comparaison. De plus, aucune intrusion ni même aucun dyke n'a encore été reconnu à Jinping et même dans ses environs, contrairement aux deux autres exemples. Dans ce contexte géologique spécifique, les structures et textures

primaires des VPS seront mieux préservées. Fowler (1996) souligne le fait que la déformation progressive pourrait oblitérer les structures et textures primaires dans les veines de quartz.

En Nouvelle-Écosse, au Canada, la minéralisation aurifère encaissée dans les turbidites du Groupe de Meguma se situe dans un contexte de déformation polyphasée (Ryan et Smith, 1998), contrairement à celle de Jinping. Il n'y est pas toujours évident d'établir les relations entre les VPS et les phases de plissements distinctes (Ryan et Smith, 1998).

Le style structural à Jinping présente en outre quelques particularités par rapport à ceux observés dans les gisements du *Meguma Terrane*, du *Bendigo-Ballarat area* et de *New South Wales*. Les plis sont plutôt sinusoïdaux ou coffrés au lieu d'être des plis en chevron. Ils sont ouverts à fermés avec des failles normales associées, tout au moins dans le secteur de Pingqiu, contrairement aux plis en chevron fermés à isoclinaux, à failles inverses associées, observés dans les deux régions de comparaison. Ces deux types de plis observés à Jinping sont invoqués dans les modèles d'explication de la formation des VPS (Fowler, 1996), mais des exemples naturels restent encore à caractériser.

Dans le gisement de Hill End Gold Field en Australie (Windh, 1995) et de Golden Ville en Nouvelle-Écosse au Canada (Ryan et Smith, 1998), les VPS situées dans la charnière sont déformées co-axialement avec le pli, et sont moins minéralisées en or que celles situées sur les flancs qui sont laminées (Windh, 1995). Contrairement à cela, les VPS rencontrées à Jinping, qui se situent aussi dans la charnière, sont les plus minéralisées et ne sont pas replissées (Lu et al., 2003a). Ces veines ont une texture massive (particulièrement à Pingqiu) avec des cavités abondantes (Lu et al., 2003a). On

pourrait formuler alors l'hypothèse que ces VPS se soient mises en place après le plissement ou au moins à la fin de celui-ci. Contrairement au modèle invoqué dans la littérature dans ce cas (Horne et Culshaw, 2001), la formation des VPS pourrait être très peu liée au mécanisme de déformation de flanc (flexural-slip) pendant le plissement ou même aux failles inverses produites après le plissement.

Pour les gisements aurifères filoniens encaissés dans les turbidites, il est reconnu que la localisation de l'essentiel de la minéralisation aurifère se trouve dans les VPS. Les caractères lithologique, géochimique et minéralogique principaux de ces gisements aurifères filoniens ont été également étudiés. Toutefois, il se pose encore le problème de la relation génétique des VPS avec les structures auxquelles elles sont associées (stratification, pli et fracturations), ainsi que celui de la détermination, pour un gisement donné, de la source du fluide hydrothermal minéralisateur ainsi que l'origine de l'or et les mécanismes de sa concentration dans les veines de quartz. Le site de Jinping, de par la relative simplicité du contexte géologique et structural, permettra de contribuer considérablement à la résolution de ces problèmes.

Le choix du site de Jinping étant justifié, il faut à présent expliquer le choix des deux gisements de Pingqiu et de Huaqiao. Ces deux gisements ont été choisis sur la base de leur similitude en plusieurs points, mais surtout des différences dans leurs contextes lithologique et structural. Sur ces deux sites, la minéralisation aurifère est essentiellement contenue dans des VPS encaissées dans des séquences turbiditiques. Toutefois, le gisement de Pingqiu se situe dans les unités de la base de la séquence sédimentaire (antclinorium régional) tandis que celui de Huaqiao se situe dans les unités supérieures (Fig. 3.27) d'un synclinorium régional. Sur le plan stratigraphique, il devenait ainsi possible

d'analyser le comportement de la minéralisation entre ces deux pôles et d'avoir une coupe représentative de la zone d'étude. Sur le plan structural et en relation avec la mise en place des VPS, les failles inverses sont celles reconnues en Australie, mais, les cisaillements à mouvement normal sont très typiques de Pingqiu. Il est donc possible de procéder à des comparaisons avec les sites étudiés en Australie. L'enjeu est de pouvoir analyser le rôle des failles et cisaillements dans la mise en place des VPS aurifères. En Australie, il est attribué aux failles inverses un rôle de remobilisation de la minéralisation aurifère. Avec la présence de cisaillements à mouvement normal sur le site de Pingqiu, ce rôle de réactivation des fractures devrait être réexaminé. Le site de Huaqiao peut être considéré comme un représentant des gisements à failles à mouvement inverse, même si nous retenons plutôt pour Huaqiao, une réactivation par mouvement de décrochement. Ces failles, dans un cas ou dans l'autre, demeurent des failles de réactivation comme nous allons le démontrer à l'aide de l'analyse microstructurale, au chapitre suivant. Nous allons y comparer les VPS du site de Pingqiu à celles du site de Huaqiao.

3.5. Caractère turbiditique des roches encaissantes

Les structures primaires de sédimentation sont parfois très bien préservées dans les formations précambriennes du Groupe de Xiajiang; les plus communément observées sont les rides de courant, les empreintes de charge, les flûtes de convolution, les stratifications entrecroisées, les granoclassements. Les caractéristiques des séquences sédimentaires observées dans les membres des Formations de Qingshuijiang et de Longli ont permis leur identification en turbidites proximales à intermédiaires sur la base de séquences incomplètes de Bouma reconnues (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

Nos observations de terrain ont permis de confirmer le caractère turbiditique des séquences sédimentaires (Fig. 3.32). De la base vers le sommet les séquences observées comprennent : grès grossiers granoclassés et à empreintes de charge passant à des grès fins laminaires ou à stratifications entrecroisées puis à des siltites fines convolutées et ondulées. Ces caractères correspondent respectivement à ceux des intervalles A, B et C de la séquence de Bouma. Les intervalles D et E n'ont pas été observés sur les affleurements examinés. De ces observations il ressort que les roches sédimentaires de la zone d'étude présentent les caractères reconnus dans les turbidites classiques. Elles peuvent être classées parmi les turbidites proximales à intermédiaires, les niveaux D et E correspondant aux turbidites distales étant manquantes. Ce caractère turbiditique est conforme avec l'environnement tectonique de sédimentation décrit au chapitre 2 pour les formations du Groupe de Xiajiang.

3.6. Relations entre structures et VPS

Quatre phases tectoniques ont marqué la géologie régionale du SE de Guizhou (*cf.* chapitre 2). Ce sont les phases Xuefeng, calédonienne, yashanienne et himalayenne. Dans la région d'étude, la phase calédonienne qui a occasionné des plis et des zones de cisaillements NE est exclusivement prédominante (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a). Il est aussi reconnu des réactivations à la suite de la phase yashanienne (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a).

Dans la zone d'étude, des plissements secondaires sont associés à des plissements majeurs de direction NE. Des zones de cisaillement ou failles aussi bien majeures que secondaires sont associées respectivement à ces deux catégories de pli. Il s'agit de plis cylindriques, droits, ouverts à fermés et à axes subhorizontaux. L'analyse

stéréographique a permis de mettre en évidence d'une légère culmination (structure en dôme et bassin, Fig. 3.29). Ce type de structure est également identifiable sur les sections interprétatives de sondage (Fig. 3.30.). Elle est reconnue comme pouvant constituer un piège pour la mise en place des VPS aurifères (Windh, 1995). Cela pourrait justifier le fait que ces dernières soient associées exclusivement aux plis de deuxième ordre qui seraient plus aptes à générer cette structure, en dôme et bassin, superposée aux plis régionaux. Ainsi, les VPS aurifères ont été observées, aussi bien à Pingqiu qu'à Huaqiao, associées aux plis de deuxième ordre. Ces derniers sont en relation avec des failles ou zones de cisaillement qui contiennent des veines de quartz aurifères. Cependant, leurs orientations par rapport aux plis sont foncièrement différentes d'un site à l'autre. À Pingqiu, ces failles et zones de cisaillement, à fort pendage ont un mouvement fini normal. L'orientation de ces failles et zones de cisaillement, ainsi que leur mouvement, sont incompatibles avec uniquement une compression qui aurait généré ces plis isopaques. En effet, ces failles et zones de cisaillement, à fort pendage (70 à 80°), sont convergentes vers l'extrados (Fig. 3.11) au lieu d'être divergentes, ce qui correspondrait mieux mécaniquement aux fracturations synchrones des plis isopaques. Elles devraient par ailleurs présenter un mouvement inverse (Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1987; Ghosh, 1993).

A Huaqiao, contrairement à Pingqiu, ces failles et zones de cisaillement secondaires sont toutes à pendage fort vers le NO et à mouvement fini apparent inverse. Les veines de quartz aurifères associées sont à texture bréchique et à très forte teneur en or. Les caractéristiques de ces failles et zones de cisaillement reflètent une réactivation post plissement à mouvement fini de décrochement plutôt qu'inverse, compatible avec la prédominance de la classe de fractures tardives N100-119 dans ce secteur.

Malgré ces différences, sur les deux sites de Pingqiu et de Huaqiao, la relation entre les failles et zones de cisaillement de deuxième ordre et le plissement de même catégorie contenant les VPS aurifères est fortement plausible.

Il faut chercher à établir la nature de cette relation entre les deux types de structures (plis, zone de cisaillement). La zone charnière pourrait avoir joué le rôle de piège dans la mise en place des VPS. Les failles et zones de cisaillement pourraient avoir joué le rôle de conduit ou tout simplement un rôle de réactivation comme mentionné pour des gisements similaires (Sandiford et Keays, 1986; Cox *et al.*, 1995). Le premier type de rôle pourrait être plus plausible dans le cas du secteur de Pingqiu et le second type pour le gisement de Huaqiao. Toutefois, à Pingqiu, le mouvement normal reste à expliquer. Si l'on considère l'hypothèse de la présence d'intrusion granitique sous-jacente qui se serait traduite par les domaines circulaires identifiés sur les images satellites, il y a conformité structurale entre la mise en place de telles intrusions et ces failles et zones de cisaillement à mouvement normal.

La grande majorité de VPS se rencontre dans la zone de contact entre les lits arénacés et les lits silteux ou argileux (Chang *et al.*, 1984). Cela peut être imputable au contraste de ductilité, entre ces deux types de lithologie, qui conduirait à une disharmonie de plissement de ces derniers, ce qui peut être très favorable à la mise en place de ces veines.

3.7. Synthèse et discussions

Ce chapitre 3 a permis de préciser le contexte géotectonique de la zone d'étude avec un accent particulier mis sur les cadres géologique et structural des gisements aurifères, de Pingqiu et de Huaqiao, qui sont les sites choisis pour cette étude.

En ce qui concerne le contexte lithostratigraphique, le gisement de Pingqiu est situé à la base de la séquence sédimentaire du Groupe de Xiajiang tandis que celle de Huaqiao est localisée dans les niveaux supérieurs de cette séquence. Le site de Pingqiu se situe dans un contexte d'anticlinorium régional contrairement à Huaqiao localisé plutôt dans un synclinorium régional. Dans les deux cas, les minéralisations aurifères, essentiellement de type VPS, sont localisées dans les zones charnière des plis secondaires en relation spatiale avec des failles et zones de cisaillement de deuxième ordre. Ces dernières contiennent des veines de quartz aurifères. Cependant, à Pingqiu, elles sont convergentes vers l'extrados de l'anticlinal et ont un mouvement fini normal. Elles y sont peu minéralisées. A Huaqiao, ces failles et zones de cisaillement sont toutes à pendage NO et à mouvement fini apparent inverse. Elles sont fortement minéralisées.

Sur le plan du style de minéralisation, sur les deux sites, les veines aurifères sont pour l'essentiel des VPS. Cependant, à Pingqiu, elles sont plus massives et à cavités plus abondantes. Les deux types de veines reconnus dans la littérature y sont identifiés de même qu'à Huaqiao. Le type2, parallèle à S0, plus épais, est de loin le plus fréquent. Le type1, très fin et aplati, est discordant à S0. À Huaqiao, les veines sont un peu plus laminées, et donc à textures et structures plus complexes. Les veines, à texture bréchique, localisées dans les failles inverses connectées aux VPS aurifères sont parfois à très forte teneur en or.

L'analyse des stéréogrammes avec la réalisation de diagramme π à partir des mesures de S0 a permis d'interpréter la géométrie des plis. Il s'agit de plis cylindriques, droits, ouverts à fermés et à axes subhorizontaux. Cette étude a aussi permis de mettre en évidence une légère culmination (structure en dômes et bassins) qui est conforme avec l'existence de plissements de deuxième ordre qui sont de faible envergure. Cela pourrait justifier le fait que ces derniers soient les sites exclusifs de la mise en place des VPS aurifères.

La réalisation de rosaces de direction à partir de la carte des linéaments issue de l'interprétation des images satellitaires a mis en exergue deux directions principales de fracturation, celles constituées par la classe N050-069 et celles par la classe N100-119. La première classe correspond à la direction des plissements et zones de cisaillements NE qui ont principalement structuré la zone d'étude. Quant à la classe N100-119, elle correspond à la direction des fracturations tardives qui ont réactivé les structures préexistantes. Cette dernière est plus prédominante dans le secteur de Huaqiao tandis que la première classe est prépondérante à Pingqiu.

L'analyse et l'interprétation des données disponibles établissent le lien spatial entre les fracturations et cisaillements secondaires d'une part, et les plissements secondaires contenant les VPS aurifères en zone charnière d'autre part. Il reste à analyser la nature de cette relation qui pourrait être un rôle de conducteurs des failles et zones de cisaillement ou simplement un rôle de réactivation. Les zones charnières des plis secondaires pourraient avoir joué un rôle de piège. Cependant, pour ce faire, il faut que ces structures aient précédé la mise en place des VPS. Les zones de cisaillements secondaires, de tailles variées (centimétrique à décamétrique), sont toujours intimement associées aux

veines de quartz aurifères subparallèles à la stratification. Elles ne décalent pas, ni ne sont franchement recoupées par ces veines avec lesquelles elles ont des contacts graduels. On pourrait ainsi suspecter un lien génétique entre ces zones de cisaillement secondaires et les veines de quartz aurifères de type VPS (Veines Parallèles à la Stratification). C'est pourquoi la géométrie 3-D et la minéralogie de cette zone de cisaillement secondaire ont fait l'objet d'étude microscopique dont les résultats seront présentés dans le chapitre suivant.

Le mouvement normal établi à Jinping, pour les fracturations et zones de cisaillements secondaires, en relation avec les VPS aurifères, est difficile à imputer au seul mécanisme de compression à l'origine du plissement, cela du fait même de la géométrie et de la dynamique de ces structures. L'existence d'intrusions sous-jacentes que pourraient représenter les domaines annulaires identifiés sur les images satellites est mécaniquement compatible avec un mouvement normal des failles et zones de cisaillement pendant l'évolution du plissement. L'idée de l'origine hydrothermale magmatique des gisements aurifères de Jinping s'appuie sur cette identification à partir d'images satellites de domaines annulaires interprétés comme l'expression d'intrusions sous-jacentes. Cependant, dans la zone d'étude, l'influence de telles intrusions, même si elles étaient situées en profondeur, n'a pas encore été mise en évidence dans les formations géologiques qui devraient présenter, dans ce cas, la signature structurale, métamorphique ou géochimique de cet événement magmatique. Dans le chapitre 5, avec les données isotopiques obtenues des inclusions fluides, cette hypothèse d'origine magmatique du fluide sera évaluée.

Ce chapitre 3 a permis de présenter le contexte lithologique, structural, le style de minéralisation et de faire l'analyse stéréographique des mesures de S0 et des linéaments sur les sites choisis pour l'étude (Pingqiu et Huaqiao). Il s'en est dégagé une comparaison entre eux et une synthèse permettant de formuler des hypothèses sur les relations entre les différentes structures impliquées et la minéralisation aurifère à étudier. Le chapitre 4 suivant procédera à l'étude pétrographique (macroscopique, microscopique), minéraphique et aussi à l'analyse à la microsonde électronique pour répondre au moins partiellement aux questions soulevées dans ce chapitre.

Cependant, il faut souligner que dans le cadre de cette étude, les données ne sont pas de nature à permettre une analyse structurale de la zone d'étude. Une telle étude détaillée reste à mener en vue par exemple d'utiliser le profil transversal pour définir la géométrie exacte des plis (Ramsay, 1967).

Figures du chapitre 3

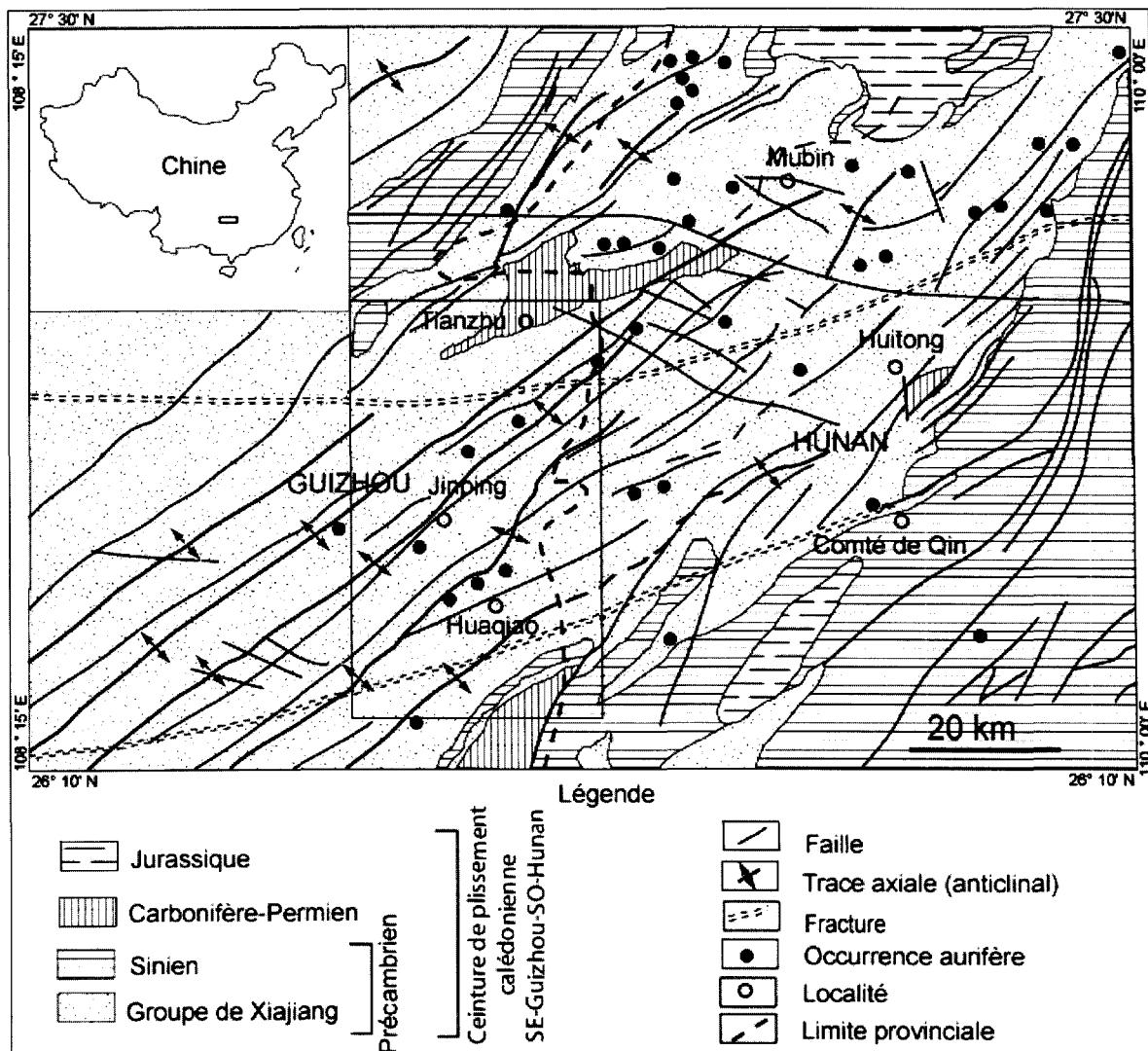


Fig. 3.1. Carte lithostructurale schématique de la ceinture de plissement SE-Guizhou-SO-Hunan; le rectangle indique la localisation de la région d'étude, les cercles pleins représentent les localisations des occurrences aurifères, modifiée de Lu *et al.* (2005a).

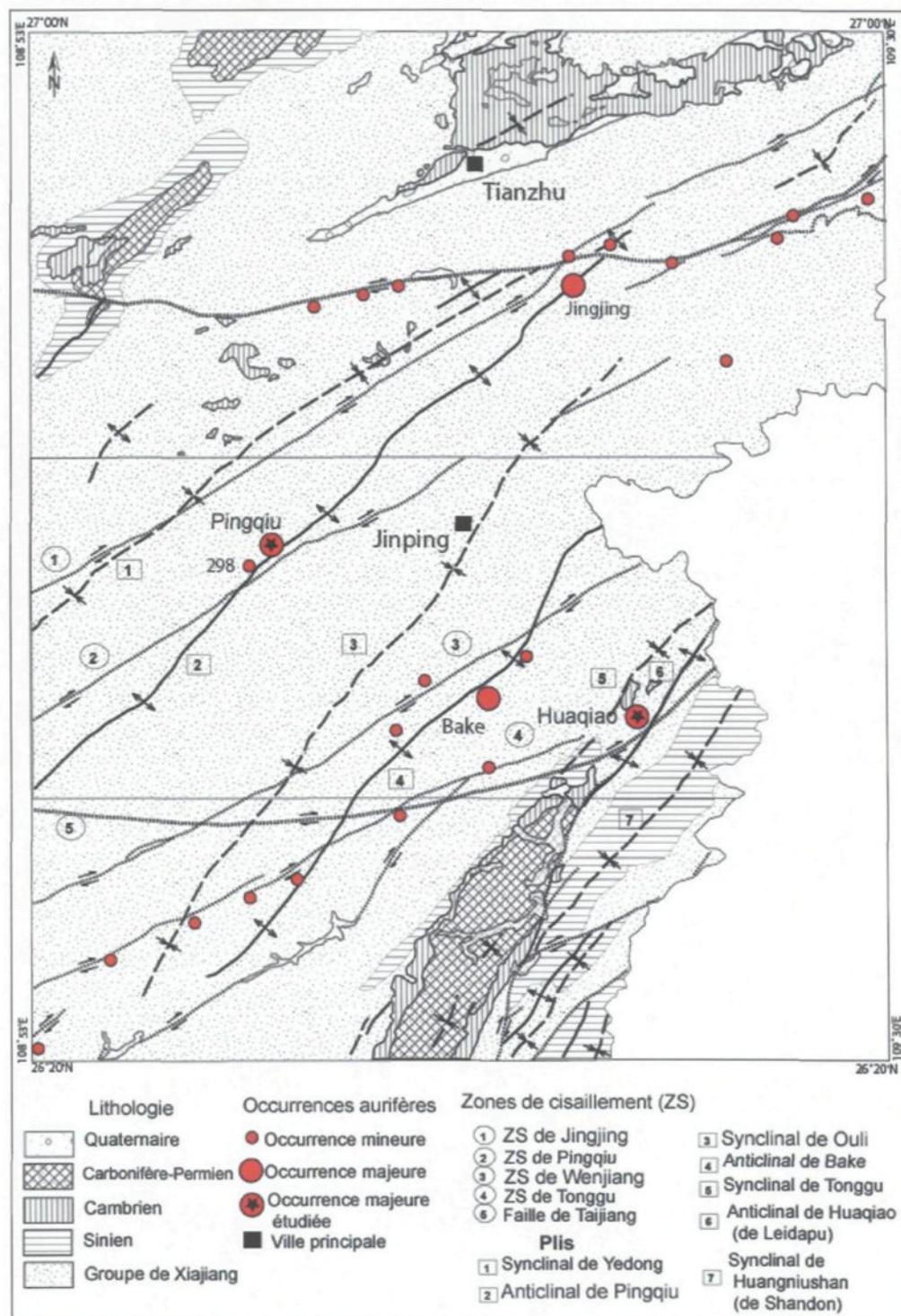


Fig. 3.2. Carte lithostructurale régionale simplifiée; les occurrences aurifères sont indiquées y compris les deux sites d'étude : Pingqiu et Huaqiao, l'encadré correspond à la zone de Jinping représentée à la Fig. 3.3, modifiée de Lu et al. (2003a).

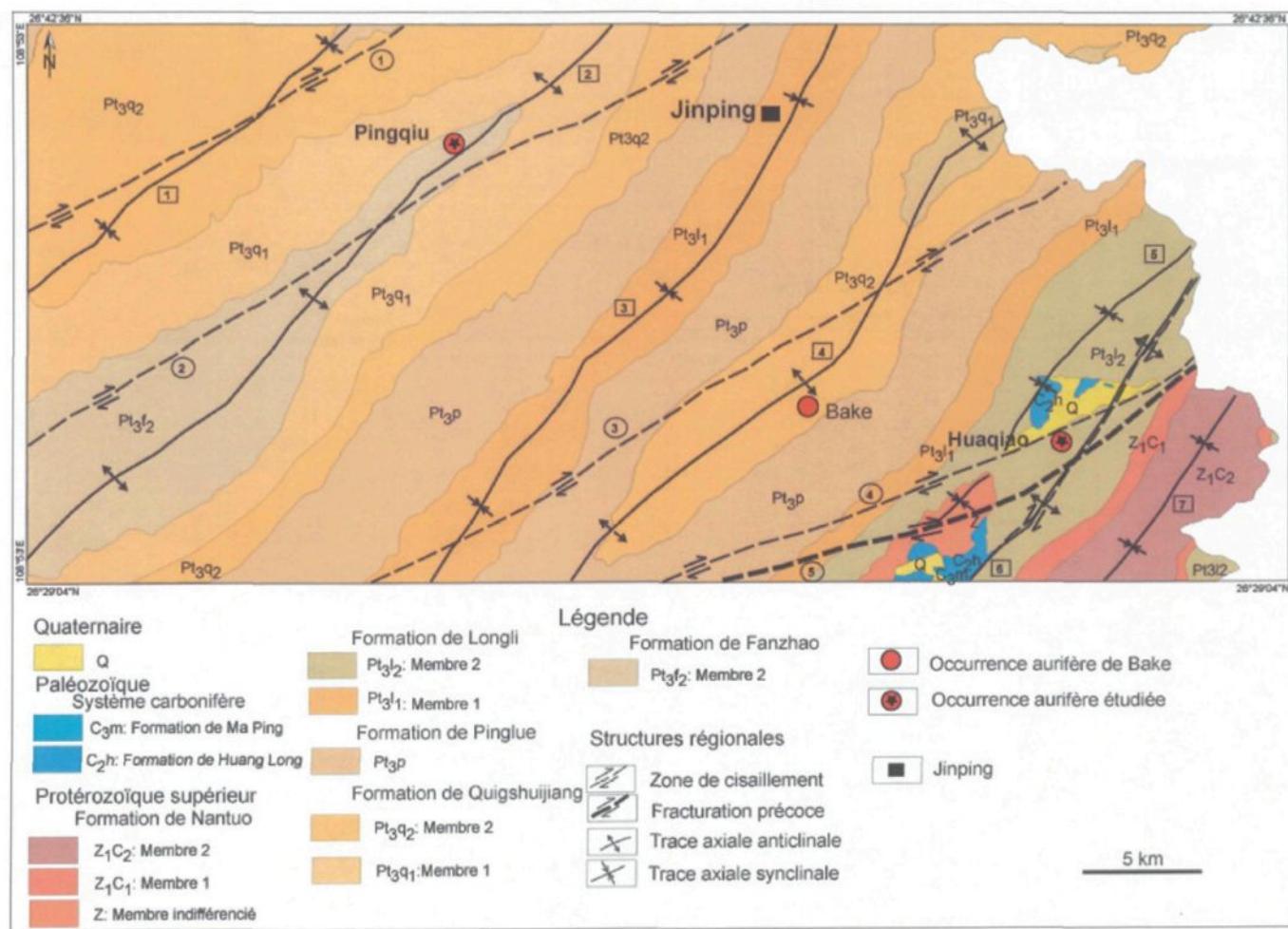


Fig. 3.3. Carte lithostructurale de la zone de Jinping; se référer à la Fig. 3.2 pour le nom des structures régionales indiquées, modifiée de Lu *et al.* (2003a).

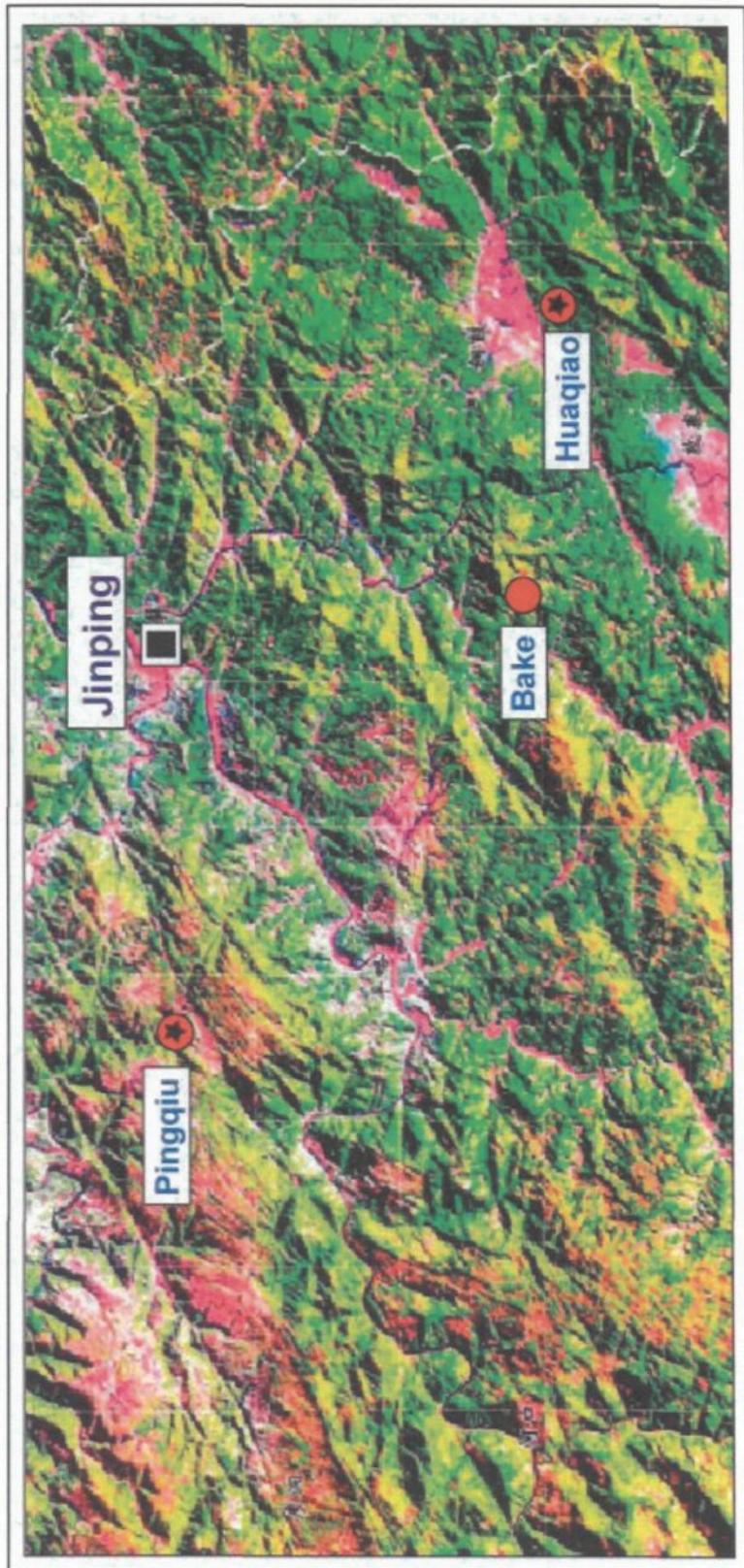


Fig. 3.4. Image satellitaire LANDSAT ETM de la zone de Jinping; interprétée à la Fig. 3.5, d'après Lu *et al.* (2003b).

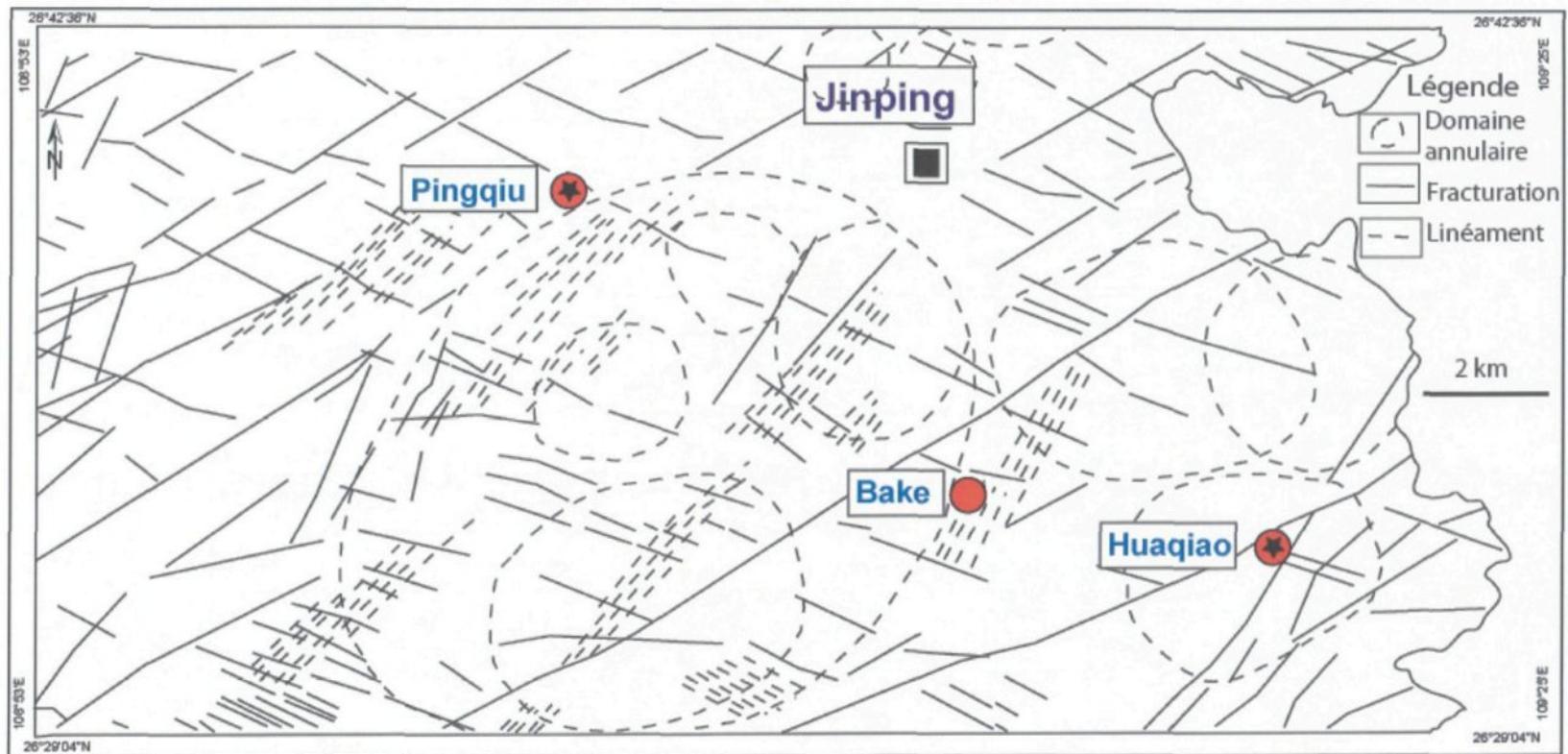


Fig. 3.5. Interprétation de l'image satellitaire LANDSAT ETM de la zone de Jinping (Fig. 3.4) ; les domaines annulaires sont interprétés, les linéaments non encore confirmés sur le terrain sont représentés en lignes discontinues, d'après Lu *et al.* (2003b).

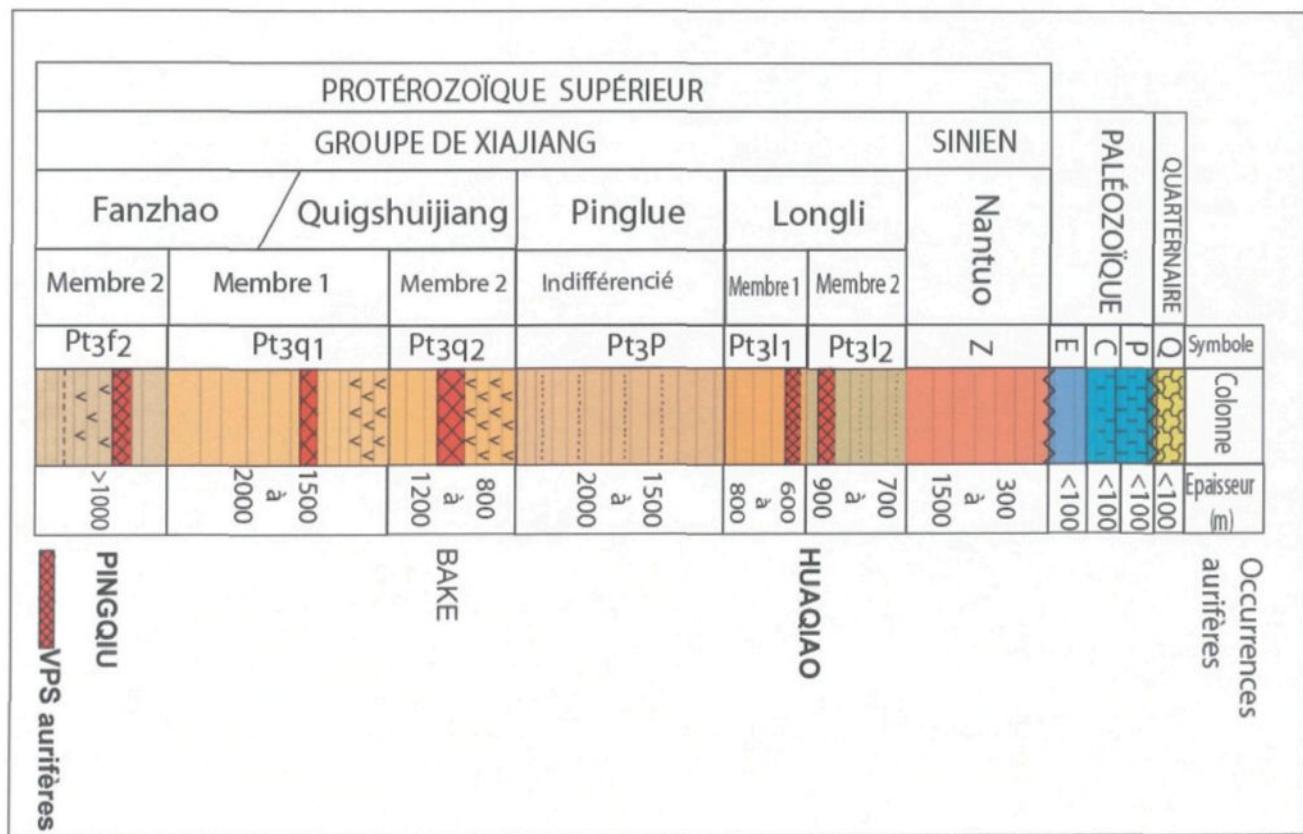


Fig. 3.6. Colonne lithostratigraphique schématique de la zone de Jiping; les VPS aurifères des principaux gisements sont indiquées, pas à l'échelle, modifiée de Lu et Keita (2005).

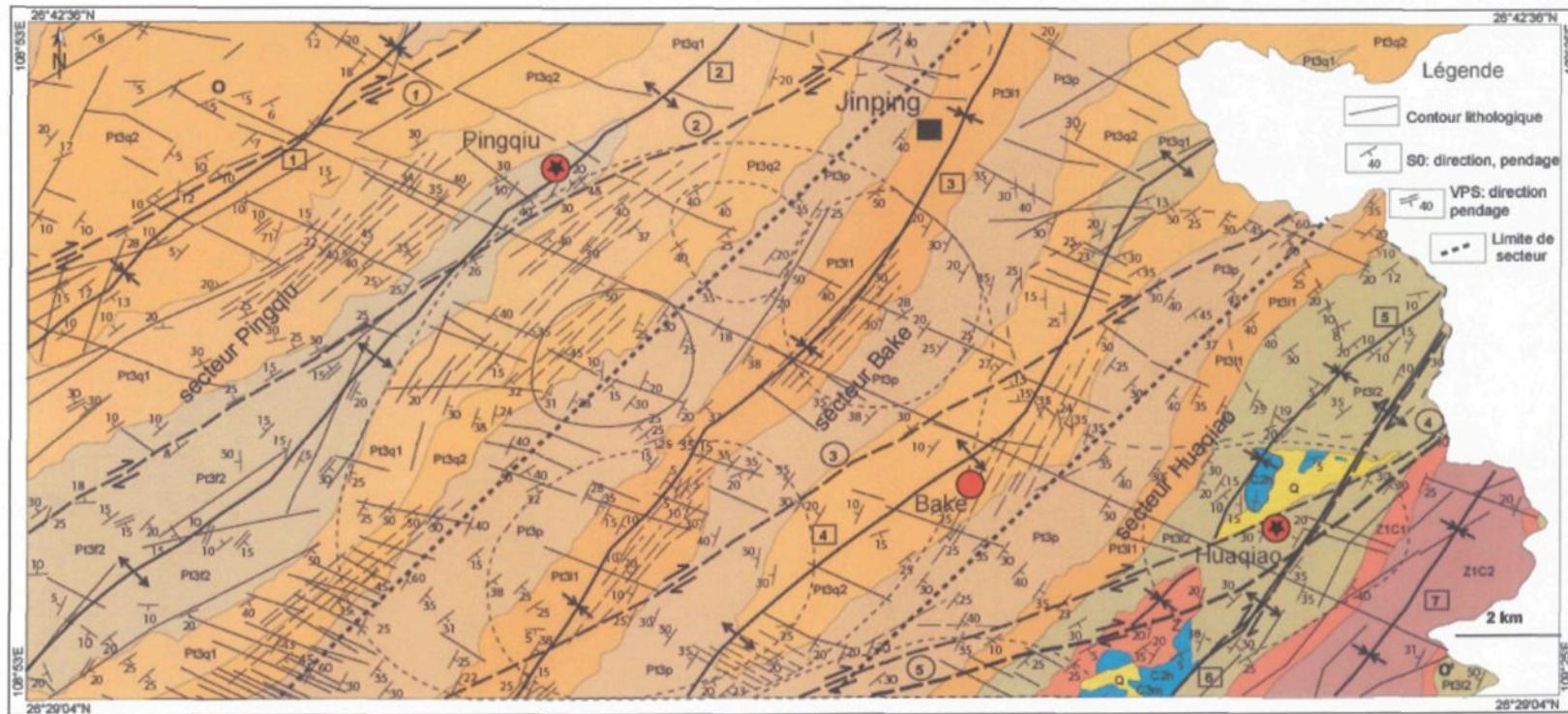


Fig. 3.7. Carte lithostructurale de synthèse ; les mesures de S0 sont représentées ainsi que les domaines annulaires interprétés ; subdivisée en trois secteurs pour l'analyse des mesures de S0 : Pingqiu, Bake et Huaqiao; à noter la localisation de la coupe schématique de synthèse O-O' de la Fig. 3. 27, se référer aux Figs. 3.2 et 3.3 pour la légende complémentaire, à partir de Lu *et al.* (2003a) et de Lu *et al.* (2003b).

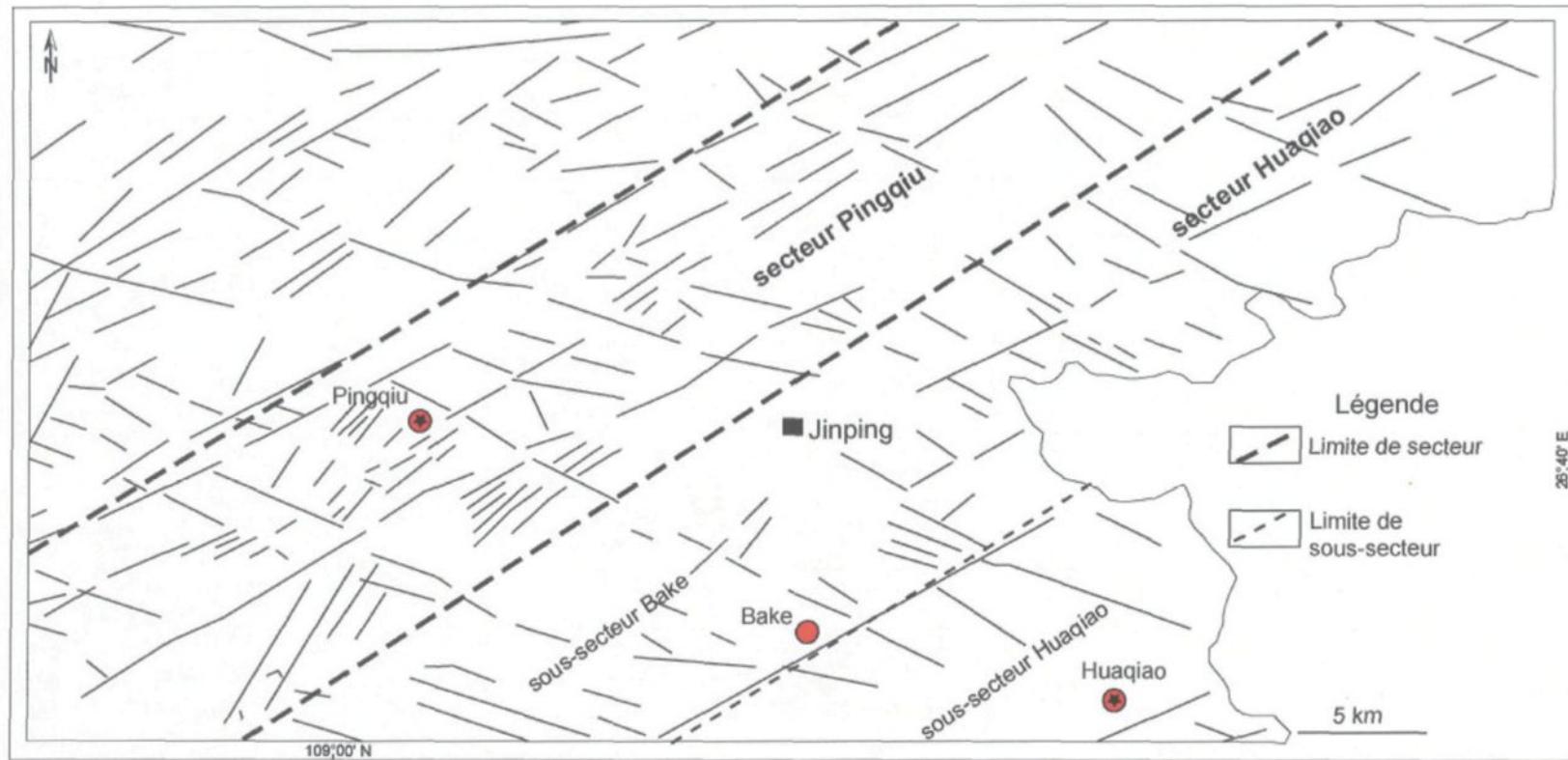


Fig. 3.8. Carte linéamentaire régionale ; deux secteurs (Pingqiu et Huaqiao) ont été définis ; à remarquer que le secteur Huaqiao regroupe les sous-secteurs Bake et Huaqiao; à noter aussi l'échelle plus régionale de cette carte par rapport à celle de la Fig. 3.7, se référer à la Fig. 3.3 pour la légende des localités, d'après Lu *et al.* (2003b).

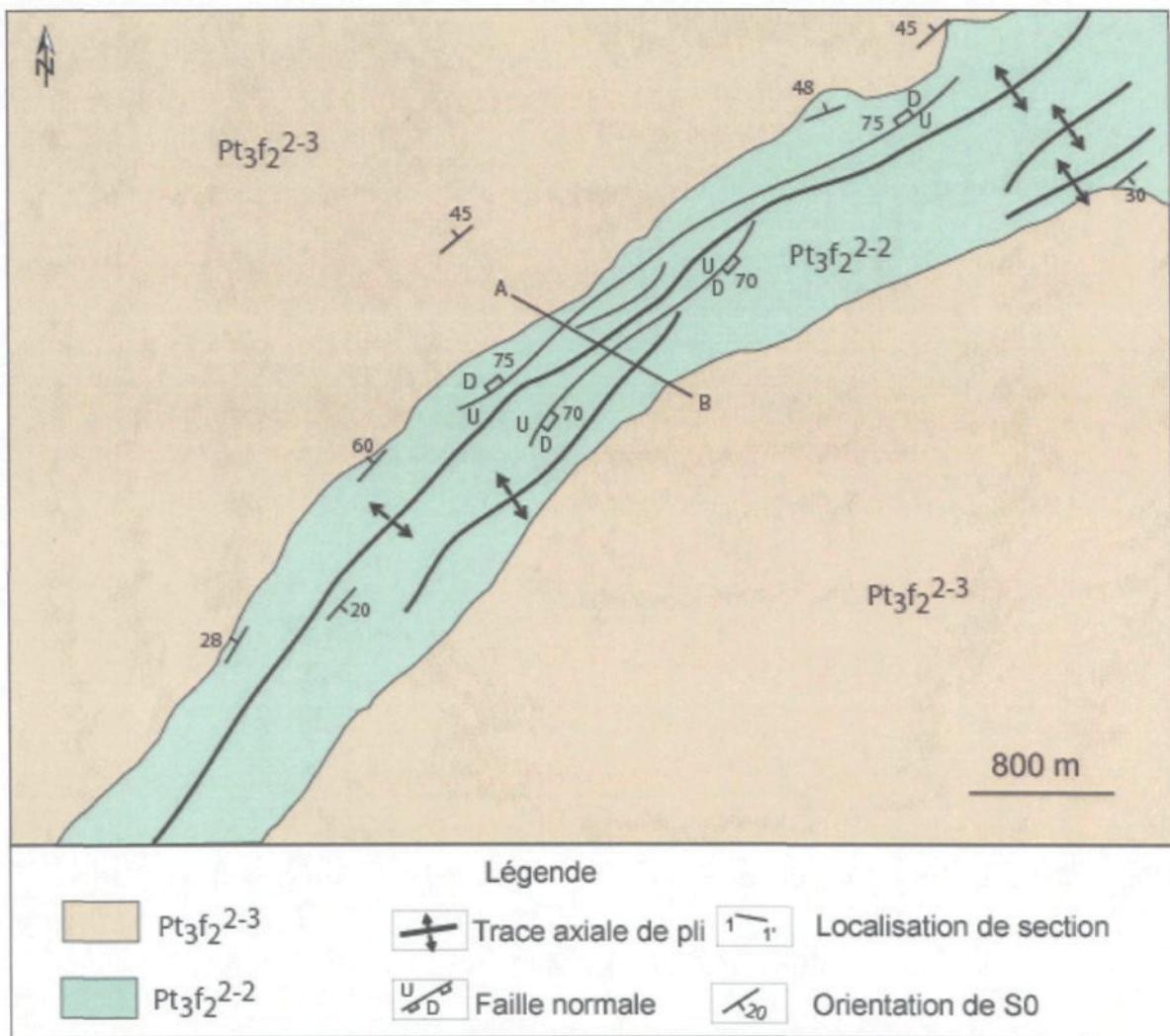


Fig. 3.9. Carte lithostructurale simplifiée du gisement de Pingqiu; la lithologie est décrite dans le texte, à noter la localisation de la section A-B représentée à la Fig. 3.10 , modifiée de Lu *et al.* (2001).

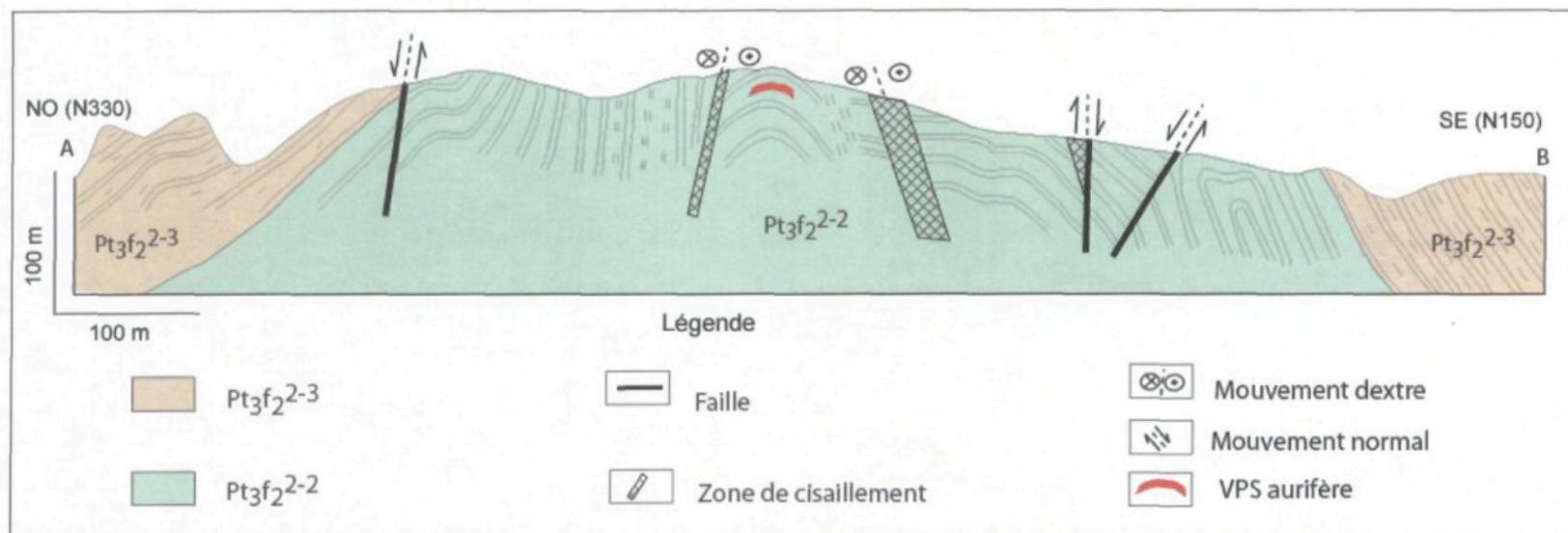




Fig. 3.11. Relation pli de deuxième ordre et zone de cisaillement secondaire : (a) photo d'affleurement à Pingqiu, (b) interprétation de la photo (a); les zones de cisaillement sur les flancs sont à mouvement fini normal, à noter l'encadré en zone charnière qui correspond à la Fig. 3.12, le marteau sert d'échelle.

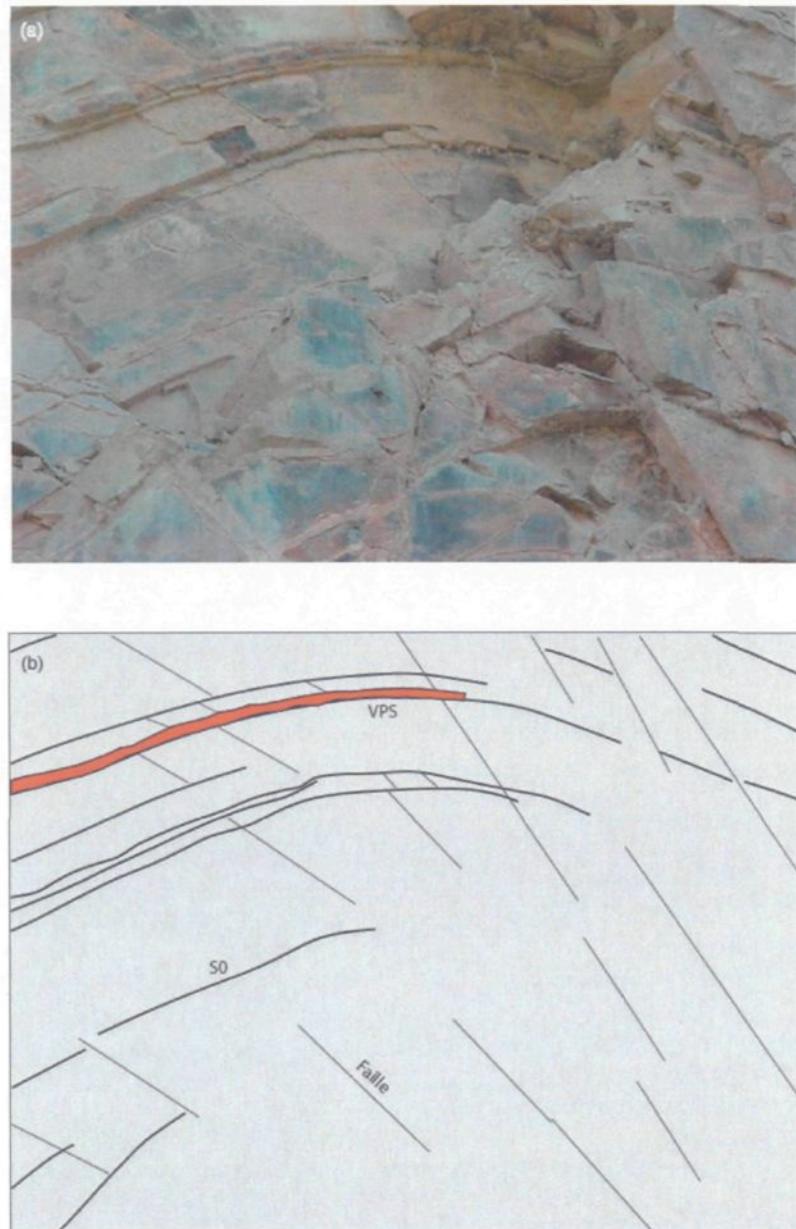


Fig. 3.12. VPS concordante à la stratification en zone charnière de pli de deuxième ordre : (a) photo d'affleurement à Pingqiu, (b) interprétation de la photo (a); correspond à l'encadré de la Fig. 3.11.

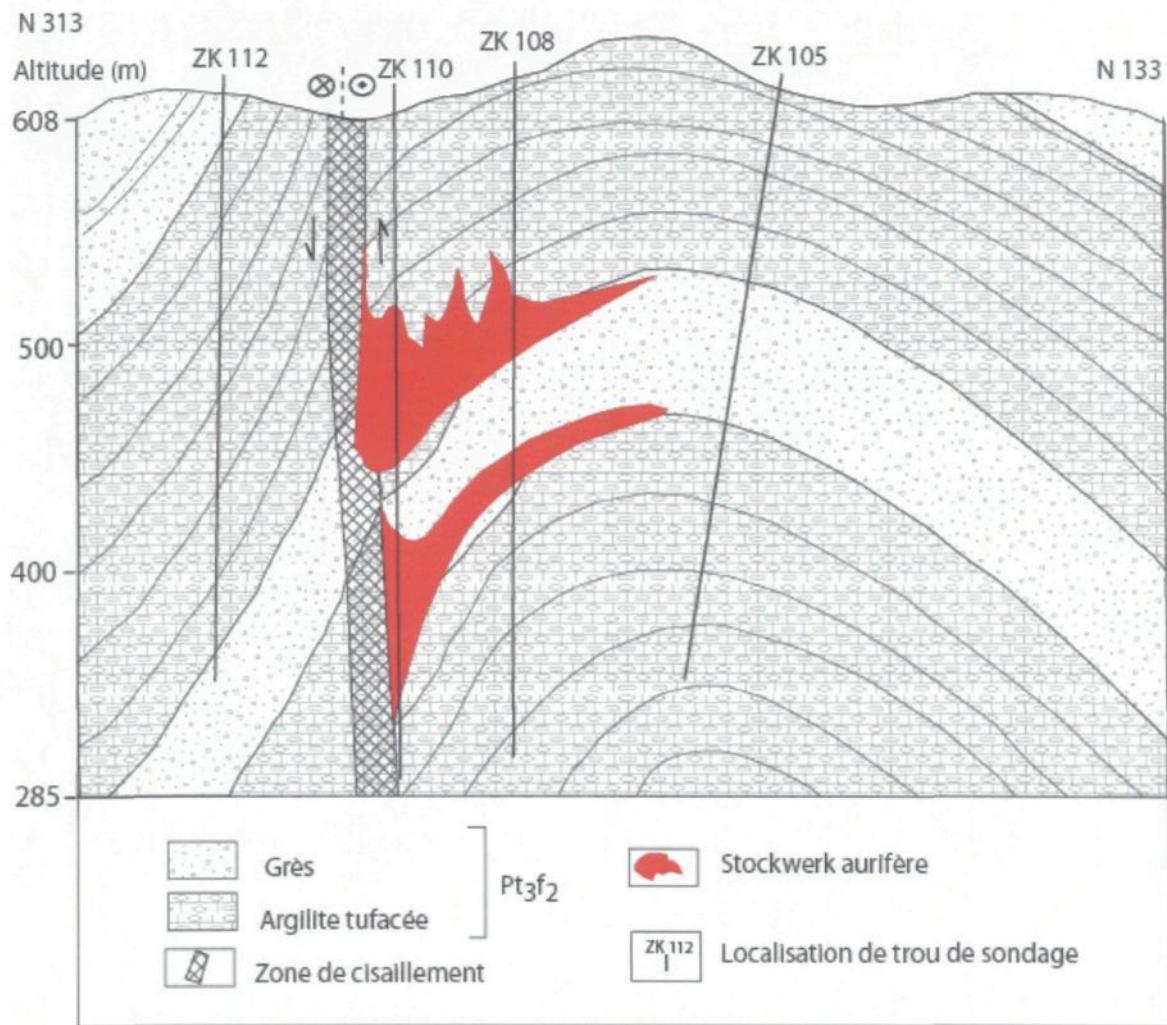


Fig. 3.13. Coupe schématique montrant un stockwerk aurifère à Jinping; à noter le mouvement fini apparent des couches qui correspond en réalité à un mouvement fini de sens contraire en se référant aux crochons de faille comme indicateur cinématique, modifiée de Lu *et al.* (2001).

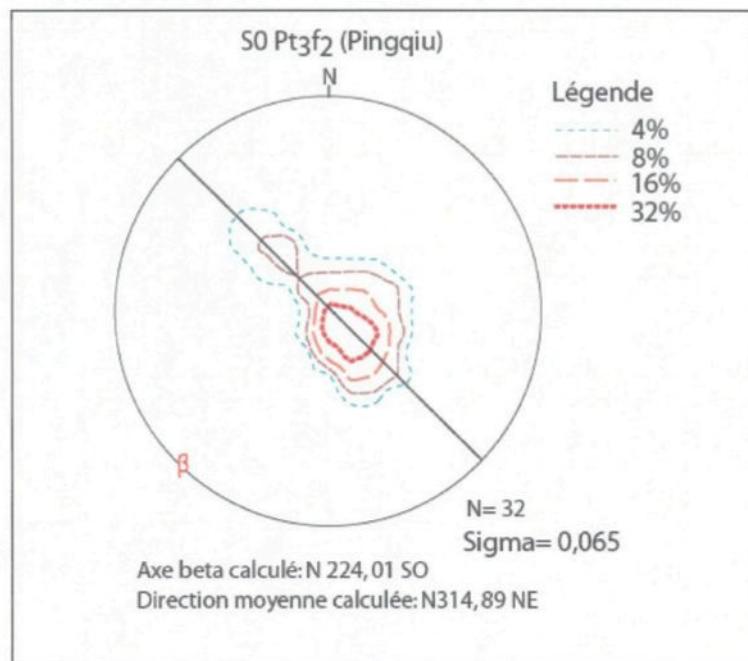


Fig. 3.14. Stéréogramme du membre Pt₃f₂ du secteur Pingqiu.

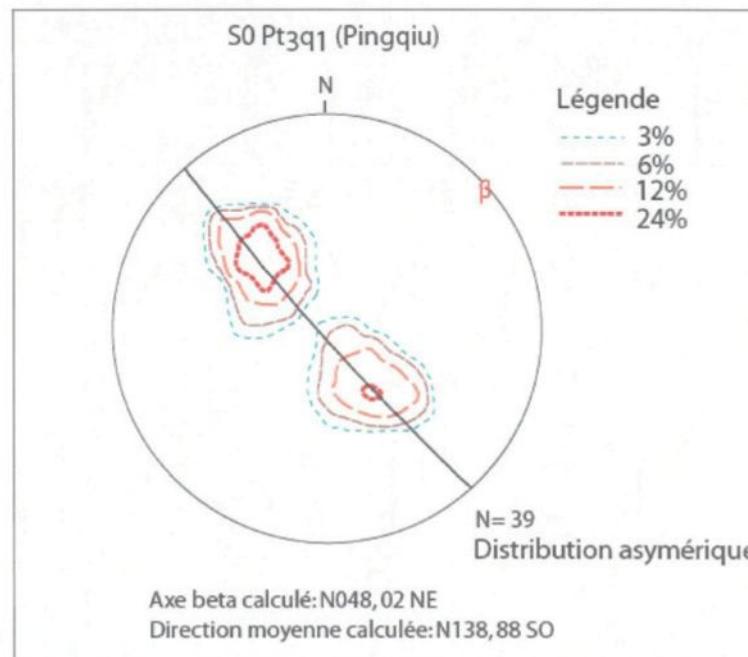


Fig. 3.15. Stéréogramme du membre Pt₃q₁ du secteur Pingqiu.

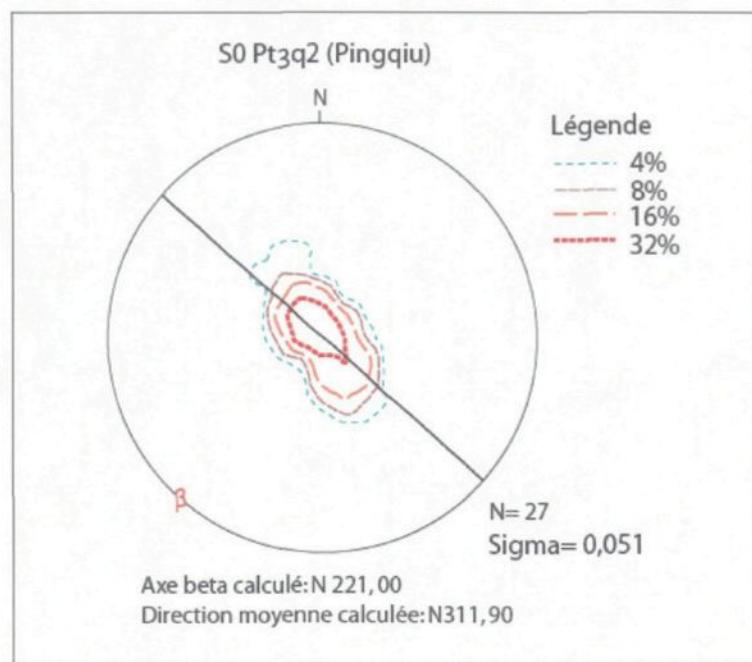


Fig. 3.16. Stéréogramme du membre Pt₃q₂ du secteur Pingqiu.

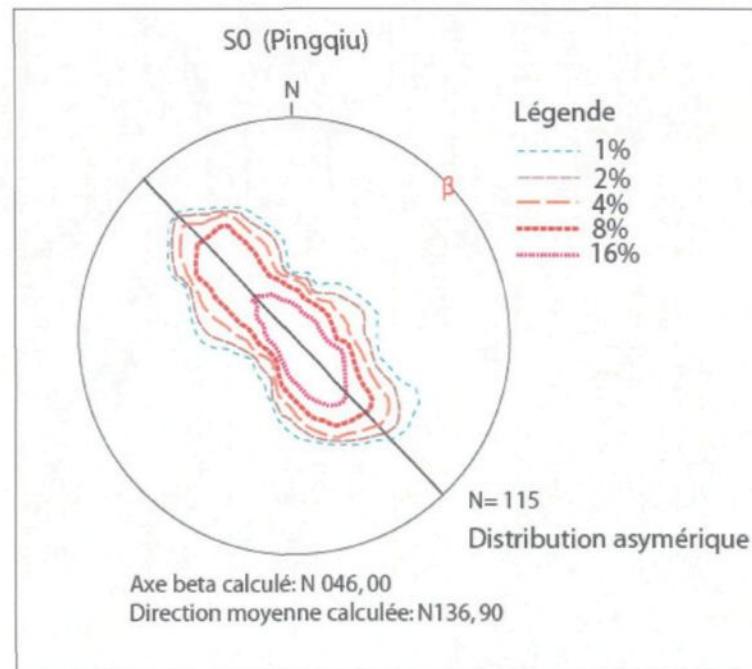


Fig. 3.17. Stéréogramme de l'ensemble des mesures de S0 du secteur Pingqiu.

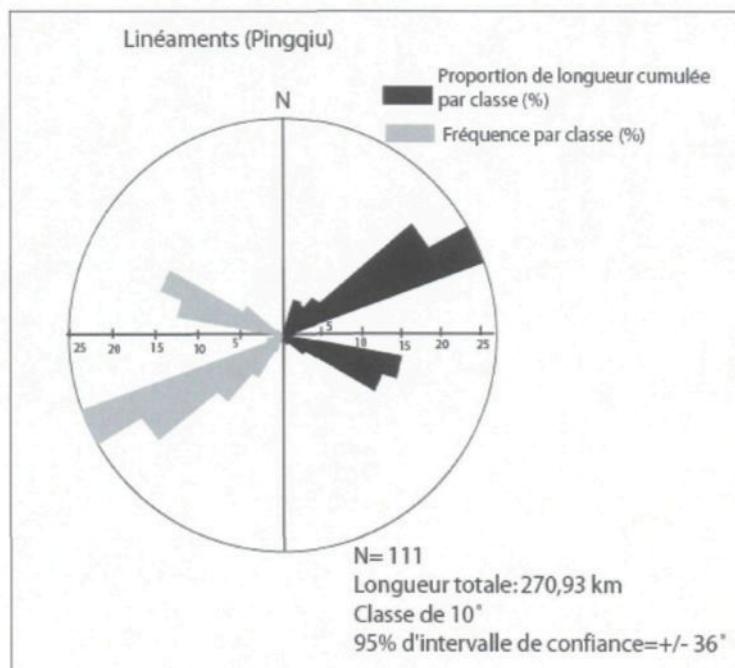


Fig. 3.18. Rosace de direction des linéaments du secteur Pingqiu.

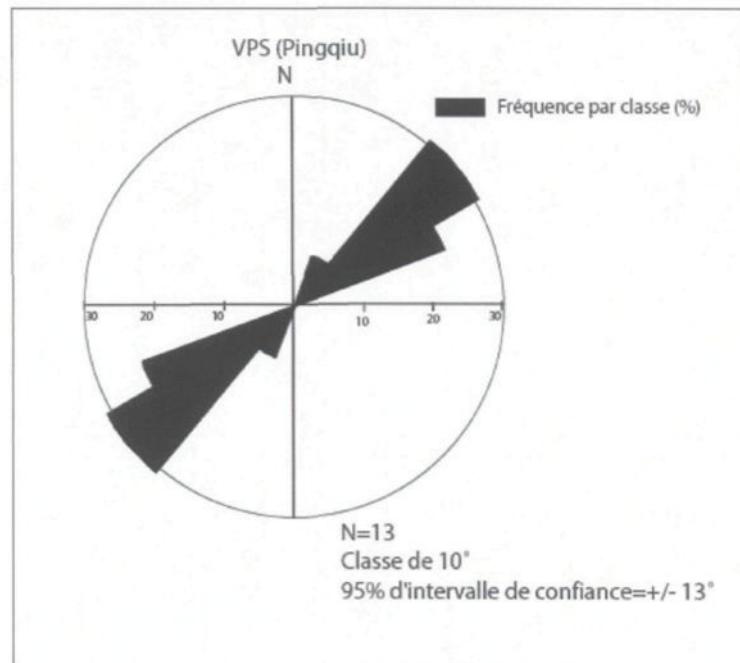


Fig. 3.19. Rosace de direction des veines de quartz du secteur Pingqiu.

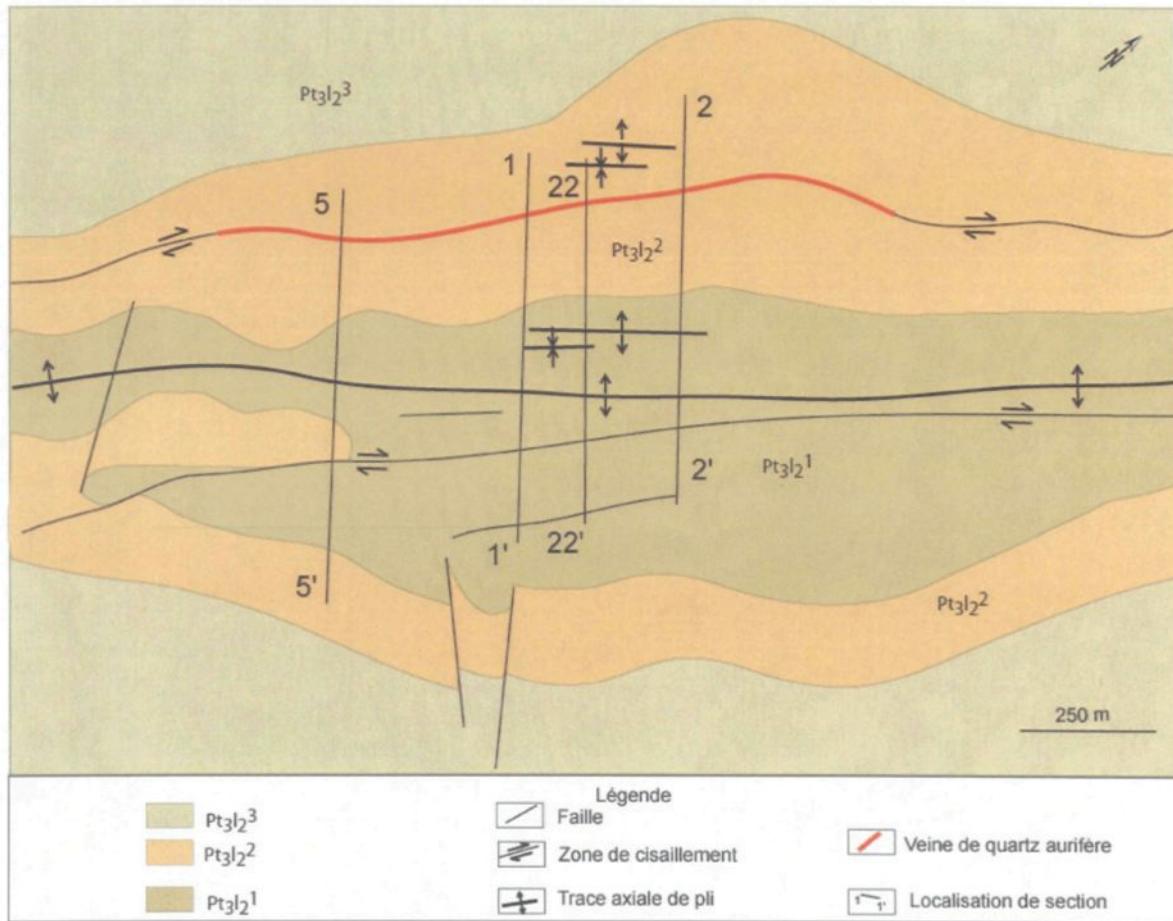


Fig. 3.20. Carte lithostructurale simplifiée du gisement de Huaqiao ; à noter la localisation des sections 1-1' et 2-2' représentées à la fig. 3. 21, modifiée de Wu (1999).

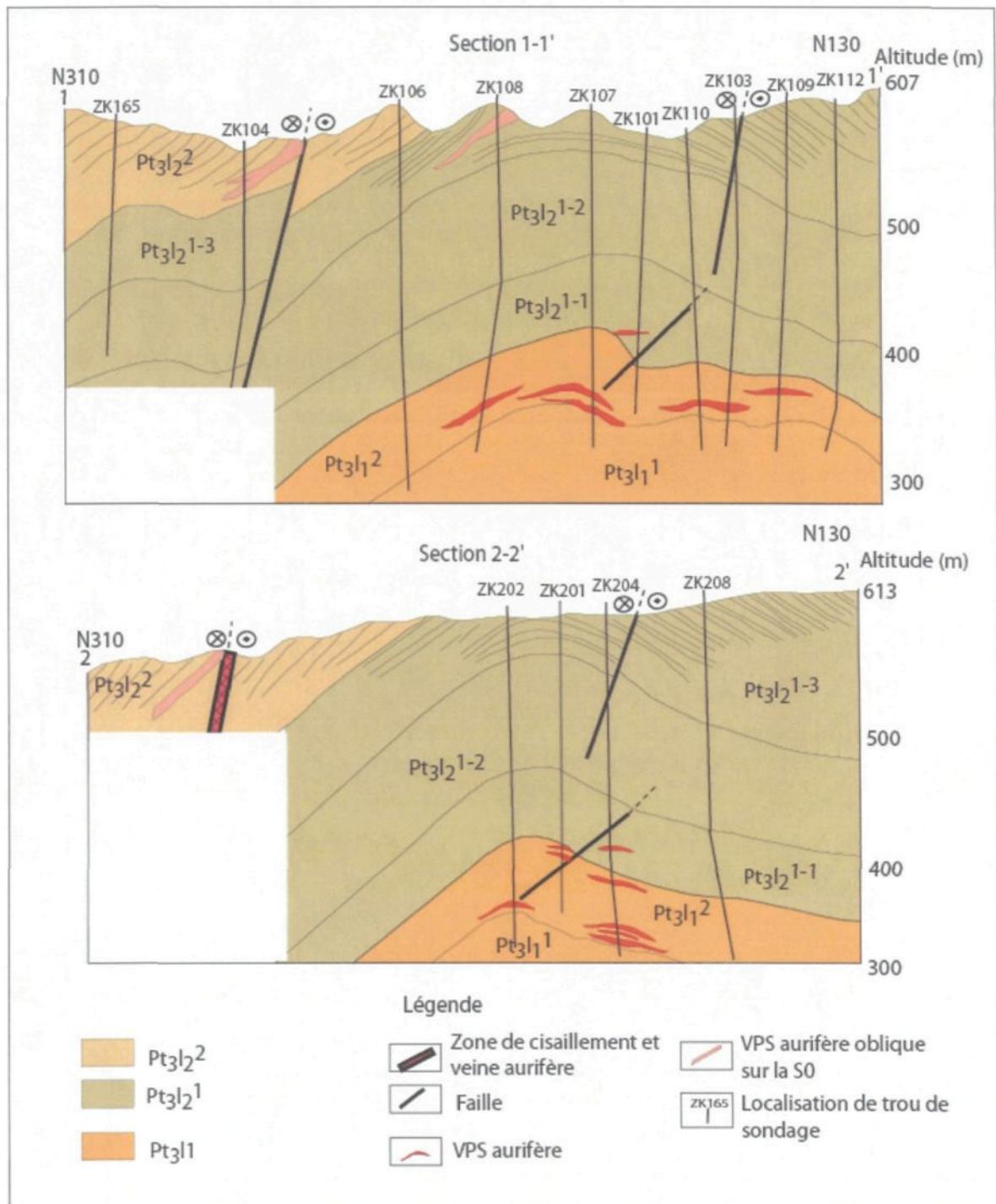


Fig. 3.21. Sections schématiques du gisement de Huaqiao; il faut distinguer les VPS conformes au plissement des veines légèrement obliques sur la S0, sections localisées sur la carte de la Fig. 3.20, modifiée de Wu (1999).

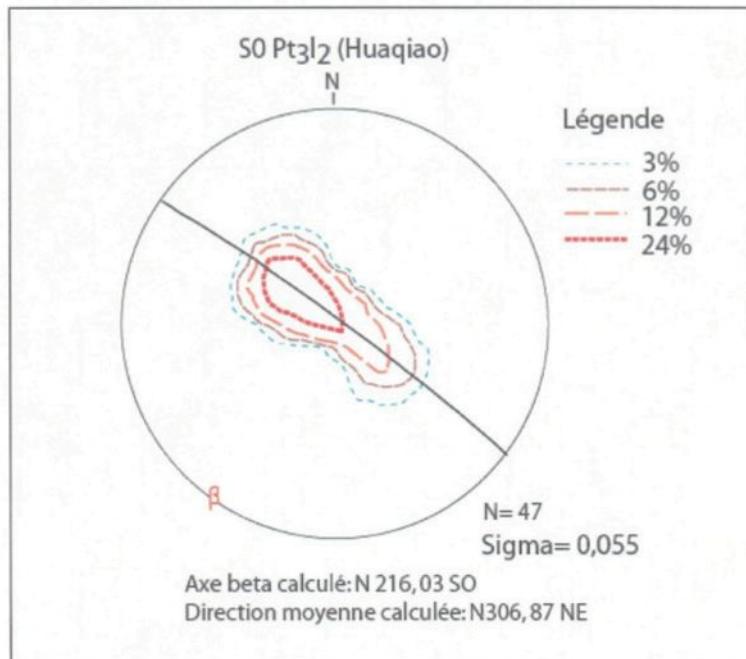


Fig. 3.22. Stéréogramme du membre Pt₃I₂ du secteur Huaqiao.

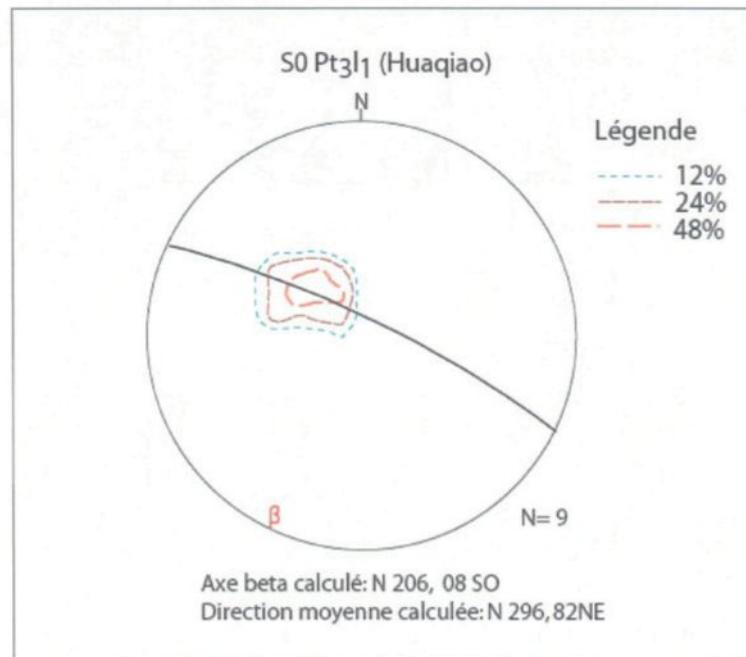


Fig. 3.23. Stéréogramme du membre Pt₃I₁ du secteur Huaqiao.

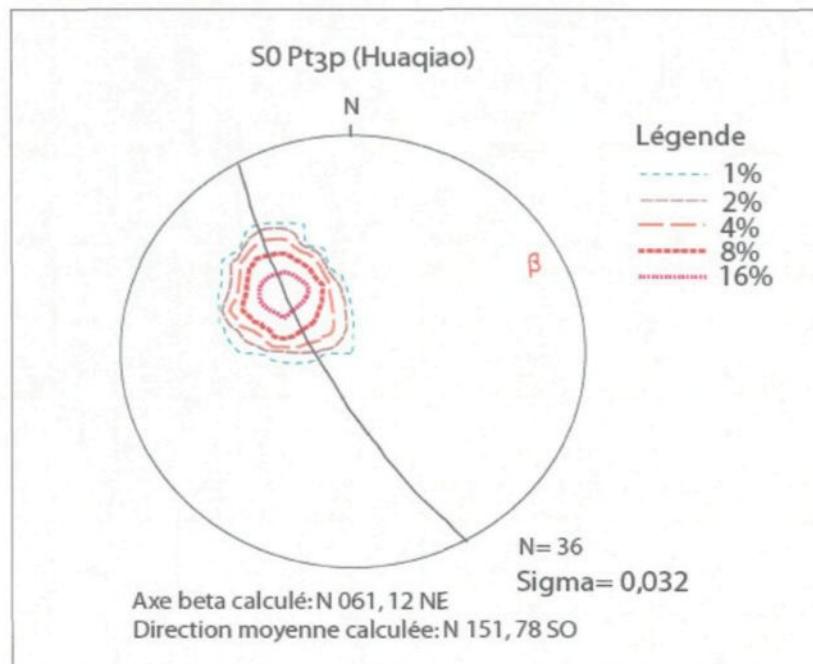


Fig. 3.24. Stéréogramme du membre Pt_{3p} du secteur Huaqiao.

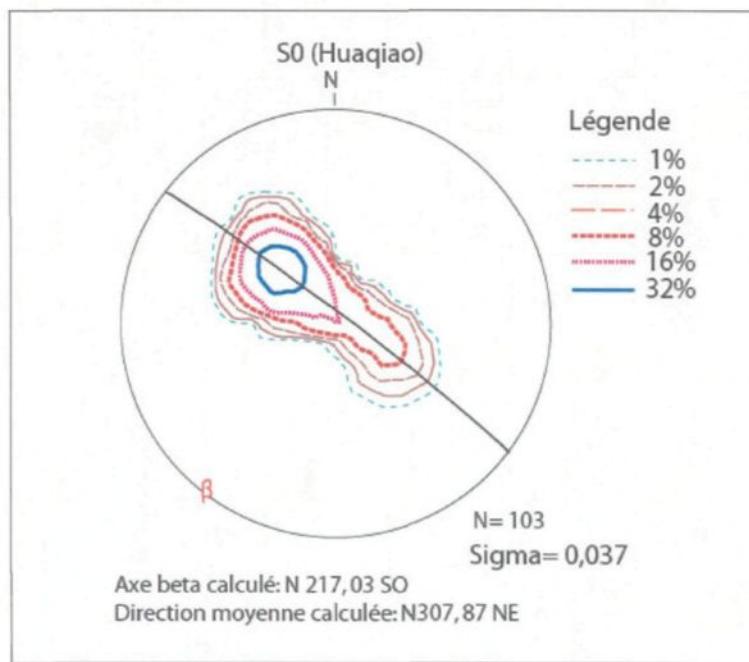


Fig. 3.25. Stéréogramme de l'ensemble des mesures de S0 du secteur Huaqiao.

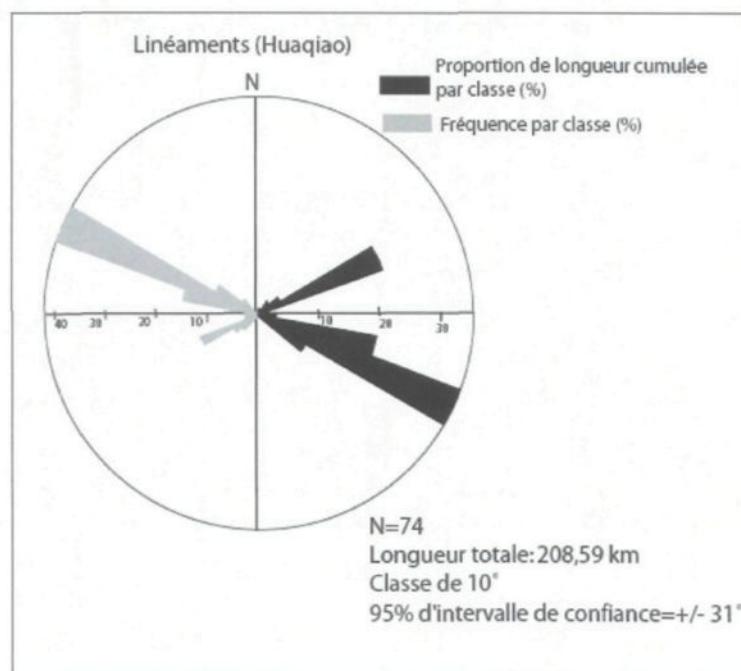


Fig. 3.26. Rosace de direction des linéaments du secteur Huaqiao.

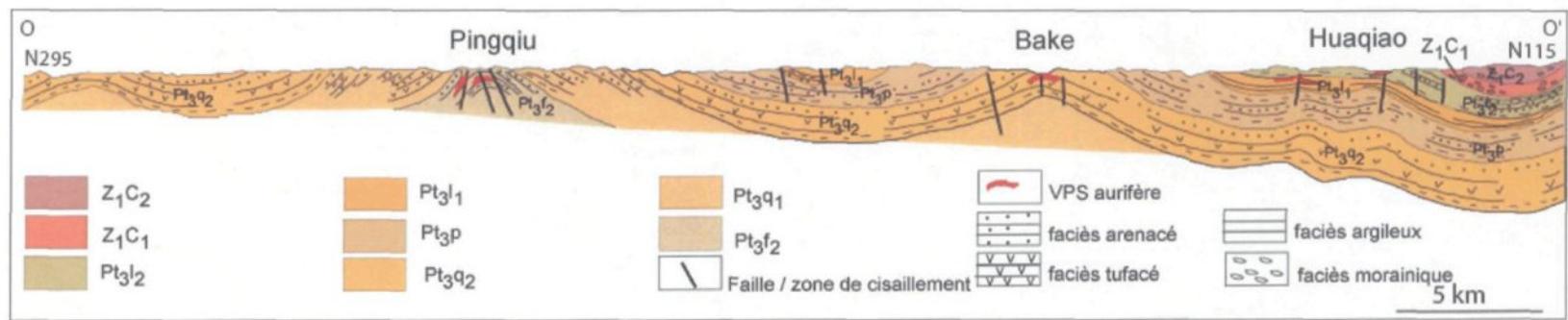


Fig. 3.27. Coupe transversale schématique de la zone de Jinping; les gisements aurifères principaux sont localisés, localisation de la section à la Fig. 3.7, d'après Lu *et al.* (2003a).

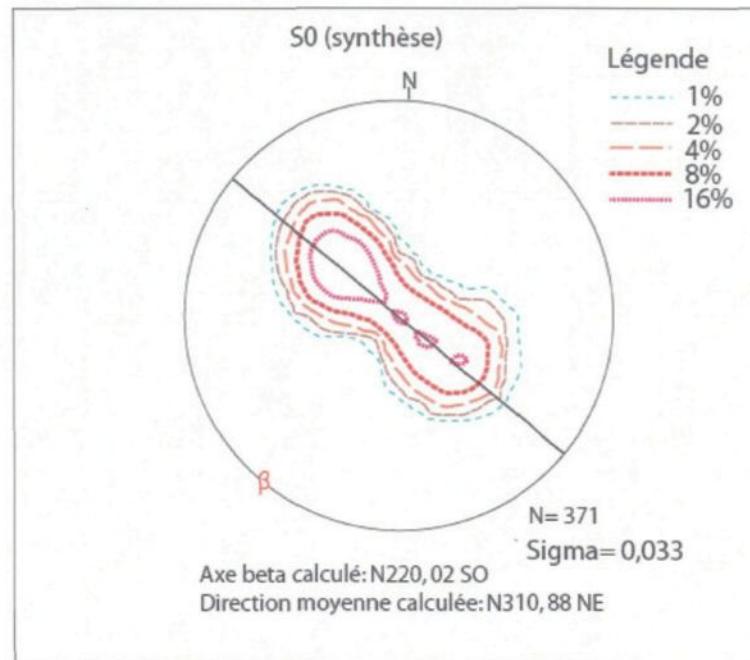


Fig. 3.28. Stéréogramme de synthèse de l'ensemble de la zone de Jinping.

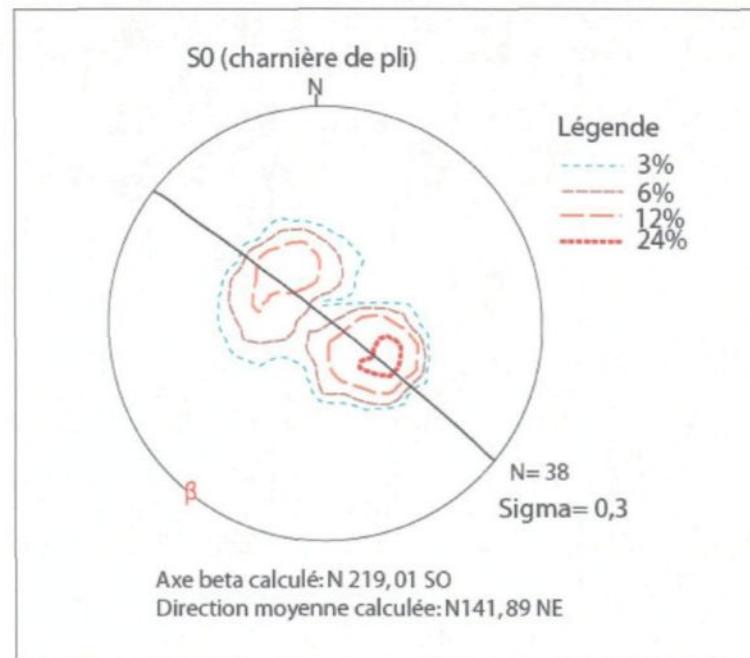


Fig. 3.29. Stéréogramme des orientations de S0 mesurées en zone charnière de pli, à noter l'étalement des courbes d'isodensité dans la direction NE-SO.

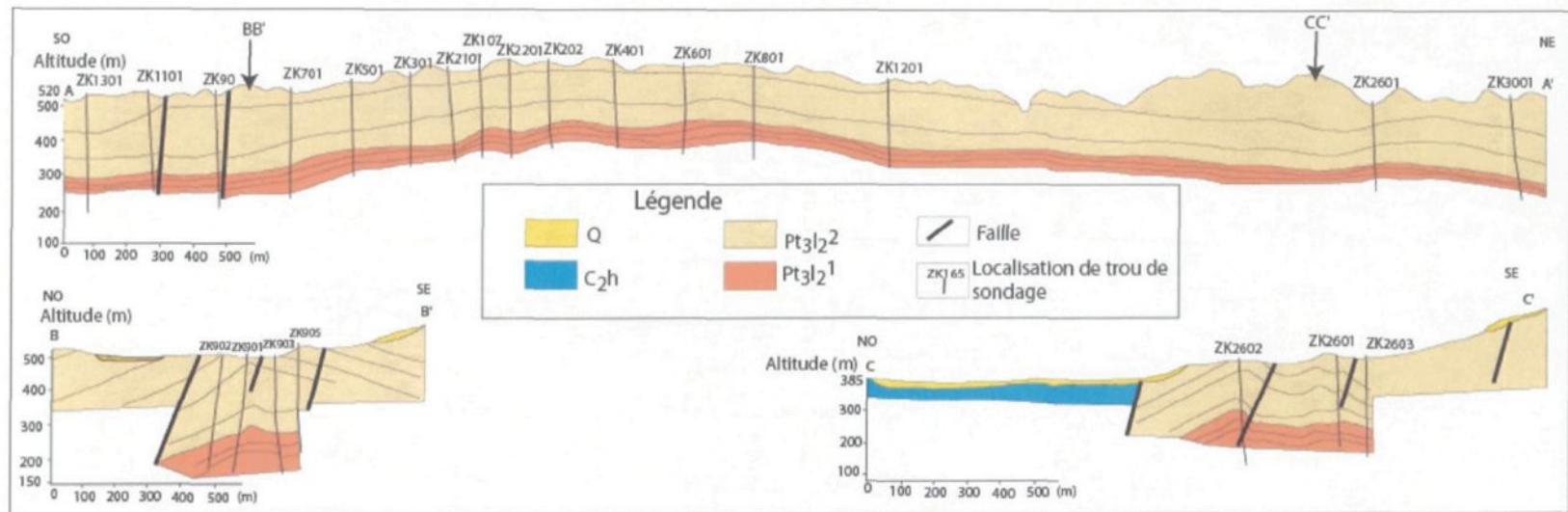


Fig. 3.30. Section longitudinale schématique du gisement de Huaqiao, la culmination du plissement est observable sur la coupe A-A', modifiée de Lu *et al.* (2003a).

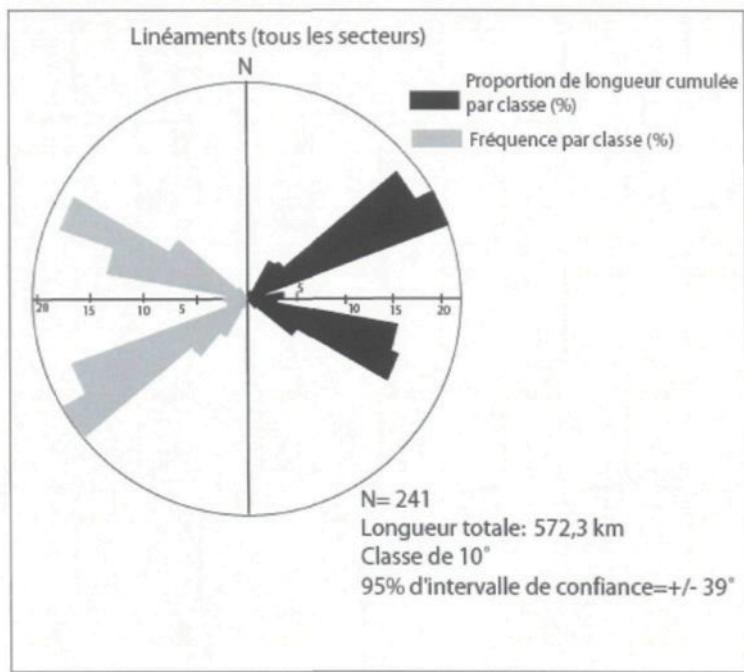


Fig. 3.31. Rosace de direction de synthèse de l'ensemble des secteurs.



Fig. 3.32. Photo d'affleurement à Jinping, le caractère turbiditique est bien souligné avec la rythmicité des séquences A et B.

Tableaux du chapitre 3

Tabl. 3.1. Résultats des mesures des linéaments du secteur Pingqiu.

Classe (°)	Lc (km)	%Lc	N	F(%)
020-029	12,50	4,61	2	1,80
030-039	11,87	4,38	6	5,41
040-049	16,24	6,00	11	9,91
050-059	57,89	21,37	21	18,92
060-069	72,89	26,90	28	25,23
070-079	4,37	1,61	2	1,80
080-089	1,46	0,54	1	0,90
090-099	2,92	1,08	1	0,90
100-109	40,81	15,06	14	12,61
110-119	36,24	13,38	17	15,32
120-129	8,95	3,30	6	5,41
130-139	3,12	1,15	1	0,90
150-159	1,67	0,62	1	0,90
Total	270,93	100	111	100,01

(°) : angle avec le nord géographique

LC : longueur cumulée par classe

F : fréquence

N : nombre

Tabl. 3.2. Mesures de l'orientation des veines de quartz dans le secteur Pingqiu.

Secteur	Direction	Pendage	Sens
Pingqiu	32	20	SE
Pingqiu	48	15	SE
Pingqiu	64	15	SE
Pingqiu	42	30	SE
Pingqiu	27	20	SE
Pingqiu	47	15	NW
Pingqiu	60	30	NW
Pingqiu	54	30	NW
Pingqiu	-	0	-
Pingqiu	57	40	NW
Pingqiu	48	15	SE
Pingqiu	64	13	NW
Pingqiu	62	10	SE
Pingqiu	56	10	NW

Note : Les fréquences d'azimut ont été calculées directement par le logiciel GEOrient (Holcombe, 2003b).

Tabl. 3.3. Résultats des mesures des linéaments du secteur Huaqiao.

Classe (°)	Lc (km)	%Lc	N	F (%)
030-39	2,33	1,12	1	1,35
040-049	5,46	2,62	3	4,05
050-059	8,95	4,29	4	5,41
060-069	45,40	21,77	9	12,16
070-079	3,75	1,80	2	2,70
080-089	1,04	0,50	1	1,35
090-099	6,04	2,90	2	2,70
100-109	41,03	19,67	11	14,86
110-119	73,35	35,16	31	41,89
120-129	18,74	8,98	7	9,46
130-139	2,50	1,20	3	4,05
Total	208,59	100,01	74	99,98

Voir Tabl. 3.1. pour la légende.

Tabl. 3.4. Résultats des mesures des linéaments de l'ensemble des secteurs de la zone de Jinping.

Classe (°)	Lc	%Lc	Nombre	Fréquence
020-029	4,17	0,73	2	0,83
030-039	25,42	4,44	10	4,15
040-049	27,85	4,87	17	7,05
050-059	115,36	20,16	49	20,33
060-069	127,25	22,23	43	17,84
070-079	9,71	1,70	5	2,07
080-089	21,03	3,68	6	2,49
090-099	16,66	2,91	5	2,07
100-109	89,47	15,63	33	13,69
110-119	95,01	16,60	46	19,09
120-129	32,99	5,76	21	8,71
130-139	5,84	1,02	3	1,24
150-159	1,54	0,27	1	0,41
Total	572,3	100	241	99,97

Voir Tabl. 3.1. pour la légende.

CHAPITRE 4

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES VEINES AURIFÈRES ET DE LEURS ENCAISSANTS

Au chapitre 3 précédent, à partir des données récoltées pendant la campagne de terrain, les deux gisements aurifères de Pingqiu et de Huaqio ont été situés dans leur contexte lithologique, structural et métallogénique.

Au cours de cette même phase d'étude de terrain, les veines de quartz aurifères et leurs roches encaissantes ont été examinées (Annexe 4.1). Pour des analyses de laboratoire, des échantillons orientés de veines de quartz aurifères, de leurs épontes, de roches encaissantes et de zones de cisaillement associées, furent prélevés, principalement dans les tunnels d'exploitation minière des sites de Pingqiu et de Huaqiao (Fig. 4.1). Ces échantillons ont fait l'objet d'étude macroscopique et microscopique (Annexe 4.2) dont les résultats principaux sont présentés dans ce chapitre.

L'étude macroscopique, à l'affleurement et à partir des plaquettes (chips) d'échantillon obtenues de la confection des lames minces, sera suivie de l'analyse microscopique des roches encaissantes, des VPS et des zones de cisaillement associées. L'étude minéagraphique sera ensuite présentée et complétée par les données fournies par l'analyse à la microsonde électronique des phases métalliques, avant d'arriver à la synthèse et aux interprétations des résultats.

4.1. Étude macroscopique

Sur le terrain, les échantillons de VPS, de leurs encaissants ainsi que des zones de cisaillement associées, orientés pour la plupart, ont été décrits à l'œil nu et à la loupe. Ils ont été prélevés pour les études microscopiques et minéralographiques en laboratoire (Annexe 4.2). Des plaquettes (chips) d'échantillon ont été d'intéressants supports pour l'analyse des microstructures et des altérations des veines de quartz, de leurs épontes et de leurs roches encaissantes. Les observations macroscopiques présentées ci-dessous sont celles faites en affleurements, et précisées plus tard en laboratoire avec celles effectuées sur les plaquettes d'échantillon.

4.1.1. Roches encaissantes

A l'affleurement, elles sont composées d'une alternance rythmique de deux types principaux de lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique : ceux clairs, gréseux et moyennement grenus ; et ceux sombres, silteux et finement grenus (Fig. 4.2). Des couches phylliteuses millimétriques gris sombre à noir (graphitiques) sont occasionnellement intercalées et se rencontrent fréquemment dans l'éponge des VPS aurifères. Selon notre estimation, les séquences gréseuses compétentes semblent de loin les plus prépondérantes (au moins 75%). Les VPS aurifères sont au contact de ces deux types principaux de lit, à l'intérieur de l'un ou de l'autre.

L'analyse des plaquettes d'échantillon de roche encaissante a permis une description plus détaillée.

Les niveaux gréseux forment parfois des lentilles à l'intérieur des lits silteux (Fig. 4.3). Ils peuvent s'interpréter comme des reliques de rides de courant, d'autant plus qu'ils surmontent les niveaux A et B de la séquence de Bouma interprétée. En effet, les rides de courant sont caractéristiques du niveau C de cette séquence. Cependant, ces lits quartzueux lenticulaires ou microplissés ont été boudinés ultérieurement à la sédimentation (Fig. 4.4). Cela pourrait expliquer l'oblitération des structures primaires de sédimentation. Il en résulte des boudins à axe long parallèle à l'axe du pli et qui constituent un réseau anastomosé lenticulaire. Il convient de remarquer que les échantillons concernés ont été prélevés en zone charnière de pli secondaire (Fig. 4.1).

Différents types de contacts entre la VPS et la roche encaissante ont été observés. L'éponte est souvent affectée par de la bréchification et des structures S-C fines définissant un réseau anastomosé (Fig. 4.5). Le contact entre la VPS et la roche encaissante est très souvent le siège de cisaillement, qui se traduit parfois par la présence de microplis dissymétriques à flancs longs et à flancs courts (Fig. 4.4b). Cependant, des contacts stylolitiques et des contacts diffus ont été aussi observés. Ces derniers contacts sont recoupés par des veinules de quartz enchevêtrées (Fig. 4.5b).

Dans les épontes, de la pyrite et de l'arsénopyrite fines ou grossières recoupent les différentes structures sédimentaires et tectoniques. Parfois, ces sulfures, avec une taille plus fine, forment des petites bandes conformes à cette S0. L'altération à carbonate-chlorite-fuschite est très souvent associée aux zones de bréchification des épontes.

4.1.2. Veines de quartz aurifères

Les veines de quartz aurifères observées, situées dans la zone charnière du plissement secondaire, sont parallèles à subparallèles à la surface de stratification sédimentaire (Fig. 4.6). Elles correspondent aux veines de type2 de la classification des VPS (Jessell *et al.*, 1994; Fowler, 1996).

A Pingqiu, les VPS ont une texture massive et sont à cavités abondantes contenant des cristaux de quartz prismatiques bipyramidalés (Fig. 4.7). À Huaqiao, elles sont un peu plus laminées et à cavités peu abondantes. Cependant, les structures et textures primaires du quartz sont préservées.

Les VPS *sensu stricto*, du type2 (Jessell *et al.*, 1994; Fowler, 1996), effectivement parallèles à la stratification, constituent la quasi-totalité des veines observées. Elles ont une altération discrète en chlorite-séricite-fuschite. Cette altération y est restreinte aux fractures et zones de recristallisation ainsi qu'à la roche encaissante à l'intérieur de la veine de quartz. Le carbonate, en très faible proportion, est occasionnellement associé au quartz.

Les veines de quartz aurifères sont blanc laiteux, massives, à cavités, à zones de recristallisation grise vitreuse, et à craquelures. Ces dernières, tardives, sont parfois colmatées par du carbonate. Les cavités quant à elles contiennent des cristaux de quartz prismatiques gris vitreux et renferment parfois de rares arsénopyrites et pyrites grossières automorphes.

La nature et la structure du contact inférieur (mur), d'une part, et de l'éponge supérieure (toit) des VPS sont différentes. Au mur de la veine, le contact est franc,

ondulant et très peu déformé. Au toit, par contre, le contact est plutôt graduel, diffus, à structure S/C bien développée (Fig. 4.8). Le boudinage y est aussi superposé sur les structures S/C.

La roche encaissante, à structure S/C, est incluse dans la veine de quartz, lui donnant ainsi un aspect de pseudo rubanement (Fig. 4.9). En effet, le rubanement est très typique des veines de quartz mises en place par le mécanisme de *crack-seal* contrôlé par les fluctuations de pression du fluide hydrothermal se traduisant par le *fault-valve behavior* (Sibson *et al.*, 1988; Sibson et Scott, 1996).

Ces veines aurifères contiennent très souvent des lambeaux voir des lits de roches encaissantes auxquels sont associées de l'arsénopyrite grossière automorphe qui recoupe les structures sédimentaires et tectoniques. Ces enclaves présentent parfois une structure rubanée avec pyrites fines abondantes et peu d'arsénopyrite qui constituent des structures en lits conformément à la S0.

4.1.3. Altérations et sulfures

La surface de stratification des roches sédimentaires est parfois recoupée par de la pyrite ou de l'arsénopyrite grossière tandis que la pyrite et l'arsénopyrite fines sont parfois conformes, mais non parfaitement concordantes à cette surface.

Les zones de bréchification de la roche encaissante, en son contact avec la veine, à structure S/C et microplis dissymétriques, sont altérées en carbonate-chlorite et fuschite avec de l'arsénopyrite fine ou grossière associée. Dans les VPS, l'altération se présente sous forme rubanée ou diffuse amygdaloïde (Fig. 4.10). Des zones d'altération rubanées, parallèles à la S0 sont à chlorite-séricite-fuschite avec de l'arsénopyrite ou de la pyrite

fines ou grossières associées. Les veines de quartz sont affectées par des craquelures ou des zones ondulantes sub parallèles à la stratification et à la bordure de la veine. L'altération y est à chlorite-séricite-fuschite±carbonate avec de l'arsénopyrite et de la pyrite subordonnées. Ces sulfures se présentent sous forme de pyrites fines en amas polycristallins ou sous forme d'arsénopyrites ou de pyrites grossières qui semblent recouper ces bandes ou craquelures. Des microfractures, obliques sur la S0 et sur les fractures précédentes, communiquent avec ces dernières en définissant une structure en queue de cheval (Fig. 4.10a). Elles sont colmatées par du carbonate et recoupent les zones à altération rubanée à chlorite-séricite-fuschite.

L'altération chloriteuse avec parfois du carbonate associé se présente souvent sous la forme diffuse amygdaloïde et sont associées à des recristallisations autour des grains de quartz antérieurs (Fig. 4.10b). La veine de quartz résultante a un aspect tacheté. Cette zone d'altération comporte souvent de l'arsénopyrite grossière automorphe ou des amas polycristallins d'arsénopyrite fine qui semble néanmoins la recouper. La galène et l'or natif ont été occasionnellement observés dans cette zone d'altération.

La veinule de quartz aplatie de type1 (PQ-M7) est massive avec un aspect rubané. Son éponte, très altérée en chlorite-séricite-fuschite, contient des amas polycristallins de pyrites fines abondantes (Fig. 4.10e et f). A l'intérieur de la veine, des bandes fines d'altération choriteuse à arsénopyrites fines associées ont une structure stylolitique.

4.1.4. Synthèse et interprétation de l'étude macroscopique

L'analyse des sections de roche encaissante permet d'interpréter l'existence d'une séquence turbiditique incomplète de type Bouma représentée par les niveaux A et B bien marqués et à répétition rythmique. Une autre strate (niveau C?) comporte les niveaux gréseux lenticulaires. Ces derniers sont probablement des structures sédimentaires typiques du niveau C (rides de courant ondulantes ou rides de convolution), mais oblitérées par les structures tectoniques. Ces lits quartzeux lenticulaires, situés entre des niveaux silteux sont parfois boudinés. L'axe allongé du boudin est subparallèle à l'axe du plissement. Ce boudinage pourrait s'interpréter synplissement, mais subséquent au cisaillement intercouche ; puisqu'il reprend les structures S/C qui sont en reliques imprimées dans les boudins. Ce boudinage a été également observé dans le contact graduel du toit de la veine avec son encaissant. Cela suggère la mise en place des VPS pendant ce processus. Il convient surtout de souligner que les échantillons analysés sont localisés en zone charnière d'un pli secondaire.

Les VPS aurifères, à texture massive (Pingqiu) ou peu laminée (Huaqiao) et à cavités abondantes (Pingqiu) ou peu abondantes (Huaqiao), ont des épontes à structure S/C peu prononcée et présentent des microstructures internes, tels que les plis parasites dissymétriques, qui permettent de proposer un mécanisme de cisaillement intercouche syn ou antéplissement. Cependant, compte-tenu de la polarité observée dans la structuration des épontes côté toit par rapport à celles côtés mur des VPS, avec les structures S/C et le boudinage n'affectant que le toit de la veine ou *vice versa*, un mécanisme de cisaillement intercouche synplissement ou tout au moins tardiplissement semble plus plausible. Dans les VPS, non laminées, des roches encaissantes déformées,

à structures S/C, sont très souvent en inclusions. Cette observation pourrait soutenir le caractère tardif de la mise en place de la veine par rapport au cisaillement intercouche. Les formes de leurs contacts varient d'ondulante à stylolitique. Cela est en faveur du caractère successif de l'inclusion de la roche encaissante.

L'altération à chlorite-séricite-fuschite ainsi que les sulfures (pyrite-arsénopyrite±chalcopyrite±galène±sphalérite) semblent secondaires et tardifs par rapport à la phase prépondérante de mise en place de la VPS. Les structures S/C des éponges des veines de quartz forment parfois un réseau anastomosé de fractures, et de microplis dissymétriques, avec altération à carbonate-chlorite-fuschite, pyrite et arsénopyrite associées. Les VPS présentent essentiellement deux types d'altération : l'altération à chlorite-séricite-fuschite±carbonate en petite bande sub parallèle à la S0 et l'altération essentiellement chloriteuse et à carbonate diffus amygdaloïde qui englobe les grains de quartz recristallisés.

Les sulfures identifiés sont la pyrite, l'arsénopyrite et occasionnellement la galène, la chalcopyrite et la sphalérite. L'arsénopyrite et rarement la pyrite grossières recoupent les structures sédimentaires et tectoniques des roches encaissantes. Lorsqu'elles sont fines, elles forment parfois des bandes minces parallèles et conformes à la S0. La pyrite et rarement l'arsénopyrite fines forment parfois des amas polycristalins associés à l'altération diffuse amygdaloïde ou situés dans les éponges des veines de quartz aplatis de type1 (PQ-M7).

4.2. Étude microscopique

L'étude microstructurale aborde les aspects concernant le caractère turbiditique de la roche encaissante, la relation entre la mise en place des veines de quartz aurifères et les structures reconnues, les phases de minéralisations et les altérations associées.

Au cours de cette étude microscopique, des échantillons de roches encaissantes ont été observés en vue de décrire leurs compositions, granulométries et textures, ainsi que de reconnaître et d'analyser les structures qu'elles contiennent (e.g., figures de courant de turbidité, structures tectoniques).

L'analyse de la mise en place des VPS a été faite en procédant à l'étude microtexturale et microstructurale des cristaux de quartz. Il est admis que la cristallisation, la recristallisation et la restauration des cristaux de quartz, dépendent de la température, de la présence ou de l'absence de fluide et des contraintes appliquées lors de ces différents processus (Passchier et Trouw, 1998). L'examen microscopique des structures symptomatiques dans les cristaux de quartz et de leurs interactions entre elles pourrait aider à comprendre les processus de mise en place des veines de quartz minéralisées, et des processus subséquents à cette mise en place (Hirth et Tullis, 1992; Lloyd et Knipe, 1992; Lloyd et Freeman, 1994; Dong *et al.*, 1995; Passchier et Trouw, 1998; Nishikawa et Takeshita, 2000; Essarraj *et al.*, 2001; Hippert et Tohver, 2002; Kruhl et Peternell, 2002; Stipp *et al.*, 2002; Mancktelow et Pennacchioni, 2004). Les textures (répartition de la taille et de la forme des grains) et les structures internes des cristaux (extinctions, sous-grains, inclusions de minéraux) ont été les deux paramètres clés utilisés pour cette analyse. Le fait que les cristaux de quartz étaient très souvent automorphes à subautomorphes a été très bénéfique, pour déduire leurs orientations par rapport aux contraintes. Le taux de

recristallisation globale réduit de la veine a permis de visualiser l'évolution d'une génération de quartz à une autre à l'intérieur de la veine de quartz individuelle de type VPS. Cela a été crucial pour cette étude des VPS car, il permettait de faire la chronologie de la mise en place et de l'évolution de ce type de veine microscopiquement. Une telle analyse n'a pu être réalisable avec les veines des gisements similaires en Australie, à cause du taux de recristallisation qui a oblitéré, dans la veine de quartz individuelle, les microstructures antérieures (Mernagh, 2001).

4.2.1. Préparation des échantillons

En fonction de leurs orientations par rapport au pli et à la S₀, pour la confection des lames, trois types de section ont été exécutés sur les échantillons à étudier :

- la section transversale (V) du pli, perpendiculaire à la S₀, contenant les axes cinématiques a et c du pli, et correspondant au plan de profil de ce dernier,
- la section longitudinale (B), perpendiculaire à la S₀, contenant l'axe cinématique b du pli et correspondant à son plan axial,
- et la section dite horizontale (H), parallèle à la S₀ et contenant l'axe du pli, correspondant en fait à la tangente à la surface de stratification.

L'objectif de la confection de ces sections est de pouvoir examiner la géométrie des microstructures en trois dimensions et d'établir les relations éventuelles de celles-ci avec le plissement secondaire et la S₀ qui contiennent les VPS minéralisées, et avec la

zone de cisaillement secondaire associée au plissement secondaire et contiguë aux VPS aurifères.

Il faut noter que les différents échantillons se situent dans la zone charnière des plis de deuxième ordre.

4.2.2. Roches encaissantes et épontes

L'étude microscopique des différentes lames minces de roches encaissantes a conduit à la distinction de trois types de lithofaciès (Tabl. 4.1). En attendant des études sédimentologiques approfondies, qui sortent du cadre du travail actuel, en vue d'une meilleure nomenclature, nous proposons des noms descriptifs.

4.2.2.1. Lithofaciès grès carbonaté

Ce lithofaciès est bien représenté par la lame HG-M7-2.

A texture grenue, il est constitué de quartz détritique (40 %), sub anguleux, à extinction ondulante balayante (*sweeping undulate extinction*) avec remplissage intersticiel par des lattes de carbonate epidotisé (35%) à extinction ondulante balayante. Dans les interstices, on note en plus la présence de chlorite (10%) avec très peu de séricite associée. De rares fragments subanguleux de roches sont présents. La fuschite, rare, enveloppe les cristaux de quartz. Quant à la biotite brune subautomorphe, très rare, elle est incluse dans du carbonate intersticiel.

Ce lithofaciès est surtout caractérisé par la présence, par endroits dans les interstices, de pyrites à texture polycristalline polygonale donnant un aspect de suture aux cristaux (texture de remplacement postsynsédimentaire). La pyrite automorphe, très fine,

est associée à la chlorite interstitielle. Les interstices sont recoupées par des assemblages globuleux à arsénopyrites avec de la sphalérite en inclusions.

La paragenèse d'altération est à carbonate-chlorite-quartz±fuschite±séricite.

4.2.2.2. Lithofaciès grès carbonaté à fragments de roche : greywacke

Ce lithofaciès est bien matérialisé par la lame HG-M7-1.

Il est à texture moyennement grenue et est composé de grains de quartz détritique subanguleux (65 %) à extinction ondulante balayante. Le carbonate, en lattes (25 %) et à extinction ondulante balayante, constitue l'essentiel de la matrice (Fig. 4.11a). Dans cette matrice, se retrouvent avec le carbonate, de rares chlorites et séricites, ainsi que de très rares fuschites. La biotite brune subautomorphe chloritisée est accidentelle. Des minéraux opaques peu abondants, probablement des pyrites sont associés.

Ce lithofaciès se distingue du précédent par l'abondance de fragments subanguleux de roches (5 %). C'est ce qui a justifié, en plus du tri moins bon par rapport à celui du lithofaciès précédent, l'appellation de greywacke.

La paragenèse d'altération est à quartz-carbonate-chlorite-séricite±fuschite.

Il faut souligner que les deux premiers lithofaciès précédents, prélevés loin de l'éponte des VPS, ne présentent pas de structures tectoniques bien développées, contrairement au lithofaciès suivant qui a été prélevé proche de l'éponte des VPS.

4.2.2.3. Litholithofaciès grès feldspathique et siltite

Ce lithofaciès grès feldspathique et siltite, qui est le plus commun, peut être subdivisé en deux sublithofaciès en fonction de l'abondance en quartz, en feldspath et en micas. Il comprend donc le sublithofaciès grès feldspathique composé de lits moyennement grenus à quartz plus abondant (30 %), à plagioclases très basiques et à reliques de pyroxène chloritisé, de loin le plus prépondérant (plus des ¾), et le sublithofaciès siltite composé de lits millimétriques à centimétriques finement grenus à très peu de quartz (<5 %) et de feldspath, mais à plus de micas (Fig. 4.11b).

Le contact entre les lits est parfois laminé et présente des niveaux sombres (*dark seams*) formant un réseau anastomosé indistinct, symétrique par rapport à la surface de stratification à structure stylolitique (Fig. 4.12). Les niveaux sombres (*dark seams*) sont interprétés comme des plans de pression-dissolution. Il en est de même pour les stylolites dont les aspérités indiquent la direction de raccourcissement maximum, dans ce cas, perpendiculaire à la stratification.

Dans les lits finement grenus du lithofaciès siltite, des structures S/C sont plus développées ainsi que les niveaux sombres (*dark seams*), tandis que dans les lits moyennement grenus, deux schistosités sont mieux exprimées. L'une parallèle à la S0 est recoupée par la deuxième subperpendiculaire à la stratification qu'elle décale en formant une structure en dominos indiquant à un mouvement normal (Fig. 4.11b).

Dans le détail, les lits riches en quartz, du sublithofaciès grès feldspathique, sont composés de grains de quartz détritique (30 %) suganguleux à extinction ondulante balayante, de chlorite interstitielle (35%) et de baguettes de séricite (10%) qui soulignent

les différentes schistosités. La fuschite (1%) est parfois contournée par les structures tectoniques, ou orientée suivant les schistosités ou même recoupe toutes les structures. Dans ce dernier cas, elle est parfois retromorphosée en bordure en chlorite et en séricite. Elle constitue très souvent le contact direct entre la veine de quartz aurifère et l'éponte. Du plagioclase basique (An90), très peu à pas damouritisé (1 %) à macles magmatiques polysynthétiques, à extinction ondulante balayante compose la matrice avec le quartz. De rares clinopyroxènes, probablement de l'augite chloritisée, sont également présents dans cette matrice.

Les lits plus pauvres en quartz (3 %), du sublithofaciès siltite, qui ont quasiment la même composition minéralogique que le précédent, sont caractérisés par l'abondance de chlorite (60%) et de séricite (35 %). Il convient de souligner, cependant, que ce lithofaciès contient souvent des lattes de carbonate interstitiel jusque dans des proportions de 5% (lame HG-M5-5). Ce carbonate est parfois émietté puis epidotisé. Cela pourrait traduire une dissolution de ces carbonates avant leur epidotisation. La paragenèse d'altération est à quartz-chlorite-séricite±fuschite±épidote.

Les cristaux, souvent grossiers d'arsénopyrites et de pyrites automorphes associés, recoupent les laminations, les structures S/C et les schistosités. Des cristaux de quartz, de carbonate, de chlorite et de séricite constituent parfois des fibres de cristallisation perpendiculaires aux bordures de ces sulfures.

Des cristaux fins subautomorphes à xénomorphes (<1 %) d'arsénopyrite et de pyrite sont disséminés dans ce lithofaciès tout comme dans les précédents.

4.2.2.4. Les microstructures sédimentaires et altération des roches encaissantes

D'abondantes structures sédimentaires microscopiques sont observables sur les lames HG-M5-3, HG-M5-4 et HG-M5-5.

Les structures sédimentaires observées dans les roches encaissantes sont : les figures de charges, les stratifications entrecroisées, les laminations (Fig. 4.12a). L'alternance rythmique des lits quartzeux (gréseux) et des lits silteux est nettement bien marquée. On note dans les lits quartzeux (niveau A) des figures de charge, un granoclasement peu net et des stratifications entrecroisées intercalées (Fig. 4.12a). Les lits silteux présentent des laminations parallèles. Il a pu être noté également le bon tri des différents lithofaciès dans l'ensemble.

La roche encaissante est en inclusion dans les VPS minéralisées. Elle constitue parfois une bande millimétrique, parallèle à la bordure de la veine, donc à la surface de stratification S0. Elle présente des structures anastomosées (S/C indistinct) avec des niveaux sombres (*dark seams*) associés, tout comme observé dans les roches encaissantes à l'éponte des VPS. Ainsi structurée, la roche encaissante incluse a un contact franc, ondulant ou carrément interlobé avec les cristaux de quartz de la veine (Fig. 4.13). On note parfois la disposition de ces cristaux perpendiculairement à la bordure, ou l'excroissance lobée de ces grains à l'intérieur de la roche encaissante.

La roche encaissante, en inclusion dans la veine, est composée essentiellement de chlorite (40 %), de séricite (45 %), de très peu de quartz (7%) et de plagioclase peu ou pas altéré dont l'albite a été identifiée (associé aux veinules de quartz tardives recoupant

la roche encaissante). Le carbonate peut être présent et atteindre des proportions de 10 %. L'apatite fut le seul minéral accessoire identifié. La roche encaissante en inclusion dans la veine analysée s'identifie donc essentiellement au sublithofaciès finement grenu siltite. Cependant, il faut noter une séricitisation plus poussée au détriment de la chlorite en comparaison avec le sublithofaciès équivalent localisé à l'éponte de la VPS aurifère (Fig. 4.13b).

L'altération est soulignée par la paragenèse à quartz-chlorite-séricite±fuschite±albite (albite associée dans la paragenèse des veinules discordantes).

Il convient de souligner qu'il n'a pas été identifiée d'altération significative dans l'éponte des VPS aurifères. Toutefois, dans la lame PQ-M3-2, il a été observée une zonalité des assemblages d'altération. Du cœur vers la veine, on note : quartz-chlorite-carbonate, quartz-chlorite±carbonate, et quartz-séricite-chlorite-carbonate-fuschite avec arsénopyrite associée, tandis que, du cœur vers la roche encaissante, on note : quartz-chlorite-carbonate, quartz-chlorite± carbonate puis quartz-séricite-chlorite. Les sulfures sont composés d'arsénopyrite et de pyrite, automorphes, parfois grossières, qui recoupent toutes les structures de la roche encaissante en inclusion ainsi que le contact avec la veine de quartz. Ces sulfures sont remplacés le long de leurs fractures par l'altération à chlorite-séricite-fuschite et parfois par des veinules de quartz et du carbonate. À ces sulfures plus grossiers, il faut ajouter non seulement les arsénopyrites et pyrites subautomorphes fines concordantes aux différentes structures, mais aussi les cristaux très fins xénomorphes disséminés dans toute la roche encaissante.

4.2.2.5. Synthèse et interprétation de l'étude microscopique des roches encaissantes

À partir de l'étude microscopique des roches encaissantes, trois lithofaciès distincts ont été identifiés. Toutefois, le lithofaciès grès feldspathique et siltite, est le plus commun. Ce lithofaciès est caractérisé par l'alternance rythmique de lits gréseux plus riches en quartz et de lits silteux plus pauvres en quartz. Les lits gréseux sont les plus prépondérants. Comme structures sédimentaires, ces roches présentent des stratifications entrecroisées, des laminations et des figures de charges. Ces structures de sédimentation, reconnues dans des niveaux de sédiment distincts et similaires à ceux de type Bouma, confortent l'interprétation de l'environnement turbiditique comme milieu de dépôt. Les structures tectoniques S/C avec niveaux sombres (*dark seams*), observées dans les sections V et B auxquelles se surimposent les stylolites développés le long de la S0 permettent d'interpréter un mécanisme de cisaillement le long de la S0 suivi de pression dissolution perpendiculaire à la stratification. Les grains de quartz constitutifs sont subanguleux traduisant un faible transport. Cette interprétation est confortée par la présence de feldspaths peu ou pas altérés traduisant le caractère immature des sédiments qui les contiennent.

Il n'a pas été identifié d'altération significative dans l'éponte des VPS aurifères. Toutefois, dans la lame PQ-M3-2, il a été observé une zonalité des assemblages d'altération. Il importe de faire remarquer que ce contact est marqué par une forte recristallisation avec de très fins cristaux de quartz équigranulaires interlobés à extinction ondulante balayante, avec au cœur des reliques de cristaux de quartz subautomorphes

disposés en échelon. Cette zonalité de l'altération semble donc postérieure à la mise en place de la veine de quartz.

Dans les VPS, la roche encaissante à structures S/C et à niveaux sombres (*dark seams*) associées, est en inclusion. Elle est composée exclusivement des sublithofaciès silteux. Cette observation est en faveur du fait que les lits silteux soient plus favorables pour la mise en place des VPS. Le contact, de la roche encaissante incluse, est franc et ondulé à interlobé du fait des phénomènes de recristallisation du quartz perpendiculairement à sa bordure. Il ne présente pas de zone de réaction métamorphique. L'altération tout comme dans la roche encaissante est à quartz-chlorite-séricite±fuschite±carbonate±épidote±plagioclase. Toutefois, on note pour la roche encaissante en inclusion dans les veines, un enrichissement en séricite au détriment de chlorite et de l'albitisation des veinules de quartz tardives.

Les sulfures représentés essentiellement par la pyrite et l'arsénopyrite, se rencontrent depuis les processus précoce de sédimentation jusque pendant les processus tardifs d'altération.

4.2.3. Veines de quartz aurifères

À l'issue de l'étude microscopique, les VPS aurifères ont pu être subdivisées en 3 groupes : le groupe des quartz1 et 2 qui sont des quartz à cristallisation dominante, le groupe des quartz3a et quartz3b (quartz3) qui sont des quartz à recristallisation dominante et le groupe des quartz4a et quartz4b (quartz4) qui sont des veinules de quartz tardives qui recoupent la veine principale.

4.2.3.1. Quartz1

Le quartz1 est représenté par les larges cristaux de quartz centimétriques, subautomorphes, subéquigranulaires. Ces cristaux, très souvent isolés peuvent constituer des ensembles polycristallins polygonaux. Le quartz1 est surtout caractérisé par le fait qu'il présente des structures internes très développées (Fig. 4.14a) et très souvent de nombreux micas en inclusions. Il est marqué par des structures de déformation intracristalline que sont : les extinctions ondulantes irrégulières (zonées) et régulières (balayante ou sweeping), les bandes de déformation, ainsi que les structures de restaurations que sont : les sous-grains néoformés fusiformes ou lenticulaires, de même que les structures de recristallisation qui donnent lieu à des sous-grains organisés en microplis en chevrons, et aussi des structures de déformation cristalline avec développement de fentes en échelon traduisant un cisaillement subséquent (Tabl. 4.2).

Le quartz1 est parfois craquelé et présente des bordures irrégulières en dents de scie avec moirage. Il contient très souvent de nombreuses inclusions de micas à structures diverses et de sous-grains de quartz néoformé fusiformes parfois à distribution coronaire dans le quartz1 (Fig. 4.14).

L'altération est restreinte aux points triples avec le quartz2 et est à chlorite±séricite±carbonate avec rarement de l'arsénopyrite et de la pyrite associées. Ces dernières y sont très rarement en inclusions. Occasionnellement, le carbonate interstitiel est présent. Des traînées d'inclusions fluides suivent les craquelures et les fractures.

Cependant, il convient de signaler qu'il existe toute une transition continue entre le quartz1 et le quartz2 rendant difficile toute tentative de mettre une ligne de démarcation entre ces deux types de quartz.

4.2.3.2. Quartz2

Le quartz2 est de taille moyenne centimétrique, automorphe à subautomorphe, subéquigranulaire à équigranulaire et polygonal (Tabl. 4.2). Les grains constitutifs sont plus allongés et obliques sur la S0 (section-B). Le quartz 2 est caractérisé par l'absence de structures internes très marquées. Il ne présente très souvent qu'une extinction ondulante régulière (balayante). Ce quartz2 a ses cristaux automorphes à subautomorphes souvent disposés en plis en chevrons à plan axial subparallèle à la S0 (Fig. 4.14c et d) (sectionV). On obtient une architecture texturale qui ressemble à un rubanement. Nous avons pu observer par ailleurs cette disposition en chevrons sur plusieurs lames ou le quartz2 avait subi peu de recristallisation.

Parfois de rares carbonates interstitiels sont présents ainsi que de l'apatite comme minéral accessoire. L'altération y est restreinte aux points triples des cristaux de quartz et est à quartz- chlorite±séricite±carbonate et rarement de la pyrite associée. Les bordures de grains sont parfois irrégulières (en dents de scie) avec moirage. On note également des traînées d'inclusions fluides suivant les craquelures et les fractures tardives.

4.2.3.3. Quartz3

Le quartz3 se subdivise en quartz3a et en quartz3b. Le premier est essentiellement parallèle à la S0 et à la bordure de la veine tandis que le second résulte du cisaillement qui affecte le premier avec lequel il s'interconnecte souvent (Tabl. 4.3).

Quartz3a

Le quartz3a est constitué de grains de petite taille (submillimétriques à millimétriques), subéquigranulaires, interlobés et à extinction ondulante régulière (balayante) (Fig. 4.14). Il est caractérisé par le fait qu'il est parallèle à la surface de stratification. Les différentes transitions vers la formation du quartz3a surtout à partir de la recristallisation du quartz1 et du quartz2 ont été observées (Fig. 4.14). L'altération dans les VPS est essentiellement associée à ce quartz3a et est à quartz-chlorite±séricite±fuschite±carbonate. En effet, les carbonates à extinctions roulantes régulières, interstitiels ou en lattes allongées sont parfois associés ou même, dans des cas, prépondérants sur le quartz. On observe ainsi, la présence des veinules presque exclusivement constituées de carbonates de remplacement. Il s'agit d'un remplacement puisque, ces carbonates recoupent le cisaillement à l'origine des quartz3b (prochain paragraphe).

Le quartz3a est surtout le siège de l'altération à quartz-chlorite±séricite±carbonate±fuschite. La paragenèse d'altération semble véritablement associée à ce quartz de recristallisation. En ce qui concerne les sulfures, ils sont surtout associés au quartz3a. Ainsi, la paragenèse métallique est principalement à arsénopyrite, pyrite, rarement à chalcopyrite, à sphalérite et à galène. La pyrite et l'arsénopyrite sont

automorphes à subautomorphes et à remplacement dans leurs fractures par les minéraux d'altération, tels que chlorite, quartz, séricite et carbonate. La pyrite remplace occasionnellement l'arsénopyrite en bordure. La sphalérite, automorphe à subautomorphe et à fractures remplacées par les minéraux d'altération, contient souvent de la chalcopyrite et/ou de la pyrite subautomorphes à automorphes en inclusions. La paragenèse de sulfures associée au quartz3a est à pyrite-(chalcopyrite)-arsénopyrite-galène-sphalérite avec souvent de l'or visible.

Quartz3b

Le quartz3b, qui définit un réseau anastomosé, est connecté au quartz3a affecté par la déformation incidente. La texture résultante pour ce quartz est en mortier (Fig. 4.15a). Il est donc nonéquigranulaire parfois avec des grains sériés (*seriate*), très souvent légèrement interlobés, à extinction ondulante régulière (*balayante*). Sa jonction avec le quartz3a, parallèle à la S0, crée une microstructure en queue de cheval. Toutefois, cette recristallisation dynamique par cisaillement affecte également le quartz1 et le quartz2 en y créant des zones à forte recristallisation autour des grains constitutifs de ceux-ci. De l'interférence avec le quartz2, il résulte une structure en dominos des grains de quartz constitutifs de celui-ci, avec la direction d'allongement des grains de quartz2 parallèle à une direction de compression compatible avec le microcisaillement à l'origine du quartz3b (Fig. 4.15a, sectionV).

L'altération est plus faible et soulignée par l'assemblage quartz-carbonate±(épidote)±chlorite avec accessoirement fuschite et séricite. Les sulfures sont représentés par des pyrites automorphes formant parfois des films ou des amas polycristallins mimant le microplissement dissymétrique.

Le quartz3b est typique des échantillons provenant du gisement de Huaqiao contrairement à ceux de Pingqiu où il est très peu développé.

4.2.3.4. Quartz4

Le quartz4 regroupe le quartz4a et le quartz4b (Tabl. 4.4). Il s'agit pour tous les deux de veinules de quartz qui recoupent la veine de quartz principale (quartz1 et quartz2). Ces deux sous-types de quartz se distinguent par leurs textures.

Quartz 4a

Le quartz4a est représenté par des veinules de quartz millimétriques à centimétriques qui recoupent la roche encaissante en inclusion dans les VPS (Fig. 4.15b). Il s'agit de veinules n'ayant pas une orientation particulière, et qui utilisent les plans de faiblesses (S, C ou d'autres fractures). Elles recoupent le quartz1, le quartz2 et le quartz3. Il s'agit de quartz nonéquigranulaire, interlobé et à extinction ondulante régulière (balayante).

L'altération est soulignée par l'assemblage : quartz - chlorite±séricite±fuschite±albite±carbonate. La présence du plagioclase (albite), observé dans les échantillons de la mine Pingqiu (seulement dans les veinules à l'intérieur de la roche encaissante), constitue la particularité de cet assemblage. Dans la roche encaissante, la séricite devient prépondérante sur la chlorite dans cet assemblage. Les sulfures associés sont l'arsénopyrite et la pyrite.

Quartz4b

Tout comme le quartz4a, le quartz4b est une veinule de quartz millimétrique à centimétrique. Toutefois, il s'agit d'une veinule monocristalline à aspect arborescent sans extinction ondulante avec des sections quasiment éteintes ou grises bleutées (Fig. 4.15c). De très rares pyrites sont associées avec occasionnellement du carbonate dans ses épontes avec les cristaux de quartz environnants (Fig. 4.15c).

L'assemblage d'altération, très simple, est à quartz-carbonate.

Ce quartz4b est observable dans les échantillons de VPS de Huqiao contrairement à ceux de la mine Pingqiu.

4.2.4. Zones de cisaillement

La zone de cisaillement a été observée par le biais de trois sections (V, B, H) effectuées sur l'échantillon PQ-M10.

Seules les sections V et H permettent l'observation de la structure S/C contrairement à la section B. Dans la section V, la structure S/C est sub perpendiculaire à la S0 qu'elle crénule légèrement avec un mouvement normal (Fig. 4.16). Dans la section H, la structure S/C est oblique d'environ 60° sur la S0 et indique un mouvement dextre. Cette observation en trois dimensions, met en exergue le basculement de la S0 par le cisaillement. La paragenèse associée à la structure S/C est à quartz-chlorite±fuschite±carbonate. Toutefois, on note une altération carbonatée avec des porphyroblastes de carbonate à quartz et chlorite associés, qui se surimpose à la structure S/C et confère à la

roche un aspect moucheté (Fig. 4.16a et c). Ces porphyroblastes très peu dissymétriques sont affectés en bordure par une structure S/C.

Les sulfures sont représentés essentiellement par de la pyrite automorphe qui recoupe la S₀ et la structure S/C. Des minéraux fibreux de quartz, de chlorite et de carbonate ont cristallisé perpendiculairement aux bordures de ces pyrites (Fig. 4.16e). Lorsque la pyrite est parfaitement cubique, l'orientation de ces fibres est parallèle à celle de la structure S/C (Fig. 4.16e). Ces fibres de minéraux sont légèrement tordues à leurs extrémités indiquant un mouvement tardif intervenu pendant leurs cristallisations. L'examen au fort grossissement a révélé dans la roche encaissante, de la pyrite, de l'arsénopyrite, de la chalcopyrite et de la sphalérite avec exsolution de pyrite et de chalcopyrite, subautomorphes à xénomorphes. On retrouve donc, associé à la zone de cisaillement, la quasi-totalité des sulfures constituant la paragenèse métallique des VPS, à l'exception de la galène.

4.2.5. Synthèse et interprétation de l'étude microscopique

L'étude microscopique des VPS aurifères, bien qu'à structure apparemment simple, a permis de se rendre compte de leur complexité, et de mettre en évidence plusieurs générations de quartz, dont les structures permettent de suivre l'évolution de la mise en place de ces veines (Figs. 4.17 et 4.18). Sur la base des observations microscopiques, il est ressorti que les VPS étaient constituées de quatre types de quartz qui correspondent à des étapes dans l'évolution de la mise en place de ces veines et des processus subséquents à cette mise en place.

Le quartz1 est caractérisé par ses structures internes très développées, telles que les sous-grains fusiformes et les structures lenticulaires, qui peuvent être interprétées comme résultant du cisaillement à la fin ou après la cristallisation de ce quartz1. Il pourrait donc refléter les phases précoce de la mise en place des VPS. Il se serait mis en place précocement ou avant ou pendant un cisaillement intercouche d'autant plus qu'il est très souvent parallèle à la S0 et développe des sous-grains lenticulaires.

Le quartz2 est quant à lui caractérisé par sa cristallisation en cristaux automorphes disposés en pli en chevrons dont le plan axial est parallèle à la S0 (planV) (Fig. 4.17). Cette même structure s'observe parfois dans le plan B où elle est combinée à la cristallisation oblique du quartz2 sur la S0. Cette disposition en pli en chevrons à plan axial parallèle à la stratification, peut être interprétée comme traduisant la cristallisation du quartz2 pendant une compression perpendiculaire à la S0 (Fig. 4.17). Ce quartz2 pourrait donc avoir cristallisé, à partir du quartz1, pendant une phase de compression perpendiculaire à la stratification accompagnée de cisaillement dans le plan horizontal. Il peut aussi se former pendant la compression parallèle à la surface de stratification. La cristallisation de ces deux types de quartz ne s'accompagne pas d'altération majeure puisque celle-ci est confinée aux points triples de ces grains de quartz, et pourrait par conséquent être tardive. Cependant, ces deux types de quartz composent, pour l'essentiel, la VPS individuelle. Ils sont parfois craquelés et présentent des bordures irrégulières en dents de scie avec moirage qui pourraient traduire les circulations tardives de fluide en bordure de grains accompagnées de recristallisation par GBAR (Grain Boundary Area Reduction)(Passchier et Trouw, 1998).

Le quartz3a et le quartz3b (quartz3) résultent de recristallisation dynamique et statique. Le quartz3a se forme, parallèlement à la stratification, à partir de la recristallisation dynamique puis statique du quartz1 et du quartz2 (Figs. 4.17 et 4.18). L'altération à quartz-chlorite±séricite±carbonate±fuschite ainsi que la paragenèse métallique à arsénopyrite, pyrite, chalcopyrite et sphalérite sont associées à cette phase de quartz qui contient souvent de l'or visible. Le quartz3b, à texture *en mortier* et à structure lenticulaire, résulte probablement de cisaillement qui se prolonge dans le quartz 3a et recristallise les alentours du quartz1 et du quartz2 (Fig. 4.17). L'altération y est à carbonate épidotisé dominant avec un assemblage à quartz-carbonate (épidote)±chlorite contenant accessoirement de la séricite et de la fuschite.

Le type de quartz3b est caractéristique du gisement de Huaqiao même s'il s'observe rarement dans les échantillons de Pingqiu.

En ce qui concerne le quartz4a et le quartz4b (quartz4), ce sont des veinules de quartz distinctes des VPS proprement dites qu'elles recoupent. Néanmoins, ces veinules se démarquent par leurs textures et leurs structures. Le quartz4a est polycristallin avec albite associée dans sa paragenèse d'altération (lorsqu'il recoupe les roches encaissantes en inclusion dans les VPS). Le quartz4b est monocristallin et à aspect arborescent avec parfois du carbonate dans ses épontes.

L'étude de la zone de cisaillement au microscope a donc permis de se rendre compte de la complexité des processus de déformation et d'altération qui y ont prévalu. Elle a aussi permis d'y reconnaître la paragenèse métallique identifiée dans les VPS, de même que des évidences de circulations de fluides (tardivement) à partir de figures de cristallisation de minéraux fibreux. De même, les paragenèses d'altération et de sulfures

sont les mêmes observées associées au quartz3a des VPS. Ces différentes observations pourraient être des arguments en faveur du rôle de cette zone de cisaillement dans la conduite du fluide à l'origine de la mise en place des VPS et de la minéralisation. Il convient aussi de faire remarquer que ni les structures S/C parallèles à la S0, ni même la structure stylolitique, ni les niveaux sombres (*dark seams*) ne furent observées dans cette zone de cisaillement dans ces roches sédimentaires pourtant contiguës aux VPS minéralisées.

L'analyse microscopique des différents échantillons provenant des sites Pingqiu et Huaqiao a permis de distinguer entre ces derniers des différences notables en termes de générations de quartz. En effet, le quartz3b, à texture en mortier et à structure de microcisaillement qui reprend le quartz1, le quartz2 et le quartz3a, est plus représenté dans les échantillons de VPS provenant du site de Huaqiao. Cela peut s'interpréter comme l'expression d'une réactivation par cisaillement (à mouvement dextre interprété, mais léger rejet pendage inverse) plus marquée des VPS aurifères à Huaqiao par rapport à celles à Pingqiu.

Les échantillons de VPS de Huaqiao, contiennent aussi la génération de quartz4b qui comprend des veinules de quartz monocristallin, à aspect arborescent, sans extinction ondulante, qui recoupent les générations de quartz la précédent. Ces veinules n'ont pas été reconnues dans les VPS de Pingqiu. Cela pourrait s'interpréter par une injection tardive, dans la VPS de Huaqiao, de fluide hydrothermal, contrairement à celle de Pingqiu. L'aspect, la texture et la structure de ces veines permettent d'envisager, pour leur mise en place, le mécanisme de pompage séismique tardif (Sibson, 1989).

4.3. Étude minéagraphique

L'étude minéagraphique a été menée sur les sulfures, les oxydes et l'or natif visible, en relation avec les générations de quartz définies précédemment (cf. 4.2.3.). Les sulfures comprennent essentiellement la pyrite et l'arsénopyrite, puis accessoirement la chalcopyrite, la sphalérite et la galène. Les oxydes, quant à eux, sont représentés par l'hématite et l'ilménite fibreuse.

4.3.1. Sulfures et oxydes

La pyrite de remplacement dans les sédiments gréseux carbonatés a été mise en évidence, avec sa texture suturée (Fig. 4.19a). L'arsénopyrite et la pyrite sont les deux principaux sulfures présents, cela depuis les phases de sédimentation jusqu'aux phases tardives de recristallisation et d'altération. De l'arsénopyrite et de la pyrite subautomorphes à xénomorphes, de taille fine, étaient toujours présentes dans les roches encaissantes quels que soient leurs types (Fig. 4.19b). Les arsénopyrites et pyrites, à taille très souvent grossière, avec des craquelures remplies par les minéraux d'altération semblaient associées essentiellement au quartz de recristallisation (quartz3a et quartz3b). Dans ces cas, elles sont souvent associées à la chalcopyrite avec le joint arsénopyrite-chalcopyrite ou celui pyrite-chalcopyrite. La sphalérite, automorphe à subautomorphe avec des craquelures remplies de minéraux d'altération, contient parfois de la pyrite ou de la chalcopyrite en inclusions (Fig. 4.20a). Quant au quartz4a et 4b, la pyrite automorphe leur est rarement associée avec de l'arsénopyrite très accessoire.

La galène et la chalcopyrite ont été observées, de façon occasionnelle et isolée, surtout dans l'assemblage associé au quartz3 (a et b) avec parfois de l'or visible présent.

L'assemblage le plus complet identifié est à chalcopyrite-galène-arsénopyrite-pyrite-sphalerite (Fig. 4.20b). Les oxydes (hématite et ilménite) ont été observés rarement (cf. lame PQ-M8). L'hématite contient des fibres d'ilménite, de la pyrite et de la sphalerite automorphes (Fig. 4.20c),

4.3.2. Or natif

Les analyses géochimiques pour l'or des VPS aurifères et des zones de cisaillement qui leur sont contiguës sont présentées dans le tableau 4.5. Au microscope l'or natif a été observé. Il est soit associé aux sous-grains des quartz1 et au quartz2, soit constitue des traînées qui suivent les contacts des cristaux de quartz3a (Fig. 4.21).

Associé au quartz1 et au quartz2, l'or visible et l'arsénopyrite2 occupent les craquelures de l'arsénopyrite1 automorphe à subautomorphe (Figs. 4.21 et 4.22), tout comme on l'a observé avec les minéraux d'altération. Il se retrouve également, au point triple de cristaux de quartz dans la craquelleure de l'arsénopyrite ainsi qu'associé à la roche encaissante incluse (Fig. 4.22d, e et f). L'essentiel de l'or semble associer au quartz 3 où il se retrouve, sans lien évident, avec l'arsénopyrite, la sphalerite, la galène et la chalcopyrite.

Des traînées d'inclusions fluides pseudosecondaires recourent parfois l'or visible (Fig. 4.22g). L'assemblage métallique est à or-arsénopyrite-pyrite qui semblent en équilibre (Fig. 4.22h).

4.3.3. Synthèse et interprétation de l'étude minéagraphique

Les sections et lames polies, effectuées sur les échantillons de VPS aurifères, de leurs épontes et de la roche encaissante, ont permis d'analyser différents assemblages métalliques de sulfures et d'oxydes, en relation avec l'or visible dans la VPS ainsi que les différentes générations de quartz définies précédemment.

De la pyrite de remplacement occupe parfois les interstices dans les sédiments gréseux, traduisant le caractère post-diagénétique du remplacement par ces sulfures. L'arsénopyrite et la pyrite, xénomorphes à subautomorphes, de taille fine, sont toujours disséminées dans les roches encaissantes. Ces mêmes sulfures, cette fois-ci automorphes à subautomorphes, de taille plus grossière (millimétrique), semblent associés essentiellement au quartz de recristallisation (quartz3a et quartz3b), avec quelques fois des relations ambiguës avec le quartz1 et le quartz2. La sphalérite parfois présente dans le quartz3a contient de la chalcopyrite et de la pyrite en inclusions. Il semble donc que la présence des sulfures s'échelonne depuis les phases précoce de sédimentation jusqu'aux phases tardives de recristallisation et d'altération des VPS individuelles. La source sédimentaire des sulfures observés dans ces VPS est donc fort plausible. Les roches sédimentaires auraient pu faire l'objet de circulation répétitive de fluide hydrothermal qui peut avoir remobilisé les sulfures des sédiments pour enrichir les veines progressivement et continuellement. Ce mécanisme peut être envisagé pour l'enrichissement en or des VPS.

Les oxydes sont représentés par l'hématite avec exsolution d'ilménite fibreuse, de pyrite et de sphalérite, automorphes. Cet assemblage indique un état réducteur du fluide

hydrothermal pendant la cristallisation ou la recristallisation de ces oxydes et sulfures. Cependant, ces oxydes peuvent être d'origine secondaire supergène.

Il convient aussi de faire remarquer que les relations entre les sulfures, les oxydes, les types de quartz et la roche encaissante ne sont pas sans ambiguïté et peuvent être sujet à discussion. Les assemblages que nous avons définis semblent plutôt de nature spatiale, et il serait parfois hasardeux de les interpréter en terme de corrélation génétique et de paragenèse. Les textures de ces sulfures et oxydes semblent refléter plutôt des remobilisations plutôt que des cristallisations, se traduisant par le recouplement des limites de grains de quartz, des structures sédimentaires et tectoniques. Il faut donc être très prudent en termes d'interprétation génétique. Ainsi, la pyrite et l'arsénopyrite, de taille grossière, semblent parfois associées aux quartz1 et quartz2 alors qu'elles recoupent très souvent les limites de grains de ces derniers. Néanmoins, des joints arsénopyrite-chalcopyrite, pyrite-sphalérite et arsénopyrite-sphalérite ont été clairement identifiés. Ces joints peuvent s'interpréter en termes d'équilibre ou de rééquilibre entre ces sulfures qu'il est possible d'utiliser pour estimer les conditions physico-chimiques de leurs précipitations, en admettant néanmoins les limites de cette estimation. Cependant, même si ces sulfures présentent des textures qui peuvent être interprétées en termes de leur mise en place tardive par rapport à la structuration de la veine, il semble en être de même pour l'or. En effet, l'or se retrouve essentiellement associé au quartz3 ou localisé au point triple des cristaux de quartz antérieurs. Il est donc possible, dans ces conditions, d'utiliser les sulfures en équilibre pour estimer les conditions physico-chimique du fluide minéralisateur.

De cette étude minéraphique, il ressort que l'or visible est associé aux différentes générations de quartz allant du quartz1 au quartz3. Cela peut s'interpréter en termes de remobilisation continue et répétée de l'or de sa source (les sédiments ?) pour alimenter les VPS tout au long de leur mise en place et de leur évolution en différentes phases continues correspondant aux générations de quartz1, de quartz2 et de quartz3. Les veinules tardives de quartz4, qui recoupent ces dernières, semblent stériles.

4.4. Analyse à la microsonde électronique

L'analyse à la microsonde électronique (EPMA) a eu pour cible les phases métalliques identifiées dans les VPS, leurs roches encaissantes et la zone de cisaillement contiguë. Il s'agit des sulfures (pyrite, chalcopyrite, arsénopyrite, sphalérite et galène) et de l'or natif identifiés pendant l'étude minéraphique. L'objectif visé est de connaître ou de vérifier la composition de ces phases métalliques tout en analysant leurs relations spatiales entre elles. Il deviendra ainsi possible d'estimer les conditions physico-chimiques de mise en place de ces phases en admettant que les conditions d'équilibres sont remplies et ont été préservées.

4.4.1. Méthodologie

L'analyse à la microsonde a été faite sur certaines de nos lames polies préalablement étudiées. Ces échantillons ont été sélectionnés sur la base de leurs qualités pour la compréhension des processus métallogéniques (Annexe 4.2). Différents types d'échantillons ont été sélectionnés : les échantillons de roches sédimentaires distinctes des VPS, ceux de VPS et enfin ceux des zones de cisaillement.

Ces différents échantillons ont été préparés en les traitant au carbone pour augmenter leurs sensibilités. Ensuite, ils ont été introduits dans la chambre d'irradiation.

Le dispositif utilisé fut un *Shimadzu Electron Probe Micro Analyser- EPMA-1600*. Il présente entre autres les caractéristiques suivantes :

- le système de vision optique a une résolution de 1µm, un champ de vision approximatif de 600µm de diamètre (dans le tube) et de 480µm X 360 µm (sur le moniteur), une profondeur approximative de focus de 4µm ;
- le système d'optique électronique a une résolution d'image SE de 5nm (CeBix), une accélération de voltage de 0 à 30 kV (0,5 kV par étape) avec un courant d'irradiation de 1×10^{-12} A à 1×10^{-6} A, et enfin un contrôle de grossissement (photo) entre X 50 et X 400 000.

Le calibrage a été fait automatiquement par le technicien en charge.

Les parties ciblées de l'échantillon ont donc été analysées accompagnées des prises de photos des images BSE (*Backscattered Electron*) de très hautes résolutions et de très forts grossissements.

4.4.2. Résultats d'analyse

Les résultats obtenus se présentent sous trois formes : les diagrammes de la signature du point analysé accompagné d'un tableau qui donne les compositions en

pourcentage pondérale (wt%) et atomique (At%), ainsi que des photos prises de l'image BSE. Les principaux résultats obtenus sont présentés par type d'échantillon analysé.

4.4.2.1. Roche sédimentaire

Dans la roche sédimentaire distale, en plus de la chalcopyrite et de la sphalérite très présentes, la monazite (Ce, La, LREE, POH) se retrouve très souvent en inclusions dans les pyrites (Fig. 4.23). La galène, incluse dans ces pyrites, contient de la tétrahédrite ($(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) et de la boulangérite ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) (Fig. 4.24).

4.4.2.2. Veine de quartz

Associées aux sulfures fins disséminés identifiées pendant la minéraphie comme uniquement des pyrites et arsénopyrites, les galènes fines sont présentes en quantité considérable.

Des minéraux d'altération (micas, carbonate) et surtout du carbone remplissent les craquelures des pyrites et arsénopyrites. A l'exception des pyrites associées au quartz3 où l'or natif intergranulaire et en inclusions fut identifié, dans les autres pyrites et arsénopyrites, il n'a pas été identifié ni d'or natif en inclusions ni même de teneur d'or détectable dans leurs compositions. Même les arsénopyrites à or natif en inclusions ne présentent pas non plus de teneur d'or détectable dans leur composition. L'arsénopyrite grossière contient de la sphalérite dans ses craquelures. Les sphalérites semblent associées exclusivement au quartz3a où elles s'alignent suivant la direction de la S0 et forment un joint avec la pyrite (Fig. 4.25a et c). La chalcopyrite, également associée au quartz3a est parfois en inclusions dans la sphalérite. Les données de microsonde donnent comme valeur de % moléculaire en FeS : 0,54 et 0,35 d'une part et 6,10 d'autre part. Les

proportions moléculaires (%) de FeS dans les sphalérites sont de 0 (roche sédimentaire), de >0,35 et 0,54 (dans la VPS à or microscopique), de 6,10 (dans la VPS à sphalérite visible à l'œil nu et à tétrahédrite).

Dans la VPS à or visible, les arsénopyrites analysées ont présenté une moyenne de 30,9 comme pourcentage pondéral en arsenic (Tabl. 4.6).

Dans les VPS, l'or natif analysé a exprimé un rapport pondéral de Ag/Au d'environ 5/95 soit 5% (Tabl. 4.7).

Le titre (*fineness*) de l'or a donc pu être calculé en utilisant la formule (Uemoto *et al.*, 2002):

$$[1000 * Au / (Au + Ag)] , Au et Ag en % poids (wt %).$$

La valeur moyenne obtenue pour le titre est de 943 (Tabl. 4.7).

L'or remplit les fractures de ces arsénopyrites (sans trace détectable d'or). Toutefois, dans ces dernières, la sphalérite et la chalcopyrite non identifiables au grossissement d'analyse ont été détectées à la sonde.

Associée au quartz3a, en plus de l'or natif isolé ou en inclusions dans la pyrite, la monazite semble suivre le microcisellement qui affecte ce quartz3a (Fig. 4.25c et d). L'or natif y est caractérisé par la présence dans sa composition de Ni, comme observé dans la zone de cisaillement.

4.4.2.3. Zone de cisaillement

Dans la zone de cisaillement, l'arsénopyrite disséminée et fine est à Ni-Cu-Co qui parfois constitue une excroissance (Fig. 4.26) autour de la chalcopyrite. La sphalérite a été également identifiée. De la glaucodot ((Co,Fe)AsS), de la millérite (NiS) et de la pentlandite ((Fe,Ni)₉S₈), ont été identifiées à la microsonde dans l'arsénopyrite ou la chalcopyrite.

4.4.3. Synthèse et interprétations de l'analyse à la microsonde

L'étude à la microsonde a permis de mettre en évidence dans les roches sédimentaires, de la monazite (à terres rares légères) incluse dans la pyrite, de la galène avec tétrahédrite et boulangérite (Tabl. 4.8). De la monazite a été identifiée dans la zone de cisaillement contiguë à la VPS aurifère ainsi que dans les microciséaillements connectés au quartz 3a aurifère à l'intérieur de la VPS. Une connexion peut être suspectée entre les roches sédimentaires encaissantes, les zones de cisaillement et la VPS aurifère. On peut interpréter une remobilisation de ces monazites dans la roche encaissante et leur conduite par la zone de cisaillement jusqu'à la VPS aurifère. L'étude de la zone de cisaillement a révélé une excroissance des sulfures avec enrichissement en nickel et cobalt se traduisant par la présence de millérite, de glaucodot et de pentlandite. L'enrichissement en Ni est observée également dans le quartz3a aurifère connecté à des microciséaillements dans la VPS. Ces données sont en faveur du lien génétique entre la minéralisation aurifère dans la VPS et les zones de cisaillement.

Dans la VPS, l'or a été observé en relation spatiale avec la pyrite et l'arsénopyrite. Il est intergranulaire (pyrite) ou inclus dans des craquelures ou des défauts (arsénopyrite)

ou pyrite). Néanmoins, aucune valeur d'or n'a pu être détectée dans ces sulfures en relation avec l'or. Il semble plutôt y avoir une mise en place plutôt tardive de l'or dans ces sulfures. Il utilise des craquelures et défauts cristallographiques pour sa mise en place. Toutefois l'or bien qu'étant associé parfois aux sous-grains du quartz1 et au quartz2, est essentiellement associé au quartz3a. Cela peut être interprété en termes d'enrichissement continu en or (mobilisé de la roche sédimentaire turbiditique?) de la VPS.

Le titre de l'or (*fineness*) calculé (Morrison *et al.*, 1991; Uemoto *et al.*, 2002) est de 943 (Tabl. 4.7).

C'est dans le quartz3a aurifère que les associations de sulfures sont les plus complexes et présentent les assemblages idéalement équilibrés (Tabl. 4.9). On retrouve les joints arsénopyrite (galène et chalcopyrite en inclusions)-or, pyrite (or en inclusions)-sphalerite (pyrite et chalcopyrite) en inclusions. Ces différents assemblages conduisent au choix du système fer-zinc-soufre-arsénic pour interpréter les conditions physico-chimiques du fluide minéralisateur, vu le lien spatial étroit entre l'or, la pyrite, l'arsénopyrite et la sphalerite. En utilisant la proportion atomique en As (30,8%), les isoplèthes en % molaire de FeS dans la sphalerite, il est possible d'interpréter la localisation du fluide aurifère dans le diagramme T-log aS₂ en admettant les limitations quant à la réalisation et au maintien des conditions d'équilibre. Il est plus convenable de retenir plutôt un rééquilibrage des sulfures coexistant. Cela peut être corroboré par la grande variation du contenu en FeS de la sphalerite (0 à 6, 10%), mais qui peut aussi être interpréter en termes de variations de l'activité du soufre pendant la mise en place progressive de la VPS et de l'or. À l'aide de ce diagramme, on peut donc interpréter, pour le fluide minéralisateur, des conditions de

température de 325 à 375°C avec des valeurs de log aS_2 variant entre -8,5 et -4,5 (Fig. 4.27).

4.5. Synthèse et interprétations de l'étude pétrographique

L'étude des sections effectuées dans les échantillons macroscopiques a permis d'observer des évidences du caractère turbiditique des roches encaissantes sédimentaires. Cela a été traduit par les structures sédimentaires observées, qui seront en outre confirmées par l'étude microscopique. L'observation des plaquettes a permis d'observer le cisaillement des épontes des VPS avec développement de structures S/C et de microplis dissymétriques flancs longs flancs courts reprises par du boudinage. Ces structures sont géométriquement compatibles avec un cisaillement intercouche (S/C, microplis dissymétriques) suivi d'un mécanisme de plissement de déformation de charnière (boudin allongé suivant l'axe du pli). Les épontes des VPS, peu déformées au mur, sont très déformées au toit ou vice versa avec des structures S/C très développées et affectées par le boudinage.

Pendant l'étude microscopique, les structures sédimentaires, de stratifications entrecroisées, les laminations et les figures de charge, observées dans la roche encaissante, sont en faveur du caractère turbiditique de cette dernière. Les structures tectoniques S/C avec des niveaux sombres (*dark seams*), couplées aux stylolites développés perpendiculairement à la S0, observés dans la roche encaissante, suggèrent un mécanisme de pression-dissolution perpendiculaire à la stratification, subséquent au cisaillement le long de ce plan. L'étude paragénétique des assemblages de minéraux d'altération a permis de déceler l'enrichissement en séricite au détriment de la chlorite dans la roche encaissante incluse dans les VPS. Il convient de faire remarquer que les

roches encaissantes incluses sont représentées exclusivement par le sublithofaciès siltite. Ces niveaux de siltite, riche en micas, semblent donc plus favorables pour la mise en place des VPS, même si le contraste de ductilité entre les lits gréseux et silteux paraît contrôler cette mise en place. En effet, les VPS se situent au contact entre ces deux types de lit.

Les épontes des VPS ne présentent pas d'altération significative. Quand elles sont altérées, et cette altération semble tardive par rapport à la mise en place des VPS et des sulfures dont elle remplit les craquelures. Cette absence d'altération significative de l'éponte, souligne l'équilibre atteint entre le fluide et les roches encaissantes avant sa mise en place (traduite par les VPS) dans ces dernières. Cela s'observe aussi avec les roches encaissantes incluses dans les VPS qui ne présentent pas de bordures de réaction avec le quartz environnant.

L'étude microscopique des VPS a révélé plusieurs générations de quartz associées à celles-ci (Fig. 4.28). Le quartz1, à structure S/C, a probablement été affecté par un cisaillement qui a précédé sa recristallisation en quartz2. La disposition des cristaux constitutifs de ce dernier en pli en chevrons, dont l'axe est parallèle à la S0, est en faveur de sa cristallisation pendant une compression perpendiculaire à la stratification. Cette dernière est compatible avec le boudinage observé dans l'éponte supérieur de la VPS. Le quartz3a, résultant de la recristallisation dynamique et statique du quartz1 et du quartz2, est parallèle à la S0. Il correspond à la phase majeure d'altération à quartz-chlorite±séricite±carbonate±fuschite, et des associations de sulfures composées de pyrite, arsénopyrite, chalcopyrite et sphalérite (Fig. 4.28). Quant au quartz3b, il résulte de la recristallisation à la suite d'un cisaillement subséquent à la mise en place des VPS. Le

quartz4a et le quartz4b sont des veinules tardives qui recoupent les VPS. Toutefois, le quartz4b de part sa structure et sa texture semble résulter d'un mécanisme de pompage séismique. Le quartz3b et le quartz4b sont typiques des échantillons de VPS de Huaqiao. Cela est conforme à une réactivation plus prononcée sur ce site par rapport à celui de Pingqiu.

L'analyse de la zone de cisaillement associée au VPS a permis d'identifier les mêmes paragenèses métalliques que dans les VPS et de mettre en évidence la circulation tardive de fluide hydrothermal interprétée à partir des queues de recristallisation de minéraux fibreux autour de la pyrite automorphe. Cette zone de cisaillement a donc une probabilité accrue d'avoir joué un rôle dans la mise en place et dans la minéralisation des VPS, comme le suggérera également l'étude minéagraphique.

Cette étude minéagraphique a révélé des sulfures composés essentiellement de pyrite et d'arsénopyrite, puis accessoirement de la chalcopyrite et de la sphalérite (Tabl. 4.8). Les oxydes quant à eux sont représentés occasionnellement par l'hématite avec exsolution d'ilménite fibreuse. Cette dernière observation suggère le caractère réduit du fluide hydrothermal qui a précipité ces oxydes, mais il pourrait s'agir seulement de mise en place supergène de ces oxydes sans lien avec le fluide minéralisateur. Il convient de souligner que la corrélation de ces sulfures et oxydes avec les structures et les types de quartz n'est pas sans ambiguïté. Il faut donc considérer une relation d'assemblage plutôt que de paragenèse. La roche encaissante, les zones de cisaillement contigües aux VPS et alors des microcisaillements connectés au quartz3a sont caractérisées par la présence et par la remobilisation de la monazite qui suit les microcisaillements dans la VPS. Cela permet non seulement de faire un lien entre la VPS et la roche encaissante turbiditique,

mais surtout de suggérer fortement que la zone de cisaillement joue un rôle dans l'alimentation (*feeder*) et le cheminement de la minéralisation dans la VPS.

L'or natif a été observé dans la VPS associée à des types de quartz allant du quartz1 au quartz3 (Tabl. 4.9). L'assemblage est à or-arsénopyrite-chalcopyrite, or-pyrite-sphalérite. L'or natif associé occupe, avec la sphalérite, les craquelures et défauts de l'arsénopyrite et de la pyrite automorphes à subautomorphes, de taille grossière. Il faut observer également une grande prudence dans l'interprétation paragénétique. Les observations des assemblages de sulfures et d'or dans le quartz3a à permis d'interpréter des conditions d'équilibre ou de rééquilibrage. Cela a justifié le choix du système fer-zinc-soufre-arsénic pour décrire les conditions physico-chimiques du fluide minéralisateur en prenant en compte les réserves quant à l'équilibre et au lien paragénique avec la minéralisation aurifère qui semble postérieure à la mise en place des sulfures. Néanmoins, des conditions de température de 325 à 375 °C et un *log a S₂* de -8,5 à -4,5 ont pu être déduites (Fig. 4.27). Cette tranche de température, qui résulte de l'utilisation de la sphalérite comme géothermomètre, sera comparée avec les valeurs obtenues de la microthermométrie des inclusions fluides qui sera présentée au chapitre suivant.

Figures du chapitre 4

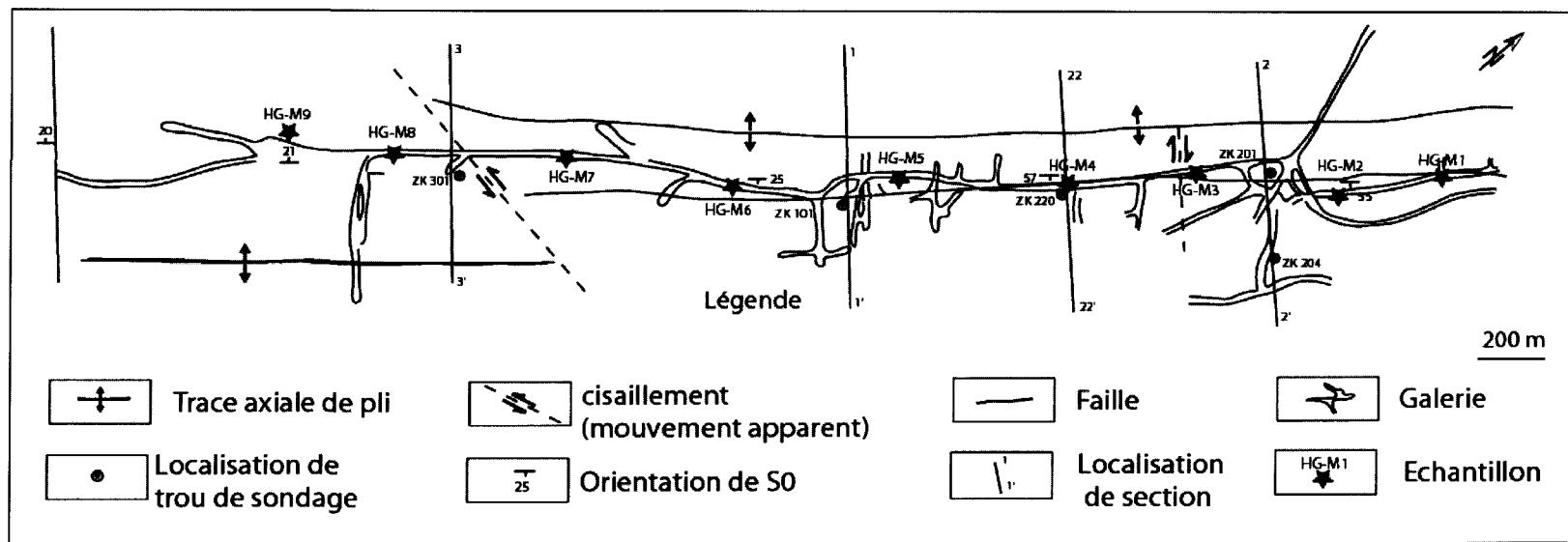


Fig. 4.1. Schéma du plan de galerie d'exploitation minière du gisement de Huqiao ; les structures et les ouvrages miniers ont été superposés, noter la localisation des échantillons.

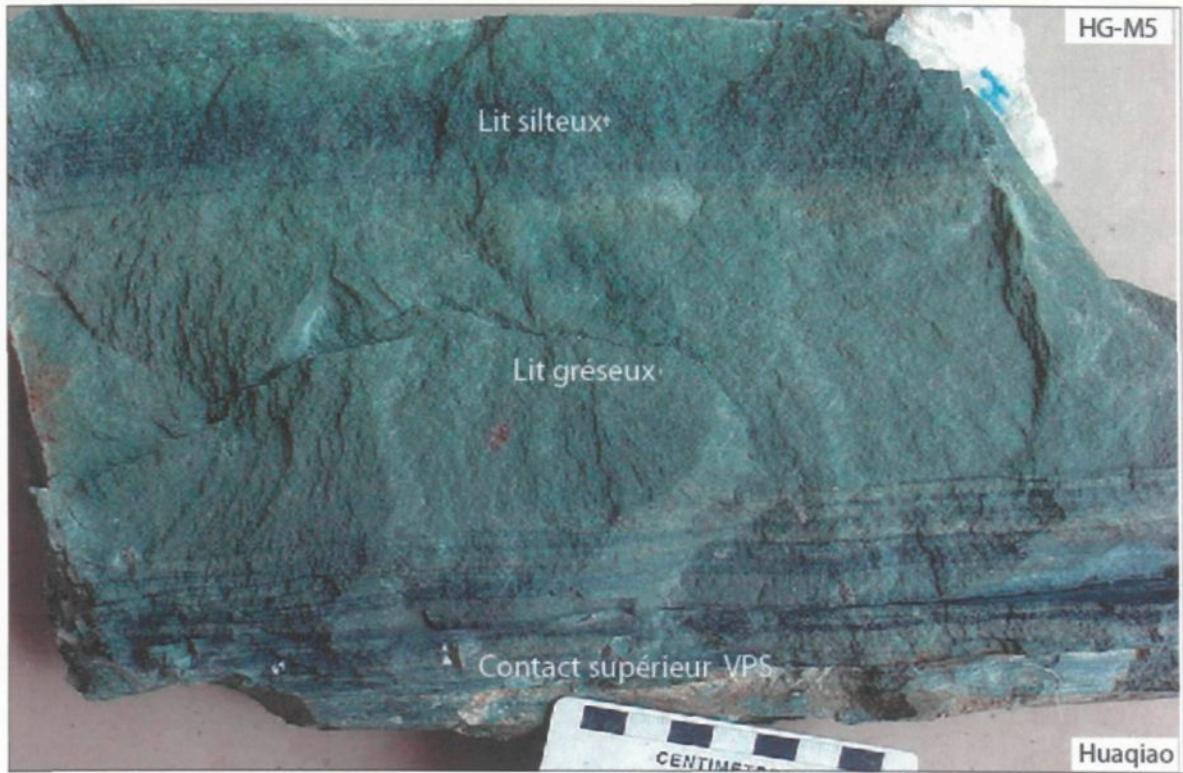


Fig. 4.2. Alternance de lits gréseux et silteux constituant la roche encaissante ; noter la déformation dans le contact supérieur de la VPS (non représentée sur cette photo), l'échelle est en centimètre.

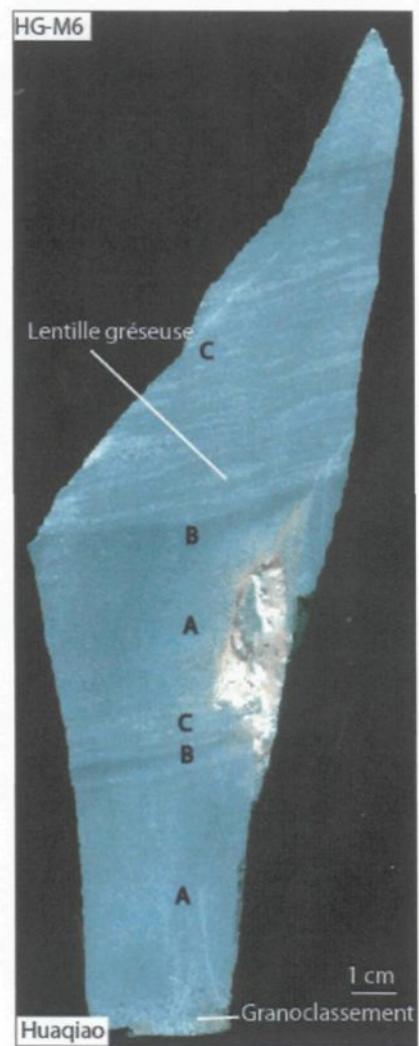


Fig. 4.3. Lentilles de niveaux gréseux dans les lits silteux ; elles pourraient correspondre à des vestiges de rides de courant reconnues dans le niveau C de la séquence turbiditique de Bouma.

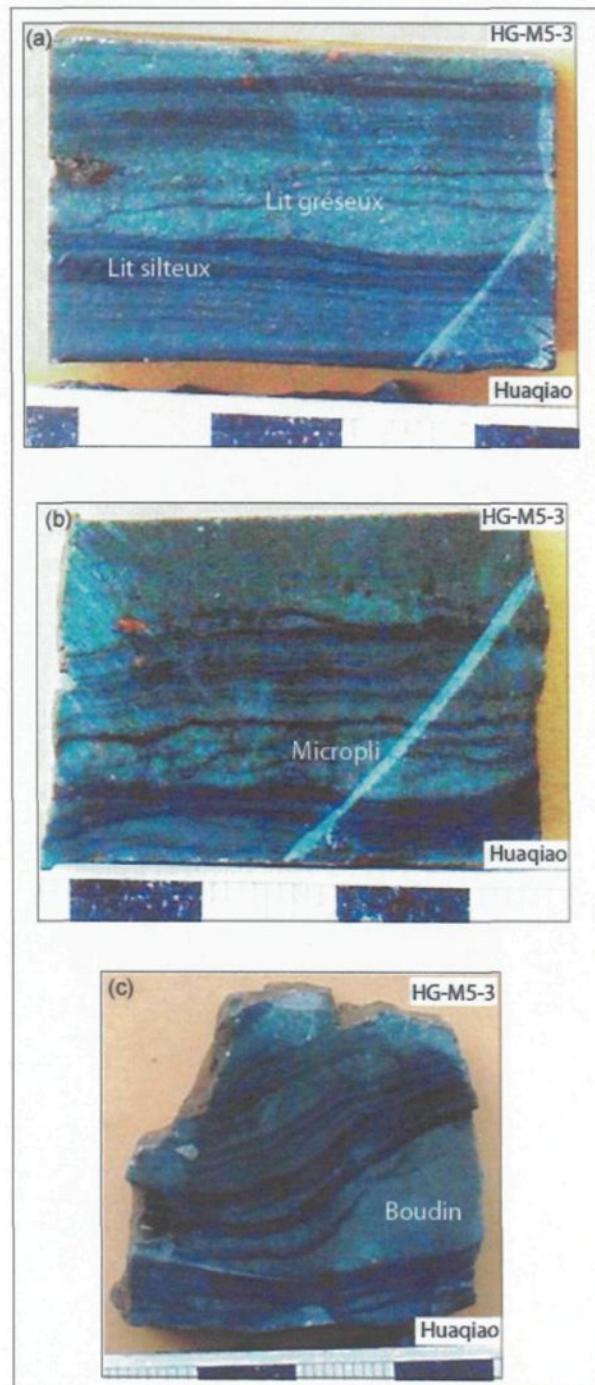


Fig. 4.4. Micropissement dissymétrique et boudinage de lits gréseux ; progradation de l'intensité du boudinage exprimée respectivement par les échantillons des photos (a), (b) et (c); l'échelle est en centimètre.

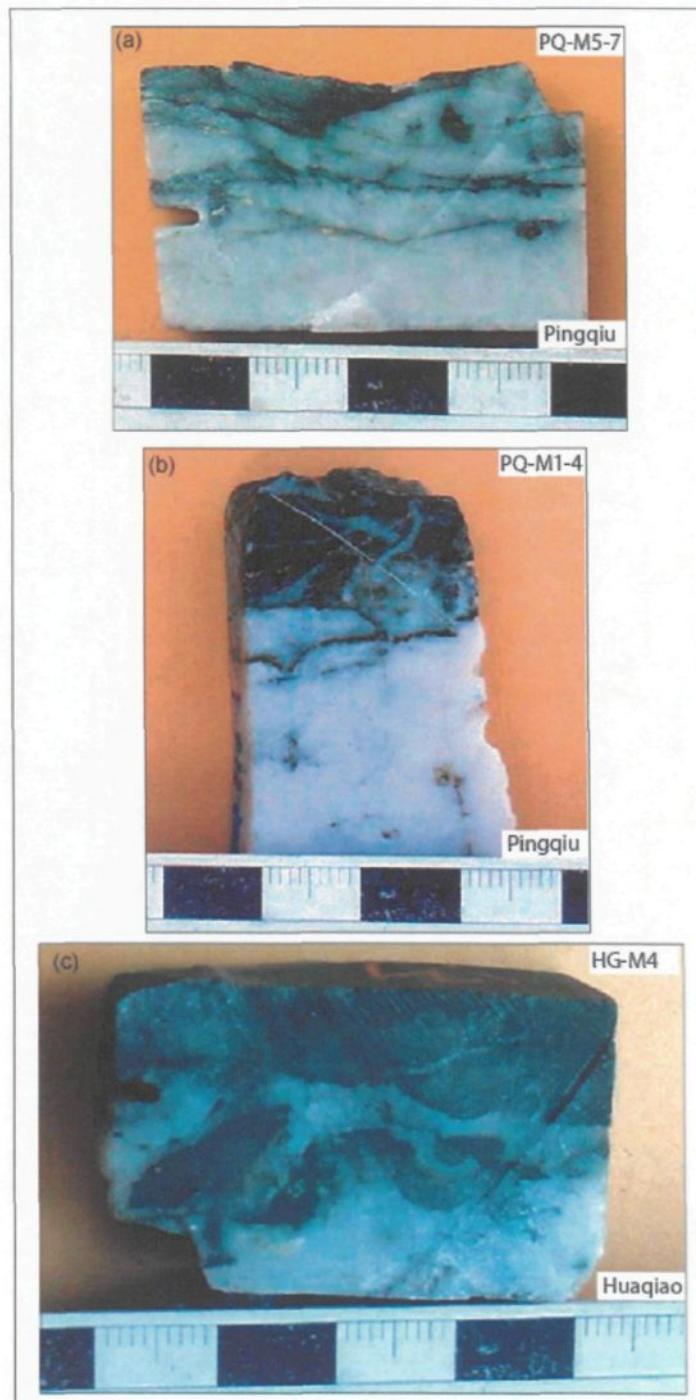


Fig. 4.5. Différents types de contact entre roche encaissante et VPS : (a) réseau anastomosé, (b) veinules discordantes, (c) bréchification avec enclave ondulée de roche encaissante ; l'échelle est en centimètre.

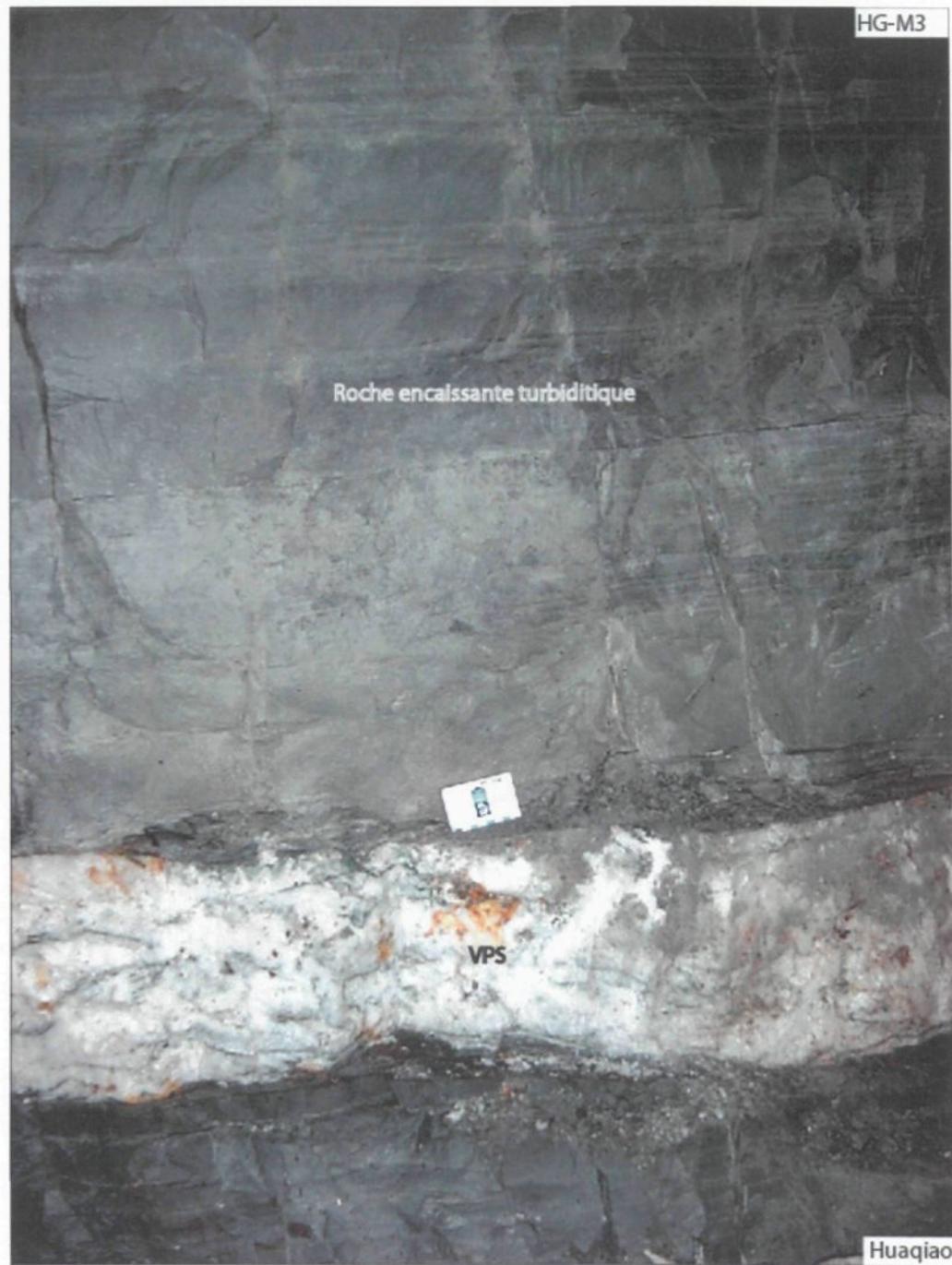


Fig. 4.6. VPS aurifère encaissée dans la roche encaissante turbiditique ; à noter la présence d'arsénopyrites grossières (points clairs) autour de la veine, zone charnière de pli à Huaqiao, l'échelle est graduée en centimètre.

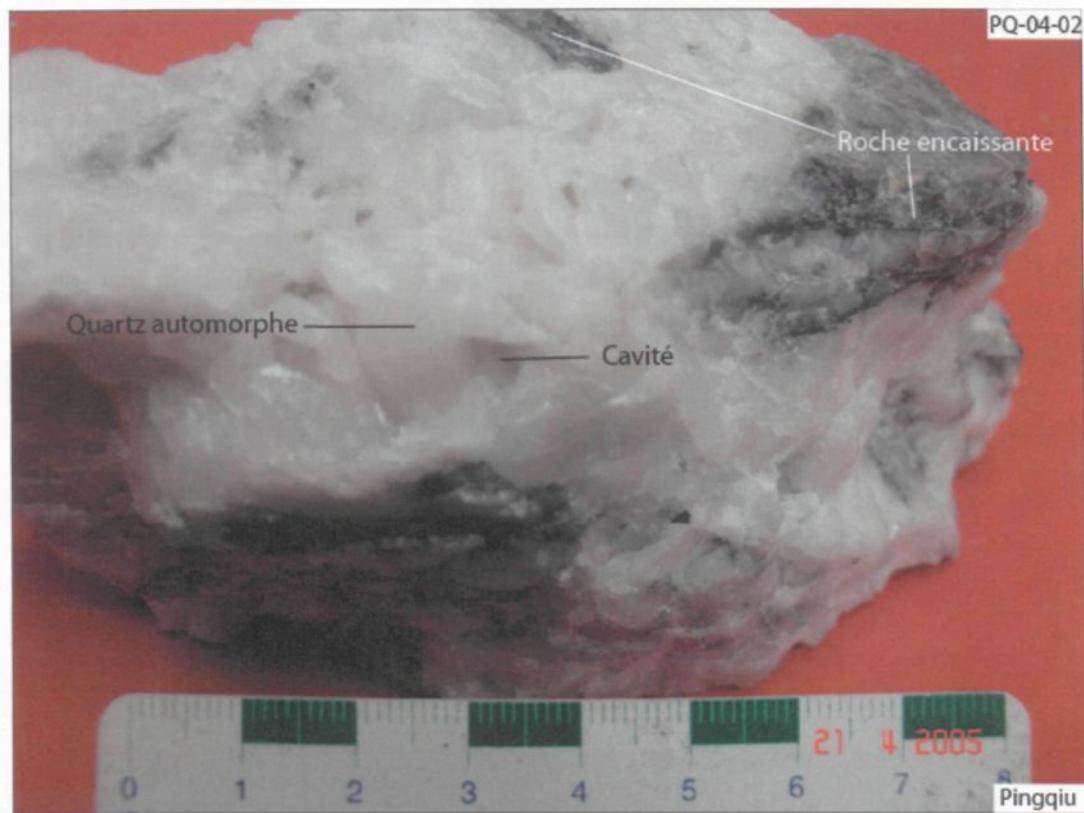


Fig. 4.7. Veine de quartz à texture typique ; à cavité, à quartz automorphe et à roche encaissante incluse.

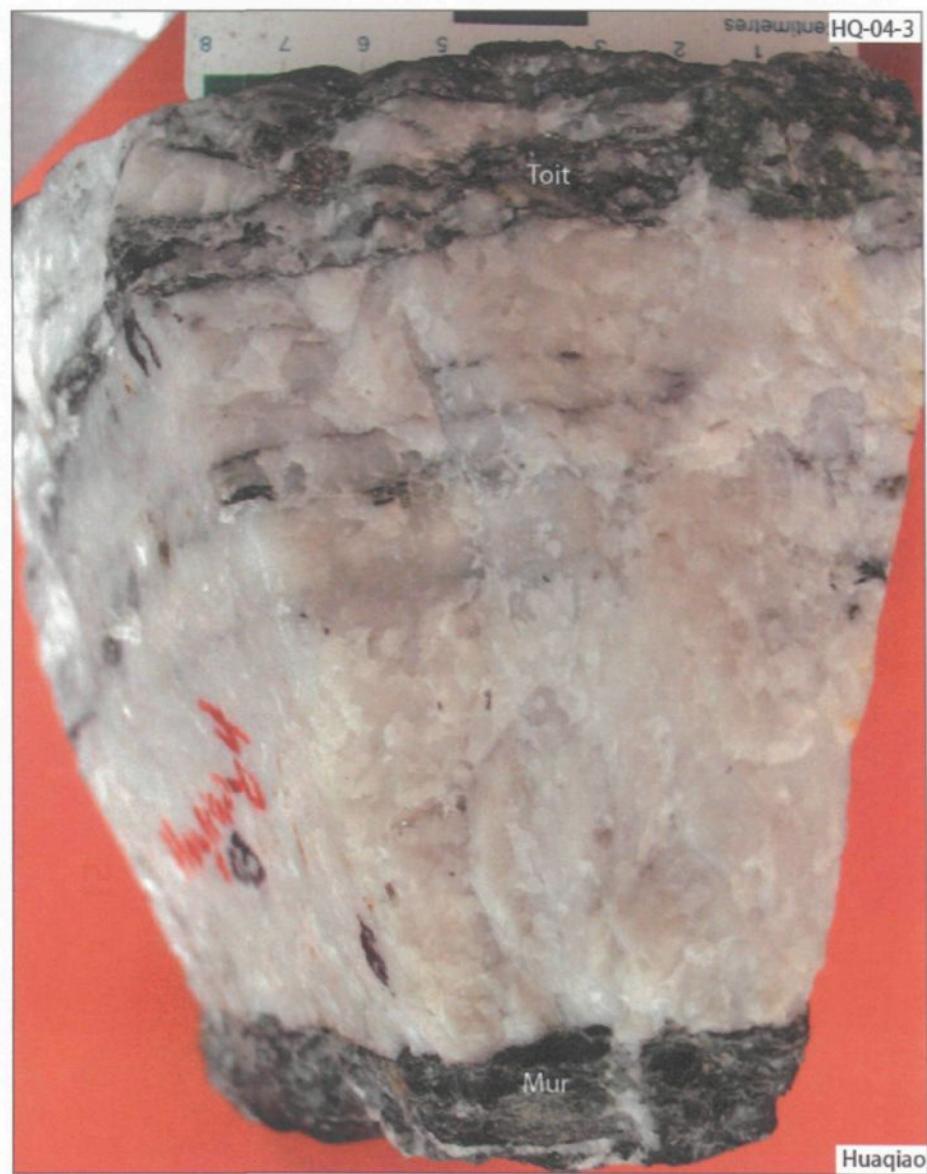


Fig. 4.8. Déformation de l'éponte de la VPS; le toit est à structure S/C et à boudinage tandis que le mur est peu déformé.

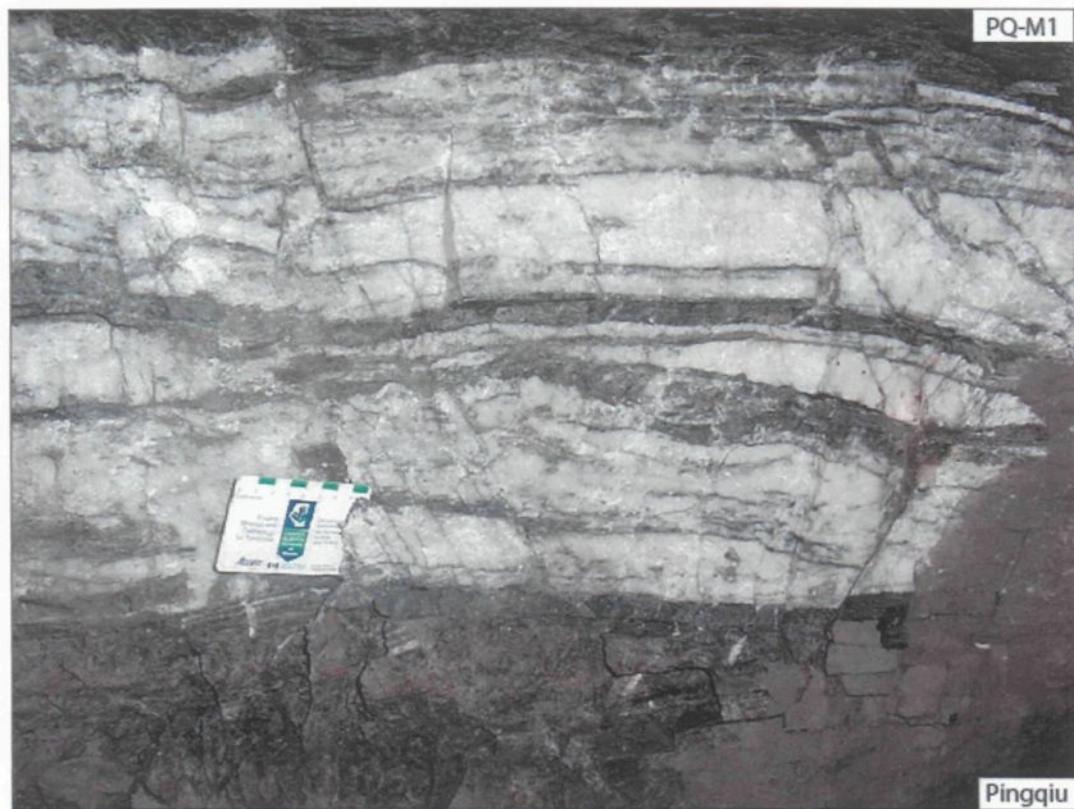


Fig. 4.9. VPS à lits de roche encaissante incluse ; elle a un aspect rubané, à noter que le toit est fortement schistosé contrairement au mur de la VPS, des fractures tardives recoupent la veines.

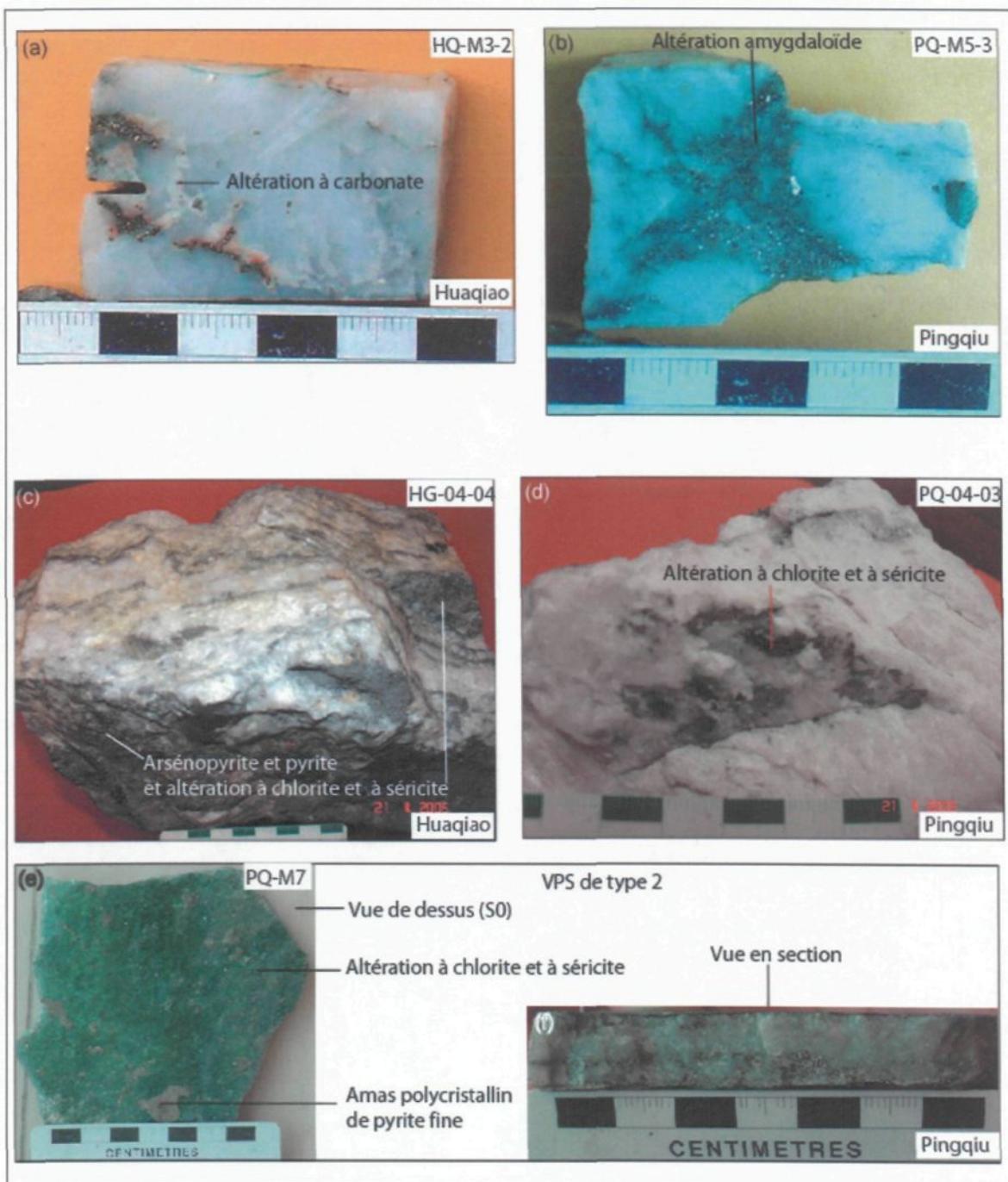


Fig. 4.10. Relation veines de quartz avec altérations et sulfures; (a) altération à carbonate dans des microfractures obliques, (b) altération diffuse amygdaloïde à sulfures associés, (c) altération à chlorite et séricite associée à l'arsénopyrite et à la pyrite dans la S0 et dans les niveaux qui lui sont parallèles, (d) altération à chlorite et à séricite dans des fractures de la veine de quartz, (e-f) vue en plan et vue en section de la VPS de type1 (Jessell *et al.*, 1994) avec intense altération à chlorite et séricite dans l'éponte contenant des amas polycristallins de pyrite.

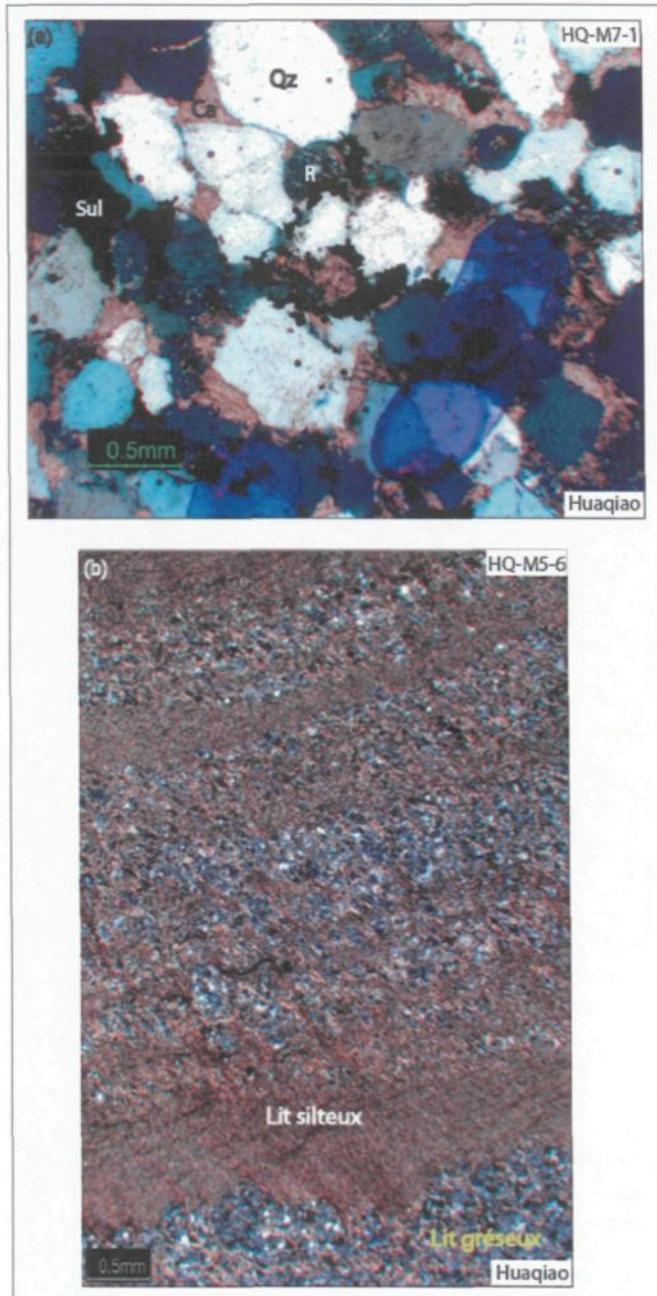


Fig. 4.11. Les lithofaciès de roche encaissante ; (a) lithofaciès grès carbonaté à fragment de roche : Qz= quartz, Ca= carbonate, Sul= sulfure, R= fragment de roche ; (b) lithofaciès grès feldspathique et siltite, les lits silteux et gréseux correspondant respectivement aux sublithofaciès grès feldspathique et siltite sont indiqués, à noter le cisaillement normal oblique sur la S0 (b).

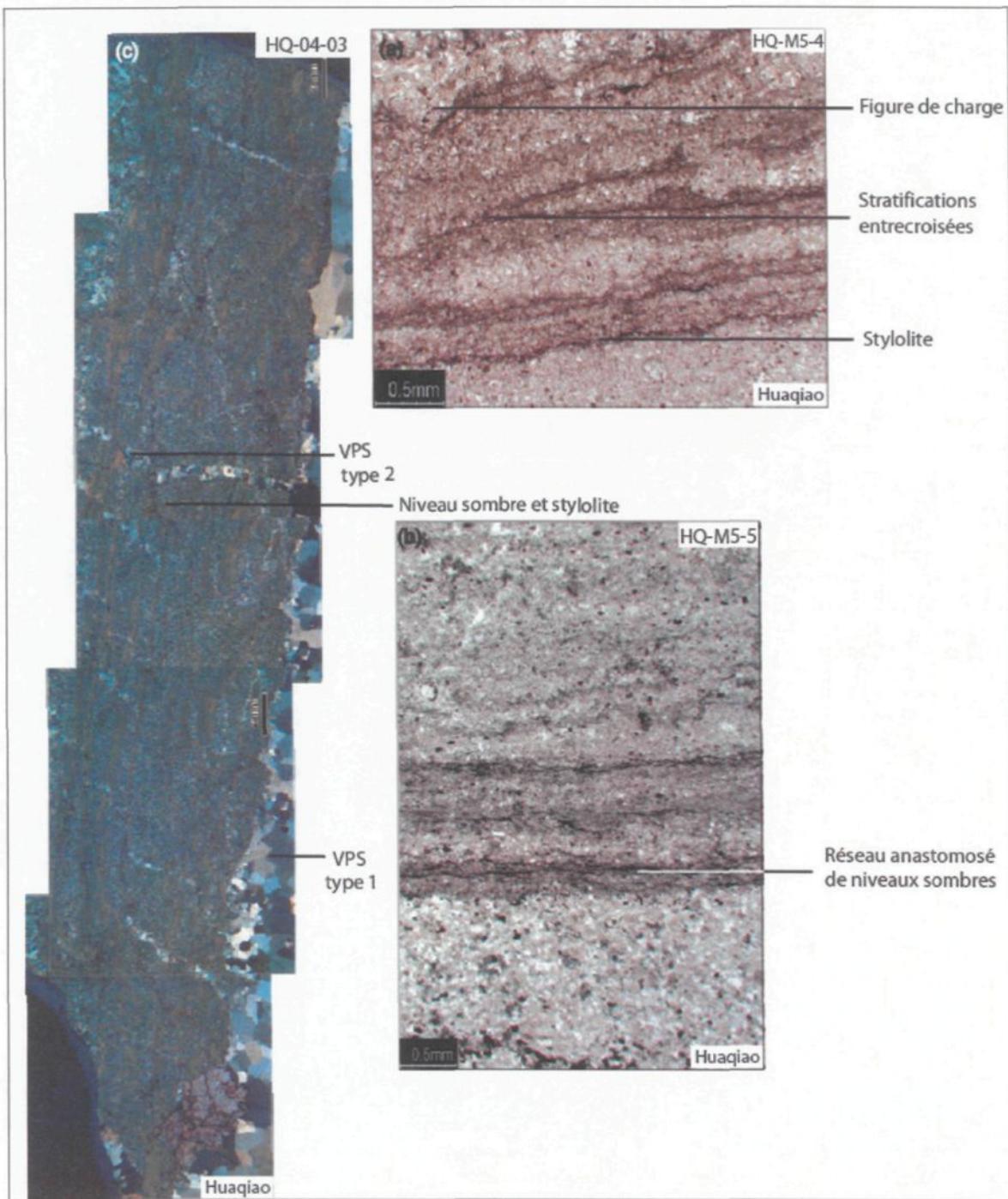


Fig. 4.12. Les microstructures sédimentaires ; (a) figure de charge, stratifications entrecroisées et stylolite, (b) réseau anastomosé de niveaux sombres, (c) éponte supérieure de VPS : mise en place VPS type1 et type2 avec pression dissolution (niveau sombre et stylolite).

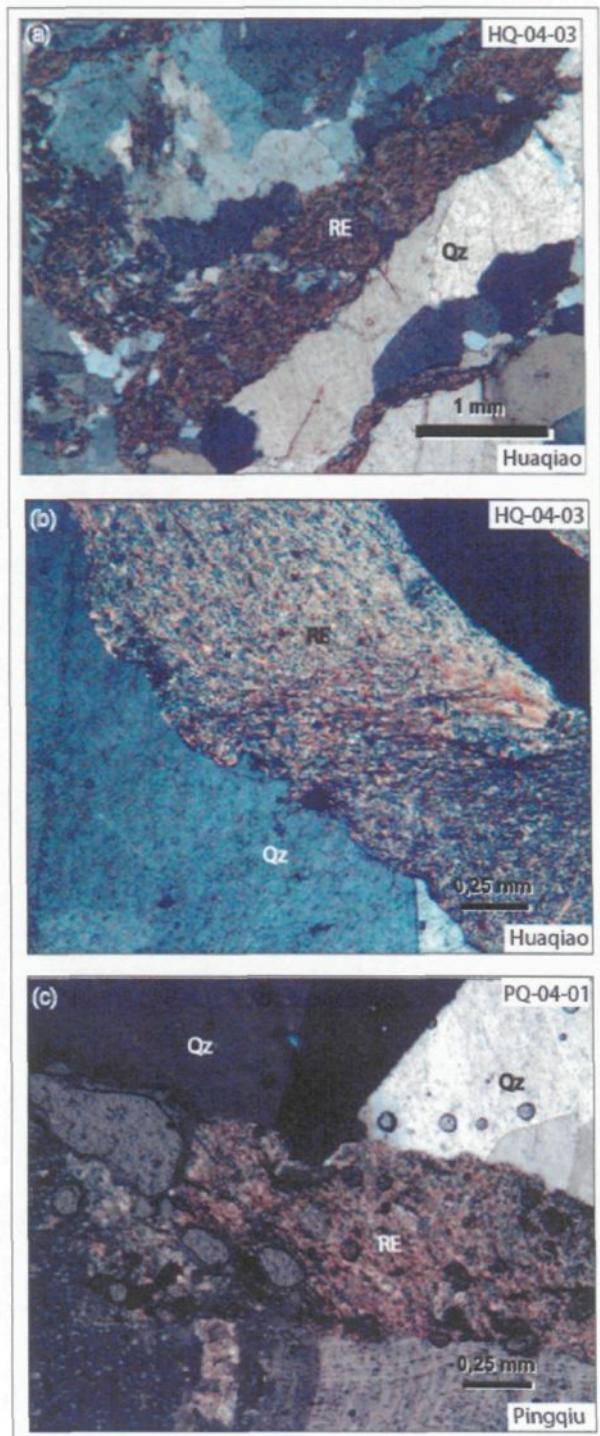


Fig. 4.13. Microstructures de roches encaissantes incluses dans des VPS; (a) conforme au grain de quartz allongé, (b) à structure S/C indistincte avec séricitisation marquée recoupée par le quartz, (c) à schistosité de fracture et discordant sur les limites de grain de quartz; Qz=quartz, RE= roche encaissante.

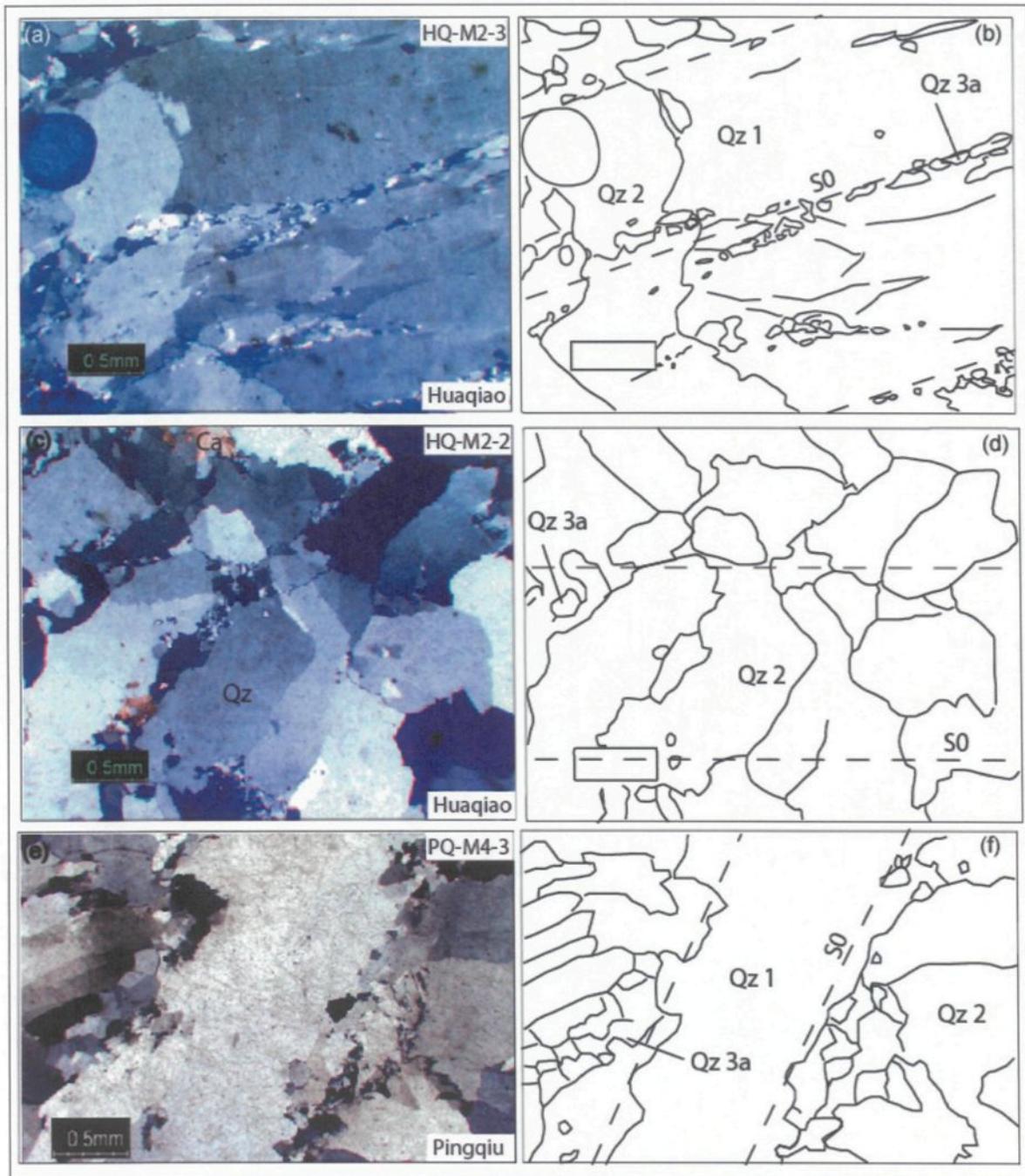


Fig. 4.14. Relations entre quartz 1 (Qz1), quartz2 (Qz2) et quartz a (Qz3a); (a) et (b) quartz1 à sous-structures lenticulaires, microplis (Qz2), et quartz 3a (Qz3 a) de recristallisation; (c) et (d) disposition en chevrons caractéristique du Qz2, (e) et (f) Qz 1 couché à plat conformément à S0 (orientation en trait discontinu) avec recristallisation de QZ2 obliquement à la direction de S0, le Qz 3a résulte de la recristallisation statique du Qz1 et du Qz 2, (b), (d) et (f) sont respectivement les interprétations de (a), (c) et (e).

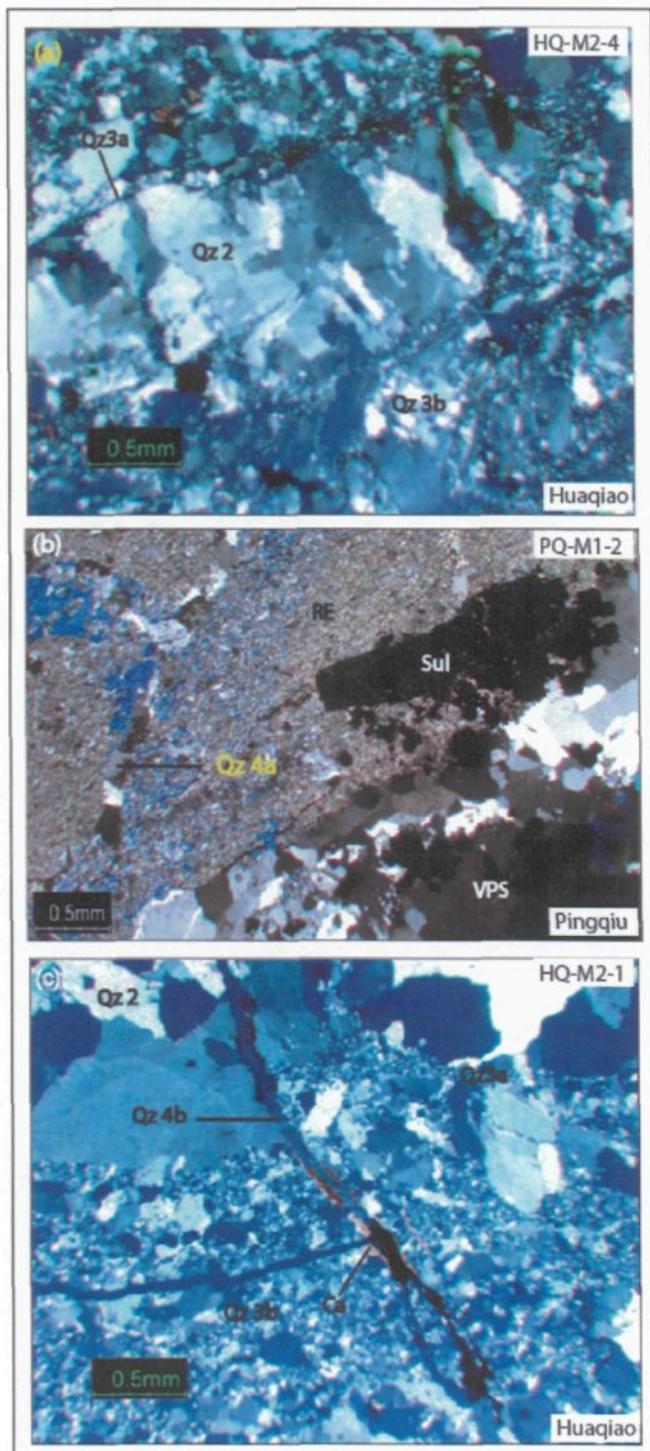


Fig. 4.15. Relations entre quartz2 (Qz2), quartz3a (Qz3a), quartz4a (Qz4a) et quartz4b (Qz4b); (a) texture en mortier et structure lenticulaire du Qz3b : le Qz2 est orienté par rapport à la contrainte tectonique, (b) Qz4a recouvrant la roche encaissante incluse dans la VPS, (c) Qz4b à aspect arborescent avec carbonate (Ca) dans ses éponges; Sul= sulfure, RE= roche encaissante.

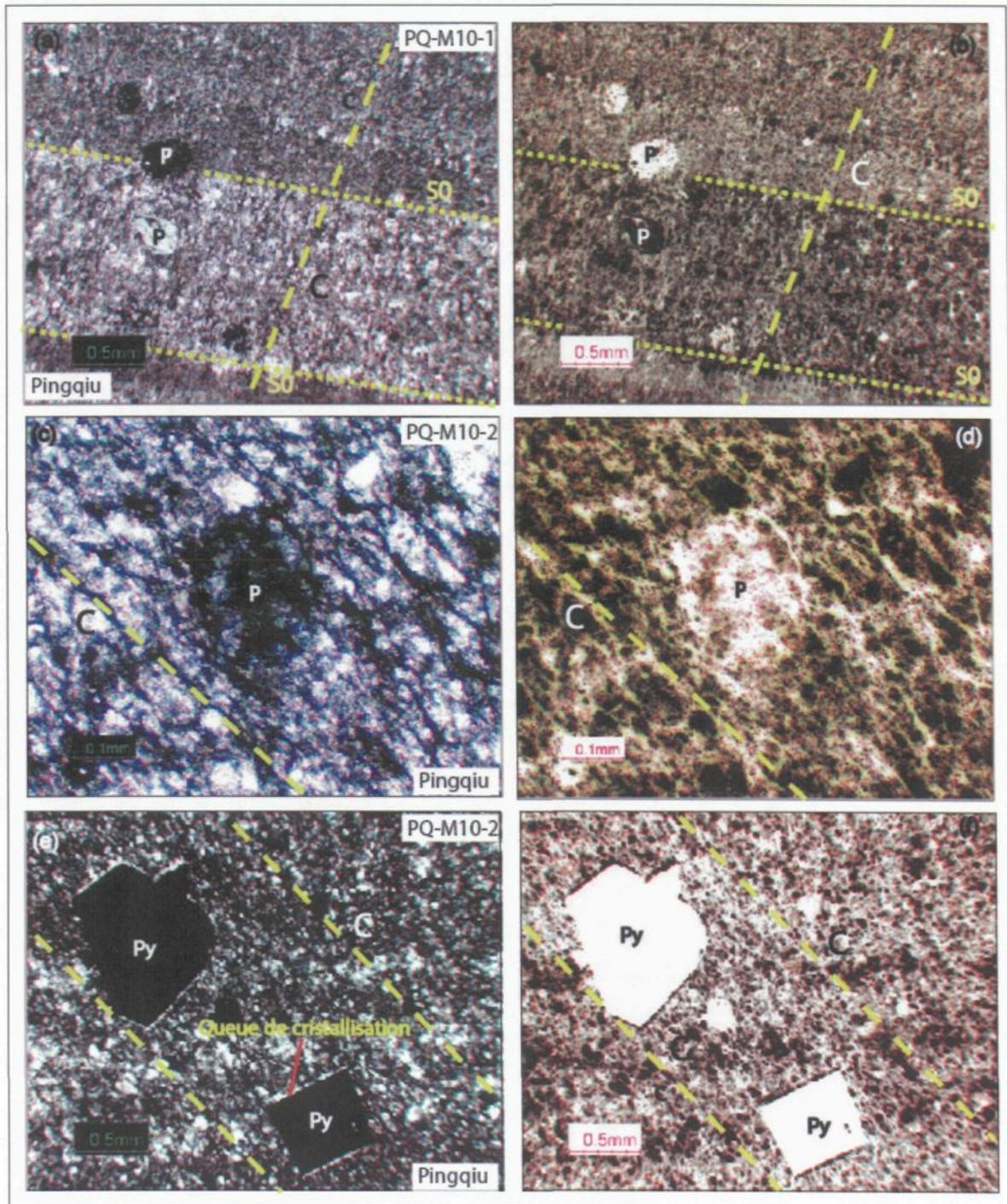


Fig. 4.16. Les microstructures observées dans la zone de cisaillement contiguë des VPS aurifères; à gauche de chacune des photo (a), (c) et (e), son image à couleur inversée respectivement (b), (d) et (f), (a) et (c) porphyroblaste de carbonate (caractéristique), (e) fibres de minéraux d'altération cristallisés sur la face de la pyrite et orientés préférentiellement dans la direction du plan C; P= porphyroblaste, S0= stratification, Py= pyrite.

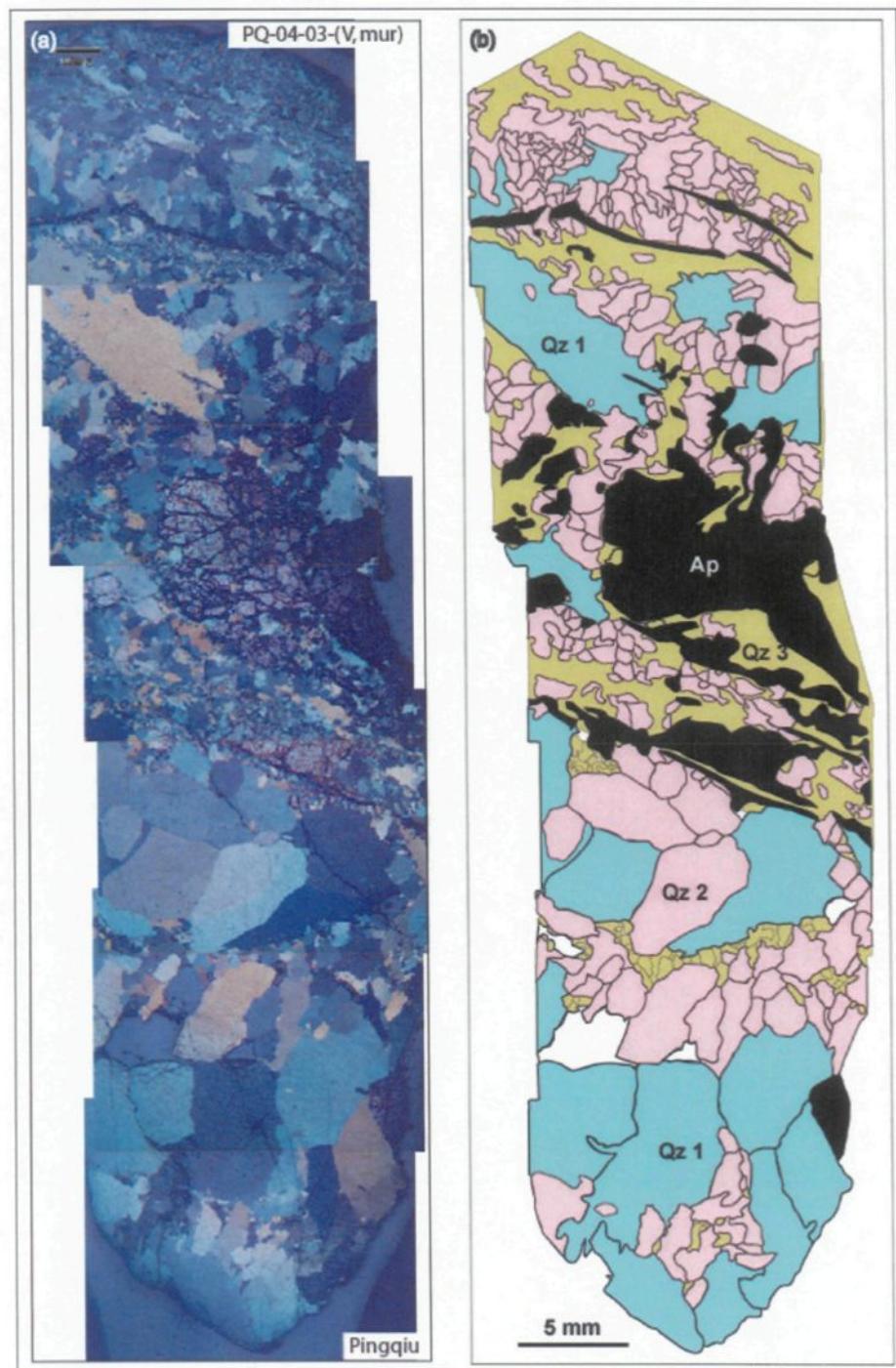


Fig. 4.17. Coupe microscopique dans une VPS de Pingqiu; noter la disposition du quartz1 (Qz1) et du quartz2 (Qz2) en chevrons à la base passant au cisaillement vers le sommet avec recristallisation importante de Qz2 et à Qz3 dominant; Ap= arsénopyrite, (b) est l'interprétation de (a).

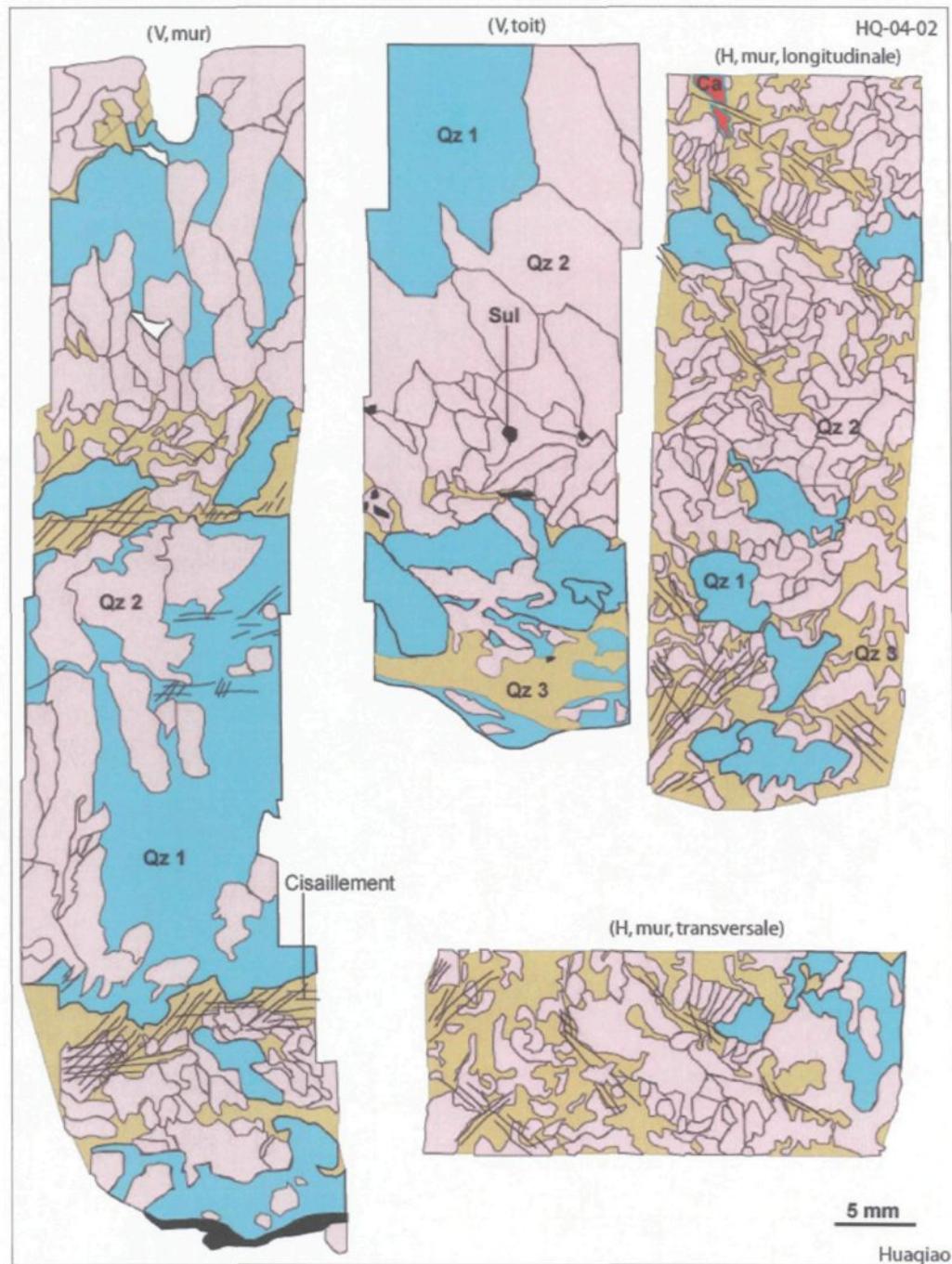


Fig. 4.18. Coupe microscopique dans une VPS de Huaqiao; noter l'évolution microtexturale et microstructurale dans la VPS, de la base vers le sommet, contrairement à la Fig. 4.17, la compression semble horizontale à la base au lieu de verticale; Qz1= quartz1, Qz2= quartz2; Ca= carbonate, Sul= sulfure.

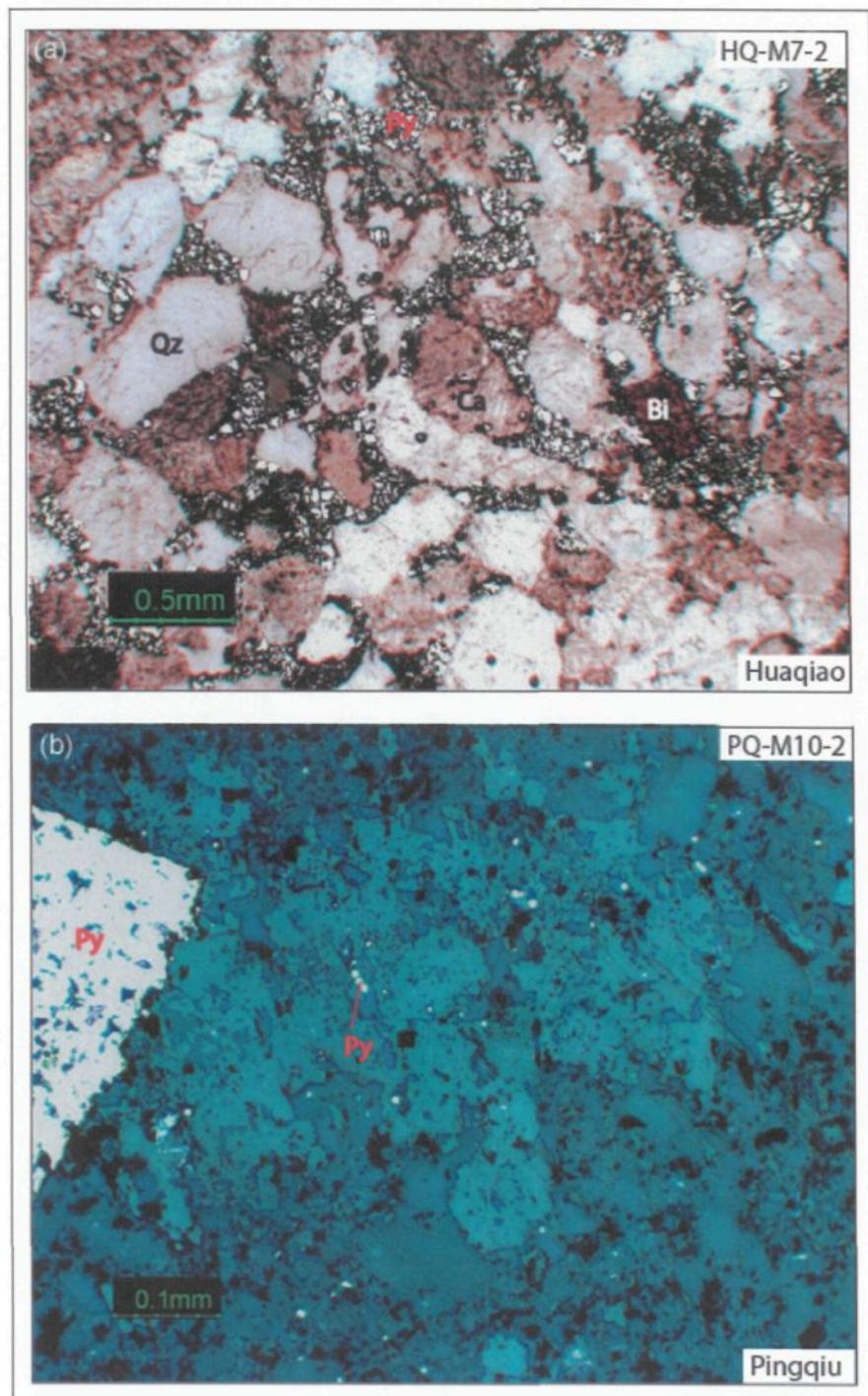


Fig. 4.19. Textures typiques des sulfures dans la roche sédimentaire encaissante ; (a) pyrites à texture suturée, (b) pyrites fines disséminées et pyrite grossière, Qz= quartz, Py= pyrite, Bi= biotite.

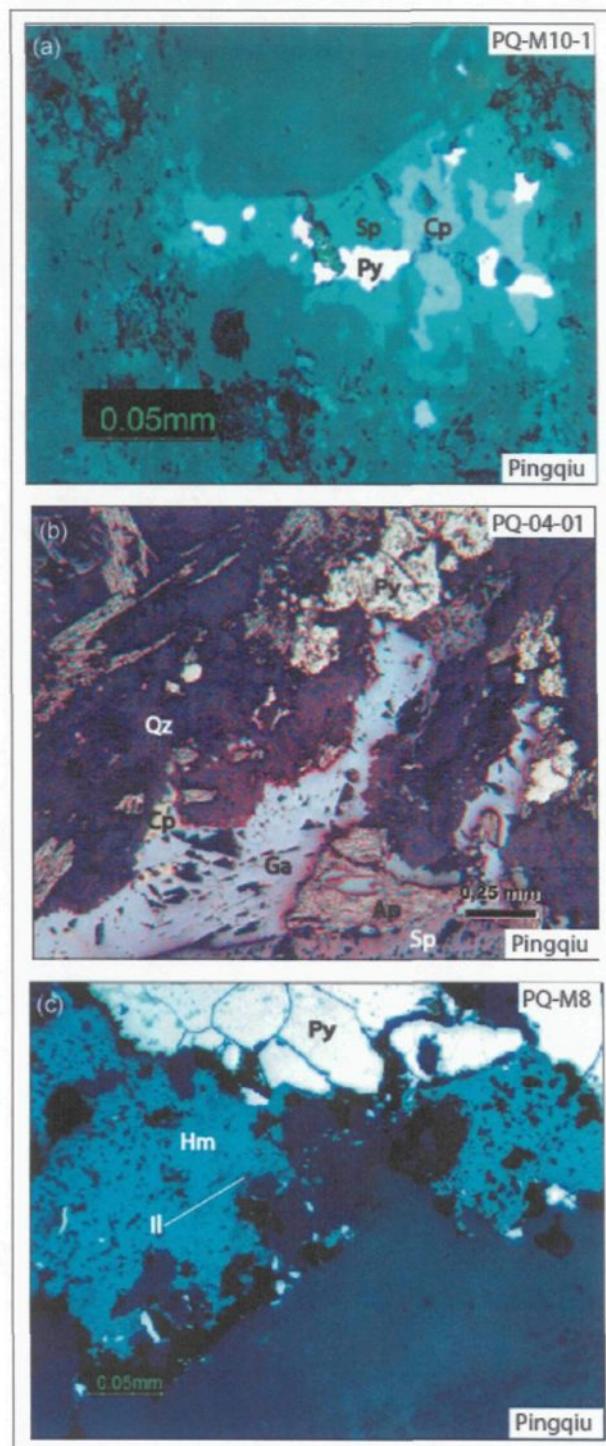


Fig. 4.20. Les assemblages de sulfures et d'oxydes associés au quartz; (a) sphalérite (Sp) à pyrite (Py) et chalcopyrite (Cp) en inclusions, (b) assemblage complet à chalcopyrite-galène (Ga)-arsénopyrite-sphalérite-pyrte, (c) assemblage d'oxydes à hématite (Hm) avec exsolution d'ilménite (Il) fibreuse.

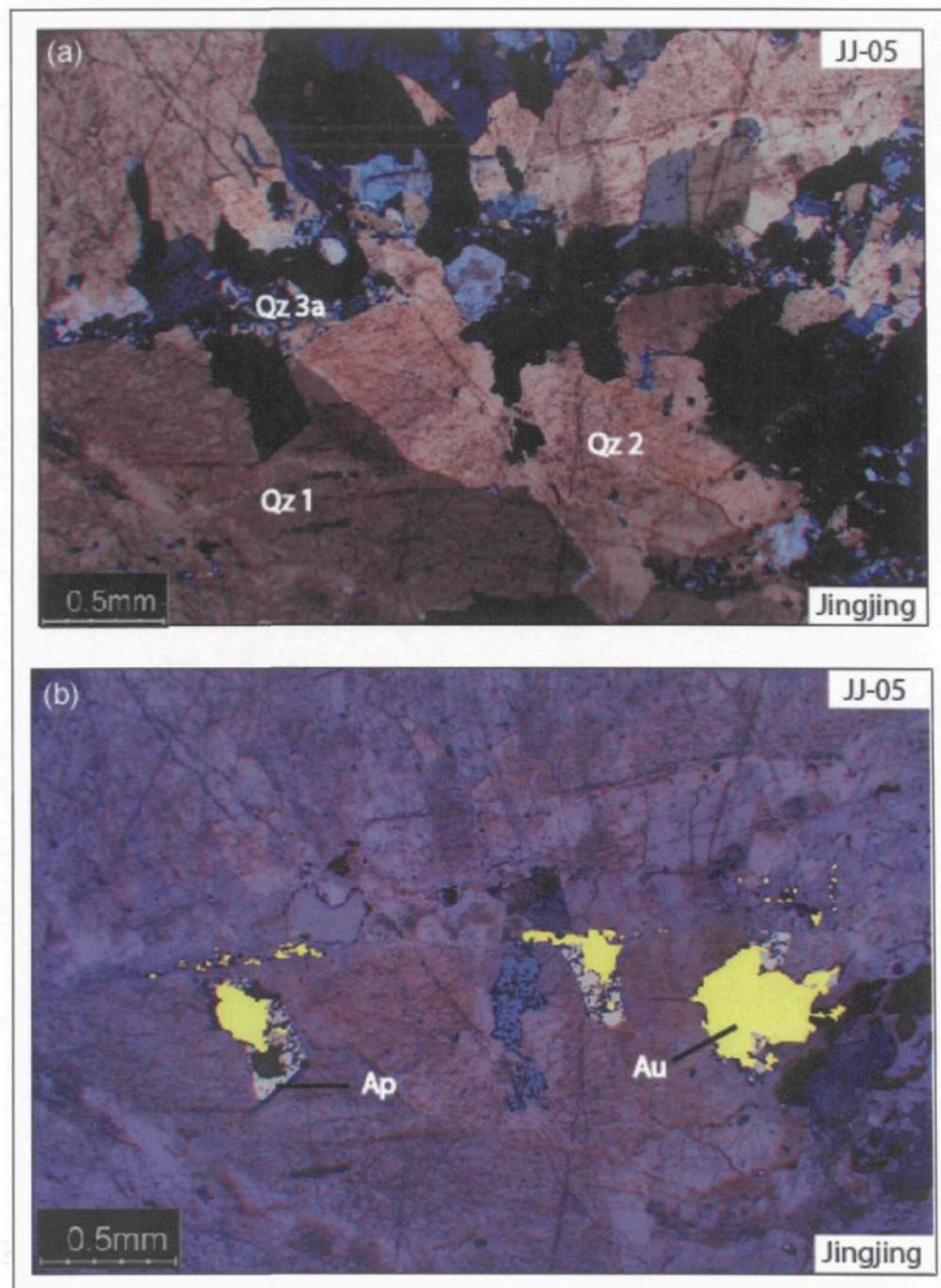


Fig. 4.21. Relations or natif et types de quartz dans la VPS individuelle ; (a) lumière naturelle et (b) lumière transmise, l'or natif (Au) est associé aux différentes générations de quartz et remplit les craquelures de l'arsénopyrite (Ap), Qz1 = quartz1, Qz2= quartz2, Qz3a= quartz3a; lame mince d'échantillon provenant de Jingjing située dans le même corridor minéralisé que Pingqiu.

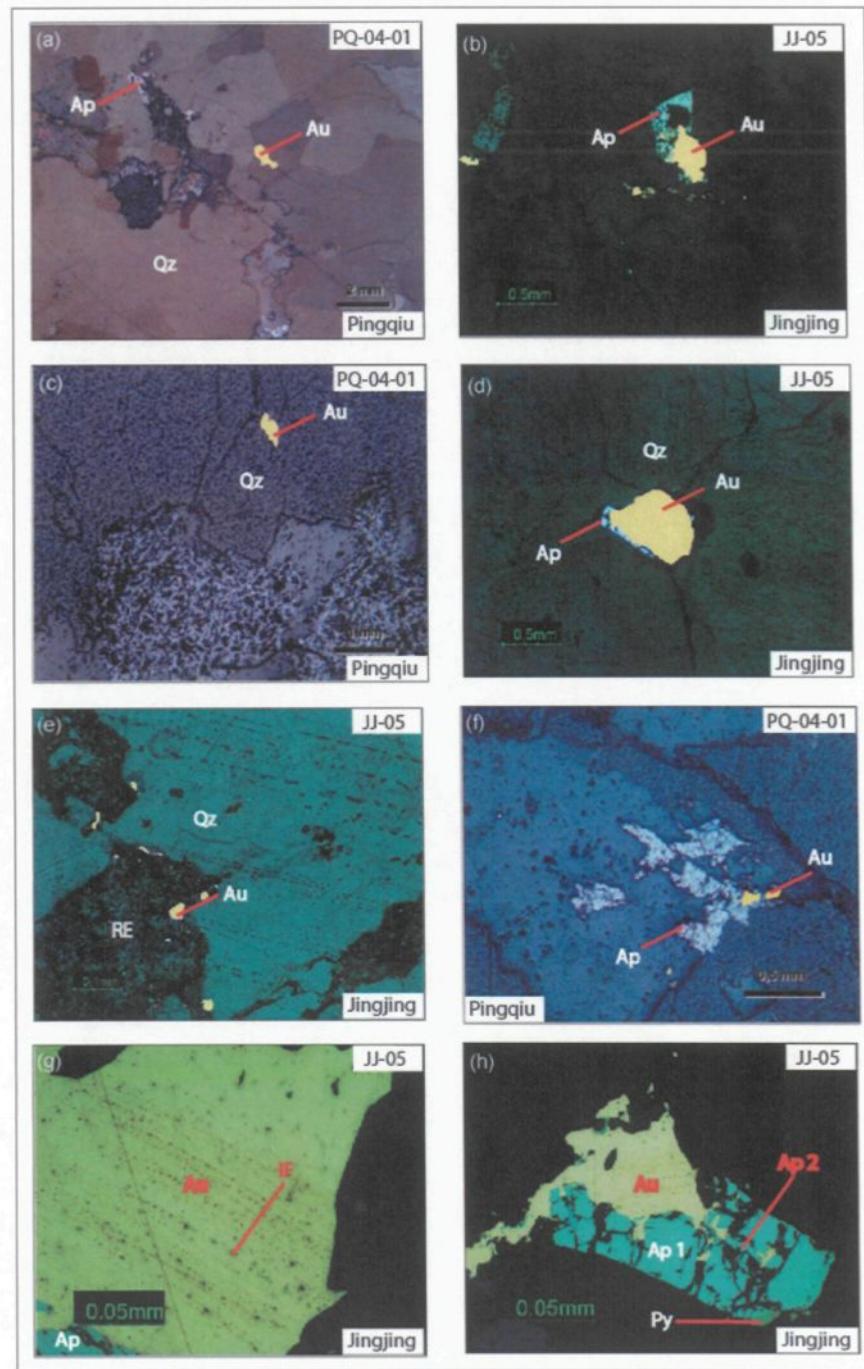
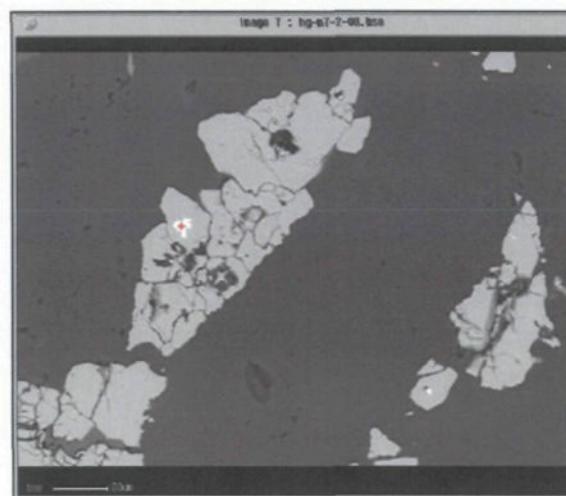
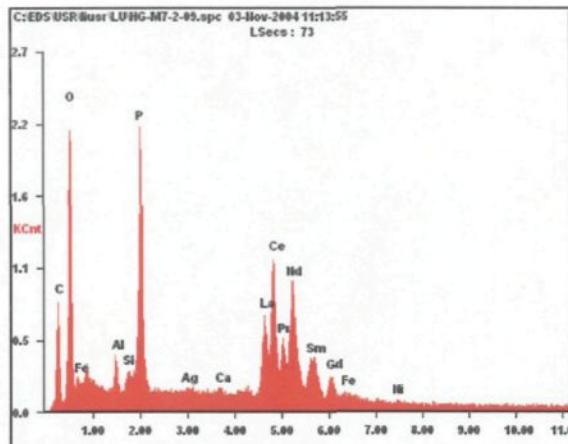


Fig. 4.22. Relations de l'or natif (Au) avec sa gangue : (a) or natif dans la craquelure de quartz, (b) or natif dans la craquelure de l'arsénopyrite (Ap) et constituant une traînée suivant le quartz3a (Fig. 4.21), (c) et (d) or au point triple de grains de quartz respectivement sans (c) ou avec (d) arsenopyrite à l'éponge, (e) or natif dans les craquelures de l'arsénopyrite et aux limites de grains de quartz, (f) or dans RE incluse au contact du quartz, (g) traînée d'inclusions fluides pseudosecondaires associées à l'or natif, (h) or natif associée à l'arsénopyrite 2 (Ap2) remplissant les craquelures de l'arsénopyrite 1 (Ap1) en équilibre avec la pyrite, RE= roche encaissante, Qz= quartz.



ÉLÉMENT	% WT	% MOL
Al_2O_3	2,87	5,77
SiO_2	1,76	5,99
P_2O_5	28,78	41,60
AgO	0,57	0,95
CaO	0,39	1,43
La_2O_3	15,74	9,91
Ce_2O_3	27,62	17,26
Pr_2O_3	3,71	2,31
Nd_2O_3	12,59	7,68
Sm_2O_3	2,15	1,27
Gd_2O_3	2,19	1,24
FeO	1,15	3,29
NiO	0,48	1,31

Fig. 4.23. Monazite ((Ce, La, LREE) POH) incluse dans les pyrites à texture suturée de la roche sédimentaire encaissant ; la croix sur l'image indique le point de mesure, %WT= % en poids, % MOL= % moléculaire.

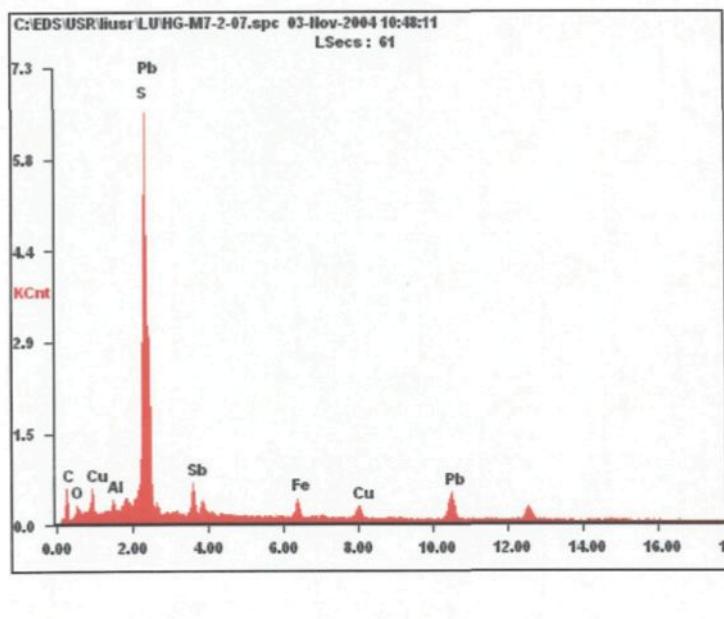


Fig. 4.24. Galène avec inclusion de tétrahédrite $((\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13})$ et de boulangérite $(\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11})$; %AT= % atomique, L et K différentes longueurs d'onde de Cu.

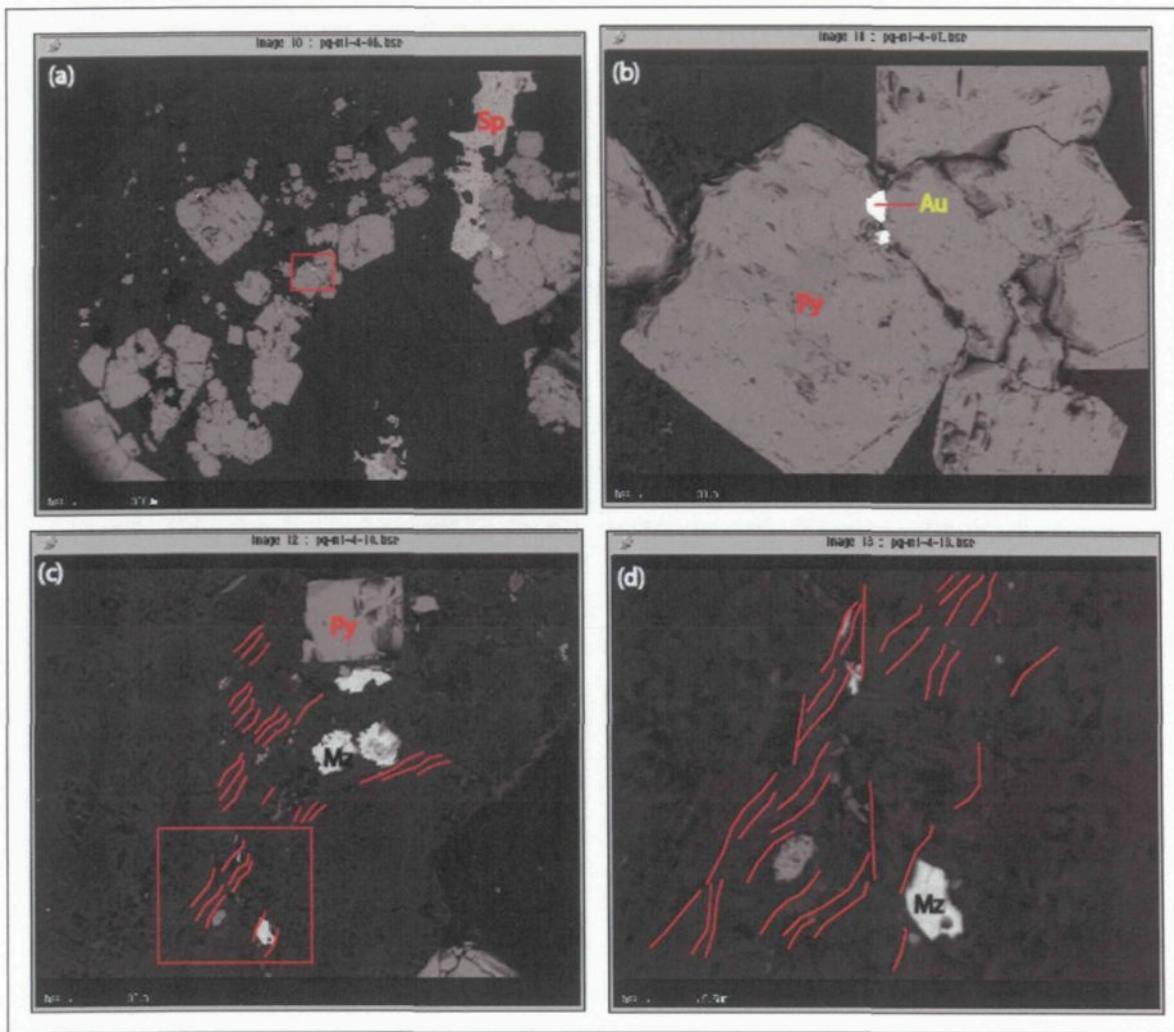


Fig. 4.25. Or natif au contact avec la pyrite en équilibre avec la sphalérite dans le quartz3; (b) est un agrandissement de (a) montrant la localisation de l'or aux limites des cristaux de pyrite, (d) est un agrandissement de (c) montrant la relation entre la monazite et le microcisialement; interprétation de microfracturation en ligne rouge.

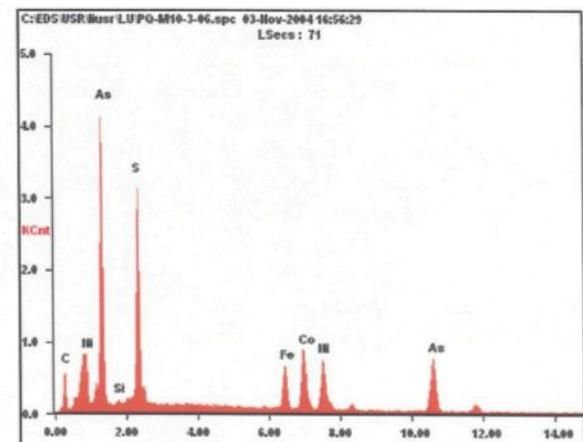
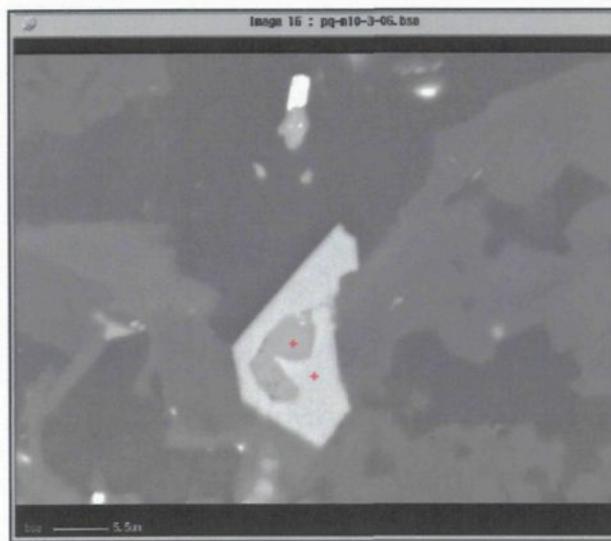
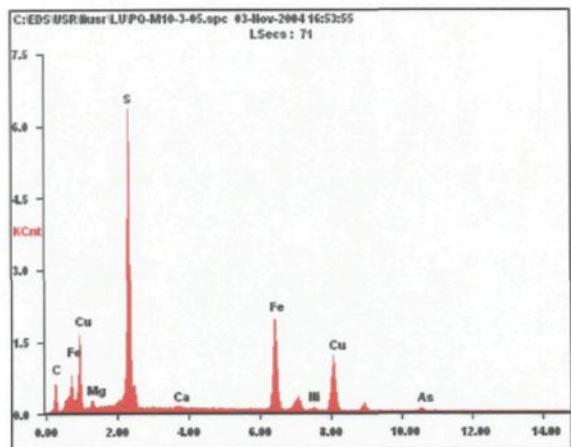


Fig. 4.26. Excroissance autour de l'arsénopyrite dans la zone de cisaillement contiguë à la VPS aurifère ; les croix rouges correspondent respectivement aux analyses représentées en haut et en bas ; à noter l'enrichissement en Ni et en Co de l'arsénopyrite à la périphérie de l'arsénopyrite par rapport à la chalcopyrite au cœur.

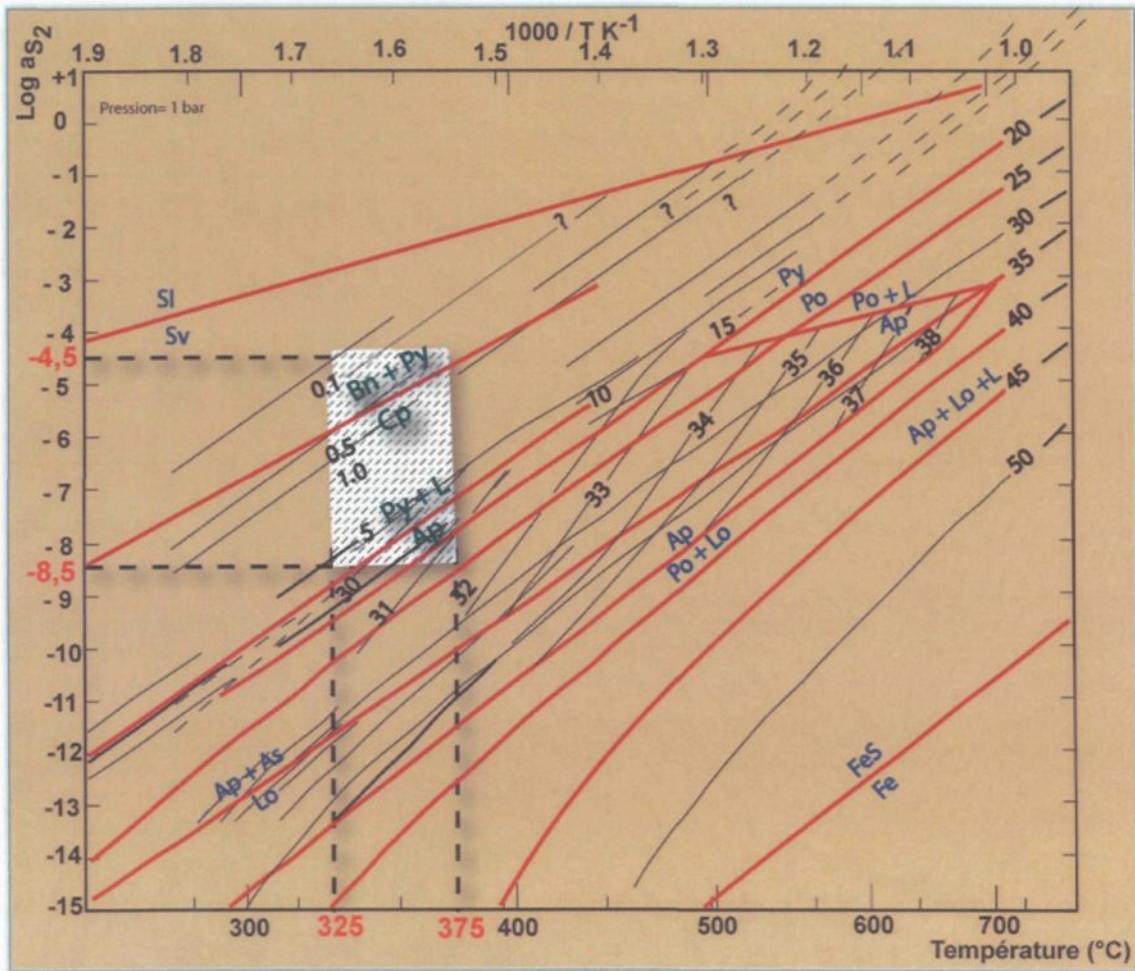


Fig. 4.27. Localisation de l'assemblage métallique dans le diagramme température / $\text{Log } a_{\text{S}_2}$: zone hachurée ; le système Fe-Zn-S-As a été utilisé à partir de la composition de la sphalérite et de l'arsénopyrite à basse pression de (Scott, 1983) ; les isoplèthes sont en % mole de FeS pour la sphalérite et en % atomique pour l'arsénopyrite, SI= liquide de sulfure, Sv= gaz de sulfure, Bn= bornite, Py= pyrite, Cp= chalcopyrite, L=liquide, Po= pyrothite, Lo= Loellengite.

	Quartz 1	Quartz 2	Quartz 3	Quartz 4
Silicates				
Quartz				
Chlorite				
Séricite				
Fuschite				
Albite				
Carbonate	- - - - -	- - - - -	- - - - -	
Sulfures				
Pyrite				
Arsénopyrite				
Chalcopyrite				
Sphalérite				
Oxydes				
Ilménite				
Hématite				
Or				

Fig. 4.28. Synthèse des assemblages minéralogiques dans les VPS aurifères.

Tableaux du chapitre 4

Tabl. 4.1. Description macroscopique et microscopique de la roche encaissante des VPS

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE	DESCRIPTION MICROSCOPIQUE		
Éponte VPS aurifère (A)	RE de VPS aurifère (B)	RE incluse dans VPS aurifère (C)	Zone cisaillement contiguë à VPS (D)
<ul style="list-style-type: none"> - alternance rythmique lits gréseux, moyennement grenus / lits silteux, finement grenus, avec rares niveaux graphitiques intercalés. 	<ul style="list-style-type: none"> - (1) lithofaciès grès carbonaté : à quartz détritique (40 %), carbonate épidotisé (35%), chlorite (10%), peu de séricite, rare fuschite, très rare biotite ; - (2) lithofaciès grès carbonaté à fragments de roches : à quartz (65%) et carbonate (25%), - (3) lithofaciès grès feldspathique et siltite subdivisé en deux sublithofaciès ; - (3-1) sublithofaciès grès feldspathique, moyennement grenu : à quartz plus abondant (30 %), plagioclases très basiques (An 90) peu altérés et reliques de pyroxène chloritisé ; - (3-2) sublithofaciès siltite finement grenue à très peu de quartz (<5 %) et de feldspath peu altéré, mais à plus de micas (60%). 	<ul style="list-style-type: none"> - sublithofaciès siltite (3-2) : à chlorite (40 %), séricite (45 %), très peu de quartz (7%), carbonate atteignant parfois 10%, plagioclase peu ou altérée, à apatite comme minéral accessoire. 	<ul style="list-style-type: none"> - même lithologie que (3), mais à porphyroblastes de carbonate.

Py : pyrite

Ap : arsénopyrite

Cp : chalcopyrite

Sp : sphalérite

Ga : galène

Au : or natif

RE : roche encaissante

VPS : Veines Parallèles à la Stratification

(1) : lithologie décrite

(B) : contexte lithologique

Tabl. 4.1. Description macroscopique et microscopique de la roche encaissante des VPS (suite et fin)

DESCRIPTION MACROSCOPIQUE	DESCRIPTION MICROSCOPIQUE		
Éponte VPS aurifère (A)	RE de VPS aurifère (B)	RE incluse dans VPS aurifère (C)	Zone cisaillement contiguë à VPS (D)
<ul style="list-style-type: none"> – structures S/C fines, lits gréseux lenticulaires micropliés puis boudinés ; – Py / Ap fines ou automorphes grossières discordantes sur les structures, mais formant parfois des bandes milimétriques conformes à la S0 ; – altération épigénétique à carbonate-chlorite-fuschite dans les zones de bréchification. 	<ul style="list-style-type: none"> – (1) Py grossières automorphes interstitielles à texture suturée, (1) et (2) py ou Ap grossières automorphes interstitielles à inclusions de Sp et de Cp, peu de Py et de Ap fines subautomorphes à xénomorphes disséminées ; – (1) altération à carbonate-chlorite-quartz±fuschite±séricite, (2) quartz-carbonate-chlorite-séricite±fuschite ; – (3) contact (3-1) et (3-2) : niveaux sombres anastomosés (S/C ?) symétriques par rapport à S0, stylolitique , – (3) Ap et Py automorphes grossières recouplant les structures et à cristaux fibreux de quartz recristallisés sur les faces, (3) Py et Ap fines subautomorphes à xénomorphes disséminées ; – (3) altération à quartz-chlorite-séricite±fuschite±épidote. 	<ul style="list-style-type: none"> – mêmes structures et sulfures que (3-2) de (B), – même altération que (3) de (B), mais avec séricitisation plus prononcée. 	<ul style="list-style-type: none"> – pas les structures (3) de B, – à structures S/C dextres à fort pendage (60-70°) dans (3) et affectant les bordures des porphyroplastes, – Py automorphes grossières recoupant la S0, à structure S/C et à queues de minéraux fibreux (quartz, chlorite et carbonate) déformés, Py, Ap, Cp et Sp (avec exsolution de Py et de Cp) fines, subautomorphes à xénomorphes.

Tabl. 4.2. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz1 et quartz2

QUARTZ1 (QZ1)	QUARTZ2 (QZ2)
<ul style="list-style-type: none"> - à gros cristaux, centimétriques, subautomorphes, subéquigranulaires; - à extinctions ondulantes irrégulières (zonées) et régulières (balayantes), bandes de déformation, sous-grains néoformés fusiformes ou lenticulaires, abondantes inclusions de micas ; rarement sous-grains (quartz2) organisés en microplis en chevrons ; - craquelés et présentent des bordures irrégulières en dents de scie avec moirage ; - altération, aux points triples avec le quartz2, à Chlorite±séricite±carbonate avec rarement Ap et Py associées ; - traînées d'inclusions fluides suivant les craquelures et les fractures tardives. 	<ul style="list-style-type: none"> - cristaux de taille moyenne centimétrique, automorphes à subautomorphes, subéquigranulaires à équigranulaires et polygonaux ; - à extinction ondulante régulière (balayante), grains allongés et obliques sur la S0 très souvent disposés en plis en chevrons à plan axial subparallel à la S0 et à rares carbonates interstitiels ; - bordures de grains parfois irrégulières (en dents de scie) avec moirage, - altération, aux points triples, à quartz- chlorite±séricite±carbonate avec rarement de la Py associée - traînées d'inclusions fluides suivant les craquelures et les fractures tardives.
Cristallisation puis recristallisation en Qz2 et Qz3 (quartz3)	Recristallisation en Qz3
Pingqiu/Huaqiao	Pingqiu/Huaqiao

Voir Tabl. 4.1. pour les abréviations.

Tabl. 4.3. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz3

QUARTZ3 (QZ3)	
Quartz3a (Qz3a)	Quartz3b (Qz3b)
<ul style="list-style-type: none"> - cristaux de petite taille (submillimétriques à millimétriques), subéquigranulaires, interlobés, parfois à carbonates interstitiels ou en lattes allongées ; - à extinction ondulante régulière, - parallèle à la surface de stratification, - altération à quartz-chlorite±séricite±fuschite±carbonate, - assemblage de sulfures à Py-(Cp)-Ap-Ga-Sp avec parfois or visible. 	<ul style="list-style-type: none"> - réseau anastomosé de cristaux de petite taille, inéquigranulaires, parfois avec des grains sériés (<i>seriate</i>), très souvent légèrement interlobés et texture en mortier ; - à extinction ondulante régulière (balayante), - connecté au quartz3a (structure en queue de cheval) - sulfures représentés par des amas de Py fines automorphes formant parfois des niveaux très fins.
Recristallisation en Qz3b (cisaillement)	
Pingqiu/Huaqiao	Essentiellement Huaqiao

Voir Tabl. 4.1. pour les abréviations.

Tabl. 4.4. Description microscopique de la VPS aurifère : quartz4

QUARTZ4	
Quartz4a	Quartz4b
<ul style="list-style-type: none"> – veinules millimétriques à centimétriques recouplant RE incluse dans VPS, Qz1, Qz2 et Qz3, cristaux inéquigranulaires, interlobés ; – à extinction ondulante régulière (balayante), – altération à quartz-chlorite±séricite±fuschite±albite±carbonate avec albite occasionnelle – sulfures : Ap et Py 	<ul style="list-style-type: none"> – veinules millimétriques à centimétriques monocristallines à aspect arborescent, – sans extinction ondulante, quasiment éteint ; – altération à quartz-carbonate à l'éponte – rares Py associés au carbonate à l'éponte
Cristallisation	Cristallisation
Pingqiu/Huaqiao	Huaqiao

Voir Tabl. 4.1. pour les abréviations.

Tabl. 4.5. Teneurs en or des VPS (à Pingqiu) et des veines encaissées dans la zone de cisaillement contiguë (à Huaqiao); à noter les valeurs très élevées dans la zone de cisaillement, données fournies par Lu (communication orale).

Localité	No Échantillon	Teneur en Or (g/t)	Analyse répétée (g/t)		Description
Pingqiu	B-1	0,84			VPS, chaque 10 m, 1 kg échantillonné et homogénéisé, 100g analysée
	B-2	0,18			
	B-3	0,16			
	B-4	0,89			
	B-5	1,4			
	B-6	1,32			
	B-7	0,29			
	B7-A	2,17			
	H-1	4,67			
	H-2	1,04			
Huaqiao	HQ-1	368	335		Veine bréchifiée dans zone de cisaillement, chaque 6m, 1 kg échantillonné et homogénéisé, 100g analysée
	HQ-2	1120			
	HQ-3	589	560	263	

Tabl. 4.6. Proportion atomique de As dans l'arsénopyrite

LAME MINCE	% ATOMIQUE	DESCRIPTION
JJ-05	31,0	VPS, Or natif (Qz1, Qz2 et Qz3)
	31,1	
	31,4	
PQ-M1-4	31,0	VPS, Or natif (Qz3)
PQ-M5-2	31,0	VPS aurifère
	30,0	
	30,8	
Moyenne	30,9	

VPS : veines parallèles à la straification

Qz : quartz

Tabl. 4.7. Teneur en argent de l'or : titre (fineness) de l'or

LAME MINCE	% POIDS (Ag)	% POIDS (Au)	<i>GOLD FINENESS</i> (titre de l'or)
JJ-05	4,42	95,58	956
	3,71	96,29	963
	4,84	95,16	952
	3,87	96,13	961
	4,37	95,63	956
	4,88	95,12	951
PQ-M1-4	13,83	86,17	862
Moyenne	5,7	94,3	943
Moyenne (Ag/Au)= 6,04%, à noter l'influence de la valeur en Ag de PQ-M1-4 très élevée par rapport à celles de JJ-05, peut donc être estimée à 5%			

Ag : argent

Au : or

Tabl. 4.8. Synthèse de l'analyse à la microsonde électronique

ROCHE ENCAISSANTE	ZONE DE CISAILLEMENT	VPS AURIFÈRE
<ul style="list-style-type: none"> - Monazite (LREE) dans Py à texture suturée - Ga avec tétrahédrite et boulangérite dans Py - Py, Ap, Sp et Cp 	<ul style="list-style-type: none"> - Ap disséminée fine à excroissance riche en Ni-Cu-Co - Ap ou Cp à glaucodot, millérite et pentlandite 	<ul style="list-style-type: none"> - Or visible associé au Qz3 : contact de la Py ou en inclusions dans la Py - Sp-Py-Au (Qz3a) + microcisialement contenant Monazite (LREE) (Qz3b) - Cp en inclusions dans Sp
<ul style="list-style-type: none"> - % mol. FeS Sp : 0 à 6.10, % At. As Ap= 30,8 - Ag/ Au~ 5%, <i>Finess</i> (titre) Au = 943 		

LREE : Éléments de Terres Rares Légers

Ga : galène

Py : pyrite

Ap : arsénopyrite avec Ap1 (arsénopyrite 1)

Sp : sphalérite

Cp : chalcopyrite

Qz3 : quartz3

Au : or natif

Hm : hématite

Il : ilménite

mol.= moléculaire

At. atomique

Tabl. 4.9. Les assemblages métalliques observés

ASSEMBLAGE MÉTALLIQUE	OCCURRENCE
– Sp-Py-Au	– Quartz3 à or visible
– Py-Ap1-Ap2-Au	– Quartz1, quartz2, quartz3 à or visible
– Cp-Py-Hm-II	– Indéterminé
– Cp-Ga-Ap-Sp-Py	– Quartz3 à or visible

Voir Tabl. 4.8. pour les abréviations.

CHAPITRE 5

ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DES VPS

Introduction et généralités

Au chapitre 4 précédent, à partir de l'étude pétrographique des VPS (Veines Parallèles à la Stratification) individuelles, quatre types de quartz ont été identifiés et associés chacun à une étape de la mise en place ou de l'évolution de ces VPS. Les relations de ces dernières avec les altérations et la minéralisation aurifère ont été également analysées.

Dans ce chapitre 5, l'étude pétrographique cette fois-ci, des inclusions fluides vise à analyser les relations de celles-ci avec ces différents types de quartz des VPS individuelles. Pour ce faire, les inclusions fluides seront examinées dans leurs contextes pétrographiques. Cela permettra de proposer une classification qui servira de base pour l'étude microthermométrique, mais aussi de support pour l'interprétation des données résultantes. Par la suite, l'analyse spectrométrique de Raman des inclusions fluides permettra de préciser la composition des différents types d'inclusion fluide définis à l'aide de l'étude pétrographique, et caractérisés par l'étude microthermométrique.

La synthèse et l'interprétation de ces différentes données se traduiront par la déduction des caractères physico-chimiques du fluide minéralisateur et de l'interprétation de son évolution.

La cause fondamentale de la minéralisation pour de nombreux gisements réside dans les changements physiques et chimiques du fluide minéralisateur. Ces changements comprennent : le mélange (*mixing*), le refroidissement (*cooling*), ou la séparation (*umixing*) (Brown et Lamb, 1986; Brown, 1998). Ces différents processus peuvent être enregistrés par les inclusions fluides qui demeurent les meilleurs vestiges représentatifs de ces fluides minéralisateurs.

Dans ces fluides, les différents métaux sont transportés sous forme de complexes. Pour l'or par exemple, la stabilité du complexe bisulfuré dépend du contenu en soufre, de la fugacité de l'oxygène, du pH et de la température du fluide minéralisateur (Brown, 1998).

L'objet principal de l'étude microthermométrique des inclusions fluides est l'interprétation des relations entre les phases pendant l'expérimentation. Elle permet de déduire la composition du fluide parental et les conditions P et T de son piégeage (Roedder, 1984). Pour ce faire, il est indispensable d'examiner les propriétés des différentes phases impliquées (e.g., H₂O, CO₂, NaCl) dans les diagrammes correspondant aux systèmes reconnus (e.g. H₂O-NaCl, H₂O-CO₂, H₂O-CO₂-NaCl ; Bodnar, 2003a, b). Il sera alors possible de situer dans ces diagrammes de phase les comportements des inclusions fluides naturelles cogénétiques, et de faire les interprétations pertinentes (Bodnar et Vityk, 1994). Toutes ces interprétations reposent sur les postulats principaux de la microthermométrie : à savoir que l'inclusion fluide aurait évolué de façon diathermique, isopléthique et isochorique (Roedder, 1984; Diamond, 2001) . Des

évidences existent montrant que les systèmes d'inclusions fluides n'obéissent pas toujours rigoureusement à ces trois maximes de l'étude des inclusions fluides (Roedder, 1984). En plus, les températures de changement de phase, observées en microthermométrie sont souvent influencées par la métastabilité des phases en présence conduisant à une sous-estimation ou une surestimation de la température correspondante (Diamond, 2003a).

Toutefois, la connaissance des propriétés physiques et chimiques des inclusions fluides, et donc des fluides minéralisateurs, est déterminante pour la compréhension des conditions (physiques et chimiques) et des mécanismes de transport et de concentration des métaux en général et de l'or en particulier.

Pour contribuer à cette étude, deux approches sont couramment utilisées au cours de l'étude des inclusions fluides. Il s'agit premièrement, de l'approche thermodynamique qui a recours aux équations d'état (Potter *et al.*, 1977; Potter *et al.*, 1978; Brown et Lamb, 1986; Parry, 1986; Sterner et Bodnar, 1991; Duan *et al.*, 1992; Gallagher *et al.*, 1993; Bodnar et Vityk, 1994), aux données expérimentales et aux données empiriques (Bischoff et Pitzer, 1989). La deuxième approche est l'étude analytique de la composition chimique des inclusions fluides naturelles. Cette dernière approche essaye d'adapter les techniques déjà existantes pour l'analyse chimique des roches et des minéraux, à l'étude des inclusions fluides (Ménez *et al.*, 2002).

Il est indispensable de souligner la nécessité de l'étude paragénétique des inclusions fluides. Cette étude pétrographique (Kerkhof Van den et Hein, 2001) est le préalable à l'utilisation à des fins d'interprétation des données fournies par ces deux volets de l'étude des inclusions fluides (Shepherd et Rankin, 1998).

5.1. Pétrographie et classification des inclusions fluides

5.1.1. Méthodologie d'étude

Des lames minces orientées doubles polies d'épaisseur variant entre 55 μ et 120 μ (Nadeau *et al.*, 1993) ont été confectionnées à partir d'échantillons caractéristiques de VPS préalablement étudiés pétrographiquement suivant les procédés évoqués par Kerkhof Van den et Hein (2001).

Ces échantillons ont par la suite été étudiés au microscope polarisant en vue d'identifier et de décrire les inclusions fluides dans leurs contextes minéralogiques. Les caractéristiques spécifiques (taille, forme, abondance d'inclusions minérales, type et mode d'extinction) de chacun des types de quartz étudiés dans les VPS ont facilité cette analyse « paragénétique » des inclusions fluides. Il convient de souligner qu'elle demeure le préalable à toute étude microthermométrique des inclusions fluides devant aboutir à une interprétation pétrologique et/ou métallogénique (Shepherd et Rankin, 1998).

Le critère utilisé dans cette partie de l'étude des inclusions fluides sera leurs apparences en lumière naturelle au microscope pétrographique à la température ambiante (~ 25°C). Il est établi, que les inclusions fluides aqueuses et carboniques sont caractéristiques des veines de quartz aurifères (Shepherd et Rankin, 1998). Les indices de réfraction des inclusions fluides aqueuses ou carboniques liquides sont tels qu'elles apparaissent plus claires que les inclusions fluides gazeuses qui apparaissent plus sombres (Kerkhof Van den et Hein, 2001; Goldstein, 2003). On pourrait donc faire une estimation provisoire du nombre et de la proportion volumétrique des phases en présence dans les inclusions fluides individuelles sans pour autant pouvoir connaître leur

composition exacte. Une estimation grossière peut aussi être faite quant à la densité des inclusions fluides de plus d'une phase. Celles de faible densité présenteront une seconde phase (gazeuse et/ou liquide) au centre alors que celles de fortes densités auront une seconde phase (gazeuse et/ou liquide) qui a tendance à être localisée à la périphérie de l'inclusion fluide concernée (Goldstein, 2003). Toujours à l'aide de l'indice de réfraction et de la morphologie, certains minéraux pourraient être reconnus dans les inclusions fluides sans pouvoir trancher s'il s'agit de « daughter mineral » ou simplement de minéraux piégés dans le fluide (Goldstein, 2003).

Pour la classification des inclusions fluides, le concept de FIA (*Fluid Inclusion Assemblage*) a été retenu au détriment de la classification en inclusions fluides primaires, secondaires ou pseudosecondaires (Goldstein et Reynolds, 1994; Goldstein, 2003). En effet, à partir uniquement de l'étude au microscope polarisant, il est difficile de classer sans ambiguïté les inclusions fluides en primaires, secondaires ou pseudosecondaires (Roedder, 1984; Burnard *et al.*, 1994; Goldstein et Reynolds, 1994; Goldstein, 2003). En outre, cette classification fait usage de terminologie à connotation chronologique qui n'a souvent rien à avoir avec la chronologie des événements à étudier (Goldstein et Reynolds, 1994; Goldstein, 2003).

La classification en FIA consiste quant à elle à la discrimination d'un ensemble d'inclusions fluides qui seraient liées pétrographiquement au même événement. Cette classification, autour de laquelle il se dégage actuellement un consensus, a pour avantage la possibilité qu'elle donne d'identifier la présence d'immiscibilité de phases au moment du piégeage des inclusions fluides (Goldstein, 2003). L'identification du processus d'immiscibilité est cruciale pour les déterminations géothermométriques et

géobarométriques à partir des données des inclusions fluides (Roedder et Bodnar, 1980; Roedder, 1984; Diamond, 2003a, b). Ce processus d'immiscibilité est aussi interprété comme un mécanisme déterminant dans la mise en place des veines de quartz aurifères (Roedder et Bodnar, 1980; Brown, 1998; Diamond, 2003a, b).

5.1.2. Résultat d'analyse

L'analyse microscopique a été effectuée à la température ambiante ($\sim 25^{\circ}\text{C}$). Elle a conduit à la classification des inclusions fluides en deux types : carbonique et aqueux.

5.1.2.1. Inclusions fluides carboniques

Leurs formes varient de subirrégulières à régulières (*Negative shape*) avec des tailles relativement plus grandes et une abondance plus marquée par rapport aux autres types d'inclusions fluides. Les proportions volumétriques entre la bulle interne (liquide ou liquide+gaz) par rapport à la phase externe (liquide) sont très variables (Fig. 5.1).

Elles peuvent être subdivisées en deux sous types (IF1a et IF1b) en fonction des proportions et compositions de phases. Elles sont composées soit de trois phases liquide(H_2O)-liquide(CO_2)-gaz(CO_2) pour le type IF1a soit de trois phases liquide (H_2O)-liquide(CO_2)-gaz(CO_2) avec très faible proportion de liquide (H_2O) ou deux phases liquide (CO_2)-gaz(CO_2) pour le type IF1b (Fig. 5.1b). Les IF1b se distinguent aussi des IF1a par la proportion faible de leur bulle interne par rapport à la phase externe (<10%) (Tabl. 5.1).

Les bulles internes ne sont pas flottantes au centre des IF1. Elles sont confinées dans les coins de l'inclusion fluide. Cela est en faveur d'une densité relativement forte des IF1 (Goldstein, 2003).

5.1.2.2. Inclusions fluides aqueuses

Les inclusions fluides aqueuses IF2 sont composées de deux phases liquide-gaz ou d'une phase liquide (Fig. 5.1). Leurs formes sont communément irrégulières à rarement régulières avec des tailles relativement moyennes ou occasionnellement grandes. Elles sont surtout caractérisées par le rapport volumétrique généralement bas de la bulle interne sur la phase liquide externe. Cela rend plus difficile l'analyse du rapport volumétrique entre phases (Fig. 5.1b). Cependant, des variations sont quand même rarement observables (Tabl. 5.1). La bulle interne est flottante au centre de l'inclusion fluide. Cela soutient la faible densité de ces IF2 (Goldstein, 2003).

5.1.2.3. Inclusions fluides aqueuses ou carboniques

Des inclusions fluides de type 3 (IF3), à phase unique, carboniques ou aqueuses, coexistent avec les IF1 (Tabl. 5.1). Elles sont de plus petite taille. De part, la petitesse de leur taille, ces inclusions fluides n'ont pas fait l'objet d'étude microthermométrique.

5.1.2.4. Occurrences des inclusions fluides

Les inclusions fluides ont été analysées surtout en relation avec les étapes de cristallisation jugées significatives dans le processus de mise en place des VPS et dans la minéralisation aurifère de celles-ci. Par conséquent, les quartz1, quartz2 et quartz3 ainsi que le quartz associé aux sulfures et altérations ont été privilégiés dans cette analyse. Quant au quartz4, il n'a pas été étudié du fait de sa mise en place tardive par rapport à celle des VPS et de la minéralisation aurifère.

5.1.2.4.1. Inclusions fluides carboniques

Les IF1a et IF1b constituent des FIA dans les quartz1 et quartz2 (Fig. 5.2). Ces inclusions fluides, très souvent de formes allongées suivant la direction de croissance du quartz, sont soit isolées dans le quartz soit constituent des traînées qui ne recoupent pas les limites des grains concernés (Fig. 5.2a et b). Toutefois, alors que les IF1a semblent prépondérants dans le quartz1 qui ne contient que rarement des inclusions fluides, les IF1b sont surtout représentées dans le quartz2, plus pourvu en inclusions fluides. Il convient de faire remarquer toutefois que ces deux types d'inclusions fluides dans les quartz1 et quartz2 sont surtout associés à des sous-grains de quartz proches des cavités (Fig. 5.2c et d). Dans le quartz1 et surtout le quartz2 ainsi recristallisés, les IF1b et IF3 coexistent ensemble. Les IF1a et IF1b ont été observées dans les zones de croissance du quartz2 (Fig. 5.2c et d). Elles sont aussi très souvent présentes dans le quartz2 qui aménage des cavités dans la VPS (Fig. 5.2e et f).

Les IF1a, IF1b et IF3 forment des FIA dans le quartz3, et dans le quartz encaissé dans les altérations et dans les sulfures associés à ce type de quartz (Fig. 5.3). Cependant, les IF3 sont de loin les plus présentes dans les quartz3. Elles (IF3) ont été reconnues également dans les carbonates « tardifs ». Dans le quartz contenu dans les sulfures et les altérations, les FIA observées sont constituées très souvent de IF1a et de IF1b à pourcentages volumétriques de phases variables et coexistant avec les IF3 (Fig. 5.3.).

5.1.2.4.2. Inclusions fluides aqueuses

Les inclusions fluides aqueuses IF2 sont présentes uniquement dans le quartz2 (Fig. 5.1a). Elles sont organisées en traînées qui ne recoupent pas les limites des grains de quartz concernés. Toutefois, ces traînées recoupent celles constituées par les IF1a (Fig. 5.4).

5.1.3. Synthèse et interprétation de l'étude pétrographique des inclusions fluides

Deux types d'inclusions fluides, sur la base de la composition, ont été distingués à l'issue de l'étude pétrographique.

Les inclusions fluides carboniques IF1 comprenant les sous-types IF1a et IF1b isolés sur la base des proportions et compositions de phases. Des inclusions fluides, à phase unique, soit carboniques soit aqueuses coexistent avec les IF1. Les IF1a sont prépondérantes dans le quartz1 et constituent avec les IF1a et les IF3 des FIA dans le quartz2. Dans ce dernier, les zones de croissance contiennent des IF1a et IF1b. Les IF1a et IF1b qui ont des proportions de phases différentes coexistent ensemble. Les mesures de température d'homogénéisation totale de ces inclusions fluides par microthermométrie permettront de tester la deuxième condition pour interpréter l'immiscibilité de fluides comme mécanisme.

Les inclusions fluides aqueuses IF2 ont été observées exclusivement dans le quartz2 où elles constituent des traînées qui recoupent les FIA constitués par IF1a, IF1b et IF3. Les IF2 peuvent alors être interprétées comme postérieures au piégeage des IF1 et IF3. Toutefois, elles n'ont pas été observées recouvrant les limites du quartz2 qui les

contient. Elles peuvent donc être considérées comme ayant été piégées avant la fin de cristallisation du quartz2.

L'analyse du quartz inclus dans les sulfures et l'altération a permis de remarquer que les IF1 et IF3 leur sont exclusivement associées. Étant donné que dans le chapitre 4 précédent, le même type de relation a été observé pour l'or natif inclus dans les sulfures, il peut être supposé que ce quartz peut avoir cristallisé pendant la mise en place de l'or. Par conséquent, les IF1a, IF1b et IF3 peuvent être interprétées comme les représentants du fluide minéralisateur. Toutefois, il convient de souligner que les sulfures peuvent être tardifs par rapport à ce quartz. Dans ce cas, ils traduiront la formation de la VPS et pas nécessairement la minéralisation aurifère.

5.2. Analyses microthermométriques

À la suite de l'étude pétrographique des inclusions fluides, les échantillons de lames minces doubles polies ont été le support de l'étude microthermométrique des inclusions fluides (Roedder, 1984). Cependant, certaines des inclusions fluides reconnues pendant la première phase de l'analyse pétrographique se sont avérées de petite taille et de qualités optiques médiocres. Ainsi, à l'institut de géochimie de Guiyang, d'autres lames minces polies contenant des inclusions fluides de plus grande taille et de meilleure qualité optique ont été utilisées. Ces échantillons proviennent du double de nos échantillons conservés à l'institut de géochimie de Guiyang en Chine. Des lames minces polies ont par la suite été sélectionnées, à la suite de la deuxième phase d'étude pétrographique et minéragraphique pour compléter ces données.

5.2.1. Protocole expérimental

Le dispositif utilisé pour l'analyse microthermométrique est de type *Linkam THMSG600 heating stage*. Il permet une analyse des températures allant de -196 °C à 600 °C avec des paliers de stabilité de 5 °C, 10 °C, 20 °C, 30 °C et 40 °C avec une stabilisation à 0,1 °C près qui représente aussi la limite de résolution.

Des échantillons standards fournis par *Linkam Scientific Instrument Ltd.* ont été utilisés pour l'étalonnage de l'appareillage. Les valeurs de température mesurée ont été comparées avec les valeurs de températures connues pour des changements de phases dans ces échantillons de référence. Ainsi, pour des températures mesurées inférieures à 100 °C une précision de $\pm 0,1$ °C a été obtenue. Pour des températures mesurées comprises entre 100 °C et 300 °C, la précision fut de l'ordre de ± 1 °C tandis qu'elle atteint ± 2 °C pour des températures mesurées supérieures à 300 °C.

Dans un échantillon donné, les différentes inclusions fluides analysées ont été d'abord cryogénisées à -110 °C avant d'être réchauffées jusqu'à des températures autour de 31 °C (température critique du CO₂). Les différentes températures correspondant aux changements de phases ont été mesurées dans cette fenêtre (Fig. 5.5.). Pour chacune des températures caractéristiques recherchées, les mesures ont été répétées au moins deux fois en utilisant la technique de l'essai cyclique avant de choisir la valeur moyenne lorsque les valeurs étaient vraiment proches. Au moment du changement de phases, le palier de température était réduit à 0,1 °C pour réduire au mieux l'effet de la métastabilité (Diamond, 2003a) plus prononcée pour les inclusions fluides de petite taille. Pour ces dernières, plusieurs mesures ont été faites avant de retenir la moyenne en prenant toujours la peine de retourner à la température de départ du cycle.

Lorsque pour l'échantillon donné, toutes les inclusions fluides avaient été étudiées dans la tranche de température de -110 °C à 31 °C, il était procédé au besoin à la pyrométrie de certaines inclusions fluides pour déterminer si possible la température d'homogénéisation totale. Cette précaution permettait d'éviter la décrépitation de certaines inclusions fluides. Elle permet aussi d'éviter que des réactions chimiques, pendant le chauffage, n'entraînent le changement de composition des autres inclusions fluides non encore analysées. Il peut par exemple y avoir formation de méthane dans l'inclusion fluide à la suite d'une réaction du carbone qui y serait contenu.

L'équipement de microthermométrie muni d'une caméra numérique montée sur ordinateur a été très pratique pour cette étude. Des photos ont ainsi pu être prises systématiquement à chaque changement de phase. Ces images incorporaient aussi les informations utiles correspondant à la mesure concernée (température, incrément de température, lentille optique utilisée, etc.).

186 inclusions fluides ont fait l'objet d'analyse microthermométrique (Annexe 5.1).

Les températures ont été mesurées pour les changements de phase caractéristiques :

- $T_{m\text{CO}_2}$: température de fusion du CO_2 solide en présence de gaz,
- $T_{m\text{ice}}$: température de fusion de la glace,
- T_e : température de première fusion pendant le réchauffement,
- $T_{m\text{clath}}$: température de fusion du clathrate,
- T_h : température d'homogénéisation globale de l'inclusion fluide.

5.2.2. Évolution globale des inclusions fluides pendant la microthermométrie

L'analyse du comportement global du ou des phases présentes dans les différents types d'inclusion permet d'avoir une idée de leur composition globale et aussi de prédefinir l'intervalle connu des températures caractéristiques à mesurer (Fig. 5.6.).

- **IF1a et IF1b**

Dans les IF1, pendant le processus de cryogénérisation (25 °C à -110 °C), la bulle augmente de volume avec la diminution de la température jusqu'à se contracter aux alentours de -30 °C et parfois aussi autour de -60 °C. Elles se figent entre -95 et -110 °C pour former des cristaux de CO₂ (Fig. 5.6.). Ce comportement global observé constamment pour les IF1 est symptomatique d'un fluide carbonique (Roedder, 1984). Cette interprétation sera du reste confirmée par les températures de transition de phases mesurées.

- **IF2**

Le comportement global des IF2 a été plus difficile à analyser du fait de leurs petites tailles et de celles de leurs bulles internes. Ces dernières disparaissent autour de -40 °C.

Par rapport aux IF1, les IF2 se comportent inversement au début de la cryogénérisation : la bulle diminue de taille pendant le refroidissement même si elle se rétracte aussi autour de -30 °C tout comme pour les IF1. Ce comportement est caractéristique d'inclusions fluides aqueuses (Roedder, 1984).

– IF3

Les IF3 ont été très peu étudiées pour deux raisons : elles sont de très petites tailles et ne présentent qu'une seule phase. Pour cette dernière raison, seule la température de fusion de la glace fut mesurée et rarement. Quelquefois, il a été possible d'obtenir la nucléation d'une bulle qui soit augmenté de taille soit diminué de taille, mais qui disparaît autour de -30 °C. Ce comportement correspond à celui d'une inclusion fluide de forte densité, soit carbonique soit aqueuse ou pourrait être simplement imputable à la métastabilité. Très souvent, aucune observation ne fut faite pendant la cryogénération à des températures de plus de -140 °C. Dans ce cas, un tel type d'inclusion fluide pourrait être un gaz de très faible densité (Roedder, 1984).

5.2.3. Résultats de la microthermométrie

Les différents types de mesures microthermométriques sont analysés à l'aide de diagrammes appropriés. Ils permettent la visualisation de la répartition des résultats en fonction des types d'inclusion fluide.

En vue d'être conforme avec la classification des inclusions fluides à partir de leur étude pétrographique, les résultats sont présentés, pour chaque catégorie de mesures, en fonction des types d'inclusion fluide (essentiellement IF1a, IF1b, IF2 et rarement IF3). L'étude pétrographique des inclusions fluides a mis en exergue le lien des IF1a et IF1b dans le processus de mise en place des VPS et probablement dans leur minéralisation. Ces deux sous-types sont donc privilégiés dans cette analyse microthermométrique.

5.2.3.1. Température de fusion du CO₂

88 mesures de température de fusion du CO₂ ($T_{m\text{CO}_2}$) ont été enregistrées (Fig. 5.7; Tabl. 5.1; Annexe 5.1), seulement sur les inclusions fluides carboniques IF1a (74 mesures) et IF1b (14 mesures). Les températures varient entre -56,6 °C et -59,7 °C avec une moyenne de -57,7 °C et une déviation standard (σ) de 0,8 pour IF1a ; une moyenne de -58,0 °C ($\sigma=1,1$) pour IF1b. Cette gamme de températures couvre celle de la fusion du CO₂ pur (-56,6°), mais est décalée dans le domaine des $T_{m\text{CO}_2}$ plus basse avec une moyenne de -57,7 °C. Cette température plus basse présage de la présence d'autre phase que le CO₂ dans les IF1.

5.2.3.2. Température de fusion du clathrate

79 mesures de température de fusion du clathrate ($T_{m\text{clath}}$) ont été effectuées (Fig. 5.8; Tabl. 5.1, Annexe 5.1). Les moyennes obtenues, sur les IF1a et IF1b, sont respectivement 9,2 °C ($\sigma=0,5$) et 9,6 °C ($\sigma= 0,5$). Toutefois, l'analyse de l'histogramme permet de noter que les $T_{m\text{clath}}$ pour IF1a se situent entre 8 et 11 °C tandis que celles de IF1b varient entre 9 et 11 °C avec une quasi-superposition des intervalles de température. Les $T_{m\text{clath}}$ légèrement plus élevées que pour le clathrate H₂O/CO₂, supposent l'existence d'une phase autre que le CO₂ dans la phase gazeuse des IF1.

5.2.3.3. Température de fusion de la glace

40 mesures de température de fusion de la glace ($T_{m\text{ice}}$) ont été notées : 11 (IF1a), 10 (IF1b), 16 (IF2) et 3 (IF3) (Fig. 5.9, Tabl. 5.1, Annexe 5.1). Les températures correspondantes varient entre +0,4 °C et -9,2 °C. Les moyennes sont de -3,5 °C ($\sigma= 1,4$) pour les IF1a, - 3,7 °C ($\sigma=2,1$) pour les IF1b, -3,1 °C ($\sigma= 2,1$) pour les IF2 et enfin -2,8 °C

($\sigma = 1,4$) pour les IF3. L'analyse de ces chiffres ne permet pas de faire une discrimination entre les types d'inclusion fluide sur la base de la Tmice. Cependant, ces résultats sont tous en faveur d'une faible salinité des inclusions fluides (Roedder, 1984). Toutefois, l'histogramme (Fig. 5.9) permet de faire des commentaires quant à la répartition des valeurs de Tmice. Les IF1a ont des Tmice se situant entre -2 et -6 °C tandis que celles des IF1b se situent entre -3 °C et -6 °C avec une valeur à -10 °C. Les IF2 ont des Tmice qui se situent entre 0 et -8°C tandis que les valeurs pour les IF3 se situent entre -2 et -5 °C.

5.2.3.4. Température eutectique

25 mesures de température eutectique (Te) ont été effectuées : 11 pour les IF1a, 9 pour les IF1b, 3 pour les IF2 et 2 pour les IF3 (Fig. 5.10, Tabl. 5.1, Annexe 5.1). La moyenne obtenue avec les IF1a est de -28,8 °C, de -24,4 °C pour les IF1b, de -29,9 °C pour les IF2 et de -38,7 pour les IF3. L'analyse de l'histogramme permet de noter une grande dispersion des valeurs de Te pour les différents types d'inclusion fluide. Les Te des IF1a se situent pour l'essentiel autour de -21 °C, avec une valeur à -23 °C et deux autres autour de -56 °C . Les IF1b ont des valeurs de Te plus étalées, avec deux valeurs respectivement de -21° C et de 26° C; et une valeur respectivement à -20, -22, -23, -28 et -35°C. Les IF2 ont 2 valeurs Te de -28°C et une valeur à -34 °C . Les IF3 présentent une Te à -22 °C et une autre à -56 °C .

5.2.3.5. Température d'homogénéisation totale

97 mesures de température d'homogénéisation totale (Th) ont été enregistrées, comprenant : 46 IF1a qui ont donné une moyenne de 289 °C ($\sigma=20$), 31 IF1b avec une moyenne de 274 °C ($\sigma=20$), 10 IF2 qui ont 156 °C ($\sigma=34$) pour moyenne (Fig. 5.11; Tabl. 5.1; Annexe 5.1). Les valeurs obtenues varient entre 97 °C et 332 °C. L'analyse de l'histogramme des Th (Fig. 5.11) en fonction du type d'inclusion fluide suggère la répartition en deux groupes distincts. Le groupe à Th entre 100 °C et 240 °C comprenant exclusivement les IF2 tandis que le groupe à Th entre 240 °C à 340 °C comprend à la fois les IF1a et IF1b. L'interprétation de cet histogramme et les données de la pétrographie des inclusions fluides permettent de supposer l'existence de deux générations de fluides. En vue de tester cette hypothèse, l'histogramme Tmice vs Th a été réalisé. Sur ce diagramme (Fig. 5.12), les deux groupes sont encore très distincts. Toutefois, la grande dispersion des valeurs de Tmice fait que ce diagramme ne permet pas une meilleure caractérisation de deux types de fluides. En effet, les valeurs de Th seules semblent contrôler la discrimination en IF1 et IF2.

Les mesures de Th ont été effectuées sur les inclusions fluides IF1a et IF1b qui constituent des FIA et dont la différence du rapport volumétrique des phases a été indiquée plus haut. Il est ressorti de cette analyse que ces différents sous-types d'inclusions fluides, que l'on peut interpréter cogénétiques, ont des Th similaires (avec $\sigma=20$ °C) (Fig. 5.13). Cela permet de confirmer le deuxième critère d'immiscibilité des fluides (Ramboz *et al.*, 1982a, b).

5.2.4. Synthèse et interprétation des données microthermométriques

Les mesures de $T_{m\text{CO}_2}$ ont permis d'obtenir une moyenne de -57,7 °C pour les IF1a et de -58 pour les IF1b avec des déviations standards respectives de 0,8 et de 1,1. Cette température moyenne est légèrement plus basse que la température de fusion du CO_2 pur même si elle lui est très proche. Cela suggère la présence d'autres phases que le CO_2 .

Pour les températures de fusion de la glace, les moyennes de -3,5 ($\sigma=1,4$) et de -3,7 ($\sigma=2,1$) ont été obtenues respectivement pour IF1a et IF1b. IF2 et IF3 ont donné respectivement -3,1 ($\sigma=2,1$) et -2,8 ($\sigma=1,4$). Ces valeurs traduisent une faible salinité (inférieure à 10% en poids équiv. NaCl) des fluides qui ont généré ces différents types d'inclusions fluides, en particulier des inclusions fluides IF1a et IF1b.

Les moyennes de température eutectique de -28,8°C obtenue pour IF1a et de -24,4°C pour IF1b sont en faveur de la présence d'autres sels que NaCl dans les fluides sources. Toutefois, un nombre relativement grand (10) de valeurs de Te se situent autour de -21°C ($\text{Te H}_2\text{O-NaCl} = -21,2^\circ\text{C}$). D'autres valeurs (4) de Te se situent autour de -23 °C proches du Te du système $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$ (-22,9°C). Les IF1a ont donné deux valeurs autour de -56°C voisines de la température eutectique du système $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (-52 °C). Le système $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl-CaCl}_2$ peut être interprété comme représentatif du fluide à l'origine des VPS aurifères.

Les IF1a et IF1b ont donné respectivement, comme moyennes de $T_{m\text{clath}}$, 9,2 ($\sigma=0,5$) et 9,6 ($\sigma=0,5$). Ces valeurs plus élevées, même si elles sont proches de 9,1 °C qui

est la température de fusion du clatharate à H₂O-CO₂ uniquement, présument la présence d'autres phases en plus des deux premières citées.

Les valeurs de Th ont donné une moyenne de 289 °C ($\sigma=20$) et de 274 °C ($\sigma=20$) respectivement pour IF1a et IF1b. Ces moyennes sont similaires pour ces inclusions fluides qui constituent des FIA, c'est-à-dire qui coexistent ensemble, avec des proportions de phases différentes : premier critère d'immiscibilité (Ramboz *et al.*, 1982). Cette similitude de Th permet de valider le deuxième critère d'immiscibilité de fluide. Le troisième et dernier critère qui a trait à la pression à l'intérieur des inclusions fluides, ne nous semble pas possible à déterminer avec les équipements disponibles.

Le diagramme Tmice vs Th a été construit en vue d'analyser la possibilité de discrimination entre fluides à l'origine de IF1 et de IF2. Le diagramme obtenu ne présente qu'une distinction à partir de la Th uniquement ce qui n'est pas suffisant pour conclure à une différentiation entre fluides puisque les salinités ne sont pas distinctes.

5.3. Spectrométrie de RAMAN

En vue de connaître la composition des inclusions fluides individuelles, les données microthermométriques ont été couplées avec celles de l'analyse spectrométrique de Raman (Pasteris *et al.*, 1988; Wopenka *et al.*, 1990; Burke, 2001). Toutefois, seul un nombre limité d'espèces chimiques peut être analysé par cette technique. Il s'agit des espèces gazeuses polyatomiques (H₂O, CO₂, N₂, CH₄, etc.) et quelques espèces polynucléaires en solution (HS⁻, SO₄²⁻, etc. ; Burke, 2001). Par conséquent, la composition en sels tels que NaCl, KCl, CaCl₂ n'a pu être déterminée à l'aide de l'équipement utilisé.

5.3.1. Protocole expérimental

Certaines des d'inclusions fluides déjà analysées pour la plupart par microthermométrie ont été choisies sur la base de leur grande taille et de leur qualité optique. Ces restrictions ont limité sérieusement le champ d'investigation par cette technique.

L'expérimentation consiste à monter des lames minces doubles polies sous un microscope connecté à un spectromètre de Raman.

Le dispositif utilisé fut le « renishaw inVia Reflex confocal laser Raman spectrometer ». Le champ spectral détecté par cet appareil se situe entre -1000 et 9000cm^{-1} (514,5 nm) et de -1000 à 3300 cm^{-1} (785 nm) avec une résolution spectrale ≤ 1 longueur d'onde (514,5 nm), une précision de balayage $> 30\%$, une reproductivité $\leq 0,25$ longueur d'onde, une dispersion spectrale de 0,6 longueur d'onde /pixel (2400 gr/mm; 514,5 nm). L'amplification de 10 à 100 μm est contrôlée par logiciel avec une résolution à diamètre $\leq 1\mu\text{m}$ (514,5 nm laser) sur une plaque horizontale ou $< 2\mu\text{m}$ dans la direction verticale. Les bruits enregistrés sont $< 4-7\text{ e/pixel}$ et les courants sombres $< 0,0015\text{ e/pixel/sec.}$

En vue de vérifier le calibrage de l'appareillage de mesure, avant et après toute série d'analyses, un échantillon standard, dont on connaissait la signature spectrale, était toujours analysé. Les résultats directement visibles à l'écran de l'ordinateur permettaient de noter une superposition quasi parfaite entre la courbe obtenue et la courbe connue du standard. À chaque mesure, il a été procédé à plusieurs répétitions en modifiant parfois les temps d'exposition de l'échantillon. Le courant utilisé était à 7,2 A, la puissance du

laser (514,5 nm) était de 20 mW. Le temps d'exposition de l'échantillon était généralement de 30 secondes et pouvait être augmenté à 60 secondes ou 120 secondes lorsque l'obtention du signal adéquat le nécessitait.

Pour estimer d'éventuelles interactions avec le N₂ ambiant dans la salle d'expérimentation, des mesures étaient effectuées sur des zones neutres (quartz) régulièrement. En vue de tester la possibilité de la modification de la composition du fluide pendant la microthermométrie, des portions non analysées par microthermométrie de certains échantillons ont fait l'objet d'analyse. Les résultats obtenus du test ont été comparés à ceux de l'échantillon analysé par microthermométrie.

En effet, pour les différentes inclusions fluides analysées, une mesure a été faite pour chacune des phases reconnaissables (Fig. 5.14). Ensuite, la connaissance du rapport volumétrique ou spatial des phases permet de rapporter les résultats ainsi obtenus sur l'ensemble de chacune des phases de l'inclusion fluide analysée. On détermine ainsi la composition globale des inclusions fluides. Pour ce faire, il est fait appel à la formule suivante (Pasteris *et al.*, 1988; Burke, 2001):

$$X_a = [A_a / (\sigma_a \zeta_a)] / [A_i / (\sigma_i \zeta_i)] \text{ avec,}$$

X_a = fraction molaire de l'espèce a

A_a = aire du pic de a

σ_a = section de Raman de a

ζ_a = rendement de l'appareil

Les spectres correspondant aux zones de pic des différentes espèces communes sont connus. Ainsi on a par exemple 1388 cm^{-1} et 1285 cm^{-1} pour le CO₂, 2331 cm^{-1} pour N₂ et 2917 cm^{-1} pour CH₄ (Burke, 2001). Les valeurs de sigma sont respectivement de 2,5 (somme des deux pics), 1 et 7,5 pour CO₂, N₂ et CH₄ (Burke, 2001). Le rendement de l'appareil est déterminé par calibrage avec mélange de gaz synthétiques. Les valeurs de 0,5 ; 1 et 1 ont été utilisées respectivement pour CO₂, N₂ et CH₄. A (aire de pic) est calculée automatiquement par le logiciel de gestion des mesures. Les fractions molaires des différentes espèces ont ainsi été calculées à partir des données d'analyse (Annexe 5.2; Tabl. 5.2). Les photos des inclusions fluides analysées ont été par ailleurs prises systématiquement pour faciliter les calculs et interprétations.

5.3.2. Résultats de la spectrométrie de RAMAN

La spectrométrie de Raman (Annexe 5.2) a été effectuée exclusivement sur les IF1. Du fait des restrictions liées à la taille et à la qualité optique, les IF2 et IF3 n'ont pu être analysées.

L'apport principal de cette technique a été la mise en évidence d'autres phases gazeuses associées au CO₂ dans les IF1. Il s'agit essentiellement de N₂ avec peu de CH₄ (Fig. 5.15), de SO₂ et de H₂S. Cette analyse spectrométrique a permis de confirmer la composition carbonique des IF1 de façon générale et de déterminer leur composition semi-quantitative (Fig. 5.16).

5.3.3. Interprétation et discussion des résultats de Spectrométrie de RAMAN

Le rôle probablement plus important du fluide à l'origine des IF1 dans la mise en place des VPS et dans leur minéralisation a été suggéré par l'étude pétrographique des inclusions fluides.

Les résultats de la spectrométrie de Raman ont permis d'identifier d'autres phases gazeuses, autres que le CO₂ dans ces IF1. Il s'agit du N₂ plus abondant que le CH₄, le SO₂ et le H₂S (Tabl. 5.2). L'analyse de Raman a aussi indiqué une proportion plus importante de N₂ par rapport au CH₄. Cela a également été observé, pour les gisements similaires en Australie (Mernagh, 2001), localisés plus loin des marges actives. L'abondance en N₂ peut être due à la source plus superficielle du fluide minéralisateur ou à son interaction avec la roche encaissante sédimentaire (Mernagh, 2001). La deuxième hypothèse semble plus plausible d'autant plus qu'il n'y a quasiment pas de zone de réaction métamorphique importante entre les VPS et la roche encaissante sédimentaire suggérant un équilibre ultérieur entre le fluide minéralisateur et cette dernière. Dans les gisements de Fosterville en Australie, la présence de CH₄ et de N₂ dans les inclusions fluides est interprétée en terme d'interaction du fluide minéralisateur avec la roche sédimentaire encaissante charbonneuse (Bierlein et Maher, 2001; Uemoto *et al.*, 2002).

5.4. Synthèse et interprétations des données des inclusions fluides

L'étude pétrographique des inclusions fluides a permis de présumer le rôle prépondérant des IF1 (IF1a et IF1b) dans la mise en place des VPS et probablement dans la minéralisation aurifère de celles-ci. Les données microthermométriques et de la spectrométrie de Raman sur ce groupe d'inclusions fluides peuvent être interprétées pour déduire les caractères du fluide minéralisateur, les conditions et les mécanismes de mise en place des VPS et de la minéralisation aurifère.

5.4.1. Caractères physico-chimiques du fluide minéralisateur

5.4.1.1. Composition chimique du fluide

Les IF1a et IF1b, représentant probable du fluide minéralisateur, sont respectivement de composition carbonique et aqueuse carbonique. Les TmCO₂ de -57,7 °C et de -58 °C respectivement pour IF1a et IF1b, de même que les Tmclath de 9,2 °C et de 9,6 °C obtenus par microthermométrie ont suggéré la présence d'autres phases associée au CO₂. Cela a été confirmé par la spectrométrie de Raman qui a mis en évidence la présence de peu de N₂, très peu de CH₄, de SO₂ et de H₂S.

Les moyennes de Tmice de IF1a et IF1b sont respectivement -3,5 et -3,7 °C. Cela suggère une faible salinité (<10 % en poids de NaCl équiv.) pour le fluide d'origine.

Un nombre relativement élevé de valeurs de Te se situent entre -21 et -22 °C comprenant le Te du système H₂O-NaCl (-21,2°C). Il peut être déduit que le fluide à l'origine des IF1 est composé en terme de sel de NaCl essentiellement. Cependant, des

valeurs de -56°C et de -22,9 °C obtenues pour IF1a suggère l'existence respectivement de CaCl₂ et de KCl dans le système.

La moyenne de TmCO₂ de IF1a est de -57,7 °C alors que celle de IF1b est de -58 °C. Ces moyennes sont proches, mais plus basses que -56,6 °C qui est la température de fusion du CO₂ pur. En outre, la moyenne de Tmclath est aussi élevée pour les IF1a et IF1b. Elle est de 9,2 pour IF1a et 9,6 pour IF1b alors que la Tmclath du CO₂-H₂O est de 9,1. Ces données suggèrent la présence dans ces inclusions fluides d'autres phases que le CO₂, mais en quantité faible. Cela a été confirmé par la spectrométrie de Raman. Cette technique a permis de mettre en évidence une quantité faible de N₂, peu de SO₂, de CH₄, et de H₂S ; CO₂ et H₂O demeurant les composés essentiels de l'inclusion fluide (Tabl. 5.2).

Pour la construction des isochores en vue de l'estimation des conditions P-T de piégeage des IF1, interprétés comme représentant le fluide minéralisateur , le système H₂O-CO₂-NaCl a été utilisé dans le programme Flincor (Brown, 1989). Les programmes informatiques pour les systèmes plus complexes à N₂ et à CH₄, , tels ceux en développement par Bakker (Bakker, 1997, 2003a, b) sont soit en cours de construction, soit requierent d'autres types de mesures non réalisables au moment de la rédaction de cette thèse, soit demandent beaucoup de réajustements des mesures pour être interprétables.

5.4.1.2. Pression-Température de formation du fluide minéralisateur

Pour le calcul des isochores, le programme informatique Flincor (Brown, 1989) a été utilisé. Il permet non seulement de calculer les différentes pressions et températures pour chaque isochore correspondant à l'inclusion fluide concernée, mais permet aussi de calculer la densité et la salinité du fluide au moment du piégeage. Pour la construction de ces isochores (Roedder, 1984; Bodnar, 1993), seules les inclusions fluides IF1 (a et b) ont été utilisées, étant admis que ces dernières représentent le fluide à l'origine des VPS et probablement de la minéralisation aurifère. En utilisant l'intervalle de température (325 à 375 °C) mais aussi la Th des IF1a (moyenne de 289°C) et IF1b (moyenne de 274°C), obtenue à partir du diagramme température / Log aS₂, supportée par les Th des IF1, la fourchette de pression correspondante a pu être interprétée sur l'intervalle de température de 274 à 375°C. Elle se situe alors entre 1,9 et 5,7 kbar (Fig. 5.17a). Toutefois, il convient de souligner la pente relativement faible des isochores conduisant à une marge importante d'imprécision dans la détermination des pressions ce qui explique l'intervalle large de pression obtenu. Ces pentes correspondent à une moyenne de densité globale des inclusions fluides de 0,9 g / cm³. Cette valeur a été déterminée à l'aide du programme Flincor (Brown, 1989) qui a aussi permis l'estimation d'une faible salinité variant entre 0 et 4,26 % en poids de NaCl équivalent (Annexe 5.3).

5.4.1.3. Évidences d'immiscibilité et affinement des conditions P-T

Pour mieux affiner la pression de piégeage du fluide, l'immiscibilité observée avec les IF1 sera essentielle. En effet, en premier lieu, l'étude pétrographique des inclusions fluides à permis d'identifier les FIA constitués par les IF1a et IF1b qui se distinguent par le rapport volumétrique des phases des inclusions fluides individuelles. Ces inclusions

fluides en plus d'être automorphes à sub automorphes, sont allongées suivant la direction de croissance des cristaux de quartz qui les contiennent. Cela milite en faveur du caractère syngénétique de ces inclusions fluides par rapport à la cristallisation des générations de quartz qui les contiennent, en l'occurrence le quartz1 et le quartz2, mais aussi dans le quartz inclus dans les sulfures et les altérations. Le premier critère d'immiscibilité du fluide est donc rempli.

En deuxième lieu, l'étude microthermométrique a permis de mettre en évidence que les IF1a et IF1b qui coexistent ensemble dans le même FIA avec des proportions de phases différentes, présentent des températures d'homogénéisation similaires. Cela conforte le deuxième critère d'immiscibilité.

Les deux critères essentiels d'immiscibilité du fluide étant remplis, ce mécanisme peut être interprété comme ayant prévalu pendant la formation du quartz2 et du quartz inclus dans les sulfures et les altérations associés à la minéralisation aurifère. L'immiscibilité peut être interprétée comme le mécanisme de mise en place du fluide minéralisateur des VPS à Jinping. Toutefois, il faudrait faire remarquer, contre cette interprétation, la possibilité de la transformation des inclusions fluides après leur piégeage «necking down». Ce processus n'a pas été observé dans nos échantillons étudiés. Aussi, l'éventualité d'autre mécanisme tel que le mélange de fluide n'est-elle pas entièrement à écarter?

Les valeurs de températures d'homogénéisation sont similaires pour les FIA de IF1a et IF1b, mais varient légèrement. Il est admis, en cas d'évidence d'immiscibilité du fluide, que la température minimale corresponde à la température de piégeage du fluide (Pichavant *et al.*, 1982; Ramboz *et al.*, 1982). Cette température minimale déterminée

avec l'échantillon HG-M2-2 se situe autour de 256 °C. Elle peut être utilisée pour situer, sur le diagramme P-T des isochores, la pression de piégeage et réduire, par conséquent, la fenêtre de pression interprétée. La pression correspondante se situe entre 1,8 et 3,8 kbar (Fig. 5.17b).

5.4.2. Évolution du fluide minéralisateur

A la suite cette étude des inclusions fluides, des interprétations concernant l'évolution du fluide minéralisateur peuvent être faites à partir des observations, des mesures et des diagrammes réalisés.

Le fluide minéralisateur original carbonique à aqueux carbonique a commencé à se mettre en place avec la cristallisation du quartz1. Par la suite, la cristallisation progressive, mais subséquente du quartz2, s'est accompagnée d'immiscibilité du fluide se traduisant par la formation de FIA représentés par les IF1a et IF1b. Cette immiscibilité du fluide se poursuit pendant la précipitation des sulfures et les altérations associées à la minéralisation aurifère. Toutefois, il n'est pas possible d'exclure la précipitation tardive des sulfures par rapport à ce processus.

Conclusion

L'étude pétrographique des inclusions fluides a permis de distinguer les inclusions fluides carboniques et aqueuses carboniques IF1a et IF1b. Ces inclusions fluides constituent des FIA dans le quartz2 (premier critère d'immiscibilité), mais surtout dans le quartz inclus dans les sulfures et les altérations. Elles peuvent, de ce fait, être interprétées (pas sans équivoque) comme représentant le fluide hydrothermal minéralisateur.

Les mesures microthermométriques, ont permis de révéler que ces deux sous-types d'inclusions fluides cogénétiques ont des températures d'homogénéisation totale similaires. Cela vérifie le deuxième critère d'immiscibilité. Il peut donc être admis que l'immiscibilité constitue le mécanisme qui a prévalu pendant la mise en place du fluide à l'origine des VPS aurifères.

Les analyses microthermométriques, ont permis de mettre en évidence la nature carbonique et aqueux-carbonique de ces inclusions fluides. Les TmCO₂ légèrement plus basses et les Tmclath plus élevées ont permis de supposer l'existence d'autres phases que le CO₂ dans les bulles. La spectrométrie de Raman a confirmé cette présomption en soulignant la présence, dans la phase gazeuse, de peu de N₂, de très peu de SO₂ et de CH₄ et de H₂S.

La salinité basse (<10 % en poids de NaCl équiv.) de ces inclusions fluides a été interprétée à partir des Tmice obtenues (-3,6 à -3,7 en moyenne). Cela a été confirmé à l'aide du calcul en utilisant le programme informatique Flincor (Brown, 1989) utilisé pour la construction des isochores. Néanmoins, des valeurs de Tmice suggèrent la présence occasionnelle, en plus du NaCl comme sel principal, de CaCl₂ et de KCl.

La construction des isochores dans le diagramme P-T a permis de déduire la fenêtre de pression correspondant au piégeage des inclusions fluides de type IF1. Le mécanisme d'immiscibilité mise en évidence pour les IF1 a autorisé l'utilisation de la Th minimale comme température de piégeage (256 °C). La zone de pression plus restreinte obtenue pour le piégeage des IF1 se situe entre 1,8 et 3,8 kbar.

Le fluide minéralisateur ayant été caractérisé dans ce chapitre, le chapitre suivant abordera la problématique de sa source avec l'aide de la géochimie isotopique appliquée aux VPS et aux inclusions fluides représentatives.

Figures du chapitre 5

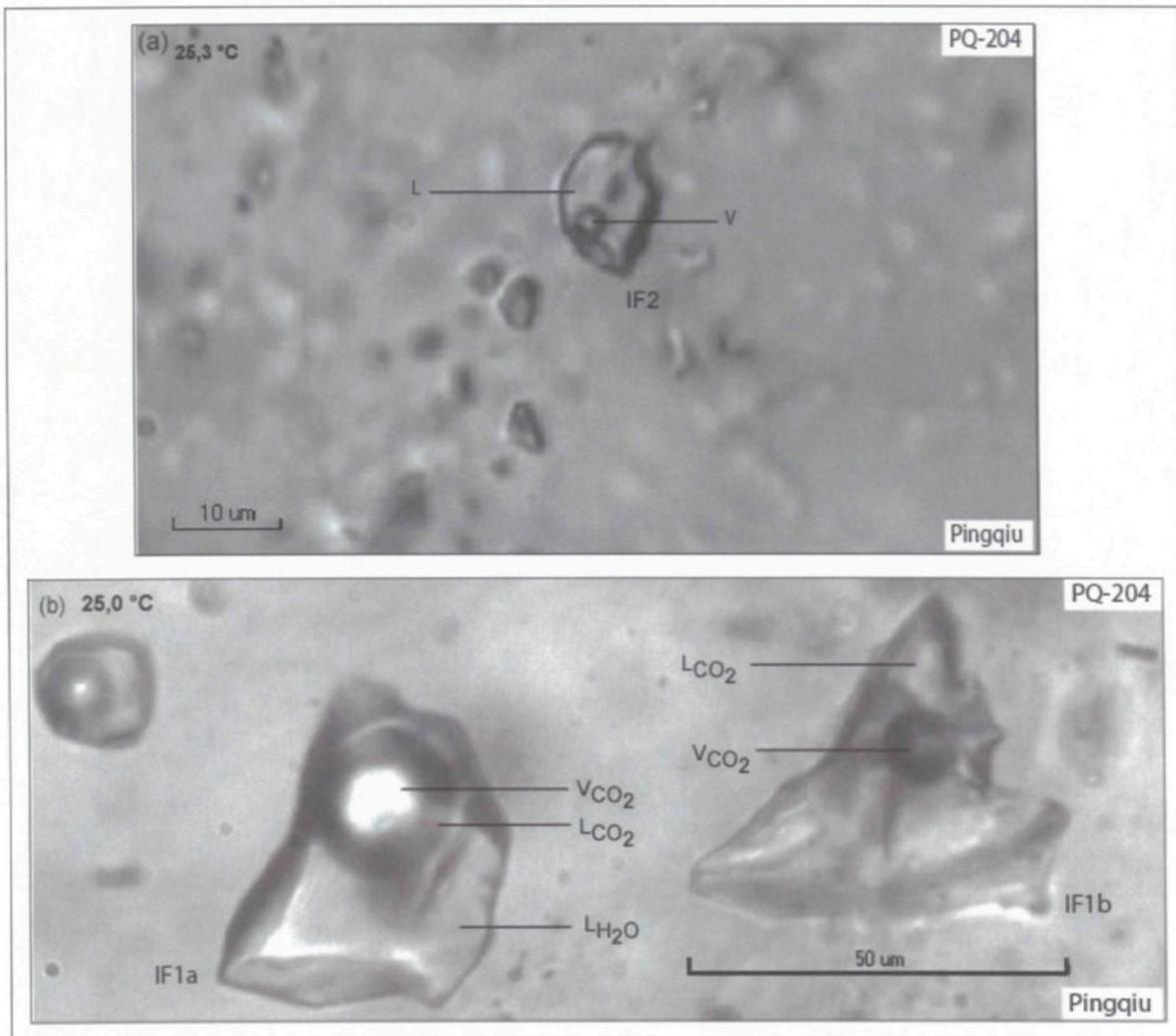


Fig. 5.1. Les principaux types d'inclusion fluide : (a) IF2 (aqueux) et (b) IF1a (aqueux carbonique) et IF1b (carbonique) ; L=liquide, V=gaz.

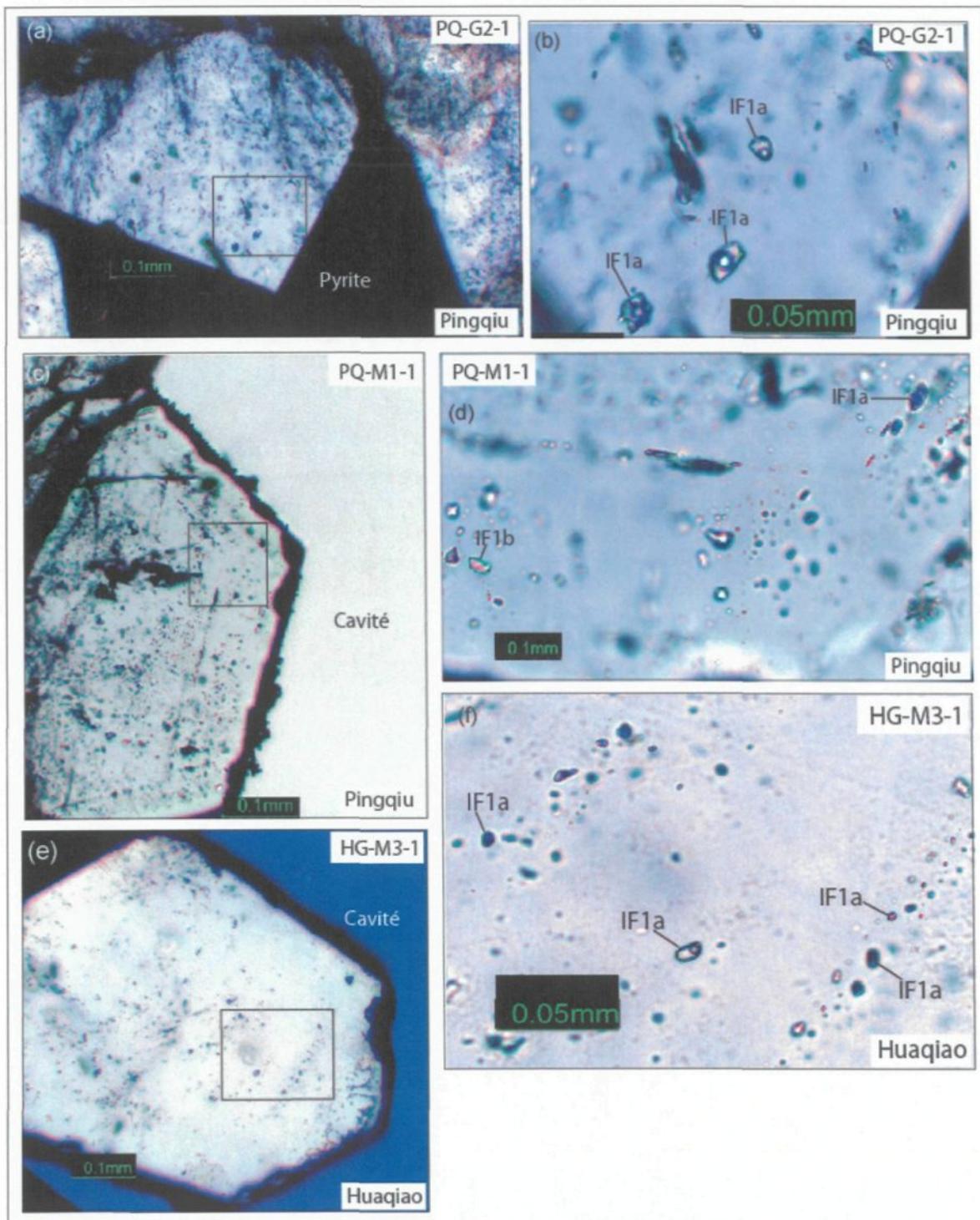


Fig. 5.2. Occurrences des IF1 dans le quartz2 ; la zone encadrée sur chaque photo de gauche est représentée sur celle à droite; (a)-(b) quartz2 à IF1a en contact avec pyrite, (c)-(d) et (e)-(f) caractère primaire des IF1 localisées dans les zones de croissance du quartz2; photographie à la température ambiante.

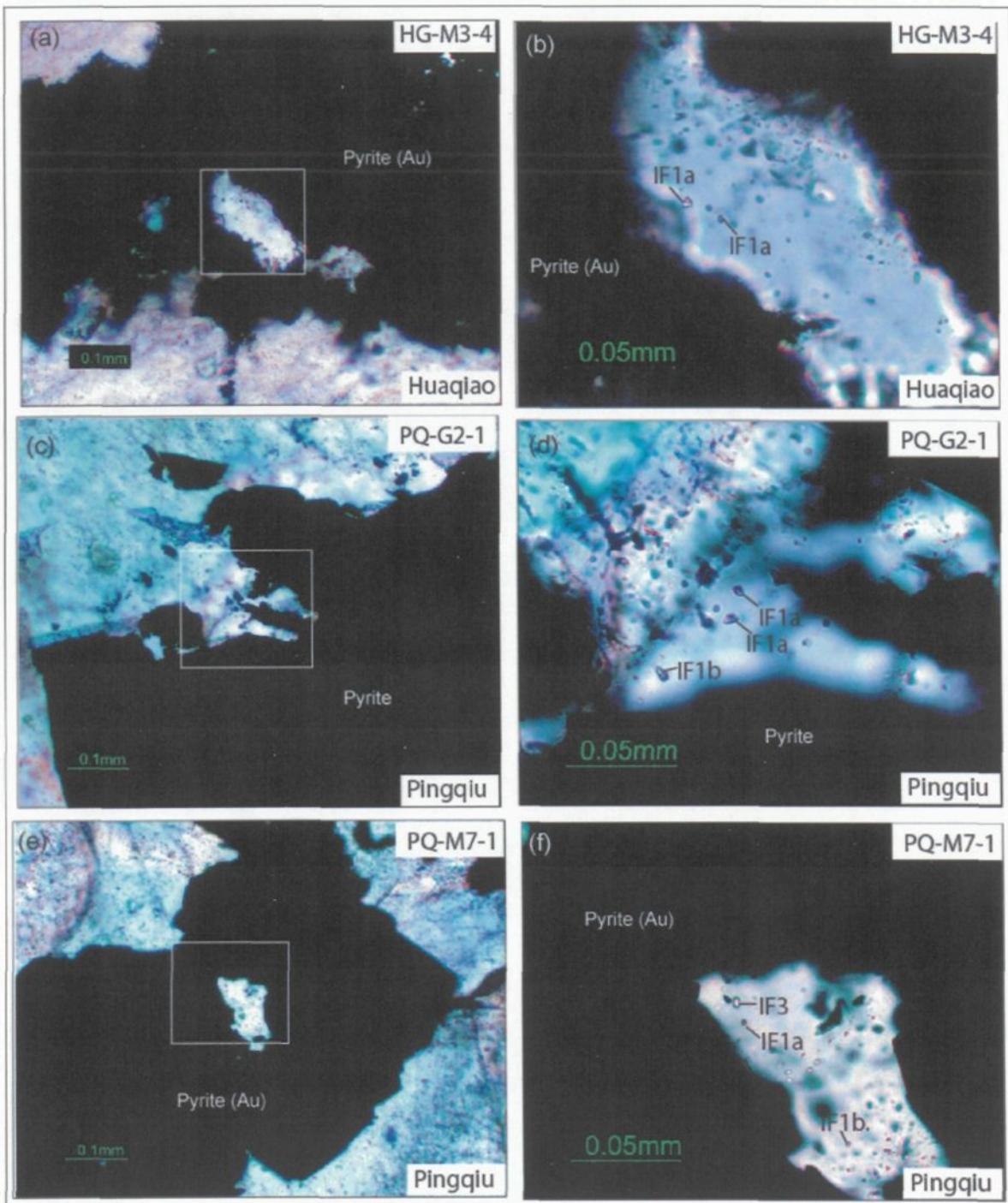


Fig. 5.3. Occurrences des IF1 dans les sulfures; la zone encadrée sur chaque photo de gauche est représentée sur celle à droite ;(a)-(b) IF1a incluses dans quartz contenu dans de la pyrite potentiellement aurifère : Pyrite (Au) car riche en terres rares; (c)-(d) interdigitation quartz-sulfure avec IF1 a et IF1b suivant la direction de cristallisation et (e)-(f) quartz inclus dans sulfure potentiellement aurifère, photographie à la température ambiante.

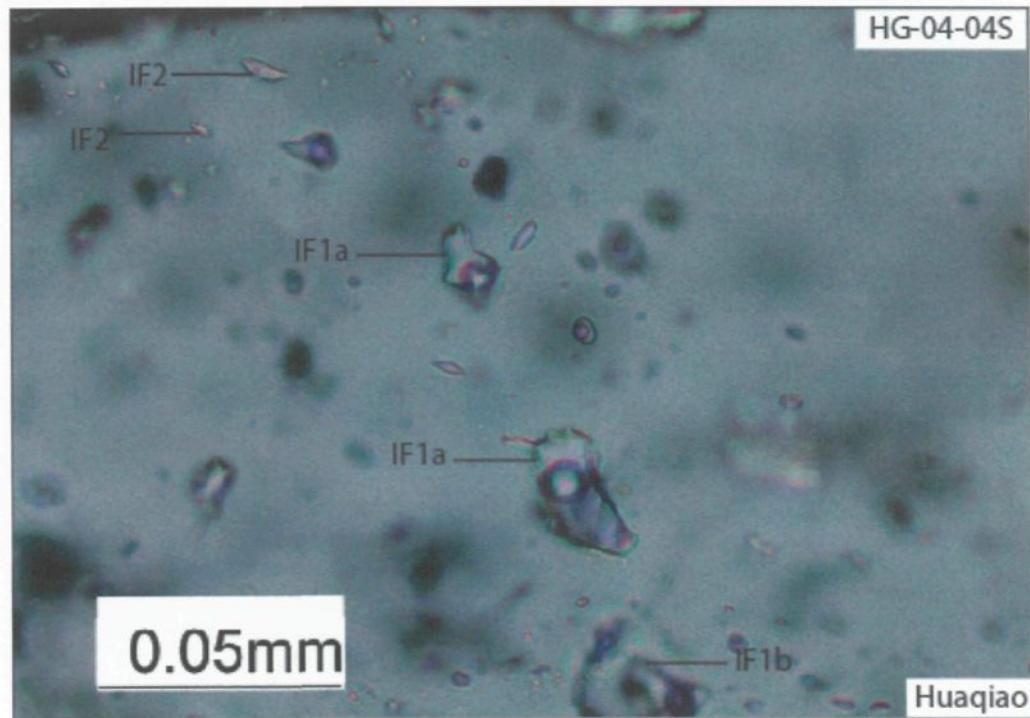


Fig. 5.4. Relation entre IF1 et IF2, les deux types d'inclusions fluides sont allongées et alignées suivant deux directions sécantes.

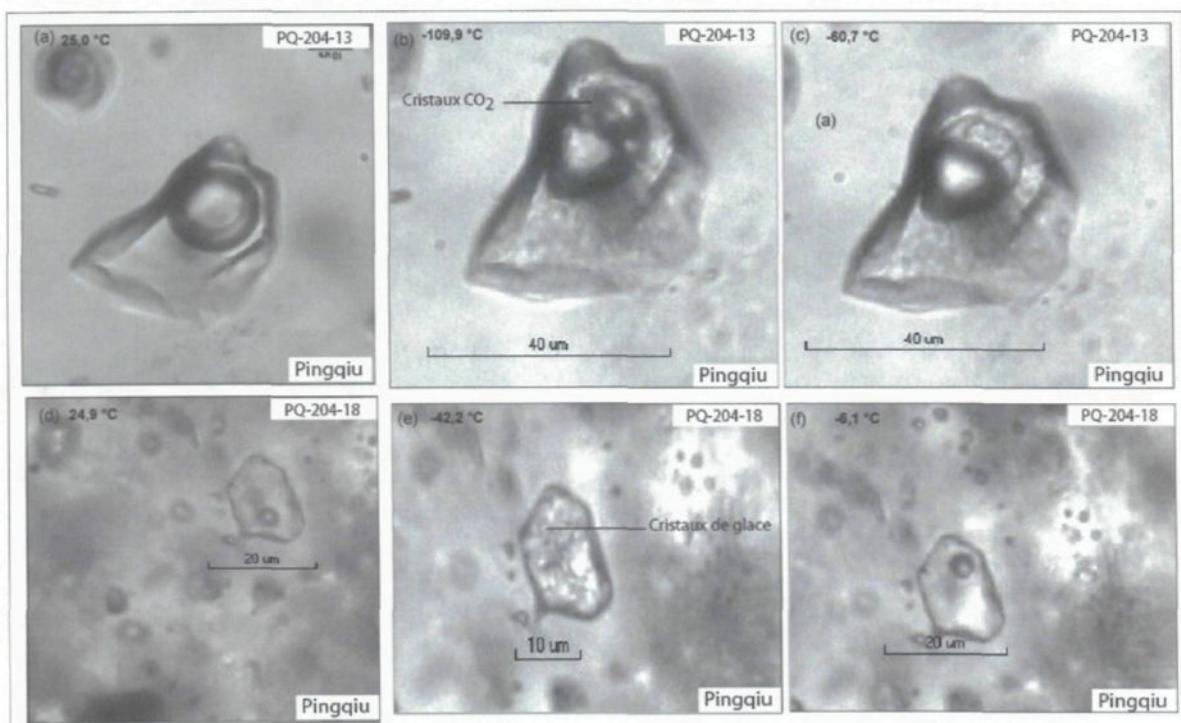


Fig. 5.5. Changements de phases observées pendant les mesures microthermométriques; exemples de la fusion de CO₂ (b) et (c) et de la glace (e) et (f) , (a) et (d) : à la température ambiante.

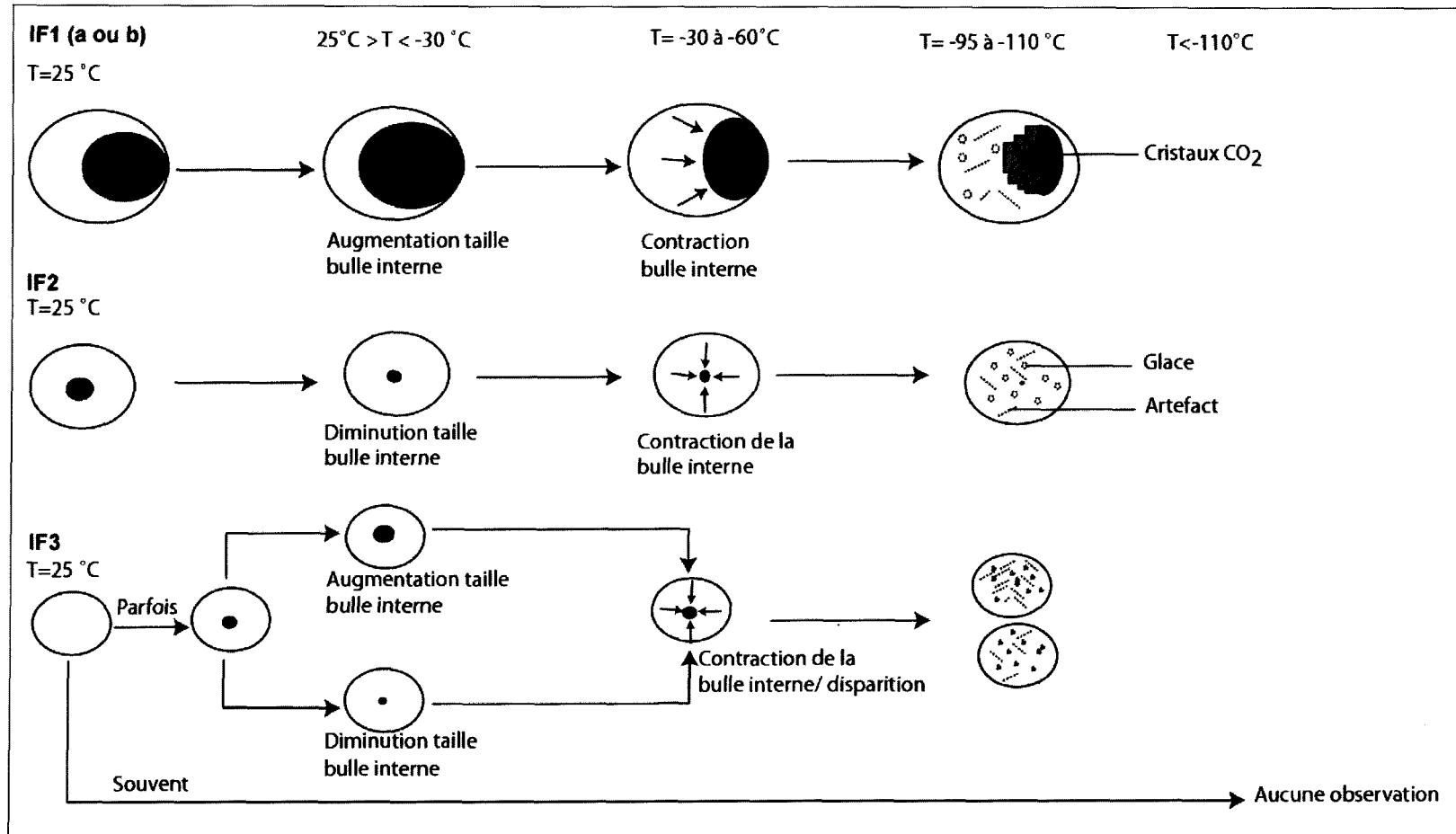


Fig. 5.6. Schéma montrant les évolutions caractéristiques des types d'inclusion fluides pendant la microthermométrie; à noter le comportement carbonique des IF1, aqueux des IF2 et mixte (aqueux ou carbonique) des IF3.

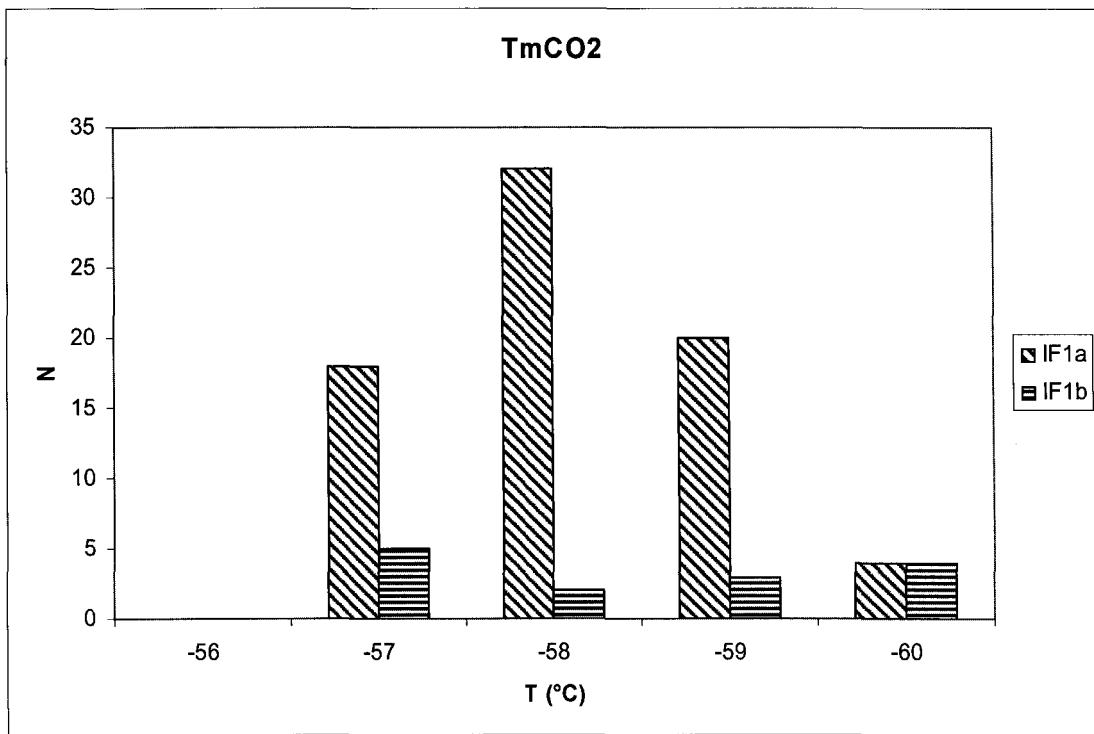


Fig. 5.7. Histogramme des TmCO₂ mesurées, se référer au texte pour les commentaires.

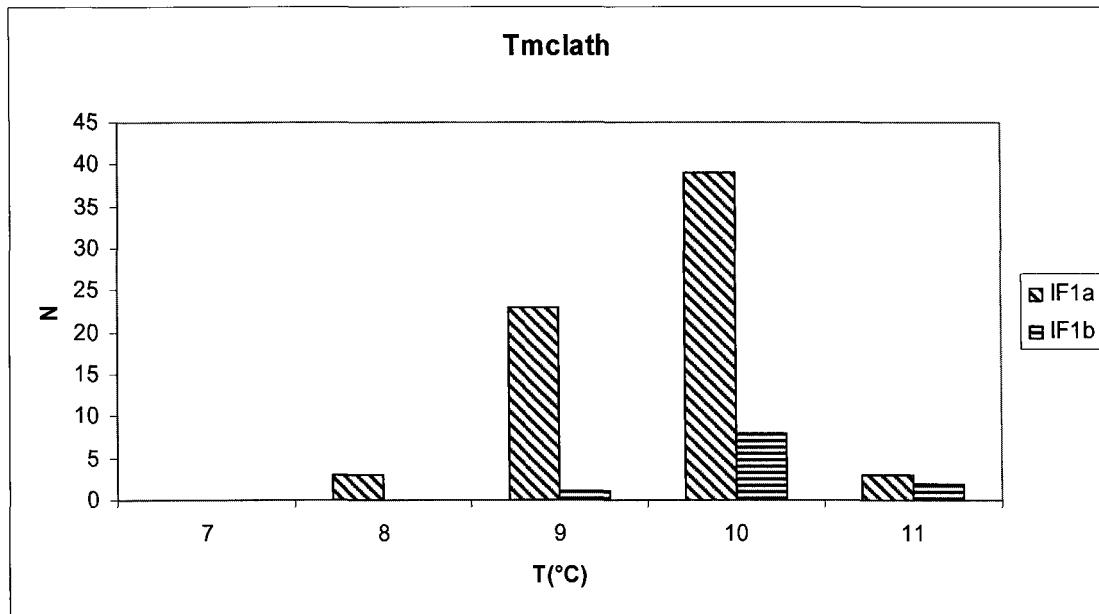


Fig. 5.8. Histogramme des Tmclath mesurées, se référer au texte pour les commentaires.

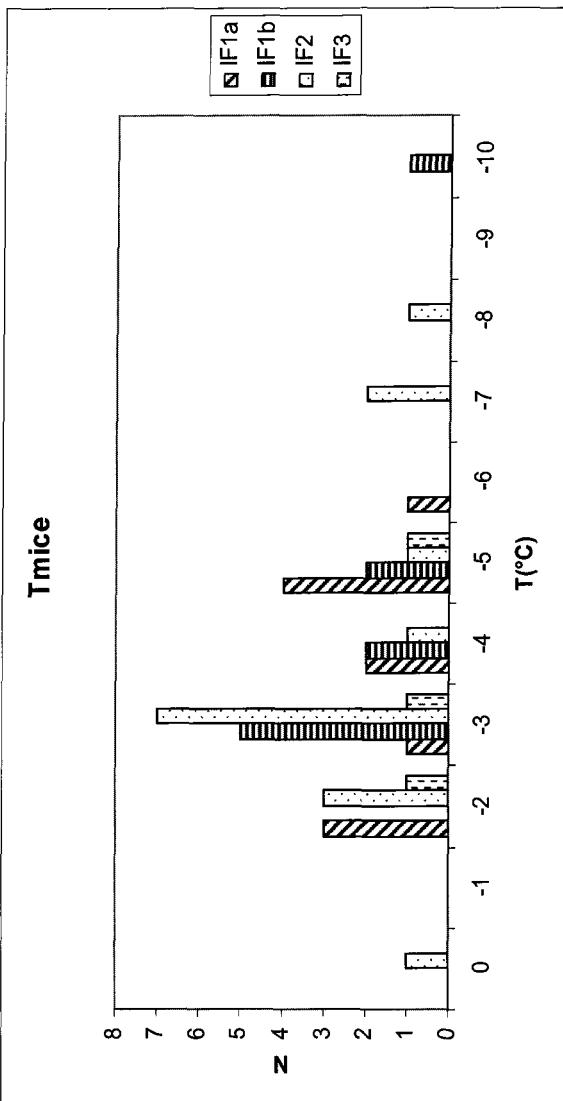


Fig. 5.9. Histogramme des T_{mice} mesurées, se référer au texte pour les commentaires.

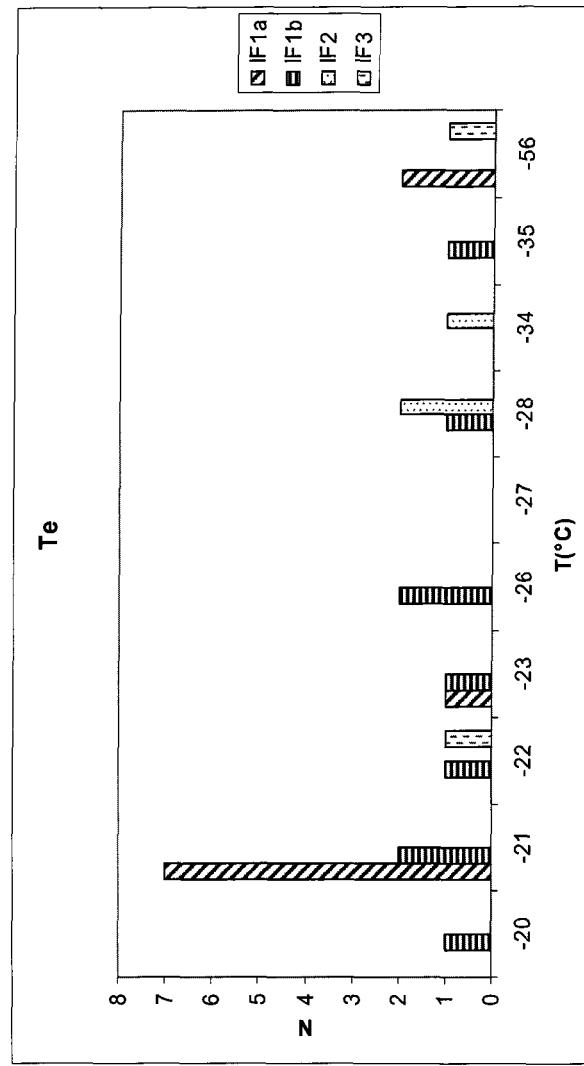


Fig. 5.10. Histogramme des T_e mesurées, se référer au texte pour les commentaires.

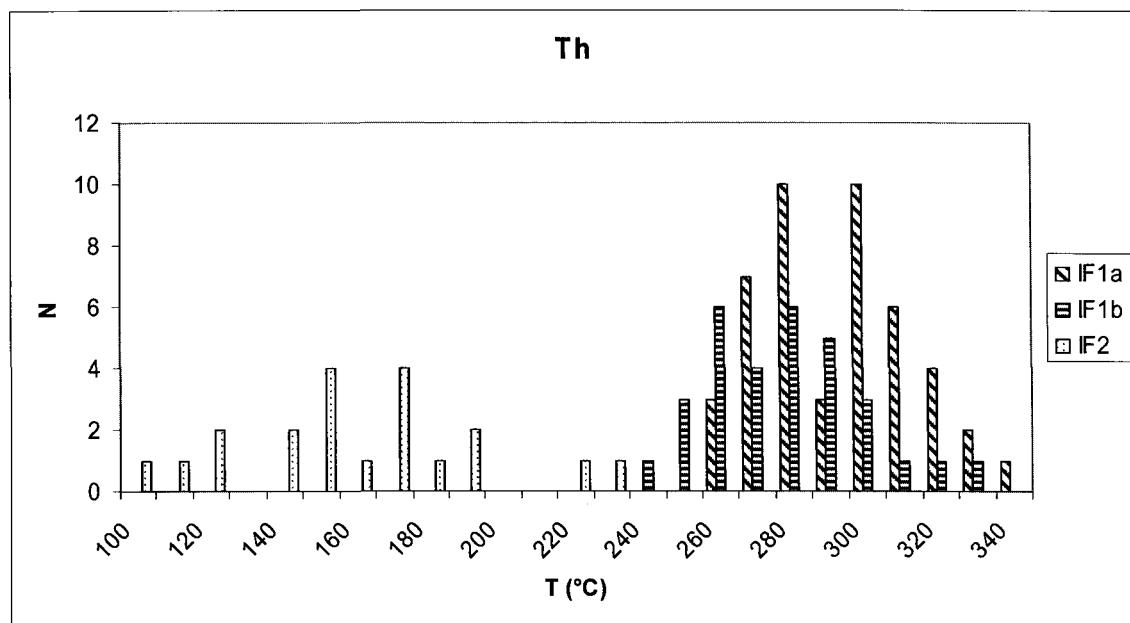


Fig. 5.11. Histogramme des Th mesurées, se référer au texte pour les commentaires.

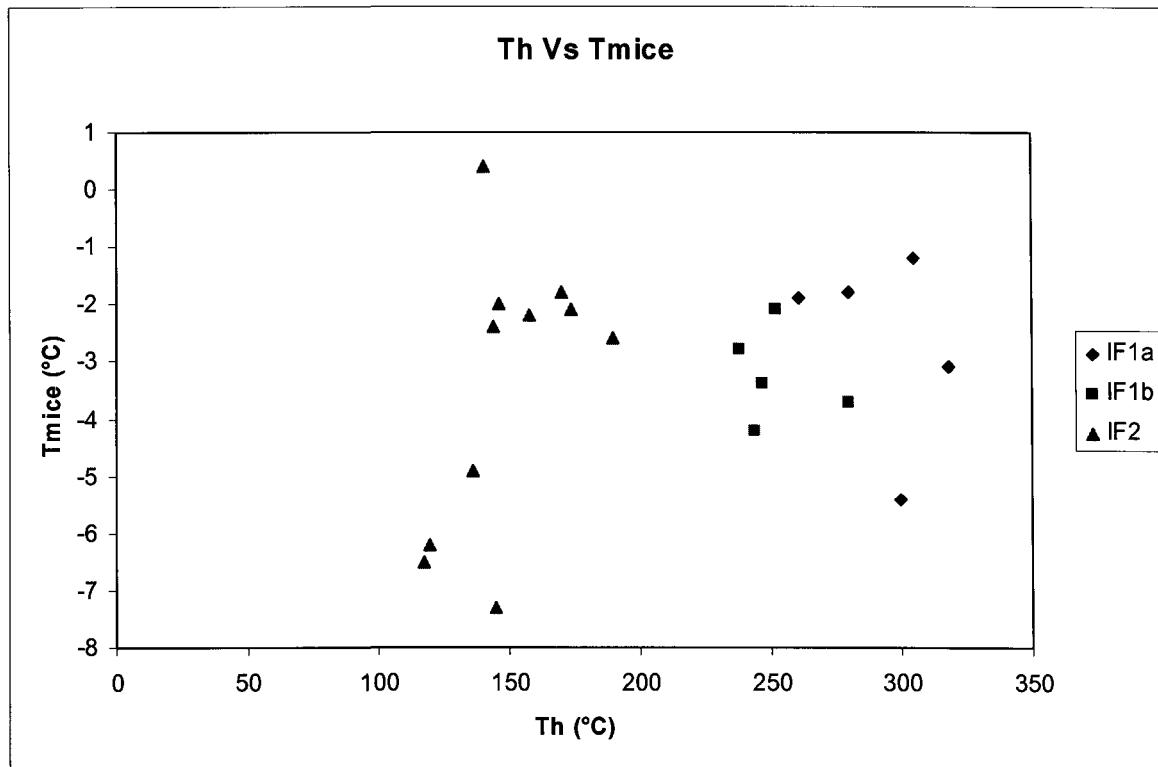


Fig. 5.12. Diagramme Tmice vs Th; se référer au texte pour les commentaires .

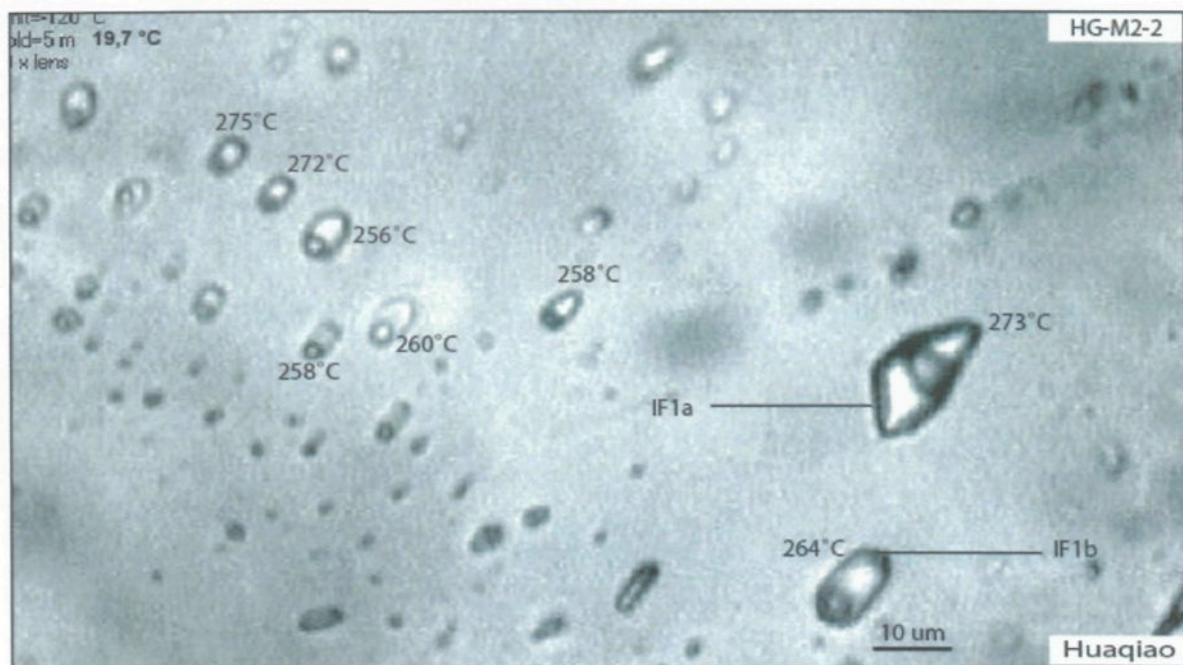


Fig. 5.13. Évidence d'immiscibilité ; IF1 cogénétiques, rapports volumétriques de phases différents, mais à Th (indiquées) similaires (Th minimum= 256 °C).

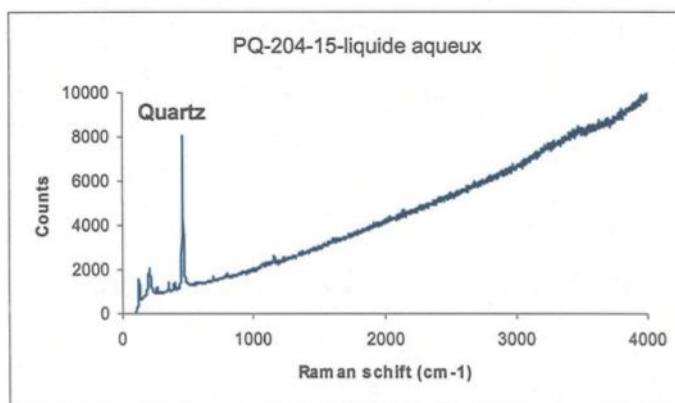
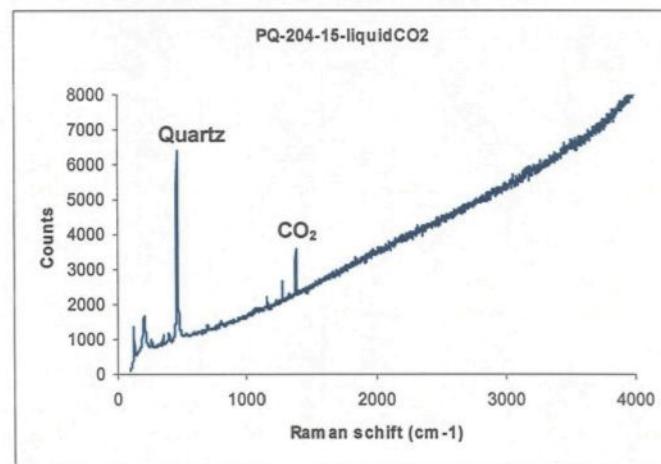
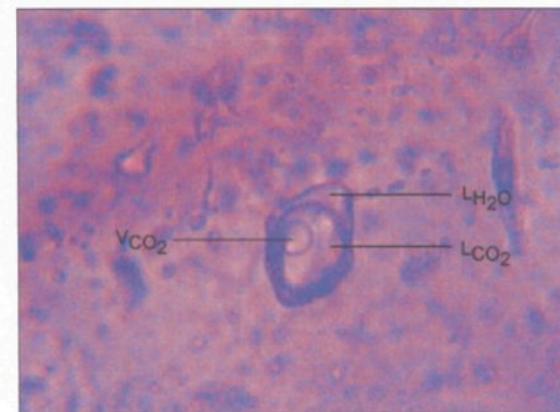


Fig. 5.14. Mesures par spectrométrie de Raman; les diagrammes obtenus correspondent respectivement à la phase interne (CO_2 liquide) et à la phase externe (liquide aqueux), photographie de l'inclusion fluide indiquée.

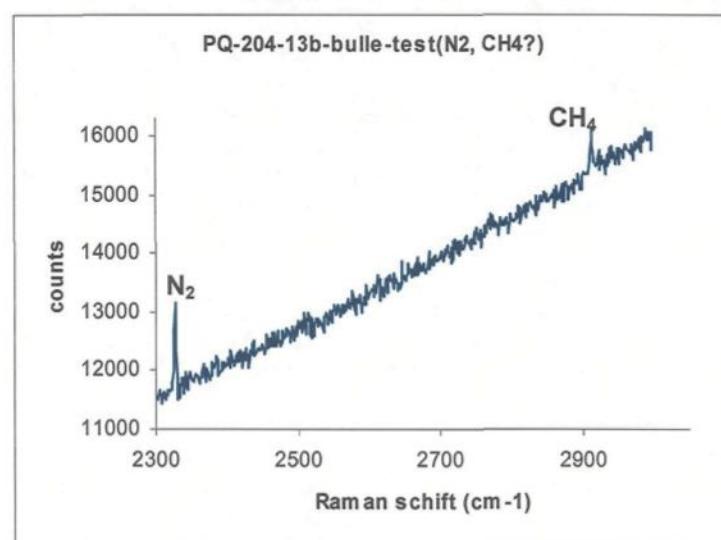
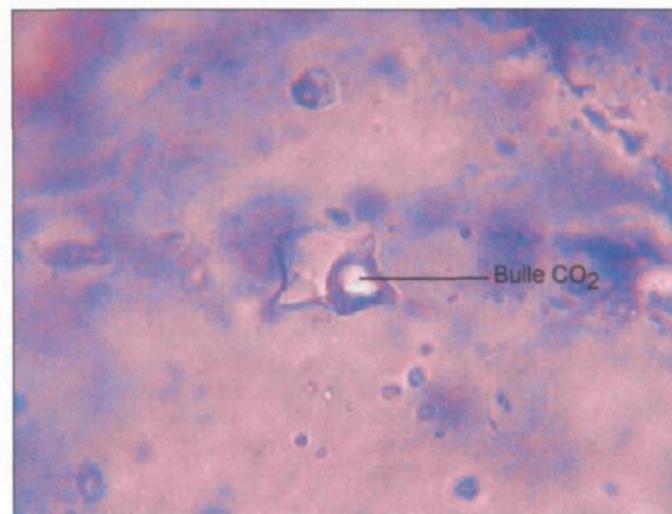


Fig. 5.15. Mise en évidence de N₂ et de CH₄ dans la phase gazeuse de IF1, photographie de l'inclusion fluide indiquée.

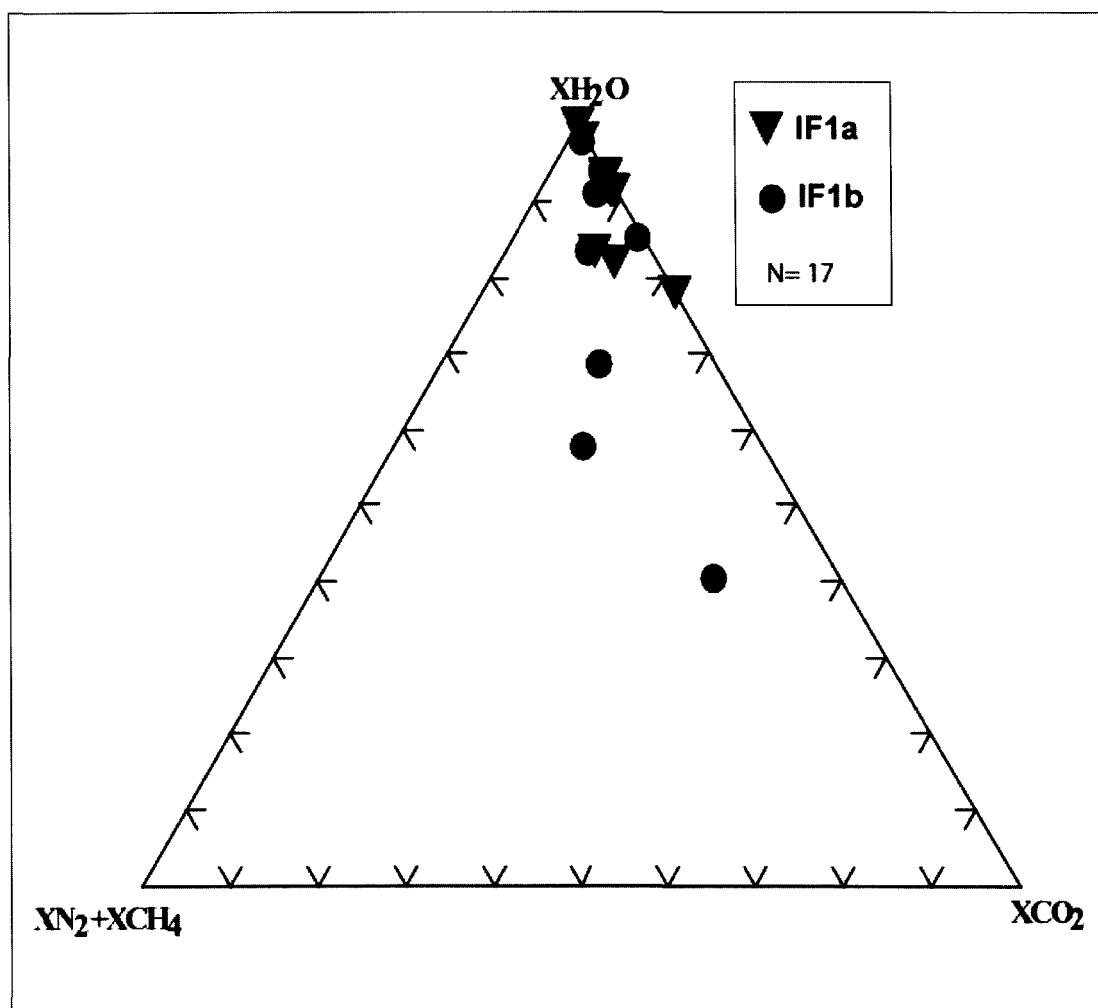


Fig. 5.16. Compositions des IF1 calculées à partir des données de spectrométrie de Raman, se référer au texte pour les commentaires.

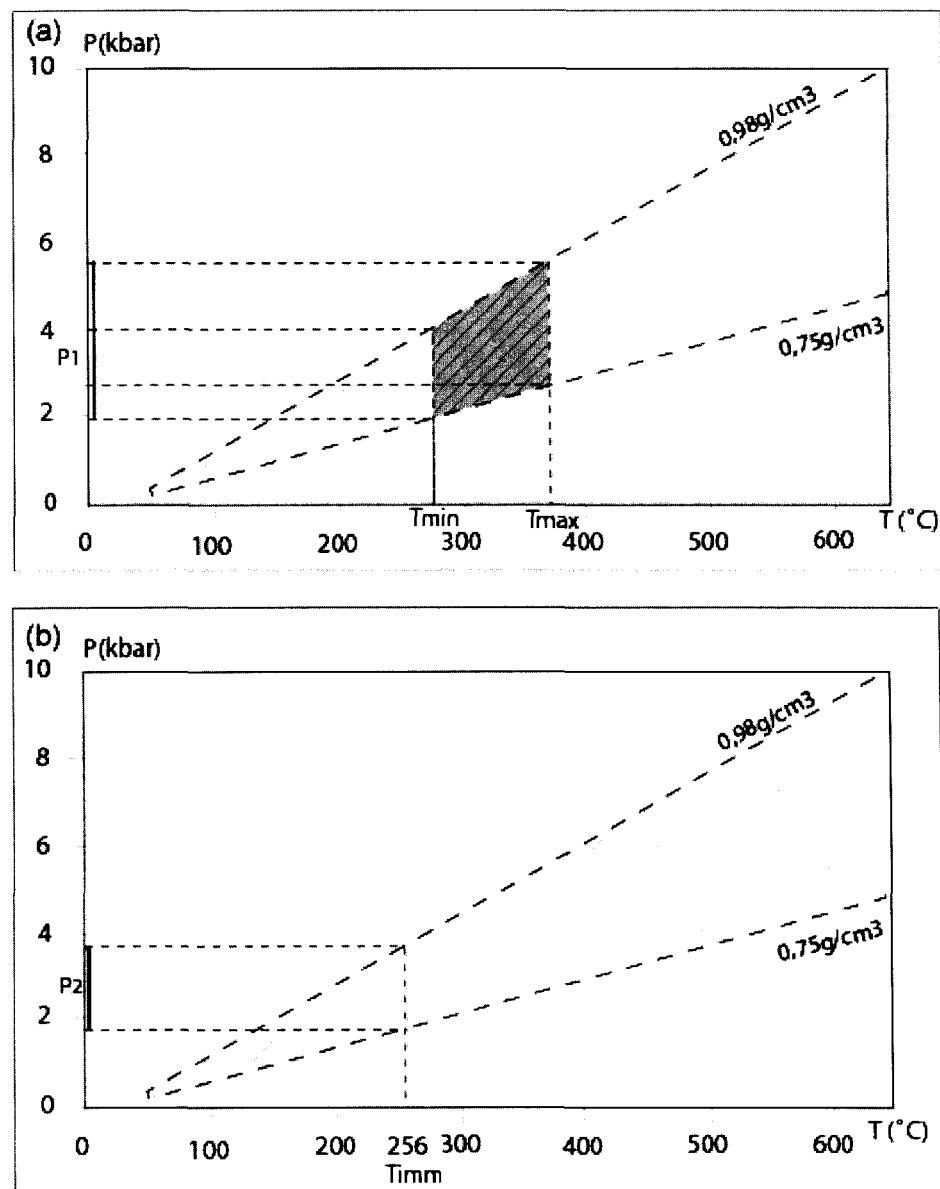


Fig. 5.17. Diagramme P-T avec localisation de la zone des isochores correspondants au IF1 (zone hachurée); (a) les T_h minimum (T_{min}) et maximum (T_{max}) des IF1 estimées permettent de définir une fenêtre de pression large (P_1) que (b) la T_h minimum obtenue (isotherme $256^{\circ}C$) de l'immiscibilité (T_{imm}) des IF1 permet de resserrer (P_2).

Tableaux du chapitre 5

Tabl. 5.1. Principales caractéristiques des types d'inclusion fluide identifiés.

Type	Occurrence	Taille	Volume bulle/total (%)	N de phase	TmCO ₂ (°C)	Tmclath (°C)	Tmice (°C)	Te (°C)	Th (°C)	Phase (h)	N (total)
IF1a	Quartz1, quartz2, quartz dans sulfures et altérations	4 à 40	10 à 80	2 ou 3	-56,6 à -59,7 N=74 M= -57,7 σ =0,8	7,8 à 10,3 N=68 M= 9,2 σ =0,5	-1,2 à -5,4 N= 11 M=-3,5 σ =1,4	-20,3 à -21,0; -23,0 et -56,0 N= 11 M=-28,8 σ = 14,2	256-332 N=46 M=289 σ =20	L ou V	112
IF1b	Quartz1, quartz2, quartz dans sulfures et altérations	5 à 50	2 à 10	2 ou 3	-56,7 à -59,6 N=14 M=-58,0 σ =1,1	8,2 à 10,2 N=11 M=9,6 σ =0,5	-2,1 à -9,2 N=10 M=-3,7 σ =2,1	-19,8 à -21,1; -22,6; -25,2 à -26,0; -28,0; -35,0 N=9 M=-24,4 σ =4,4	239-323 N=31 M=274 σ =20	L ou V	44
IF2	Quartz2, quartz3	5 à 20	0,1 à 20	2			0,4 à -7,3 N=16 M=-3,1 σ =2,1	-27,7 à -28,0 et -34 N=3 M=-29,9 σ =3,6	97-225 N=20 M=156 σ =34	L	27
IF3	Quartz2, quartz3, quartz dans sulfures et altérations	<5		1			-1,5 à -4,2 N=3 M=-2,8 σ =1,4	-21,3 ; -56,0 N=2 M= -38,7 σ = 24,5			3

N : nombre; M= moyenne; σ : écart type .

Tabl. 5.2. Données calculées à partir des mesures de spectrométrie de Raman.

No Échantillon	Type IF	XCO ₂	XN ₂	XCH ₄	XH ₂ O	XSO ₂	XH ₂ S
PQ-204-13	IF1b	0,15			0,85		
PQ-204-15		0,10	0,06	0,01	0,82	0,01	
PQ-204-13b		0,02			0,97	0,01	
PQ-204-t1		0,46	0,11	0,03	0,40		
PQ-204-t2		0,06			0,92	0,01	0,01
HG-M2-1b-6		0,18	0,12		0,65	0,05	
HG-M2-1b-9		0,21	0,19		0,55	0,04	
HG-M2-1b-10		0,07	0,02		0,90	0,01	
PQ-204-14	IF1a	0,07			0,92	0,01	
PQ-204-16		0,21			0,75	0,04	
HG-M2-1b-3		0,02			0,98		
HG-M2-1b-4		0,00			1,00		
HG-M2-1b-7		0,08			0,90	0,02	
HG-M2-1b-8		0,10	0,05	0,01	0,82	0,02	
HG-M2-1b-5		0,13	0,05		0,80	0,01	0,01
HG-M3-1b-2		0,07			0,92	0,01	
HG-M3-1b-2b		0,08			0,90	0,01	

CHAPITRE 6

ÉTUDES GÉOCHIMIQUES DES VPS ET DE LEURS ROCHES ENCAISSANTES

Introduction

Au chapitre 4, les données pétrographiques et celles de la microsonde électronique ont permis l'interprétation des relations entre d'une part les différentes générations de quartz dans les VPS individuelles et d'autre part les altérations et la minéralisation aurifère. Le chapitre 5 a permis de déduire des études des inclusions fluides, les caractères chimiques et les conditions physiques du fluide à l'origine des VPS aurifères. En appui aux éléments de réponse apportés par ces deux principaux chapitres, ce chapitre 6 va exposer l'analyse et l'interprétation des données géochimiques obtenues.

L'objectif est de pouvoir interpréter l'environnement tectonique de mise en place des turbidites régionales, en comparaison avec les gisements similaires en Australie, d'analyser les interactions fluide-roche à l'aide de l'estimation des pertes et gains relatifs en éléments chimiques s'inspirant du calcul de balance de masse (Gresens, 1967; Nesbitt, 1979; Grant, 1986; Leitch et Lentz, 1994), d'interpréter la source du fluide à l'origine des VPS et d'estimer l'âge de ces dernières.

Pour ce faire, les données d'analyse géochimique (éléments majeurs, en traces et des terres rares) seront analysées à l'aide des diagrammes usuels, en utilisant le logiciel

Minpet (Richard, 1988), en vue d'en faire des interprétations . Ensuite, les méthodes de géochimie isotopique Rb/Sr et $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ serviront à interpréter respectivement l'âge et la source du fluide à l'origine des VPS.

6.1. Caractères géochimiques des VPS et de leurs roches encaissantes

Pour les analyses géochimiques roches totales, les roches encaissantes à l'éponge et en inclusions dans les VPS ont été séparées du quartz *sensu stricto*. Dans l'optique de procéder à une comparaison avec les roches encaissantes régionales, des échantillons de roches sédimentaires ont été prélevés pendant la traverse entre les gisements de Huaqiao et de Pingqiu. Elles ont été complétées par d'autres données de roches régionales fournies par l'équipe de recherche de l'Institut de géochimie de Guiyang. Les données fournies dans la littérature pour des environnements géologiques similaires, en Australie(Bhatia et Crook, 1986) et au Canada (Sawyer, 1986), sont aussi utilisées dans les diagrammes géochimiques.

Les échantillons ont été analysés par ICP-MS, pour une part à l'Institut de géochimie de Guiyang (*Institute of geochemistry in Guiyang*), et pour autre part à l'Institut de géologie de Yichang (*Institut of Geology in Yichang*).

0,5 g de poudre d'échantillon a été dissous dans un mélange HF/HNO₃. La solution obtenue est chauffée à environ 150 °C dans une fiole en téflon, puis placée dans un four à 190 °C pendant 48 à 60 h. Elle est ensuite refroidie et diluée à 80 g avant d'être analysée par spectrométrie de masse (Wu *et al.*, 2005). Les précisions sont estimées le plus souvent à $\pm 5\%$ pour les éléments de concentration > 10 ppm et à 10% pour ceux de concentration < 10 ppm (Wu *et al.*, 2005).

Les données fournies par les laboratoires ont été testées à l'aide de standards aussi bien pour l'analyse des éléments majeurs que celle des éléments en traces et des terres rares. Les courbes de corrélation et les tests-F effectués ont donné des résultats très satisfaisants (Annexe 6.1).

6.1.1. Les éléments majeurs

Les résultats d'analyse des éléments majeurs sont présentés à l'annexe 6.2.

Pour les roches sédimentaires, il se pose la problématique de l'estimation de l'état d'altération avant et pendant le transport ou *in situ* (Sawyer, 1986). Avant d'utiliser les analyses chimiques, le CIA (*Chemical Index of Alteration*) a été déterminé comme suggéré par Nesbitt et Young (1982) pour estimer le niveau d'altération de nos échantillons :

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100,$$

en utilisant les proportions moléculaires tout en s'assurant que le CaO utilisé provienne uniquement des silicates. Les roches turbiditiques régionales ont des CIA de 41,40 à 77,94 % tandis que celles associées aux VPS présentent des valeurs entre 4,10 et 63,01 % (Tabl. 6.1). À part les valeurs très faibles, obtenues des échantillons à l'éponge des VPS ou en inclusions dans celles-ci, dues à l'altération hydrothermale plus prononcée, les CIA correspondent à une altération faible des échantillons analysés. Cela est surtout souligné par les CIA des échantillons régionaux qui sont du même ordre de grandeur que les échantillons de même contexte géologique (Bhatia et Crook, 1986; Sawyer, 1986).

La teneur (%) en SiO₂ a été aussi utilisée pour estimer la lithologie normative des roches échantillonnées. Les valeurs situées entre 60,55 et 92,47 % sont celles

interprétées comme correspondant aux greywackes et aux grès (Bhatia et Crook, 1986; Sawyer, 1986). Ces lithofaciès normatifs ont été utilisés pour les environnements géologiques similaires en faisant appel aux mêmes types de diagramme que dans cette étude (Bhatia et Crook, 1986; Sawyer, 1986).

Les échantillons de roche régionale et les roches encaissantes des VPS se situent dans le domaine de la croûte continentale sur le diagramme MgO vs TiO₂, dit *mixing diagram* (Fig. 6.1). Les échantillons sont presque alignés parallèlement à la ligne de mélange entre croûte continentale et croûte océanique. Cela suppose un tri sans perte d'élément mobile comme MgO.

6.1.2. Les éléments en traces et des terres rares

Les résultats d'analyse des éléments en traces et des terres rares sont présentés à l'annexe 6.3, avec à l'annexe 6.4 ceux des standards.

Le diagramme multiélément (*spider diagram*) étendu des résultats d'analyse normalisés à la Chondrite C1 présente une conformité entre les spectres des échantillons de VPS et des roches régionales avec celui de la croûte continentale supérieure (Fig. 6.2). Toutefois, comparativement au spectre multiélément de la croûte continentale supérieure (Fig. 6.2), les VPS sont enrichies en ETR que sont : La, Ce, Nd, Sm et Yb de même qu'en éléments de transition Hf, Y et Zr. Elles sont par contre appauvries en Nb, Ta qui sont des éléments de plus petite taille et à grande charge ionique, plus faciles à lessiver pendant les processus supergènes (Rollinson, 1993), mais aussi en Sr qui présente une plus forte anomalie négative.

Les résultats d'analyse des éléments des terres rares (ETR) normalisés par les valeurs de Chondrite C1 ont donné les spectres des terres rares de la figure 6.3. Ceux des VPS et de leurs encaissants ainsi que des turbidites régionales sont similaires à celui de la croûte continentale supérieure. Il faut noter un enrichissement en ETR de celles-ci (épontes VPS, turbidites régionales) en se référant au spectre des TR de la croûte continentale supérieure (Fig. 6.3).

Le diagramme ternaire Th-Sc-Zr/10 de discrimination a été utilisé pour situer les roches encaissantes des VPS et les roches régionales dans leur contexte tectonique en comparaison avec celles de contextes géologiques similaires en Australie (Bhatia et Crook, 1986). Les échantillons de Jinping sont tous localisés dans le champ des arcs insulaires continentaux (Fig. 6.4).

L'or a été analysé pour les turbidites régionales et à l'éponte de VPS aurifère. Les résultats présentés à l'annexe 6.5 permettent de voir un enrichissement appréciable des roches encaissantes en or avec des valeurs certes faibles, de l'ordre de grandeur du Clarke qui est à $n \times 10^{-7}$ (Beus et Grigorian, 1977), mais certaines lui sont très voisines surtout à l'éponte de VPS aurifère (Annexe 6.5).

6.1.3. Gains et pertes relatifs en éléments chimiques

L'échantillon P26 du fait de son faible LOI (Annexe 6.2.) a été utilisé pour normaliser en vue d'estimer les pertes et gains relatifs en éléments chimiques des échantillons de VPS et de leurs encaissants ou de ceux de roches sédimentaires plus éloignées (régionaux) ; sans estimer les balances de masse (Gresens, 1967; Grant, 1986; Leitch et Lentz, 1994). Le diagramme obtenu à l'aide du logiciel Minpet présente le gain et la perte en éléments majeurs dans les deux types d'échantillon et autorise à faire les

comparaisons entre eux. La perte en Na₂O et le gain en K₂O dans des proportions variables s'observent dans les deux types d'échantillon (Figs. 6.5 et 6.6). Seulement certains échantillons de VPS, de roche incluse ou à l'éponge de VPS (PQ-M1, HG-M3e, PQ-M5e, PQ-M4,) ne présentent non seulement pas de gain en K₂O, mais aussi quasiment pas de gain d'éléments majeurs à part un léger enrichissement en CaO (HG-M3e, Fig. 6.5). Il faut aussi souligner l'ordre de grandeur de la perte en Al₂O₃ et Na₂O de la roche encaissante incluse (HG-M3e) et de la VPS (PQ-M1, Fig. 6.5) par rapport aux échantillons régionaux qui présentent toutes des gains en K₂O (Fig. 6.6). Le SiO₂ est parfois faiblement perdu pour les deux types d'échantillon (Figs. 6.5 et 6.6).

Les échantillons régionaux (04-71, 04-81, 04-127) ont été utilisés pour normaliser et déterminer les pertes et gains relatifs en éléments chimiques des échantillons de roche encaissante à l'éponge des VPS (04-01, 04-02, 04-07). Le diagramme obtenu à l'aide du logiciel Minpet (Richard, 1988) montre l'enrichissement et la perte en éléments traces des roches encaissantes de VPS comparativement aux turbidites régionales (Fig. 6.7). Rb, Ba, Th, Cs, Nb, La, Ce, Nd, Tb sont en gain tandis que Sr, Cr, Ni, Cu, V, Zn et Y sont tantôt en perte tantôt en gain (Fig. 6.7). Il faut surtout souligner la perte de Li (Fig. 6.7). L'utilisation de cet élément dans les diagrammes ternaires avec d'autres éléments traces surtout les ETR, permet de discriminer les roches régionales de celles encaissantes des VPS (Fig. 6.8).

6.2. Apports des analyses géochimiques en éléments majeurs et en traces

Des valeurs de CIA de 41,40 à 77,94 % des échantillons de turbidite régionale correspondent à ceux de roches sédimentaires similaires étudiées en Australie (Bhatia et Crook, 1986). Les teneurs en SiO₂ (60,9 à 92,47%) interprétées en terme de lithologie

normative comme celles des grès ou des grawackes sont les mêmes obtenues dans ces études (Bhatia et Crook, 1986).

Le diagramme de mélange (*mixing diagram*) MgO vs TiO₂ (Sawyer, 1986) met en évidence un tri sans perte importante d'éléments mobiles (altération faible).

Les spectres obtenus dans les diagrammes multiéléments étendus, pour l'ensemble des échantillons, correspondent à celui de la croûte continentale supérieure (Fig. 6.2). Cependant, comparativement au spectre multiéléments de la croûte continentale supérieure, il faut noter l'enrichissement en La, Ce, Nd, Sm, Yb, Hf, Y et Zr contre un appauvrissement en Nb, Ta et Sr comparativement.

Le diagramme des ETR fournit également pour l'ensemble des échantillons (VPS, régionaux) des spectres conformes à celui de la croûte continentale supérieure (Fig. 6.3).

L'utilisation de diagramme ternaire Th-Sc-Zr/10 permet de situer avec plus de précision, les échantillons de Jinping dans le champ des arcs insulaires continentaux (Fig. 6.4).

L'analyse des pertes et gains relatifs en éléments chimiques, en ce qui concerne les éléments majeurs, met en exergue, aussi bien pour les VPS et leurs encaissants que pour les roches régionales, des pertes de Na₂O et des gains de K₂O dans des proportions variables. Cependant, certains échantillons de VPS, de roches incluses ou à l'éponge de VPS n'ont pas exprimé de perte en K₂O, mais aussi pas d'enrichissement en éléments majeurs (Figs. 6.5 et 6.6.).

En termes d'éléments en traces, comparativement aux roches régionales, les échantillons d'éponte de VPS ont exprimé des gains en Rb, Ba, Th, Cs, Nb, La, Ce et Nd tandis qu'ils ont soit perdu soit gagné Sr, Cr, Ni, Cu, V, Zn et Y (Fig. 6.7). Le Li (couplé avec Dy ou Ga) s'est avéré un élément discriminant entre les roches encaissantes des VPS aurifères qui en perdent et les roches turbiditiques régionales (Figs. 6.7 et 6.8). Il peut donc paraître comme un élément très utile pour l'exploration géochimique.

6.3. Analyses géochimiques isotopiques

Les échantillons ont été analysés à l'Institut de géologie de Yichang (*Institut of Geology in Yichang*). Deux méthodes analytiques ont été appliquées : $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ et Rb/Sr. La première pour la détermination de la source du fluide à l'origine des VPS aurifères et la seconde pour leur datation. À Pingqiu et à Huaqiao, des échantillons spécifiques équidistants de 300 m sur des VPS espacées verticalement de 30 à 40 m ont été prélevés pour la datation Rb/Sr.

6.3.1. Méthodologies analytiques

Pour la méthode $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ deux types de techniques analytiques ont été utilisés suivant qu'il s'agisse de l'oxygène ou de l'hydrogène. Pour l'analyse isotopique de l'oxygène, des échantillons de quartz pur triés au binoculaire ont été nettoyés dans du HCl pour enlever le carbonate et autres impuretés, puis séchés et chauffés à 110 °C. Ils ont été placés dans une enceinte sous vide (à une pression d'environ $133,322 \times 10^{-4}$ Pa) à des températures de 500 à 650°C. Dans ces conditions, il se produit la réaction $\text{SiO}_2 + \text{BrF}_5$ pour donner O_2 . À 700 °C, O_2 réagit avec C pour produire CO_2 . La détermination de ^{18}O à partir du CO_2 est faite par spectromètre de masse de type MAT 251 EM. Le $\sigma^{18}\text{O}$ est

recalculé en tenant compte du coefficient de partage isotopique (α_{QW}) de ^{18}O entre le quartz (Q) et l'eau (W) en équilibre à partir de l'équation en utilisant comme température d'équilibre 300°C soit 593°K (cf études pétrographiques et des inclusions fluides) (Clayton et Mayeda, 1963):

$$1000 \ln \alpha_{QW} = 3,38 (10^6 T^{-2}) - 3,4 \quad (\text{avec } T = \text{température en } ^\circ\text{K}),$$

1000 $\ln \alpha_{QW}$ étant déterminé graphiquement à 300 °C (Clayton et Mayeda, 1963).

Quant au σ D, les échantillons sont nettoyés et chauffés à 400 °C pour obtenir H_2O des inclusions fluides de type 1 (IF1). La technique analytique du *draw water by decrystallization method, refine H using Zn*, suivi de la détection au spectromètre de masse de type MAT 253 EM a été utilisée pour déterminer la valeur en ‰ rapportée au SMOW (Standard Mean Oceanic Water ; Barnes, 1979). L'erreur analytique pour ces deux techniques est estimée à $\pm 2\text{\%}$.

Pour la méthode Rb/Sr, les minéraux purs de quartz des échantillons de VPS ont été triés à l'aide du binoculaire. 500 mg sont ensuite chauffés à 150 °C pour libérer par décrystallisation les inclusions fluides postérieures à IF1 puis lavés de manière ultrasonique dans de l'eau et séchés avant d'être transférés dans un vase en téflon. Les substances diluantes y sont ajoutées avant dissolution avec HF+HClO₄ et séparation par la technique de l'*ion exchange*. Les isotopes sont déterminés par *dilution mass spectrometry* à l'aide de spectrométrie de masse de type MAT 261. Les données isotopiques de Sr ont été normalisées à $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$; le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard de Sr (NBS-607) pendant cette étude était de $1,200\,393 \pm 12$ (2σ , n=6). Les erreurs ont été estimées à 2σ à partir des données mesurées et calculées. L'incertitude analytique est estimée <0,5% pour les

rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. La constante de désintégration utilisée pour le calcul de l'âge est de $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}/\text{yr}$ (yr : année). Des échantillons « blank » utilisés ont une moyenne de 0,2 ng (Wu *et al.*, 2005) .

6.3.2. Résultats et interprétations

6.3.2.1. Données isotopiques $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$

Les données isotopiques $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ des échantillons analysés se situent dans le champ de l'eau magmatique primaire (Fig. 6.9, Annexe 6.6). Toutefois, il faut constater la localisation de deux échantillons sur quatre à la fois dans le champ de l'eau métamorphique et celui de l'eau magmatique primaire. Puisqu'aucun échantillon ne se situe exclusivement dans le champ métamorphique contrairement à celui magmatique primaire, et que les deux échantillons sont à la limite du domaine de l'eau métamorphique, et compte tenu de la répartition générale des échantillons analysés, la source magmatique primaire est la plus plausible pour le fluide hydrothermal à l'origine des VPS aurifères contrairement à une source hypothétique métamorphique. Par ailleurs, le grade du métamorphisme régional est très faible.

6.3.2.2. Datation au Rb/Sr

Trois données isotopiques, dont deux à Pingqiu et une à Huaqiao, ont été obtenues. Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Faure, 1986; Dickin, 1997) se situent entre 0,711 et 0,713 (Annexe 6.7). Ces valeurs sont dans la fourchette de rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la croûte précambrienne(0,71 à 0,73) et sont distinctes de ceux du manteau supérieur (0,703 à 0,705 ; Dickin, 1997 ; Fig. 6.10).

Les âges calculés à partir des isochrones sont de 514 ± 4 Ma et 475 ± 9 Ma à Pingqiu et de 407 ± 2 Ma à Huaqiao (Fig. 6.11). Ils peuvent être interprétés comme ceux de la mise en place des VPS aurifères. Ces données, suggèrent que la VPS à Huaqiao est plus récente que celles à Pingqiu et que, la mise en place des VPS est probablement progressive dans le temps, même si elles appartiennent au même gisement aurifère (e.g., Pingqiu) .

6.3.3. Apport de la géochimie isotopique

Les données isotopiques $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ permettent d'interpréter la source magmatique primaire (Fig. 6.9, Annexe 6.6) comme la plus plausible pour l'eau des inclusions fluides de type1 (IF1) caractéristiques de la mise en place des VPS aurifères. Celles-ci se seraient donc formées à partir d'un fluide hydrothermal d'origine magmatique.

Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des inclusions fluides IF1 sont conformes avec ceux de la croûte précambrienne qui dans ce cadre est protérozoïque. Cependant, les âges de mise en place des VPS sont plus récents : 407 à 514 Ma (Figs. 6.10 et 6.11).

La géochimie isotopique suggère donc la mise en place des VPS aurifères entre 407 et 514 Ma à partir d'un fluide hydrothermal d'origine magmatique provenant de roches protérozoïques.

6.4. Synthèse et interprétations : contribution de l'analyse géochimique à l'élaboration du modèle

Les diagrammes ETR, multiéléments étendus et surtout ternaire Th-Sc-Zr/10 situent les roches encaissantes des VPS aurifères dans un contexte tectonique d'arc insulaire continental. Parmi les éléments en traces, Li (couplé avec Dy ou Ga) s'est avéré efficace pour discriminer les roches encaissantes des VPS des turbidites régionales. Il peut donc constituer un bon outil pour l'exploration géochimique.

Quant à la géochimie isotopique, elle suggère la mise en place des VPS aurifères entre 407 et 514 Ma, à partir d'un fluide hydrothermal d'origine magmatique provenant de roches de croûte protérozoïque.

Pour le modèle, le contexte tectonique (arc insulaire continental), l'âge (407 à 514 Ma) des VPS aurifères, la nature (magmatique primaire) et la source (croûte protérozoïque) du fluide à l'origine de ces veines ont donc pu être interprétés à partir des données géochimiques.

Ces différents éléments en appui aux études précédentes, serviront au chapitre suivant, consacré à la synthèse, pour la proposition d'un modèle de minéralisation aurifère à Jinping qui sera par ailleurs comparé à ceux proposés pour des gisements similaires de référence au Canada et en Australie.

Figures du chapitre 6

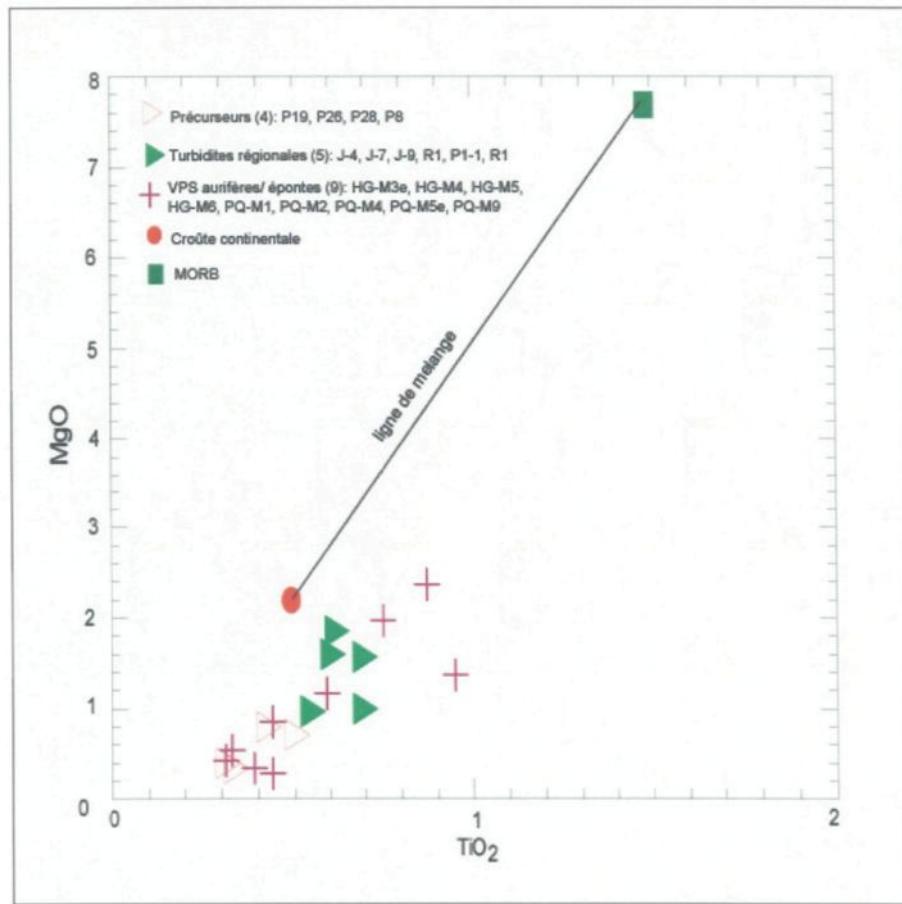


Fig. 6.1. Mixing diagram MgO vs TiO₂; affinité des échantillons pour la croûte continentale et alignement parallèle à la ligne de mélange croûte continentale-MORB; les données croûte continentale et MORB sont de Bhatia et Crook (1986).

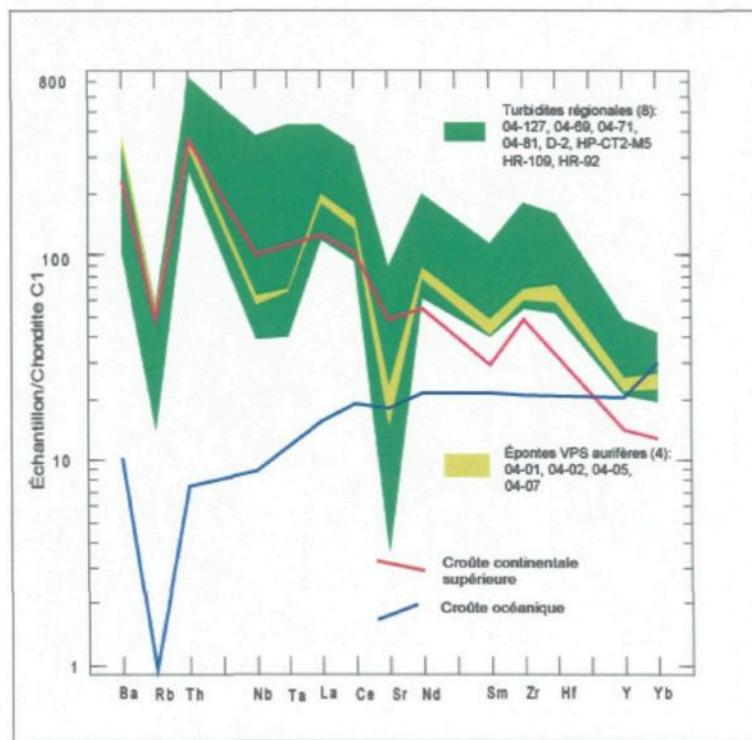


Fig. 6.2. Diagramme multiélément étendu; conformité des spectres obtenus avec celui de la croûte continentale supérieure ; les données croûte continentale supérieure et croûte océanique sont de Bhatia et Crook (1986).

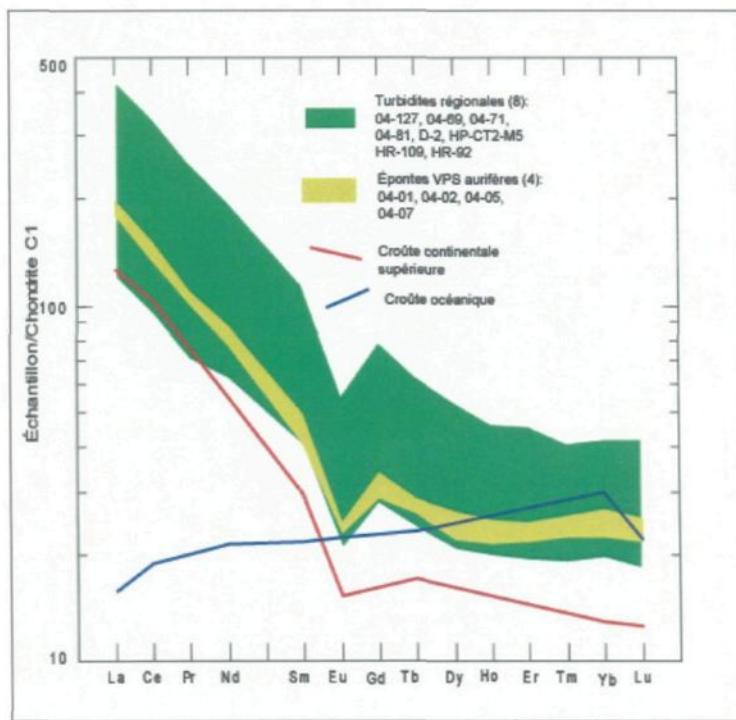


Fig. 6.3. Diagramme ETR; même commentaire que la Fig. 6. 2.

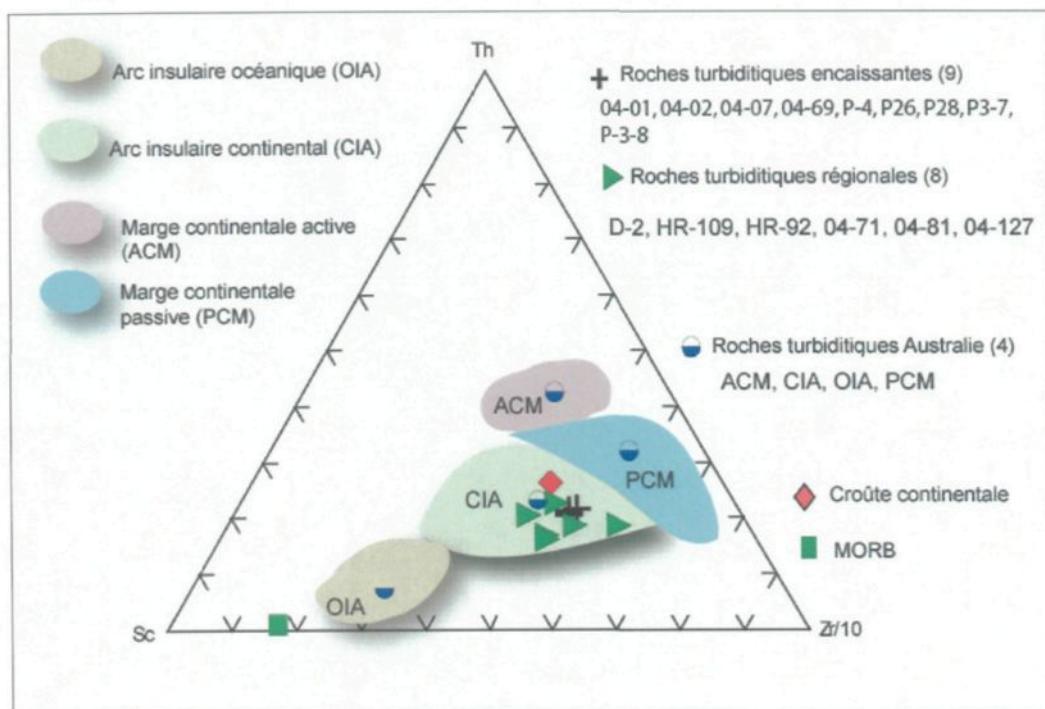


Fig. 6.4. Diagramme ternaire Th-Sc-Zr/10 de discrimination tectonique ; les données roches turbiditiques Australie, croûte continentale et MORB sont de Bhatia et Crook (1986).

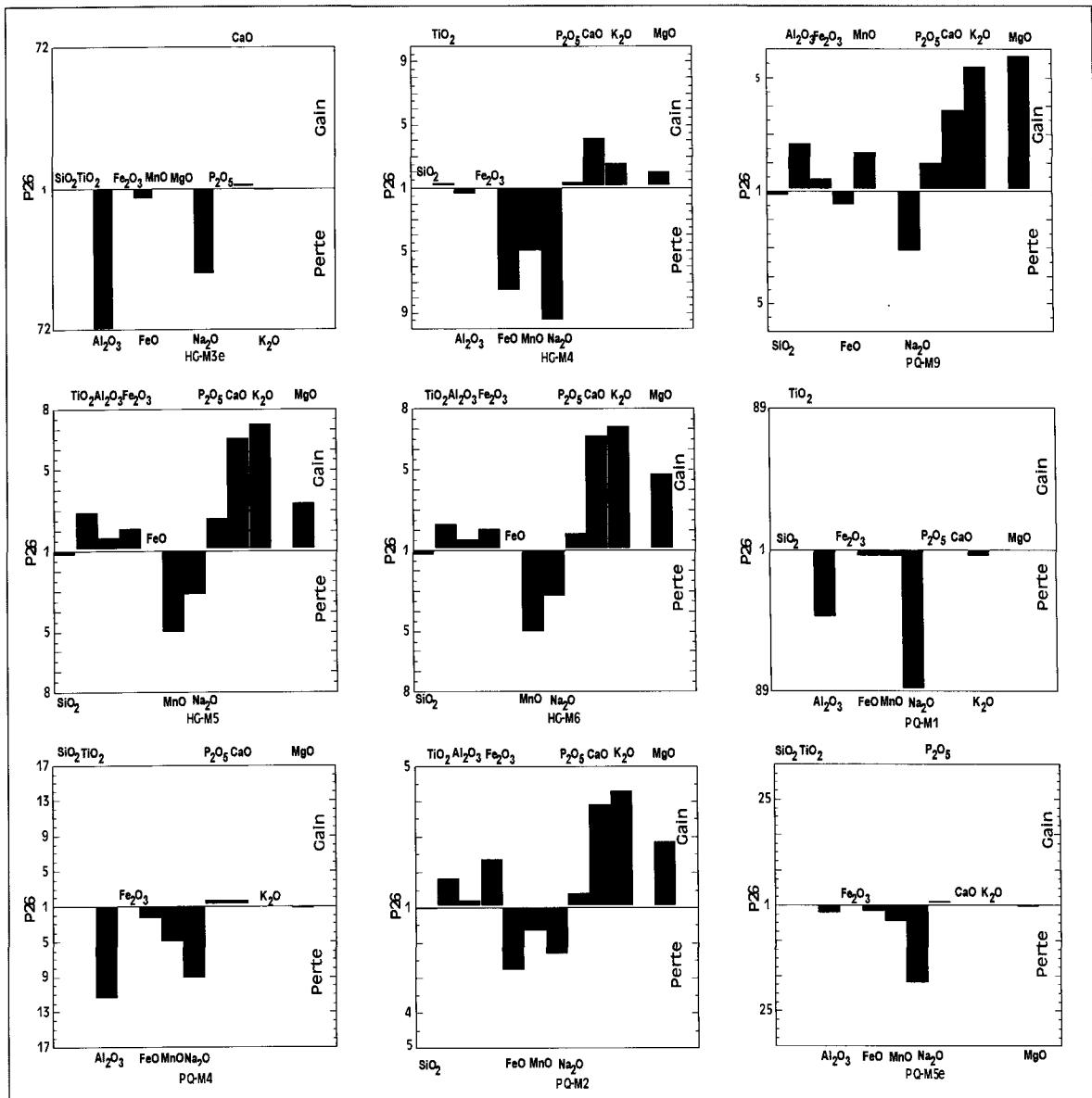


Fig. 6.5. Pertes et gains relatifs en éléments majeurs des VPS (HG-M4, PQ-M9, HG-M5, HG-M6, PQ-M1, PQ-M4, PQ-M2) et de leurs encaissants (PQ-M5e, HG-M3e) ; par rapport à P26 utilisé comme précurseur : explication dans le texte.

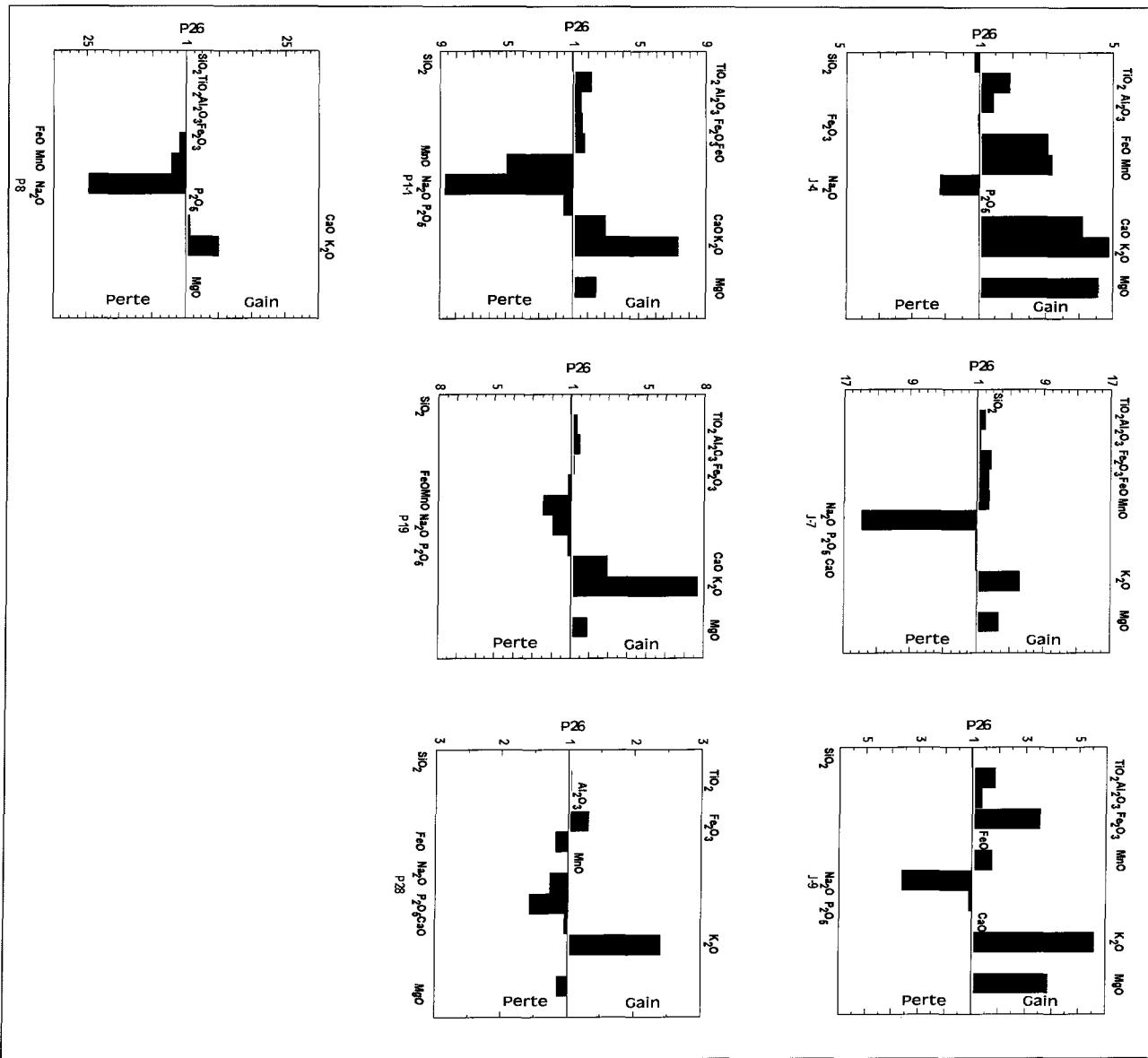


Fig. 6.6. Pertes et gains relatifs en éléments majeurs des turbidites régionales (par rapport à P26 utilisé comme précurseur); explication dans le texte.

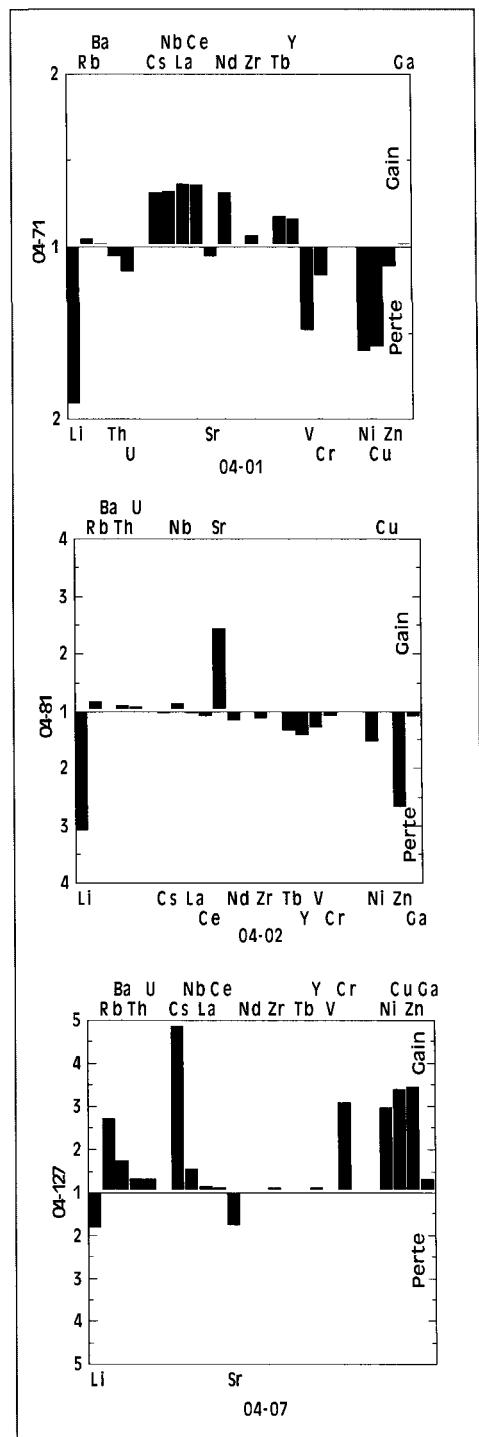


Fig. 6.7. Pertes et gains relatifs en éléments en traces et des terres rares entre roches encaissantes des VPS (04-01, 04-02, 04-07) et turbidites régionales (04-71, 04-81, 04-127) ; explication dans le texte.

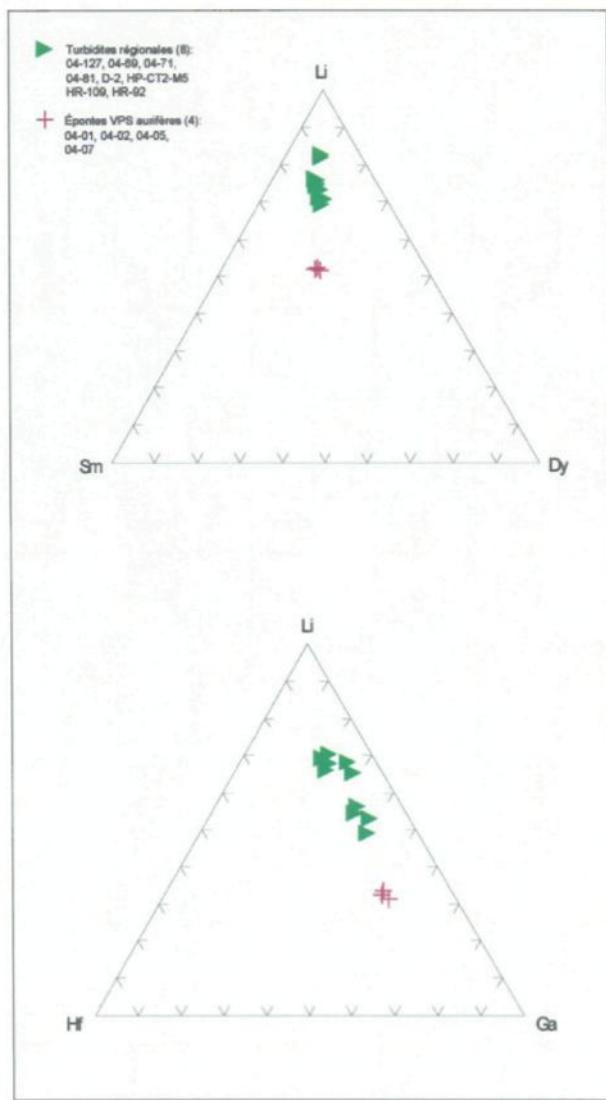


Fig. 6.8. Diagramme ternaire avec Li; discrimination entre roches encaissantes VPS et turbidites régionales.

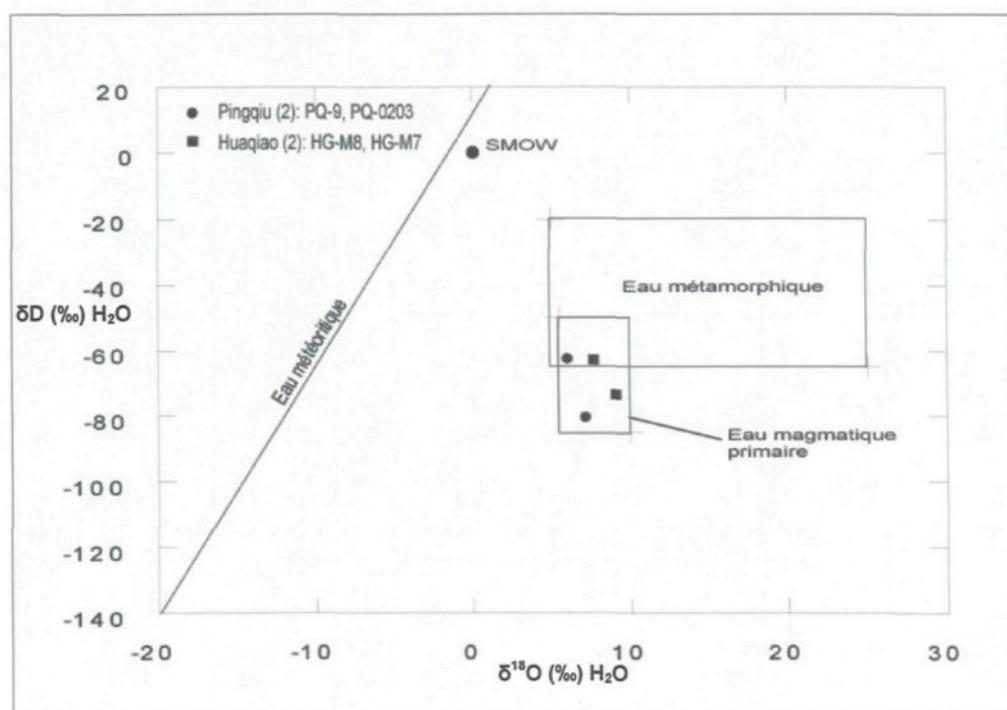


Fig. 6.9. Diagramme $\delta\text{D} (\text{\%})$ vs $\delta^{18}\text{O} (\text{\%})$; les valeurs isopiques (H_2O) ont été normalisées au SMOW (Standard Mean Ocean Water).

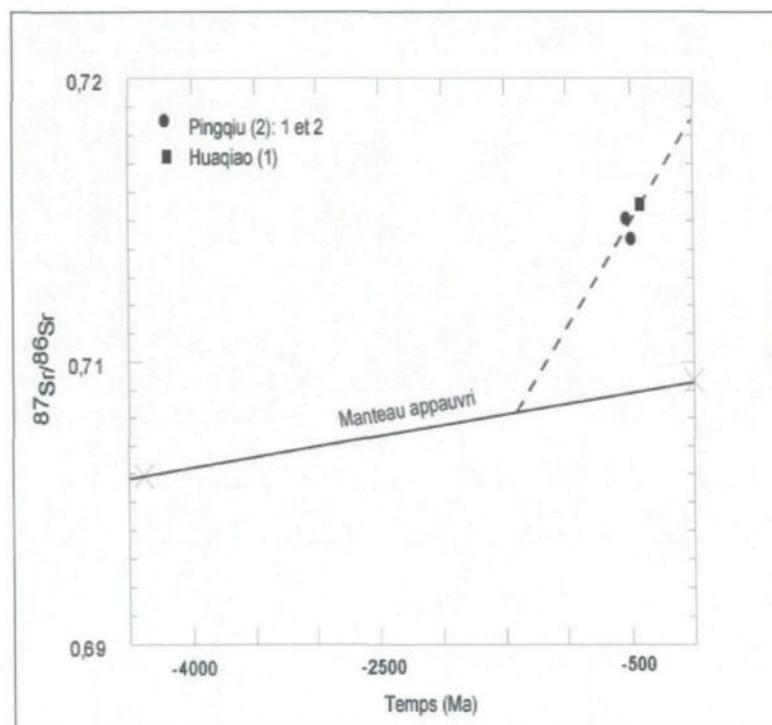


Fig. 6.10. Diagramme rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs temps; courbe hypothétique d'évolution avec pour origine 1500 Ma (âge du socle, cf. chapitre 2) sur la courbe d'évolution du manteau appauvri.

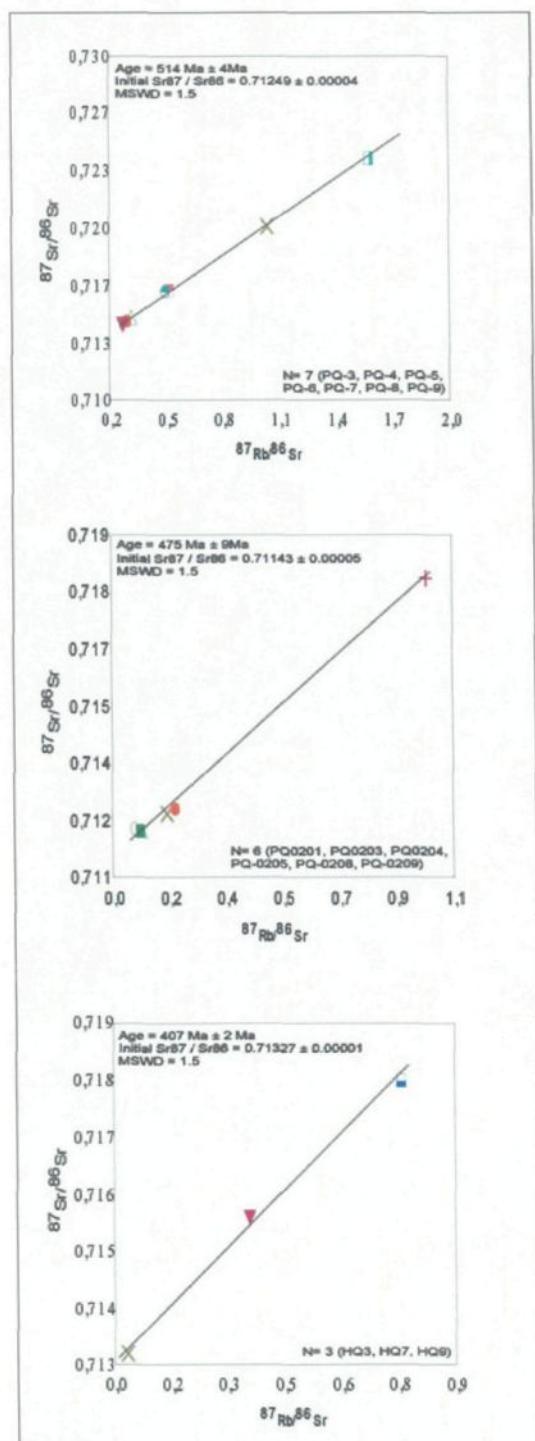


Fig. 6.11. Isochrones Rb/Sr, de haut en bas : gisement Pingqiu 1, Pingqiu 2 et Huqiao.

Tableau du chapitre 6

Tabl. 6.1. Valeurs de CIA calculées et proportion de SiO₂.

Échantillon	CIA*	%SiO ₂	Lithologie normative	Description : roche encaissante
PQM-9*	63,01	64,55	greywacke	VPS
PQM-5e	60,13	89,64		VPS, éponte
HGM-5	59,62	60,55	greywacke	VPS
HGM-6	58,18	60,90	greywacke	VPS (mur)
PQM-2	57,86	70,77	grès	VPS
HGM-4	56,73	82,34	grès	VPS
PQM-4	23,66	90,98	grès	VPS
PQM-1	12,06	91,97	grès	VPS
HGM-3e	4,10	92,47		VPS, incluse
R-1	41,40	73,97		régionale, altération météorique
J-7	77,94	63,74	greywacke	régionale
P8	70,18	67,49	greywacke	régionale
J-9	69,82	65,96	greywacke	régionale
P1-1	68,64	65,62	greywacke	régionale
J-4	60,10	64,29	greywacke	régionale
P19	58,52	67,94	greywacke	régionale
P28	52,87	77,25	grès	régionale
P2b	49,75	76,53	grès	régionale

(*)En gras, les échantillons de VPS ou de leurs épontes.

(*) CIA : *Chemical Index of Alteration*

CHAPITRE 7

SYNTHÈSE, INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS : MODÉLISATION GÉNÉTIQUE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DE JINPING

Introduction

La région d'étude (Jinping) est située au SE de la province de Guizhou, sur la marge SW du Craton Yangtze. Ce dernier est bordé au SE par la ceinture de plissement calédonienne et yashanienne du *South China Fold Belt* (SCFB).

Quatre phases tectoniques ont marqué la géologie régionale du SE de Guizhou (cf. chapitre 2). Ce sont les phases Xuefeng, calédonienne, yashanienne et himalayienne.

Dans la zone d'étude, la phase calédonienne qui a occasionné des plis et des zones de cisaillements NE est prépondérante (Lu *et al.*, 2001; Lu *et al.*, 2003a). Les formations géologiques y sont représentées par des roches sédimentaires détritiques faiblement métamorphiques du Protérozoïque supérieur (Lu *et al.*, 2003a). Elles ont été affectées, pendant l'orogenèse calédonienne, par des plissements auxquels sont associées des failles et zones de cisaillement (Lu *et al.*, 2005b). Cette orogenèse a été accompagnée de la mise en place de roches ignées dans l'ouest de la province de Guizhou (Li, 1978), mais celles-ci n'ont pas été formellement identifiées dans notre région d'étude.

La minéralisation aurifère de type VPS est encaissée dans des séquences turbiditiques plissées, peu métamorphisées et sans intrusion magmatique identifiée. Il s'agit du premier gisement de ce type de minéralisation en Chine.

L'objectif de ce travail de recherche était, dans cet environnement particulier, de caractériser cette minéralisation et de proposer un modèle génétique qui sera comparé avec ceux proposés, pour les mêmes types de gisement, en Australie (*Central Victoria* et *New South Wales*) et au Canada (Nouvelle-Écosse).

Ce chapitre rappellera les analyses et interprétations des différentes données présentées dans les chapitres précédents, en vue de faire une synthèse qui permettra de soutenir le modèle proposé. Il abordera les questions évoquées dans la problématique concernant le mécanisme de formation des VPS, la source et l'évolution du fluide minéralisateur, les conditions de formation et de genèse du gisement, avant de proposer un modèle génétique de minéralisation aurifère.

7.1. Contexte et mécanismes de mise en place des VPS

7.1.1. Contexte géologique des gisements de Pingqiu et de Huaqiao

Dans la zone d'étude, des plissements secondaires sont associés à des plis majeurs de direction NE. Il s'agit de plis cylindriques, droits, ouverts à fermés et à axes subhorizontaux. L'analyse stéréographique a mis en évidence une légère culmination (structure en dôme et bassin). En Australie, pour le gisement de Hill End Gold Field, cette structure est reconnue comme pouvant constituer un piège pour la formation des VPS aurifères (Windh, 1995).

Nos études ont été effectuées sur deux gisements de la zone de Jinping : Pingqiu et Huaqiao. Le gisement de Pingqiu est situé dans la zone charnière d'un anticlinorium régional à la base de la séquence sédimentaire du Groupe de Xiajiang, tandis que celui de Huaqiao est localisé dans les niveaux supérieurs de la même séquence près de la charnière du synclinorium régional de Tonggu. Sur les deux sites, les VPS se retrouvent dans les zones charnières des plis secondaires en relation spatiale avec des failles et zones de cisaillement de deuxième ordre. Cependant, à Pingqiu ces dernières sont convergentes vers l'extrados de l'anticlinal, ont un mouvement fini normal, et sont peu minéralisées, tandis qu'à Huaqiao, elles sont toutes à pendage NO, à mouvement fini apparent inverse, et sont fortement minéralisées. Le mouvement apparent inverse à Huaqiao a pu être interprété comme résultant d'une réactivation par mouvement de décrochement. L'analyse microscopique comparée des différents échantillons de veines de quartz provenant des deux sites (Pingqiu et Huaqiao) n'a pas permis de distinguer entre eux des différences notables en ce qui concerne la mise en place des VPS. Toutefois, le quartz3b, à texture en mortier et à structure de microcisialement qui reprend le quartz1, le quartz2 et le quartz3a, est plus représenté dans les échantillons de VPS de Huaqiao. De plus, ils contiennent exclusivement la génération de quartz4b en veinules de quartz monocristallin, à aspect arborescent, sans extinction ondulante, qui recoupent la VPS. Cela peut conforter l'hypothèse d'une réactivation plus marquée des VPS aurifères à Huaqiao par rapport à celles de Pingqiu, sans différence majeure pour le mécanisme de formation.

Dans les roches encaissantes, les structures sédimentaires identifiées sont des stratifications entrecroisées, des laminations et des figures de charges. Elles confortent l'interprétation de l'environnement turbiditique comme milieu de sédimentation.

7.1.2. Mécanismes de mise en place des VPS

Les VPS aurifères sont encaissées dans des séquences de roches marquées par l’alternance rythmique de lits gréseux (plus abondants) riches en quartz et de lits silteux plus pauvres en quartz. La grande majorité de VPS se rencontre dans la zone de contact entre les lits arénacés et les lits silteux ou argileux (Chang *et al.*, 1984). Cela peut être imputable au contraste de ductilité entre ces deux types de lithologie, qui conduirait à une disharmonie de plissement, ce qui peut être très favorable à la mise en place des veines. Les structures tectoniques S/C avec niveaux sombres (*dark seams*), auxquelles se surimposent les stylolites développés le long de la S0, permettent d’interpréter un mécanisme de cisaillement le long de la S0 suivi de pression-dissolution perpendiculaire à la stratification. Des VPS non laminées contiennent de la roche encaissante à structures S/C et à niveaux sombres (*dark seams*) associés. Elles sont composées exclusivement des sublithofaciès silteux plus riches en micas. Cette observation est en faveur du fait que les lits silteux soient plus favorables pour la mise en place des VPS, et soutient le caractère tardif de formation de la veine par rapport au cisaillement intercouche. Des lits quartzeux lenticulaires, situés entre des niveaux silteux sont parfois boudinés. L’axe long du boudin est subparallèle à l’axe du plissement. Ce boudinage pourrait s’interpréter synplissement, mais subséquent au cisaillement intercouche, puisqu’il reprend les structures S/C qui sont en reliques imprimées dans les boudins.

Les épontes des VPS aurifères, sont à structures S/C peu prononcées et présentent des microstructures internes, tels que les plis parasites dissymétriques, qui permettent de proposer un mécanisme de cisaillement intercouche syn ou antéplissement. Cependant, compte tenu de la polarité observée dans la structuration des épontes côté toit

par rapport à celles côté mur des VPS, avec les structures S/C et le boudinage n'affectant que le toit de la veine ou que le mur, un mécanisme de cisaillement intercouche synplissement ou tout au moins tardiplissement semble plus plausible.

L'étude microstructurale des VPS a été d'un apport déterminant dans l'interprétation des mécanismes de leur formation par la révélation de plusieurs générations de quartz associées à celles-ci. Le quartz1 à structure S/C a été probablement affecté par un cisaillement qui a précédé sa recristallisation en quartz2. La disposition des cristaux constitutifs de ce dernier en pli en chevrons dont l'axe est parallèle à la S0, est en faveur de sa cristallisation pendant une compression perpendiculaire à la stratification. Cette dernière est compatible avec le boudinage observé dans l'éponge supérieure de la VPS. La géométrie microscopique 3D des veines de quartz aurifères suggère un synchronisme du décrochement dextre et du plissement pendant leur mise place.

7.2. Genèse des VPS aurifères

7.2.1. Liens probables des sulfures avec la minéralisation aurifère

De la pyrite de remplacement occupe parfois les interstices des sédiments gréseux, traduisant le caractère postdiagénétique du remplacement par ces sulfures (Craig et Vaughan, 1994). L'arsénopyrite et la pyrite, xénomorphes à subautomorphes, de taille fine, sont toujours disséminées dans les roches encaissantes. Ces mêmes sulfures, cette fois-ci automorphes à subautomorphes, de taille plus grossière (millimétrique), semblent associés essentiellement au quartz de recristallisation (quartz3a et quartz3b), avec quelques fois des relations ambiguës avec le quartz1 et le quartz2. La sphalérite,

parfois présente dans le quartz3a, contient de la chalcopyrite et de la pyrite en inclusions et souvent de l'or natif. La présence des sulfures est donc remarquable depuis les phases précoce postdiagénétiques jusqu'aux phases tardives de recristallisation et d'altération des VPS individuelles. La source sédimentaire des sulfures observés dans ces VPS est donc fort plausible. Les roches sédimentaires auraient pu faire l'objet de circulation continue de fluide hydrothermal qui peut avoir remobilisé les sulfures et l'or des sédiments (Boyle, 1986; Sandiford et Keays, 1986) pour enrichir les veines progressivement et continuellement.

Dans la VPS, l'or a été observé en relation spatiale avec la pyrite et l'arsénopyrite. Il est intergranulaire (pyrite) ou incluse dans des craquelures ou des défauts (arsénopyrite ou pyrite). Néanmoins, aucune valeur d'or n'a pu être détectée dans ces sulfures en relation avec l'or. Il semble plutôt y avoir une cristallisation tardive de l'or dans ces sulfures. Il utilise des craquelures et défauts cristallographiques pour sa mise en place. Cela a été démontré par des travaux de laboratoire sur l'accumulation électrochimique de l'or visible sur les surfaces de l'arsénopyrite et de la pyrite (Möller et Kersten, 1994).

Bien qu'étant associé parfois aux sous-grains du quartz1 et au quartz2, l'or coexiste essentiellement avec le quartz3a. Cela peut être interprété par l'enrichissement continu en or (mobilisé de la roche sédimentaire turbiditique ?) de la VPS. Cet enrichissement continu semble essentiel pour la formation de VPS économiquement exploitable d'autant plus qu'en Australie, Windh (1995) signale que les veines de quartz stériles ont des structures similaires à celles aurifères.

7.2.2. Rôles des zones de cisaillement dans la minéralisation

L'étude à la microsonde a permis de mettre en évidence dans les roches sédimentaires, de la monazite (à terres rares légères) incluse dans la pyrite, de la galène avec tétraédrite et boulangérite. De la monazite (à ETR) a été identifiée également dans la zone de cisaillement contiguë à la VPS aurifère ainsi que dans les microcisiaisements connectés au quartz3a aurifère à l'intérieur de la veine. À partir de ces observations et données, une connexion peut être suspectée entre les roches sédimentaires encaissantes, les zones de cisaillement et la VPS aurifère. On peut interpréter une remobilisation des monazites dans la roche encaissante et leur conduite par la zone de cisaillement jusqu'à la VPS. L'analyse des pertes et gains relatifs en éléments chimiques a d'ailleurs indiqué l'enrichissement des épontes des VPS en ETR. L'étude de la zone de cisaillement a révélé également une excroissance des sulfures avec enrichissement en nickel et cobalt se traduisant par la présence de millérite, de glaucodot et de pentlandite. L'enrichissement en nickel est observé également dans le quartz3a aurifère connecté à des microcisiaisements dans la VPS. L'étude microscopique de la zone de cisaillement a permis aussi d'y reconnaître la même paragenèse métallique que celle identifiée dans les VPS, de même que des évidences de circulations de fluides (tardivement) à partir de figures de cristallisation de minéraux fibreux : les paragenèses d'altération et de minéralisation sulfurée sont les mêmes que celles observées associées au quartz3a aurifère des VPS. Il convient aussi de faire remarquer que ni les structures S/C parallèles à la S₀, ni même la structure stylolitique, ni les niveaux sombres (*dark seams*) ne furent observés dans la zone de cisaillement dans ces roches sédimentaires pourtant contiguës aux VPS minéralisées. Ces structures peuvent avoir été simplement oblitérées par le passage du fluide minéralisateur.

Ces données suggèrent un lien génétique entre la minéralisation aurifère dans la VPS et les failles ou zones de cisaillement. Ces dernières auraient joué le rôle de conduit du fluide minéralisateur comme schématisé à la figure 7.1.

7.3. Source et évolution du fluide minéralisateur

7.3.1. Source du fluide minéralisateur

Le mouvement normal établi à Jinping, pour les fracturations et zones de cisaillements secondaires, en relation avec les VPS aurifères, est difficile à imputer au seul mécanisme de compression à l'origine du plissement, cela du fait même de la géométrie et de la dynamique de ces structures. L'existence d'intrusions sous-jacentes que pourraient représenter les domaines annulaires identifiés sur les images satellites est mécaniquement compatible avec un mouvement normal des failles et zones de cisaillement pendant le plissement.

La source du fluide minéralisateur a été surtout analysée à l'aide de la géochimie isotopique $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ sur les inclusions fluides de type 1 (IF1). Les données obtenues permettent d'interpréter la source magmatique primaire comme la plus plausible pour le fluide hydrothermal qui a généré les VPS aurifères (Fig. 7.2.). Toutefois, seulement quatre échantillons ont été analysés, et parmi eux, deux sont situés dans le champ mixte eau magmatique magmatique/ eau métamorphique. Cependant, le faible métamorphisme régional, même des zones profondes relativement plus qui affleurent au nord-ouest de Guizhou, est en faveur de la source magmatique primaire.

7.3.2. Évolution du fluide minéralisateur

Les inclusions fluides carboniques IF1a sont prépondérantes dans le quartz1 et constituent avec les IF1b et les IF3 des FIA (*fluid inclusion assemblage*) dans le quartz2. Dans ce dernier, les zones de croissance contiennent des IF1a et IF1b. Ces dernières, qui ont des proportions de phases différentes, coexistent ensemble tout en ayant des températures d'homogénéisation similaires. L'immiscibilité peut donc être suggérée comme le mécanisme qui a prévalu pendant la mise en place du fluide à l'origine des VPS aurifères puisque ces deux types d'inclusion fluide sont intimement liés aux phases principales de cristallisation de celles-ci et probablement de leur minéralisation.

L'analyse du quartz inclus dans les sulfures et altérations a permis de remarquer que les IF1 et IF3 leur sont exclusivement associées. Par conséquent, les IF1a, IF1b et IF3 peuvent être interprétées (non sans équivoque) comme les représentants du fluide minéralisateur. Toutefois, il convient de souligner que les sulfures peuvent être tardifs par rapport à ce quartz. Dans ce cas, ils traduiront la formation de la VPS et pas nécessairement celle de la minéralisation aurifère.

Les inclusions fluides aqueuses IF2 ont été observées exclusivement dans le quartz2 où elles constituent des traînées qui recoupent les FIA constitués par IF1a, IF1b et IF3. Les IF2 peuvent alors être interprétées comme postérieures au piégeage des IF1 et IF3. Néanmoins, elles n'ont pas été observées recouvrant les limites du quartz2 qui les contient. Elles peuvent donc être considérées comme ayant été piégées avant la fin de

cristallisation du quartz2. Cependant, le processus de mélange de fluide n'a pas pu être établi du fait du manque d'évidence.

Il peut être proposé, à partir de ce qui précède, que le fluide minéralisateur original carbonique a commencé à se mettre en place avec la cristallisation du quartz1. Par la suite, la cristallisation progressive, mais subséquente du quartz2 à la suite du quartz1, s'est accompagnée d'immiscibilité de fluide se traduisant par la formation de FIA par les IF1a et IF1b aqueux carbonique et carbonique avec séquestration du H₂S dans la phase gazeuse. Cette immiscibilité du fluide se poursuit pendant la précipitation des sulfures et des altérations associées au quartz3 à or visible. Toutefois, il n'est pas possible d'exclure la précipitation tardive des sulfures par rapport à ce processus.

Les épontes des VPS ne présentent pas d'altération significative. Quand elles présentent une altération, celle-ci semble tardive par rapport à la mise en place des veines et des sulfures dont elle remplit les craquelures. Cette absence d'altération significative de l'éponte souligne l'équilibre atteint entre les roches encaissantes et le fluide avant la formation des veines de quartz (McCuaig et Kerrich, 1998). Cela s'observe aussi avec les roches encaissantes incluses dans les VPS qui ne présentent pas de bordure de réaction avec le quartz environnant.

Ainsi, les fluides d'origine magmatique auraient séjourné pendant le temps permettant l'équilibrage avec les roches encaissantes protérozoïques. Les rapports initiaux ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,711 à 0,713) des inclusions fluides IF1 sont conformes avec celui de la croûte précambrienne, qui dans ce cas d'espèce est protérozoïque.

7.4. Conditions de formation des gisements

7.4.1. Environnement tectonique de formation des VPS aurifères

Durant la phase tectonique calédonienne (entre 760-375 Ma), dans la province de Guizhou, il existe deux types d'environnements tectoniques : (1) une plate-forme stable et (2) une marge active (Li, 1978). À la fin de cette phase d'orogenèse de type arc insulaire, l'ensemble de la province de Guizhou est devenu une croûte continentale (Li, 1978). Il était important de situer l'environnement tectonique précis de formation des gisements de Jinping dans ce contexte plus global. Notre étude ne saurait atteindre un tel objectif et ne peut que conduire à formuler des hypothèses à partir des données disponibles. Il reste donc à mener une analyse paléogéographique plus poussée.

Les diagrammes ETR, multiéléments étendus et surtout ternaires Th-Sc-Zr/10 situent les roches encaissantes des VPS aurifères dans un contexte tectonique d'arc insulaire continental dont le Japon serait un analogue actuel. À partir de ce diagramme, il n'est pas possible de déterminer si l'environnement de sédimentation est un bassin arrière-arc ou avant arc.

Les faibles transports et altérations des sédiments ont été suggérés par l'étude microscopique. Les grains de quartz constitutifs des roches encaissantes sont subanguleux traduisant un faible transport. Cette interprétation est confortée par la présence de feldspaths peu ou pas altérés exprimant le caractère immature des sédiments qui les contiennent. En faveur de cette interprétation, la géochimie éléments majeurs à l'aide du diagramme de mélange (*mixing diagram*) MgO vs TiO₂ (Sawyer, 1986) a mis en évidence un tri sans perte importante d'éléments mobiles (altération faible) des

échantillons analysés. Ces observations sont conformes avec un environnement d'arc insulaire continental comme indiqué plus haut.

7.4.2. Conditions physico-chimiques et âge de formation des VPS aurifères

En utilisant la proportion atomique en As (30,8%), les isoplèthes en % molaire de FeS dans la sphalérite, il est possible d'interpréter la localisation du fluide aurifère dans le diagramme T-log $a\text{S}_2$ en admettant les limitations quant à la réalisation et au maintien des conditions d'équilibre chimique. Pour le fluide minéralisateur, des conditions de température de 325 à 375 °C avec des valeurs de log $a\text{S}_2$ variant entre -8,5 et -4,5 ont été interprétées. Les températures d'homogénéisation (239 à 332 °C) du même ordre ont été obtenues à l'issue de l'étude des inclusions fluides de type 1 associées à la mise en place des VPS aurifères. Le mécanisme d'immiscibilité mis en évidence pour les IF1 a autorisé l'utilisation de la Th minimale comme température de piégeage (256 °C). Cela a conduit à la détermination de zone de pression plus restreinte située entre 1,8 et 3,8 kbar.

La datation Rb/Sr, bien qu'ayant indiqué une source protérozoïque au fluide à l'origine des VPS aurifères à partir des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,711 à 0,713), a néanmoins suggéré la mise en place des VPS aurifères entre 407 et 514 Ma avec la possibilité que celles de Huaqiao (407 Ma) soient plus récentes que celles à Pingqiu (475-514 Ma). Même s'il faut signaler l'imprécision de la datation Rb/Sr appliquée aux inclusions fluides (Villa, 2001), elle ne saurait être d'un ordre de grandeur qui pourrait justifier cet écart d'âge entre les deux gisements étudiés et même à l'intérieur du même gisement (Pingqiu). Il faut plutôt y voir la formation successive des VPS en rappelant que Huaqiao est situé plus haut dans la séquence sédimentaire, au-dessus de Pingqiu.

Les âges obtenus sur les VPS aurifères de Jinping sont du même ordre de grandeur que ceux déterminés pour les VPS aurifères des gisements similaires en Nouvelle-Écosse au Canada : 370 Ma par Ar-Ar sur muscovite, biotite et amphibole (Ryan et Smith, 1998), 380 et 409 Ma par Re-Os sur arsénopyrite (Morelli *et al.*, 2005) et aussi en Australie : 440 Ma par Ar-Ar sur sérécite (Foster *et al.*, 1998). Ils couvrent la période allant du début du Cambrien (514 Ma) au Dévonien (390 Ma). Pendant cette phase orogénique calédonienne, le sud de la Chine, la Nouvelle-Écosse et l'Australie étaient situées dans un environnement tectonique similaire de subduction.

La microthermométrie a permis la caractérisation du fluide à l'origine des VPS aurifères. Il s'agit d'un fluide de faible salinité (<10 % en poids de NaCl équiv.) qui contient du KCl et du CaCl₂ en plus du NaCl majoritaire. Quant à la spectrométrie de Raman, elle a établi la présence de N₂, de CH₄, de SO₂ et de H₂S en plus de H₂O et CO₂ qui sont les composants majeurs.

7.5. Comparaison avec des gisements similaires

7.5.1. Déformation de charnière versus déformation de flanc

Les VPS les plus aurifères à Jinping sont localisées en zone charnière de pli de deuxième ordre contrairement à celles en Australie et au Canada qui sont localisées sur les flancs de plis (Windh, 1995). Même si des *saddle reefs* y existent, elles seraient peu minéralisées (Windh, 1995).

Lorsqu'il est admis pour ces gisements que la VPS est syn à tardiplissement, le mécanisme de plissement évoqué est la déformation de flanc corroborée par l'identification de boudinage sur celui-ci (Windh, 1995). À Jinping, des évidences, telles

que le boudinage en zone charnières sont en faveur du mécanisme de déformation de charnière comme ayant prévalu pendant la mise en place des VPS aurifères (Fig. 7.3). Il a été indiqué plus haut des arguments en faveur du caractère syn à tardiplissement de la mise en place des VPS aurifères à Jinping.

7.5.2. Rôle de conduit du fluide minéralisateur versus réactivation des failles et zones de cisaillement

Dans les gisements similaires étudiés en Australie, les failles ou zones de cisaillement à mouvement inverse ont un rôle de réactivation par rapport aux VPS aurifères (Jessell *et al.*, 1994; Cox *et al.*, 1995; Windh, 1995). Il reste alors la question de la conduite du fluide hydrothermal aurifère qui a généré les VPS avant cette réactivation. D'ailleurs, reconnaître un rôle de réactivation n'exclut pas la préexistence de ces failles et zones de cisaillement avant la formation des VPS. Certaines de ces failles inverses sont parallèles au plan axial de pli suggérant un lien avec le plissement avant la réactivation (Cox *et al.*, 1995).

À Jinping, à la suite de diverses observations et données, le mouvement établi pour les failles et zones de cisaillement connectées aux VPS aurifères peut être interprété plutôt normal, couplé avec un mouvement de décrochement dextre synchrone à l'intrusion magmatique sous-jacente. Des arguments avancés plus haut corroborent le rôle conducteur du fluide minéralisateur de ces failles et zones de cisaillement qui pourraient avoir fonctionné de façon cyclique de manière à maintenir une alimentation renouvelée et continue dans le temps des VPS.

Les plis de deuxième ordre qui pourraient avoir constitué des culminations de charnières anticlinales superposées aux plis régionaux, semblent de ce fait plus

favorables à la mise en place des VPS aurifères. Ce type de structure pouvant jouer un rôle de piège comme indiqué par Windh (1995).

7.5.3. Source magmatique plus probable du fluide minéralisateur

En marge du débat sur la source métamorphique ou magmatique du fluide minéralisateur des VPS en Australie et au Canada (Newhouse, 1936; Boyle, 1986; Mawer, 1986; Sandiford et Keays, 1986; Windh, 1995; Ramsay *et al.*, 1996; Foster *et al.*, 1998; Ramsay *et al.*, 1998; Ryan et Smith, 1998), à Jinping où le contexte géologique est caractérisé par le très faible métamorphisme et la non-identification formelle d'intrusion magmatique, les données géochimiques isotopiques ont permis d'interpréter la source magmatique primaire comme la plus plausible pour la formation de ce type de gisement. La signature métamorphique parfois reconnue pourrait être imputable au long temps de séjour du fluide hydrothermal dans la roche encaissante avec laquelle il s'équilibre avant la mise en place des VPS aurifères (Barnes, 1979). Cela peut justifier l'enrichissement du fluide en N₂ et CH₄ comme indiqué en Australie.

Dans les gisements similaires étudiés en Australie et au Canada, les stylolites sont reconnus perpendiculaires à la S0 (Jessell *et al.*, 1994). Il serait difficile de les imputer à un mouvement de cisaillement intercouche occasionné par la déformation de flanc.

Pour la mise en place des VPS aurifères, le mécanisme d'immiscibilité a été caractérisé à Jinping. La relation entre le fluide carbonique et celui aqueux reste à établir. Cette relation est interprétée en mélange de fluide dans les gisements similaires en Australie (Mernagh, 2001).

7.6. Conclusion : modèle génétique à Jinping

À la suite de la synthèse, des interprétations et discussions ci-dessus et de la bibliographie disponible dont la plus pertinente est de Li (1978), il peut être proposé comme hypothèse l'évolution de la zone d'étude en trois étapes. La minéralisation aurifère de Jinping se situerait à la troisième étape.

7.6.1. Première étape : Protocroûte, sédimentation et subduction

Pendant le mouvement « Wuling » (1000 Ma), les mouvements extensifs favorisent la formation de fractures en échelons, le dépôt de sédiments suivi de plissement, de métamorphisme régional et la mise en place d'intrusion granitique (Li, 1978). À la fin de cette période (800 Ma), intervient le processus de subduction SE de la partie occidentale de Guizhou sous la partie orientale créant un environnement d'arc insulaire volcanique (Li, 1978).

7.6.2. Deuxième étape : ralentissement de la subduction et accrétion crustale

L'épaississement de la croûte océanique entraîne le ralentissement de la subduction de celle-ci (600 Ma). Il se forme un prisme d'accrétion (Fig. 7.4). Le bassin d'avant-arc (choix hypothétique) du SE de Guizhou va se développer à cheval entre le prisme d'accrétion et l'arc volcanique. Il faut remarquer qu'il n'y a pas d'évidence pour trancher entre environnement de bassin d'arrière-arc et celui d'avant-arc. Pour le faire, une étude de reconstitution paléogéographique, qui ne fait pas l'objet de ce travail, est indispensable.

Les dépôts sédimentaires sont du type turbiditique proximal à intermédiaire sans transport important ni altération, à part un bon tri résultant des processus hydrodynamiques du courant de turbidité. Pendant cette phase sédimentaire, dans un environnement marin euxinique permettant l'accumulation de matières organiques, les sulfures authigéniques se forment à partir de sources volcanique et océanique avec potentiellement des métaux, tels que l'or associé, cela avant et pendant la diagenèse (Amstutz et Bernard, 1976; Belzile et Lebel, 1986; Allen, 2002; Neumann *et al.*, 2005).

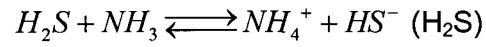
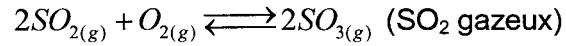
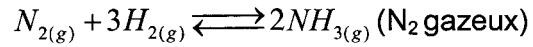
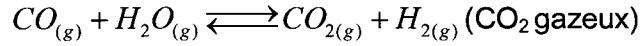
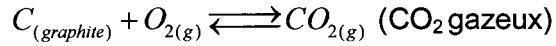
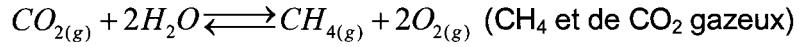
Après la diagenèse, la cristallisation et la recristallisation de sulfures se poursuivent avec apport d'éléments allothigéniques, tels que l'or et les ETR incorporés dans les minéraux comme la monazite authigénique : c'est la phase d'enrichissement en or des roches sédimentaires turbiditiques dont les sulfures disposent de défauts microcristallins favorables (Möller et Kersten, 1994; Simon *et al.*, 1999).

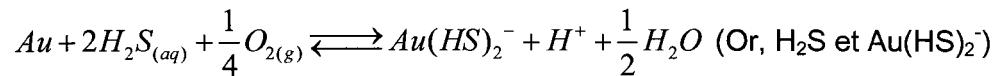
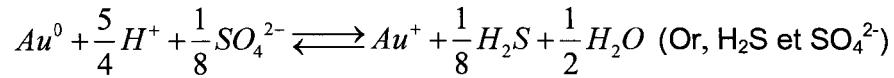
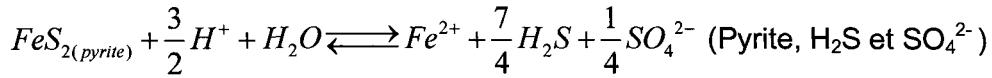
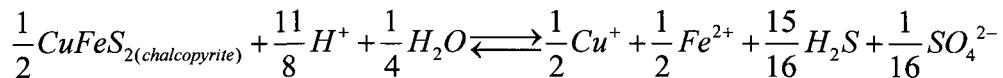
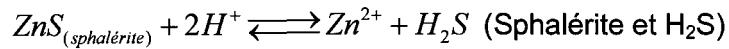
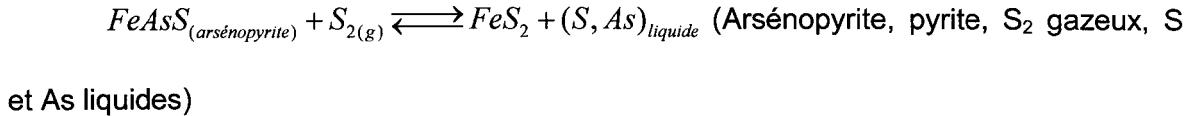
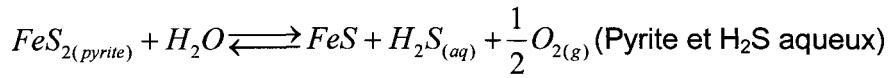
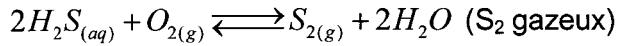
7.6.3. Troisième étape : plissement, intrusion magmatique, décrochement dextre-normal et formation des VPS aurifères

Elle intervient dans la dernière phase de l'orogenèse calédonienne (760 à 375 Ma) avec la formation et la maturation des différentes structures, à savoir les plis, failles et zones de cisaillement. Cette orogenèse a contribué au plongement de la procroûte du NO Guizhou sous le SE de Guizhou le long de la ligne de suture Sandu-Tongren (Li, 1978; Wang, 1996) entraînant, couplée à l'intrusion magmatique sous-jacente, le soulèvement de la zone plissée. Cette intrusion est effective pendant le décrochement dextre faisant jouer les failles et zones de cisaillement en mouvement dextre-normal (Fig. 7.4). Il se crée un système hydrothermal alimenté en chaleur et en fluide par l'intrusion sous-jacente. Le fluide circule dans les roches sédimentaires protérozoïques pour s'enrichir en différents

éléments chimiques. Le soufre sera collecté des sulfures existant dans les sédiments. Le N₂ et le CH₄ proviennent probablement de l'interaction du fluide avec les roches charbonneuses (Cox *et al.*, 1995; Windh, 1995; Uemoto *et al.*, 2002). Il s'y produit un ensemble de réactions qui conduit au transport de l'or potentiellement par H₂S (présent dans les inclusions fluides IF1 analysées) sous forme de complexe thiosulfate Au(HS)⁻ (McCuaig et Kerrich, 1994, 1998; Uemoto *et al.*, 2002).

Les réactions chimiques ci-dessous indiquées (Drummond et Ohmoto, 1985; Uemoto *et al.*, 2002; Hill *et al.*, 2003), entre autres, permettent d'indiquer certaines réactions chimiques réalisables pour produire et transporter probablement des éléments chimiques et minéraux mentionnés plus haut dans ce chapitre (indiqués entre parenthèse) :





Les fluides ainsi enrichis en or vont être conduits par les zones de cisaillements bordant les flancs des plis de deuxième ordre pour se rendre en zone charnière de ceux-ci. Ces zones de cisaillements peuvent être relayées par des failles listriques plus profondes (Fig. 7.4).

Le mécanisme de plissement préconisé est la déformation de charnière (Ramsay, 1967; Ragan, 1968, 1973, 1985; Ramsay et Huber, 1987; Ghosh, 1993; Marshak et Mitra, 1998) combiné au mouvement de décrochement dextre et à l'intrusion sous-jacente. Ce mécanisme à l'avantage de créer un gradient de contrainte (Ramsay et Huber, 1987; Ghosh, 1993; Marshak et Mitra, 1998) favorable à la conduite et à la précipitation du fluide hydrothermal dans les zones charnières. Il est surtout contrôlé par le contraste de ductilité des couches et peut être reproductible dans les séquences lithologiques successives (Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1987; Marshak et Mitra, 1998).

L'exemple simple qui a été transcrit de Ghosh (1993) : « de la déformation d'une barre mince sous une charge uniaxiale permet de modéliser mathématiquement ce mécanisme, en supposant que le matériau est élastique, l'amplitude de courbure est très petite et qu'il n'y a aucun cisaillement perpendiculaire à l'axe long de la barre (Fig. 7.5a).

On considère un petit segment séparé par deux sections mn et $m'n'$ à une distance de départ dx de part et d'autre, avec l'axe x parallèle à l'axe de la barre et l'axe y perpendiculaire à celui-ci (Fig. 7.5b). À l'état déformé, les sections font un angle $d\theta$ entre eux (Fig. 7.5c). Si le rayon de courbure de la surface AB est r , la longueur de l'arc AB est $rd\theta$. La contrainte longitudinale de la fibre située à la distance y de cette surface médiane est :

$$\varepsilon_x = \frac{(r+y)d\theta - rd\theta}{rd\theta} = \frac{y}{r}$$

Cette équation permet de voir que y est positif dans la partie convexe et est négatif dans la partie concave par rapport à la surface neutre A-B ou y est égal à zéro (aucune contrainte tangentielle).

De cette équation il résulte :

$$\sigma_x = E\epsilon_x = E \cdot \frac{y}{r}$$

Avec σ_x la contrainte tangentielle locale orientée et E le module de Young. À partir de la distribution de la contrainte longitudinale sur une des faces du segment de barre considéré, il y aura un moment de courbure (M) à partir de la ligne AB (Fig. 7.5d). À tout point de cette surface de courbure, le moment de courbure est $M = \delta_x \cdot y$. La somme des moments de courbure le long de la section est :

$$M = \int \sigma_x y da$$

Avec a indiquant l'aire de la section considérée. À partir des deux équations précédentes, il s'en suit :

$$M = \frac{E}{r} \int y^2 da$$

L'intégrale $\int y^2 da$ dépend entièrement de la forme de la section et est représentée par le symbole I appelé *area moment of inertia* (moment surfacique d'inertie). Si b est la largeur de la barre ; $da = b dy$ et :

$$I = \int y^2 da = b \int_{-h/2}^{h/2} y^2 dy = \frac{bh^3}{12}, \text{ } h \text{ est l'épaisseur de la barre.}$$

Le moment de courbure sera alors donné par l'expression :

$$M = \frac{EI}{r}$$

La quantité EI est la rigidité flexurale (*flexural rigidity*).

Cette dernière équation, attribuée à Bernoulli et Euler, est la base pour l'analyse du « mécanisme de flexure » qui sort du cadre de cette thèse, intervenant dans la déformation de charnière. Toutefois, elle met en exergue le contrôle de la rhéologie se prolongeant avec le contraste de ductilité dans ce type de mécanisme tout en ayant rappelé plus haut le rôle de la surface neutre et la distribution du moment par rapport à cette dernière.

Pour la mise en place des VPS aurifères, les zones de cisaillement de deuxième ordre ont joué. Elles ont pu être couplées avec l'intrusion sous-jacente qui peut même les avoir générées. Des études indiquent la possibilité d'intrusion magmatique pendant la transpression (Sanderson et Marchini, 1984) et même celle de la création de tels cisaillements par une intrusion magmatique (McCaffrey, 1992; Benn et al., 1997; Benn et al., 1998).

Le fluide hydrothermal contenant de l'or transporté principalement par H_2S mais aussi par SO_2 va atteindre la zone charnière. Les VPS se forment ainsi que les sulfures,

tels que pyrite, arsénopyrite, sphalérite et galène. À la suite de fluctuation de pression (Cox *et al.*, 1995; Windh, 1995), l'immiscibilité du fluide peut se produire (Robert et Kelly, 1987; Guha *et al.*, 1991), ce qui va affecter l'activité de H₂S (McCuaig et Kerrich, 1998) par rapport à SO₄²⁻ : $a(SO_4^{2-} / H_2S_{(aq)})$ (Cleverley et Bastrakov, 2005), en d'autres termes, la disponibilité en souffre qui va être séquestré dans la phase gazeuse du fluide. Cela conduira à la précipitation de l'or (McCuaig et Kerrich, 1998; Cleverley et Bastrakov, 2005) qui va se fixer préférentiellement sur les défauts mécaniques, microcristallins ou texturaux des cristaux de sulfures (pyrite, arsénopyrite ; Möller et Kersten, 1994), mais aussi aux points triples des cristaux de quartz et aux limites des sous-grains. Ce processus peut se poursuivre de façon cyclique et conduire à l'enrichissement progressif de la VPS avec le temps. Les dations Re-Os sur arsénopyrite de Morelli *et al.* (2005), des gisements similaires en Nouvelle-Écosse, suggèrent plusieurs étapes dans la mise en place de la minéralisation aurifère.

Le mécanisme que nous proposons est différent du *crack-seal* (Ramsay et Huber, 1983) suggéré pour les gisements similaires en Australie (Cox *et al.*, 1995) même si le mécanisme de *fault-valve behaviour* (Sibson, 1989; Sibson et Scott, 1996), en ce qui concerne le comportement des failles et zones de cisaillement, peut être retenu comme moteur de l'ascension du fluide minéralisateur. Dans les veines étudiées à Jinping, il n'a pas été reconnu d'évidence de *crack-seal*, dont la structure *crustiform* caractérise les veines de quartz générés par ce mécanisme (Sibson, 1989; Cox *et al.*, 1995; Sibson et Scott, 1996).

Le modèle proposé fait jouer un rôle de conduit du fluide minéralisateur aux failles et zones de cisaillement au lieu de la réactivation proposée pour les gisements de mêmes

types en Australie (Sandiford et Keays, 1986; Cox *et al.*, 1995). Il y est reconnu, dans les plis en chevron droit, à symétrie orthorhombique, que la minéralisation aurifère se localise sur un seul flanc contrairement à l'autre (Windh, 1995). Le rôle d'autres structures, que le plissement dans la mise en place des VPS aurifères peut alors être suspecté. De plus, certaines failles inverses de réactivation sont parallèles au plan axial du pli, Windh (1995) suggérant ainsi leur existence avant la réactivation.

Le modèle proposé accorde un rôle de premier plan à l'intrusion magmatique. Celle-ci, en plus de son rôle de source de chaleur et de fluide, participe dans la mise en place des VPS aurifères. De par son ascension épisodique, elle favorise le mouvement normal des failles et zones de cisaillement à fort pendage permettant la fluctuation de pression par le mécanisme de *fault-valve behaviour* (Sibson *et al.*, 1988; Sibson, 1989). Cela confère à ces structures un mouvement non « andersonien » (Angelier, 1979; Jackson et McKenzie, 1983; Price, 1988; Sylvester, 1988) et permet de faire varier la pression fluide de façon épisodique dans les conduits (failles et zones de cisaillement) et dans la zone de dépôt (charnière de pli).

À la fin de l'intrusion magmatique responsable en partie du mouvement normal, et dans le prolongement de la compression, il peut se produire un mouvement de réactivation qui peut occasionner des décrochements et ou des mouvements inverses du fait même de l'angle fort des plans de faille ou cisaillement par rapport à la contrainte tectonique.

À l'issue de cette étude, les gisements de Jinping peuvent être situés dans le diagramme géochronologique de synthèse de la figure 7.6. Celle-ci permet d'interpréter la mise en place des VPS aurifères à la fin de la phase de déformation D2 (plissements,

cisaillements et faille NE), pendant l'intrusion granitique, autour de 475 Ma, mais après le métamorphisme régional (1000 à 760 Ma) plus prononcé dans la région du nord-ouest de Guizhou.

Une étude de reconstitution paléogéographique, qui sort du cadre de l'étude actuelle, s'avère indispensable dans cette région si l'on veut tester les hypothèses d'environnement de formation des occurrences de Jinping proposées dans ce chapitre.

Figures du chapitre 7

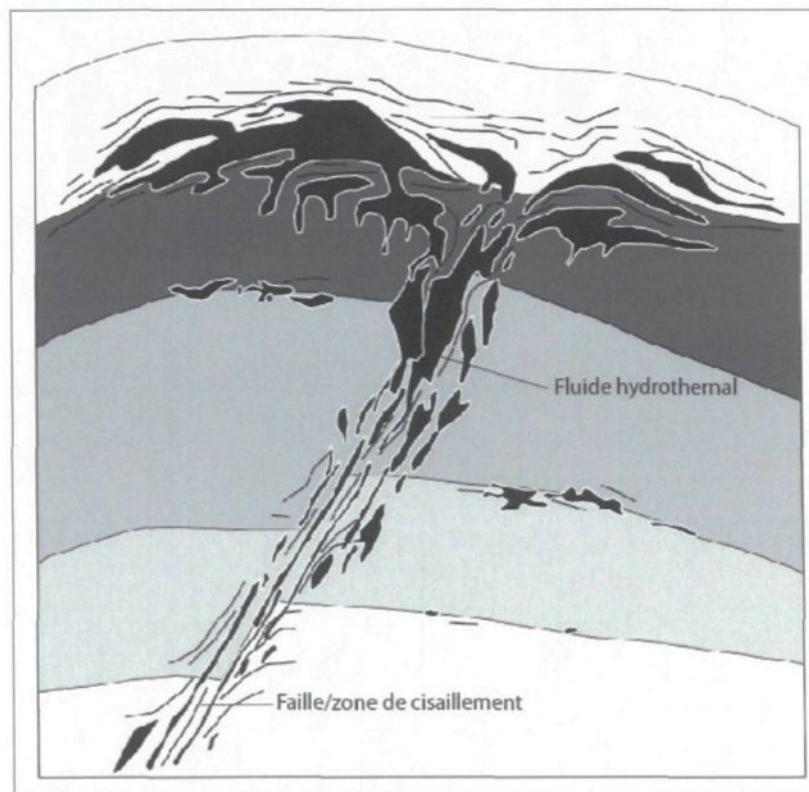


Fig. 7.1. Schéma d'illustration de la conduite du fluide minéralisateur par la faille ou zone de cisaillement; la compétence des couches est représentée en niveau de gris, adaptée de Volfson et Yäkovlev (1982).

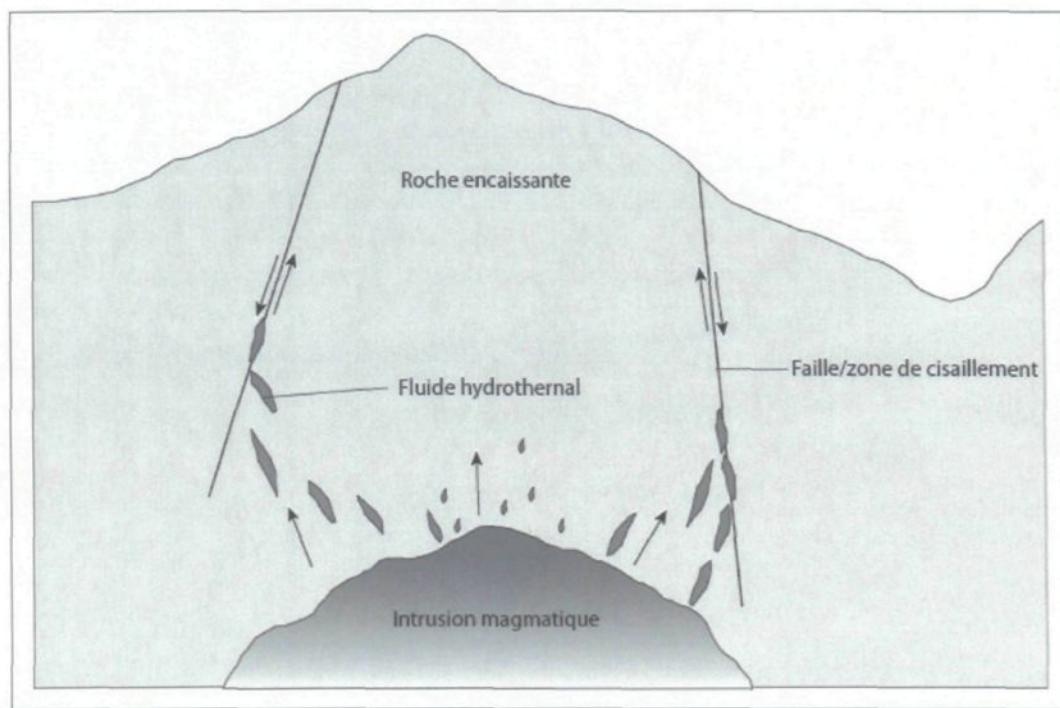


Fig. 7.2. Schéma illustrant la source magmatique primaire du fluide hydrothermal à l'origine des VPS aurifères ; les fluides après un long drainage dans la roche encaissante, sont conduits par les failles ou zones de cisaillement.

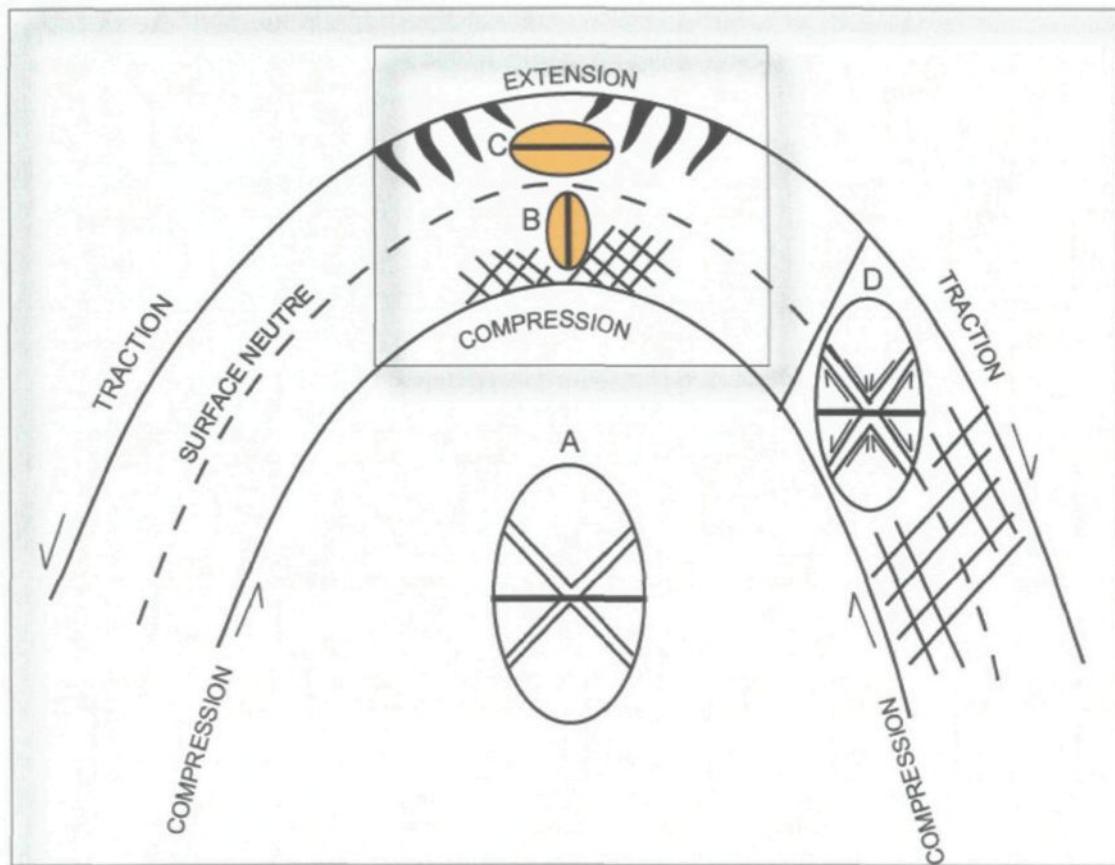


Fig. 7.3. Schémas illustrant la déformation de couche (pas le plissement) pendant la flexion, la zone charnière est représentée en encadré; orientation de l'ellipsoïde de déformation : A- générale, B- zone de compression, C -zone d'extension, D- flanc du pli, modifié de Smirnov (1976).

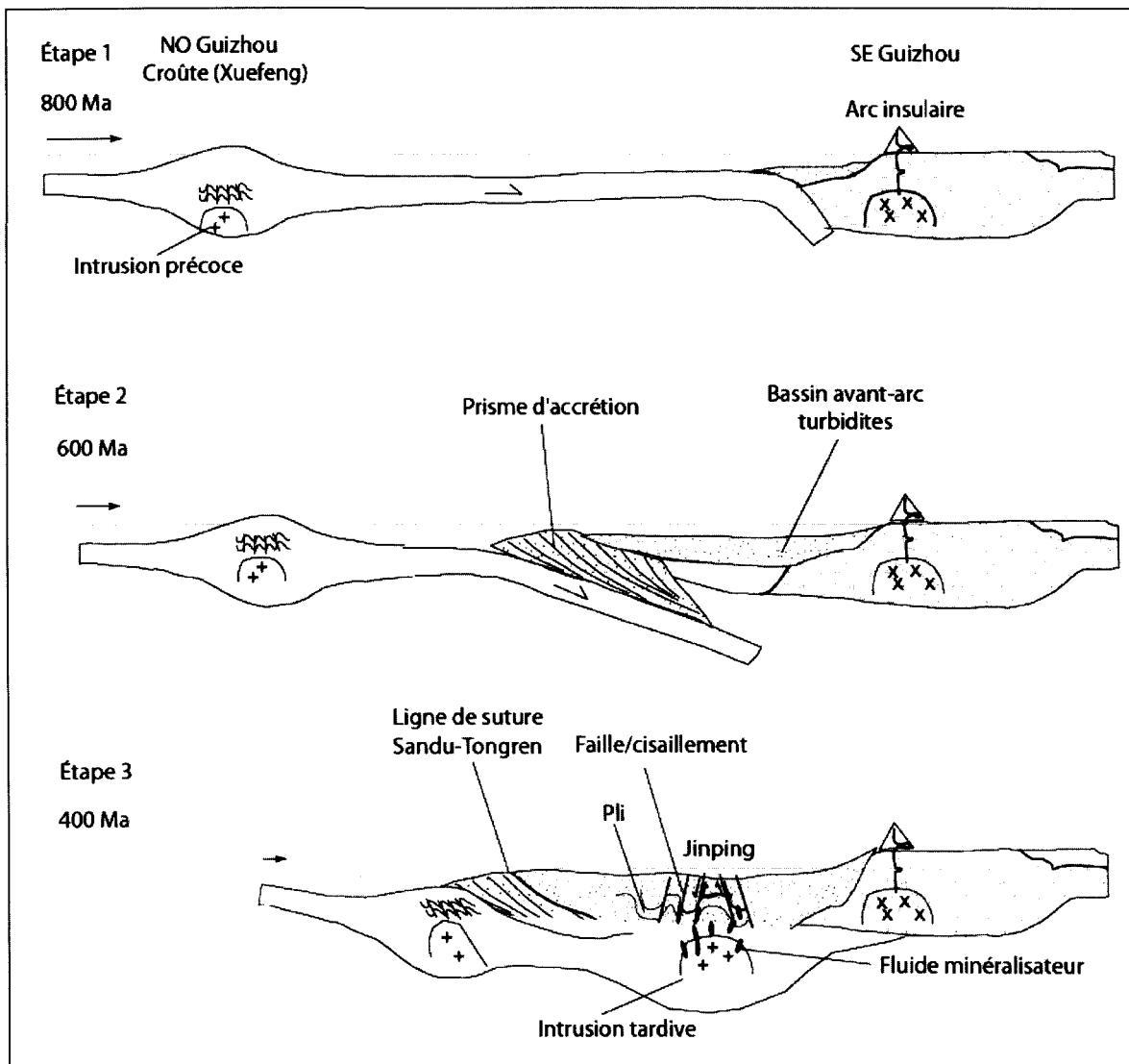


Fig. 7.4. Modèle géodynamique hypothétique de formation des gisements de Jinping ; commentée dans le texte.

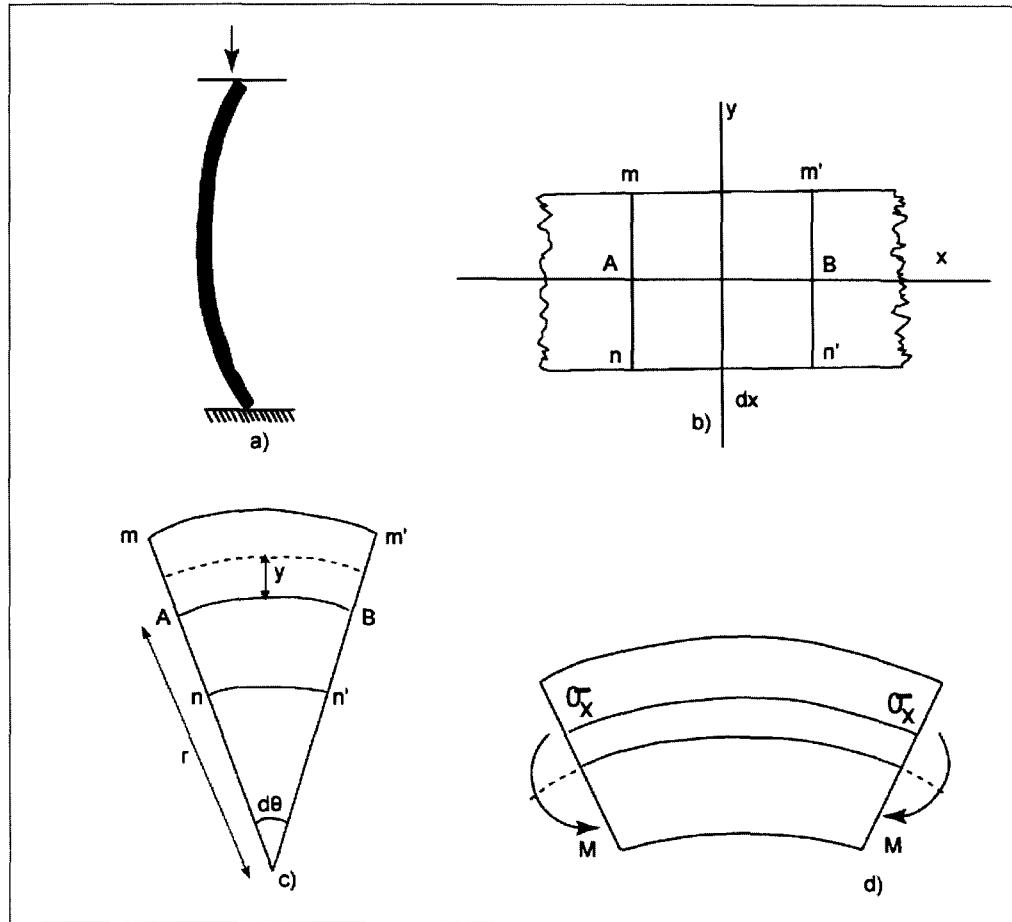


Fig. 7.5. Déformation d'une barre mince par flexure : modèle analogique simplifié de la déformation de charnière; commentée dans le texte, d'après Ghosh (1993).

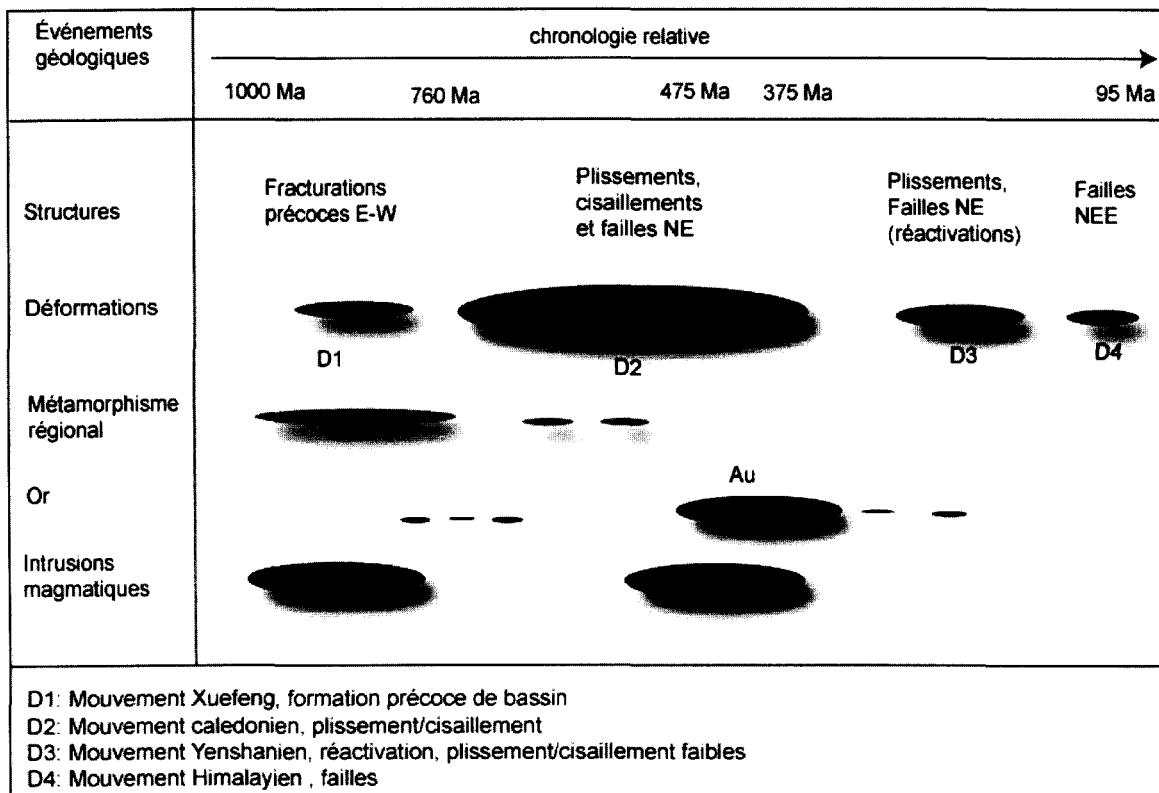


Fig. 7.6. Diagramme géochronologique de synthèse ; il situe la minéralisation aurifère de Jinping dans son contexte géotectonique régional, les intensités relatives (métamorphisme par exemple) sont celles interprétées localement à Jinping.

CHAPITRE 8

CONCLUSION GÉNÉRALE ET APPORTS ORIGINAUX

Les gisements de Jinping sont les premiers de type *turbidite-hosted gold deposit* découvertes en Chine. Ces travaux devaient donc avant même d'aborder la problématique pour ce type de gisement, les caractériser.

Deux gisements (de Pingqiu et de Huaqiao), ont fait l'objet de ce travail. Ils ont été localisés dans leur contexte lithostructural. Les relations entre les veines aurifères et les différentes structures ont été établies. La géométrie du pli est différente de celle des exemples étudiés en Australie et au Canada où il est question de pli en chevron.

Il a été confirmé que la minéralisation aurifère est de type VPS encaissées dans les plis sinusoïdaux ouverts à peu fermés de deuxième ordre affectés dans leurs flancs par des failles ou zones de cisaillement.

À l'aide de l'étude microscopique (microstructurale et minéraphique), de l'analyse à la microsonde de très haute résolution optique, il a pu être établi un lien génétique entre les VPS et les failles ou zones de cisaillement contigüës. Cela est un apport essentiel pour la modélisation de ce type de gisement. En effet, pour les gisements similaires, les failles et zones de cisaillement sont considérées tardives, pour la plupart, par rapport au processus de minéralisation, laissant en suspens la question de la conduite du fluide minéralisateur jusque dans la zone de dépôt.

Pour les gisements similaires étudiés, le mécanisme de plissement est celui de la déformation de flanc qui cadre bien avec les plis en chevron. Le modèle théorique de déformation de charnière était envisagé pour des plis de géométrie différente, mais des exemples naturels restaient à documenter. À Jinping, à l'aide de l'étude microstructurale 3D de la veine de quartz localisée en zone charnière de pli, ce mécanisme a été caractérisé avec la mise en évidence de boudinage, de pression-dissolution le long de la S0, de structure S/C, et surtout de la constitution par le quartz2 de plis en chevrons à plans axiaux parallèles à la S0. Cette étude a aussi permis d'identifier le synchronisme entre le plissement et le cisaillement dextre. Le processus proposé pour la formation de la veine est différent de celui « instantané » du *crack-seal* communément évoqué pour la mise en place des veines de ce type de minéralisation. Il est apparu que la VPS individuelle est un système complexe constitué de plusieurs générations de quartz qui se mettent en place de façon continue et évolutive en fonction des conditions physiques (géométrie, dynamique et cinématique) et chimiques.

Dans les VPS aurifères, les sulfures identifiés, dont l'arsénopyrite et la pyrite, sont en relation avec l'or visible. À l'aide de la microsonde de haute résolution, l'analyse des relations or-sulfures a montré le caractère épigénétique de la cristallisation de l'or. En effet, il occupe les défauts cristallins et les aménagements cristallographiques disponibles dans la pyrite et l'arsénopyrite. Il ressort de ces observations avec d'autres études dans ce sens, qu'il faut analyser la relation or-sulfures au-delà du lien syngénétique qui est couramment supposé et plutôt considérer la relation d'affinité texturale et électrochimique entre l'or et les sulfures. Des études en cours essayent d'utiliser les sulfures pour caractériser des gisements d'or et retracer leurs sources. Pendant nos travaux à la microsonde, de la monazite (à terres rares) a été identifiée, incluses dans les sulfures contenus dans les

sédiments, les failles ou zones de cisaillement et dans la veine aurifère. Les spectres des terres rares obtenus sont identiques à ceux de la roche turbiditique régionale. Cela laisse entrevoir la possibilité, dans des gisements complexes d'utiliser les sulfures lorsqu'ils sont préalablement bien préparés pour caractériser la minéralisation aurifère et retracer sa source. En cela, comme apport original, notre étude a permis de suivre l'évolution de la monazite depuis les sédiments, dans la zone de cisaillement puis dans la veine de quartz aurifère. À l'intérieur de cette dernière, les microciséaillements connectés aux sulfures à or visible contiennent également de la monazite. Cela est un indice important quant à la mobilisation et la remobilisation des terres rares pendant les processus hydrothermaux, et indique que les sulfures peuvent être les vecteurs de ces éléments très utiles en géochimie roche totale.

Les failles et zones de cisaillements connectées à la VPS aurifère de Jinping sont, malgré leur fort pendage convergent vers l'extrados, à mouvement normal, incompatible avec une telle orientation. Cependant, l'analyse isotopique $\delta D/\delta^{18}\text{O}$ des inclusions fluides représentatives de la mise en place des VPS aurifères, a permis d'interpréter la source magmatique primaire comme la plus plausible pour le fluide impliqué. Lorsqu'on prend en compte le rôle dynamique de l'intrusion en plus de celui de source de chaleur et de fluide, cela cadre avec le mouvement dextre normal des failles ou zones de cisaillement. Par rapport au débat sur la source magmatique versus métamorphique, en prenant en compte la localisation des gisements de Jinping à la fois dans un environnement géologique de très faible métamorphisme et exempt d'intrusion formellement identifiée, la source magmatique devient la plus plausible pour la formation des gisements de type *turbidite-hosted gold deposit*. Cela constitue un des acquis importants de ce travail de recherche quand on tient compte de la complexité des gisements analysés en Australie et au

Canada où il est difficile de faire la part des choses entre l'intrusion magmatique très expressive et le métamorphisme régional de grade plus élevé atteignant le faciès amphibolite. Dans cette étude, en plus du rôle de source du fluide hydrothermal minéralisateur, il est mis en exergue un rôle dynamique et de maintien du système hydrothermal pendant une période suffisante pour l'enrichissement de la VPS en or.

Concernant la question de la mise en place de la VPS avant le plissement, cette étude a apporté une réponse sans équivoque. En effet, contrairement aux cas des gisements similaires australiens et canadiens dont les veines de quartz ont des âges du même ordre de grandeur que leur encaissant, celles à Jinping ont donné des âges très distincts. Les âges Rb/Sr sur inclusion fluide obtenus sur les VPS se situent entre 400 et 500 Ma à la différence de la roche encaissante datée du protérozoïque supérieur (800 à 1000 Ma). Ces données écartent la possibilité de la mise en place des VPS pendant les processus sédimentaires ou tout juste après. Elles situent les VPS aurifères à un stade très avancé du plissement voire même à la fin de celui-ci.

L'apport essentiel de cette étude a été d'arriver avec un modèle qui prend en compte les principales composantes de la formation d'un gisement aurifère : la source, le conduit et le piège. Pour les gisements de type *turbidite-hosted gold deposit*, ce modèle est suffisamment riche pour interpréter les spécificités des différents gisements de ce type. Il permet de résoudre l'ambiguïté entre sources métamorphique et magmatique du fluide minéralisateur, le rôle des failles et zones de cisaillement toujours présentes et parfois minéralisées en or, même s'il modifie le rôle de ces dernières en gardant possible leurs probables réactivations.

Le modèle présenté permet d'intégrer ce type de gisement dans un cadre plus global qui prend en compte l'évolution crustale. La classification de ces types de gisement dans la catégorie « or orogénique » semble justifiée, même si à Jinping des études restent à mener pour arriver à cette conclusion.

En résumé, ces travaux, dans le cadre de l'étude des gisements de type *turbidite-hosted gold deposit*, a permis :

- de caractériser un nouveau gisement de ce type en Chine,
- de documenter dans la nature le mécanisme de déformation de charnière pour la formation des VPS,
- de suggérer un rôle précurseur des failles et zones de cisaillements plus impliquées dans la minéralisation aurifère,
- de conforter une source magmatique primaire plus probable des fluides hydrothermaux, et de préciser le rôle de ces intrusions dans la genèse de ce type de gisement ;
- de mettre en évidence le caractère épigénétique de la minéralisation en or, et de la possibilité de la continuité du processus d'enrichissement dans le temps sans nécessairement formation de nouvelles veines ;
- de suivre la remobilisation de la monazite, donc potentiellement des terres rares, pendant le processus hydrothermal, et son lien avec les sulfures, tels que pyrite et arsénopyrite ;

- de proposer un modèle faisant intervenir la source, le conduit et le piège de formation de la minéralisation aurifère pour ce type de gisement.

A l'issue de cette étude, il convient de faire des suggestions pour les travaux futurs qui permettraient de valider ou non des hypothèses formulées. Le sujet traité ne concernait pas l'analyse structurale et la géologie régionales. Les données disponibles complétées par des observations sur des sites ponctuels ont permis de situer les gisements de Jinping dans un modèle géodynamique hypothétique. Une analyse structurale et une étude géologique régionale plus complètes sont nécessaires pour pouvoir proposer un tel modèle. Il nous a servi seulement de cadre pour situer le modèle génétique des gisements de Jinping dont l'élaboration était l'objet de cette thèse.

Références bibliographiques

- Allen, R.E., 2002, Role of diffusion-precipitation reactions in authigenic pyritization: Chemical Geology, v. 182, p. 461-472.
- Amstutz, G.C., et Bernard, A.J., 1976, Ores in Sediments, VIII. International Sedimentological Congress, Heidelberg, August 31-September 3, Springer-Verlag, p. 350.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: Tectonophysics, v. 56, p. T17-T26.
- Ashley, R.P., Cunningham, C.G., Bostick, N.H., Dean, W.E., et Chou, I.M., 1991, Geology and geochemistry of three sedimentary-rock-hosted disseminated gold deposits in Guizhou Province, People's Republic of China: Ore Geology Reviews, v. 6, p. 133-151.
- Bakker, R.J., 1997, Clathrates; computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures: Computers & Geosciences, v. 23, p. 1-18.
- Bakker, R.J., 2003a, Package FLUIDS; 1, Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties: Chemical Geology, v. 194, p. 3-23.
- Bakker, R.J., 2003b, Package FLUIDS; 1, Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties, *in* Noronha, F., Dubessy, J., et Diamond, L., eds., Ecrofi Xvi, Volume 194, Elsevier, p. 3-23.
- Barnes, H.L., 1979, Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, NY, John Wiley & Sons, 798 p.
- Belzile, N., et Lebel, J., 1986, Capture of arsenic by pyrite in near-shore marine sediments: Chemical Geology, v. 54, p. 279-281.
- Benn, K., Horne, R.J., Kontak, D.J., Pignotta, G.S., et Evans, N.G., 1997, Syn-Acadian emplacement model for the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia; magnetic fabric and structural analyses: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1279-1293.
- Benn, K., Odonne, F., et de Saint Blanquat, M., 1998, Pluton emplacement during transpression in brittle crust; new views from analogue experiments: Geology, v. 26, p. 1079-1082.

- Beus, A.A., et Grigorian, S.V., 1977, Geochemical exploration methods for mineral deposits: Wilmette, Ill., Appl. Publ. Ltd., 287 p.
- Bhatia, M.R., et Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 92, p. 181-193.
- Bierlein, F.P., et Maher, S., 2001, Orogenic disseminated gold in Phanerozoic fold belts-examples from Victoria, Australia and elsewhere: Ore Geology Reviews, v. 18, p. 113-148.
- Bierlein, F.P., Waldron, H.M., et Arne, D.C., 1999, Behaviour of rare earth and high field strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidites associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia: Journal of Geochemical Exploration, v. 67, p. 109-125.
- Bischoff, J.L., et Pitzer, K.S., 1989, Liquid-vapour relationships for the system NaCl-H₂O: Summary of the P-T-x surface from 300 to 500°C: American Journal of Science, v. 289, p. 217-248.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 57, p. 683-684.
- Bodnar, R.J., 2003a, Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., et Marshall, D., eds., Fluid inclusions: analysis and interpretation, Volume 32, Mineralogical Association of Canada, short course series, p. 81-100.
- Bodnar, R.J., 2003b, Introduction to fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., et Marshall, D., eds., Fluid inclusions: analysis and interpretation, Volume 32, Mineralogical Association of Canada, short course series, p. 1-7.
- Bodnar, R.J., et Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, *in* De Vivo, B., et Frezzotti, M.L., eds., Fluid inclusions in minerals: Methods and applications: Virginia Polytechnic Institute and State University Press, p. 117-130.
- Bodnar, R.J., Sterner, S.M., et Hall, D.L., 1989, SALTY: a FORTRAN program to calculate compositions of fluid inclusions in the system NaCl-KCl-H₂O: Computer and Geosciences, v. 15, p. 19-41.

- Boyle, R.W., 1979, The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element): Geological Survey of Canada Bulletin, v. 280.
- Boyle, R.W., 1986, Gold deposits in turbidites sequences: their geology, geochemistry and history of theories of their origin, *in* Duncan, K.J., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., Turbidite-hosted gold deposits, Geological Association of Canada Special paper, Volume 32., p. 1-13.
- Brown, P.E., 1989, Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data: American Mineralogist, v. 74, p. 1390-1393.
- Brown, P.E., 1998, Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems, *in* Richards, J.P., et Larson, P.B., eds., Techniques in hydrothermal ore deposits. Review of Economic Geology, Volume 10, p. 151-171.
- Brown, P.E., et Lamb, W.M., 1986, Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions; geobarometry and archean gold deposits: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 847-852.
- Burke, E.A.J., 2001, Raman microspectrometry of fluid inclusions: *Lithos*, v. 55, p. 139-158.
- Burnard, P.G., Stuart, F., et Turner, G., 1994, C-He-Ar variation within a dunite nodule as a function of fluid inclusion morphology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p. 243-258.
- Chang, H.K., Ming, Z.S., Gui, Z.B., Cai, L.G., Zhong, L.H., Xian, W.J., Ben, L.C., Pei, W.G., et Yun, W.H., 1984, The supplementary geological general exploration report for Tonggu gold area in Jinping of Guizhou Province, Geological report p. 59.
- Chen, D., Qing, H., Yan, X., et Li, H., 2006, Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert: *Sedimentary Geology*, v. 183, p. 203-216.
- Chen, J., Foland, K.A., Xing, F., Xu, X., et Zhou, T., 1991, Magmatism along the southeast margin of the Yangtze Block; Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia blocks of China: *Geology*, v. 19, p. 815-818.
- Chi, G., Chou, I.-M., et Lu, H.-Z., 2003, An overview on current fluid-inclusion research and applications: *Acta Petrologica Sinica*, v. 19, p. 201-212.
- Clayton, R.N., et Mayeda, T.K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 27, p. 43-52.

- Cleverley, J.S., et Bastrakov, E.N., 2005, K2GWB: Utility for generating thermodynamic data files for the Geochemist's Workbench at 0-1000 °C and 1-5000 bar from UT2K and the UNITHERM database: Computer and Geosciences, v. 31, p. 756-767.
- Cosgrove, J.W., 1993, The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession: Journal of Structural Geology, v. 15, p. 491-500.
- Cox, S.F., Ethridge, M.A., Cas, R.A.F., et Clifford, B.A., 1991, Deformation style of the Castlemaine area, Bengigo-Ballara Zone: Implication for evolution of crustal structure in central Victoria: Australian Journal of Earth Sciences, v. 38, p. 151-170.
- Cox, S.F., Sun, S.-S., Etheridge, M.A., Wall, V.J., et Potter, T.F., 1995, Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia: Economic Geology, v. 90, p. 1722-1746.
- Craig, J.R., et Vaughan, D.J., 1994, Ore microscopy and ore petrography: New York, NY, John Wiley & Sons, 434 p.
- Cunningham, C.G., Ashley, R.P., Chou, I.M., Zushu, H., Wan, C., et Li, W., 1988, Newly discovered sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in the People's Republic of China: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 83, p. 1462-1469.
- DBBR, 1988, EQUI-PHASE Hydrate, Version 88.6; software available from D.B. Robinson Research Ltd, Edmonton, Alberta, Canada.
- Diamond, L.W., 1996, Isochoric paths in immiscible fluids and the interpretation of multicomponent fluid inclusions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 3825-3834.
- Diamond, L.W., 2001, Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions: *Lithos*, v. 55, p. 69-99.
- Diamond, L.W., 2003a, Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., et Marshall, D., eds., Fluid inclusions: analysis and interpretation, Volume 32, Mineralogical Association of Canada, short course series, p. 101-158.
- Diamond, L.W., 2003b, Systematics of H₂O Inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., et Marshall, D., eds., Fluid inclusions: analysis and interpretation, Volume 32, Mineralogical Association of Canada, short course series, p. 55-79.

- Dickin, A.P., 1997, Radiogenic isotope geology: Cambridge, Cambridge University Press, 490 p.
- Dilles, J.H., Solomon, G.C., Taylor, H.P., Jr., et Einaudi, M.T., 1992, Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada: Economic Geology, v. 87, p. 44-63.
- Dong, G., Morrison, G., et Jaireth, S., 1995, Quartz textures in epithermal veins, Queensland-classification, origin, and implication: Economic Geology, v. 90, p. 1841-1856.
- Douglas, G.V., 1948, Structure of Gold Veins of Nova Scotia. in Structural Geology of Canadian Ore deposits: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, p. 919-926.
- Drummond, S.E., et Ohmoto, H., 1985, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: Economic Geology, v. 80, p. 126-147.
- Duan, Z., Moller, N., et Weare, J.H., 1992, An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system. II. Mixtures from 50 °C to 1000 °C and 0 to 1000 bars: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 2619-2631.
- Essarraj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., et Fourcade, S., 2001, Multistage deformation of Au-quartz veins (Laurieras, French Massif Central); evidence for late gold introduction from microstructural, isotopic and fluid inclusion studies: Tectonophysics, v. 336, p. 79-99.
- Faribault, E.R., 1899, The gold measures of Nova Scotia and deep mining: Journal of Canadian Mineralogical Institute., v. 2, p. 119-129.
- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology: New York, NY, John Wiley & Sons, 589 p.
- Feng, X., Li, G., et Qiu, G., 2004, A preliminary study on mercury contamination to the environment from artisanal zinc smelting using indigenous methods in Hezhang county, Guizhou, China- Part 1: Mercury in Hezhang from zinc smelting and its influences on the surface water: Atmospheric Environment, v. 38, p. 6223-6230.
- Fitches, W.R., Cave, R., Craig, J., et Maltman, A.J., 1986, Early veins as evidence of detachment in the lower Palaeozoic rocks of the Welsh Basin: Journal of Structural Geology, v. 8, p. 607-620.

- Fletcher, C.J.N., Campbell, S.D.G., Carruthers, R.M., Busby, J.P., et Lai, K.W., 1997, Regional tectonic setting of Hong Kong; implications of new gravity models: *Journal of Geological Society (London)*, v. 154, p. 1021-1030.
- Foster, D.A., Gray, D.R., Kwak, T.A.P., et Bucher, M., 1998, Chronology and tectonic framework of turbidite-hosted gold deposits in the Western Lachlan Fold Belt, Victoria: ^{40}Ar - ^{39}Ar results: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 229-250.
- Fowler, T.J., 1996, Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia: *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 1399-1415.
- Fowler, T.J., et Winsor, C.N., 1996, Evolution of chevron folds by profile shape changes; comparison between multilayer deformation experiments and folds of the Bendigo-Castlemaine goldfields, Australia: *Tectonophysics*, v. 258, p. 125-150.
- Gallagher, J.S., Crovetto, R., et Sengers, J.M.H.L., 1993, The thermodynamic Behavior of $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ System from 400-K to 1000-K, up to 100 Mpa and 30-Percent Mole Fraction of CO_2 : *Journal of Physical Chemistry*, v. 22, p. 431-513.
- Gao, Z., 1992, The ore-forming conditions and ore predictions of sediment-hosted disseminated gold deposits in northwest Sichuan (in Chinese), I-88-92-02-2 Research report of the gold administration of China.
- Ghosh, S.K., 1993, Structural geology: Fundamentals and modern developments, Pergamon Press, Oxford, p. 598.
- Goldfarb, R.J., Leach, D.L., Miller, M.L., et J., P.W., 1986, Geology, metamorphic setting, and genetic constraints of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez Group, south-central Alaska, *in* Duncan, K.J., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., Turbidite-hosted gold deposits, Geological Association of Canada Special paper, Volume 32, p. 87-105.
- Goldstein, R.H., 2003, Petrographic analysis of fluid inclusions, *in* Samson, I., Anderson, A., et Marshall, D., eds., Fluid inclusions: analysis and interpretation, Volume 32, Mineralogical Association of Canada, short course series, p. 81-100.
- Goldstein, R.H., et Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals, Society for sedimentary Geology Short Course 31, SEPM, Tulsa, OK, p. 199.
- Grant, J.A., 1986, The isocon diagram- A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1982.

- Graves, M.C., et Zentilli, M., 1982, A review of the geology of gold in Nova Scotia, Geology of Canadian Gold Deposits, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Paper, Volume 24, p. 233-242.
- Gresens, R.L., 1967, Composition-Volume Relationship in Metasomatism: Chemical Geology, v. 2, p. 47-55.
- Groves, D.I., Condie, K.C., Goldfarb, R.J., Hronsky, J.M.A., et Vielreicher, R.M., 2005, Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 100, p. 203-224.
- Guha, J., Lu, H.-Z., et Dubé, B., 1991, Fluid characteristics of vein and altered wall rocks in Archean mesothermal gold deposits: Economic Geology, v. 86, p. 667-684.
- Haeussler, P.J., Bradley, D., Goldfarb, R., Snee, L., et taylor, C., 1995, Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska: Geology, v. 23, p. 995-998.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., et Bodnar, R.J., 1988, Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O: Economic Geology, v. 83, p. 197-202.
- Haynes, S.J., 1986, Geology and chemistry of turbidite-hosted gold deposits, greenschist facies, eastern Nova Scotia, Canada, in Duncan, K.J., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., Turbidite-hosted gold depositsGeological Association of Canada Special paper., Volume 32, p. 161-177.
- Henderson, J.R., Henderson, M.N., et Wright, T.O., 1990, Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada: Geology, v. 18, p. 654-657.
- Henderson, J.R., Wright, T.O., et Henderson, M.N., 1986, A history of cleavage and folding: an example from the Goldenville Formation, Nova Scotia: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1354-1366.
- Henderson, J.R., Wright, T.O., et Henderson, M.N., 1992, Strain history of the Meguma Group, Lunenburg and Ecum Secum Areas, Nova Scotia, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Wolfville, Nova Scotia, Field Excursion C-11: Guidebook.
- Hill, J.W., Petrucci, R.H., Dion, M., et Lamoureux, M., 2003, Chimie des solutions: Québec, ERPI, 429 p.

- Hippertt, J., et Tohver, E., 2002, Interaction of flexural shear, S-C fabrics, and oblique shear during folding of micaceous quartzite: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1087-1099.
- Hirth, G., et Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 145-159.
- Holcombe, R.J., 2003a, Geocalculator 4.5: Computer programme for calculating structural data, Department of Earth Sciences, University of Queensland.
- Holcombe, R.J., 2003b, GEOrient 9.2: Stereographic projections and rose diagram plots, computer programme for plotting structural data, Department of Earth Sciences, University of Queensland.
- Horne, R., et Culshaw, N., 2001, Flexural-slip folding in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1631-1652.
- Hu, R.-Z., Su, W.-C., Bi, X.-W., Tu, G.-Z., et Hofstra, A.H., 2002, Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 378-392.
- Jackson, J., et McKenzie, D., 1983, The geometrical evolution of normal fault systems: *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 471-482.
- Jessell, M.W., Willman, C.E., et Gray, D.R., 1994, Bedding parallel veins and their relationship to folding: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 753-767.
- Jian, Z., 1996, Map album of relationship between crustal evolution and distribution of mineral resources in China (in Chinese), Geological Press, Beijing.
- Kawahata, H., Kusakabe, M., et Kikuchi, Y., 1987, Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa Rica Rift: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 85, p. 343-355.
- Keita, M., Lu, H.-Z., Hu, R.-Z., Guha, J., et Carignan, J., 2004, Caractères géologiques et structuraux de la minéralisation aurifère du Comté de Jinping (SE de la Province de Guizhou, R.P. Chine), GAC-MAC Joint annual meeting, Program Volume 29: St. Catharines, Ontario (Canada), p. 56.
- Keppie, J.D., 1976, Structural model for the saddle reef and associated gold veins in the Meguma group, Nova Scotia: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Bulletin, v. 69, p. 103-116.

- Kerkhof Van den, A.M., et Hein, U.F., 2001, Fluid inclusion petrography: Lithos, v. 55, p. 27-47.
- Kerrick, R., 1989, Archean gold: Relation to granulite formation or felsic intrusions?: Geology, v. 17, p. 1011-1015.
- Kerrick, R., 1990, Carbon-isotope systematics of Archean Au-Ag vein deposits in the Superior province: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 40-56.
- Klimetz, M.P., 1983, Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of eastern China: Tectonics, v. 2, p. 139-166.
- Kontak, D.J., 1996, A multidisciplinary approach to detect multiple source reservoirs and processes in the formation of turbidite-hosted gold mineralization: An example from the Meguma Terrane of Nova scotia., *in* MacDonald, D.R., et Mills, K.A., eds., Minerals and Energy Branch report of Activities 1995, Nova Scotia Department of Natural Resources, Rep. 96-1, p. 43.
- Kontak, D.J., Smith, P.K., Kerrich, R., et Williams, P.F., 1990, Integrated model for Meguma Group lode gold deposits, Nova Scotia, Canada: Geology, v. 18, p. 238-242.
- Kruhl, J.H., et Peterzell, M., 2002, The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallised quartz: the effect of crystallography and temperature: Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1125-1137.
- Leitch, C.H.B., et Lentz, D.R., 1994, The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems; methods, pitfalls, examples, *in* Lentz, D.R., ed., 1994 Waterloo Geological Association of Canada annual meeting, Volume 11, Geological Association of Canada, p. 161-192.
- Li, M., 1978, Regional geology of Guizhou Province; a brief text in English, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Resources, Geological Memoirs, No. 7, Geological Publishing House, Beijing, (in Chinese, partly translated into English), p. 664-698.
- Li, X.-H., 1997, Timing of the Cathaysia Block formation; constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology: Episodes, v. 20, p. 188-192.
- Li, Z.-X., 1994, Collision between the North and South China blocks; a crustal-detachment model for suturing in the region east of the Tanlu Fault: Geology, v. 22, p. 739-742.

- Li, Z.X., 1998, Tectonic history of the major East Asian lithospheric blocks since the mid-Proterozoic; a synthesis: American Geophysical Union, Geodynamic Series., v. 27, p. 221-243.
- Liu, B.J., Xu, X.S., Pan, S.N., et Huang, H.C., 1993, Sedimentary-crustal evolution and mineralization of the paleo-continent of South China, Sciences Press, Beijing, p. 236.
- Lloyd, G.E., et Freeman, B., 1994, Dynamic recrystallisation of quartz under greenschist conditions: Journal of Structural Geology, v. 16, p. 867-881.
- Lloyd, G.E., et Knipe, R.J., 1992, Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions: Journal of Structural Geology, v. 14, p. 127-143.
- Lu, H.-Z., et Keita, M., 2005, Les gisements de type turbidite-hosted gold du S-E de la Province de Guizhou, Chine: contexte régional, styles de minéralisation et implications génétiques, Colloque 204: Source-Transport-Dépôt: état des connaissances sur les gisements orogéniques, 73e Congrès de l'ACFAS, 9-13 mai 2005, Recueil de programmes UQAC, Chicoutimi, p. 36.
- Lu, H.-Z., Hu, R., Wang, Z., Chen, W., et Wu, X., 2003a, The geology and structures of SE Guizhou, A report to China Academy of Sciences, p. 52.
- Lu, H.-Z., Huang, S., Zhi, Y., et Wang, X., 2003b, Report on remote sensing study in Tianzhu and Jinping area, Guizhou Province, China, Institute of geochemistry (Chinese Academy of Sciences) in Guiyang, p. 24, (in Chinese).
- Lu, H.-Z., Liu, Y., Wang, C., Xu, Y., et Li, H., 2003c, Mineralization and fluid inclusion study of Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan Province, China: Economic Geology, v. 98, p. 955-974.
- Lu, H.-Z., Wang, Z., et Chen, W., 2001, The relationship between folding, shear zone and gold bearing quartz vein, Tianzhu and Jinping counties, SE Guizhou, A report unpublished, p. 16.
- Lu, H.-Z., Wang, Z., Wenyi, C., Xueyi, W., Hu, R., et Keita, M., 2005a, Turbidite-hosted gold deposits of SE Guizhou, China: Their regional setting, mineralizing styles, and some genetic constraints, in Mao, J., et Bierlein, F.P., eds., Mineral deposit research: Meeting the Global Challenge, Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting, Beijing, China, 18-21 August 2005, Volume 1, p. 545-548.

- Lu, H.-Z., Wang, Z., Wu, X., Chen, W., Zhu, X., Guo, D., Hu, R., et Keita, M., 2005b, Turbidite-hosted gold deposits in SE Guizhou Province, China: their regional setting, structural control and gold mineralization: *Acta Geologica Sinica*, v. 79, p. 98-105.
- Lu, J., et Seccombe, P.K., 1992, A fluid inclusion study of auriferous quartz veins-Hill End gold field, NSW, Australia, *Geological Society of Australia Abstracts*, no. 32, p. 82-84.
- Mancktelow, N.S., et Pennacchioni, G., 2004, The influence of grain boundary fluids on the microstructure of quartz-feldspar mylonites: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 47-69.
- Mao, Y., 1992, Characteristic of sediment-hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan (in Chinese): *Acta Geologica Sichuan*, v. 12, p. 36-42.
- Marshak, S., et Mitra, G., 1998, Basic methods of structural geology, Printice-Hall, Inc., New Jersey, p. 446.
- Mawer, C.K., 1986, The bedding-concordant gold-quartz veins of the Meguma Group, Nova Scotia, *Geological Association of Canada Special Paper* 32, p. 135-148.
- McBride, D.E., 1978, Geology of the Ecum Secum area, Halifax and Guysborough Counties, Nova Scotia, *Nova Scotia Department of Mines Paper* 78-1, p. 12.
- McCaffrey, K.J.W., 1992, Igneous emplacement in the transpressive shear zone; Ox Mountains igneous complex: *Journal of the Geological Society of London*, v. 149, p. 221-235.
- McCuaig, T.C., et Kerrich, R., 1994, P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics, *in* Lentz, D.R., ed., *Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-forming Systems*: Geological Association of Canada, Short Course Notes, Volume 11, p. 339-379.
- McCuaig, T.C., et Kerrich, R., 1998, P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics: *Ore Geology Reviews*, v. 12, p. 381-453.
- McMillan, R.H., 1996, Turbidite-hosted Au Veins, *in* Lefebvre, D.V., et Höy, T., eds., *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Metallic Deposits*, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13, Volume 2, p. 59-62.

- Ménez, B., Philippot, P., Bonnin-Mosbah, M., Simionovici, A., et Gibert, F., 2002, Analysis of individual fluid inclusions using Synchrotron X-Ray Fluorescence microprobe: progress toward calibration for trace elements: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, p. 561-576.
- Mernagh, T.P., 2001, A fluid inclusion study of the Fosterville Mine: a turbidite-hosted gold field in the Western Lachlan Fold Belt, Victoria, Australia: *Chemical Geology*, v. 173, p. 91-106.
- Möller, P., et Kersten, G., 1994, Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surfaces: *Mineralium Deposita*, v. 29, p. 404-413.
- Monecke, T., Kempe, U., et Götz, J., 2002, Genetic significance of trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 202, p. 709-724.
- Morelli, R.M., Creaser, R.A., Selby, D., Kontak, D.J., et Horne, R.J., 2005, Rhenium-Osmium geochronology of arsenopyrite in Meguma Group gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: Evidence for multiple gold-mineralizing events: *Economic Geology*, v. 100, p. 1229-1242.
- Morrison, G.W., Rose, W.J., et Jaireth, S., 1991, Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 6, p. 333-364.
- Nadeau, S., Philippot, P., et Pineau, F., 1993, Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-C-O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high-pressure metamorphism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, p. 431-448.
- Naden, J., et Shepherd, T.J., 1989, Role of methane and carbon dioxide in gold deposition: *Nature*, v. 342, p. 793-795.
- Nehlig, P., 1991, Salinity of oceanic hydrothermal fluids: a fluid inclusion study: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 102, p. 310-325.
- Nesbitt, H.W., 1979, Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of granodiorite: *Nature*, v. 279, p. 206-210.
- Nesbitt, H.W., et Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature (London)*, v. 299, p. 715-717.

- Neumann, T., Rausch, N., Leipe, T., Dellwig, O., Berner, Z., et Böttcher, M.E., 2005, Intense pyrite formation under low-sulfate conditions in the Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 3619-3630.
- Newhouse, W.H., 1936, A zonal gold mineralization in Nova Scotia: *Economic Geology* and the *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 31, p. 805-831.
- Nishikawa, O., et Takeshita, T., 2000, Progressive lattice misorientation and microstructural development in quartz veins deformed under subgreeschist conditions: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 259-276.
- Padgham, W.A., 1986, Turbidite-hosted gold-quartz veins in the Slave structural province, NWT, in Duncan, K.J., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., *Turbidite-hosted gold deposits*, Geological Association of Canada Special paper, Volume 32, p. 119-134.
- Parry, W.T., 1986, Estimation of XCO_2 , P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$: *Economic Geology*, v. 81, p. 1009-1013.
- Passchier, C.W., et Trouw, R.A.J., 1998, *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, Germany, (2nd edition), p. 289.
- Pasteris, J.D., Wopenka, B., et Seitz, J.C., 1988, Practical aspects of quantitative laser Raman microprobe spectroscopy for the study of fluid inclusions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 979-988.
- Peterson, C.J., 1982, Oxygen isotopic evidence for the origin and evolution of a scheelite ore-forming fluid, Glenarchy, New Zealand: *Economic Geology*, v. 77, p. 1672-1687.
- Pichavant, M., Ramboz, C., et Weisbrod, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes; use and misuse of fluid inclusion data; I, Phase equilibria analysis; a theoretical and geometrical approach, in Kreulen, R., et Touret, J., eds., *Current research on fluid inclusions; a symposium organized by the European Working Group on Fluid Inclusions*, Volume 37, Elsevier, p. 1-27.
- Pirajno, F., et Bagas, L., 2002, Gold and silver metallogeny of the South China fold belt: a consequence of multiple mineralizing events?: *Ore Geology Reviews*, v. 20, p. 109-126.
- Potter, R.W., Babcock, R.S., et Brown, D.L., 1977, The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500 °C and pressures up to 2000 bars based

- on a regression of the available literature data, United States Geological Survey Bulletin, 1421-C, p. 36.
- Potter, R.W., Clynn, M.A., et Brown, D.L., 1978, Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions: Economic Geology, v. 73, p. 284-285.
- Price, R.A., 1988, The mechanical paradox of large overthrusts: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1898-1908.
- Qiu, G., Feng, X., Wang, S., et Shang, L., 2005, Mercury and methylmercury in riparian soil, sediments, mine-waste calcines, and moss from abandoned Hg mines in east Guizhou, southwestern China: Applied Geochemistry, v. 20, p. 627-638.
- Ragan, D.M., 1968, Structural geology; an introduction to geometrical techniques, 155 p.
- Ragan, D.M., 1973, Structural Geology; An Introduction to Geometrical Techniques (second edition), 208 p.
- Ragan, D.M., 1985, Structural geology; an introduction to geometrical techniques: New York, NY, John Wiley & Sons, 393 p.
- Ramboz, C., Pichavant, M., et Weisbrod, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes; use and misuse of fluid inclusion data; Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility: Chemical Geology, v. 37, p. 29-48.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, New York, p. 568.
- Ramsay, J.G., et Huber, M.I., 1983, The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain analysis, Academic Press, Orlando, p. 307.
- Ramsay, J.G., et Huber, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology; Volume 2; Folds and fractures: London, Acad. Press, 462 p.
- Ramsay, W.R.H., Arne, D.A., Bierlein, F.P., et VandenBerg, A.H.M., 1996, A review of turbidite hosted gold deposits, Central Victoria: regional setting, styles of mineralization and genetic constraints, In: sedimentary-hosted Mesothermal Gold Deposits. A Global Overview 1. Mineral Industry Research Institute, University of Ballarat, 1996-1, p. 5-15.
- Ramsay, W.R.H., Bierlein, F.P., Arne, D.C., et VandenBerg, A.H.M., 1998, Turbidite-hosted gold deposits of central Victoria, Australia: their regional setting,

- mineralising styles, and some genetic constraints: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 131-151.
- Ramsay, W.R.H., et Willman, C.E., 1988, Gold, *in* Douglas, J.G., et Fergusson, J.A., eds., *Geology of Victoria*, Victoria Division of Geological Society of Australia, Melbourne, p. 454-481.
- Richard, L.R., 1988, Minpet: mineralogical and petrological data processing system, Minpet Geological Software Inc.
- Robert, F., et Kelly, W.C., 1987, Ore-forming fluids in archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi grernstone belt, Québec, Canada: *Economic Geology*, v. 82, p. 1464-1482.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, Mineralogical Society of America, p. 644.
- Roedder, E., et Bodnar, R.J., 1980, Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies: *Anniversary Review of Earth and Planet Science Letters*, v. 8, p. 263-301.
- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation: Harlow, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Ryan, R.J., 1996, Gold deposits of the Meguma Group, Nova Scotia, Canada, Sedimentary-hosted mesothermal gold deposits. A global overview. Mineral Industry Research Institute, University of Ballarat, 1996-1, p. 30-31.
- Ryan, R.J., et Smith, P.K., 1998, A review of the mesothermal gold deposits of the Meguma Group, Nova Scotia, Canada: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 153-183.
- Sakaguchi, A., 1999, Thermal maturity in the Shimanto accretionary prism, southwest Japan, with the thermal change of the subducting slab: fluid inclusion and vitrinite reflectance study: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 173, p. 61-74.
- Sanderson, D.J., et Marchini, W.R.D., 1984, Transpression: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.
- Sandiford, M., et Keays, R.R., 1986, Structural and tectonic constrains on the origin of gold deposits in the Ballarat slate belt, Victoria, *in*, K., J.D., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., *Turbidite-Hosted Gold Deposits*, Geological Society of Canada Special Paper, Volume 32, p. 15-24.

- Sawyer, E.W., 1986, The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada: *Chemical Geology*, v. 55, p. 77-95.
- Sengör, A.M.C., Cin, A., Rowley, D.B., et Nie, S.Y., 1993, Space-time patterns of magmatism along the Tethysides; a preliminary study: *Journal of Geology*, v. 101, p. 51-84.
- Sengör, A.M.C., et Natal'in, B.A., 1996, Paleotectonics of Asia, *in* Yin, A., et Harrison, T.M., eds., The tectonic evolution of Asia, Cambridge Univ. Press, New York, p. 486-640.
- Shepherd, T.J., et Rankin, A.H., 1998, Fluid inclusions techniques of analysis, *in* Richards, J.P., et Lamb, W.M., eds., Techniques in hydrothermal ore deposit geology. *Review of Economic Geology*, Volume 10, p. 125-149.
- Shui, T., 1987, Tectonic framework of the continental basement of southeastern China: *Sci. China (Ser B)*, v. 17, p. 414-422 (in Chinese).
- Sibson, R., et Scott, J., 1996, Stress control of fluid escape paths: a comparison between the Victorian and Otago Goldfields, Sedimentary-hosted mesothermal gold deposits: a global overview, Mineral Industry Research Institute, University of Ballarat, Volume 1, p. 35-39.
- Sibson, R.H., 1989, Earthquake faulting as a structural process: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 1-14.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H., 1988, High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits: *Geology*, v. 16, p. 551-555.
- Simon, G., Huang, H., Penner-Hahn, J.E., Kesler, S.E., et Kao, L.-S., 1999, Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1071-1079.
- Smirnov, V.I., 1976, Geology of mineral deposits, Moscow, MIR, p. 654.
- Smith, J.V., et Marshall, B., 1993, Implications of discrete strain compatibility in multilayer folding: *Tectonophysics*, v. 222, p. 107-117.
- Smith, P.K., et Kontak, D.J., 1988, Meguma gold studies; I, Generalized geological aspects of the Beaver Dam gold deposit, eastern Meguma Zone, Nova Scotia: Mines and Minerals Branch report of activities 1987, Part B, p. 45-59.

- Steed, G.M., et Morris, J.H., 1986, Gold mineralization in Ordovician Greywackes at Clontibret, Ireland, in Duncan, K.J., Boyle, R.W., et Haynes, S.J., eds., in Turbidite-hosted gold deposits, Geological Association of Canada Special paper, Volume 32, p. 67-86.
- Sternier, S.M., et Bodnar, R.J., 1991, Synthetic fluid inclusions; X, Experimental determination of P-V-T-X properties in the CO₂-H₂O system to 6 kb and 700 °C: American Journal of Sciences, v. 291, p. 1-54.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., et Schmid, S.M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: Journal of Structural Geology, v. 24, p. 1861-1884.
- Sylvester, A.G., 1988, Strike-slip faults: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1666-1703.
- Tanner, P.W.G., 1989, The flexural-slip mechanism: Journal of Structural Geology, v. 11, p. 635-655.
- Taylor, F.C., et Schiller, E.A., 1966, Metamorphism of the Meguma Group of Nova Scotia: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 959-974.
- Taylor, H.P., Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Economic Geology, v. 69, p. 843-883.
- Travel, M., 2000, Large map of Guizhou, [en ligne]: © Mustah Travel, <<http://www.muztagh.com/map-of-china/large-map-quizhou.htm>>, consulté le 2005.25.12.
- Trumbull, R.B., Morteani, G., Li, Z., Bai, H., Li, Z.L., et Bai, H.S., 1992, Gold metallogeny in the Sino-Korean Platform; examples from Hebei Province, NE China: Berlin, Springer-Verlag, 202 p.
- Uemoto, T., Ridley, J., Mikucki, E., Groves, D.I., et Kusakabe, M., 2002, Fluid chemical evolution as a factor in controlling the distribution of gold at the Archean Golden Crown lode gold deposit, Murchison Province, Western Australia: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 97, p. 1227-1248.
- Villa, I.M., 2001, Radiogenic isotopes in fluid inclusions: Lithos, v. 55, p. 115-124.

- Vityk, M.O., Krouse, H.R., et Demihov, Y.N., 1993, Preservation of ^{18}O values of fluid inclusion water in quartz over geological time in an epithermal environment: Beregovo deposit, Transcarpathia, Ukraine: Earth and Planetary Science Letters, v. 119, p. 561-568.
- Volfson, F.I., et Yàkovlev, P.D., 1982, Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos, MIR, Moscow, p. 333.
- Wang, H., et Mo, X., 1995, An outline of the tectonic evolution of China: Episodes, v. 18, p. 6-16.
- Wang, Y., 1996, Major geo-event and regional geological features of Guizhou: Guizhou Geology, v. 13, p. 1-6.
- Williams, P.F., et Hy, C., 1990, The flexural slip mechanism: Journal of Structural Geology, v. 11, p. 635-655.
- Windh, J., 1995, Saddle reef and related gold mineralization, Hill End Gold Field, Australia: evolution of an auriferous vein system during progressive deformation: Economic Geology, v. 90, p. 1764-1775.
- Wong, W.H., 1927, Crustal movement and igneous activities in eastern China since Mesozoic time: Bulletin of Geological Society of China, v. 6, p. 9-36.
- Wopenka, B., Pasteris, J.D., et Freeman, J.J., 1990, Analysis of individual fluid inclusions by Fourier transform infrared and Raman microspectroscopy: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 54, p. 519-533.
- Wu, F.-Y., Yang Jin-Hui, W.S.A., et Zhang, X.-O., 2005, Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China: Chemical Geology, v. 221, p. 127-156.
- Wu, G., Yano, T., et Inomata, M., 1998, Yashanian orogenesis in south China: a relation to Neotethyan evolution: Sci. Geol. Sin., v. 7, p. 1-10.
- Wu, P., 1999, Mineralization and fluid inclusion studies on Huaqiao gold mine, Jinping County, Guizhou province, China, MScThesis, Guizhou University of Technology, in Chinese, p. 109.
- Xia, B., Liu, H., Wu, Y., et Yang, H., 1992, Yunnan-Guizhou-Guangxi rift valley (in Chinese): Exp Petrol Geol, v. 14, p. 20-30.

- Xue, F., Kröner, A., Reischman, T., et Lerch, F., 1996, Paleozoic pre- and post-collision calc-alkaline magmatism in the Qinling orogenic belt, central China, as documented by zircon ages on granitoid rocks: *Journal of Geological Society (London)*, v. 153, p. 409-417.
- Yang, K., 1992, The ore forming conditions and the ore predictions of sediment-hosted disseminated gold deposits in the neighboring area of Yunnan, guizhou and Guangxi (in Chinese), I-88-92-02-4 research report of the gold administration of China.
- Zheng, M.H., Zhou, Y., et Liu, J., 1994, Stratabound gold deposits of exhalation type and turbidity type (in Chinese), Sichuan Scientific and Technical Press, Chengdu.
- Zhou, M.-F., Yan, D.-P., Kennedy, A.K., Li, Y., et Ding, J., 2002a, SHRIMP U-Pb Zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 51-67.
- Zhou, T., Goldfarb, R.J., et Phillips, G.N., 2002b, Tectonics and distribution of gold deposits in China- an overview: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 249-282.
- Zhu, J., Hu, S., Ni, P., Chen, P., et Xu, H., 1995, Mesozoic-Cenozoic tectono-magmatic evolution and metallogeny of the East China continental margin, in Mauk, J.L., et St. George, J.D., eds., 1995 PACRIM congress, Volume 9/95, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 681-686.

Annexes

Annexe 3. 1. Localisation de sections du gisement de Huaqiao.

No de Section	Coordonnées UTM (zone 49)		Altitude (m)
	X	Y	
1	2938388,55	631407,79	583,24
	2937981,33	631932,24	606,08
2	2938492,72	631599,75	552,00
	2938106,96	632096,57	612,85
5	2938080,13	631152,91	549,00
	2937639,78	631720,02	585,18
	2940214,78	634060,98	425,19

No : numéro

Annexe 3. 2. Sondages du gisement de Huaqiao.

No	Résultats	Longueur (m)	Coordonnée UTM (zone 49)		Altitude (m)
			X	Y	
ZK901-1	0,81m (M5), 0,32 m (M6)	336,02	2937500,89	631245,28	527,99
ZK902	1,63 m (M6)	332,69	2937542,57	631175,78	525,38
ZK903	3 zones totalisant 2,30m (M6)	348,28	2937450,90	631309,01	526,32
ZK905	—	323,48	2937401,56	631360,85	556,08
ZK1101	0,96m (M6)	299,87	2937301,84	631158,93	544,24
ZK1103	(M6), faille	319,71	2937251,90	631248,80	548,55
ZK2601	—	238,98	2940178,60	633401,02	418,58
ZK2602	—	311,67	2940295,37	633143,03	444,96
ZK2603	—	272,02	2940098,01	633439,82	427,21
ZK3001	—	302,29	2940478,00	633691,80	429,48

No : numéro

Mx : veine de quartz aurifère No x (Chang *et al.*, 1984).

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0.

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
1	Huaqiao	027	50	NO	Pt ₃ l ₂
2	Huaqiao	023	31	NO	Z ₁ C ₂
3	Huaqiao	027	20	NO	Z ₁ C ₂
4	Huaqiao	037	40	SE	Z ₁ C ₁
5	Huaqiao	026	25	SE	Z ₁ C ₁
6	Huaqiao	060	25	SE	Pt ₃ l ₂
7	Huaqiao	040	30	SE	Pt ₃ l ₂
8	Huaqiao	021	35	SE	Pt ₃ l ₂
9	Huaqiao	049	35	SE	Pt ₃ l ₂
10	Huaqiao	044	30	SE	Pt ₃ l ₂
11	Huaqiao	026	30	SE	Pt ₃ l ₂
12	Huaqiao	044	40	SE	Pt ₃ l ₂
13	Huaqiao	027	30	NO	Pt ₃ l ₂
14	Huaqiao	051	30	NO	Pt ₃ l ₂
15	Huaqiao	026	20	NO	Pt ₃ l ₂
16	Huaqiao	025	30	NO	Pt ₃ l ₂
17	Huaqiao	020	20	SE	Pt ₃ l ₂
18	Huaqiao	000	07	O	Pt ₃ l ₂
19	Huaqiao	095	10	SO	Pt ₃ l ₂
20	Huaqiao	062	30	SE	Pt ₃ l ₂
21	Huaqiao	045	25	SE	Pt ₃ l ₂
22	Huaqiao	059	05	SE	Pt ₃ l ₂
23	Huaqiao	015	20	NO	Pt ₃ l ₂
24	Huaqiao	014	20	NO	Pt ₃ l ₂
25	Huaqiao	171	10	O	Pt ₃ l ₂
26	Huaqiao	059	35	SE	Pt ₃ l ₂
27	Huaqiao	037	30	NO	Pt ₃ l ₂
28	Huaqiao	050	25	SE	Pt ₃ l ₂
29	Huaqiao	000	15	O	Pt ₃ l ₂
30	Huaqiao	060	05	SE	Pt ₃ l ₂
31	Huaqiao	062	30	SE	Pt ₃ l ₂
32	Huaqiao	045	25	SE	Pt ₃ l ₂
33	Huaqiao	060	10	SE	Pt ₃ p
34	Huaqiao	026	35	SE	Pt ₃ p

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
35	Huaqiao	054	20	SE	Pt ₃ p
36	Huaqiao	025	35	SE	Pt ₃ p
37	Huaqiao	060	20	SE	Pt _{3l2}
38	Huaqiao	005	15	NO	Pt _{3l2}
39	Huaqiao	050	10	SE	Pt _{3l2}
40	Huaqiao	025	15	SE	Pt _{3l2}
41	Huaqiao	061	20	SE	Pt _{3l2}
42	Huaqiao	023	20	SE	Pt _{3l2}
43	Huaqiao	032	30	SE	Pt _{3l2}
44	Huaqiao	081	05	SE	C ₂ h
45	Huaqiao	000	00	-	C ₂ h
46	Huaqiao	047	20	NO	Pt _{3l2}
47	Huaqiao	019	19	SE	Pt _{3l2}
48	Huaqiao	028	25	SE	Pt _{3l2}
49	Huaqiao	116	05	SO	Pt _{3l2}
50	Huaqiao	045	20	SE	Pt _{3l2}
51	Huaqiao	045	10	NO	Pt _{3l2}
52	Huaqiao	026	10	NO	Pt _{3l2}
53	Huaqiao	026	15	NO	Pt _{3l2}
54	Huaqiao	042	30	SE	Pt _{3l2}
55	Huaqiao	026	10	SE	Pt _{3l2}
56	Huaqiao	042	30	SE	Pt _{3l2}
57	Huaqiao	026	10	SE	Pt _{3l2}
58	Huaqiao	076	10	SE	Pt _{3l2}
59	Huaqiao	069	08	SE	Pt _{3l2}
60	Huaqiao	061	10	SE	Pt _{3l2}
61	Huaqiao	051	12	SE	Pt _{3l2}
62	Huaqiao	034	20	SE	Pt _{3l2}
63	Huaqiao	052	40	SE	Pt _{3l2}
64	Huaqiao	042	23	SE	Pt _{3l1}
65	Huaqiao	034	35	SE	Pt _{3l1}
66	Huaqiao	052	26	SE	Pt _{3l1}
67	Huaqiao	028	30	SE	Pt _{3l1}
68	Huaqiao	026	40	SE	Pt _{3l1}
69	Huaqiao	053	40	SE	Pt _{3l1}
70	Huaqiao	048	20	SE	Pt _{3l1}

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
71	Huaqiao	065	10	SE	Pt ₃ l ₁
72	Huaqiao	047	20	SE	Pt ₃ l ₁
73	Huaqiao	053	35	SE	Pt ₃ p
74	Huaqiao	051	20	SE	Pt ₃ p
75	Huaqiao	026	20	SE	Pt ₃ p
76	Huaqiao	027	20	SE	Pt ₃ p
77	Huaqiao	026	35	SE	Pt ₃ p
78	Huaqiao	059	32	SE	Pt ₃ p
79	Huaqiao	034	40	SE	Pt ₃ p
80	Huaqiao	042	35	SE	Pt ₃ p
81	Huaqiao	040	30	SE	Pt ₃ p
82	Huaqiao	049	25	SE	Pt ₃ p
83	Huaqiao	053	35	SE	Pt ₃ p
84	Huaqiao	037	30	SE	Pt ₃ p
85	Huaqiao	050	40	SE	Pt ₃ p
86	Huaqiao	039	30	SE	Pt ₃ p
87	Huaqiao	054	35	SE	Pt ₃ p
88	Huaqiao	033	30	SE	Pt ₃ p
89	Huaqiao	036	30	SE	Pt ₃ p
90	Huaqiao	044	40	SE	Pt ₃ p
91	Huaqiao	040	35	SE	Pt ₃ p
92	Huaqiao	010	35	SE	Pt ₃ p
93	Huaqiao	041	25	SE	Pt ₃ p
94	Huaqiao	047	30	SE	Pt ₃ p
95	Huaqiao	034	40	SE	Pt ₃ p
96	Huaqiao	049	37	SE	Pt ₃ p
97	Huaqiao	054	45	SE	Pt ₃ p
98	Huaqiao	033	40	SE	Pt ₃ p
99	Huaqiao	036	30	SE	Pt ₃ p
100	Huaqiao	047	45	SE	Pt ₃ p
101	Huaqiao	052	40	SE	Pt ₃ p
102	Huaqiao	048	45	SE	Pt ₃ p
103	Huaqiao	048	45	SE	Pt ₃ p
104	Huaqiao	062	60	SE	Pt ₃ p

Annexe 3.3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
105	Bake	052	23	SE	Pt ₃ p
106	Bake	069	20	NO	Pt ₃ p
107	Bake	035	35	NO	Pt ₃ p
108	Bake	041	30	NO	Pt ₃ p
109	Bake	033	30	NO	Pt ₃ p
110	Bake	022	30	NO	Pt ₃ p
111	Bake	009	30	NO	Pt ₃ p
112	Bake	062	20	SE	Pt ₃ q ₂
113	Bake	086	25	S	Pt ₃ q ₂
114	Bake	034	20	NO	Pt ₃ q ₂
115	Bake	023	10	NO	Pt ₃ q ₂
116	Bake	058	25	SE	Pt ₃ q ₂
117	Bake	036	10	NO	Pt ₃ q ₂
118	Bake	090	15	N	Pt ₃ q ₂
119	Bake	074	15	NO	Pt ₃ q ₂
120	Bake	161	15	E	Pt ₃ q ₂
121	Bake	166	24	E	Pt ₃ q ₂
122	Bake	006	35	E	Pt ₃ q ₂
123	Bake	026	30	SE	Pt ₃ q ₂
124	Bake	029	20	NO	Pt ₃ l ₁
125	Bake	025	25	NO	Pt ₃ l ₁
126	Bake	016	15	SE	Pt ₃ l ₁
127	Bake	048	30	NO	Pt ₃ q ₂
128	Bake	044	27	NO	Pt ₃ q ₂
129	Bake	000	25	O	Pt ₃ q ₂
130	Bake	024	30	SE	Pt ₃ q ₂
131	Bake	000	15	O	Pt ₃ q ₂
132	Bake	061	35	SE	Pt ₃ q ₂
133	Bake	070	30	SE	Pt ₃ q ₂
134	Bake	059	25	NO	Pt ₃ q ₂
135	Bake	023	30	NO	Pt ₃ q ₂
136	Bake	029	30	NO	Pt ₃ q ₂
137	Bake	036	30	SE	Pt ₃ q ₂
138	Bake	052	25	SE	Pt ₃ q ₂
139	Bake	059	30	SE	Pt ₃ q ₂

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	lithologie
140	Bake	104	23	SO	Pt ₃ q ₁
141	Bake	011	20	NO	Pt ₃ q ₁
142	Bake	078	13	SE	Pt ₃ q ₃
143	Bake	026	40	NO	Pt ₃ p
144	Bake	035	35	NO	Pt ₃ p
145	Bake	045	35	NO	Pt ₃ p
146	Bake	069	20	SE	Pt ₃ p
147	Bake	046	35	NO	Pt ₃ p
148	Bake	041	35	NO	Pt ₃ p
149	Bake	046	38	NO	Pt ₃ p
150	Bake	041	28	NO	Pt ₃ p
151	Bake	041	20	NO	Pt ₃ p
152	Bake	056	28	NO	Pt ₃ p
153	Bake	024	30	NO	Pt ₃ p
154	Bake	013	35	NO	Pt ₃ l ₁
155	Bake	027	20	NO	Pt ₃ l ₁
156	Bake	027	30	NO	Pt ₃ l ₁
157	Bake	000	40	O	Pt ₃ l ₁
158	Bake	005	30	O	Pt ₃ l ₁
159	Bake	033	35	NO	Pt ₃ l ₁
160	Bake	031	22	SE	Pt ₃ l ₁
161	Bake	033	18	SE	Pt ₃ l ₁
162	Bake	087	05	S	Pt ₃ l ₁
163	Bake	057	25	SE	Pt ₃ l ₁
164	Bake	040	25	SE	Pt ₃ l ₁
165	Bake	050	38	SE	Pt ₃ l ₁
166	Bake	026	10	NO	Pt ₃ l ₁
167	Bake	033	20	NO	Pt ₃ l ₁
168	Bake	032	10	NO	Pt ₃ l ₁
169	Bake	026	10	SE	Pt ₃ l ₁
170	Bake	024	15	SE	Pt ₃ l ₁
171	Bake	016	30	NO	Pt ₃ l ₁
172	Bake	014	10	NO	Pt ₃ l ₁
173	Bake	022	05	SE	Pt ₃ l ₁
174	Bake	019	05	SE	Pt ₃ l ₁

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
175	Bake	036	05	SE	Pt ₃ l ₁
176	Bake	042	35	SE	Pt ₃ l ₁
177	Bake	044	15	NO	Pt ₃ l ₁
178	Bake	048	37	SE	Pt ₃ l ₁
179	Bake	010	30	SE	Pt ₃ l ₁
180	Bake	051	30	NO	Pt ₃ l ₁
181	Bake	026	40	SE	Pt ₃ l ₁
182	Bake	070	10	NO	Pt ₃ l ₁
183	Bake	044	40	NO	Pt ₃ l ₁
184	Bake	040	40	SE	Pt ₃ l ₁
185	Bake	027	30	NO	Pt ₃ l ₁
186	Bake	031	20	NO	Pt ₃ l ₁
187	Bake	172	09	O	Pt ₃ l ₁
188	Bake	065	15	SE	Pt ₃ l ₁
189	Bake	054	50	SE	Pt ₃ l ₁
190	Bake	026	20	NO	Pt ₃ l ₁
191	Bake	026	40	NO	Pt ₃ p
192	Bake	046	35	NO	Pt ₃ p
193	Bake	070	20	SE	Pt ₃ p
194	Bake	043	35	NO	Pt ₃ p
195	Bake	035	35	NO	Pt ₃ p
196	Bake	047	38	NO	Pt ₃ p
197	Bake	041	35	NO	Pt ₃ p
198	Bake	053	25	NO	Pt ₃ p
199	Bake	042	28	NO	Pt ₃ p
200	Bake	040	20	NO	Pt ₃ p
201	Bake	056	28	NO	Pt ₃ p
202	Bake	024	30	NO	Pt ₃ p
203	Bake	014	35	NO	Pt ₃ p
204	Bake	008	25	NO	Pt ₃ p
205	Bake	014	35	NO	Pt ₃ p
206	Bake	028	20	NO	Pt ₃ p
207	Bake	027	30	NO	Pt ₃ p
208	Bake	034	35	NO	Pt ₃ p
209	Bake	023	30	NO	Pt ₃ p
210	Bake	180	40	O	Pt ₃ p
211	Bake	005	30	O	Pt ₃ p

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
212	Bake	036	35	O	Pt ₃ p
213	Bake	027	30	SE	Pt ₃ p
214	Bake	028	30	SE	Pt ₃ p
215	Bake	034	35	SE	Pt ₃ p
216	Bake	028	25	SE	Pt ₃ p
217	Bake	030	25	SE	Pt ₃ p
218	Bake	052	31	SE	Pt ₃ p
219	Bake	040	35	SE	Pt ₃ p
220	Bake	028	60	SE	Pt ₃ p
221	Bake	045	25	SE	Pt ₃ p
222	Bake	050	38	SE	Pt ₃ p
223	Bake	053	35	SE	Pt ₃ p
224	Bake	025	40	SE	Pt ₃ p
225	Bake	042	30	SE	Pt ₃ p
226	Bake	026	35	SE	Pt ₃ p
227	Bake	027	22	SE	Pt ₃ p
228	Bake	042	35	SE	Pt ₃ p
229	Bake	062	32	SE	Pt ₃ p
230	Bake	061	40	SE	Pt ₃ p
231	Bake	054	50	SE	Pt ₃ p
232	Bake	025	40	SE	Pt ₃ p
233	Bake	035	15	NO	Pt ₃ p
234	Bake	065	25	SE	Pt ₃ p
235	Bake	053	25	SE	Pt ₃ p
236	Bake	046	25	SE	Pt ₃ p
237	Bake	027	20	SE	Pt ₃ p
238	Bake	045	30	SE	Pt ₃ p
239	Bake	031	28	SE	Pt ₃ p
240	Bake	051	15	SE	Pt ₃ p
241	Bake	005	10	NO	Pt ₃ p
242	Bake	027	20	SE	Pt ₃ p
243	Bake	025	25	SE	Pt ₃ p
244	Bake	040	30	SE	Pt ₃ p
245	Bake	035	18	SE	Pt ₃ p
246	Bake	051	35	SE	Pt ₃ p
247	Bake	034	20	SE	Pt ₃ p

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
248	Bake	040	50	SE	Pt ₃ p
249	Bake	047	20	SE	Pt ₃ p
250	Bake	040	35	SE	Pt ₃ p
251	Bake	037	35	SE	Pt ₃ p
252	Bake	037	40	SE	Pt ₃ p
253	Bake	030	40	SE	Pt ₃ p
254	Bake	035	43	SE	Pt ₃ q ₂
255	Bake	058	45	SE	Pt ₃ q ₂
256	Bake	040	55	SE	Pt ₃ q ₂
257	Bake	038	40	SE	Pt ₃ q ₂
258	Bake	037	45	SE	Pt ₃ q ₂
259	Bake	058	50	SE	Pt ₃ q ₂
260	Bake	042	50	SE	Pt ₃ q ₂
261	Bake	016	38	SE	Pt ₃ q ₂
262	Bake	014	24	SE	Pt ₃ q ₂
263	Bake	027	31	SE	Pt ₃ q ₂
264	Bake	047	32	SE	Pt ₃ q ₂
265	Bake	051	45	SE	Pt ₃ q ₂
266	Bake	026	25	SE	Pt ₃ q ₂
267	Bake	052	40	SE	Pt ₃ q ₂
268	Bake	055	35	SE	Pt ₃ q ₂
269	Bake	061	40	SE	Pt ₃ q ₂
270	Bake	020	20	SE	Pt ₃ q ₂
271	Pingqiu	047	50	SE	Pt ₃ q ₁
272	Pingqiu	046	25	SE	Pt ₃ q ₁
273	Pingqiu	056	25	SE	Pt ₃ q ₁
274	Pingqiu	065	40	SE	Pt ₃ q ₁
275	Pingqiu	047	50	SE	Pt ₃ q ₁
276	Pingqiu	044	50	SE	Pt ₃ q ₁
277	Pingqiu	028	25	SE	Pt ₃ q ₁
278	Pingqiu	013	25	SE	Pt ₃ q ₁
279	Pingqiu	017	30	SE	Pt ₃ q ₁
280	Pingqiu	043	20	SE	Pt ₃ q ₁
281	Pingqiu	045	35	SE	Pt ₃ q ₁
282	Pingqiu	048	35	SE	Pt ₃ q ₁
283	Pingqiu	043	40	SE	Pt ₃ q ₁

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
284	Pingqiu	045	50	SE	Pt ₃ q ₁
285	Pingqiu	043	30	SE	Pt ₃ q ₁
286	Pingqiu	050	40	SE	Pt ₃ q ₁
287	Pingqiu	045	50	SE	Pt ₃ q ₁
288	Pingqiu	045	30	SE	Pt ₃ q ₁
289	Pingqiu	049	40	SE	Pt ₃ q ₁
290	Pingqiu	043	37	SE	Pt ₃ q ₁
291	Pingqiu	046	40	SE	Pt ₃ q ₁
292	Pingqiu	060	40	SE	Pt ₃ q ₁
293	Pingqiu	0152	20	SO	Pt ₃ f ₂
294	Pingqiu	050	20	SE	Pt ₃ f ₂
295	Pingqiu	122	10	SO	Pt ₃ f ₂
296	Pingqiu	-	00	-	Pt ₃ f ₂
297	Pingqiu	090	10	S	Pt ₃ f ₂
298	Pingqiu	024	5	NO	Pt ₃ f ₂
299	Pingqiu	090	10	N	Pt ₃ f ₂
300	Pingqiu	056	10	NO	Pt ₃ f ₂
301	Pingqiu	020	10	NO	Pt ₃ f ₂
302	Pingqiu	160	15	SO	Pt ₃ f ₂
303	Pingqiu	046	28	SE	Pt ₃ f ₂
304	Pingqiu	078	18	NO	Pt ₃ f ₂
305	Pingqiu	052	15	NO	Pt ₃ f ₂
306	Pingqiu	000	30	O	Pt ₃ f ₂
307	Pingqiu	51	08	NO	Pt ₃ f ₂
308	Pingqiu	023	05	SE	Pt ₃ f ₂
309	Pingqiu	012	15	NO	Pt ₃ f ₂
310	Pingqiu	046	15	NO	Pt ₃ f ₂
311	Pingqiu	051	08	NO	Pt ₃ f ₂
312	Pingqiu	044	10	NO	Pt ₃ f ₂
313	Pingqiu	045	10	NO	Pt ₃ f ₂
314	Pingqiu	057	25	NO	Pt ₃ f ₂
315	Pingqiu	023	05	SE	Pt ₃ f ₂
316	Pingqiu	061	15	NO	Pt ₃ f ₂
317	Pingqiu	060	30	NO	Pt ₃ f ₂
318	Pingqiu	050	25	NO	Pt ₃ f ₂

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
319	Pingqiu	035	25	NO	Pt ₃ f ₂
320	Pingqiu	053	40	SE	Pt ₃ f ₂
321	Pingqiu	031	50	NO	Pt ₃ f ₂
322	Pingqiu	065	30	NO	Pt ₃ f ₂
323	Pingqiu	034	30	SE	Pt ₃ f ₂
324	Pingqiu	034	20	NO	Pt ₃ f ₂
325	Pingqiu	042	48	SE	Pt ₃ f ₂
326	Pingqiu	055	10	NO	Pt ₃ q ₁
327	Pingqiu	048	30	NO	Pt ₃ q ₁
328	Pingqiu	069	30	NO	Pt ₃ q ₁
329	Pingqiu	083	20	NO	Pt ₃ q ₁
330	Pingqiu	050	10	NO	Pt ₃ q ₁
331	Pingqiu	067	25	NO	Pt ₃ q ₁
332	Pingqiu	078	30	NO	Pt ₃ q ₁
333	Pingqiu	061	25	NO	Pt ₃ q ₁
334	Pingqiu	051	25	NO	Pt ₃ q ₁
335	Pingqiu	048	40	NO	Pt ₃ q ₁
336	Pingqiu	045	22	NO	Pt ₃ q ₁
337	Pingqiu	041	15	NO	Pt ₃ q ₁
338	Pingqiu	041	45	NO	Pt ₃ q ₁
339	Pingqiu	046	35	NO	Pt ₃ q ₁
340	Pingqiu	043	35	NO	Pt ₃ q ₁
341	Pingqiu	043	40	NO	Pt ₃ q ₁
342	Pingqiu	036	30	NO	Pt ₃ q ₁
343	Pingqiu	060	10	NO	Pt ₃ q ₂
344	Pingqiu	050	17	SE	Pt ₃ q ₂
345	Pingqiu	061	13	NO	Pt ₃ q ₂
346	Pingqiu	060	28	SE	Pt ₃ q ₂
347	Pingqiu	034	10	SE	Pt ₃ q ₂
348	Pingqiu	036	10	SE	Pt ₃ q ₂
349	Pingqiu	065	20	NO	Pt ₃ q ₂
350	Pingqiu	045	05	NO	Pt ₃ q ₂
351	Pingqiu	058	10	NO	Pt ₃ q ₂
352	Pingqiu	059	28	SE	Pt ₃ q ₂
353	Pingqiu	046	10	SE	Pt ₃ q ₂

Annexe 3. 3. Mesures des orientations de S0 (suite et fin).

No	Secteur	Direction	Pendage	Sens	Lithologie
354	Pingqiu	012	12	SE	Pt ₃ q ₂
355	Pingqiu	050	10	SE	Pt ₃ q ₂
356	Pingqiu	000	10	O	Pt ₃ q ₂
357	Pingqiu	015	71	NO	Pt ₃ q ₂
358	Pingqiu	063	15	NO	Pt ₃ q ₂
359	Pingqiu	051	05	SE	Pt ₃ q ₂
360	Pingqiu	064	30	NO	Pt ₃ q ₂
361	Pingqiu	-	00	-	Pt ₃ q ₂
362	Pingqiu	069	17	NO	Pt ₃ q ₂
363	Pingqiu	035	10	NO	Pt ₃ q ₂
364	Pingqiu	032	05	SE	Pt ₃ q ₂
365	Pingqiu	064	10	SE	Pt ₃ q ₂
366	Pingqiu	042	07	SE	Pt ₃ q ₂
367	Pingqiu	070	05	SE	Pt ₃ q ₂
368	Pingqiu	-	00	-	Pt ₃ q ₂
369	Pingqiu	074	05	SE	Pt ₃ q ₂
370	Pingqiu	090	05	S	Pt ₃ q ₂
371	Pingqiu	067	06	SE	Pt ₃ q ₂

No : numéro

Annexe 3. 4. Mesures des linéaments du secteur Pingqiu.

Classe (°)	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13
020-029	5,83	6,67											
030-039	3,54	2,08	1,25	1,67	1,87	1,46							
040-049	2,71	2,92	1,67	0,62	1,04	1,46	2,08	1,04	1,04	1,04	0,62		
050-059	12,71	3,12	0,83	1,87	1,67	1,46	2,29	1,04	1,46	1,04	2,08	1,87	1,46
060-069	2,29	2,50	2,50	3,33	2,29	0,83	1,87	1,87	2,71	3,54	4,58	0,62	1,25
070-079	2,50	1,87											
080-089	1,46												
090-099	2,92												
100-109	3,33	2,50	0,83	3,54	3,33	1,46	1,46	4,37	1,87	4,79	1,67	3,96	5,62
110-119	1,46	1,46	1,67	1,04	2,50	5,62	0,62	2,50	2,50	3,54	0,83	2,50	1,46
120-129	0,62	1,04	1,04	1,04	1,67	3,54							
130-139	3,12												
150-159	1,67												

Classe (°)	L14	L15	L16	L17	L18	L19	L20	L21	L22	L23	L24	L25	L26
050-059	3,33	1,46	3,33	1,04	2,50	3,75	4,58	5,00					
060-069	3,54	2,71	2,71	2,92	4,17	1,46	1,46	3,96	2,71	3,12	2,29	2,50	5,42
100-109	2,08												
110-119	0,83	2,50	1,67	3,54									

Classe (°)	L27	L28		Lc (km)	%Lc	N	F(%)
020-029				12,50	4,61	2	1,80
030-039				11,87	4,38	6	5,41
040-049				16,24	6,00	11	9,91
050-059				57,89	21,37	21	18,92
060-069	1,87	1,87		72,89	26,90	28	25,23
070-079				4,37	1,61	2	1,80
080-089				1,46	0,54	1	0,90
090-099				2,92	1,08	1	0,90
100-109				40,81	15,06	14	12,61
110-119				36,24	13,38	17	15,32
120-129				8,95	3,30	6	5,41
130-139				3,12	1,15	1	0,90
150-159				1,67	0,62	1	0,90
			Total	270,93	100	111	100,01

Annexe 3. 5. Mesures des linéaments du secteur Huaqiao.

Classe (°)	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13
030-039	2,33												
040-049	2,33	1,46	1,67										
050-059	1,87	2,29	1,25	3,54									
060-069	4,79	17,50	4,58	1,46	5,00	3,12	3,54	1,87	3,54				
070-079	1,67	2,08											
080-089	1,04												
090-099	1,46	4,58											
100-109	3,75	8,33	2,92	5,00	7,29	2,08	2,29	2,50	2,50	1,87	2,50		
110-119	2,92	3,33	2,92	1,67	1,46	1,46	1,04	1,46	1,67	2,71	2,92	2,92	3,75
120-129	4,17	1,87	1,87	4,17	0,83	3,33	2,50						
130-139	1,04	1,46											

Classe (°)	L14	L15	L16	L17	L18	L19	L20	L21	L22	L23	L24	L25	L26
110-119	1,46	1,87	1,04	2,08	1,46	3,33	0,42	1,04	1,67	1,46	1,67	3,12	2,71

Classe (°)	L27	L28	L29	L30	L31
110-119	3,96	4,17	3,54	4,58	3,54

Classe (°)	Lc (km)	%Lc	N	F (%)
030-039	2,33	1,12	1	1,35
040-049	5,46	2,62	3	4,05
050-059	8,95	4,29	4	5,41
060-069	45,40	21,77	9	12,16
070-079	3,75	1,80	2	2,70
080-089	1,04	0,50	1	1,35
090-099	6,04	2,90	2	2,70
100-109	41,03	19,67	11	14,86
110-119	73,35	35,16	31	41,89
120-129	18,74	8,98	7	9,46
130-139	2,50	1,20	3	4,05
Total	208,59	100,01	74	99,98

Annexe 3. 6. Mesures des linéaments de l'ensemble des secteurs.

Classe (°)	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
020-029	1,46	2,71								
030-039	1,67	5,83	5,83	2,92	1,25	1,87	1,67	1,46	1,46	1,46
040-049	2,50	1,87	0,83	1,12	0,83	0,42	0,83	1,67	1,25	1,67
050-059	1,67	10,42	1,67	6,25	1,87	0,83	1,87	2,92	2,83	1,67
060-069	1,87	2,08	1,87	6,04	4,79	3,12	2,08	0,83	1,67	1,46
070-079	1,25	1,71	1,75	1,67	3,33					
080-089	6,25	5,62	3,54	3,54	1,25	0,83				
090-099	1,25	4,37	4,58	2,50	3,96					
100-109	1,25	3,00	1,25	2,71	1,08	0,75	5,00	2,29	2,92	4,17
110-119	4,79	1,58	1,04	0,62	1,25	4,92	2,50	1,25	4,37	3,33
120-129	1,87	1,04	0,83	1,25	1,46	2,08	2,92	3,96	0,42	0,83
130-139	2,92	1,25	1,67							
150-159	1,54									

Classe (°)	L11	L12	L13	L14	L15	L16	L17	L18	L19	L20	L21	L22
040-049	3,33	2,08	0,83	2,08	2,50	1,33	2,71					
050-059	0,83	11,67	2,50	1,25	2,08	3,54	0,62	4,58	4,37	1,25	2,92	1,25
060-069	1,46	1,04	2,50	1,67	4,58	3,33	5,00	2,92	2,08	2,08	3,75	3,33
100-109	2,71	7,92	1,67	2,08	2,08	2,08	1,67	4,17	6,67	2,50	1,46	6,46
110-119	1,25	2,29	0,50	0,83	2,50	3,33	1,67	3,33	2,50	1,29	0,83	1,67
120-129	1,67	2,50	3,75	1,67	1,25	0,62	1,25	0,92	0,83	0,83	1,04	

Classe (°)	L23	L24	L25	L26	L27	L28	L29	L30	L31	L32	L33
050-059	1,87	0,83	0,83	1,67	1,04	2,08	1,67	1,04	2,50	2,92	1,67
060-069	2,46	2,50	3,33	1,67	4,79	5,83	15,83	2,71	2,29	1,46	2,96
100-109	1,04	1,25	1,46	1,67	3,75	1,67	4,37	1,67	2,50	0,87	3,33
110-119	1,25	1,25	2,50	1,25	1,25	1,46	2,29	0,83	2,42	1,87	2,08

Annexe 3. 6. Mesures des linéaments de l'ensemble des secteurs (suite et fin)

Classe (°)	L34	L35	L36	L37	L38	L39	L40	L41	L42	L43	L44	L45
050-059	1,67	2,71	1,25	2,29	1,04	3,12	1,46	0,62	1,04	2,92	1,67	1,25
060-069	1,25	0,83	3,96	2,29	0,42	1,87	3,12	2,71	1,25	4,17		
110-119	2,29	3,33	2,92	2,50	0,79	1,67	2,92	1,67	0,83	2,50	3,33	1,25

Classe (°)	L46	L47	L48	L49	Lc	%Lc	N	F(%)
020-029					4,17	0,73	2	0,83
030-039					25,42	4,44	10	4,15
040-049					27,85	4,87	17	7,05
050-059	1,67	1,29	2,92	1,46	115,36	20,16	49	20,33
060-069					127,25	22,23	43	17,84
070-079					9,71	1,70	5	2,07
080-089					21,03	3,68	6	2,49
090-099					16,66	2,91	5	2,07
100-109					89,47	15,63	33	13,69
110-119	2,92				95,01	16,60	46	19,09
120-129					32,99	5,76	21	8,71
130-139					5,84	1,02	3	1,24
150-159					1,54	0,27	1	0,41
				Total	572,3	100	241	99.97

Annexe 4. 1. Liste des échantillons macroscopiques.

No échantillon	Zone	Localisation	Description sommaire
PQ-M1	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère, mur
PQ-M2	Pingqiu	Hongxing	Roche encaissante
PQ-M3	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère, toit
PQ-M4	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère
PQ-M5	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère
PQ-M6	Pingqiu	Shuanxin	Veine de quartz microplissée
PQ-M7	Pingqiu	Shuanxin	Veine de quartz, aplatie, discordant sur S0
PQ-M8	Pingqiu	Shuanxin	Veine de quartz microplissée et cisaillée
PQ-M9	Pingqiu	Shuanxin	Argilite contenant des sulfures, cisaillée
PQ-M10	Pingqiu	Shuanxin	Roche encaissante à structure S/C
PQ-M11	Pingqiu	Shuanxin	Roche encaissante à structure S/C
PQ-G2	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère, zone de charnière, cristaux automorphes et cavités
PQ-G3	Pingqiu	Hongxing	VPS aurifère, zone de charnière, cristaux automorphes et cavités
PQ-04-01	Pingqiu	Shuanxin	VPS aurifère, S/C, altération diffuse, sulfures
PQ-04-02	Pingqiu	Shuanxin	VPS aurifère, cavités, roche encaissante incluse, microcisiaillage
PQ-04-03	Pingqiu	Shuanxin	VPS aurifère, S/C, fractures tardives

Annexe 4.1. Liste des échantillons macroscopiques (suite et fin).

No échantillon	Zone	Localisation	Description sommaire
HG-M1	Huaqiao	Huaqiao	Veine de quartz micropliissée contenant des sulfures
HG-M2	Huaqiao	Huaqiao	Veine de quartz micropliissée
HG-M3	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère
HG-M4	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C
HG-M5	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante, toit VPS
HG-M6	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante, mur VPS
HG-M7	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante
HG-M8	Huaqiao	Huaqiao	VPS à sphalérite et galène
HG-M9	Huaqiao	Huaqiao	Veine de quartz bréchifiée
HQ-04-02	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C, fractures tardives
HQ-04-03	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C, disposition en chevron
HQ-04-04	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, cavités, disposition en chevron,
HQ-04-1A	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C, fractures tardives, altération diffuse
HQ-04-1B	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C, fractures tardives, altération diffuse
HQ-04-1C	Huaqiao	Huaqiao	VPS aurifère, S/C, fractures tardives, altération diffuse
WR04	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante
SZ04A	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante, S/C
SZ04B	Huaqiao	Huaqiao	Roche encaissante, S/C
R1	Pingqiu-Huaqiao	Route entre Pingqiu et Huaqiao	Roche encaissante à structure S/C
R2	Pingqiu-Huaqiao	Route entre Pingqiu et Huaqiao	Zone de cisaillement silicifiée à pyrites disséminées à l'éponge
R3	Pingqiu-Huaqiao	Route entre Pingqiu et Huaqiao	Zone de cisaillement, éponte veine de quartz
R4	Pingqiu-Huaqiao	Route entre Pingqiu et Huaqiao	Veine de quartz dans zone de cisaillement

Annexe 4. 2. Liste des échantillons microscopiques.

No échantillon	Zone	Type de lame	Section	Description sommaire
PQ-04-01-T1	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, or visible
PQ-04-01-T2	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, or visible
PQ-04-03-L1	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz
PQ-04-03-L2	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz
PQ-04-03-T1	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz
PQ-G2-1	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz
PQ-G2-2	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, veinules tardives associées
PQ-G2-3	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, veinules tardives associées
PQ-G2-4	Pingqiu	Lame mince	H	Roche encaissante
PQ-M10-1	Pingqiu	Lame polie	V	Roche encaissante, cisaillement
PQ-M10-2	Pingqiu	Lame polie	H	Roche encaissante, cisaillement
PQ-M10-3	Pingqiu	Lame polie	B	Roche encaissante
PQ-M1-1	Pingqiu	Lame mince	V	Quartz
PQ-M1-2	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, roche encaissante incluse
PQ-M1-4	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, roche encaissante incluse
PQ-M2-1	Pingqiu	Lame mince	V	Roche encaissante
PQ-M3-1	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, roche encaissante incluse
PQ-M3-2	Pingqiu	Lame polie	H	Quartz, veinules tardives associées
PQ-M3-3	Pingqiu	Lame mince	B	Quartz
PQ-M4-1	Pingqiu	Lame mince	B	Quartz, disposé en chevron, roche encaissante incluse
PQ-M4-2	Pingqiu	Lame mince	B	Quartz
PQ-M4-3	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, roche encaissante incluse
PQ-M5-2	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz
PQ-M5-3	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, veinules tardives associées
PQ-M5-4	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, veinules tardives associées

Annexe 4.2. Liste des échantillons microscopiques (suite).

No échantillon	Zone	Type de lame	Section	Description sommaire
PQ-M5-5	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, veinules tardives associées
PQ-M5-7	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, roche encaissante incluse
PQ-M5-8	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, veinules tardives associées
PQ-M5-9	Pingqiu	Lame polie	H	Quartz, veinules microplissées
PQ-M7-1	Pingqiu	Lame polie	V	Quartz, disposé en chevron
PQ-M7-2	Pingqiu	Lame polie	B	Quartz, disposé en chevron, éponte
PQ-M7-3	Pingqiu	Lame polie	H	Quartz, altération à sphalérite
PQ-M8	Pingqiu	Lame polie	H	Quartz, altération
JJ05	Jingjing	Lame polie		Quartz, or visible
<i>HG-04-02-L1</i>	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz
<i>HG-04-02-L2</i>	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz
<i>HG-04-02-S</i>	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz, microcisellement
<i>HG-04-02-T1</i>	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz
<i>HG-04-02-T2</i>	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz
<i>HG-04-03-B</i>	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz, microplissement, or visible
<i>HG-04-03-L1</i>	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz
<i>HG-04-03-L2</i>	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz
<i>HG-04-03-S</i>	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz, roche encaissante, structure S/C
<i>HG-04-03-T1</i>	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz, microplissement
<i>HG-04-03-T2</i>	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz, bréchification, microcisellement
<i>HG-04-04-S</i>	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz, équilibre sulfures
<i>HG-04-04-L</i>	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz
<i>HG-04-04-B</i>	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz
<i>HG-M2-1</i>	Huaqiao	Lame mince	V	Quartz, veinules tardives associées
<i>HG-M2-2</i>	Huaqiao	Lame mince	V	Quartz, zone de cisaillement, veinules tardives associées
<i>HG-M2-3</i>	Huaqiao	Lame mince	B	Quartz, carbonate associé
<i>HG-M2-4</i>	Huaqiao	Lame mince	H	Quartz, microcisellement

Annexe 4.2. Liste des échantillons microscopiques (suite et fin).

No échantillon	Zone	Type de lame	Section	Description sommaire
HG-M2-5	Huaqiao	Lame mince	V	Quartz, veinules de carbonate
HG-M3-1	Huaqiao	Lame mince	B	Quartz, carbonate associé
HG-M3-2	Huaqiao	Lame polie	B	Quartz, carbonate associé
HG-M3-4	Huaqiao	Lame mince	B	Quartz, microcristallin, carbonate associé
HG-M3-5	Huaqiao	Lame polie	H	Quartz, carbonate associé
HG-M3-6	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz, carbonate associé
HG-M3-7	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz, altération
HG-M4	Huaqiao	Lame mince	V	Quartz, roche encaissante incluse
HG-M5-1	Huaqiao	Lame mince	V	Roche encaissante
HG-M5-2	Huaqiao	Lame polie	H	Roche encaissante à structure S/C
HG-M5-3	Huaqiao	Lame mince	V	Roche encaissante
HG-M5-4	Huaqiao	Lame mince	B	Roche encaissante
HG-M5-5	Huaqiao	Lame mince	V	Roche encaissante
HG-M5-6	Huaqiao	Lame mince	B	Roche encaissante
HG-M7-1	Huaqiao	Lame mince	V	Roche encaissante
HG-M7-2	Huaqiao	Lame polie	B	Roche encaissante
HG-M8-1	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz
HG-M8-2	Huaqiao	Lame polie	V	Quartz

En gras : échantillons analysés à la microsonde électronique.

En italique : échantillons de l'étude microstructurale séquentielle de VPS au complet.

Orientation des sections par rapport au pli : V = transversale, B = longitudinale, H = horizontale.

Annexe 5. 1. Données de mesures microthermométriques.

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
PQ-204-9	L	IF3	Ir	20						-4,2		-21,3
PQ-204-8	L+V	IF2	Ir	12	2					-4,9	136	
PQ-204-7	L+V	IF1a	Ir	12	30	-58,6	28,4	L	9,6	-4,7		-20,3
PQ-204-6	L+V	IF1a	Ir	13	25	-57,8	27,2	L	9,4		306	-20,6
PQ-204-18	L+V	IF2	N	19,5	2					-6,2	120	-27,7
PQ-204-17	L+V	IF1b	Ir	25	2					-9,2		-25,2
PQ-204-16	L+L+V	IF1b	Ir	22	8	-58,3	27,0	L	9,7	-3,4	247	-21,1
PQ-204-15	L+L+V	IF1a	N	35	60	-58,9	26,0	L	8,9	-5,4	300	-21,0
PQ-204-14	L+V	IF1b	Ir	50	3					-4,9		-20,8
PQ-204-13b	L+L+V	IF1a	Ir	26	18	-58,9	28,7	L	9,2	-3,1	318	-21
PQ-204-13	L+L+V	IF1a	Ir	40	15	-59,3	27,5	L	9,5	-4,5		-20,9
PQ-204-12	L	IF3	Ir	11						-2,8		
PQ-204-11	L+L+V	IF1a	N	14	12	-57,8	28,2	L	9,2	-2,9		
PQ-204-10	L+V	IF1a	Ir	12	12	-57,6	27,8	L	9,4	-1,2	305	-20,8
PQ0204-9w	L+L+V	IF1a	Ir	10	20	-57,1	25,8	L				
PQ0204-8w	L+L+V	IF1a	N	10	30	-57,1	25,8	L	10,2			
PQ0204-7w	L+L+V	IF1a	N	14	40	-57,2	25,6	L				
PQ0204-6w	L+L+V	IF1a	N	20	20	-57,3	25,4	L	10,3			
PQ0204-67	L+V	IF1a	N	5	45						259	
PQ0204-66	L+V	IF1a	N	4	40						269	
PQ0204-65	L+V	IF2	N	2	15						165	
PQ0204-64	L+V	IF2	N	2	20						170	
PQ0204-63	L+V	IF2	N	3	20						110	
PQ0204-62	L+V	IF2	N	5	10						168	
PQ0204-61	L+V	IF2	N	10	10					-6,5	117	

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
PQ0204-60	L+V	IF2	N	20	15					-7,3	145	
PQ0204-5w	L+V	IF1a	Ir	8	30	-56,6	24,8	L	9,9			
PQ0204-59	L+V	IF2	N	12	10					-2,0	146	
PQ0204-58	L+V	IF1a	Ir	10	20							
PQ0204-57	L+V	IF1a	N	8	50						267	
PQ0204-56	L+V	IF1a	N	10	50						272	
PQ0204-55	L+V	IF1a	N	10	40						256	
PQ0204-54	L+V	IF2	N	10	10						97	
PQ0204-53	L+V	IF2	N	8	20					-2,4	144	
PQ0204-52w	L+L+V	IF1a	N	12	30			L			283	
PQ0204-51w	L+L+V	IF1a	N	15	40			L			284	
PQ0204-50w	L+L+V	IF1a	N	15	20			L			259	
PQ-0204-5	L+L+V	IF1b	Ir	13	3							
PQ0204-4w	L+V	IF1a	N	10	40	-56,6		L	8,0			
PQ0204-49w	L+L+V	IF1a	N	10	30		27,0	L				
PQ0204-48w	L+L+V	IF1a	Ir	12	50		25,6	L				
PQ0204-47w	L+L+V	IF1a	Ir	8	40		25,6	L			297	
PQ0204-46w	L+L+V	IF1a	N	8	40			L			262	
PQ0204-45w	L+L+V	IF1a	Ir	20	40			L			277	
PQ0204-44w	L+L+V	IF1a	N	8	30			L			273	
PQ0204-43w	L+L+V	IF1a	N	10	40			L			278	
PQ0204-42w	L+L+V	IF1a	Ir	15	30			L			274	
PQ0204-41w	L+L+V	IF1a	N	14	30	-57,0	28,4	L	9,3			
PQ0204-40w	L+L+V	IF1a	Ir	12	20	-57,1	25,6	L	9,0			
PQ-0204-4	L+L+V	IF1a	N	11	25	-57,8	27,3	L	8,9			
PQ0204-3w	L+V	IF1a	N	15	40	-56,6		L	8,0			

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
PQ0204-39w	L+L+V	IF1a	N	16	30	-56,7	26,0	L	9,2			
PQ0204-38w	L+L+V	IF1a	N	9	30	-57,1	26,8	L	9,1			
PQ0204-37w	L+L+V	IF1a	N	12	40	-58,3	27,4	L	9,5			
PQ0204-36w	L+L+V	IF1a	N	15	40	-56,8	26,8	L	9,7			
PQ0204-35w	L+L+V	IF1a	Ir	15	20	-57,2	27,2	L	9,4			
PQ0204-34w	L+L+V	IF1a	Ir	12	50	-58,2	27,0	L	9,2			
PQ0204-33w	L+L+V	IF1a	N	13	40	-57,7	28,2	L	9,4			
PQ0204-32w	L+L+V	IF1a	N	30	80	-58,3	25,0	L	9,0			
PQ0204-31w	L+L+V	IF1a	N	25	30	-58,3	27,6	L	9,2			
PQ0204-30w	L+L+V	IF1a	N	15	40	-58,0	27,9	L	9,3			
PQ0204-3	L+V	IF1a	N		18	-57,1			9,2			
PQ0204-2w	L+L+V	IF1a	Ir	15	50	-56,6	27,3	L	8,8			
PQ0204-29w	L+L+V	IF1a	Ir	15	40	-58,1	25,6	L	8,7			
PQ0204-28w	L+V	IF1a	N	40	50	-57,3	21,4	L	9,1			
PQ0204-27w	L+L+V	IF1a	N	15	40	-58,3	26,2	L	8,8			
PQ0204-26w	L+L+V	IF1a	N	15	50	-58,1	27,8	L	8,9			
PQ0204-25w	L+L+V	IF1a	Ir	10	40	-58,0	26,0	L	9,0			
PQ0204-24w	L+L+V	IF1a	N	35	70	-57,2	25,1	L	9,1			
PQ0204-23w	L+L+V	IF1a	N	15	20	-58,7	26,0	L	8,3			
PQ0204-22w	L+L+V	IF1a	Ir	22	40	-58,8	26,2	L	8,1			
PQ0204-21w	L+L+V	IF1a	Ir	12	40	-57,1	27,8	L	9,4			
PQ0204-20w	L+L+V	IF1a	N	18	30	-58,8	25,3	L	9,0			
PQ0204-2	L+V	IF1a	Ir		12							
PQ0204-1w	L+L+V	IF1a	Ir	20	20	-56,8	26,0	L	7,8			
PQ0204-19w	L+L+V	IF1a	N	20	35	-58,5	25,4	L	9,2			
PQ0204-18w	L+L+V	IF1a	Ir	18	20	-58,2	25,4	L	8,7			
PQ0204-17w	L+L+V	IF1a	Ir	15	40	-58	26,0	L	8,9			

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	T_{mCO_2} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{hCO_2} ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	T_{mcclath} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{mice} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{h} ($^{\circ}\text{C}$)	T_{e} ($^{\circ}\text{C}$)
PQ0204-16w	L+L+V	IF1a	Ir	15	30	-57,7	25,2	L	9,1			
PQ0204-15w	L+L+V	IF1a	Ir	12	20	-57,0	25,8	L	8,4			
PQ0204-14w	L+V	IF1a	Ir	13	40	-57,3	24,6	L	9,3			
PQ0204-13w	L+L+V	IF1a	N	18	20	-58,1	26,0	L	8,7			
PQ0204-12w	L+L+V	IF1a	N	15	40	-57,7	25,8	L	8,8			
PQ0204-11w	L+L+V	IF1a	Ir	40	40	-58,8	25,4	L	9,0			
PQ0204-10w	L+L+V	IF1a	N	10	40	-57,4	25,3	L	9,9		272	
PQ-0204-1	L+V	IF1a	Ir	15	35	-57,4			9,0			
HQ-8-9w	L+V	IF1a	N	10	20							
HQ-8-8w	L+V	IF2	Ir	5	5							
HQ-8-7w	L+V	IF2	Ir	10	5						-2,2	
HQ-8-6w	L+V	IF1a	N	15	20						-4,1	
HQ-8-5w	L+V	IF1b	Ir	15	10						-2,1	
HQ-8-4w	L+L+V	IF1a	Ir	12	40	-56,6	25,8	L	8,8		267	
HQ-8-3w	L+L+V	IF1a	N	10	30	-56,9	26,4	L	8,3			
HQ-8-2w	L+L+V	IF1a	Ir	10	60	-57,4	26,3	L	9,2			
HQ-8-1w	L+L+V	IF1a	Ir	8	35	-57,1	26,1	L	8,2			
HQ-8-19w	L+V	IF1a	Ir	8	30						-3,8	
HQ-8-18w	L+V	IF2	Ir	10	5							
HQ-8-17w	L+V	IF1b	N	5	10							
HQ-8-16w	L+V	IF1b	Ir	10	10						-2,3	
HQ-8-15w	L+V	IF2	N	10	5						-3,5	
HQ-8-14w	L+V	IF2	N	10	5						-2,8	
HQ-8-13w	L+V	IF1a	N	6	15							
HQ-8-12w	L+V	IF1a	N	6	20							
HQ-8-11w	L+V	IF1b	N	8	10							

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
HQ-8-10w	L+V	IF1a	N	8	30							
HQ-04-04S-9	L+V	IF1a	N	12	20						332	
HQ-04-04S-8	L+V	IF1a	Ir	10	20						296	
HQ-04-04S-7	L+V	IF1a	Ir	15	15						314	
HQ-04-04S-6	L+L+V	IF1a	Ir		25	-57,8	28,0	V	9,0		310	-23,0
HQ-04-04S-5	L+L+V	IF1a	Ir		20		27,5	V	9,4			
HQ-04-04S-4b	L+V	IF1a	N		25						291	
HQ-04-04S-4a	L+V	IF1a	Ir		20	-57,7	27,2	L	9,2		270	
HQ-04-04S-3	L+L+V	IF1a	Ir	15	20	-57,6	27,7	L	9,3		294	
HQ-04-04S-2d	L+V	IF1a	Ir		20						314	
HQ-04-04S-2c	L+V	IF1a	Ir		20						305	
HQ-04-04S-2b	L+V	IF1a	Ir		20						314	
HQ-04-04S-2a	L+V	IF1b	Ir	25	10					-2,8	239	-28,0
HQ-04-04S-10	L+L+V	IF1a	Ir		70	-57,4	26,7	L				
HQ-04-04S-1	L+V	IF2	N	20	2					0,4	140,5	-28,0
HG-M2-2-8h	L+V	IF1b	N								275	
HG-M2-2-8g	L+V	IF1b	N								272	
HG-M2-2-8f	L+V	IF1b	N								256	
HG-M2-2-8e	L+V	IF1b	N								258	
HG-M2-2-8d	L+V	IF1b	N								260	
HG-M2-2-8c	L+V	IF1b	N								258	
HG-M2-2-8b	L+V	IF1b	N								264	
HG-M2-2-8a	L+V	IF1b	N								273	
HG-M2-2-7	L+V	IF1b	Ir		5	-59,3					258	-35,0
HG-M2-2-6	L+V	IF1b	Ir		10						293	
HG-M2-2-5	L+V	IF1a	N		30	-59,4			9,7		265	

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
HG-M2-2-4d	L+V	IF1b	Ir		10						278	
HG-M2-2-4c	L+V	IF1b	N		10						282	
HG-M2-2-4b	L+V	IF1b	Ir		10						287	
HG-M2-2-4a	L+V	IF1b	Ir		5	-59,6			9,5		276	
HG-M2-2-3	L+V	IF1b	Ir		10	-59,6	28,4	V			296	
HG-M2-2-2	L+V	IF1b	Ir		10	-59,3			9,9		303	-26,0
HG-M2-2-1b	L+V	IF1b	N		5				9,7		266	
HG-M2-2-1a	L+V	IF1a	N		25	-59,3	14,0	V	9,8		300	
HG-04-1B9	L+V	IF1a	N		20						307	
HG-04-1B8a	L+V	IF1a	N	15	5	-57,1						
HG-04-1B7c	L+V	IF2	Ir		5						225	
HG-04-1B7b	L+V	IF1b	Ir		5						283	
HG-04-1B7a	L+V	IF2	Ir		5						220	
HG-04-1B6b	L+V	IF1b	Ir		10	-57	26,5	L	10,1		246	
HG-04-1B6a	L+L+V	IF1b	N		10	-56,9	22,5	L	10,2		283	
HG-04-1B5	L+V	IF1a	N	15	15	-57	24,0	V	9,8		280	
HG-04-1B4	L+V	IF1a	Ir	20	15	-56,9	18,0	V	9,9	-1,8	280	-36,0
HG-04-1B3b	L+V	IF2	Ir		2					-2,7		
HG-04-1B3a	L+V	IF1b	Ir		10	-56,8	24,2	L	9,8		315	
HG-04-1B2c	L+V	IF1b	Ir	8	10						266	
HG-04-1B2b	L+V	IF1b	Ir	5	10						269	
HG-04-1B2a	L+L+V	IF1a	Ir	13	15	-56,9						
HG-04-1B1b	L+V	IF2	Ir		2					-1,5		-34,0
HG-04-1B1a	L+L+V	IF1a	Ir	8	15	-56,9	23,3	L	10,1		280	
HG-04-1B11	L+V	IF1a	Ir		15						296	
HG-04-1B10	L+V	IF1a	Ir		25						298	

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
HG-04-04-8b	L+V	IF1b	N		10						292	
HG-04-04-8a	L+V	IF1a	Ir		15	-56,8					330	
HG-04-04-7b	L+L+V	IF1a	Ir		25	-56,9	25,0	V	9,4		330	
HG-04-04-7a	L+V	IF1b	Ir		10	-56,7	27,2	L	9,6		285	
HG-04-04-6c	L+V	IF1a	N		40						291	
HG-04-04-6b	L+V	IF1a	Ir		30	-56,9	15,0	V	9,4		295	-56,0
HG-04-04-6a	L+V	IF1a	Ir		20	-57,2	27,2	L			282	-56,0
HG-04-04-5c	L+L+V	IF1a	N		30	-58,2						
HG-04-04-5b	L+V	IF2	Ir		2					-2,2	158	
HG-04-04-5a	L+V	IF2	Ir		1					-1,8	170	
HG-04-04-4c	L+V	IF1a	N		30						298	
HG-04-04-4b	L+V	IF2	Ir		1						186	
HG-04-04-4a	L+V	IF2	Ir	8	1					-2,6	190	
HG-04-04-3	L	IF3	Ir		0					-1,5		-56,0
HG-04-04-2	L+V	IF2	Ir		0,1					-2,1	174	
HG-04-04-1	L+V	IF1a	Ir	20	30	-58,3			9,2		277	
HG_M3-4-4	L+L+V	IF1b	N	19	10							-19,8
HG_M3-4-3	L+L+V	IF1a	Ir	17	30	-59,7	27,3	L	9,4	-1,9	261	
HG_M3-4-2	L+L+V	IF1b	N	13	10	-56,9	27,4	L	9,8	-4,2	245	
HG_M3-4-1	L+V	IF1b	Ir	15,5	8	-57,2						-22,6
HG_M3-1B-4	L+V	IF1a	N	11,5	18							
HG_M3-1B-3	L+L+V	IF1a	N	10	15	-57,2			9,4			
HG_M3-1B-2	L+L+V	IF1b	Ir	20	10	-58,3	27,2	L	9,2			
HG_M3-1B-1	L+L+V	IF1b	Ir	25	10							
HG_M2-1B-8	L+V	IF1b	N	14	8					-2,1	253	-20,7
HG_M2-1B-7	L+V	IF2	Ir	13	2						132	

Annexe 5.1. Données de mesures microthermométriques (suite et fin).

No d'échantillon	Identification des phases	Type IF	Forme	Taille (μm)	Rapport volumétrique bulle/phase externe (%)	TmCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	ThCO_2 ($^{\circ}\text{C}$)	Phase	Tmclath ($^{\circ}\text{C}$)	Tmice ($^{\circ}\text{C}$)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Te ($^{\circ}\text{C}$)
HG_M2-1B-6	L+V	IF1a	Ir	35	25	-58,5	26,6	L	9,8	-4,9		-21,0
HG_M2-1B-4	L+V	IF1b	Ir	11	8					-3,7	280	
HG_M2-1B-3	L+V	IF1b	N	13	10	-58,7			8,2		323	
HG_M2-1B-1	L+V	IF1b	Ir	12	10					-2,5		

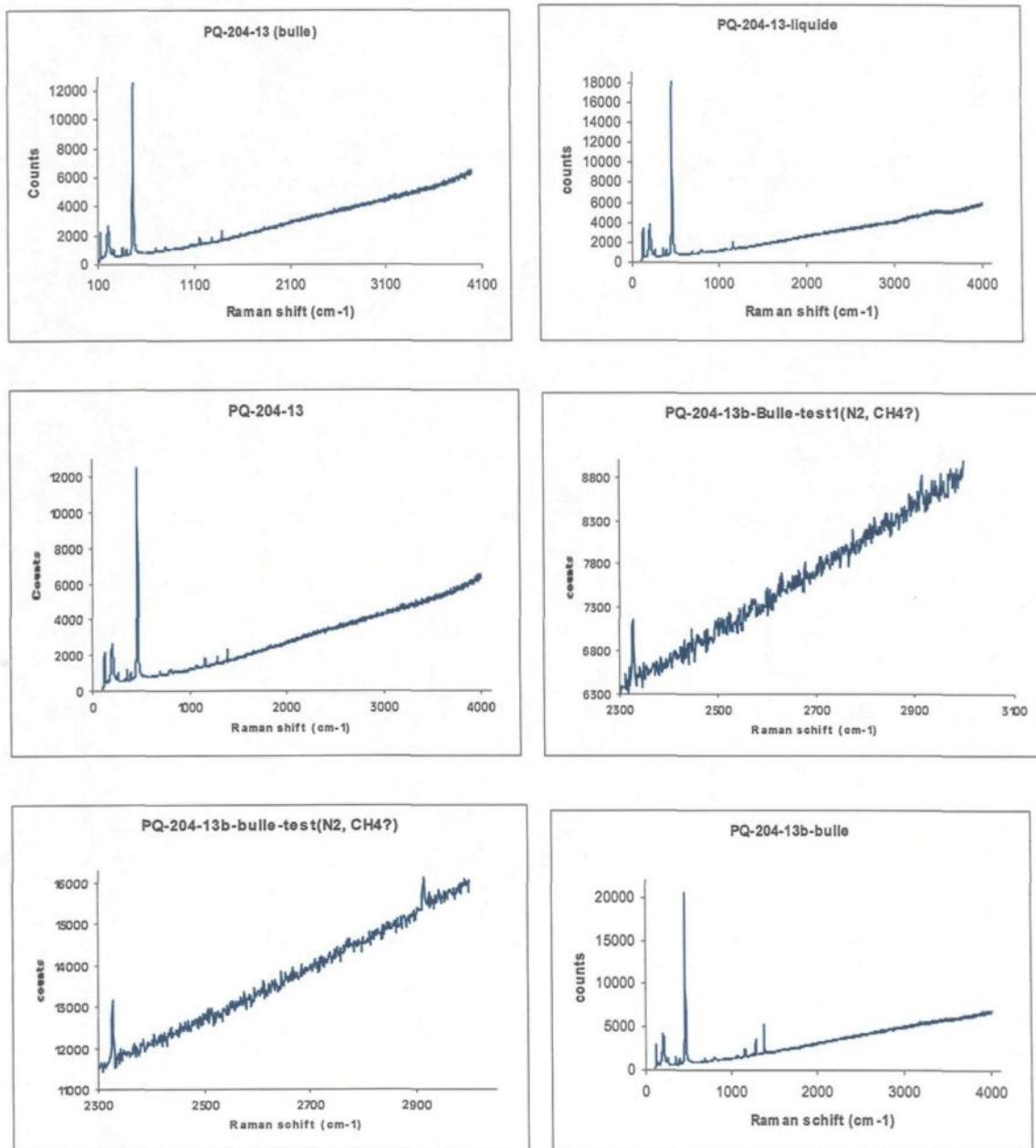
Ir : Irrégulière

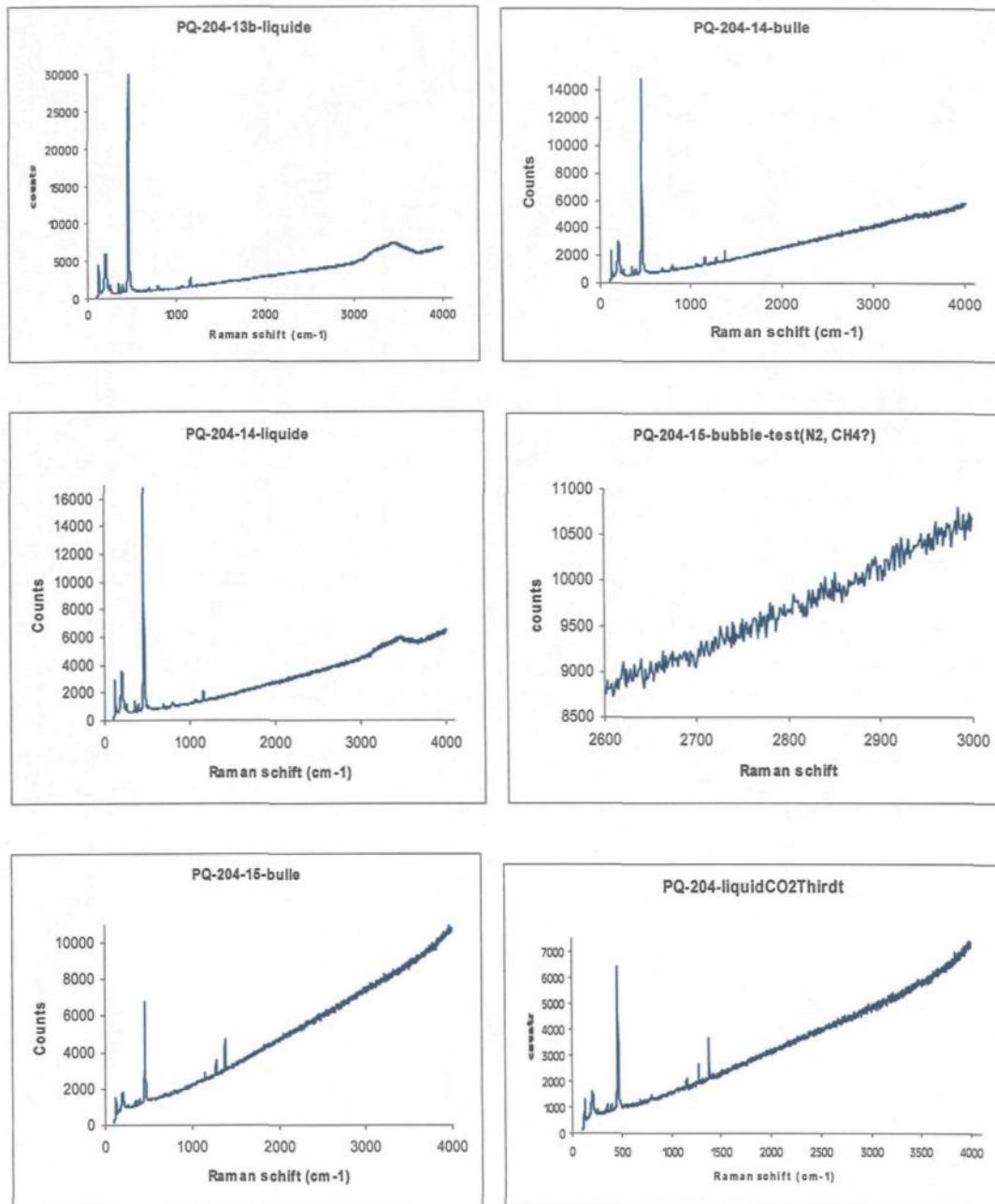
N : Automorphe à subautomorphe

L : Liquide

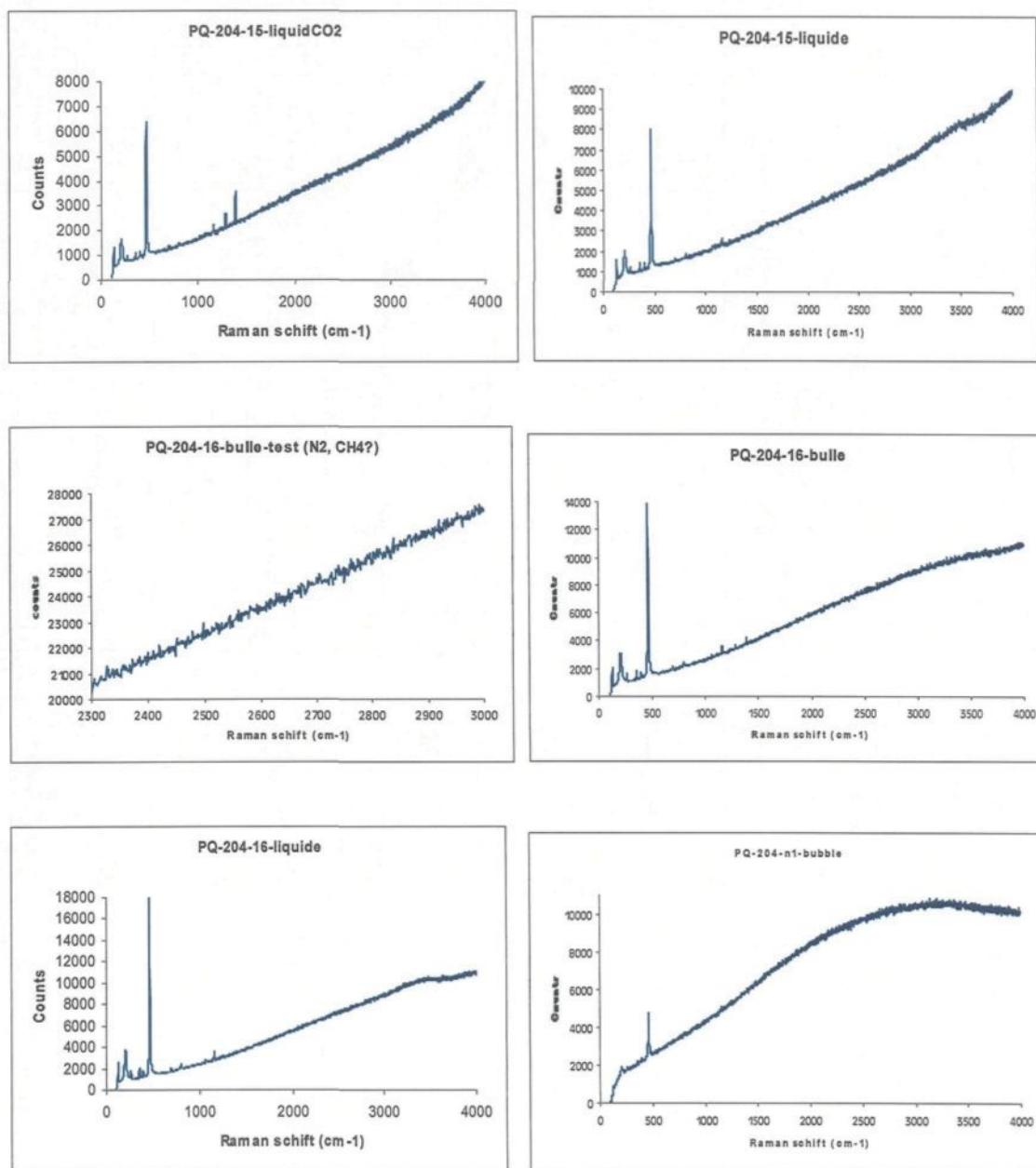
V : Gaz

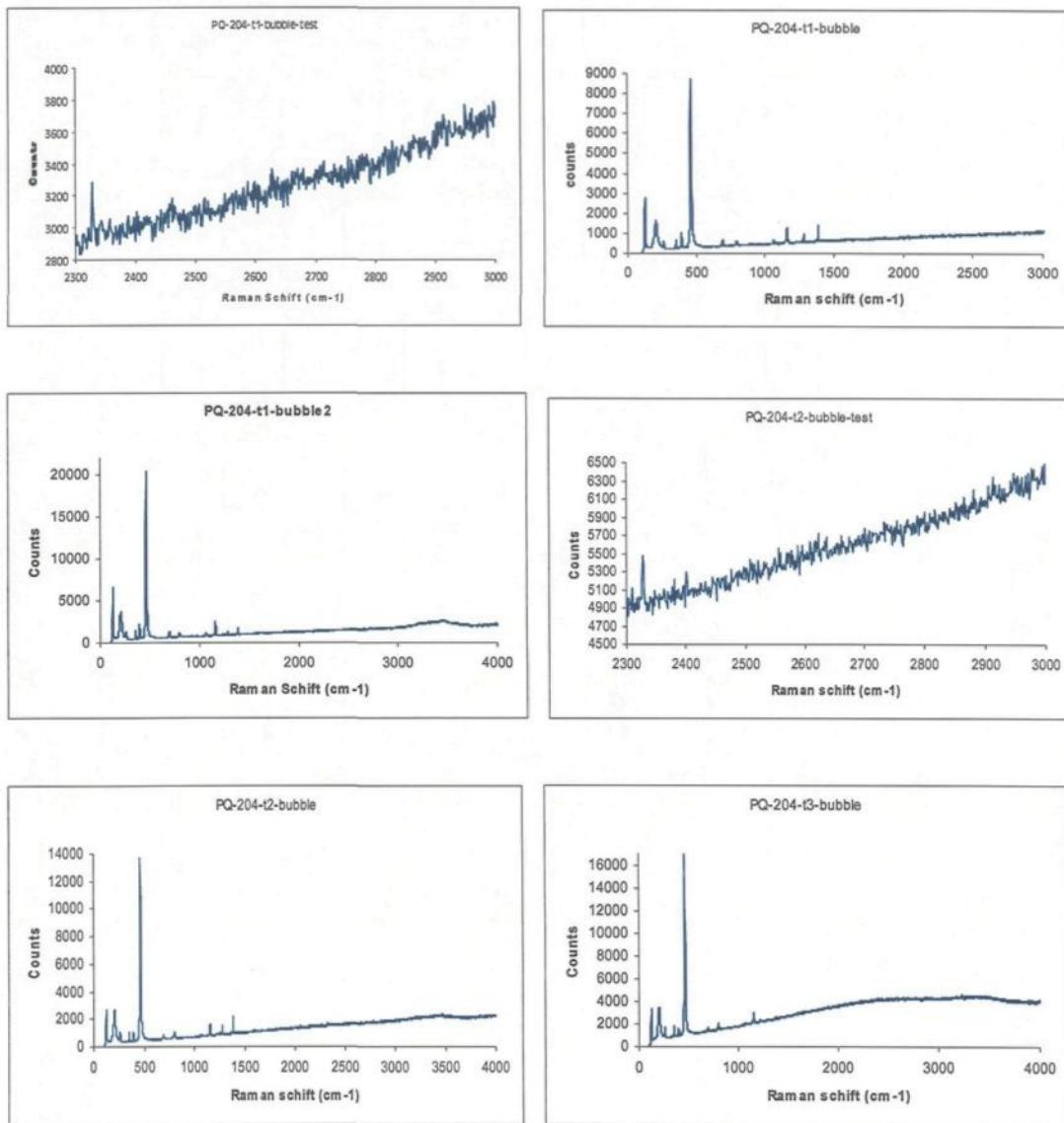
Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus.

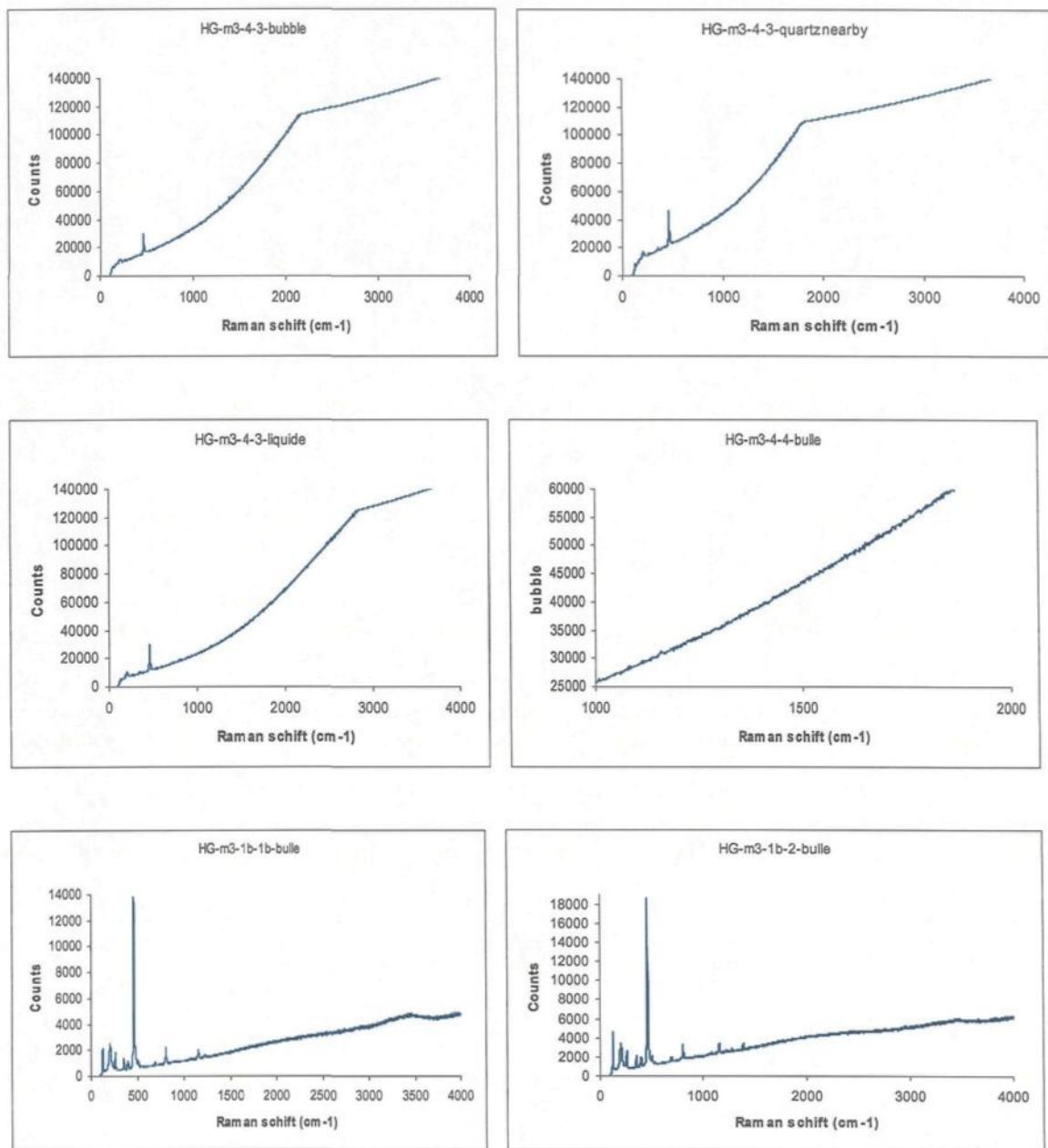


Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

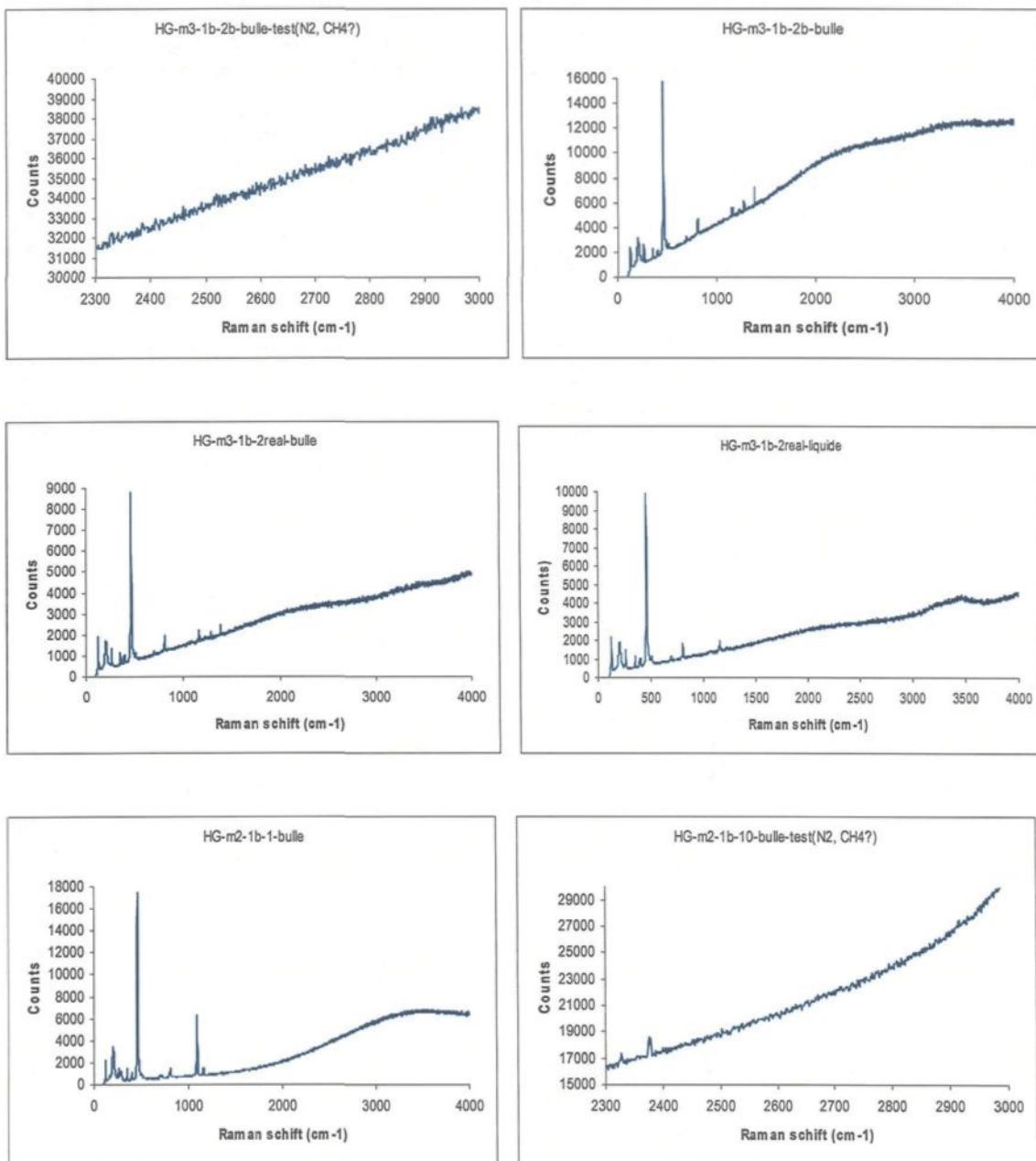
Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

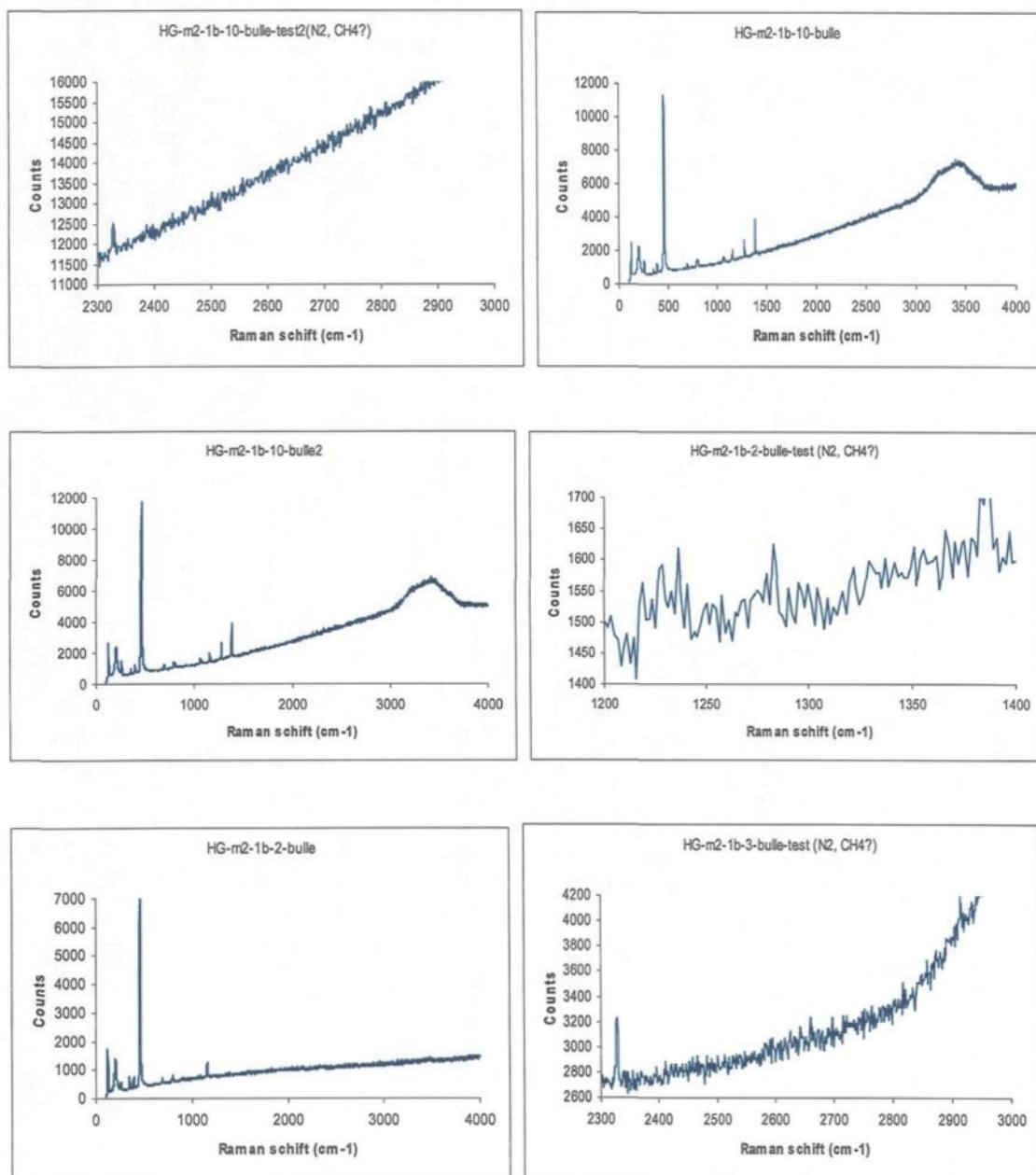


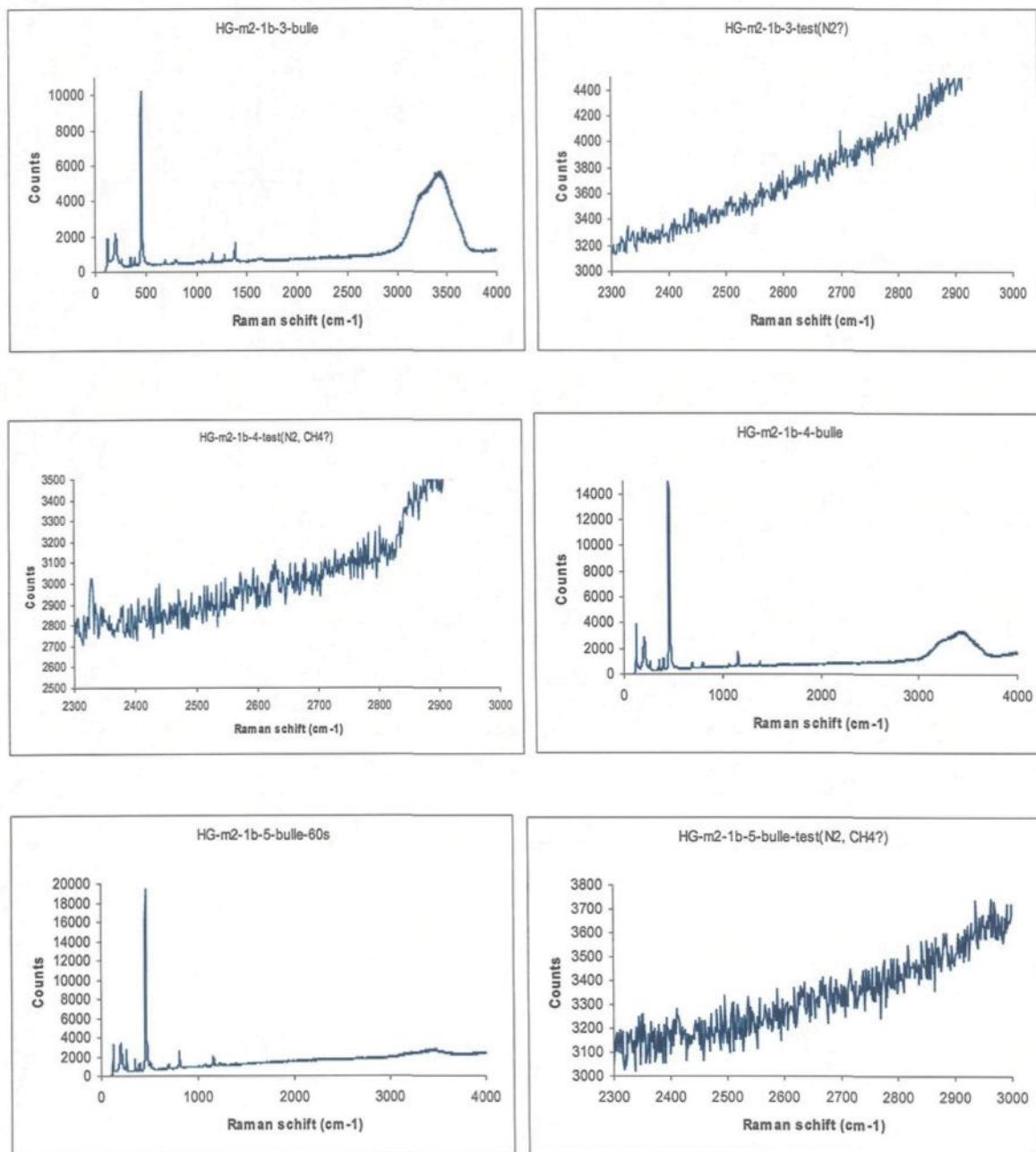
Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

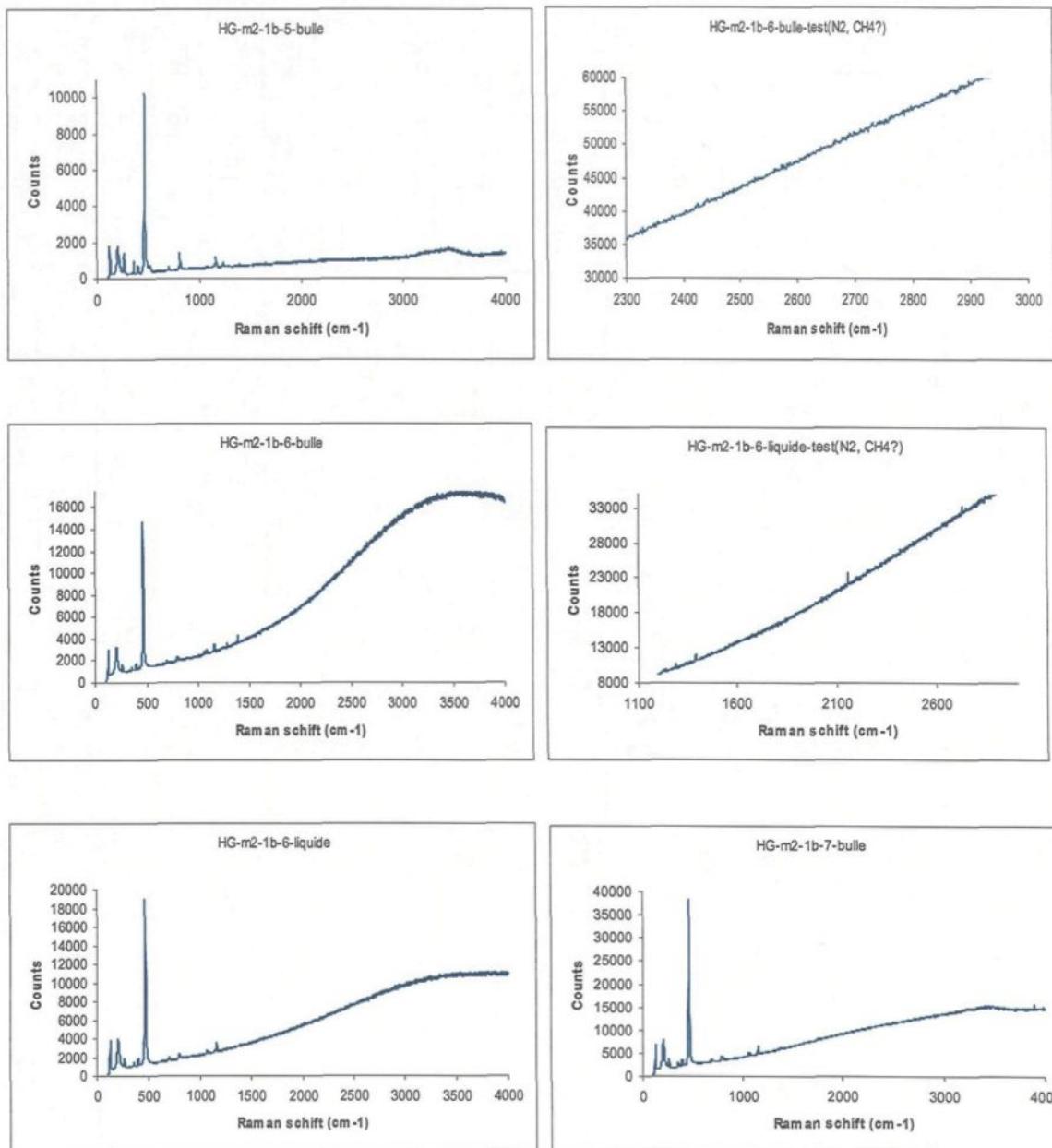
Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

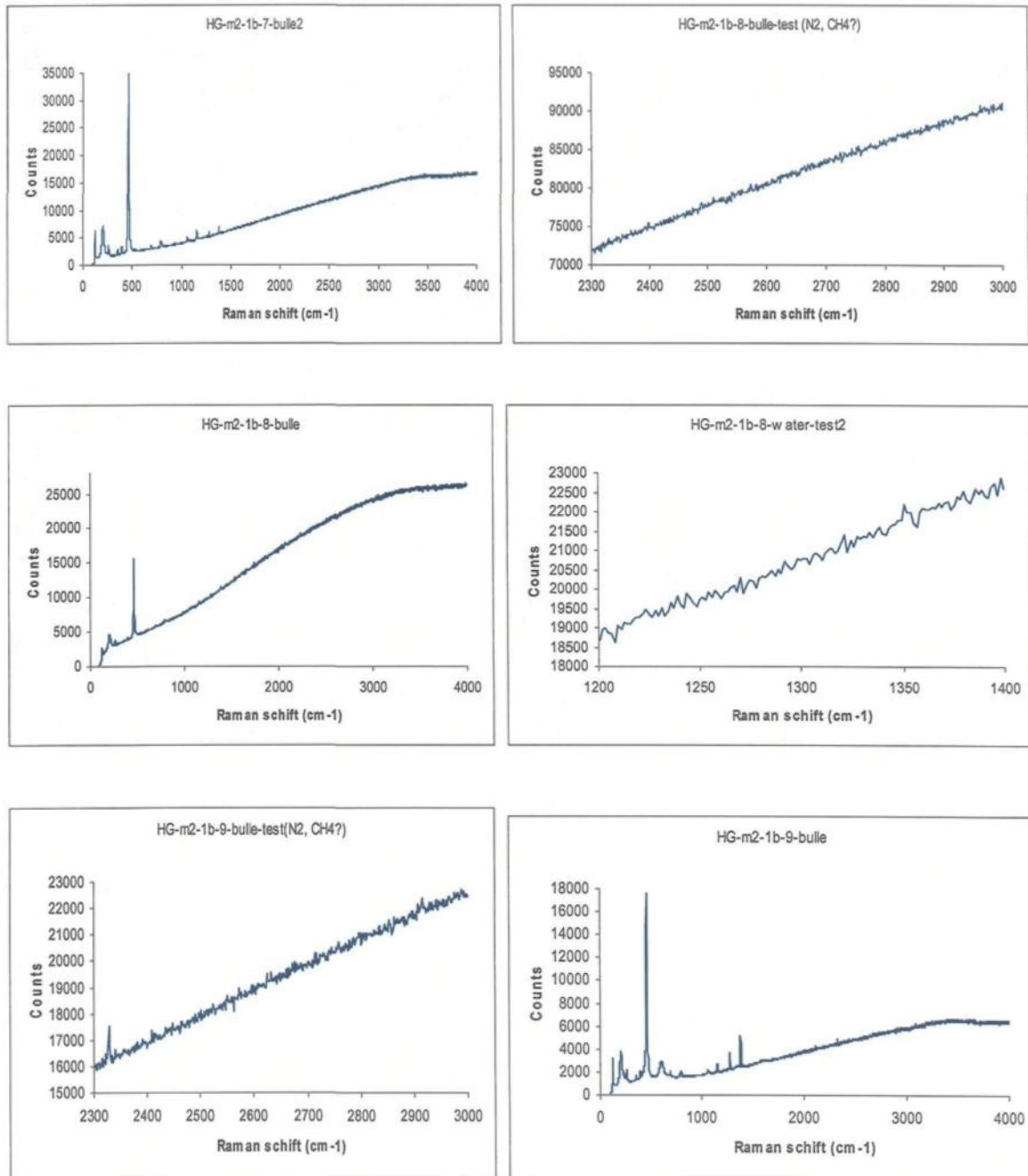


Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).

Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite).



Annexe 5. 2. Spectres de Raman obtenus (suite et fin).

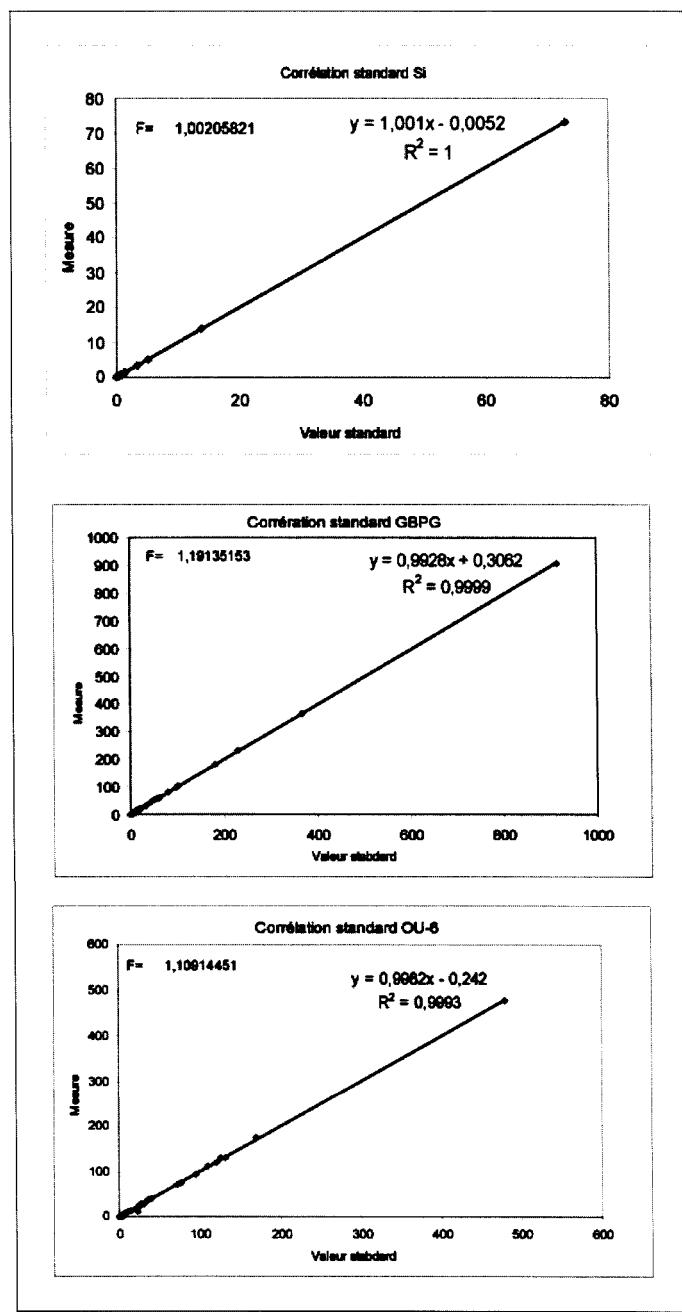
Annexe 5. 3. Compositions et densités calculées par Flincor (Brown, 1989) à partir des données microthermométriques .

No Échantillon	Composition			Poids (%) NaCl	Densité		
	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl		Aqueux	CO ₂	Globale
PQ-204-16	0,97	0,02	0,00	0,63	0,99	0,68	0,97
PQ-204-13	0,95	0,05	0,00	1,02	1,00	0,67	0,95
PQ-204-11	0,96	0,04	0,00	1,61	1,00	0,65	0,96
PQ-204-6w	0,93	0,07	0,00	0,02	0,99	0,99	0,93
PQ-204-40w	0,93	0,07	0,01	2,00	1,01	0,70	0,95
PQ-204-4	0,91	0,08	0,01	2,20	1,01	0,67	0,92
PQ-204-35w	0,93	0,07	0,00	1,22	1,00	0,67	0,93
PQ-204-23w	0,92	0,07	0,01	3,33	1,02	0,70	0,95
PQ-204-1w	0,92	0,07	0,01	4,26	1,02	0,70	0,96
PQ-204-18w	0,92	0,07	0,01	2,58	1,01	0,71	0,95
PQ-204-15w	0,92	0,07	0,01	3,15	1,01	0,70	0,95
PQ-204-13w	0,93	0,07	0,01	2,58	1,01	0,70	0,95
HG-M3-4-2	0,97	0,03	0,00	0,42	0,99	0,67	0,96
HG-M3-1b-2	0,95	0,05	0,00	1,61	1,00	0,67	0,95
HG-M2-1b	0,91	0,09	0,00	0,42	0,99	0,69	0,92
PQ-204-7	0,89	0,10	0,00	0,83	1,00	0,65	0,89
PQ-204-6	0,91	0,08	0,00	1,22	1,00	0,67	0,92
PQ-204-15	0,69	0,30	0,00	2,20	1,01	0,70	0,82
PQ-204-13b	0,94	0,05	0,00	1,61	1,00	0,64	0,94
PQ-204-10	0,96	0,04	0,00	1,22	1,00	0,66	0,96
PQ-204-8w	0,89	0,11	0,00	0,00	0,99	0,70	0,90
PQ-204-5w	0,89	0,11	0,00	0,22	0,99	0,71	0,91
PQ-204-41w	0,89	0,10	0,00	1,42	1,00	0,65	0,89
PQ-204-39w	0,89	0,11	0,00	1,61	1,00	0,70	0,91
PQ-204-38w	0,89	0,11	0,01	1,81	1,00	0,68	0,91
PQ-204-37w	0,84	0,16	0,00	1,02	1,00	0,67	0,87
PQ-204-36w	0,84	0,16	0,00	0,63	0,99	0,68	0,87

Annexe 5. 3. Compositions et densités calculées par Flincor (Brown, 1989) à partir des données microthermométriques (suite et fin).

No Échantillon	Composition			Poids (%) NaCl	Densité		
	XH ₂ O	XCO ₂	XNaCl		Aqueux	CO ₂	Globale
PQ-204-33w	0,84	0,15	0,00	1,22	1,00	0,65	0,86
PQ-204-32w	0,46	0,54	0,00	2,00	1,01	0,71	0,77
PQ-204-31w	0,89	0,11	0,00	1,61	1,00	0,67	0,90
PQ-204-30w	0,84	0,15	0,00	1,42	1,00	0,66	0,86
PQ-204-2w	0,78	0,22	0,01	2,39	1,01	0,67	0,84
PQ-204-29w	0,83	0,16	0,01	2,58	1,01	0,70	0,89
PQ-204-28w	0,76	0,24	0,00	1,81	1,00	0,76	0,88
PQ-204-27w	0,83	0,16	0,01	2,39	1,01	0,69	0,88
PQ-204-26w	0,78	0,21	0,01	2,20	1,01	0,66	0,83
PQ-204-25w	0,83	0,16	0,01	2,00	1,01	0,70	0,88
PQ-204-24w	0,86	0,14	0,00	1,81	1,00	0,71	0,90
PQ-204-22w	0,83	0,16	0,01	3,71	1,02	0,69	0,89
PQ-204-21w	0,84	0,15	0,00	1,22	1,00	0,66	0,86
PQ-204-20w	0,88	0,11	0,01	2,00	1,01	0,71	0,92
PQ-204-19w	0,86	0,14	0,00	1,61	1,00	0,71	0,90
PQ-204-17w	0,83	0,16	0,01	2,20	1,01	0,70	0,88
PQ-204-16w	0,88	0,11	0,01	1,81	1,00	0,71	0,92
PQ-204-14w	0,83	0,16	0,00	1,42	1,00	0,72	0,89
PQ-204-12w	0,83	0,16	0,01	2,39	1,01	0,70	0,88
PQ-204-11w	0,83	0,16	0,01	2,00	1,01	0,71	0,89
PQ-204-10w	0,84	0,16	0,00	0,22	0,99	0,71	0,88
HG-8-4w	0,83	0,16	0,01	2,39	1,01	0,70	0,88
HG-8-3w	0,88	0,11	0,01	3,33	1,02	0,69	0,92
HG-8-2w	0,70	0,30	0,00	1,61	1,00	0,69	0,82
HG-8-1w	0,86	0,13	0,01	3,52	1,02	0,69	0,90
HG-M3-4-3	0,89	0,11	0,00	1,22	1,00	0,67	0,90

Annexe 6. 1. Diagrammes de corrélation entre valeurs mesurées et valeurs standards.



Annexe 6. 2. Résultats d'analyse éléments majeurs (en gras : échantillons VPS).

Échantillon	HG-M3e	HG-M4	HG-M5	HG-M6	PQ-M1	PQ-M2	PQ-M4	PQ-M5e	PQ-M9
SiO ₂	92,47	82,34	60,55	60,90	91,97	70,77	90,98	89,64	64,55
TiO ₂	0,32	0,43	0,90	0,70	0,30	0,57	0,38	0,43	0,83
Al ₂ O ₃	0,16	7,96	18,49	16,94	0,26	13,69	0,96	3,85	15,92
Fe ₂ O ₃	1,65	1,47	2,85	2,72	3,26	3,20	1,75	1,65	0,84
FeO	0,25	0,20	1,72	1,40	0,34	0,55	0,65	0,60	3,59
MnO	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05
MgO	0,55	0,85	1,32	1,84	0,42	1,14	0,34	0,29	2,25
CaO	1,79	1,93	2,95	2,93	0,92	1,79	0,83	0,79	1,74
Na ₂ O	0,14	0,63	1,84	1,75	0,07	2,57	0,65	0,33	1,89
K ₂ O	0,24	1,41	3,82	3,67	0,10	2,30	0,48	0,53	2,84
LOI	1,92	2,30	4,64	6,23	1,28	2,60	1,96	0,80	4,56
P ₂ O ₅	0,17	0,27	0,47	0,34	0,40	0,26	0,34	0,40	0,37
Total	99,74	99,80	99,56	99,43	99,33	99,47	99,33	99,32	99,43

Échantillon	R-1	J-4	J-7	J-9	P1-1	P19	P28	P26	P8	Si	Si mesuré
SiO ₂	73,97	64,29	63,74	65,96	65,62	67,94	77,25	76,53	67,49	73,07	73,15
TiO ₂	0,53	0,60	0,66	0,58	0,67	0,42	0,34	0,32	0,49	0,21	0,21
Al ₂ O ₃	9,76	16,00	17,12	15,34	17,10	16,65	11,32	11,34	18,20	13,86	13,82
Fe ₂ O ₃	1,50	1,26	3,71	4,65	2,14	1,59	1,82	1,36	1,90	0,82	0,80
FeO	1,02	4,69	3,76	1,49	2,70	1,28	1,30	1,56	0,52	1,25	1,28
MnO	0,01	0,15	0,12	0,082	0,008	0,017	0,054	0,051	0,008	0,0050	0,050
MgO	0,94	1,81	1,50	1,52	0,96	0,78	0,35	0,41	0,68	0,44	0,45
CaO	3,25	1,86	0,36	0,47	1,38	1,38	0,44	0,46	1,12	1,28	1,27
Na ₂ O	4,05	2,69	0,39	1,59	0,67	2,95	4,78	6,10	0,24	3,40	3,40
K ₂ O	1,15	2,60	3,28	2,92	3,88	4,10	1,32	0,54	4,90	5,02	5,00
LOI	3,13	3,88	6,01	5,17	4,86	2,61	1,10	0,94	4,33	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,14	0,15	0,11	0,15	0,12	0,19	0,15	0,060	0,070
Total	99,54	100,02	99,79	99,92	100,10	99,87	100,19	99,80	100,03	100,11	100,15

Annexe 6.2. Résultats d'analyse éléments majeurs en % poids (suite et fin).

Échantillon	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeOT	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
04-01		0,588						0,154						
04-02		0,535						0,141						
5-04														
04-07		0,585						0,072						
04-127		0,549						0,098						
04-69														
04-71		0,651						0,083						
04-81		0,677						0,041						
CC*	66	0,5	15,2	5,005562				0,08	2,2	4,2	3,9	3,4		
D-2		2,337						0,1						
HP-CT2-M5														
HR-109		0,774						0,02						
HR-92		0,688						0,053						
MORB*	49,5	1,5	16	11,67964				0,12	7,7	11,3	2,8	0,15		
P-4		2,234						0,093						
P26	76,53	0,32	11,34	1,36	1,56	2,78	3,09	0,051	0,41	0,46	6,10	0,54	0,19	0,94
P28	77,25	0,34	11,32	1,82	1,30	2,94	3,26	0,054	0,35	0,44	4,78	1,32	0,12	1,10
P3-7		2,371						0,105						
P3-8		2,326						0,112						
Turb_ACM*		0,44												
Turb_CIA*		0,63												
Turb_OIA*		0,81												
Turb_PCM*		0,49												

(*) CC : Croûte continentale

(*) MORB : Croûte océanique

(*) Turb_ACM, Turb_CIA, Turb_OIA, Turb_PCM : roches turbiditiques Australie

Annexe 6. 3. Résultats d'analyse éléments en traces et des terres rares en ppm.

Échantillon	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As
04-01	14,668	12,526	48,791	53,497	7,219	17,619	15,966	63,492	23,128	1,933	358,381
04-02	12,94	12,151	46,482	51,263	5,367	15,965	16,349	27,074	21,803	1,923	319,444
5-04											
04-07	15,115	13,487	49,621	152,028	9,454	67,35	36,217	295,946	22,89	1,921	6568,77
04-127	27,871	14,605	45,278	48,886	5,635	22,554	10,578	84,635	17,039	1,546	34,673
04-69	32,284	15,216	61,526	43,505	12,155	29,142	59,273	94,979	23,034	1,757	23,006
04-71	28,162	14,101	72,549	62,764	10,075	28,449	25,261	71,379	22,544	1,901	21,091
04-81	39,897	17,21	61,655	56,657	7,991	24,58	15,543	72,31	23,59	2,239	34,275
CC*		11	60	35	10	20					
D-2	97,688	23,113	294,125	151,729	31,738	76,559	92,865	68,946	26,097	2,575	18,508
HP-CT2-M5											
HR-109	63,875	18,684	95,873	65,465	4,204	28,029	17,999	71,136	27,299	2,087	31,686
HR-92	59,753	15,601	77,225	54,427	11,095	25,787	20,518	113,137	22,078	1,99	26,06
MORB*		38	250	270	47	135					
P-4	86,175	23,593	302,272	130,732	31,327	71,581	103,387	88,434	27,781	3,932	20,601
P26											
P28											
P3-7	80,396	23,615	336,635	194,916	35,454	110,168	108,847	71,791	22,429	2,242	18,27
P3-8	74,017	23,282	343,668	157,716	36,845	82,135	108,218	65,142	22,727	2,415	18,5
Turb_ACM*		8	48	26	10	10	8	52	14		
Turb_CIA*		14,8	89	51	12	13	11	74	13		
Turb_OIA*		19,5	131	37	18	11	23	89	17		
Turb_PCM*		6	31	39	5	8	6	26	8		

(*) CC : Croûte continentale

(*) MORB : Croûte océanique

(*) Turb_ACM, Turb_CIA, Turb_OIA, Turb_PCM : roches turbiditiques Australie

Annexe 6.3. Résultats d'analyse éléments en trace et des terres rares (suite).

Échantillon	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Cs	Ba	W	Tl	Pb	Bi
04-01	127,275	165,447	39,627	265,842	15,797	2,937	0,535	0,194	0,066	2,723	5,342	7,752	882,915	5,618	0,624	34,423	0,107
04-02	116,977	163,725	34,362	236,635	14,177	3,142	0,464	0,123	0,071	2,68	4,562	7,21	823,421	4,934	0,554	26,94	0,088
5-04																	
04-07	121,011	107,231	38,368	260,264	15,295	3,528	0,496	0,624	0,078	2,935	20,153	8,286	930,302	4,762	0,506	12,289	0,107
04-127	44,303	190,087	33,464	229,872	9,711	1,296	0,333	0,188	0,07	2,117	0,628	1,695	526,602	0,765	0,181	12,343	0,179
04-69	120,186	151,025	33,188	211,36	10,006	1,294	0,643	0,163	0,11	2,384	0,457	5,939	785,812	1,821	0,533	104,869	1,186
04-71	120,533	176,036	33,741	248,675	11,863	1,644	0,423	0,205	0,063	2,897	0,645	5,86	861,006	1,852	0,59	17,297	0,319
04-81	97,64	66,631	48,874	270,705	12,017	2,272	0,489	0,202	0,093	2,885	9,491	7,509	780,085	2,565	0,494	22,006	0,139
CC	112	350	22	190	25								3,7	550	2		20
D-2	42,417	639,592	77,294	703,93	94,594	17,684	1,464	0,189	0,096	2,88	1,299	2,785	292,793	1,963	0,272	12,681	0,109
HP-CT2-M5																	
HR-109	129,418	26,37	37,345	253,448	13,264	0,983	0,321	0,106	0,095	3,431	3,4	6,569	764,022	1,963	0,272	12,681	0,109
HR-92	94,853	52,403	32,844	220,497	11,408	0,952	0,211	0,121	0,078	2,566	7,56	4,904	625,165	1,955	0,417	10,852	0,321
MORB	2,2	130	32	80	2,2								0,03	25	0,5		0,8
P-4	39,683	581,639	74,615	661,268	88,327	23,023	1,425	0,645	0,158	3,853	0,844	2,767	280,575				
P26																	
P28																	
P3-7	34,729	559,135	55,916	476,71	62,781	72,683	0,954	0,311	0,07	2,346	1,112	2,298	262,607	3,072	0,216	10,812	0,142
P3-8	32,502	540,943	60,164	504,957	68,350	19,946	1,211	0,247	0,084	2,31	1,071	2,271	252,479	2,068	0,178	10,376	0,109
Turb_ACM	115		24,9	179	10,7								522			141	
Turb_CIA	67		24,2	229	8,5								444			250	
Turb_OIA	18	637	19,5	96	2,0								370			6,9	
Turb_PCM	61	66	27,3	298	7,9								253			16	

Annexe 6.3. Résultats d'analyse éléments en trace et des terres rares (suite et fin).

Échantillon	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
04-01	10,816	2,216	47,161	92,731	10,485	40,87	7,094	1,420	6,807	1,076	6,65	1,407	4,073	0,654	4,54	0,644	7,592	0,957
04-02	9,559	1,97	42,435	81,893	9,57	36,368	6,239	1,330	5,864	0,978	5,55	1,211	3,572	0,566	3,777	0,549	6,363	0,931
5-04			8,03	13,1	1,72	5,41	1,57	0,34	1,89	0,34	2,38	0,44	1,45	0,20	1,16	0,15		
04-07	10,247	2,098	43,81	88,065	10,198	40,081	7,523	1,398	6,941	1,045	6,368	1,379	3,956	0,607	4,151	0,62	7,115	0,958
04-127	7,634	1,566	37,699	76,192	8,922	36,781	6,441	1,854	6,214	0,955	5,963	1,174	3,48	0,516	3,774	0,532	6,123	0,562
04-69	9,382	1,739	28,209	57,856	6,675	28,858	6,208	1,238	5,989	0,885	5,498	1,148	3,305	0,513	3,436	0,5	5,647	0,653
04-71	11,52	2,537	34,361	67,856	7,689	31,007	6,141	1,246	5,717	0,91	5,214	1,138	3,462	0,505	3,705	0,579	6,743	0,818
04-81	8,508	1,789	43,795	89,587	10,522	43,443	8,259	1,816	8,111	1,323	8,273	1,694	5,016	0,759	5,005	0,757	7,293	0,699
CC	10,7	2,8	30	64		26	4,5	0,88		0,64					2,2	0,32		
D-2	21,356	22,307	103,264	209,765	24,196	92,911	17,631	3,307	16,289	2,367	13,751	2,662	7,64	1,057	6,693	1,079	16,972	6,136
HP-CT2-M5			5,44	30,1	1,02	4,04	0,96	0,22	0,88	0,11	0,64	0,13	0,34	0,05	0,28	0,05		
HR-109	21,356	22,307	46,73	91,74	10,902	41,818	7,51	1,352	6,702	1,1	6,575	1,345	3,998	0,622	4,297	0,616	6,796	0,927
HR-92	10,697	2,195	33,979	69,312	8,044	33,583	6,603	1,323	6,058	0,994	5,722	1,198	3,209	0,489	3,365	0,485	5,885	0,776
MORB*	0,22	0,1	3,7	11,5		10	3,3	1,3		0,87					5,1	0,56		
P-4			98,041	197,891	22,547	90,397	16,048	3,283	15,802	2,273	12,939	2,605	7,43	1,023	7,221	0,975	16,471	5,575
P26			39,0	71,1	7,54	30,2	6,43	1,19	5,66	0,90	5,62	1,11	3,18	0,48	3,29	0,46		
P28			39,1	70,4	7,65	29,6	6,86	1,38	6,13	1,08	6,94	1,35	3,74	0,56	3,69	0,47		
P3-7	16,537	18,652	82,306	166,912	19,346	76,972	14,519	3,008	12,770	1,907	10,516	2,089	5,672	0,805	5,255	0,766	11,584	4,056
P3-8	17,546	20,829	82,799	171,347	19,982	78,683	14,523	3,151	13,784	1,918	11,007	2,255	5,652	0,819	5,539	0,805	12,33	4,172
Turb_ACM*	18,8	3,90	33	72,7		25,4												
Turb_CIA*	11,1	2,53	24,4	50,5		20,8												
Turb_OIA*	2,27	1,09	8,72	22,53		11,36												
Turb_PCM*	16,7	3,20	33,5	71,9		29												

(*) CC : Croûte continentale

(*) MORB : Croûte océanique

(*) Turb_ACM, Turb_CIA, Turb_OIA, Turb_PCM : roches turbiditiques Australie

Annexe 6. 4. Résultats d'analyse des standards (en ppm sauf oxydes en %).

Standard	TiO ₂ (%)	MnO (%)	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As
GBPG-1	0,688	0,067	20,04	14,498	97,444	181,884	18,817	61,158	32,025	79,275	19,903	0,723	10,513
GBPG-1(M)	0,69	0,070	20,970	13,93	96,5	181,4	19,5	59,6	30,0	80,3	18,6	56,2	363,5
OU-6	0,993	0,271	95,44	23,176	125,608	71,883	28,017	40,154	36,2	110,01	25,821	2,627	23,357
OU-6 (M)	0,998	0,284	92,65	22,1	129,35	70,78	29,11	39,83	39,62	111,18	24,33		13

Standard	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	In	Sn	Sb	Cs	Ba	W	Tl	Pb	Bi
GBPG-1	57,71	365,618	18,047	229,176	9,721	1,869	0,076	0,062	0,875	1,683	0,334	915,701	0,697	0,308	13,169	0,04
GBPG-1 (M)	56,2	363,5	18,0	231,8	9,93	1,70					0,32	908,00			14,10	
OU-6	120,64	131,8	27,036	169,859	14,415	0,876	0,09	0,103	3,615	3,114	7,772	480,385	1,604	0,569	27,329	0,391
OU-6 (M)	120,2	130,89	27,35	174,15	14,79				2,72	0,55	8,02	477,24		0,53	28,22	

Standard	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
GBPG-1	10,729	0,921	50,218	101,038	11,171	42,728	6,572	1,799	4,823	0,541	3,013	0,695	2,082	0,282	2,126	0,305	6,046	0,396
GBPG-1 (M)	11,23	0,90	52,95	103,20	11,45	43,30	6,79	1,79	4,74	0,60	3,26	0,69	2,01	0,30	2,03	0,31	6,07	0,40
OU-6	10,915	1,936	33,166	76,73	7,811	30,631	6,083	1,360	5,468	0,844	4,958	0,97	2,853	0,402	2,994	0,455	4,78	0,943
OU-6 (M)	11,51	1,96	33	74,42	7,8	29,01	5,92	1,36	5,27	0,85	4,99	1,01	2,98	0,44	3	0,45	4,7	1,06

(M): mesuré

Annexe 6. 5. Résultats d'analyse en or (g/t) de turbidites régionales et roches encaissantes VPS (04-01e04-02e, 04-07e).

Échantillon	04-01e	04-02e	04-07e	04-101	04-102	04-104	04-105	04-106	04-108	04-109	04-121
Au (10^{-9})	62	152	120	0,25	0,35	0,38	0,15	0,15	0,4	0,25	0,22

Échantillon	04-122	04-123	04-124	04-125	04-126	04-127	04-128	04-129	04-130	04-131	04-132	04-33
Au (10^{-9})	0,65	0,35	0,25	1,75	2,85	1,55	0,7	0,6	0,15	0,4	0,12	0,1

Échantillon	04-34	04-69	04-69	04-71	04-72	04-73	04-74	04-75	04-76	04-81	J10	J11	J12	J13	J14	J4
Au (10^{-9})	0,3	1,45	1,45	0,7	0,35	0,35	0,62	0,15	0,6	9,6	0,85	0,96	1,4	2,25	1,95	1,05

Échantillon	J5	J7	J8	P-1-1	P11	P13	P16	P17	P19	P21	P22	P24	P25
Au (10^{-9})	2,6	0,75	0,55	1,8	3,05	0,68	0,6	0,5	0,3	1,25	1,65	2,4	0,15

Échantillon	P26	P27	P28	P29	P3	P31	P32	P4	P6	P7	P9
Au (10^{-9})	1,05	1,5	1,15	0,5	5,3	37,6	2,65	103	27,9	3,2	6,15

Annexe 6. 6. Données δD vs $\delta^{18}\text{O}$ de l'analyse isotopique de VPS aurifères.

Échantillon	D (‰) : quartz	^{18}O (‰) : quartz	^{18}O (‰) : H_2O
HG-M8	-63	15,0	6,2
HG-M7	-81	16,1	7,3
PQ-9	-74	18,1	9,3
PQ-0203	-93	16,7	7,9

Annexe 6. 7. Données Rb/Sr de l'analyse isotopique de VPS aurifères.

	Échantillon	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} (2\sigma)$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ initial	Temps (Ma)
Pingqiu 1	PQ-2	0,0641	0,9993	0,1851	$0,71440 \pm 0,00005$	$0,71249 \pm 0,00004$	514 ± 4
	PQ-3	0,1171	1,093	0,3091	$0,71478 \pm 0,00001$		
	PQ-4	0,6567	1,199	1,581	$0,72401 \pm 0,00002$		
	PQ-5	0,2409	1,331	0,5221	$0,71635 \pm 0,00002$		
	PQ-6	0,5223	1,451	1,039	$0,72014 \pm 0,00001$		
	PQ-7	0,1834	1,051	0,5034	$0,71624 \pm 0,00002$		
	PQ-8	0,1226	1,204	0,2938	$0,71455 \pm 0,00001$		
	PQ-9	0,1182	1,279	0,1666	$0,71438 \pm 0,00001$		
Pingqiu 2	PQ-0201	0,0207	0,7172	0,08335	$0,71224 \pm 0,00002$	$0,71143 \pm 0,000012$	475 ± 9
	PQ-0202	0,0548	0,5452	0,2901	$0,71508 \pm 0,00002$		
	PQ-0203	0,0322	0,9197	0,1011	$0,71218 \pm 0,00004$		
	PQ-0204	0,4208	1,219	0,9962	$0,71819 \pm 0,00003$		
	PQ-0205	0,0645	1,024	0,1817	$0,71261 \pm 0,00008$		
	PQ-0206	0,1014	0,6759	0,4327	$0,71504 \pm 0,00002$		
	PQ-0208	0,2241	3,047	0,2121	$0,71272 \pm 0,00006$		
	PQ-0209	0,1005	2,883	0,1005	$0,71221 \pm 0,00007$		
Huqiao	HQ-2	0,01593	1,3	0,03536	$0,71295 \pm 0,00002$	$0,71327 \pm 0,00001$	407 ± 2
	HQ-3	0,07881	2,006	0,1133	$0,71435 \pm 0,00001$		
	HQ-4	0,5123	1,932	0,7652	$0,71771 \pm 0,00004$		
	HQ-5	0,3128	2,515	0,3589	$0,71534 \pm 0,00004$		
	HQ-7	0,01194	0,9925	0,0347	$0,71348 \pm 0,00001$		
	HQ-9	0,08624	1,27	0,1958	$0,71352 \pm 0,00001$		