

*Origine des oxydes de Fe-Ti-V de la partie basale de l'intrusion de
Panzhuhua, SW de la Chine*

Travail de fin d'étude, réalisé en vue de l'obtention du grade de Master en Sciences
Géologiques par **Issa MBOLO DANKALI**

Devant le jury composé de :

Dr. Frédéric BOULVAIN (Président)

Dr. Bernard CHARLIER (Promoteur)

Dr. Tong Hou (Hanovre)

Dr. Jacqueline VANDER AUWERA (ULg)

Dr. Olivier NAMUR (ULg)

Abstract

The Panzhihua layered intrusion is part of large intrusions of the Emeishan province and is one of the richest in Fe-Ti-V ore. This gabbro intrusion was set up in carbonate rocks and contains three levels of minerals. Recent studies have used a few samples from the intrusion to find its origin. In this work, a significant sampling of the basal portion of the intrusion allows us to correlate information about the mode of implementation of the intrusion and its ore. Microscopic observation of samples allowed the description of the relationship between minerals and different lithologies revealed the existence of layers of anorthosite and pyroxenite in addition to gabbro and oxides of Fe-Ti-V. The chemical analysis of whole rocks by XRF of major elements shows that the ores in this intrusion have a content of FeO + TiO₂ of about 60 to 90%. The assumption that a magma mafic outcome of differentiation of a primary ferrobaltique magma and separating from a highly enriched with oxide of Fe-Ti-V liquid was verified with the different methods used.

Résumé

L'intrusion stratiforme de Panzhihua fait partie des grandes intrusions de la province Emeishan et est l'une des plus riche en minerais de Fe-Ti-V. L'intrusion gabbroïque s'est mise en place dans des roches carbonatées et renferme trois niveaux de minerais. Des travaux récents ont utilisé quelques échantillons de l'intrusion de Panzhihua afin de rechercher son origine. Dans ce travail, un échantillonnage important de la partie basale de l'intrusion nous permet, de vérifier la concordance des informations concernant le mode de mise en place de l'intrusion et de son minerai. L'observation microscopique des échantillons a permis la description des relations entre les minéraux des différentes lithologies et a mis en évidence l'existence des couches d'anorthosite et pyroxénite en plus des gabbros et les oxydes de Fe-Ti-V. L'analyse chimique des roches globales par XRF des éléments majeurs montre que les minerais dans cette intrusion possèdent un contenu en FeO+TiO₂ d'environ 60 à 90%. L'hypothèse qu'un magma mafique issue de la différenciation d'un magma primaire ferrobaltique et se séparant d'un liquide très enrichi en oxyde de Fe-Ti-V a été vérifié grâce aux différentes méthodes employées.

Dédicace

*A mes parents M. Félicité Yaganza et Jean Mbolo, je dédie ce mémoire. A mes frères et sœurs,
je dédie ce travail.*

Remerciement

Ce mémoire est le fruit d'une collaboration étroite entre plusieurs personnes auxquelles je ne saurais comment exprimer ma gratitude.

Mes sincères remerciements vont à mon promoteur Bernard Charlier qui m'a tant soutenu et orienté dans la réalisation de ce travail en étant toujours là quand j'en avais besoin.

L'échantillonnage du forage de la mine de Lanjiahuoshan ainsi que les lames minces de ces échantillons ont été réalisés avec l'aide de Hou Tong, Qu'il reçoive ma profonde reconnaissance.

Sans l'aide de Nicolas Delmelle, je n'aurais pu réaliser la confection de mes pastilles et mes perles pour les analyses au laboratoire de Pétrologie, Géochimie et Pétrophysique ; Je lui suis très reconnaissant.

Ma gratitude va aussi au projet DREAM de l'Université de Porto qui m'a permis de réaliser ce Master à l'Université de Liège en m'octroyant une aide financière.

A tous les ami(e)s et collègues m'ayant soutenu de près ou de loin d'une manière ou d'une autre pour la réalisation de ce travail ; je vous en suis très reconnaissant.

Liste des figures

Fig. 1 : Carte de l'ELIP montrant les différentes intrusions regorgeant les dépôts de minerais d'oxyde de Fe-Ti-V (modifié après Liu et al., 1985, Zhou et al., 2002 et Bai et al., 2012b in Bai et al., 2014). Abréviation : YB=Yangtze Block, SGT=Songpan-Ganze Terrane.....	5
Fig. 2 : Carte de l'intrusion de Panzihua (d'après Panxi Geological Unit in Song et al., 2013)	9
Fig. 3 Assemblage minéralogique de l'intrusion de Panzihua (modifié après The Irvine 1982, in Pang et al., 2010) ; les minéraux présents sont le plagioclase (p), la magnétite (m), l'ilménite (i), le clinopyroxène (c), l'orthopyroxène (h), l'olivine (o) et l'apatite (a) ; C signifie cumulus	10
Fig. 4 : La partie oxyde des fragments de l'intrusion de Panzihua (Panxi Geological unit 1984, in Song et al. 2013)	11
Fig. 5 : Plan du forage de la mine de Lanjiahuoshan	12
Fig. 6 : Représentation des échantillons en fonction de la profondeur	25
Fig. 7 : Composition des échantillons en FeOtot	29
Fig. 8 : Variation de FeOtot dans les échantillons par profondeur.....	30
Fig. 9 : Variation de SiO ₂ dans les échantillons par profondeur	30
Fig. 10 : Variation des éléments majeurs en fonction de SiO ₂	34
Fig. 11 : Variation de FeOtot en fonction des autres éléments majeurs.....	36
Fig. 12 : Diagramme binaire Al ₂ O ₃ -FeOtot	36
Fig. 13 : Diagramme binaire Al ₂ O ₃ -SiO ₂	37
Fig. 14 : Diagramme Silice-Alcalin des échantillons.....	37
Fig. 15 : Les niveaux de minerais en fonction de la profondeur	41
Fig. 16 : Les niveaux de minerais dans la stratigraphie	42
Fig. 17 : Origine des oxydes de Fe-Ti-V proposée par Pang et al. (2013).....	44

Liste des planches

Planche 1 : a- Lithologie de Panzhihua présentée par la mine à ciel-ouvert de Jianshan ; b- contact de l'oxyde de Fe-Ti-V avec les encaissants (Pang et al., 2010)	10
Planche 2 : - a1 à a3 : marteau et l'enclume, broyeur planétaire, échantillon de poudre ; - b1 et b2 : balance et compresseur pour les pastilles ; c1 et c2 : balance et dessiccateur pour la calcination ; d : bec bunsen pour fusion des poudres.	15
Planche 3 : Alternance de lit clair et de lit sombre.....	16
Planche 4 : Orientation préférentielle des minéraux clairs comme les plagioclases.....	17
Planche 5 : Les échantillons du forage.....	18
Planche 6 : Echantillon ZK1601-10 (gabbro) au scannage.....	19
Planche 7 : Gabbro à minerai d'une lame scannée : a-échantillon ZK1601-18, b-échantillon ZK1601-28.....	20
Planche 8: lame ZK1601-28 en lumière réfléchi : magnétite et lamelles d'ilménite dans un grain de pyroxène (Il=Ilménite, Pyrx = Pyroxène)	21
Planche 9 : Minerai d'oxyde de Fe-Ti-V au scannage (Mt = magnétite, Ol = Olivine, Il= Ilménite).....	22
Planche 10: Echantillon ZK1601-28 : grains d titanomagnétite et ilménite avec des exsolutions (Lam. Il= Lamelle d'ilménite ; Sp. Al=Spinelle alumineux).....	22
Planche 11: Ulvöspinelle dans la lame ZK1601-18	22
Planche 12: Amas de sulfure dans la titanomagnétite (Tmt = Titanomagnétite) de la lame ZK1601-120	23
Planche 13 : Anorthosite (ZK1601-84) dans la partie basale de l'intrusion (Amph = amphibole ; Bte = biotite)	23
Planche 14 : Pyroxénite (ZK1601-39) de Lanjiahuoshan, a-orientation des minéraux, b- minéralogie.....	24
Planche 15 : Microtextures des titanomagnétites	28

Liste des tableaux

Tableau 1 : Liste des échantillons analysés de la mine de Lanjiahuoshan	13
Tableau 2 : Composition des échantillons en éléments majeurs	31
Tableau 3 : Proposition de la lithologie en fonction de la composition chimique des échantillons.....	38

Table des matières

Abstract	i
Résumé	i
Dédicace	ii
Remerciement.....	iii
Liste des figures	iv
Liste des planches.....	v
Liste des tableaux	vi
Table des matières	vii
1. Introduction	1
2. Géologie régionale : L’Emeishan Large Igneous Province (ELIP)	3
3. L’intrusion stratiforme de Panzhihua	6
3.1. Stratigraphie de l’intrusion de Panzhihua.....	6
3.1.1. La zone marginale (MGZ).....	7
3.1.2. La zone inférieure (LZ)	7
3.1.3. La zone moyenne ou médiane (MZ)	8
3.1.4. La zone supérieure (UZ)	9
3.2. Le niveau basal de magnétite massive.....	11
4. Échantillonnage et méthodes.....	12
4.1. Sélection des échantillons.....	12
4.2. Méthodes analytiques	14
4.2.1. Analyse des éléments majeurs.....	14
4.2.2. Analyse des éléments en trace.....	15
5. Pétrographie	16
5.1. Caractéristiques macroscopiques.....	16
5.2. Types pétrographiques.....	17

5.3.	Observations microscopiques	19
5.3.1.	Le gabbro.....	19
5.3.2.	Le gabbro à minerai.....	20
5.3.3.	La magnétite (minerai).....	21
5.3.4.	L'anorthosite	23
5.3.5.	La pyroxénite.....	24
5.4.	Microtextures des oxydes de Fe-Ti	25
6.	Composition chimique des roches.....	29
6.1.	Éléments majeurs.....	29
6.2.	Covariations des éléments majeurs.....	33
7.	Discussion	40
7.1.	Composition des minerais d'oxyde de Fe-Ti-V	40
7.2.	Les niveaux de minerais	40
7.3.	Origine des minerais d'oxydes de Fe-Ti-V	42
7.3.1.	Magma parent.....	43
7.3.2.	Mécanismes de mise en place	44
7.3.3.	Les facteurs contrôlant la formation des oxydes	44
8.	Conclusion.....	46
	Bibliographie.....	47

1. Introduction

La Chine, l'un des pays les plus riches en Fer regorge divers types de minerais, résultant des diverses phases de son histoire géologique. Les Banded Iron Formation (BIF) datés du néo-archéen en sont les plus vieux, suivis des dépôts sédimentaires d'hématite et ceux associés aux roches volcaniques du dévonien supérieur à carbonifère inférieur. Le crétacé inférieur est la période de formation des skarns et des dépôts de magnétite à apatite mis en place après les dépôts magmatiques d'oxyde de Fe-Ti-(V) du permien moyen à supérieur ([Zhang et al., 2014a](#)). Ces derniers qui sont les plus riches en Fer après les BIFs se distinguent des autres types par leur enrichissement en Vanadium et Titanium. [Li et al., \(2014\)](#) suggère que 95% provient de Panxi (Panzhuhua-Xichang dans la province de Sichuan au NW du pays) située au centre de l'Emeishan Large Igneous Province (ELIP).

L'intrusion de Panzhuhua au centre de l'ELIP est associée à d'autres intrusions similaires dans la même région, comme celle de Hongge, Baima, Xinjie ([Pêcher et al., 2013](#)). Elle contient une quantité importante d'oxydes de Fe-Ti-V ([Zong et al., 2006](#)). Contrairement à la plupart des dépôts de Fe-Ti dans le monde comme ceux du complexe de Bushveld en Afrique du Sud et de Sept îles au Canada où le minerai apparaît dans la partie supérieure de l'intrusion, les dépôts de Fe-Ti de Panzhuhua se concentrent dans la partie basale de l'intrusion ([Zhang et al., 2015](#)).

Le contexte tectonique des minerais d'oxyde de Fe-Ti-(V) est non seulement contrôlée par la faille dit de Panzhuhua (dans le rift dit de Panxi) ([Li et al., 2014](#)), mais aussi par des failles N-S ayant entraîné la segmentation de l'intrusion en sept fragments dont le Zhujibaobao et le Lanjiahuoshan situés dans la partie NE ([Song et al., 2013](#)). Ces différents fragments de l'intrusion sont constitués de bas en haut de quatre zones présentant une lithologie constituée d'une alternance de gabbro et d'oxydes de Fe-Ti-V. Les couches massives d'oxydes de Fe-Ti-V dans les encaissements gabbroïques y sont concordantes ([Zong et al., 2014](#)). L'ensemble de ces formations repose sur des calcaires dolomitiques ayant subi du métamorphisme par endroit les transformant en marbre.

Le forage ZK1601 dans le segment de Lanjiahuoshan a permis de prélever 121 échantillons entre la profondeur de 142 à 282m dans le but d'étudier la composition de la partie basale de l'intrusion de Panzhuhua. 79 de ces échantillons ont été sélectionnés pour une étude détaillée par la microscopie optique à lumière réfléchie et des analyses chimiques par XRF. Nous

visons par ce travail à expliquer la principale mode de formation du minerai d'oxyde de Fe-Ti-V de cette zone. Ainsi nous présentons d'abord le contexte géologique de l'intrusion de Panzihua, suivi des méthodes analytiques utilisées. La description macroscopique et microscopique des échantillons est suivie d'une discussion des résultats obtenus.

2. Géologie régionale : L'Emeishan Large Igneous Province (ELIP)

L'Eurasie est une région tectonique complexe, composée de nombreux blocs ayant été fusionnés à la fin du Néoprotérozoïque ([Pang, 2008](#)). La Chine se trouve dans la partie Est de cette région et est composée de plusieurs blocs parmi lesquels on cite le bloc de Yangtze, séparé du plateau Tibétain à l'Est par le terrain de Songpan-Ganzi ([Wang et al., 2014](#)). Ce bloc est composé d'un socle archéen à néoprotérozoïque (faciès schiste-vert, roches métasédimentaires). On y trouve un assemblage néoprotérozoïque (granites et complexes métamorphiques, intrusions mafiques et ultramafiques) ([Pang, 2008](#)). Au SE affleurent des ophiolites néoprotérozoïque et plutons granodioritiques ([Pang, 2008](#)). Le socle de ce bloc était recouvert par des strates permienne (roches clastiques, carbonatées et méta-volcaniques, la plus jeune est le calcaire du début de permien) de la séquence de Sinian. La présence de ces roches indique une sédimentation marine profonde et suggèrent que la marge Est du bloc de Yangtze était une marge passive au moment de la formation de l'ELIP.

Localisée au SW de la Chine, l'ELIP affleure sur une surface d'environ $2,5 \cdot 10^5$ km² avec une épaisseur de 700 m, donnant un volume d'environ $0,3 \cdot 10^6$ km³ ([Ali et al., 2005](#)). Cette dernière, qui s'étale sur une surface de $5 \cdot 10^5$ km² et contient l'Emeishan Continental Flood Basalt et des intrusions mafiques et ultramafiques, se situe dans la partie Ouest du bloc de Yangtze et à l'Est du plateau tibétain ([Zhou et al., 2005](#)) ([Figure 1](#)).

Le magmatisme de l'ELIP est dominé par des éruptions volcaniques formant des successions volcaniques composées de picrites, basaltes tholéïtiques et basaltes andésitiques. L'ELIP est divisée en partie centrale et marginale selon la structure de dôme des coulées basaltiques ([Zou et al., 2013](#)). Les faciès intrusifs apparaissent dans sa partie centrale et sont principalement des intrusions mafiques et ultramafiques et plutons granitiques (granites et syénites) ([Pang et al., 2013](#)). La partie centrale-Ouest (Région de Panxi) est dominée par des roches basaltiques (d'où l'appellation de Emeishan Flood Basalt : EFB), épaisses de quelques centaines de mètres à environ 5 km ([Pang et al., 2010](#)), des flux rhyolitiques/trachytiques, des intrusions mafiques-ultramafiques, des granites et des syénites ([Bai et al., 2014](#)). Sa partie ouest, composée de successions volcaniques a été fortement déformée, plissée et érodée suite à la collision de l'Inde et de l'Eurasie au cénozoïque. En se basant sur les caractéristiques pétrographique, géochimique et isotopique, la séquence volcanique d'une superficie de $5 \cdot 10^5$ km² comprend des basaltes tholéïtiques et alcalins divisés en basaltes riches (>2,5 wt%) et

pauvre (<2,5 wt%) en TiO₂ ([Bai et al., 2012](#)) qui apparaissent dans le terrain de Qiantang (plateau Tibétain), Songpan-Ganzi et le bloc Indochine (NW de Vietnam) ([Song et al., 2013](#)).

[Ali et al., 2005](#) en se basant sur les travaux de Glennie (1984) ont justifié que la mise en place de l'EFB s'était fait pendant une longue période de prolongation (Dévonien-permien) le long de la plate-forme de Yangtze occidentale ayant culminé par l'éruption d'EFB et que ces éruptions ont été contrôlées par 3 failles (NS, NE-SW et SE-NW) bordant la principale vallée NS du rift de Panxi qui traverse l'ELIP. Cependant, [Wignall P.B. \(2001\)](#) a contesté le fait que l'EFB résulte du panache mantellique et suggèrent qu'ils peuvent rapidement être générés à partir d'un manteau supérieur riche en volatile sur des sites ayant vécu une histoire de rifting, bien que nombreux auteurs comme [Chung et Jahn en 1995](#) ont utilisé ce modèle (du plume mantellique) pour expliquer la mise en place de ces coulées basaltiques.

En se basant sur les données biostratigraphiques du calcaire permien au-dessus desquels s'est mise en place l'EFB, sur les données paléomagnétiques de la succession volcanique et sur la datation radiométrique des intrusions et des basaltes, l'ELIP date d'environ 260 Ma, correspondant à la grande extinction fin-guadeloupéenne ([Ali et al., 2002](#)). Dans le district de Panxi (Panzhuhua-Xichang), district le plus riche en Fer de la Chine, le long de la marge ouest du bloc de Yangtze, d'importantes failles NS fracturent l'ELIP. Ma et al. (2003) a mis en exergue l'exploration de trois grands gisements de Fe-Ti-V dans ce district dont seule la mine de Panzhuhua est active à l'époque ([Zhou et al., 2005](#)).

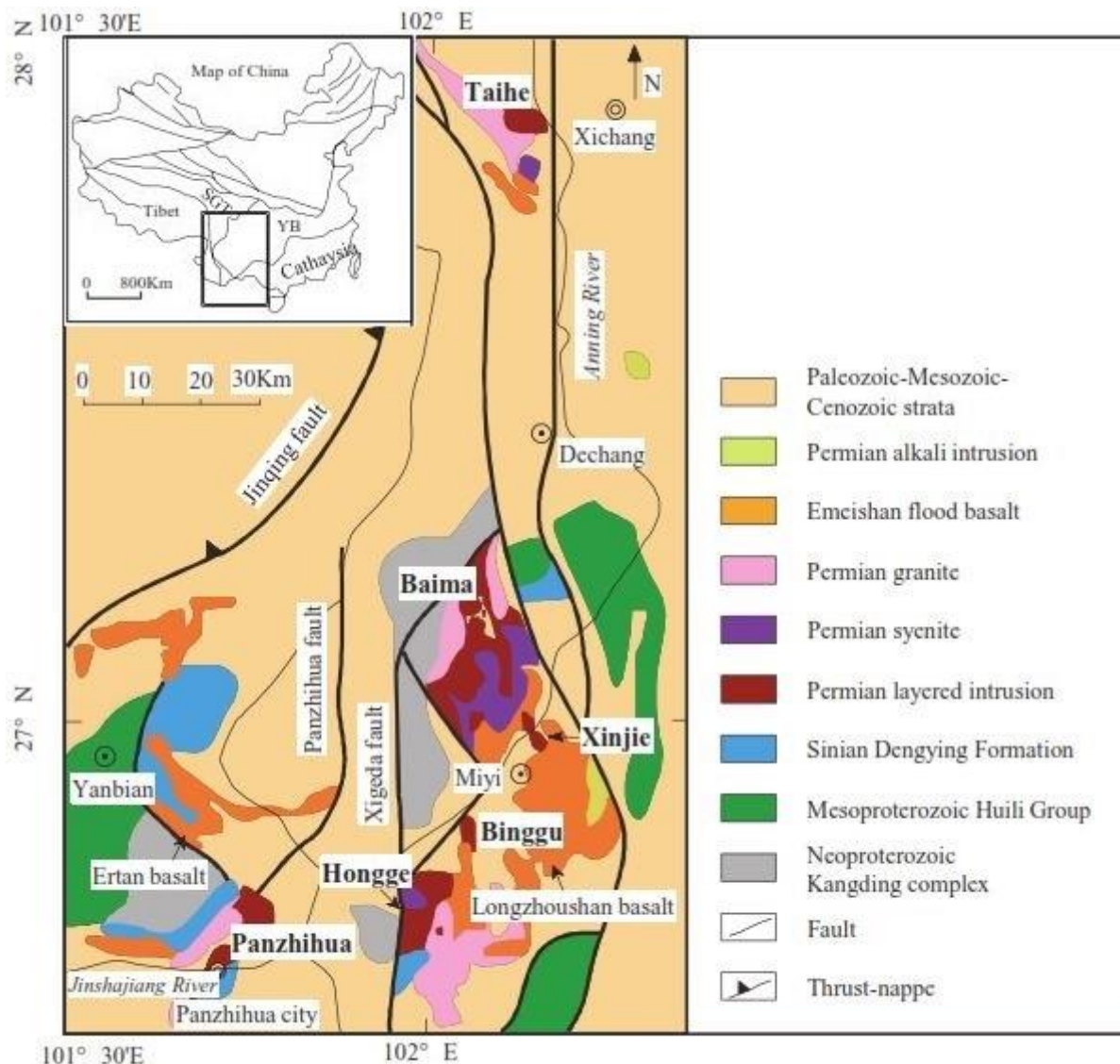


Fig. 1 : Carte de l'ELIP montrant les différentes intrusions regorgeant les dépôts de minerais d'oxyde de Fe-Ti-V (modifié après Liu et al., 1985, Zhou et al., 2002 et Bai et al., 2012b in [Bai et al., 2014](#)). Abréviation : YB=Yangtze Block, SGT=Songpan-Ganze Terrane

Certaines des intrusions mafiques et ultramafiques regorgent d'importants minerais d'oxydes de Fe-Ti dans leur partie basale et médiane. Les plus importantes concentrations de ces minerais se trouvent dans les intrusions de Hongge, de Panzihua, de Baima, de Xinjie, et de Taihe ([Bai et al., 2014](#)). L'ensemble de ces intrusions renferme environ 27% en poids d'oxyde de Fe, 10,6% pour le TiO_2 et 0,24% pour le V_2O_3 ([Bai et al., 2014](#)). Des datations par la méthode U-Pb dans les zircons, faites par des récents travaux ont donné l'âge des intrusions à environ 260 Ma ([Bai et al., 2014](#)).

3. L'intrusion stratiforme de Panzhihua

L'intrusion de Panzhihua datée à 260 Ma ([Zhou et al 2005](#)) fait partie de l'ELIP à l'ouest de la marge du bloc Yangtze au SW de la Chine et est l'une des grandes intrusions de l'ELIP ([Pang, 2008](#)). Elle est une intrusion gabbroïque stratifiée, large d'environ 19 km et épaisse de 2 km environ ([Arndt, 2013](#), [Zhou et., 2005](#)) qui s'étend du NE-SW et plonge entre 50 à 60° au NW ([Zhou et al., 2005](#)). Elle est mise en place dans le calcaire dolomitique du néoprotérozoïque ayant été transformé par endroit en marbre par un métamorphisme de contact dont l'auréole (traversée quelquefois de dykes) est épaisse d'environ 300m et est recouverte par des roches sédimentaires clastiques du trias ([Ganino et al., 2008](#)). L'intrusion est aussi caractérisée par son association avec des formations granitiques contemporaines et dont le contact avec l'UZ et les roches sédimentaires de couverture n'a pas été révélé ([Pang et al., 2013](#)). Malgré la tectonique régionale extensive associée à la collision Inde-Eurasie, l'intrusion de Panzhihua n'est ni déformée ni métamorphisée exceptée la MGZ et localement le long de la zone de cisaillement ([Zhou et al., 2005](#)). La structure stratifiée de cette intrusion est caractérisée par l'alternance des couches mélanocrates, riches en minéraux mafiques et des couches leucocrates, riches en minéraux felsiques comme le plagioclase ([Pang et al., 2008a](#)). L'intrusion est segmentée en sept parties par des séries de faille N-S (Zhujiabaobao, Lanjiahuoshan, Jianbaobao, Daomakan, Gongshan, Nongnongping) et NE-SW (Nalaqing) ([Song et al., 2013](#) ; [Figure 2](#)).

3.1. *Stratigraphie de l'intrusion de Panzhihua*

La coupe NE-SW de l'intrusion de Panzhihua fait une longueur de 19 km et est mise en place dans les calcaires dolomitiques, les gneiss et les schistes du néoprotérozoïque ([Song et al., 2013](#)). Les affleurements visibles couvrent une superficie de 30 km² ([Bai et al., 2014](#)) et sont composés successivement de bas en haut de 5 zones ([Figure 3](#)) : Marginale Zone (MGZ), Lower Zone (LZ), Middle Zone (MZa et MZb) et Upper Zone (UZ) en se basant sur les textures et les structures du gabbro qui constitue la roche principale de l'intrusion ([Pang, 2008](#) ; [Planche 1](#)). Des dykes de syénite, d'anorthosite, granophyre et de pegmatites felsiques traversent localement l'intrusion ([Zhou et al., 2005](#)).

3.1.1. La zone marginale (MGZ)

La MGZ, épaisse de 40 m ([Zhou et al., 2005](#)) est constituée principalement de microgabbros à grains fins d'environ 0.2 à 0.5 mm ([Pang 2008](#)) d'hornblende et de gabbro à olivine. Elle constitue la base de l'intrusion, sus-jacente à des couches de marbres et sous-jacente aux gabbros renfermant des couches d'oxydes de Fe-Ti dans la LZ et MZa, au-dessus de laquelle se trouvent des leucogabbros de MZb précédés des cumulats de gabbros de UZ ([Pang et al., 2010](#)). Les grains montrent une texture intergranulaire dans les microgabbros et la proportion des plagioclases et pyroxènes à proportion égale est d'environ 80 à 85% de la roche totale. La proportion de titanomagnétite + ilménite varie de 5 à 10% ([Pang 2008](#)). Ces oxydes se présentent en amas et montrent des contours irréguliers au contact avec les minéraux silicatés.

Certains de ces microgabbros ont une texture porphyritique marquée par les cristaux de taille moyenne de clinopyroxène et/ou de plagioclase de la matrice dans laquelle baigne 10% de phénocristaux de taille supérieure à 1 mm. Le microgabbro du contact de l'intrusion avec la roche encaissante est fortement laminé, riche en hornblende (60 à 80%) et pauvre en plagioclase. Dans ces microgabbros, les clinopyroxènes et les orthopyroxènes ajoutés à la biotite constituent environ 10 à 20% et les oxydes apparaissent en inclusion dans les hornblendes ou en amas autour de celles-ci ([Pang 2008](#)). Outre les microgabbros, on trouve la wherlite et le mélanogabbro dans la MGZ et tous deux présentent le clinopyroxène et l'olivine comme minéraux majeurs bien que la wherlite soit bien plus riche en olivine (environ 65% d'olivine, 35% de clinopyroxène, 5% d'oxyde) que le mélanogabbro (30% d'olivine, 30% de clinopyroxène, 30% de plagioclase, 10% d'oxyde).

3.1.2. La zone inférieure (LZ)

La zone inférieure (Lower zone), épaisse de 110 m est composée principalement de mélanogabbros stratifiés avec des couches d'oxyde de Fe-Ti-V d'environ 60 m d'épaisseur ([Zhou et al., 2005](#)). Elle est constituée principalement de clinopyroxène, de plagioclase et d'oxyde de Fe-Ti-V avec une faible proportion d'olivine ([Pang 2008](#)) et est constituée de cinq unités cycliques allant de I à V ([Song et al., 2013](#)). L'unité I renferme des gabbros à magnétite à grains grossiers et des gabbros composé d'environ 45% de plagioclase, 40% de clinopyroxène et de 10-15% de magnétite et ilménite ([Song et al., 2013](#)). Les unités II à V sont caractérisées par des couches massives d'oxydes de Fe-Ti-V à la base, épaisses de 40 à

60 m dans le fragment de Zhujiabaobao et Lanjiahuoshan et surmontées de gabbro à magnétite à grains-moyens et des mélanogabbros ([Song et al., 2013](#)). Les unités III et IV sont tellement minces qu'elles disparaissent progressivement vers le SW. Ces couches d'oxydes massives sont composées de plus de 75% modal de magnétite, environ 10% d'ilménite et moins de 10% de minéraux silicatés et le gabbro à magnétite sus-jacent contient 20 à 30% de clinopyroxène, moins de 10% de plagioclase et 40 à 60% de magnétite-ilménite. A la fin de l'unité, dans les mélanogabbros, on trouve moins de 20% d'oxyde massif et plus de plagioclase en remontant vers la surface. La foliation et la linéation sont observées dans les gabbro à magnétite et les mélanogabbros de la LZ et sont marquées par l'orientation lamellaire des plagioclases et clinopyroxènes ([Song et al., 2013](#)).

3.1.3. La zone moyenne ou médiane (MZ)

La zone médiane (Middle Zone), divisée en MZa et MZb ([Pang et al., 2008a](#)), est épaisse de 600m au niveau de Zhujiabaobao et devient mince vers le SW. La variation lithologique indique qu'il peut être distingué dans cette zone six unités cycliques allant de bas en haut de VI à XI et composées chacune de gabbro à magnétite surmonté de gabbro et que le pourcentage modal d'oxyde décroît vers le haut de chacune d'elle ([Song et al., 2008](#)). L'assemblage des minéraux silicatés ([Figure 3](#)) dans ces gabbros à magnétite est similaire à celui de la zone inférieure (LZ) et ceux-ci contiennent une faible proportion d'oxyde de Fe-Ti (20-45%) tandis que les gabbros sus-jacents renferment de plagioclase (40-50%), de clinopyroxène (30-40%) et d'oxyde (10-20%).

[Pang et al., \(2013\)](#) a montré que la base de la MZb est marquée par l'apparition des cumulats à apatite qui sont absents dans la UZ sus-jacente. La coupe NW-SE, résultant des anciennes explorations de la mine de Nalaqing au SE de l'intrusion, montre la succession des gabbros à grains grossiers et gabbros isotropiques au SE (de la section), passant au gabbro stratifié à grains moyens au NW par les micro-gabbros. Le gabbro stratifié est constitué de couches centimétriques définies principalement par l'abondance de plagioclases présentant la même direction que la stratification et de clinopyroxènes, ajoutés aux oxydes de Fe-Ti. Ce gabbro est recoupé par un dyke de wherlité dont l'orientation varie moins considérablement à la direction de la stratification de l'intrusion.

3.1.4. La zone supérieure (UZ)

La zone supérieure (Upper Zone), épaisse de 500 à 1500 m est marquée par l'apparition des cumulus à apatite et est composée de leucogabbros (Zhou et al., 2005). Ces gabbros à apatite se distinguent des gabbros de la LZ et la MZ par leur enrichissement en apatite et leur appauvrissement en oxyde de Fe-Ti-V et en exsolutions de magnétite dans les cristaux de pyroxène (Song et al., 2013).

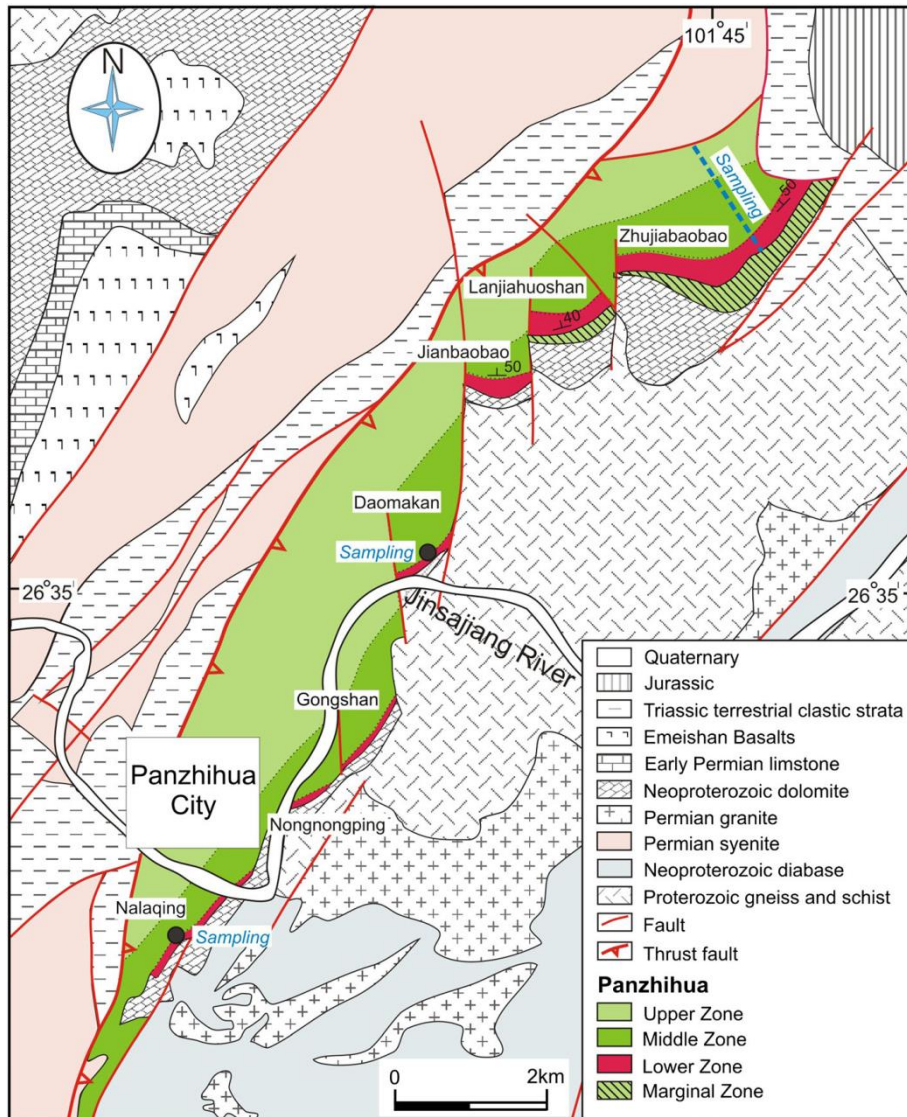


Fig. 2 : Carte de l'intrusion de Panzhihua (d'après Panxi Geological Unit in Song et al., 2013)

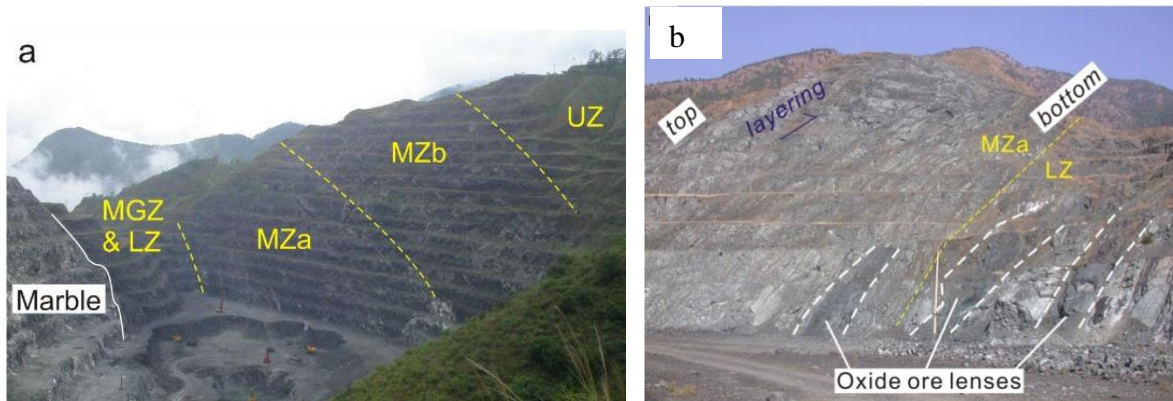


Planche 1 : a- Lithologie de Panzhihua présentée par la mine à ciel-ouvert de Jianshan ; b- contact de l'oxyde de Fe-Ti-V avec les encaissants ([Pang et al., 2010](#))

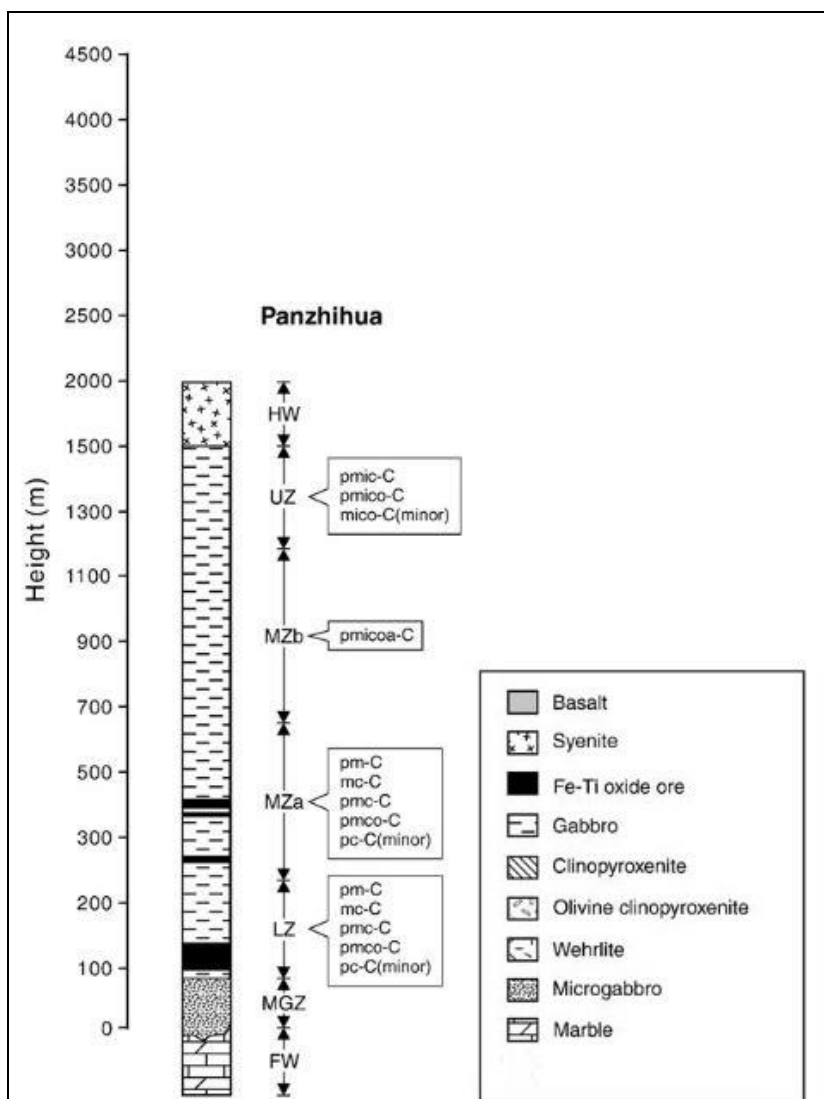


Fig. 3 Assemblage minéralogique de l'intrusion de Panzhihua (modifié après The Irvine 1982, in [Pang et al., 2010](#)) ; les minéraux présents sont le plagioclase (p), la magnétite (m), l'ilménite (i), le clinopyroxène (c), l'orthopyroxène (h), l'olivine (o) et l'apatite (a) ; C signifie cumulus

3.2. Le niveau basal de magnétite massive

Découvertes entre 1936 et 1940, les dépôts d'oxyde de Fe-Ti-V ont commencé à être exploités en 1967 (Pang et al., 2010). Ces dépôts se situent dans la partie basale de l'intrusion qui dispose des cycles allant de I à XI (Song et al., 2008). Ces minerais sont en forme tabulaire ou stratifiée et en forme de lentille. Les plus abondants dans cette intrusion sont ceux tabulaires et stratifiés qui se situent à la base de la LZ tandis que ceux lenticulaires se retrouvent principalement dans la MZ (Figure 4). La plus grande zone du minerai dans la LZ s'étend sur plus de 15 km le long de la faille (Zhou et al., 2005).

Les minerais peuvent être massifs ou disséminés et sont toujours parallèles à la stratification de la roche encaissante et parfois renferment de fines couches de gabbros. Les minerais massifs contiennent plus de 80% de titanomagnétite avec des proportions variables de clinopyroxène, de plagioclase et d'olivine (Zhou et al., 2005). Les minerais disséminés, généralement constitués de grains fins, contiennent environ 50% de titanomagnétite, 20% de clinopyroxène et plagioclase, 10% d'ilménite et une faible proportion d'olivine. Les grains de clinopyroxène dans ces minerais sont souvent bordés par la hornblende brune et tous les minerais, massifs ou disséminés, contiennent de la pyrrhotite (1% pour les minerais disséminés et 5% pour les massifs) (Zhou et al., 2005).

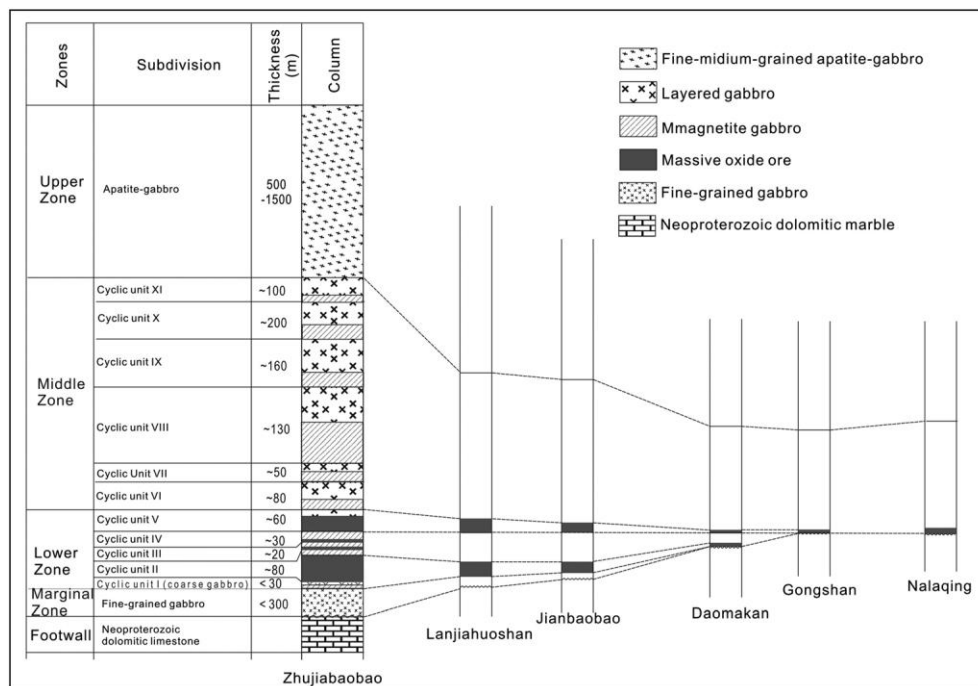


Fig. 4 : La partie oxyde des fragments de l'intrusion de Panzhihua (Panxi Geological unit 1984, in Song et al. 2013)

4. Échantillonnage et méthodes

4.1. Sélection des échantillons

Un forage a été réalisé à Lanjiahuoshan dans le but de prélever des échantillons à des profondeurs différentes de la MZa, LZ et MGZ ([Tableau 1](#)). Le forage réalisé se présente comme le montre la [figure 5](#) et les échantillons provenant du carottage de ce forage sont prélevés toutes les 1m à partir de la profondeur de 142 jusqu'à 282 m. Certains de ces échantillons n'ont pas fait l'objet des analyses pour la plus simple raison qu'ils étaient soit fortement altérés, soit sensiblement identiques après une première vue macroscopique.

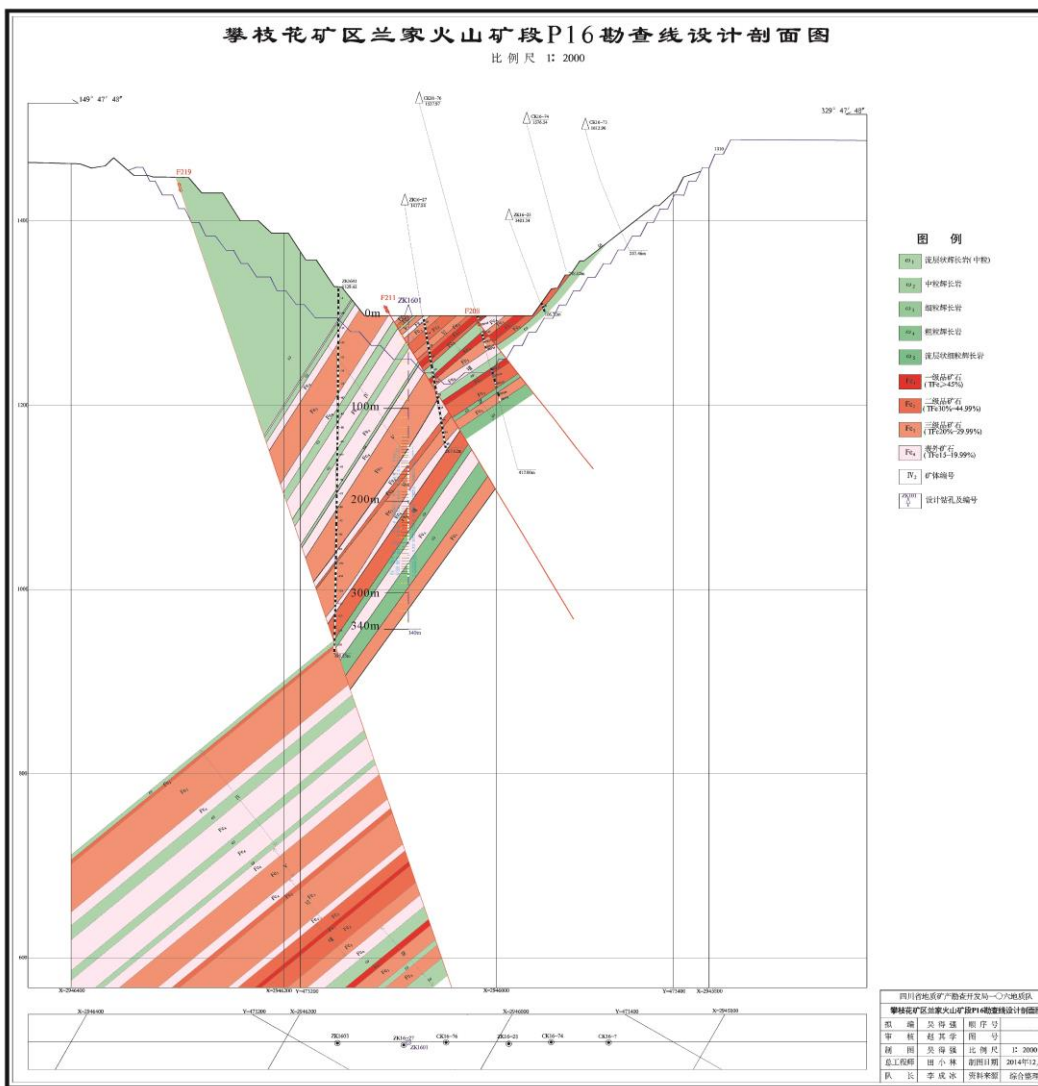


Fig. 5 : Plan du forage de la mine de Lanjiahuoshan

Tableau 1 : Liste des échantillons analysés de la mine de Lanjiahuoshan

Id	Samples	Depth (m)
1	ZK1601-1	142
2	ZK1601-3	143.8
3	ZK1601-4	144.6
4	ZK1601-5	145.4
5	ZK1601-6	146
6	ZK1601-8	148
7	ZK1601-9	149
8	ZK1601-10	150
9	ZK1601-12	152
10	ZK1601-13	153
11	ZK1601-14	154
12	ZK1601-15	155
13	ZK1601-16	156.5
14	ZK1601-17	158
15	ZK1601-18	159
16	ZK1601-19	160
17	ZK1601-20	161
18	ZK1601-21	163
19	ZK1601-22	165
20	ZK1601-25	170
21	ZK1601-28	173
22	ZK1601-30	175
23	ZK1601-32	177
24	ZK1601-34	180
25	ZK1601-35	181.2
26	ZK1601-36	182.4
27	ZK1601-37	183.6
28	ZK1601-40	189
29	ZK1601-41	190
30	ZK1601-42	191
31	ZK1601-43	192.3
32	ZK1601-46	186.5
33	ZK1601-48	199.5
34	ZK1601-50	202.5
35	ZK1601-51	204
36	ZK1601-52	204.8
37	ZK1601-53	205.6
38	ZK1601-54	206.4
39	ZK1601-55	207
40	ZK1601-56	208
41	ZK1601-57	209
42	ZK1601-58	210
43	ZK1601-59	211
44	ZK1601-61	212
45	ZK1601-64	214
46	ZK1601-65	215
47	ZK1601-66	216
48	ZK1601-67	217.7
49	ZK1601-68	219.4
50	ZK1601-70	221.7
51	ZK1601-71	222.4
52	ZK1601-72	223.1
53	ZK1601-74	224.5
54	ZK1601-76	226
55	ZK1601-78	228
56	ZK1601-80	230
57	ZK1601-83	134
58	ZK1601-84	135.5
59	ZK1601-85	237
60	ZK1601-87	240
61	ZK1601-89	244
62	ZK1601-92	247.5
63	ZK1601-93	249
64	ZK1601-94	250
65	ZK1601-96	252.5
66	ZK1601-97	254
67	ZK1601-100	260
68	ZK1601-101	261
69	ZK1601-102	262
70	ZK1601-103	263
71	ZK1601-104	264
72	ZK1601-105	265
73	ZK1601-106	266
74	ZK1601-108	267.6
75	ZK1601-109	268.4
76	ZK1601-112	271
77	ZK1601-117	276.4
78	ZK1601-120	281
79	ZK1601-121	282

4.2. Méthodes analytiques

La spectroscopie de fluorescence aux rayons X (XRF) est une méthode utilisée pour déterminer les concentrations des éléments majeurs et en trace. Les avantages de l'utilisation de la XRF sont son exactitude, sa précision, sa rapidité d'analyse, la possibilité de présenter l'échantillon sous forme de solide et non de liquide et le fait qu'elle permette l'analyse d'un grand nombre d'éléments. La fusion au tétraborate de Lithium (confection des perles) et les pastilles pressées sont les deux techniques de préparation d'échantillons correspondant aux normes industrielles, utilisées pour l'analyse par fluorescence aux rayons X. La première permet de mesurer la teneur des éléments majeurs que sont le Fe, Ti, Mn, Mg, Al, Ca, et Si et la seconde, les éléments en trace tels que V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, S, le Zr et Nb ([Duchesne et Bologne, 2009](#)).

Les échantillons obtenus ont été broyés pour la confection des pastilles et calcinés pour la confection des perles afin d'être analysé au XRF. Cependant, avant d'utiliser le marteau et l'enclume pour le concassage, les échantillons ont été sciés afin que des portions altérées soient éliminées. La réalisation du broyage est ensuite faite au broyeur planétaire dans l'objectif de réduire les échantillons à une finesse d'ordre nanométrique ([Planche 2a](#)).

4.2.1. Analyse des éléments majeurs

Une partie de la poudre d'échantillon est pesée dans un creuset de porcelaine puis calcinée à 1000°C durant 2 heures afin d'évacuer les volatiles et d'oxyder le Fe²⁺ avant d'être placée dans le dessiccateur pour refroidissement. ([Planche 2c](#)). La confection des perles se fait par la fusion pendant 15 min dans un four à moufle de l'échantillon à haute température (1000°C) dans un moule en Platine de 28 mm de diamètre. L'échantillon dans le moule implique le mélange de la quantité calcinée (0,2 g) avec un fondant (50% de tétraborate de Lithium et de métaborate de Li). Après un refroidissement contrôlé dans un moule, la perle de 2 mm d'épaisseur est obtenue et prête à l'analyse au XRF. Cette méthode est utilisée pour l'analyse des éléments majeurs.

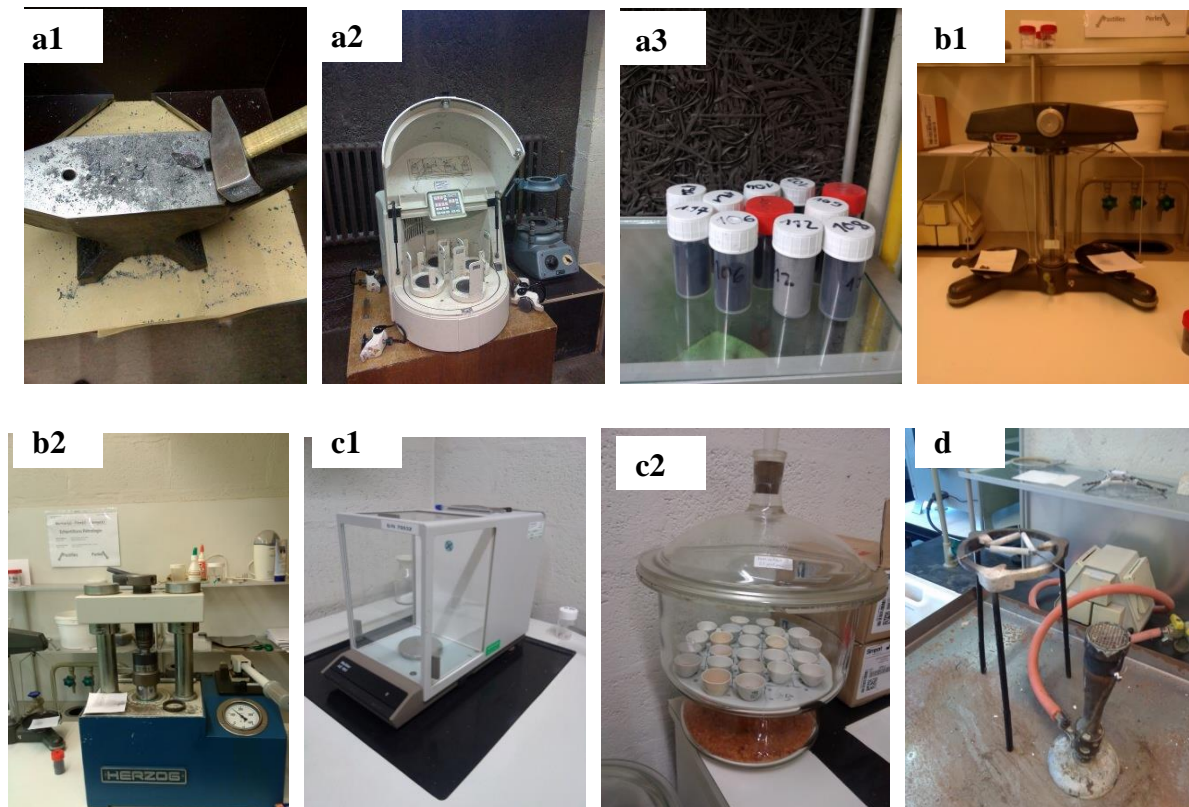


Planche 2 : - a1 à a3 : marteau et l'enclume, broyeur planétaire, échantillon de poudre ; - b1 et b2 : balance et compresseur pour les pastilles ; c1 et c2 : balance et dessiccateur pour la calcination ; d : bec bunsen pour fusion des poudres.

4.2.2. Analyse des éléments en trace

3.5g de poudre d'échantillons sont, à tour de rôle mélangées ensuite avec 5 à 10ml d'élvacite (en solide) mise en solution dans de l'acétone à environ 18%. L'ensemble est ensuite laissé environ 2minutes pour séchage avant d'être par la suite écraser à nouveau en poudre (échantillon + élvacite) à l'aide « du mortier et pilon ». La nouvelle poudre obtenue est ensuite mise dans le compresseur pour le pressage. Lors de la compression, l'élvacite permet de relier les fines particules de la poudre d'échantillons après l'évaporation de l'acétone. Lorsque les échantillons contiennent de fortes concentrations de minéraux sulfurés, il est possible d'utiliser la technique des pastilles pressées. La pastille obtenue est épaisse de 20mm ([Planche 2b](#)).

Signalons que les résultats de cette analyse n'ont pas été inclus dans ce travail. Ces analyses requièrent une calibration détaillée avec des standards internationaux adaptés. Cela résulte

essentiellement de problème d'interférence entre des éléments comme Ti et V et également entre Fe et Cr.

5. Pétrographie

5.1. Caractéristiques macroscopiques

L'observation à l'échelle d'affleurement des formations de l'intrusion indique une succession des couches riche en minéraux clairs et en sombres ([Planche 3](#)). Les couches claires correspondent au gabbro et à l'anorthosite et celles qui sont sombres, aux gabbros riches en oxydes de Fe-Ti ou simplement aux oxydes de Fe-Ti. L'altération est marquée par la saussuritisation des plagioclases ainsi que par le développement du chlorite à la place des minéraux ferromagnésiens ([Pang et al., 2008a](#)). Les couches claires, constituées en majorité de plagioclases présentent un alignement préférentiel des minéraux, parallèle à la stratification de l'intrusion ([Planche 4](#)).

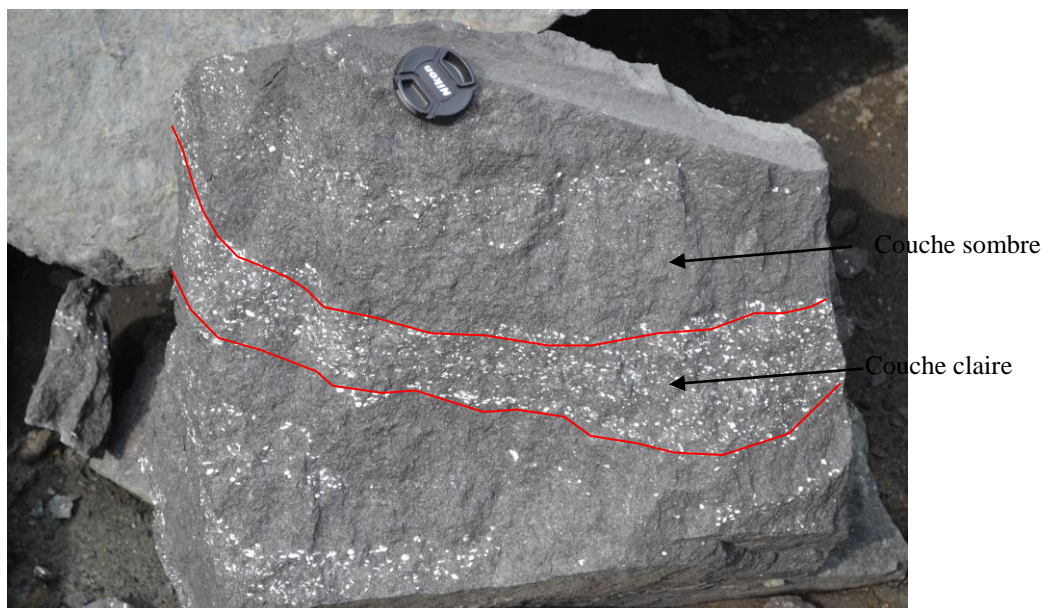


Planche 3 : Alternance de lit clair et de lit sombre

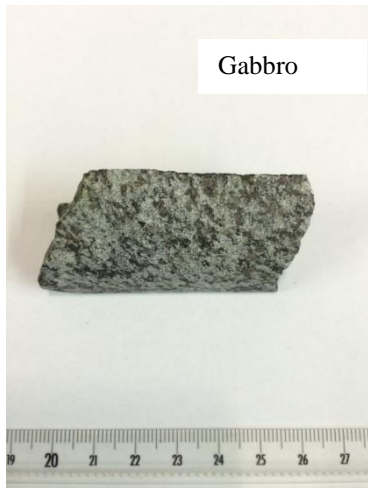


Planche 4 : Orientation préférentielle des minéraux clairs comme les plagioclases

5.2. *Types pétrographiques*

Les minerais d'oxyde de Fe-Ti sont présents dans les intrusions de Pan-Xi sous forme de plage semi-massive à massive avec de variables proportions de minéraux silicatés dans les roches gabbroïques et pyroxénitiques encaissantes ([Pang et al., 2010](#)). Les minerais sont constitués de grains d'environ 1 à 1,5mm de magnétite et d'ilménite, qui dans les domaines plus silicatés, présentent des bordures courbées au contact des silicates. Ces dépôts de minerais sont composés d'environ 85% de magnétite et apatite dans la LZ et dans la MZ on ne trouve que de gabbro à magnétite ([Song et al., 2013](#)). La titanomagnétite est plus abondante que l'ilménite dans le minerai ainsi que dans le gabbro à oxyde de Fe-Ti-V ([Pang et al., 2008a](#)). Le minerai, pauvre en minéraux silicatés est caractérisé par la texture granulaire massive, constituée de grains polygonaux moyens à grossiers de titanomagnétite et d'ilménite. Certains des minerais peuvent contenir d'importante quantité de silicates sous forme d'agrégats et/ou de grains isolés dans la matrice de la titanomagnétite et l'ilménite ([Pang et al., 2008a](#)).

Les roches obtenues à partir du forage de Lanjiahuoshan dans la LZ sont, de haut (142 m de profondeur) en bas (282 m de profondeur) : le gabbro, le gabbro stratifié (ou non) à oxyde de Fe-Ti-V, le minerai massif ou disséminé d'oxyde de Fe-Ti-V, le minerai stratifié d'oxyde de Fe-Ti-V, le pyroxénite et de l'anorthosite. ([Planche 5](#))



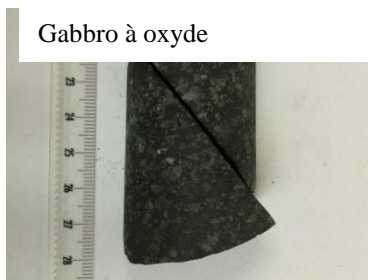
Gabbro



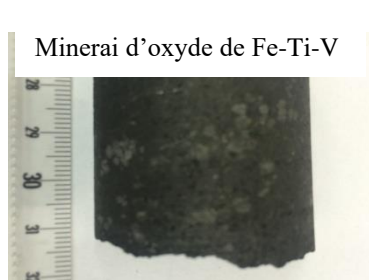
Gabbro



Gabbro à oxyde



Gabbro à oxyde



Minerai d'oxyde de Fe-Ti-V



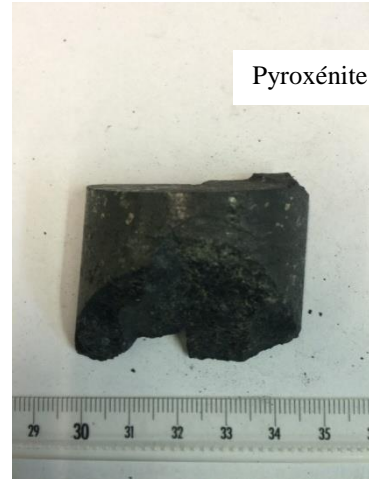
Minerai d'oxyde de Fe-Ti-V



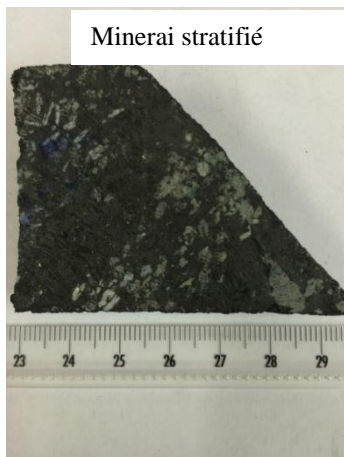
Anorthosite



Anorthosite



Pyroxénite



Minerai stratifié

Planche 5 : Les échantillons du forage

5.3. *Observations microscopiques*

Parmi les 79 lames minces élaborées, certaines sont sélectionnées dans différent type de lithologie d'échantillon en vue d'une description pétrographique de la partie basale de l'intrusion de Panzhihua. L'observation de ces lames est réalisée d'abord par un scan pour une vue générale de la lame puis au microscope optique à la lumière réfléchi afin de détecter les minéraux opaques que sont les oxydes de Fe-Ti-V et leurs relations entre eux et avec les autres minéraux.

5.3.1. *Le gabbro*

Les cristaux développent des formes bien régulières (automorphes). La lame du gabbro est composée de plagioclase ; suivi de pyroxène ([Planche 6](#)). L'extinction oblique des pyroxènes au microscope polarisé analysé nous indique qu'il s'agit des clinopyroxènes dans cette lame et l'olivine, bien que constituant du gabbro n'est présent qu'en inclusion de couleur brune dans ces clinopyroxènes où on observe aussi des lamelles de magnétite. L'altération des clinopyroxènes aurait entraîné la formation des amphiboles autour de certains de ces minéraux.

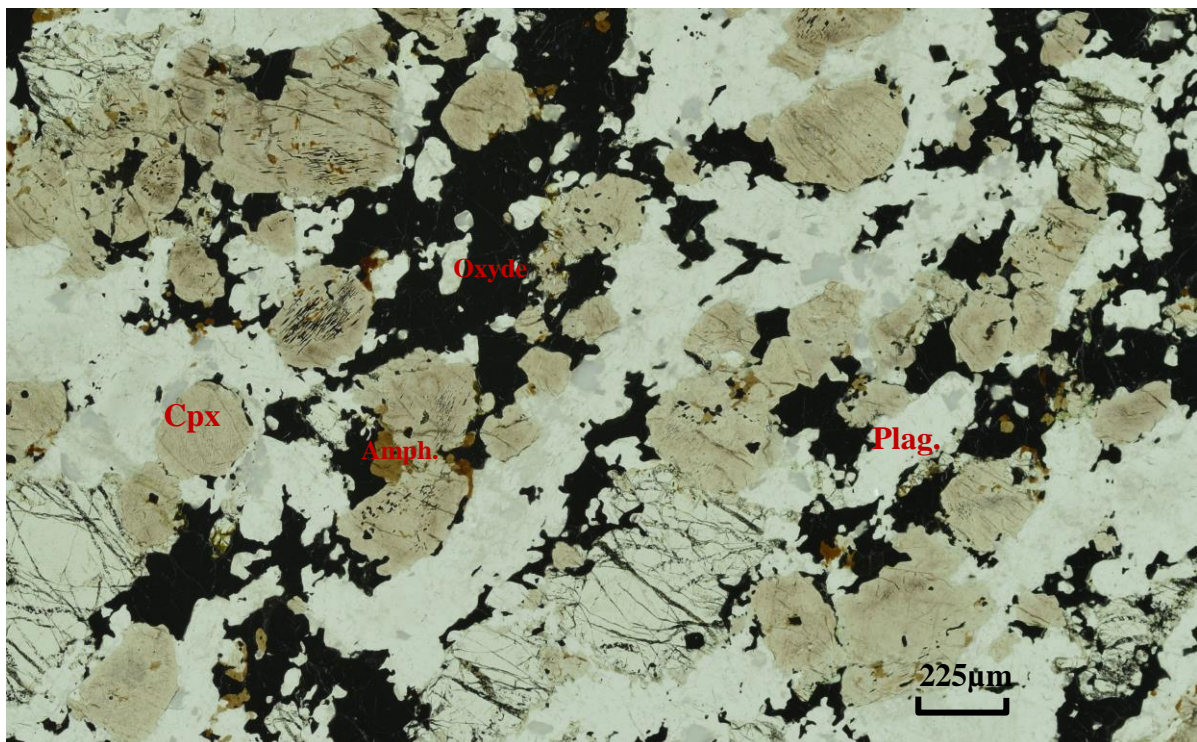


Planche 6 : Echantillon ZK1601-10 (gabbro) au scannage

5.3.2. Le gabbro à minerai

Les gabbros à minerai se différencient des gabbros par leur enrichissement en minéraux opaques que sont la magnétite ou titanomagnétite ou ilménite. Ils contiennent une proportion sensiblement égale de clinopyroxène et de plagioclase dont la somme peut atteindre 50 à 75% de la roche totale tandis que la somme des oxydes avoisine les 25 à 50% avec une infime quantité d'olivine (inférieur à 5%) (Pang 2008). La magnétite renferme dans la lame ZK1601-28 des exsolutions d'ulvöspinelle et des lamelles d'ilménite de couleurs claire au scannage. Au microscope optique en lumière réfléchie, la titanomagnétite se trouve en inclusion dans les pyroxènes (Planche 8). Signalons que certains de ces gabbros sont bien plus riches en oxyde que d'autres comme l'indique la différence entre la [Planche 7 a et b](#).

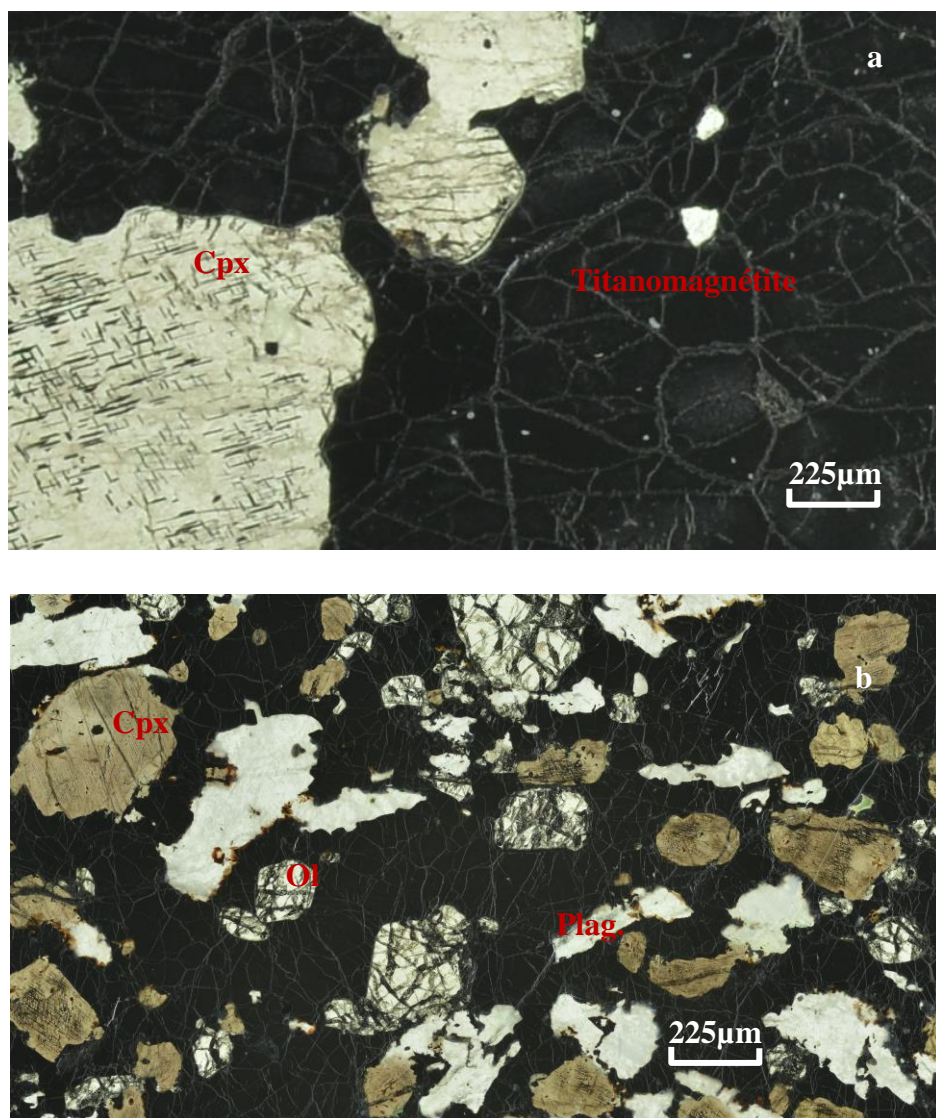


Planche 7 : Gabbro à minerai d'une lame scannée : **a**-échantillon ZK1601-18, **b**-échantillon ZK1601-28

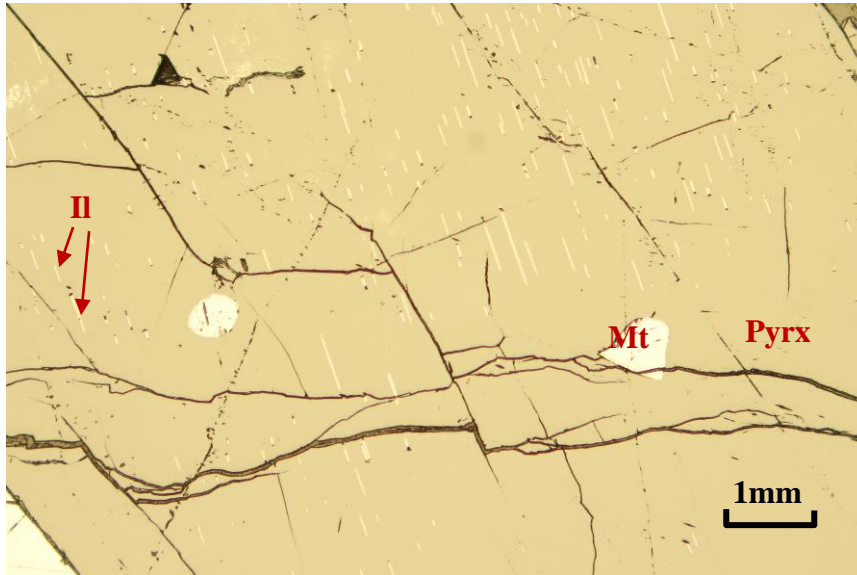


Planche 8: Lame ZK1601-28 en lumière réfléchie : magnétite et lamelles d'ilménite dans un grain de pyroxène (Il=Ilménite, Pyrx = Pyroxène)

5.3.3. La magnétite (*minerai*)

La proportion élevée de la magnétite dans les couches riches en oxyde nous permet de nommer certaines roches de l'intrusion des magnétites. Ce sont généralement des minerais. Ces roches se présentent sous la couleur très sombre sur les lames scannées. La magnétite y constitue avec l'ilménite plus de 50 à 90% des minéraux des couches de minerais respectivement dans les minerais stratifiés et massifs bien qu'on note la présence des cristaux d'olivine, de clinopyroxène et de sulfure. [Pang \(2008\)](#) a mis en évidence environ 10 à 25% de clinopyroxène et 5 à 20% de plagioclase avec des traces d'olivine, d'hornblende et de sulfures. Les titanomagnétites, qui sont des magnétites riches en exsolutions (ou lamelles) d'ilménites, sont en majorité xénomorphes et se présentent en couleur grise-claire en lumière réfléchie du microscope optique ([Planche 10](#)). Les cristaux de ces titanomagnétites présentent la forme polygonale dans tous les niveaux et parfois la forme quelconque non-définie dans les niveaux les plus hauts de la partie basale. Les ilménites, de couleur noire en scannage de la lame sont parfois intergranulaires entre les magnétites ([Planche 9](#)). Ils résultent de la transformation d'ulvöspinelles qui sont de teinte grisâtre en lumière réfléchie et en inclusions dans la titanomagnétite et parfois y sont alignés ([Planche 11](#)). Des sulfures de couleurs jaunâtre (souvent des pyrites) sont retrouvées dans ces titanomagnétites ([Planche 12](#)). Des granules de spinelle alumineux sont aussi concentrées dans les titanomagnétites.

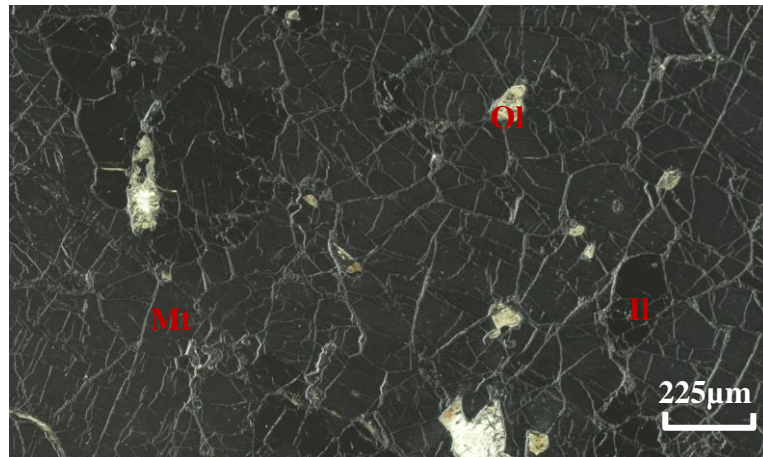


Planche 9 : Minerai d'oxyde de Fe-Ti-V au scannage (Mt = magnétite, Ol = Olivine, Il= Ilménite)

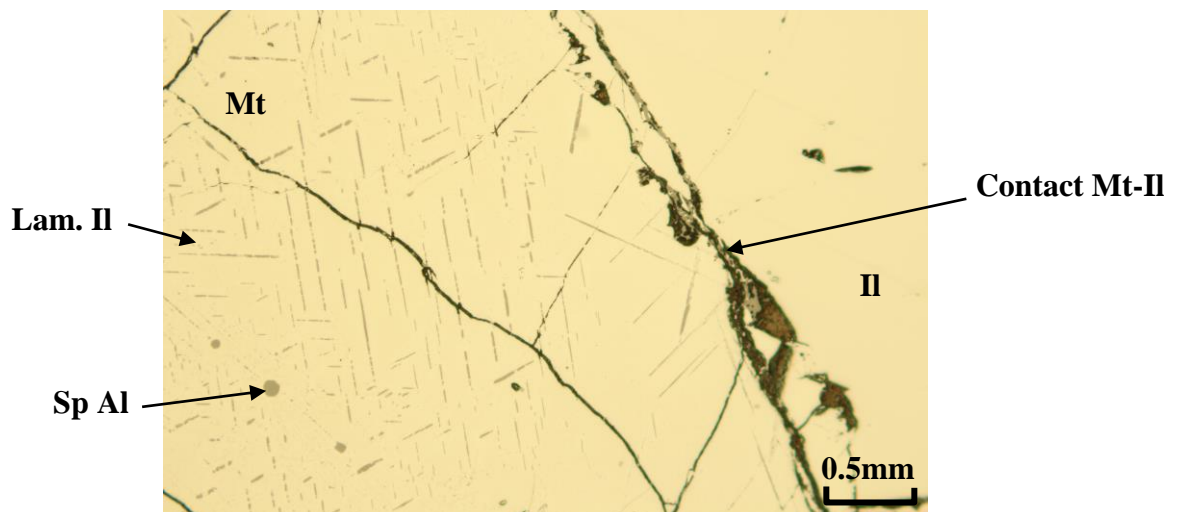


Planche 10: Echantillon ZK1601-28 : grains d titanomagnétite et ilménite avec des exsolutions (Lam. Il= Lamelle d'ilménite ; Sp. Al=Spinelle alumineux)

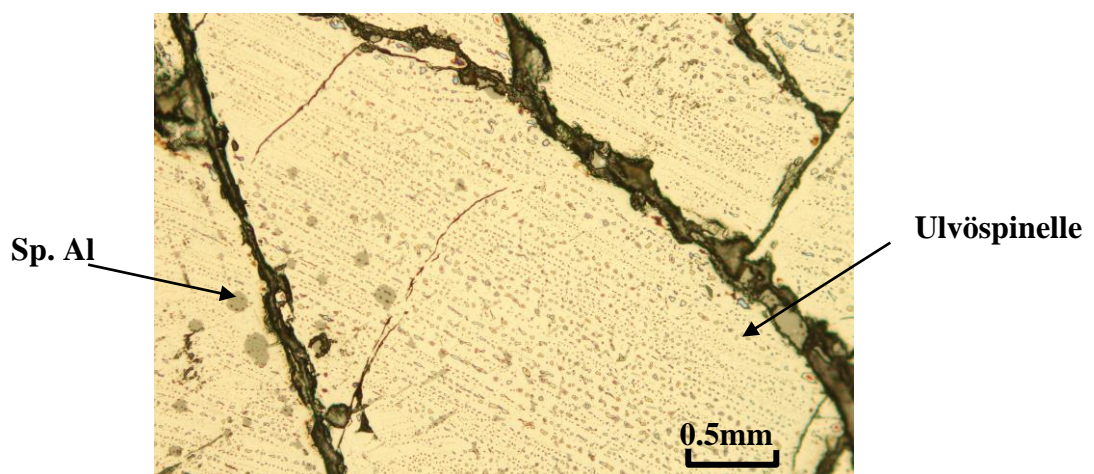


Planche 11: Ulvöspinelle dans la lame ZK1601-18

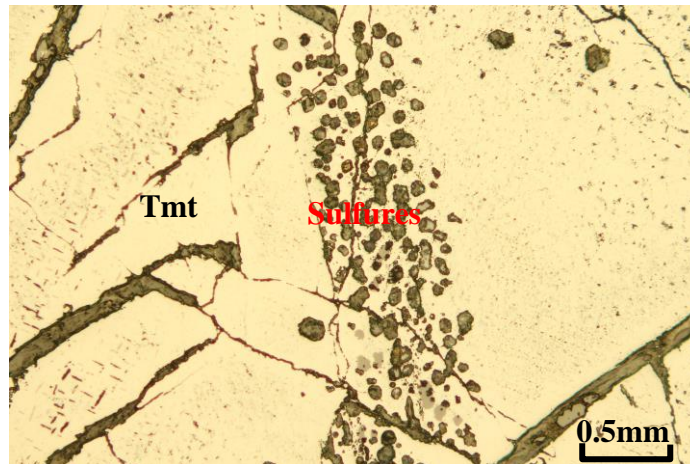


Planche 12: Amas de sulfure dans la titanomagnétite (Tmt = Titanomagnétite) de la lame ZK1601-120

5.3.4. *L'anorthosite*

L'anorthosite présente dans cette intrusion est très riche en plagioclase (plus de 80%). On y retrouve aussi quelques grains de pyroxène avec des inclusions d'oxyde de Fe-Ti-V. Les amphiboles de couleur verte sont peu présentes et les oxydes peu nombreux. Autours de ces oxydes, on observe des minéraux bruns foncés qui seraient des biotites ([Planche 13](#)). Des cristaux de quartz idiomorphe sont aussi localement présents en couleur limpide.

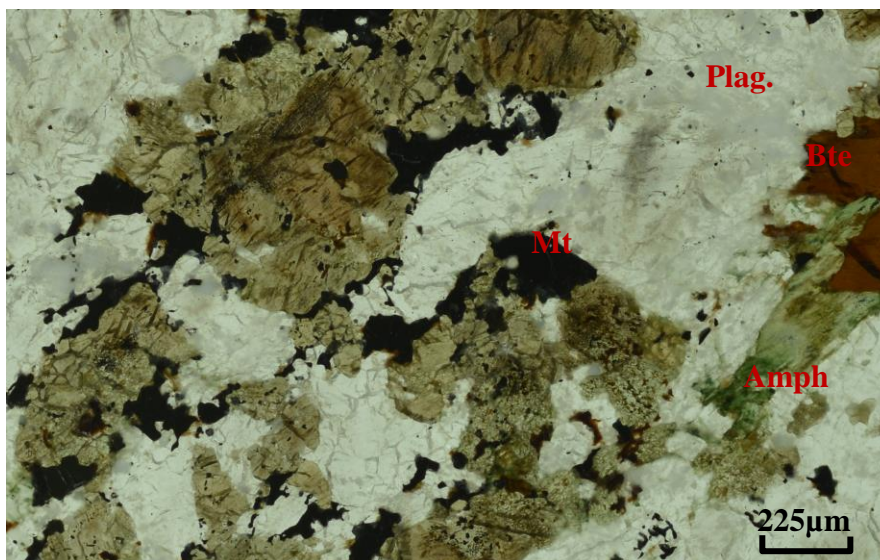


Planche 13 : Anorthosite (ZK1601-84) dans la partie basale de l'intrusion (Amph = amphibole ; Bte = biotite)

5.3.5. La pyroxénite

Le pyroxénite, roche la plus riche en pyroxène (plus de 60% de pyroxène) dans cette intrusion, présente une structure équi-granulaire du fait que les grains la constituant ont sensiblement la même taille. Les grains sont tellement fins qu'on se permet d'attribuer une texture cryptocristalline à ces roches dont on en a échantillonné qu'un seul à Lanjiahuoshan (ZK1601-39). Les cristaux présentent une orientation préférentielle qui traduirait une récrystallisation ([Planche 14](#)). De fins grains d'olivine sont présents dans la lame ZK1601-39 observée ainsi que des magnétites.

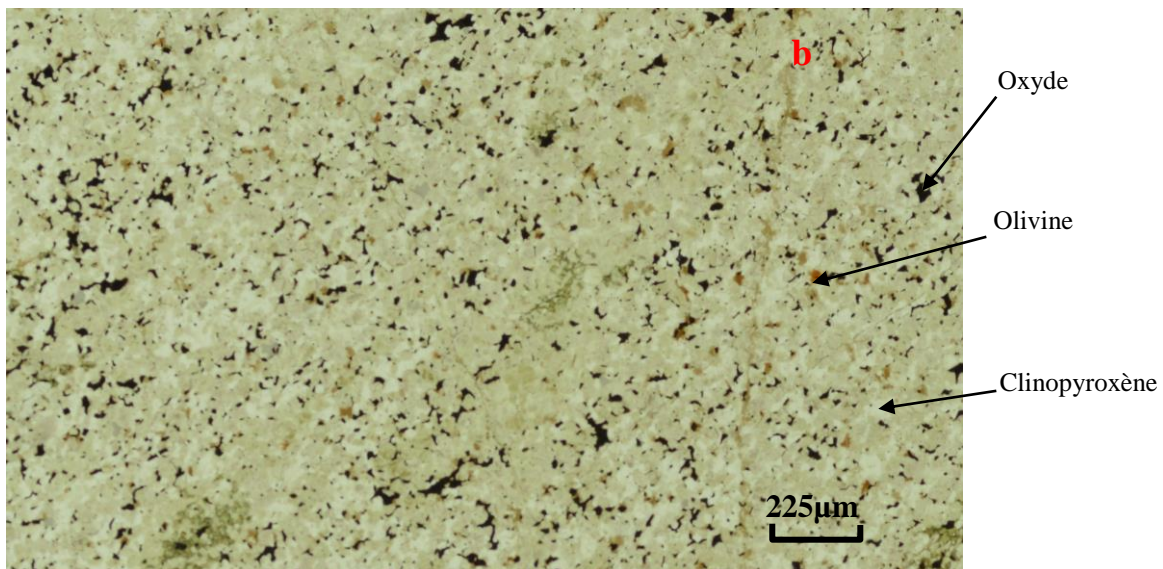
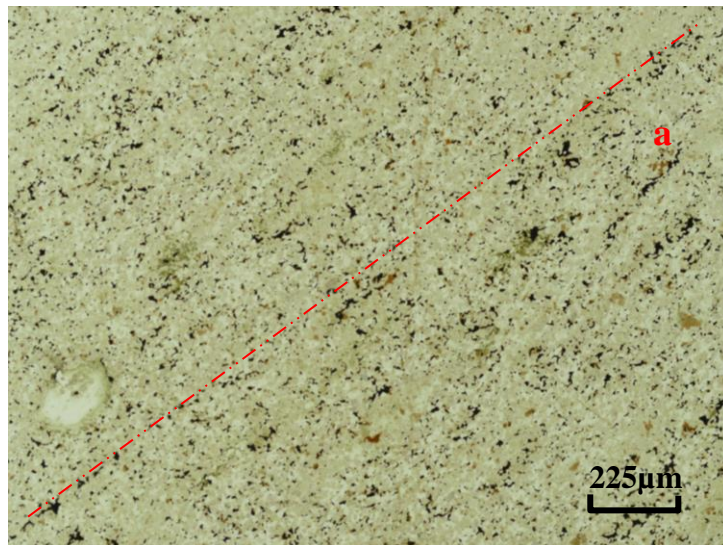


Planche 14 : Pyroxénite (ZK1601-39) de Lanjiahuoshan, a-orientation des minéraux, b-minéralogie

La superposition de ces différentes formations se présente comme le montre la [figure 6](#) à travers la composition chimique des échantillons.

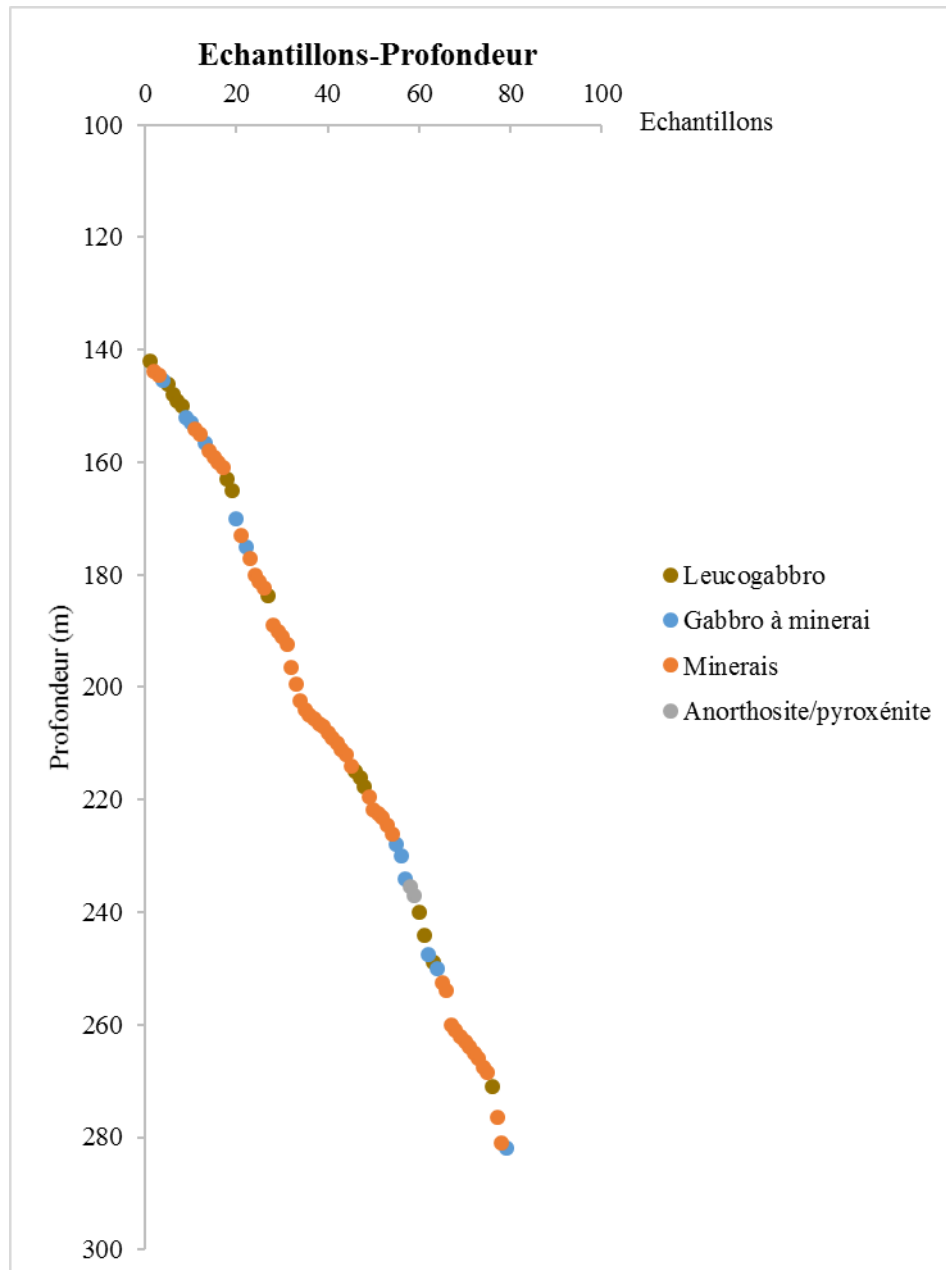


Fig. 6 : Représentation des échantillons en fonction de la profondeur

On passe des gabbros au minerai en passant progressivement au gabbro à minerai. L'anorthosite et la pyroxénite, des roches respectivement riches en plagioclase et en pyroxène, sont peu abondantes dans la sélection échantillonnée.

5.4. *Microtextures des oxydes de Fe-Ti*

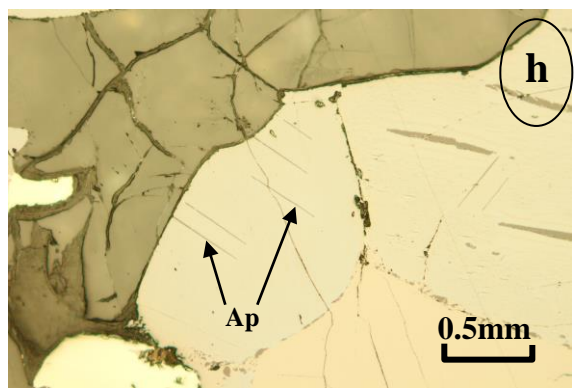
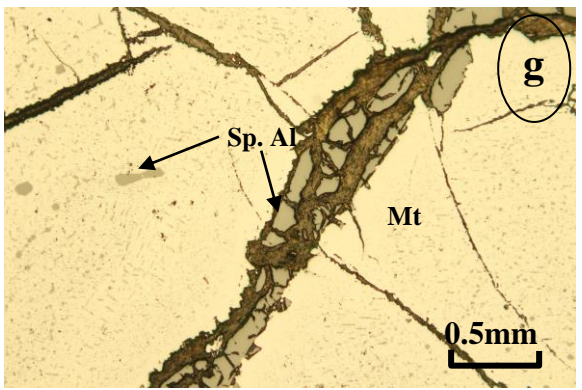
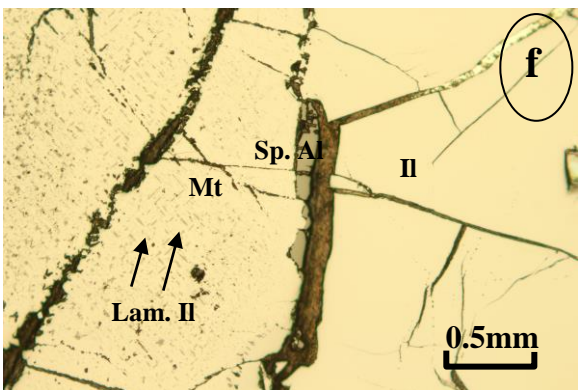
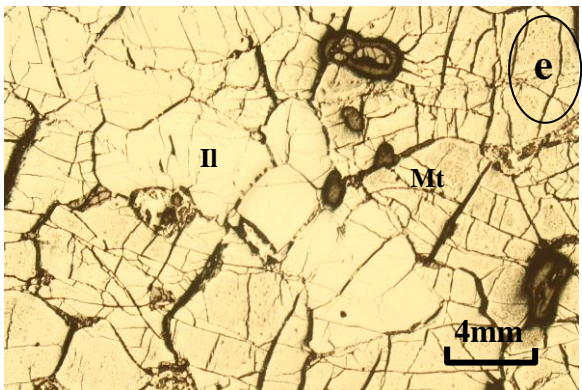
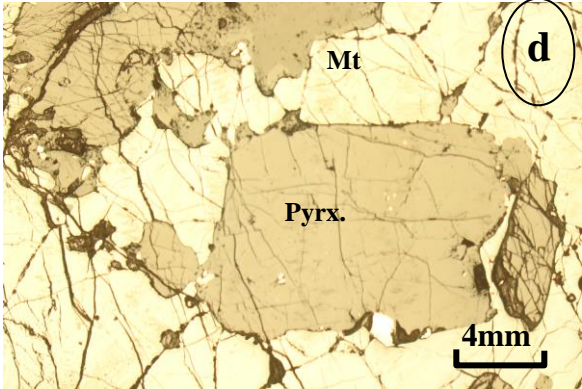
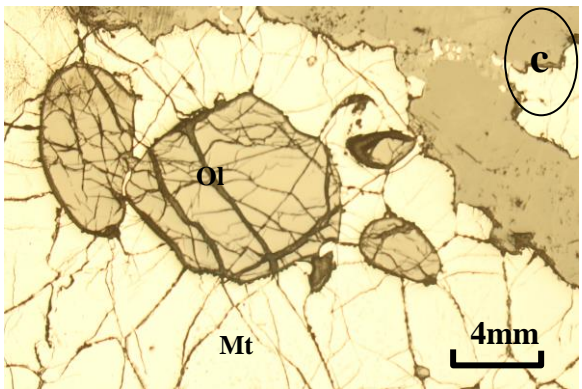
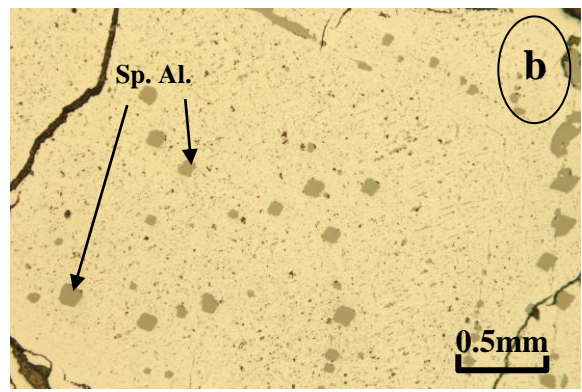
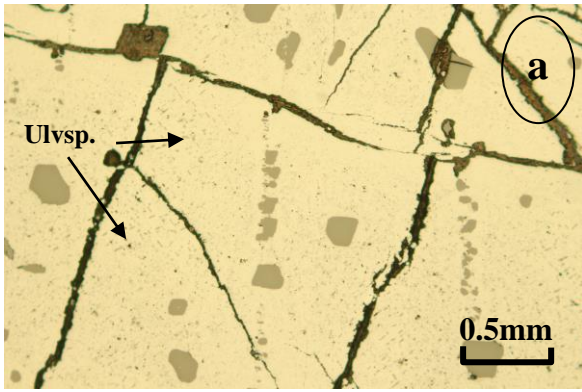
La titanomagnétite (oxydes de Fe-Ti-V), magnétite riche en exsolution d'ilménite contient trois types de micro-croissances internes dont l'abondance est fonction des oxydes que

renferme la roche encaissante. On distingue des fines grains d'ulvöspinelle ([Planche 15-a](#)) parfois alignées dans la titanomagnétite ; des granules de spinelle alumineux et des lamelles d'ilménite ([Planche 15-b](#)). Ces titanomagnétites peuvent être présentes dans des minéraux ferromagnésiens comme les pyroxènes ([Planche 8](#)) ou peuvent renfermer de l'olivine ([Planche 15-c](#)) bien que des grands cristaux de pyroxène sont observés dans certains grains de titanomagnétite ([planche 15-d](#)).

Dans la plupart des lames étudiées, l'ilménite, le second minéral du minerai après la titanomagnétite, est moins présent que la titanomagnétite et se retrouve soit en amas isolé ou en exsolution ou en lamelle dans la titanomagnétite ([Planche 15-e](#)). Au contact des grands cristaux d'ilménite et de titanomagnétite, on rencontre des granules de spinelle alumineux ([Planche 15-f](#)) : ils présentent alors une texture intergranulaire. Ces spinelles alumineux en exsolution dans la titanomagnétite sont moins concentrés à l'approche du bord de ceux-ci qu'aux zones de leur contact entre eux ou avec l'ilménite car ils ont tendance à tous migrer vers la limite du minéral ([Planche 15-g](#)) : cette texture est dite de réaction. Des baguettes ou aiguilles d'apatite sont parfois en inclusions dans la titanomagnétite ou l'ilménite ([Planche 15-h](#)) bien qu'elles soient parfois observées dans les minéraux ferromagnésiens.

Des indices de déformations sont observés dans des cristaux de titanomagnétites ainsi que des ferromagnésiens dans certains des échantillons (échantillon ZK1601-38) et se traduisent par des exolutions d'ulvöspinelle alignées suivant un axe de pli ([Planche 15-i](#)). On observe l'alignement de ces ulvöspinelles jusque dans les pyroxènes ([Planche 15-j](#)). Dans les niveaux de l'intrusion riches en FeO, où le minerai est le plus concentré, des minéraux ferromagnésiens sont intergranulaires comme les grains d'ilménite le sont, bien que ces derniers soient en lamelles dans ces titanomagnétites ([Planche 15-k](#)).

Des sulfures, de couleur grise-jaunâtre se présentent en inclusion dans la titanomagnétite et/ou l'ilménite en forme de gouttes ou en amas ([Planche 15-l](#)) ou le long des contours de ces minéraux ([Planche 15-m](#)). Ces sulfures referment parfois des granules de spinelles alumineux aux limites des titanomagnétites ([Planche 15-n](#)).



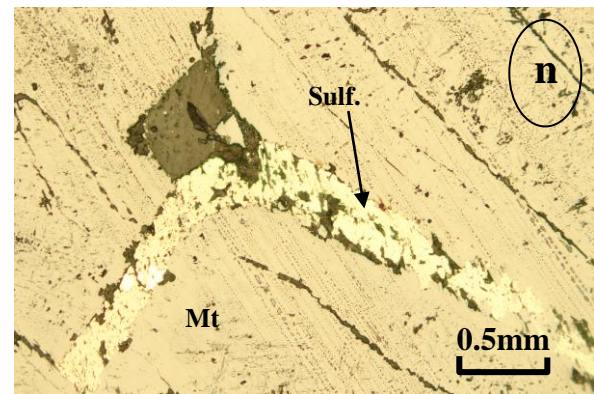
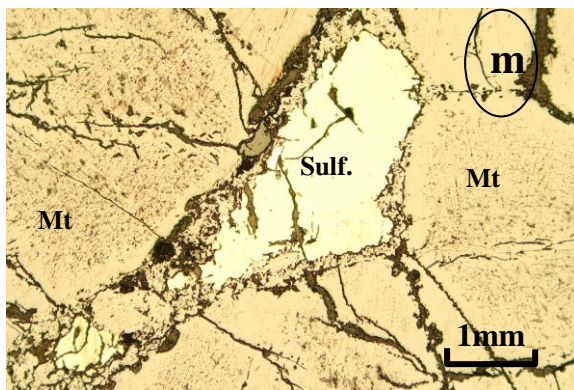
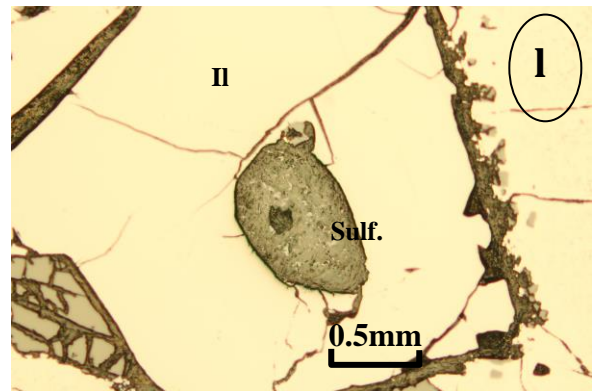
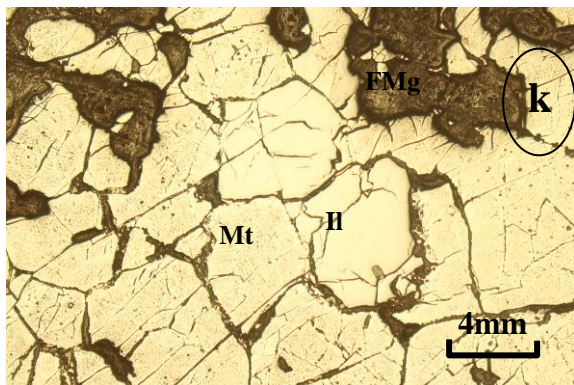
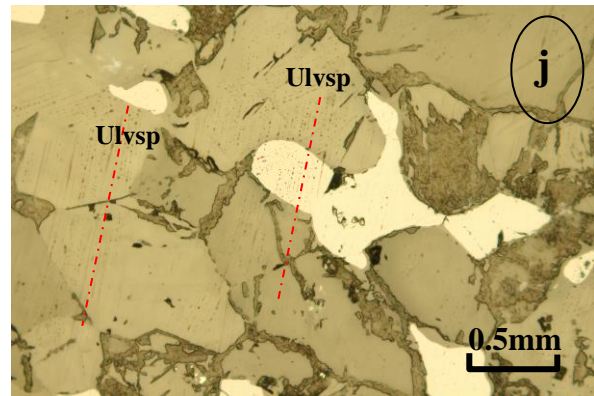
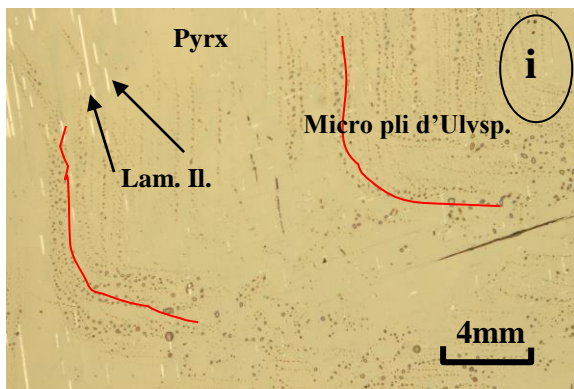


Planche 15 : Microtextures des titanomagnétites

a- Lamé ZK1601-58, grains d'ulvöspinelle; **b-** spinelles alumineux et ulvöspinelles en inclusion dans la titanomagnétite; **c-** ZK1601-28, inclusion d'olivine dans la titanomagnétite ; **d-** ZK1601-58, cristaux de pyroxène dans la titanomagnétite ; **e-** forme de la titanomagnétite et de l'ilménite ; **f-** granules de spinelles alumineux dans la titanomagnétite; **g-** comportement de spinelles alumineux à l'approche des zones de contact des minéraux ; **h-** ZK1601-10, baguettes d'apatite en inclusion ; **i-** ZK1601-89, indice de déformation ; **j-** ZK1601-39, alignement continu des ulvöspinelles ; **k-** ZK1601-120, ferromagnésiens entre les cristaux de titanomagnétite ; **l-** ZK1601-10, Inclusion de sulfure dans la titanomagnétite ou au contour de ceux-ci (**m** : ZK1601-18); **n-** ZK1601-103, granules de spinelles alumineux dans les sulfures. Sulf.= Sulfure ; FMg= Ferromagnésiens ; Pyrx= Pyroxène ; Sp. Al= Spinelle alumineux ; Ulvsp= Ulvöspinelle ; Lam. Il= Lamelle d'ilménite ;

6. Composition chimique des roches

6.1. Éléments majeurs

Les éléments majeurs sont classés ici en éléments plus abondants dans les échantillons, appelés « majeurs » et moins abondant appelés « mineurs ». Les plus dominants dans les éléments majeurs ont un pourcentage variant de 1% (de SiO₂) à 71.63% (de FeO_{tot}) tandis que le pourcentage des mineurs que sont le MnO, MgO, K₂O et P₂O₅, est inférieur à 1%. Parmi les majeurs, le FeO_{tot} est celui qui est abondant dans tous les échantillons avec une concentration supérieure à 10% excepté les échantillons ZK1601-84 et 85 (Figure 7). En se basant sur le fait que la Chine peut considérer les roches contenant 30 à 34% de Fer comme étant des minerais à faible teneur (G. M. Mudd, 2010), le FeO_{tot} est plus concentré dans les gabbros à minerai avec une proportion allant de 25 à 40% et les minerais d'oxyde de Fe-Ti-V avec 42.13 à 71.63%. Dans ces roches riches en Fer, le SiO₂ est faible et est inférieur à 20% (0.93 à 23.30) dans la majorité des échantillons et à 35% dans les gabbros à minerai (Figure 8). Dans les gabbros, le CaO et le Na₂O sont plus abondant que dans les gabbros à minerai, où les pourcentages du K₂O, Al₂O₃ et de MgO sont sensiblement dans les mêmes valeurs. Le SiO₂ est moins important dans les minerais que dans le gabbro, l'anorthosite et la pyroxénite (Figure 9). L'anorthosite est composée de plus de 90% de plagioclase et donc la proportion des constituants des minéraux clairs doit évidemment être bien plus élevée que celle des minéraux sombres ainsi la proportion du SiO₂ est comprise entre 49.21 et 49.30%, l'Al₂O₃ entre 22.48 et 22.65% tandis que le FeO_{tot} varie de 6.87 à 6.92%.

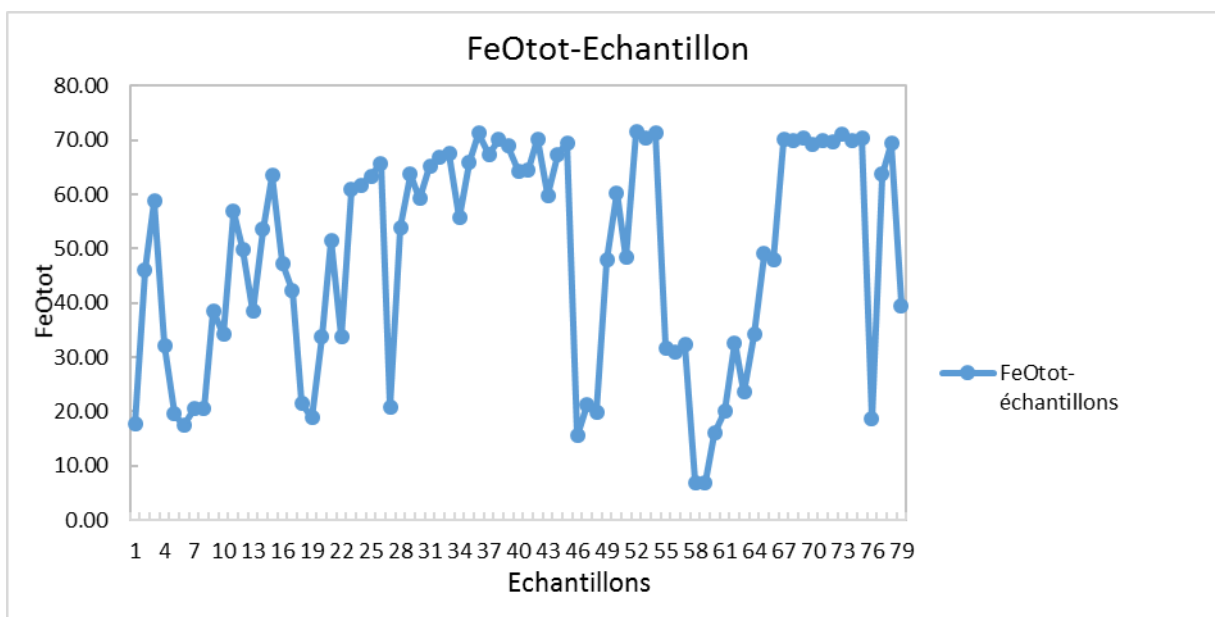


Fig. 7 : Composition des échantillons en FeOtot

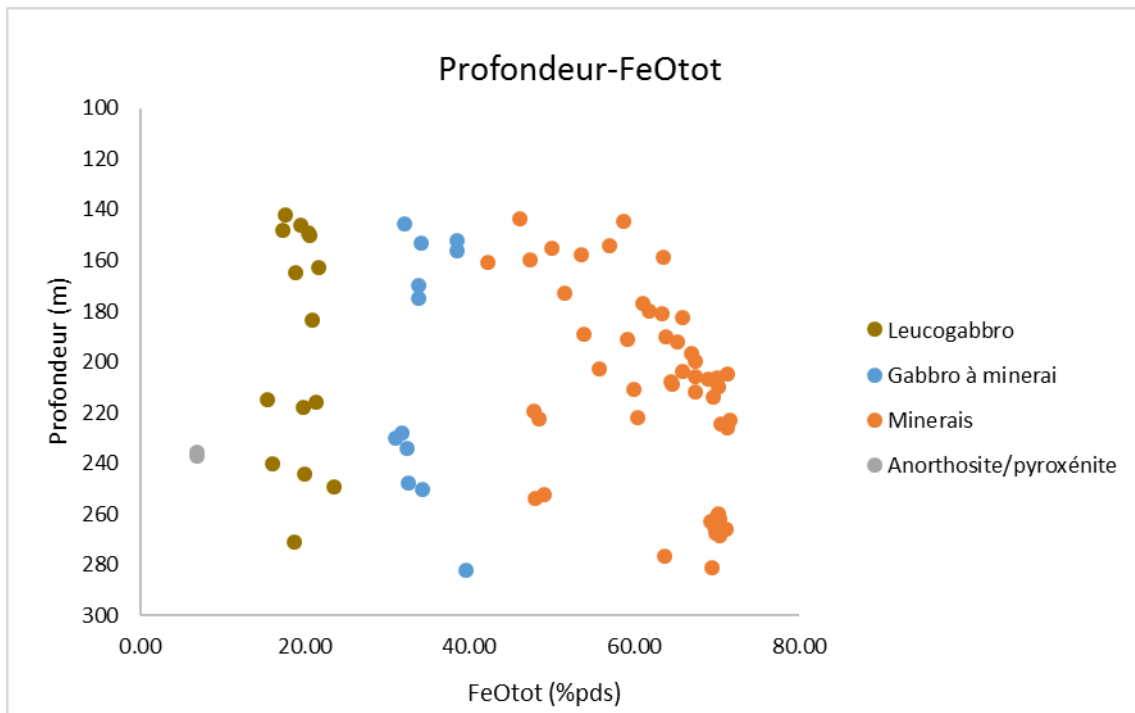


Fig. 8 : Variation de FeOt dans les échantillons par profondeur

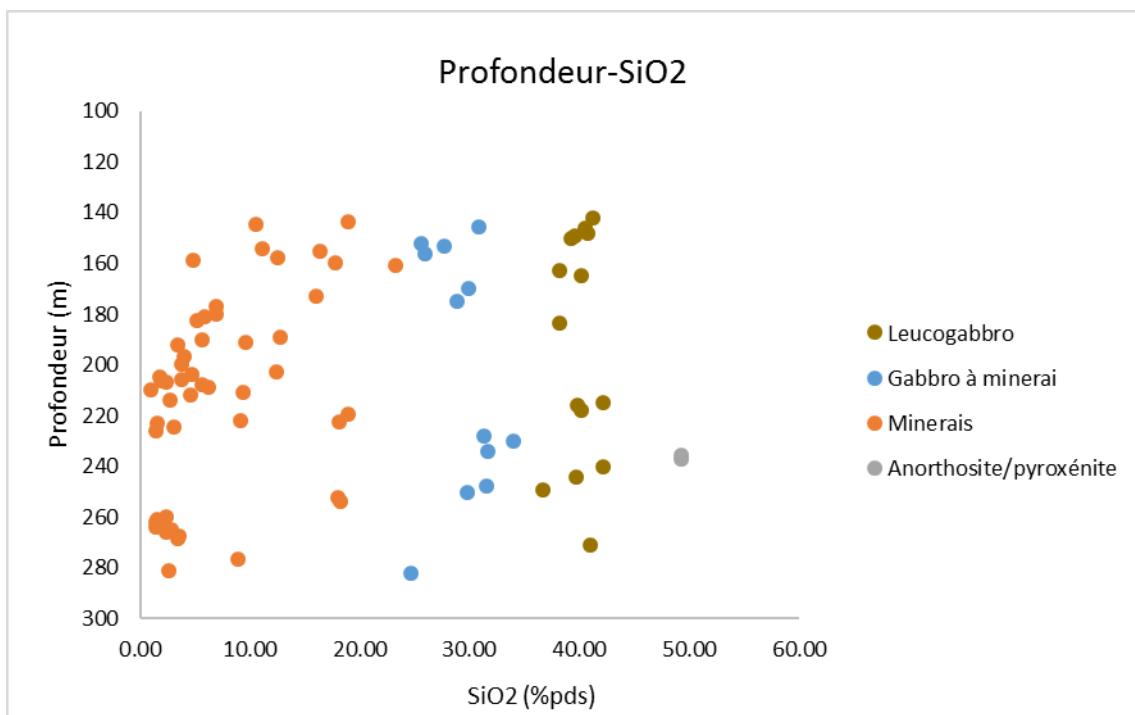


Fig. 9 : Variation de SiO2 dans les échantillons par profondeur

Le [tableau 2](#) présente le résultat de l'analyse par XRF des éléments majeurs des échantillons.

Tableau 2 : Composition des échantillons en éléments majeurs

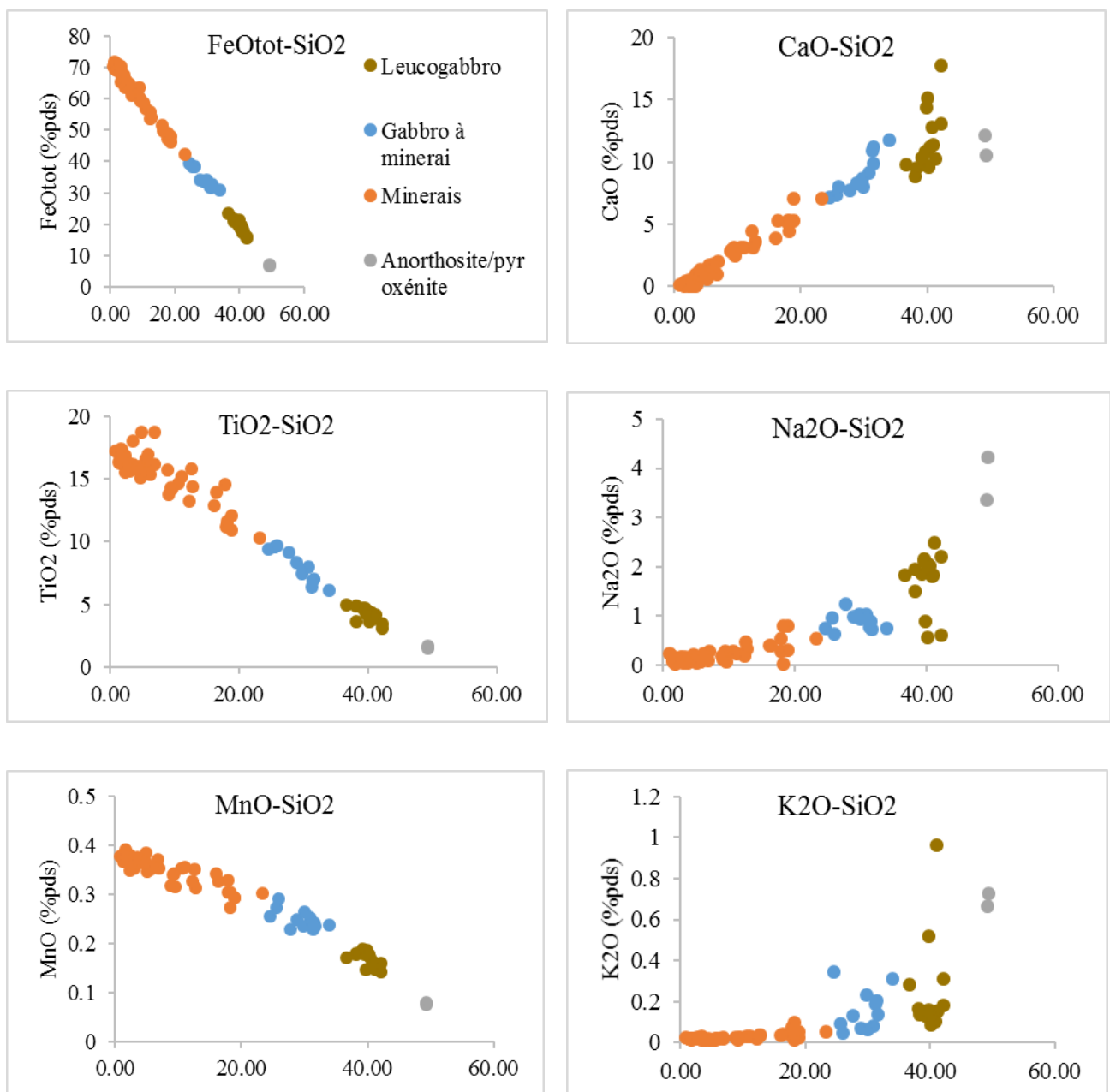
Echantillons	Prof. (m)	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOtot	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Total %
ZK1601-1	142	41.27	4.17	19.10	17.62	0.15	4.57	10.19	2.50	0.15	0.04	99.78
ZK1601-3	143.8	18.90	12.11	9.74	46.13	0.29	5.63	5.28	0.81	0.05	0.02	98.96
ZK1601-4	144.6	10.58	14.69	6.39	58.75	0.35	5.56	3.15	0.28	0.03	0.02	99.79
ZK1601-5	145.4	30.85	8.03	10.35	32.14	0.25	7.69	9.13	1.05	0.08	0.02	99.58
ZK1601-6	146	40.49	4.38	15.16	19.54	0.17	6.65	11.18	2.01	0.12	0.03	99.73
ZK1601-8	148	40.78	3.85	15.36	17.39	0.16	6.38	12.77	1.81	0.10	0.03	98.62
ZK1601-9	149	39.60	4.75	16.82	20.51	0.18	6.11	9.79	2.11	0.12	0.03	100.02
ZK1601-10	150	39.26	4.68	15.38	20.63	0.19	7.04	10.35	1.84	0.13	0.04	99.54
ZK1601-12	152	25.59	9.60	10.29	38.55	0.27	6.84	7.32	0.97	0.09	0.02	99.53
ZK1601-13	153	27.72	9.13	13.17	34.18	0.23	5.34	7.73	1.24	0.13	0.02	98.88
ZK1601-14	154	11.13	15.16	6.31	56.92	0.35	6.28	3.14	0.23	0.03	0.01	99.56
ZK1601-15	155	16.42	13.92	6.75	49.93	0.33	7.02	5.28	0.39	0.04	0.02	100.09
ZK1601-16	156.5	25.99	9.71	8.00	38.45	0.29	8.45	8.02	0.64	0.05	0.01	99.61
ZK1601-17	158	12.56	15.83	6.81	53.62	0.35	6.90	3.11	0.46	0.03	0.01	99.69
ZK1601-18	159	4.86	18.76	4.58	63.54	0.38	6.20	1.33	0.17	0.01	0.02	99.85
ZK1601-19	160	17.82	14.56	6.27	47.34	0.33	7.59	5.16	0.28	0.03	0.02	99.39
ZK1601-20	161	23.30	10.31	7.27	42.19	0.30	8.71	7.00	0.54	0.05	0.02	99.70
ZK1601-21	163	38.24	4.88	16.77	21.60	0.18	6.32	9.47	1.95	0.13	0.03	99.57
ZK1601-22	165	40.18	3.65	16.04	18.85	0.18	8.54	9.61	2.07	0.11	0.02	99.25
ZK1601-25	170	29.96	7.77	9.92	33.81	0.26	9.83	7.98	0.95	0.06	0.02	100.59
ZK1601-28	173	16.08	12.88	7.01	51.51	0.34	7.91	3.85	0.40	0.03	0.01	100.04
ZK1601-30	175	28.86	8.38	11.14	33.78	0.25	8.12	8.23	0.98	0.07	0.02	99.83
ZK1601-32	177	6.87	18.75	5.44	60.98	0.37	6.09	0.96	0.10	0.02	0.01	99.59
ZK1601-34	180	6.93	16.21	5.75	61.74	0.35	6.31	2.02	0.28	0.02	0.02	99.63
ZK1601-35	181.2	5.84	16.94	5.87	63.43	0.36	6.00	1.17	0.09	0.02	0.02	99.72
ZK1601-36	182.4	5.16	16.13	5.97	65.78	0.35	5.78	0.59	0.05	0.01	0.01	99.84
ZK1601-37	183.6	38.21	3.61	15.40	20.82	0.18	9.99	8.79	1.50	0.16	0.04	98.71
ZK1601-40	189	12.76	14.39	8.10	53.92	0.31	5.99	3.54	0.33	0.03	0.02	99.40
ZK1601-41	190	5.59	16.63	5.98	63.77	0.35	5.76	1.23	0.07	0.02	0.02	99.43
ZK1601-42	191	9.57	14.23	7.56	59.21	0.32	5.73	2.46	0.07	0.02	0.02	99.18
ZK1601-43	192.3	3.48	18.06	4.87	65.25	0.37	5.97	0.93	0.13	0.01	0.01	99.09
ZK1601-46	186.5	4.04	15.99	5.26	66.87	0.37	6.04	1.34	0.13	0.01	0.02	100.07
ZK1601-48	199.5	3.73	15.84	4.82	67.47	0.36	5.57	0.90	0.05	0.01	0.02	98.77
ZK1601-50	202.5	12.35	13.26	6.67	55.75	0.33	6.60	4.42	0.18	0.02	0.02	99.60
ZK1601-51	204	4.73	15.11	4.97	65.93	0.37	5.72	0.87	0.19	0.01	0.02	97.92

ZK1601-52	204.8	1.79	17.41	4.02	71.25	0.39	4.24	0.17	0.15	0.02	0.01	99.44
ZK1601-53	205.6	3.83	15.93	5.12	67.39	0.37	5.79	1.09	0.14	0.01	0.02	99.69
ZK1601-54	206.4	1.88	17.03	4.78	70.07	0.38	5.32	0.26	0.02	0.01	0.02	99.79
ZK1601-55	207	2.39	16.89	5.07	68.96	0.38	5.26	0.48	0.13	0.02	0.02	99.59
ZK1601-56	208	5.62	15.62	5.38	64.37	0.36	6.12	1.73	0.07	0.01	0.01	99.29
ZK1601-57	209	6.18	15.33	5.04	64.53	0.36	6.30	1.77	0.24	0.02	0.02	99.78
ZK1601-58	210	0.93	17.23	5.24	70.22	0.38	5.36	0.11	0.23	0.02	0.03	99.76
ZK1601-59	211	9.38	14.28	6.25	59.88	0.34	6.26	3.10	0.29	0.02	0.02	99.83
ZK1601-61	212	4.54	16.03	5.10	67.40	0.37	5.64	0.89	0.21	0.02	0.02	100.20
ZK1601-64	214	2.70	16.35	5.18	69.54	0.36	5.28	0.27	0.16	0.02	0.01	99.86
ZK1601-65	215	42.18	3.15	12.04	15.50	0.16	8.67	17.79	0.61	0.18	0.14	100.41
ZK1601-66	216	39.83	4.51	10.32	21.32	0.19	8.41	14.32	0.89	0.16	0.04	99.98
ZK1601-67	217.7	40.14	4.19	11.74	19.87	0.18	8.22	15.14	0.56	0.09	0.04	100.18
ZK1601-68	219.4	18.92	10.93	5.89	47.88	0.29	8.42	7.01	0.30	0.02	0.02	99.68
ZK1601-70	221.7	9.16	13.75	5.02	60.35	0.34	6.91	2.88	0.12	0.01	0.01	98.55
ZK1601-71	222.4	18.17	11.66	7.41	48.43	0.30	7.91	5.28	0.02	0.01	0.02	99.21
ZK1601-72	223.1	1.57	16.26	4.46	71.63	0.37	5.42	0.05	0.18	0.02	0.01	99.96
ZK1601-74	224.5	3.06	15.67	4.78	70.45	0.35	5.26	0.05	0.05	0.02	0.02	99.71
ZK1601-76	226	1.39	16.34	5.29	71.36	0.37	5.29	0.22	0.18	0.02	0.02	100.49
ZK1601-78	228	31.34	6.42	9.29	31.75	0.23	8.40	10.91	0.77	0.19	0.03	99.33
ZK1601-80	230	34.01	6.15	8.56	31.00	0.24	8.21	11.70	0.76	0.31	0.03	100.97
ZK1601-83	134	31.63	7.05	9.19	32.34	0.24	7.88	11.16	0.74	0.14	0.02	100.39
ZK1601-84	135.5	49.21	1.55	22.48	6.94	0.08	2.74	12.15	3.37	0.67	0.02	99.21
ZK1601-85	237	49.30	1.66	22.65	6.87	0.08	2.61	10.49	4.23	0.73	0.07	98.67
ZK1601-87	240	42.16	3.51	17.26	16.04	0.14	4.94	13.09	2.20	0.31	0.03	99.69
ZK1601-89	244	39.69	4.30	17.99	20.03	0.15	4.10	10.75	2.15	0.52	0.03	99.71
ZK1601-92	247.5	31.53	6.95	10.04	32.62	0.24	7.74	9.82	0.88	0.21	0.02	100.04
ZK1601-93	249	36.67	5.00	16.33	23.60	0.17	4.81	9.81	1.84	0.28	0.03	98.53
ZK1601-94	250	29.79	7.44	11.29	34.25	0.24	6.59	8.68	1.03	0.23	0.02	99.55
ZK1601-96	252.5	17.95	11.21	8.59	49.05	0.30	6.76	5.26	0.54	0.08	0.02	99.76
ZK1601-97	254	18.19	11.41	11.45	47.95	0.27	5.01	4.43	0.80	0.09	0.02	99.63
ZK1601-100	260	2.37	16.46	5.32	70.16	0.37	5.07	0.30	0.12	0.02	0.03	100.21
ZK1601-101	261	1.55	16.87	5.26	69.99	0.38	5.20	0.23	0.07	0.02	0.02	99.60
ZK1601-102	262	1.47	16.43	5.27	70.33	0.37	5.24	0.23	0.09	0.02	0.02	99.47
ZK1601-103	263	1.82	17.29	5.38	69.20	0.38	5.45	0.34	0.13	0.02	0.03	100.04
ZK1601-104	264	1.48	17.20	5.03	69.89	0.38	5.48	0.14	0.17	0.02	0.03	99.82
ZK1601-105	265	2.79	15.96	4.97	69.77	0.37	5.36	0.02	0.18	0.02	0.01	99.44
ZK1601-106	266	2.42	15.51	5.01	71.12	0.35	5.00	0.03	0.07	0.01	0.01	99.54
ZK1601-108	267.6	3.56	16.22	5.05	69.82	0.38	4.35	0.11	0.04	0.02	0.02	99.57

ZK1601-109	268.4	3.41	16.12	5.15	70.41	0.37	4.59	0.03	0.17	0.03	0.01	100.30
ZK1601-112	271	40.98	3.96	16.70	18.65	0.16	5.30	11.39	1.83	0.96	0.20	100.13
ZK1601-117	276.4	8.94	15.77	4.61	63.73	0.32	3.26	2.82	0.18	0.02	0.02	99.68
ZK1601-120	281	2.59	16.03	5.52	69.39	0.35	5.42	0.19	0.09	0.02	0.02	99.61
ZK1601-121	282	24.64	9.45	10.83	39.50	0.25	6.51	7.16	0.76	0.35	0.05	99.49

6.2. Covariations des éléments majeurs

La variation des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO_2) est indiquée par les diagrammes binaires présentés à la [figure 10](#).



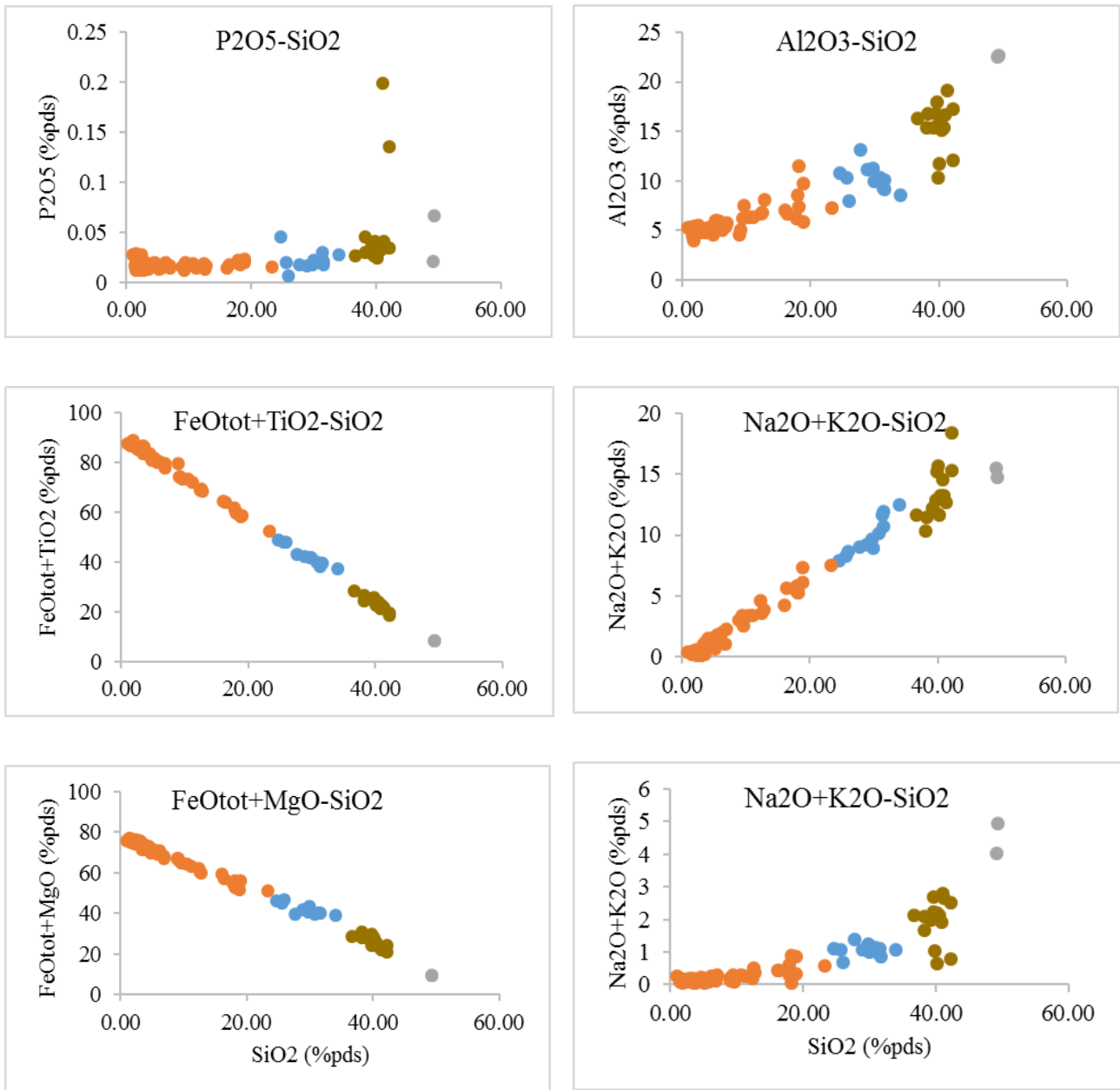
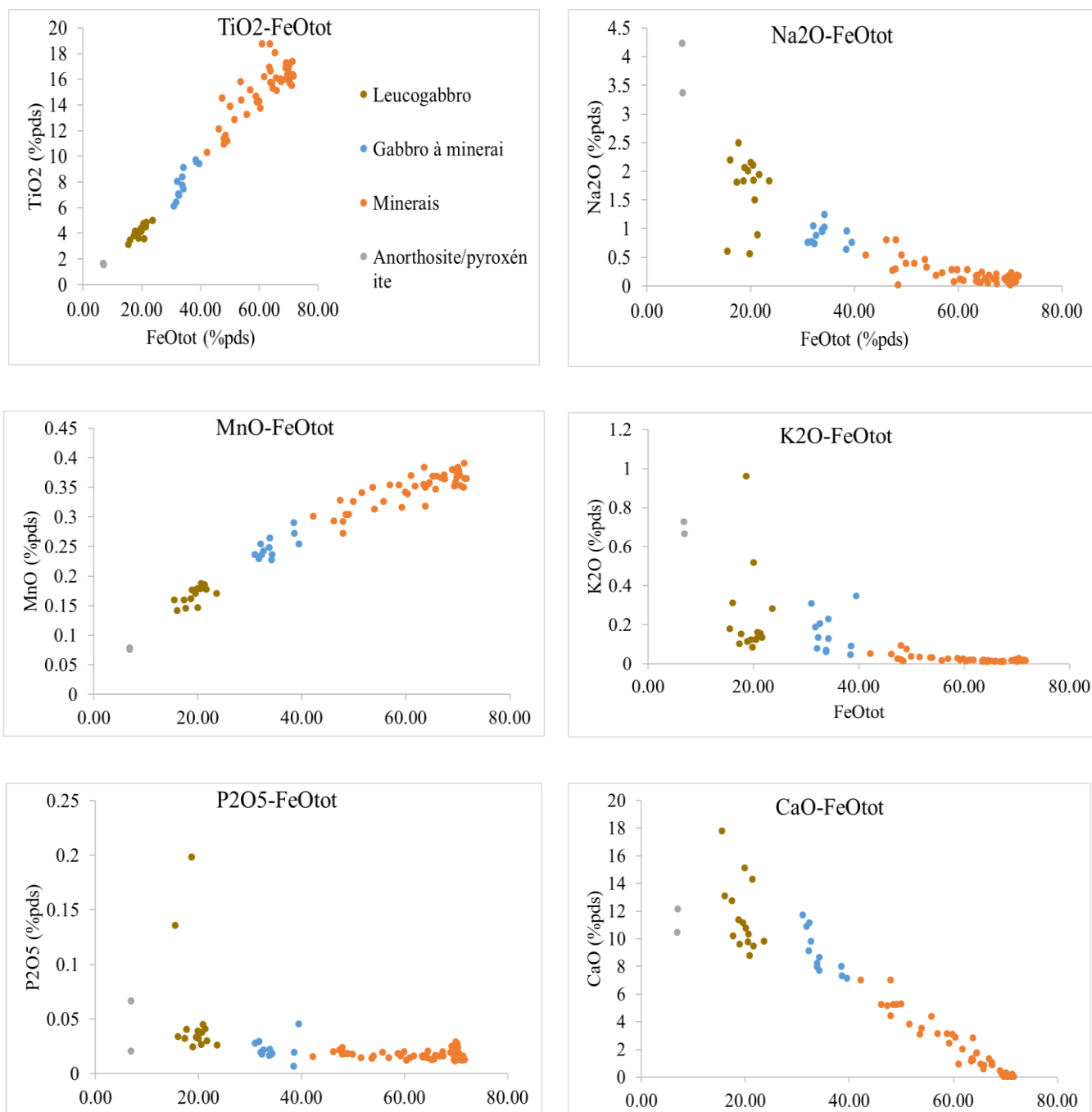


Fig. 10 : Variation des éléments majeurs en fonction de SiO₂

Le SiO₂ est un élément majeur important dans la composition des roches de l'intrusion de Panzihua car présent dans tous les échantillons en quantité importante. Sa proportion dans les échantillons varie en fonction de la composition de la roche ainsi, le pourcentage des éléments tels que le FeO, le TiO₂, le MnO diminue lorsque celui de SiO₂ augmente tandis que l'Al₂O₃, le Na₂O, le K₂O, le CaO et le MgO augmente avec celui-ci. La corrélation du SiO₂ avec le MnO, TiO₂ et le FeO_{tot} est donc négative contrairement aux autres éléments. La proportion du P₂O₅ est sensiblement constante à l'exception de celle de l'anorthosite lorsque le SiO₂ augmente.

La variation de la somme des oxydes de Fer (FeO_{tot}) (Figure 11) est quant à elle croissante avec le TiO_2 et le MnO ainsi que faiblement avec le MgO bien qu'on constate une légère augmentation de celui-ci avec le P_2O_5 . Lorsque l' Al_2O_3 , le CaO , le Na_2O et le K_2O augmentent, le FeO diminue dans les échantillons : la corrélation du FeO avec ces éléments est négative alors qu'avec le MnO et le TiO_2 , cette corrélation est positive.



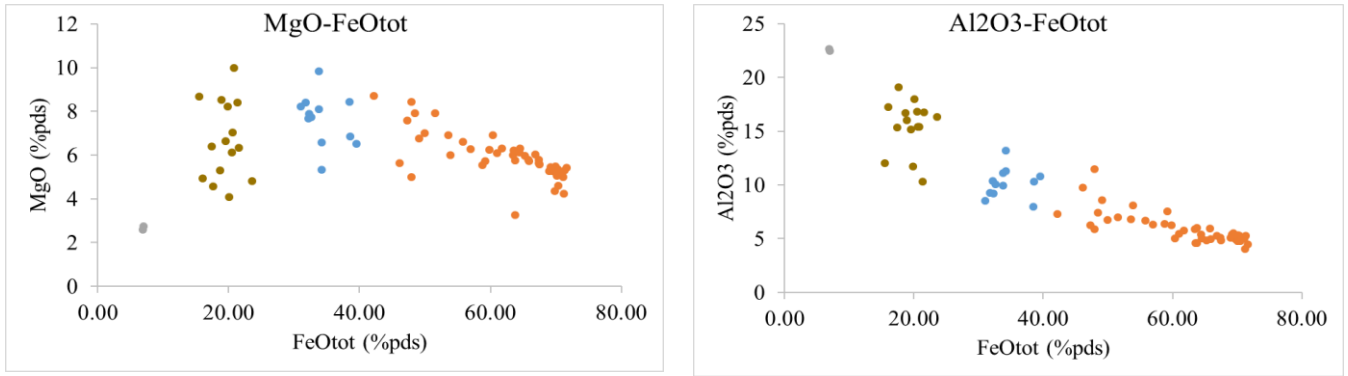


Fig. 11 : Variation de FeOtot en fonction des autres éléments majeurs

Le plagioclase est un minéral riche en Al_2O_3 . La corrélation de cet élément avec les autres détermine ainsi dans quelle lithologie les plagioclases sont abondants ou non et ainsi le niveau dans l'intrusion de ces lithologies. Le minerai de Fe-Ti-V riche en oxyde et pauvre en plagioclase et beaucoup plus concentré dans la partie basale de la LZ, présente une corrélation négative de l' Al_2O_3 - FeO_{tot} (Figure 12) tandis que le gabbro et l'anorthosite, riches en plagioclase et en SiO_2 et situés dans la MZ montre une corrélation positive de l' Al_2O_3 avec le SiO_2 (Figure 13).

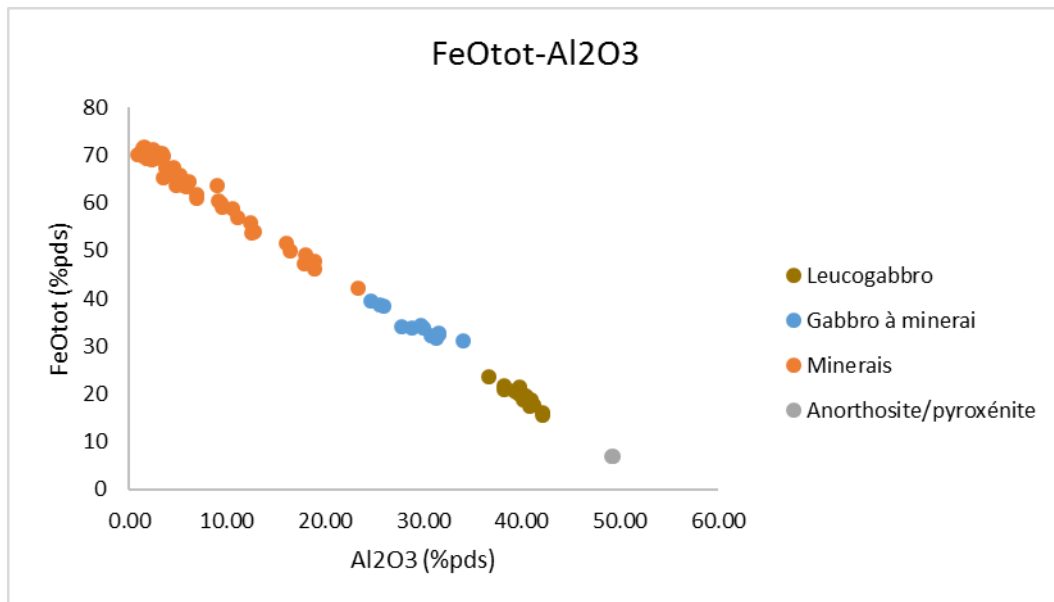


Fig. 12 : Diagramme binaire Al_2O_3 -FeOtot

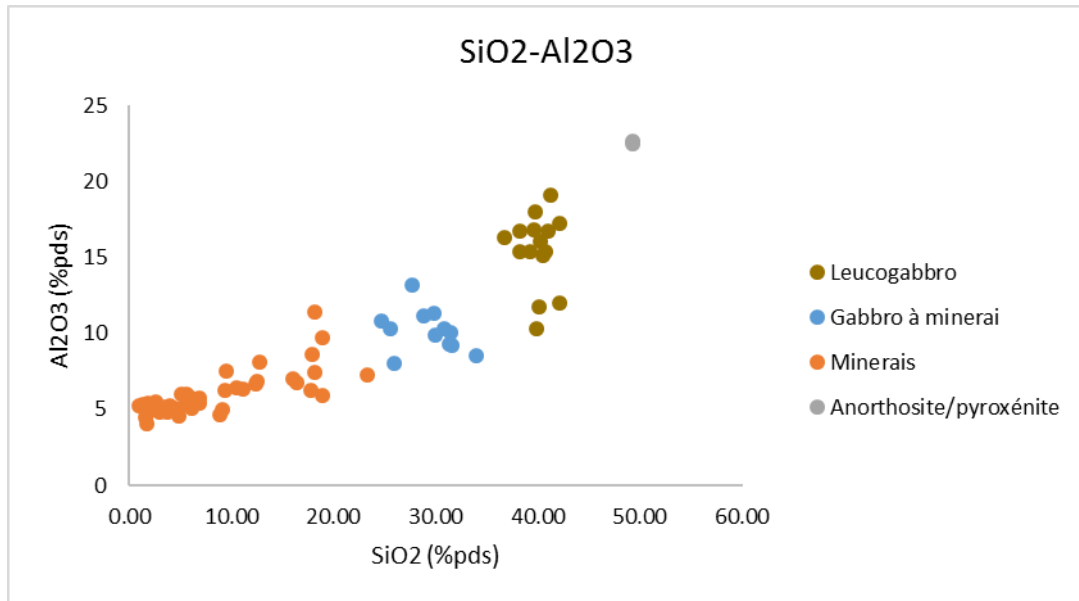


Fig. 13 : Diagramme binaire $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$

Le diagramme Total Alkali vs Silica (TAS) indique la corrélation des alcalins avec la silice (Winter 2013). Ce diagramme binaire permet de déterminer la nature de la série magmatique de la partie basale de l'intrusion de Panzhihua. En observant l'alignement des formations de cette intrusion sur le digramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ (figure 14) et en se référant au diagramme de Winter (2013), les formations de la partie basale de l'intrusion appartiennent à la série alcaline à calco-alcaline puisque la proportion en SiO_2 est inférieure à 50% du poids.

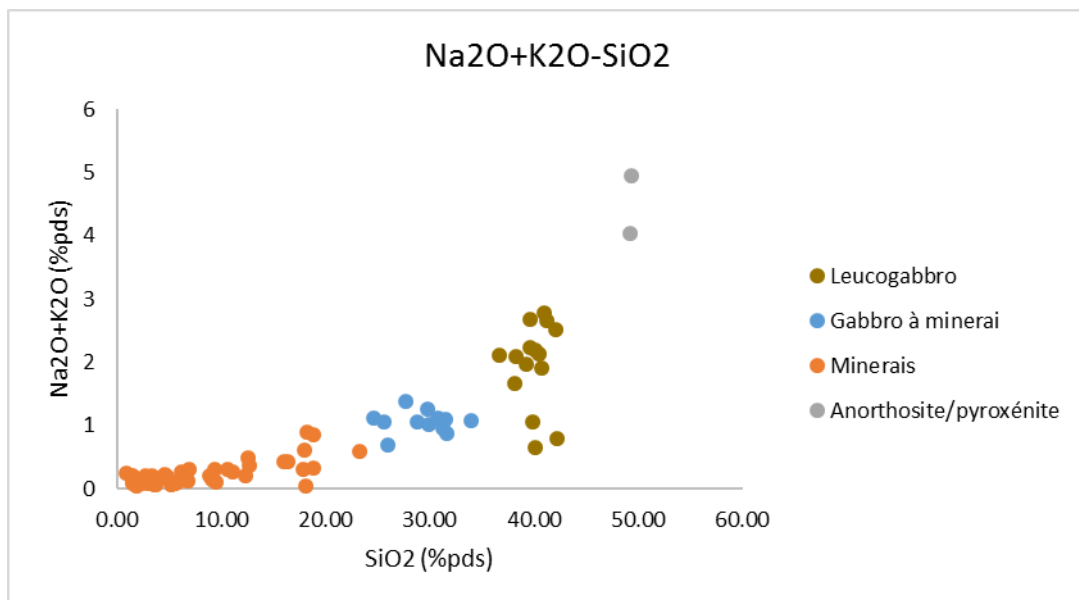


Fig. 14 : Diagramme Silice-Alcalin des échantillons

Partant de la composition chimique en oxyde des différents échantillons, la lithologie de la partie basale de l'intrusion de Panzihua se présente comme l'indique le [tableau 3](#).

Tableau 3 : Proposition de la lithologie en fonction de la composition chimique des échantillons

Id	Samples	Depth (m)	Lithologie
1	ZK1601-1	142	Leucogabbro
2	ZK1601-3	143.8	Minerai
3	ZK1601-4	144.6	Minerai
4	ZK1601-5	145.4	Gabbro à minerai
5	ZK1601-6	146	Leucogabbro
6	ZK1601-8	148	Leucogabbro
7	ZK1601-9	149	Leucogabbro
8	ZK1601-10	150	Leucogabbro
9	ZK1601-12	152	Gabbro à minerai
10	ZK1601-13	153	Gabbro à minerai
11	ZK1601-14	154	Minerai
12	ZK1601-15	155	Minerai
13	ZK1601-16	156.5	Gabbro à minerai
14	ZK1601-17	158	Minerai
15	ZK1601-18	159	Minerai
16	ZK1601-19	160	Minerai
17	ZK1601-20	161	Minerai
18	ZK1601-21	163	Leucogabbro
19	ZK1601-22	165	Leucogabbro
20	ZK1601-25	170	Gabbro à minerai
21	ZK1601-28	173	Minerai
22	ZK1601-30	175	Gabbro à minerai
23	ZK1601-32	177	Minerai
24	ZK1601-34	180	Minerai
25	ZK1601-35	181.2	Minerai
26	ZK1601-36	182.4	Minerai
27	ZK1601-37	183.6	Leucogabbro
28	ZK1601-40	189	Minerai
29	ZK1601-41	190	Minerai
30	ZK1601-42	191	Minerai
31	ZK1601-43	192.3	Minerai
32	ZK1601-46	186.5	Minerai
33	ZK1601-48	199.5	Minerai
34	ZK1601-50	202.5	Minerai
35	ZK1601-51	204	Minerai
36	ZK1601-52	204.8	Minerai
37	ZK1601-53	205.6	Minerai
38	ZK1601-54	206.4	Minerai
39	ZK1601-55	207	Minerai

40	ZK1601-56	208	Minerai
41	ZK1601-57	209	Minerai
42	ZK1601-58	210	Minerai
43	ZK1601-59	211	Minerai
44	ZK1601-61	212	Minerai
45	ZK1601-64	214	Minerai
46	ZK1601-65	215	Leucogabbro
47	ZK1601-66	216	Leucogabbro
48	ZK1601-67	217.7	Leucogabbro
49	ZK1601-68	219.4	Minerai
50	ZK1601-70	221.7	Minerai
51	ZK1601-71	222.4	Minerai
52	ZK1601-72	223.1	Minerai
53	ZK1601-74	224.5	Minerai
54	ZK1601-76	226	Minerai
55	ZK1601-78	228	Gabbro à minerai
56	ZK1601-80	230	Gabbro à minerai
57	ZK1601-83	134	Gabbro à minerai
58	ZK1601-84	135.5	Anorthosite
59	ZK1601-85	237	Anorthosite
60	ZK1601-87	240	Leucogabbro
61	ZK1601-89	244	Leucogabbro
62	ZK1601-92	247.5	Gabbro à minerai
63	ZK1601-93	249	Leucogabbro
64	ZK1601-94	250	Gabbro à minerai
65	ZK1601-96	252.5	Minerai
66	ZK1601-97	254	Minerai
67	ZK1601-100	260	Minerai
68	ZK1601-101	261	Minerai
69	ZK1601-102	262	Minerai
70	ZK1601-103	263	Minerai
71	ZK1601-104	264	Minerai
72	ZK1601-105	265	Minerai
73	ZK1601-106	266	Minerai
74	ZK1601-108	267.6	Minerai
75	ZK1601-109	268.4	Minerai
76	ZK1601-112	271	Leucogabbro
77	ZK1601-117	276.4	Minerai
78	ZK1601-120	281	Minerai
79	ZK1601-121	282	Gabbro à minerai

7. Discussion

7.1. *Composition des minerais d'oxyde de Fe-Ti-V*

Des analyses effectuées par [Pang et al., 2010](#) ont montré une large concentration des éléments majeurs que sont le SiO₂, le Fe₂O₃ et le TiO₂ contrôlée par l'accumulation des oxydes de Fe-Ti et, en fonction de SiO₂, l'intrusion de Panzhihua comme celle de Baima et Taihe présente entre 14 à 16% en poids de TiO₂ et 78 à 80% en poids de Fe₂O₃ lorsque le pourcentage de SiO₂ est ramené à zéro. Les oxydes de Fe-Ti-V sont massifs dans la LZ et la MGZ et représentent plus de 85% du volume de la couche massive tandis qu'ils représentent environ 20 à 60% de volume dans les couches à texture nette et moins de 20% dans les couches disséminées de minerais ([Zhou et al., 2013](#)).

Ces minerais sont composés principalement de magnétite, riche en TiO₂ sous forme d'exsolution de spinelle alumineux, d'ulvöspinelle et d'ilménite. Des ilménites sont aussi présentes en forme de grains isolés en contact avec les titanomagnétites et/ou les autres minéraux. Ces différentes phases sont issues des réactions d'équilibre entre les éléments comme le Fe, Ti, Mg ([Pang et al., 2008b](#)). L'équilibre à l'intérieur des oxydes met en exergue la réaction d'une part entre le Fe²⁺ de la magnétite et le Ti⁴⁺ de l'ilménite et d'autre part entre le Fe²⁺ et le Mg de ces derniers tandis que l'équilibre entre ces oxydes présente la diminution de la quantité de Ti dans la titanomagnétite au profit de l'ilménite ([Planche 15f](#)). L'équilibre entre les oxydes et les minéraux silicatés met en évidence la réaction entre le Fe des oxydes de Fe-Ti et le Mg des minéraux silicatés.

Une particularité de ces minerais est que la titanomagnétite, minéral qui y est le plus abondant, est combiné soit à de l'olivine, du plagioclase ou du clinopyroxène ou avec ces trois minéraux. Les couches de minerais situées à une profondeur élevée sont plus riches en FeO, TiO₂ et MnO contrairement à celles situées à des niveaux stratigraphiques plus élevés.

7.2. *Les niveaux de minerais*

L'observation de la stratigraphie de la partie basale de l'intrusion de Panzhihua met en exergue l'existence de différents niveaux de minerais suivant la profondeur et en fonction de l'abondance en oxyde de Fer (FeO_{tot}). De la surface en profondeur, on distingue le niveau 1,

situé entre la profondeur de 143.8 à 161 m, suivi du niveau 2 à la profondeur de 173 à 226 m, et enfin le niveau 3 qui s'étend de 254 à 281m.

Les niveaux contiennent tous des couches de leucogabbro et/ou de gabbro à minerai ([Figure 6](#)) mais la différence entre ceux-ci se situe au niveau de leur épaisseur et celle des couches intercalées. Le plus grand niveau est le 2, disposant d'une épaisseur de 52m suivi du niveau 3 avec 28.8m puis 17.2 pour le niveau 1. Le niveau 2 est intercalé de couches de leucogabbro et de gabbro à minerai de 1 à 3m tandis que le niveau 2 renferme de considérable épaisseur de ces dernières. Le niveau 3 est le plus concentré en minerai car ne comporte que moins d'un mètre de leucogabbro. On constate donc une succession de séquence stratigraphique à partir de la profondeur de couche de minerai, de leucogabbro et/ou gabbro à minerai. Entre les niveaux 2 et 3, se trouve un assemblage de lithologie constitué d'anorthosite, de leucogabbro et de gabbro à minerai de différente épaisseur. Ces différences d'épaisseur et la variation de la stratigraphie avec la profondeur ([Figure 7](#)) nous permettra d'expliquer le mode de mise en place de ces roches.

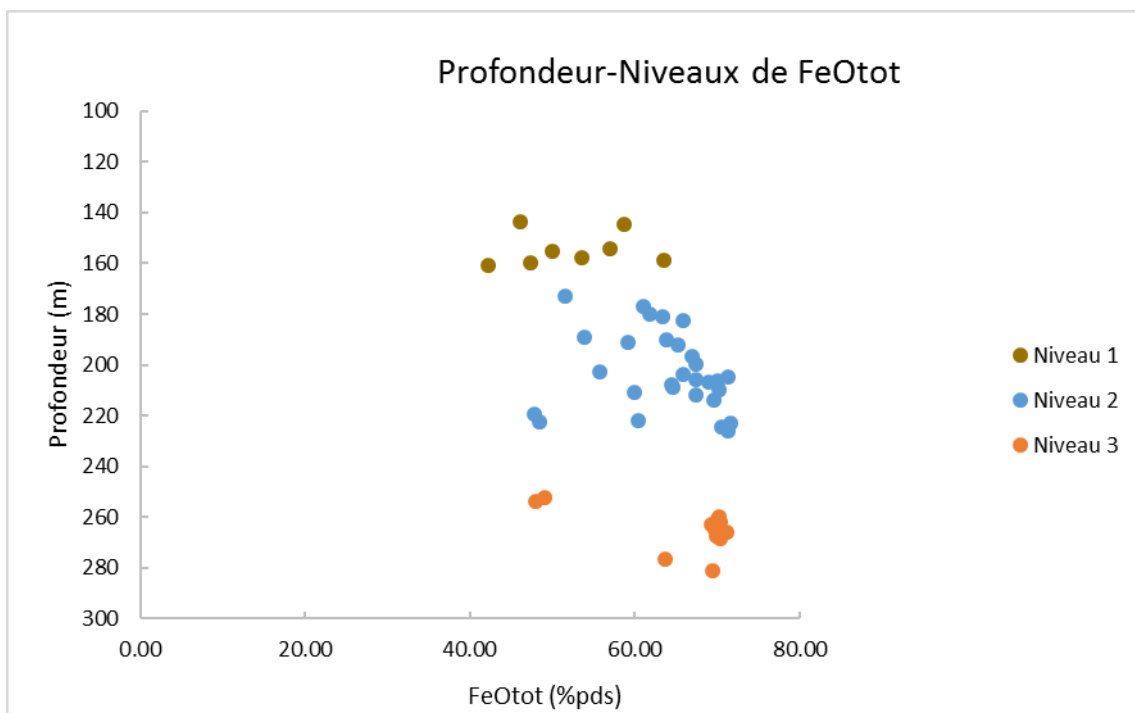
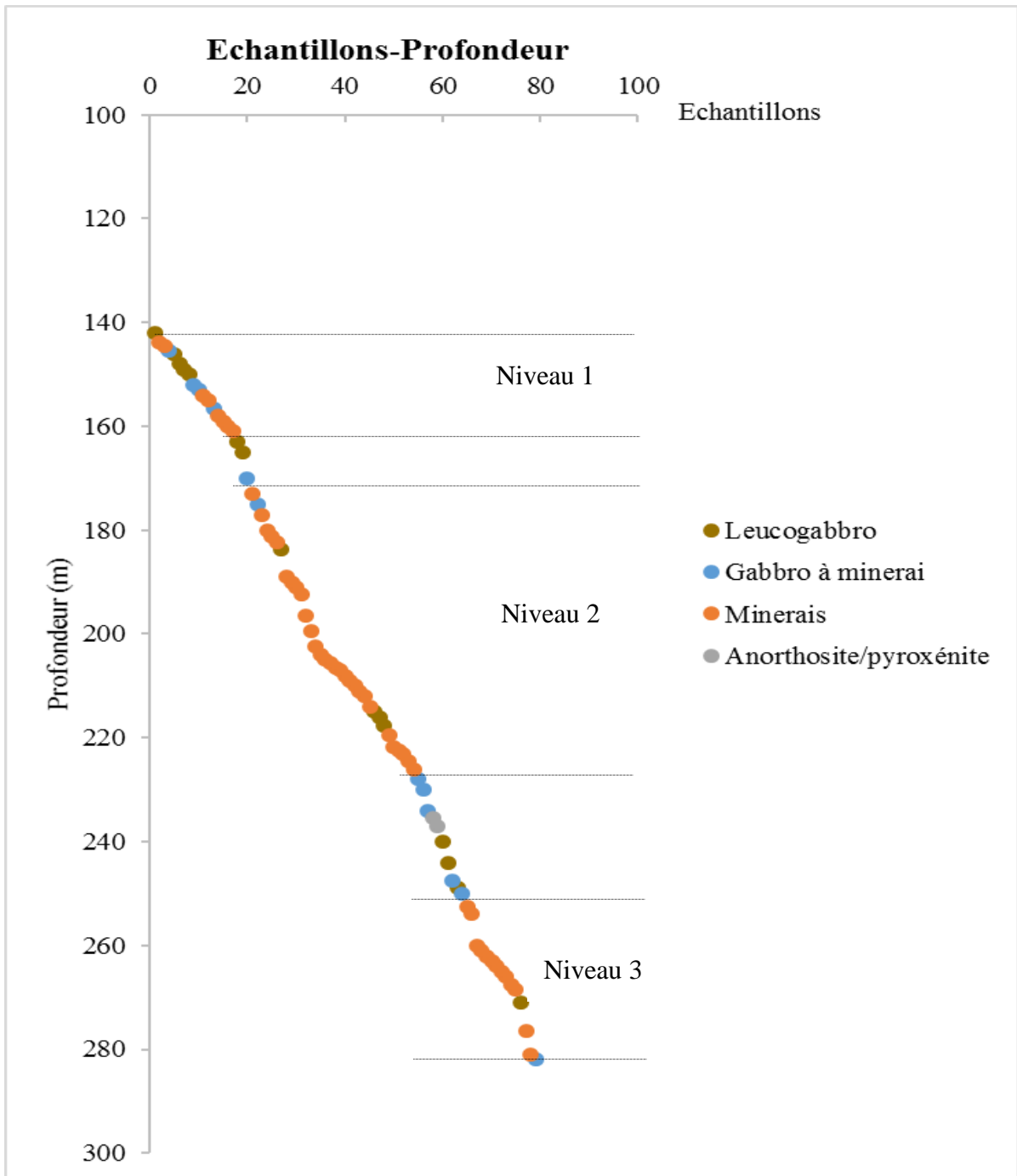


Fig. 15 : Les niveaux de mineraies en fonction de la profondeur



[Pang et al., \(2008b\)](#) ont suggéré que la présence des inclusions d'oxyde de Fe-Ti-V dans les olivines de l'intrusion de Panzhihua et Hongge montre que ces oxydes ont été formés au même moment que les olivines hôtes pour être piégés dans celles-ci. Aussi que d'autres inclusions comme l'amphibole, l'apatite et autre se seront formés par contact entre le liquide piégé et l'olivine hôte. La présence des oxydes dans certains olivines nous emmène à considérer le fait de la formation synchrone ou précoce des titanomagnétites et ilménites avec les olivines.

7.3.1. Magma parent

La lithologie de la partie basale de l'intrusion de Panzhihua nous indique que seul un magma riche en oxyde et en ferromagnésien serait capable d'engendrer la succession lithologique de cette partie de l'intrusion. Ce type de magma serait mafique si on se contente du fait de la présence des gabbros dans la stratigraphie. Cependant, en tenant compte des enrichissements en oxyde de certaines couches qu'on appelle ici des minerais, on pourrait mettre en évidence l'existence d'un liquide riche en oxyde qui se serait cristallisé simultanément au magma mafique. La succession des couches de l'intrusion (Minerai-gabbro à minerai-leucogabbro ; [Figure 15](#)) montre qu'il s'agit d'une succession de série de ce type de magma bien que les oxydes de Fe-Ti-V ainsi que la totalité de l'intrusion de Panzhihua résulteraient de la cristallisation d'un magma ferropicritique se différenciant non seulement en magma felsique responsable de la mise en place des syénites mais aussi en magma mafique riche en oxyde de Fe-Ti responsable de la formation des gabbros et des minerais de Fe-Ti-V ([Figure 17](#)) ([Pang et al., 2013](#)). [Howarth \(2013\)](#) se focalise sur le fait que la cristallisation d'oxyde de Fe-Ti était précoce aux gabbros du fait de flux d'un fluide riche en eau. Ainsi, comme [Pang \(2008\)](#), nous suggérons que l'immiscibilité entre le mélange d'oxydes et le magma mafique serait à l'origine de la formation des minerais d'oxydes.

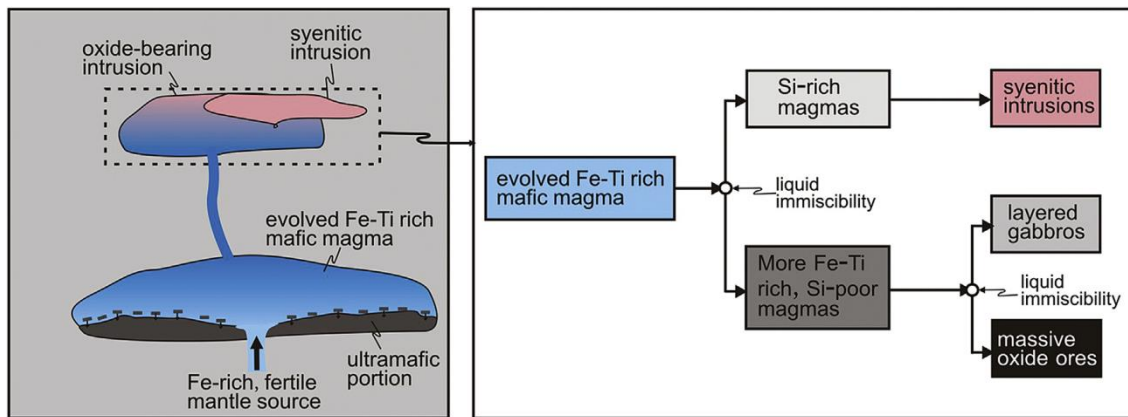


Fig. 17 : Origine des oxydes de Fe-Ti-V proposée par [Pang et al. \(2013\)](#).

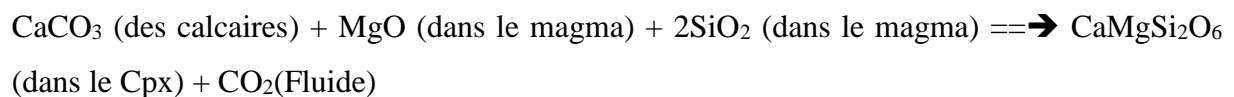
7.3.2. Mécanismes de mise en place

Les mécanismes qui ont favorisé la mise en place de ces oxydes seraient le tri gravitationnel et la décantation dans le magma ([Charlier et al., 2006](#)). Sous le fait de leurs fortes densités, les oxydes de Fe-Ti-V se ségréguent au fond du magma mafique et se séparent du liquide résiduel qui évoluerait pour donner les gabbros et les autres types pétrographiques. Parmi ces oxydes, dans la plupart des échantillons analysés, la titanomagnétite est le minéral primaire avant l'ilménite car renferme des lamelles et exsolutions d'ilménites, des exsolutions de spinelle alumineux et d'ulvöspinelle bien qu'on rencontre souvent des grains intergranulaires d'ilménite. Après la mise en place des oxydes au fond du magma, au cours de la cristallisation fractionnée, l'olivine cristallise en premier avec les pyroxènes et les plagioclases formant les gabbros. Les inclusions de titanomagnétite dans les olivines sont une évidence de leur saturation précoce dans le magma parent de l'intrusion. C'est de la sorte que ces oxydes se retrouvent aussi en inclusion dans les pyroxènes.

7.3.3. Les facteurs contrôlant la formation des oxydes

Certains paramètres influencent la mise en place de ces oxydes depuis la formation du magma jusqu'à la cristallisation des oxydes. [Pang \(2008\)](#) met en évidence la concentration en FeO, TiO₂ et SiO₂, la fugacité de l'oxygène (f_{O_2}) et la présence des volatiles en plus de la température. Des travaux ([Zhou et al., 2005](#); [Zhong et al., 2005](#); [Pang et al., 2008](#)) ont montré que les oxydes de Fe-Ti dans les intrusions stratiformes sont génétiquement associés

aux basaltes riches en Ti de l'ELIP, riche en Fe et pauvre en SiO₂. La représentation de la température depuis le début de la cristallisation des oxydes montre une corrélation positive avec le FeO et le TiO₂ et négative avec le SiO₂ ([Pang 2008](#)), indiquant que la décroissance de la température est défavorable à la cristallisation de ces oxydes. La fluctuation de la fugacité de l'Oxygène fO₂ peut être aussi responsable de la mise en place de ces oxydes ([Pang et al., 2008](#)) car théoriquement, elle diminue la cristallisation d'un liquide silicaté riche en Fe et promu celle des oxydes Fe-Ti riche en Fe ; en d'autres termes, son augmentation favorise la cristallisation des oxydes de Fe-Ti. C'est ce qui a contrôlé la ségrégation des oxydes au liquide résiduel du magma mafique responsable de la formation des encaissants gabbros. [Pang \(2008\)](#) a souligné que des expériences ont montré que la présence des volatiles comme le CO et les fluides riches en H₂O pourrait favoriser la cristallisation précoce des oxydes. Ceci est évident puisque l'intrusion de Panzhihua s'est mise en place dans des roches carbonatées dont l'assimilation par un magma ferrobasaltique (ferropicritique) aurait entraîné la précipitation de CO₂ suivant la réaction [Pang 2008](#) :



La présence de l'eau en addition au magma ferrobasaltique entraîne aussi la cristallisation précoce de ces oxydes selon [Sisson et Grove \(1993\)](#) puisqu'elle diminue considérablement la température de la cristallisation des silicates que celle des oxydes.

8. Conclusion

L'intrusion de Panzihua riche en oxyde de Fe-Ti-V est une intrusion stratiforme gabbroïque, dont la partie basale est composée de trois niveaux d'oxyde de Fe-Ti-V. Ces couches d'oxydes se situent dans la partie basale de l'intrusion au niveau de la LZ en concordance avec le litage observé dans l'intrusion. Le forage réalisé dans cette partie de l'intrusion a permis de recueillir 79 échantillons dont la préparation a abouti à la confection d'une part des pastilles et des perles, soumises ensuite à l'analyse au XRF permettant ainsi la détermination de la composition géochimique de la partie basale de l'intrusion et d'autre part des lames minces, destinées à l'observation au microscope optique à la lumière réfléchie.

La stratigraphie depuis la profondeur vers la surface présente une séquence composée de couches d'oxydes, de gabbro à minerai et/ou leucogabbro, respectant ainsi l'ordre de cristallisation d'un magma mafique bien que des échantillons d'anorthosites sont aussi présents. Les titanomagnétites et les ilménites, présentent des formes bien définies dans la partie la plus basse de l'intrusion que dans les échantillons proches de la surface. Dans la majorité des lames des couches riches en oxydes observées, la phase primaire est la titanomagnétite car celle-ci renferme des lamelles d'ilménites et des exsolutions d'ulvöspinelles et de spinelles alumineux.

L'intrusion résulte d'une succession de cristallisation des magmas mafiques et la cristallisation précoce des couches d'oxydes de Fe-Ti-V à partir d'un magma mafique se justifie par le fait que la température de cristallisation de ces oxydes est supérieure à celle de des premiers minéraux de la suite réactionnelle de Bowen tel que l'olivine lors de l'ascension du magma. L'enrichissement en oxyde du magma est contrôlé par la température, la fugacité de l'oxygène et l'enrichissement en FeO, TiO₂ et MnO.

La présence des dykes d'anorthosites comme l'ont évoqué [Zhou et al., \(2005\)](#) dans cette intrusion indique qu'un autre magma, par cristallisation fractionnée serait responsable de l'appauvrissement du fond de la chambre magmatique en plagioclase qui flottent alors au niveau supérieur et donne ces dykes. Cependant, des pyroxénites présents dans cette intrusion résulteraient-ils aussi de la cristallisation de ce magma ? Il est à noter aussi qu'il n'a pas été évident de dire lesquelles des couches d'oxydes seraient issue de la cristallisation fractionnée et de l'immiscibilité entre deux liquides magmatiques.

Bibliographie

Ali J. R., Thompson G. M., Song X., & Wang Y. (2002). Emeishan Basalts (SW China) and the “end-Guadalupian” crisis: magnetobiostratigraphic constraints. *Journal of the Geological Society, London*, 159(1), 21–29.

Available at : <http://doi.org/10.1144/0016-764901086>

Ali J. R., Thomson G. M., Zhou M.-F., Song X., 2005. Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 79(3-4), pp.475–489.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493704003196> ; DOI: 10.1016/j.lithos.2004.09.013

Arndt N.T., 2013. Intrusions of the Panxi region, China, and their magmatic ore deposits. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.479–480.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987113000601> ; DOI: 10.1016/j.gsf.2013.05.001

Charlier B., Duchesne J.C., Vander Auwera J., 2006. Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe-Ti ores in massif-type anorthosites. *Chemical Geology*, 234, pp.264-290.

Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254106002683>; DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.05.007

Chung S.-L., & Jahn, B. (1995). Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10), 889.

Available at: [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0889:PLIIGO>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0889:PLIIGO>2.3.CO;2)

Duchesne J.C., Bologne G., 2009. XRF major and trace element determination in Fe-Ti oxide minerals. *Geologica Belgica*, 12(3-4), pp.205–212.

Available at: <http://orbi.ulg.be/bitstream/2268/6194/1/VOL%2012%20PART%203-4%20DUCHESNE%20205-212.pdf>; DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.05.007

Ganino C., Arndt N. T., Zhou M.-F., Gaillard F., & Chauvel C. (2008). Interaction of magma with sedimentary wall rock and magnetite ore genesis in the Panzihua mafic intrusion, SW China. *Mineralium Deposita*, 43(6), 677–694.

Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-49449086894&partnerID=tZotx3y1> DOI: 10.1007/s00126-008-0191-5

Ganino C., Harris C., Arndt N.T., Prevec A.S., Howarth G.H., 2013a. Assimilation of carbonate country rock by the parent magma of the Panzihua Fe-Ti-V deposit (SW China): Evidence from stable isotopes. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.547–554.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987112001557>; DOI: 10.1016/j.gsf.2012.12.006

Ganino C., Arndt N.T., Jean A., Chauvel C., Charlotte A., 2013b. Melting of carbonate wall rocks and formation of the heterogeneous aureole of the Panzihua intrusion, China. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.535–546.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987113000315>; DOI: 10.1016/j.gsf.2013.01.012

Hou T., Zhang Z., Ye X., Encarnacion J., Reichow M. K., 2011. Noble gas isotopic systematics of Fe-Ti-V oxide ore-related mafic-ultramafic layered intrusions in the Panxi area, China: The role of recycled oceanic crust in their petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(22), pp.6727–6741.

Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703711005138>; DOI: 10.1016/j.gca.2011.09.003

Howarth G. H., Prevec S. A., & Zhou M.-F. (2013). Timing of Ti-magnetite crystallisation and silicate disequilibrium in the Panzihua mafic layered intrusion: Implications for ore-forming processes. *Lithos*, 170-171, 73–89.

Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84875834915&partnerID=tZOtx3y1> DOI: 10.1016/j.lithos.2013.02.020

Kamenetsky V.S., Chung S.-L., Kamenetsky M.B., Kuzmin D. V., 2012. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: A Compositional Continuum in Primitive Magmas and their Respective Mantle Sources. *Journal of Petrology*, 53(10), pp.2095–2113.

Available at: <http://www.petrology.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/petrology/egs045>; DOI: 10.1093/petrology/egs045

Pang K.-N., Shellnutt J.G., Zhou M.-F., 2015. The Panzihua Intrusion, SW China. In Charlier et al. (Editors), *Layered Intrusions*. Springer, Dordrecht, pp. 435–463;

Available at: http://www.minersoc.org/pages/Archive-MM/Volume_61/61-408-739.pdf; DOI: 10.1180/minmag.1997.061.408.18

Li H. M., Li L. X., Yang X. Q., & Cheng Y. B. (2014). Types and geological characteristics of iron deposits in China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103, 2–22.

Available at : <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.11.003>

Liu P.-P., Zhou M.-F., Yan D.-P., Zhao G.-C., Su S.-G., Wang X.-L., 2015. The Shangzhuang Fe-Ti oxide-bearing layered mafic intrusion, northeast of Beijing (North China): Implications for the mantle source of the giant Late Mesozoic magmatic event in the North China Craton. *Lithos*, 231, pp.1–15.

Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84935019422&partnerID=tZOtx3y1>; DOI: 10.1016/j.lithos.2015.06.001

Mudd G. M., (2010). The “Limits to Growth” and “Finite” Mineral Resources: Re-visiting the Assumptions and Drinking from that half-capacity glass. In *4th International Conference on Sustainability Engineering & Science: Transitions to Sustainability* (p. 13). New Zealand.

Available at:

http://s3.amazonaws.com/zanran_storage/nzsses.auckland.ac.nz/ContentPages/953681807.pdf#page=5

Nadoll P., Angerer T., Mauk J.L., French D., Walshe J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, 61, pp.1–32.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169136813003028>; DOI: 10.1016/j.oregeorev.2013.12.013

Pang K.-N., Zhou M.-F., Qi L., Shellnutt G, Wang C. Y., Zhao D., 2010. Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos* 119(1-2): 123-136.

Available at: <http://www.dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.06.003>; DOI: 10.1016/j.lithos.2010.06.003

Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D, Malpas J., 2008a. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Journal of Petrology* 49: 295-313.

Available at: <http://petrology.oxfordjournals.org/cgi/content/abstract/egm082v1>; DOI: 10.1093/petrology/egm082

Pang K.-N., Li C., Zhou M.-F., & Ripley E. M. (2008b). Abundant Fe–Ti oxide inclusions in olivine from the Panzhihua and Hongge layered intrusions, SW China: evidence for early saturation of Fe–Ti oxides in ferrobaltic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(3), 307–321.

Available at: <http://doi.org/10.1007/s00410-008-0287-z>; DOI: 10.1007/s00410-008-0287-z

Pang K.-N., 2008. Origin of the Permian Panzhihua layered gabbroic intrusion and the hosted Fe-Ti-V oxide deposit, Sichuan province, SW China. Unpublished PhD Thesis, The University of Hong Kong, 285 p.

Available at: <http://hdl.handle.net/10722/50983>;

Pang K.-N., Zhou M.-F., Qi L., Chung S.-L., Chu C.-H., Lee H.-Y., 2013. Petrology and geochemistry at the Lower Zone - Middle Zone transition of the Panzhihua intrusion, SW China: Implications for differentiation and oxide ore genesis. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.517–533

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987113000078>; DOI: 10.1016/j.gsf.2013.01.006

Pêcher A., Arndt N.T., Jean A., Bauville A., Ganino C., Athurion C., 2013. Structure of the Panzhihua intrusion and its Fe-Ti-V deposit, China. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.571–581.

Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987113000327>; DOI: 10.1016/j.gsf.2013.02.004

Shellnutt J.G., Zhou M.-F., Zellmer G.F., 2009. The role of Fe–Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap: An example from the Permian Baima igneous complex, SW China. *Chemical Geology*, 259(3-4), pp.204–217.

Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-59249083734&partnerID=tZOtx3y1>; DOI: 10.1016/j.chemgeo.2008.10.044

Sisson T. W., & Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143–166. Available at : <http://doi.org/10.1007/BF00283225>

Song X.-Y., Qi H.-W., Hu R.-Z., Chen L.-M., Yu S.-Y., Zhang J.-F., 2013. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), pp.712–732.

Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/ggge.20068>; DOI: 10.1002/ggge.20068

Song X.-Y., Qi H.-W., Robinson P. T., Zhou M.-F., Cao Z.-M., & Chen L.-M. (2008). Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume; evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China. *Lithos*, 100(1-4), 93–111.

Available at: <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.023>

Wang J., Xiao H., Hartmann R., Yue Y., 2014. Physical Geography of China and the U.S., 109, pp.23–33.

Available at: <http://link.springer.com/10.1007/978-94-017-8792-5>; DOI: 10.1007/978-94-017-8792-5

Wignall P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53(1-2), 1–33.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825200000374>; DOI: doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4

Winter J. D. (2013). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: *Pearson New International Edition*. (Pearson, Ed.) (2nd ed.).

Retrieved from : <https://books.google.be/books?id=HBWpBwAAOBAJ>; ISBN: 9781292021539

Zhang C., Liu S., Phelps. T.J., Cole D.R., Horita J., Fortier S. M., Eless M., Valley J.W., 1997. Physiochemical, mineralogical, and isotopic characterization of magnetite-rich iron oxides formed by thermophilic iron-reducing bacteria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(21), pp.4621–4632.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016703797002573> ; DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00257-3

Zhang Z., Mao J., Saunders A.D., Ai Y., Li Y., Zhao L., 2009. Petrogenetic modeling of three mafic–ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos*, 113(3-4), pp.369–392.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0024493709001650>; DOI: 10.1016/j.lithos.2009.04.023

Zhang Z., Hou T., Santosh M., Li H., Li J., Zhang Z., ... Wang, M. (2014). Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 57, 247–263.

Available at: <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.021>

Zhang Z., Santosh M., & Li J. (2015). Iron deposits in relation to magmatism in China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, 951–956.

Available at: <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.09.026>

Zhong H., Hu R.-Z., Wilson A. H., & Zhu W.-G. 2005. Review of the Link between the Hongge Layered Intrusion and Emeishan Flood Basalts, Southwest China. *International Geology Review*, 47(9), 971–985.

Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.2747/0020-6814.47.9.971> ; DOI: 10.2747/0020-6814.47.9.971

Zhong H., Zhu W.-G., 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan–Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 41(6), pp.599–606

Available at: <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00126-006-0081-7>; DOI: 10.1007/s00126-006-0081-7

Zhong J.-B., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W., 2012. Whole-rock and mineral composition constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, southwest China. *Economic Geology*, 107, pp.507–524.

Available at: <http://econgeol.geoscienceworld.org/content/107/3/507.abstract>; DOI: 10.2113/econgeo.107.3.507

Zhong J.-B., Zhong H., Li C., Zhu W.-G., He D.-F., Qi L., 2014. Contrasting parental magma compositions for the Hongge and Panzhihua magmatic Fe-Ti-V oxide deposits, Emeishan Large igneous province, SW China. *Economic Geology*, 97(1991), pp.1763–1785.

Available at: <http://econgeol.geoscienceworld.org/content/109/6/1763.abstract>; DOI: 10.2113/econgeo.109.6.1763

Zhou M.-F., Robinson P.T., Leshner C.M., Keays R.R., Zhang C.-J., Malpas J., 2005. Geochemistry, Petrogenesis and Metallogensis of the Panzhihua Gabbroic Layered Intrusion and Associated Fe-Ti-V Oxide Deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46(11), pp.2253–2280.

Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-27744517453&partnerID=tZOTx3y1>; DOI: 10.1093/petrology/egi054

Zhou M.-F., Chen W.T., Wang C.Y., Prevec S.A., Liu P.P., Howarth G.H., 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5), pp.481–502.

Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674987113000595>; DOI: 10.1016/j.gsf.2013.04.006