

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master's Thesis

花蓮天星礦場黑雲母礦脈成因探討

Occurrences and Genesis of Biotite Veins in the Tian-Shing Mine of Fengtien, East Taiwan

涂家綸

Chia-Lun Tu

指導教授：宋聖榮 博士

Advisor: Sheng-Rong Song, Ph.D.

中華民國 113 年 2 月

February, 2024

致謝



看過了這麼多篇致謝，經常懷疑自己到底能不能寫到這個東西，沒想到終於輪到我來寫了。這篇論文的誕生，需要感謝的人真的太多了。

首先感謝指導教授宋聖榮老師在學生兩年半的碩士生涯中給予極其高度、無論研究或是生活上的自由，使學生能夠盡情的在廣袤的學海中探索知識，並支持學生在AGU發表研究。感謝朱微祖老師、郭力維老師擔任學生的口試委員，並在論文修改方面給予學生廣泛且全面的建議。同樣感謝盧乙嘉老師/乙嘉學姊擔任我的口試委員，並且在我的碩士生涯中對我的悉心照顧以及諸多包括研究、日常生活或是與老闆相處非常實用的建議。

感謝海洋大學的陳惠芬老師和其研究室成員特別是李毓和學長，慷慨的給予樣本讓我進行分析，以及在多次報告、討論中給予的寶貴建議，這篇論文有諸多的想法都是在與你們的討論中所獲得的。

感謝朱美妃老師在研究、人生方向和日常生活中的各種溫馨的建議、關心加餵食(還有偶爾的吐槽)，以及給予我多次機會擔任岩石學助教，使我在教學的過程中同時學習。感謝中研院地球所的飯塚義之博士、Masako 小姐、Tadashi 先生以及王宇祥學長，慷慨的讓我使用 SEM 以及 EPMA，並且在儀器分析上悉心的指導。這篇論文絕大多數的分析結果都是依靠著這兩種儀器所獲得的。

感謝師大地科的葉孟宛老師在製作薄片的協助，以及諸多研究方向乃至於人生方向的實用建議，並且給予我機會協助規劃 IESO。感謝鄧茂華老師在我大二時就讓我加入實驗室，使得學生能一窺材料科學的奧妙並累積些許基礎。感謝彭君能老師與許菀庭學姊在 Micro-XRF 使用上的協助。感謝玉嵐學姊、婉柔學姊在報帳等行政流程上的各種包容以及協助。感謝宋哥實驗室的懷昱學長、小廖學長、小瑞學長、頭大學姊、雅閔學姊、彥德、崇毓、奕晴，無論研究或是各種日常生活中的閒話家常，有你們的陪伴真的非常開心。感謝健哲、特別是我的偶像琮瀚給予我許多人生選擇、研究上的建言，以及日常的噓寒問暖或是經常聽我吐苦水。感謝研究生酒團的各位讓我有機會一解煩悶，尤其是對我照顧有加的老大育廷學長。感謝好友子權、品蘭、秉哥、立夫、婉彤、子游以及其他沒有一一寫出的 B06、R10 的好同學，謝謝你們在這 4+2.5 年的陪伴、一同勇闖 AGU 以及各種日常相處。特別是子權、品蘭，我想我會懷念地物實習那些充滿八卦的晚餐，以及無數個日常閒聊、陪伴的時光。謝謝我的好室友芳志，我會懷念那些徹夜暢談的夜晚的。感謝在地質系這六年半中照顧我的所有學長姐們、以及各位陪我聊天打屁的的學弟妹們，謝謝你們豐富了我在台大六年半的求學生活。

最後我想感謝我的家人，謝謝竺葳在論文繪圖上的協助，以及日常生活中的陪伴。謝謝我的父母這麼多年來不辭辛勞的養育之恩，感謝你們從不干預我對於科系的選擇，讓我能夠盡情的在我所愛的領域揮灑青春。謝謝阿婆、阿嬤，你們的寶貝孫子終於讀完碩士了。

最後最後，我想謝謝所有曾幫助過我的人，在這篇致謝中我可能會漏掉某些人，但我真的非常感謝也十分珍惜我曾收到的所有一切美好事物。謝謝你們！

摘要

本研究在台灣玉里帶中發現了變質熱液成因的黑雲母礦脈，其為脈狀產狀且組成為 90% 黑雲母、6% 鉀長石與 3% 方解石，是前人研究中尚未報導過的新發現。

根據岩象與岩石學分析，藉由綠簾石-斜黝簾石岩內殘餘的鈉長石、鉀長石與碳物質證實其原岩為變質泥質岩，再受到富含鈣、矽的熱液換質後形成綠簾石-斜黝簾石岩。且同一期熱液換質事件形成了緊鄰的軟玉礦床。樣本中脈狀金雲母以裂隙填充的形式沉澱於受剪切之斜黝簾石岩中，寬度介於 1mm-1cm，並緊鄰閃玉與蛇紋岩。於偏光顯微鏡下觀察，黑雲母粒徑介於 30-80um，彼此緊密鑲嵌且呈無序排列，在平行偏光下呈現淡綠色與弱多色性。

根據電子微探儀礦物化學資料計算，此黑雲母 ($X_{Mg}=0.69$) 組成介於 Mg-biotite 與 Phlogopite 之間，且根據 Nachit (2005) 提出的 TiO_2 -FeO-MgO 分類法屬於 Neoform Biotite，此外根據與之共生的綠泥石地質溫度計計算，其形成溫度約為 $289\pm 10^\circ C$ ，證實其係由低溫熱液所形成之熱液黑雲母。而在較遠離超基性岩的變質泥質岩中同樣也觀察到了熱液黑雲母存在，然而其 $X_{Mg}=0.49$ ，鎂元素比例明顯較鄰近超基性岩中的黑雲母礦脈低，指示鎂元素應是自超基性岩擴散。

綜合對此樣本的各项觀察，並綜合前人研究線索，在此臺灣閃玉熱液換質事件的後期，富含鈣、矽的變質熱液以變質泥質岩和蛇紋岩之接觸邊界為通道，伴隨由超基性岩提供的鎂、鐵元素，變質泥質岩所提供的鉀、鋁、矽元素在與變質高孔隙水壓的情形沉澱了此脈狀黑雲母於裂隙之中。根據前人研究，此事件可能發生於上新世晚期(3.3Ma)，為臺灣閃玉成礦熱液作用晚期事件。

關鍵字：臺灣閃玉、玉里帶、黑雲母礦脈、熱液換質

Abstract

The Yuli Belt, located at the southeastern Taiwan, is regarded as metamorphosed subduction complex, and mainly composed of metapelites and quartz-mica schists with few metamorphic mafic and ultramafic rocks and high-pressure blocks, which were formed during the late-Miocene subduction event. We firstly discovered biotite veins of metamorphic hydrothermal origins in the Yuli Belt. These biotite veins are predominantly composed of biotite (90%) with minor K-feldspar (6%) and calcite (4%).

According to the petrological analyses, the host rock of vein, epidote-clinozoisite rock was recognized as meta-pelite, which contains relict albite and carbonaceous materials, then was metasomatized by hydrothermal fluid rich in Ca and Si. Petrographically, the biotite grains are 30-80 μm in diameter with interlocking texture and random orientation, and show pale-green color and weak pleochroism under PPL. Based on the analysis of electron microprobe analyzer, the compositions of these biotites ($X_{\text{Mg}}= 0.69$) fall between Mg-biotite and phlogopite, and belong to neo-form biotite, in terms of classification, the $\text{TiO}_2\text{-FeO-MgO}$ ternary diagram, proposed by Nachit (2005). In addition, the formation temperature is estimated as $289\pm 10^\circ\text{C}$, coexisting with chlorite, which suggests that these biotite were formed in low-temperature hydrothermal condition. The host rocks, sheared clinozoisitic rock, of biotite veins occurred with nephrite deposits, which was formed in late Pliocene (3.3 Ma). This biotite-forming metasomatic event, therefore, could be occurred as the same stage of the hydrothermal mineralization of nephrite. The metasomatism occurred between the ultramafic rocks (Fe, Mg provider) and meta-pelites (K, Al and Si provider) interacted with the Ca-, Si- and CO_2 -rich metamorphic hydrothermal fluids, to precipitate biotite in the fissures under the condition of high pore water pressure.

Key Words: Taiwan Nephrite, Yuli Belt, Biotite Vein, Hydrothermal Alteration

口試委員審定書



國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書
MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

花蓮天星礦場黑雲母礦脈成因探討

Occurrences and Genesis of Biotite Veins in the Tian-Shing Mine of Hualien, Taiwan

本論文係 涂家綸 R10224210 在國立臺灣大學 地質科學研究所 (系/所/學位學程) 完成之碩士學位論文，於民國 113 年 1 月 12 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department / Graduate Institute of Geosciences on 01/12/2024 have examined a Master's Thesis entitled above presented by Chia-Lun Tu R10224210 (student ID) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

吳聖亭 朱傲祖 詹乙凱

(指導教授 Advisor)

鄧水強 _____ _____

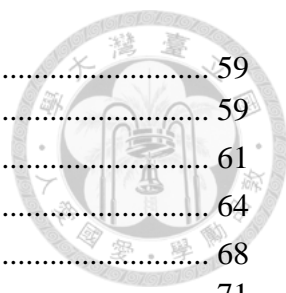
系 (所、學位學程) 主管 Director: _____

目錄



致謝	i
摘要	ii
口試委員審定書	iv
目錄	v
圖目錄	vii
表目錄	ix
本研究常用礦物名稱縮寫及成分對照表	x
第一章 前言	1
1.1 研究目的	1
1.2 地質背景	2
1.2.1 玉里帶	2
1.2.2 綠簾石-斜黝簾石岩	4
1.3 前人研究	7
第二章 研究方法	12
2.1 野外地質調查與樣本採集	12
2.1.1 地理位置	12
2.1.2 採樣位置	13
2.2 樣本製備	13
2.2.1 樣本前處理	13
2.2.2 岩石厚片樣本	13
2.2.3 岩石光學薄片樣本	14
2.2.4 岩石粉末樣本	15
2.2.5 冷鑲埋樣本	16
2.3 實驗方法與儀器	17
2.3.1 偏光顯微鏡(Polarizing Microscope)	17
2.3.2 掃描式電子顯微鏡與能量散射光譜儀 (SEM & EDS).....	18
2.3.3 微區螢光光譜分析儀(Micro-XRF).....	20
2.3.4 電子微探分析儀 (Electron Probe MicroAnalyzer , EPMA).....	22
2.3.5 拉曼光譜儀 (Raman Spectrometer).....	23
2.3.6 X 光粉末繞射分析 (X-ray Powder Diffractometer , XRD).....	26
第三章 研究結果	28
3.1 野外產狀與樣本描述	28
3.1.1 野外產狀描述	28
3.1.2 樣本描述	31
3.2 礦物組成與岩象觀察	33
3.2.1 綠簾石-斜黝簾石岩	33
3.2.3 Type I 型礦脈	37
3.2.4 Type II 型礦脈	50
3.2.5 Type III 型礦脈	51
3.2.6 變質泥質岩	54
3.2.7 矽質片岩	56
3.2.8 樣本 T0401-2 (Type I 礦脈)	58

第四章 討論	59
4.1 綠簾石-斜黝簾石岩之原岩	59
4.2 新生斜黝簾石與圍岩斜黝簾石之比較	61
4.3 黑雲母礦脈礦物學分類	64
4.3.2 黑雲母成因分類	68
4.4 雲母主量元素比較	71
4.5 綠泥石地質溫度計與結果比較	73
4.6 黑雲母地質壓力計	76
4.7 黑雲母礦脈成因假說	76
第五章 結論	80
參考資料	81
附錄一 樣本 220926-03 金雲母礦脈 EDS Mapping 影像	86



圖目錄

圖 1.2.1 玉里帶與豐田地區地質圖。	3
圖 1.2.2 玉里帶藍閃石片岩 P-T-t 路徑。	3
圖 1.2.3 臺灣閃玉與其相關岩石野外產狀示意圖。	4
圖 1.2.4 角礫岩化之綠簾石-斜黝簾石岩。	5
圖 1.2.5 臺灣玉假想剖面化學成分變化圖。	5
圖 1.2.6 綠簾石-斜黝簾石岩碎屑鋯石陰極發光影像。	6
圖 1.2.7 二八面體雲母與三八面體雲母。	8
圖 1.2.8 黑雲母分類圖。	8
圖 1.2.9 Ustrem-Lesovo 礦區黑雲母礦脈野外產狀。	9
圖 2.1.1 採樣地點位置示意圖。	12
圖 2.1.2 採樣位置示意圖。	13
圖 2.3.1 偏振光與偏光顯微鏡之原理示意圖。	17
圖 2.3.2 掃描式電子顯微鏡構造示意圖。	19
圖 2.3.3 本研究所使用之場發射槍掃描式電子顯微鏡 FEI quanta 200f.....	20
圖 2.3.4 本實驗所使用之 M4 Tornado Plus 桌上型 Micro-XRF 分析儀。	21
圖 2.3.5 中央研究院地球科學研究所 JEOL JXA-8900R 電子微探分析儀。	22
圖 2.3.6 光子散射能量示意圖	23
圖 2.3.7 散射示意圖	24
圖 2.3.8 本實驗所使用之 FHR1000 顯微拉曼光譜儀。	25
圖 2.3.9 布拉格繞射示意圖。	26
圖 2.3.10 粉末結晶繞射所產生之繞射圓形。	26
圖 3.1.1 天星礦場野外露頭照片。	29
圖 3.1.2 綠簾石-斜黝簾石岩與蛇紋岩與變質泥質岩的接觸邊界。	29
圖 3.1.3 受到強烈的剪切與角礫岩化的綠簾石-斜黝簾石岩。	30
圖 3.1.4 蛇紋岩表面之擦痕構造。	30
圖 3.1.5 樣本 220926。	32
圖 3.1.6 岩石破裂型態成因分類。	32
圖 3.2.1 淺灰色基質偏光顯微鏡影像。	33
圖 3.2.2 綠簾石-斜黝簾石基質 BSE 影像。	34
圖 3.2.3 深色綠簾石-斜黝簾石基質偏光顯微鏡影像。	35
圖 3.2.4 具有 Melt-Filled fracture 特徵之綠簾石-斜黝簾石基質。	36
圖 3.2.5 Type I 型礦脈反射光影像。	37
圖 3.2.6 Type I 型礦脈掃描式電子顯微鏡背散射 (SEM-BSE) 影像.....	38
圖 3.2.7 Type I 型礦脈。	39
圖 3.2.8 含有方解石之 Type I 型礦脈。	40
圖 3.2.9 Type I 金雲母礦脈掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀成像(SEM-EDS Mapping)。	41
圖 3.2.10 掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。	42
圖 3.2.11 Type I 礦脈中新生斜黝簾石電子微探影像(EPMA Mapping)。	43
圖 3.2.12 Type I 礦脈 Micro-XRF Mapping 結果。	47
圖 3.2.13 Type I 礦脈各元素 Micro-XRF Mapping 結果。	48
圖 3.2.14 樣本 220926 黑雲母礦脈樣本 X 光粉末繞射結果。	49
圖 3.2.15 樣本 220926 新生斜黝簾石拉曼光譜鑑定結果。	49

圖 3.2.16 Type II 礦脈偏光顯微鏡影像。.....	50
圖 3.2.17 Type II 型礦脈掃描式電子顯微鏡背散射影像(SEM-BSE)。.....	51
圖 3.2.18 Type III 礦脈偏光顯微鏡影像。.....	52
圖 3.2.19 Type III 礦脈可見光影像與背散射影像。.....	53
圖 3.2.20 變質泥質岩 (SEM-BSE)影像與(EDS-Mapping)影像。.....	54
圖 3.2.21 變質泥質岩掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。.....	55
圖 3.2.22 變質泥質岩 (SEM-BSE)影像與(EDS-Mapping)影像。.....	56
圖 3.2.23 矽質片岩樣本掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。.....	57
圖 3.2.24 樣本 T0401 纖維狀之新生斜黝簾石。.....	58
圖 4.1.1 綠簾石-斜黝簾石岩中鈉長石殘餘相背散射影像。.....	59
圖 4.1.2 變質泥質岩中斜黝簾石與褐簾石背散射影像。.....	60
圖 4.2.1 綠簾石-斜黝簾石岩圍岩掃描式電子顯微背散射(SEM-BSE)影像。.....	61
圖 4.2.2 具有高鐵核心(亮區)與振盪環帶之新生斜黝簾石 BSE 影像。.....	63
圖 4.3.1 Foster (1960)黑雲母分類圖。圖片改自 Foster (1960)。.....	64
圖 4.3.2 黑雲母樣本分類結果。.....	65
圖 4.3.3 Deer (1992)所提出之黑雲母分類圖。圖片改自 Deer (1992)。.....	65
圖 4.3.4 Deer (1992)黑雲母分類圖。.....	66
圖 4.3.5 變質泥質岩樣本 TT05-4 中黑雲母成分分類投圖。.....	67
圖 4.3.6 黑雲母樣本使用 Deer (1992)成分分類投圖結果。.....	67
圖 4.3.7 黑雲母成因分類。圖片改自 Nachit (2005)。.....	68
圖 4.3.8 本研究中不同樣本黑雲母成因分類。.....	69
圖 4.3.9 黑雲母成分分類圖細部。.....	70
圖 4.4.1 黑雲母化學成分比較圖。.....	71
圖 4.4.2 黑雲母假想剖面化學成分比較圖。.....	72
圖 4.5.1 樣本 220926 金雲母礦脈中共生之斜鎂綠泥石背散射影像。.....	74
圖 4.5.2 樣本 220926 金雲母礦脈中共生之綠泥石偏光顯微影像。.....	75
圖 4.7.1 臺灣閃玉相關熱液換質岩石成分投影圖。改繪自吳冠何 (2020)。.....	76
圖 4.7.2 金雲母礦脈與臺灣閃玉成因中尺度示意圖。.....	79
圖 4.7.3 金雲母礦脈成因示意圖。.....	79

表目錄



表 1.2.1 Ustrem-Lesovo 礦區黑雲母礦脈成分與圍岩之比較。.....	10
表 3.2.1 黑雲母礦脈樣本 220926-01 EPMA 分析結果.....	44
表 3.2.2 黑雲母礦脈樣本 220926-01 EPMA 分析結果.....	44
表 3.2.4 黑雲母礦脈樣本 220926-04 EPMA 分析結果.....	45
表 3.2.3 黑雲母礦脈樣本 220926-03 EPMA 分析結果.....	45
表 3.2.6 變質泥質岩樣本 TT05-4QMS 黑雲母 EPMA 分析結果.....	46
表 3.2.5 變質泥質岩樣本 TT05-4BS 黑雲母 EPMA 分析結果.....	46
表 4.2.1 新生斜黝簾石與圍岩斜黝簾石 EPMA 分析結果。.....	62

本研究常用礦物名稱縮寫及成分對



中文名稱	英文名稱	英文簡寫	成分
磷灰石	Apatite	Ap	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$
鈉長石	Albite	Ab	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
褐簾石	Allanite	Aln	$\text{Ca}(\text{Ce,La,Y,Ca})\text{Al}_2(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$
黑雲母	Biotite	Bt	Group
方解石	Calcite	Cal	CaCO_3
斜黝簾石	Clinozoisite	Clz	$\{\text{Ca}_2\}\{\text{Al}_3\}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$
綠泥石	Chlorite	Chl	Group
新生斜黝簾石	Neoformed-clinozoisite	Neo-clz	$\{\text{Ca}_2\}\{\text{Al}_3\}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$
綠簾石	Epidote	Ep	$\{\text{Ca}_2\}\{\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$
石墨	Graphite	Gr	C
石英	Quartz	Qz	SiO_2
金雲母	Phlogopite	Phl	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
榍石	Titanite	Ttn	$\text{CaTi}(\text{SiO}_4)\text{O}$
鉀長石	K-feldspar	K-spar	KAlSi_3O_8
蛇紋石	Serpentine	Srp	$\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$
斜鎂綠泥石	Clinochlore	Clc	$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$

第一章 前言



1.1 研究目的

臺灣閃玉，又稱臺灣玉，為一具有悠久文化底蘊之寶石，早於千年前即被原住民作為飾品或工具使用。於 1956 年由成功大學廖學誠教授再次發現，並證實這些在日治時期開採石綿時被視作「廢石」的綠色岩石即是閃玉。在往後幾年臺灣玉的開採逐漸熱絡，並在 1975 年達到高峰，甚至一度成為世界閃玉加工與出口量之冠。然而於 1975 年後，受到全球經濟情況、進口寶石增加以及開採成本上升等內憂外患所影響，臺灣閃玉的產量逐年下滑並逐漸式微，並於 1980 年後陸續停產。

臺灣閃玉的學術研究也與礦業活動息息相關。臺灣閃玉的研究最初始於 1960 年代，於 1970 年代達到高峰，然而隨著礦場陸續停工，樣本採集與野外調查受到阻礙使得相關研究逐漸減少。而在眾多的研究當中，至今為止有關臺灣閃玉的成因以及其相關岩石已有著非常詳細之研究(Tan and Chuay, 1979；陳，1979；Yui et al., 1988, 1990, 2014；林，2017；吳，2020)。

在眾多針對臺灣閃玉相關的前人研究中，僅有林佳穎 (2017)曾於臺灣閃玉礦區天星礦場、研究樣本編號 T0401 中報導金雲母-黑雲母固溶體以脈狀形式填充在綠簾石-斜黝簾石岩圍岩中。但由於此樣本並非其研究重點，因此僅在論文中引述前人相似研究，並推測其為熱液換質產物。然而前人研究之脈狀金雲母皆為和岩漿侵入相關的熱液作用，與此樣本自變質岩母岩之地質環境相去甚遠，且過去黑雲母固溶體礦脈相關研究中幾無與變質岩區關聯的產狀報導。因此本研究期望以電子微探分析，結合巨觀、微觀尺度下之岩象觀察，探討天星礦場地區黑雲母固溶體礦脈之形成環境以及其形成原因。



1.2 地質背景

1.2.1 玉里帶

天星礦場位於花蓮豐田地區，於臺灣地質分區中屬於大南澳片岩中的玉里帶。大南澳片岩可再分為玉里帶和太魯閣帶，最初認為是中生代白堊紀時因古太平洋板塊隱沒所產生的成雙變質帶 (Yen, 1963)。玉里帶主要岩性為變質泥質岩 (Meta-pelite)，並夾雜許多鎂鐵-長英質變質火成岩、蛇紋岩和高壓變質岩塊體等 (圖 1.2.1)。變質泥質岩因其含有大量石墨或黑雲母斑狀變晶等黑色礦物的絹雲母石英片岩，因此外觀呈現深黑色，故又稱黑色片岩、石墨片岩。當片岩中深色礦物的比例減少時，片岩外觀呈現灰白至黃白色。玉里帶中的蛇紋岩塊主要由北至南分佈在花蓮豐田、鳳林、萬榮、瑞穗，最南至玉里等地。

儘管最初因玉里帶有著較高的變質程度而被認為是相對古老的地層，然而隨著地球化學分析技術之進步以及逐漸增加之定年資料，利用鋯石鈾鉛定年法獲得玉里帶中藍閃石片岩生成年代為 15-16 百萬年前 (Chen, 2017)，而周圍變質泥質岩年代為中新世，間接證實玉里帶應形成於 15-16 百萬年之後，且為蓬萊造山運動早期因板塊隱沒所形成之變質混同層，而非先前所認為中生代白堊紀古太平洋板塊隱沒所形成。

玉里帶為一 Barrovian type 形式之變質作用，其變質作用峰值溫壓約為 $560 \pm 30^\circ\text{C}$ 與 13 ± 1 kbar (Baziotis et al., 2017)。儘管目前普遍認同 13-14 kbar 之峰值壓力，但 Huang (2020) 等人運用熱力學相平衡模擬運算指出玉里帶當中的藍閃石片岩可能記錄著高達 22 kbar 的峰值壓力 (圖 1.2.2)。

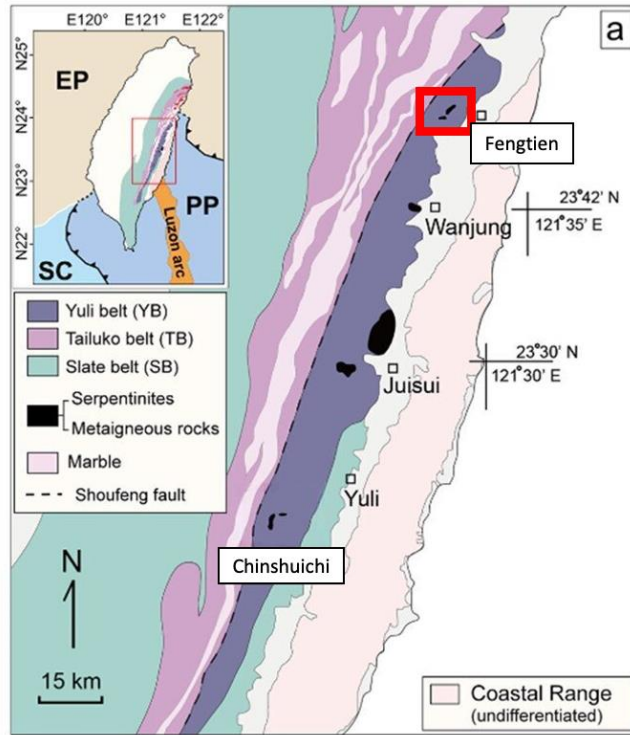


圖 1.2.1 玉里帶與豐田地區地質圖。圖片改自羅文翰 (2022)

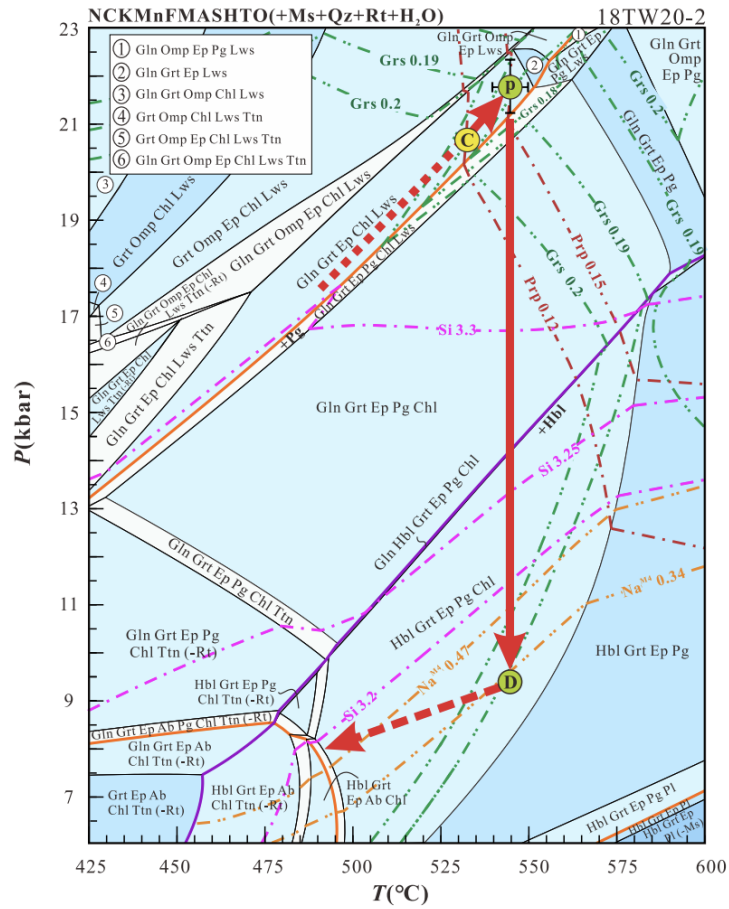
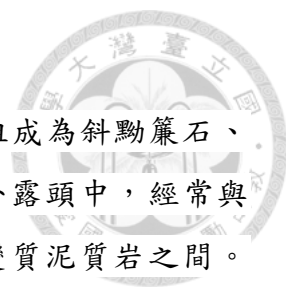


圖 1.2.2 玉里帶藍閃石片岩 P-T-t 路徑。取自 Huang (2020)



1.2.2 綠簾石-斜黝簾石岩

綠簾石-斜黝簾石岩為黑雲母礦脈之圍岩，主要礦物組成為斜黝簾石、綠簾石、綠泥石、楣石、褐簾石、鉀長石、鈉長石。於野外露頭中，經常與臺灣閃玉、透輝石岩或鈣鋁榴石共生，並出露於蛇紋岩與變質泥質岩之間。當這些岩石同時出露於同一剖面時，出露順序經常呈現變質泥質岩—綠簾石-斜黝簾石岩—透輝石岩—閃玉—蛇紋岩（圖 1.2.3）。

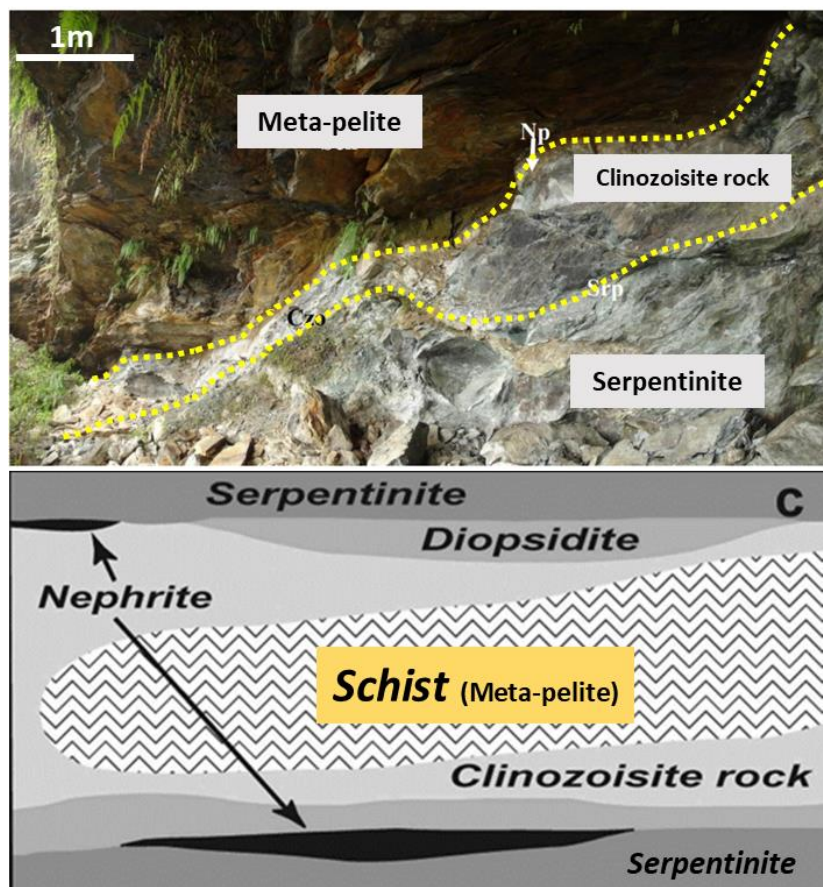


圖 1.2.3 臺灣閃玉與其相關岩石野外產狀示意圖。改繪自 Yui (2014)、林佳穎 (2017)。

林佳穎 (2017) 針對花蓮天星礦場臺灣閃玉與綠簾石-斜黝簾石岩研究指出，綠簾石-斜黝簾石富集帶可能為熱液換質帶之特徵 (Brunsmann et al., 2000)，且臺灣閃玉礦體周遭圍岩多有明顯的角礫岩化作用 (圖 1.2.4)，並經常可見斷層擦痕，指示形成臺灣閃玉與綠簾石-斜黝簾石岩之熱液可能經由斷層剪切所產生的裂隙移動，並將路徑上之岩石換質。



圖 1.2.4 角礫岩化之綠簾石-斜黝簾石岩。圖片取自林佳穎 (2017)。

若將臺灣閃玉與其相關岩石以一假想成分剖面呈現 (圖 1.2.5)，可以觀察到鈣元素富集的特徵，以及鈉、鉀元素的流失。由於形成臺灣玉的換質系統為一開放系統，因此鈉元素與鉀元素的流失並非問題，然而鈣元素之富集以及其來源則是近十多年研究所聚焦的問題。

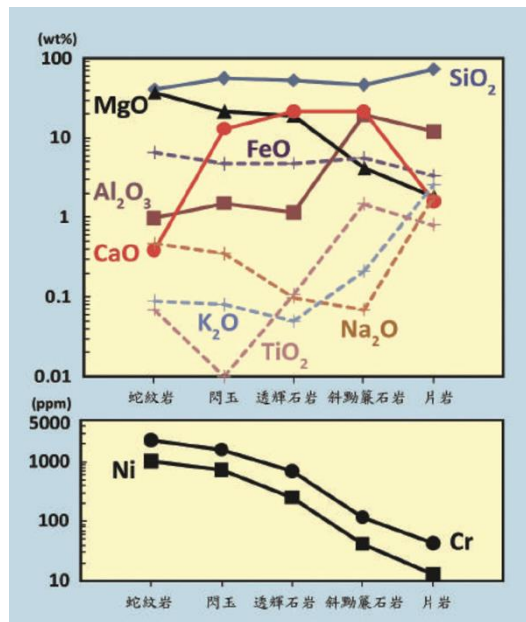


圖 1.2.5 臺灣玉假想剖面化學成分變化圖。取自 Yui (2016)

Yui (2014) 觀察到於綠簾石-斜黝簾石岩中之碎屑鋁石多存在一層極薄之反應圈 (圖 1.2.6)，並認為此反應圈係由形成臺灣閃玉、綠簾石-斜黝簾石岩等熱液換質作用中，碎屑鋁石經溶解並再沉澱之結果。Yui (2014) 使用奈米二次離子質譜儀針 (Nano-SIMS) 對此反應圈進行原位鋁石鈷鉛定年。定年結果顯示此熱液換質事件發生年代應為 3.3 ± 1.7 Ma，晚於呂宋島弧與歐亞大陸邊緣碰撞的年代 (~ 6.5 Ma) (Lin et al., 2003)，並以此結果解釋形成綠簾石-斜黝簾石岩與臺灣閃玉的熱液換質事件應發生於弧陸碰撞後的抬升時期。

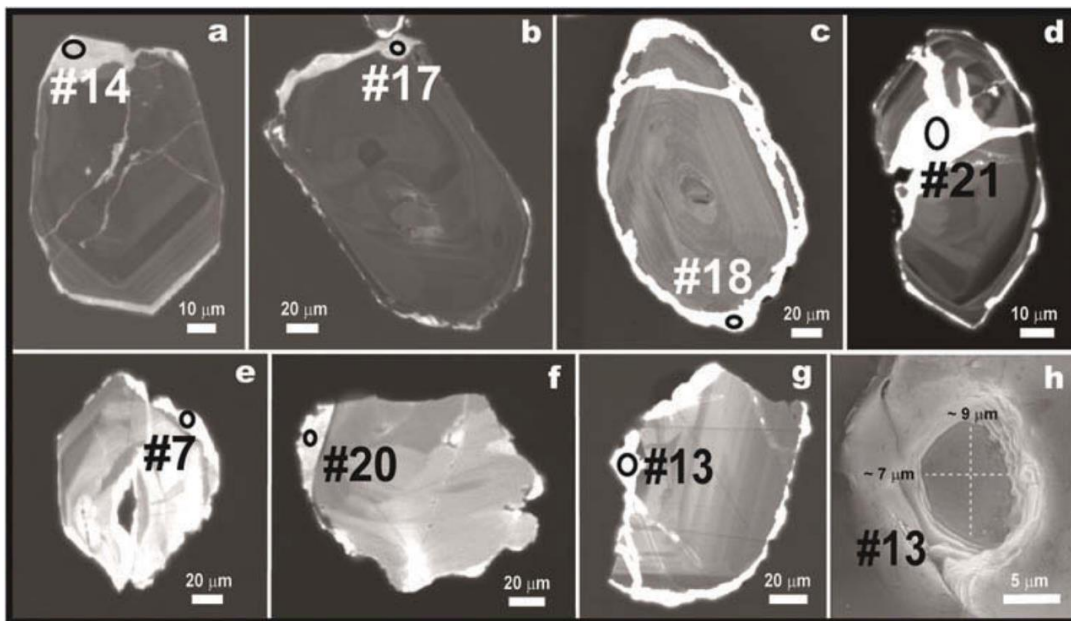


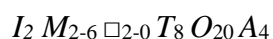
圖 1.2.6 綠簾石-斜黝簾石岩碎屑鋁石陰極發光影像。圖片取自 Yui (2014)。



1.3 前人研究

雲母 (Mica) 屬於片狀矽酸鹽類礦物，為一龐大之礦物族群。不同種類的雲母具有相當大的物理和化學性質差異，但由於其原子成層狀排列，因此皆具有片狀結構和發達之解理。於雲母中，最具有經濟價值的為白雲母 (Muscovite)、金雲母-黑雲母 (Phlogopite-Biotite) 和紫鋰雲母 (Lepidolite) 等。在大多情況下，不同的雲母皆為獨特的礦物性質，而不會與其他雲母形成完全固溶體，僅有金雲母與黑雲母會形成固溶體，為了方便分別此龐大的族群而被分開命名。

根據國際礦物協會 (International Mineralogical Association, Rieder et al., 1998) 所提出雲母族礦物化學式為：



其中：

I = Cs, **K**, Na, NH₄, Rb, Ba, **Ca**

M = Li, Fe (2+, 3+), **Mg**, Mn, Zn, Al, Cr, V, Ti

\square = 晶格空位

T = Be, Al, B, Fe(3+), Si

A = Cl, F, OH, O, S

黑色粗體為最常見之陰、陽離子。

雲母可再細分為兩大種類，分別為二八面體雲母 (Dioctahedral mica) 與三八面體雲母 (Trioctahedral mica) (圖 1.2.6)，差異為其 ΣM 分別為 4 或 6；另一類為真雲母 (True mica) 與脆雲母 (Brittle mica)。真雲母的層間陽離子主要為鉀、鈉，且相較脆雲母具有較高的彈性和延展性。脆雲母的層間陽離子主要為鈣，僅少數情況為鋇，脆雲母相對於真雲母更容易碎裂。

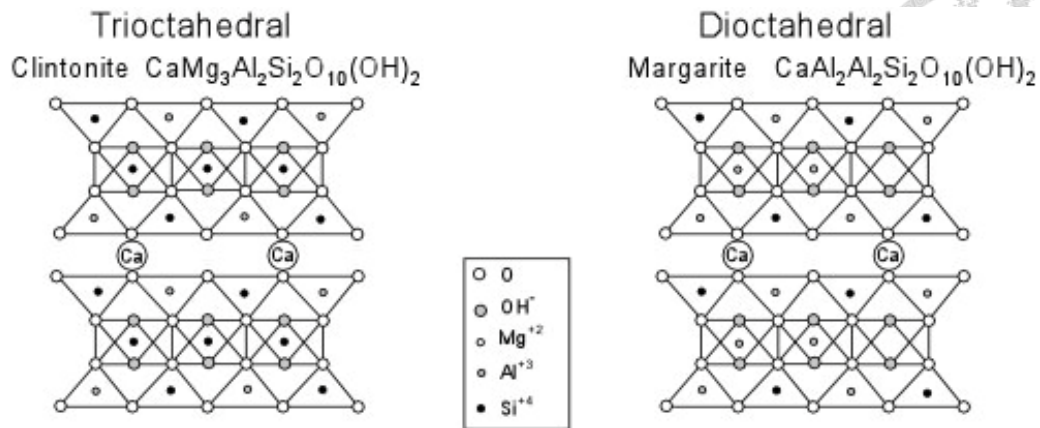


圖 1.2.7 二八面體雲母與三八面體雲母。圖片取自 Nelson (2017)

黑雲母 Biotite

於礦物學中，黑雲母通常用於描述外觀產狀為深色之雲母。更精確之礦物學定義中，黑雲母所指的是金雲母 (Phlogopite)、鐵葉雲母 (Siderophyllite)、鐵雲母 (Annite)、鎂葉雲母 (Eastonite) 和少數罕見端成分之雲母 (圖 1.2.7)。黑雲母為最主要之三八面體雲母之一。於理論中，不論金雲母或鐵雲母在 M site 上皆無存在鋁，然而在多數自然界的黑雲母中，矽有時會被鋁所取代以平衡雲母中的鎂和鐵，使得黑雲母朝向鐵葉雲母 ($\text{K}_2\text{Fe}_4\text{Al}_2\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) 和鎂葉雲母 ($\text{K}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4$) 端元演化。

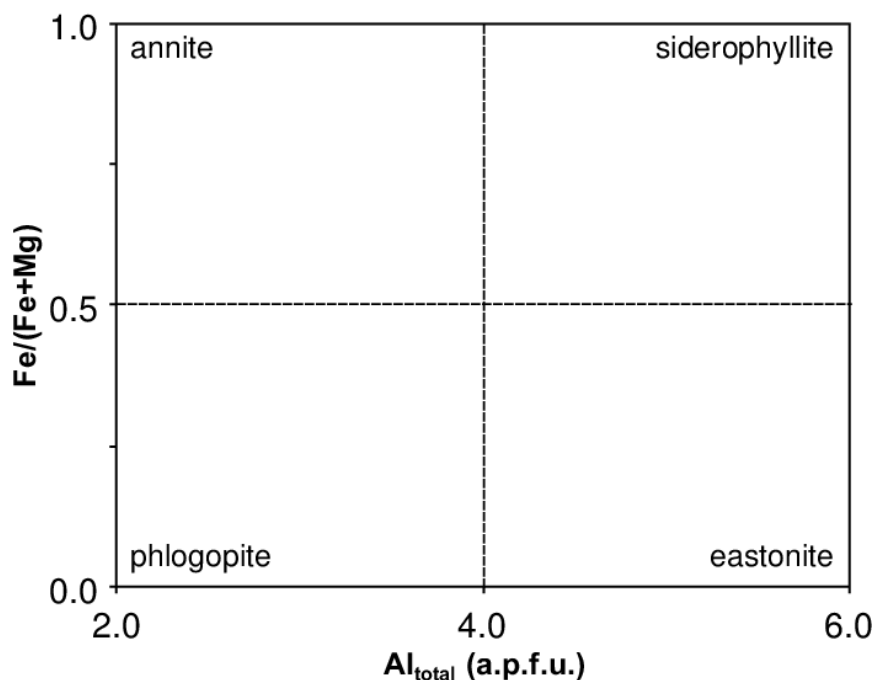


圖 1.2.8 黑雲母分類圖。圖片改自 Deer (1992)

金雲母 Phlogopite

金雲母化學式為 $(K_2Mg_6[Al_2Si_6O_{20}](OH)_4)$ ，主要出現於超基性岩或白雲質大理岩中。金雲母屬於單斜晶系，莫氏硬度介於 2-3，然而金雲母當中部分鎂可能被鐵所取代，因此其成分並不固定。根據 Deer (1992)所提出之定義，金雲母為 $Fe/(Fe+Mg)<0.5$ ，且鋁(a.p.f.u.)小於 4 之黑雲母。

黑雲母礦脈

前人文獻中關於黑雲母礦脈的研究發表非常稀少。Kotov (1988)於保加利亞薩卡山之 Ustrem-Lesovo 礦區中觀察到黑雲母礦脈存在。於此礦區中，黑雲母礦脈經常存在於侵入花崗岩體的邊緣帶中。這些侵入的花崗岩、花崗閃長岩侵入岩體與圍岩皆受到低於綠簾石-角閃石相的區域變質，以及與斷層相關的動力變質作用。而不論在這些侵入岩體或周圍的變質岩圍岩中，都廣泛的分佈著未受到區域變質或變形的硫化鉛-鋅礦體。於這些硫化鉛-鋅礦體中，也存在著許多石英或方解石礦脈，這些礦脈經常被黑雲母礦脈所切穿，指示黑雲母礦脈相比於其圍岩更加年輕。這些黑雲母礦脈多填充於剪切裂隙中，與圍岩存在清晰邊界 (Sharp contact)。黑雲母礦脈寬約 5-10 公分，最長可至 8-10 公尺，並經常沿著岩層走向發育，且為單一礦物 (Monomineralic)存在。

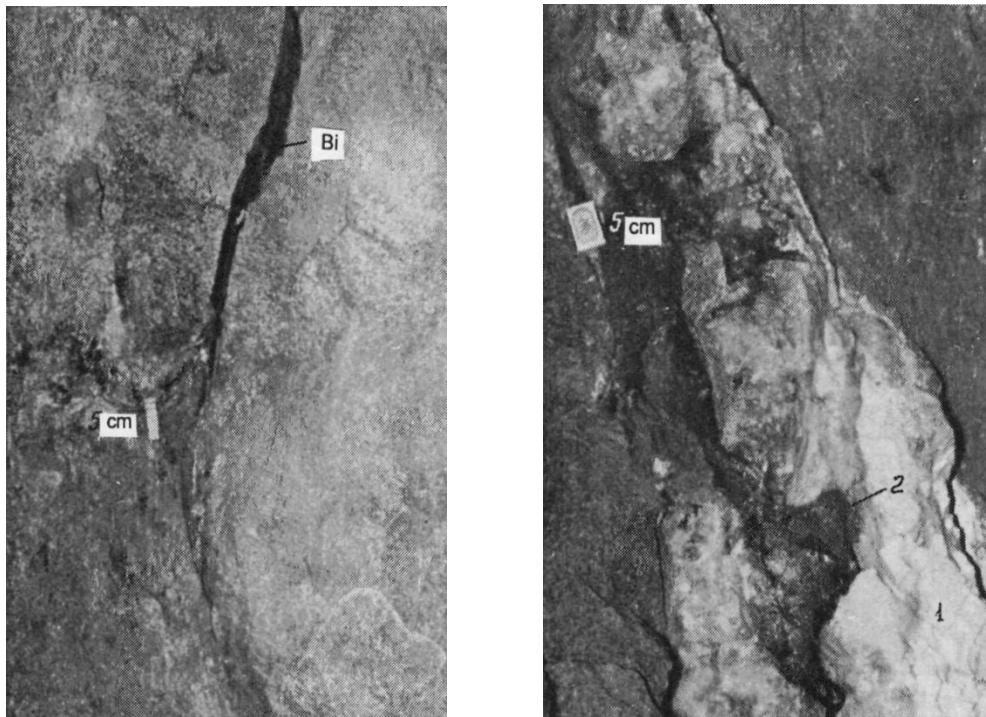


圖 1.2.9 Ustrem-Lesovo 礦區黑雲母礦脈野外產狀。圖片取自 Kotov (1988)

於岩象觀察下，經常可見黑雲母礦物顆粒散佈於礦脈周遭，然而在通透性差的岩石，如石英角頁岩等，散佈於礦脈周遭的黑雲母顆粒就會大量減少甚至不存在，指示這些黑雲母可能是因圍岩受到熱液換質作用所形成。

Kotov (1988)針對這些礦脈中黑雲母進行成分分析，分析結果顯示這些黑雲母具有低鐵(40%)、高鋁(21%)、低鈦(2%)和低錳(0.4%)的特徵，並屬於金雲母-鐵雲母系列(Phlogopite-Annite series)，與周圍岩石的雲母皆有顯著的成分差異(表 1.2.1)。

表 1.2.1 Ustrem-Lesovo 礦區黑雲母礦脈成分與圍岩之比較。取自 Kotov (1988)


Main characteristics	Vein		Rock-forming				
	22-82	143-83	meta-quartz diorite		meta-granite		schist
Total iron content	41	40	43	47	54	57	44
Oxidation of iron	3	8	15	24	18	20	45
Alumina content	21	21	22	23	13	12	13
Alkalinity	68	68	57	57	1.1	1.2	1.1
Titanium content	2	3	4	5	6	5	5
Manganese content	0.4	0.4	0.8	0.8	0.3	2	0.3

Main chemical characteristics were calculated with these formulas, in %: total iron = $Fe \cdot 100 / (Fe + Mg)$; oxidation of iron = $Fe^{3+} \cdot 100 / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$; alumina content = $Al \cdot 100 / (Al + Fe + Mg + Na + Ti + Si)$; alkalinity = $(K + Na + Ca) \cdot 100 / Al$; titanium content = $Ti \cdot 100 / (Ti + Fe + Mg + Mn)$; manganese content = $Mn \cdot 100 / (Mn + Ti + Mg + Fe)$.

此外，Kotov (1988)也針對黑雲母中的液、氣相包裹體組成進行分析。黑雲母礦脈中液包體均化溫度顯示約為 250-280°C，而流體中陰離子主要組成為碳酸氫根(HCO₃⁻)(50-60%)、氟(20-30%)與氯離子(10-20%)，陽離子組成為鈣離子(30-50%)、鎂離子(20-30%)、鉀離子(約 20%)和少量鈉離子(5-10%)。而液包體氣體組成具有相當高濃度的二氧化碳分壓(100-600g/kg H₂O)，此外包括甲烷(5-30 g/kg H₂O)，氫氣(3-40 g/kg H₂O)，和氮氣(8-120 g/kg H₂O)。液包體中氟離子、氫氣、碳氫化合物與氮氣皆指示出這個流體來源可能為地殼深部之流體(Deep-seated origin)。

總合以上觀察結果，Kotov (1988)藉由黑雲母礦脈中黑雲母液包體的流體與氣體組成，以及其野外產狀推測其可能為熱液成因，且其熱液來源為地底深處岩漿庫中的流體，其形成溫度、壓力約為>300°C，0.3-1 kbar。

玉里帶金雲母年代學研究



Lo (1996)對於玉里帶高壓變質岩塊體進行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年學研究。其研究樣本為採集自瑞穗地區之藍閃石片岩，以及採集自萬榮含有綠輝石之岩石。其中 Lo (1996)於含綠輝石岩 (Omphacite-bearing rock)中發現了金雲母的存在。這些含有金雲母的含綠輝石岩石以構造包裹體的產狀存在於蛇紋岩塊體中，並與圍岩石英雲母片岩相互穿插，並有著高壓相的礦物組成 (omphacite+zoisite+albite+quartz)，且呈現 Granoblastic 組織。在偏光顯微鏡觀察下，於綠輝石礦物邊界可觀察到退變質 (Retrograde)所形成的黝簾石反應圈，而金雲母與綠泥石即存在於這些礦物的解理面中。這些產狀指示著這些高壓變質岩很可能經歷了綠色片岩相的退變質作用。

Lo (1996)研究結果指出，含綠輝石岩樣本 WW3-3A 中的金雲母其坦原年代為 4.4 ± 0.1 Ma，其認為此年代可能代表後期因蓬萊造山運動使得原先的雲母受到重置之年代，或可以作為玉里帶快速抬升的證據。

第二章 研究方法



2.1 野外地質調查與樣本採集

本研究之樣本取自天星礦場石材堆置場與國立臺灣海洋大學地球科學所礦物與地球化學實驗室，分別由天星礦場礦主與陳惠芬教授團隊採集。調查地點位於花蓮縣豐田火車站以西約 9 公里處、清昌溪東岸之天星礦場。此區域為過去臺灣開採蛇紋石、閃玉、石綿與滑石之重要產區。然而由於礦場停止開採，現已無法前往，因此本研究之野外調查部分將以前人研究為主要基礎 (林佳穎，2017；吳冠何，2020)。

2.1.1 地理位置

天星礦場位於花蓮縣秀林鄉、白鮑溪上游西原荖腦山西北側。東側緊鄰山益礦場、理建礦場、理新礦場和壽豐礦場。進入壽豐溪後沿其支流清昌溪溯溪而上可達。天星礦場分布於標高 300-1400 公尺之間，而閃玉出露於標高 800-900 公尺之間。行政區屬於花蓮縣秀林鄉文蘭村。然而因其地理位置緊鄰壽豐鄉，且過去臺灣閃玉產業多由壽豐鄉豐田地區進行加工出口，因此在過去研究中多以豐田地區稱呼此區域。

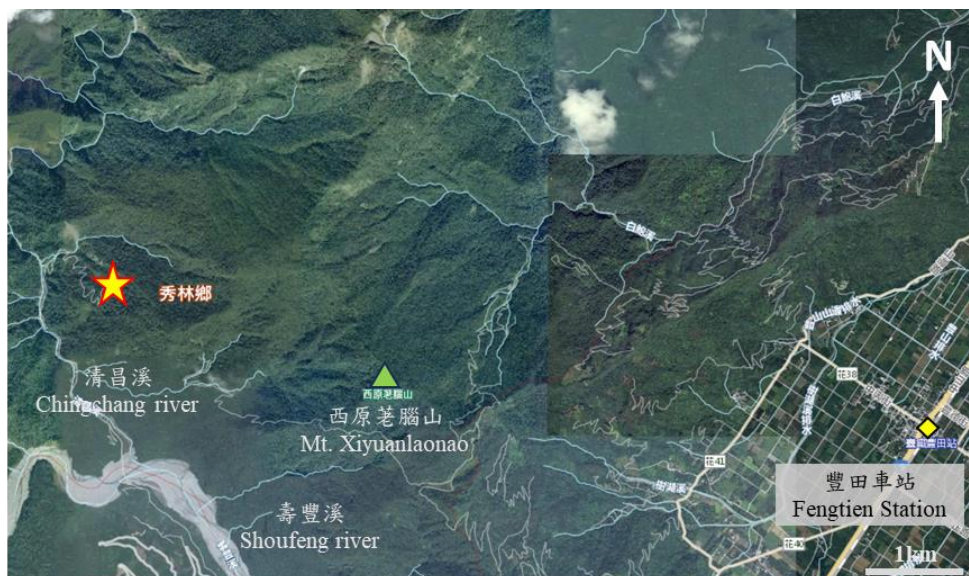


圖 2.1.1 採樣地點位置示意圖。星號處為採樣地點(天星礦場辦公室)。圖片修改自內政部國土繪測中心航照正射影像圖。



2.1.2 採樣位置

天星礦場開採方式包括露天開採與坑道開採，然而因多年未營運，露頭多被崩塌物與植被覆蓋，且因交通問題，現階段無法前往礦場，因此本研究採樣位置描述皆來自於前人資料。但根據前人研究紀錄與樣本觀察，本研究樣本採集自天星礦場露天礦坑，於蛇紋岩與其圍岩變質泥質岩接觸帶之交代換質帶 (Metasomatic zone) 上。

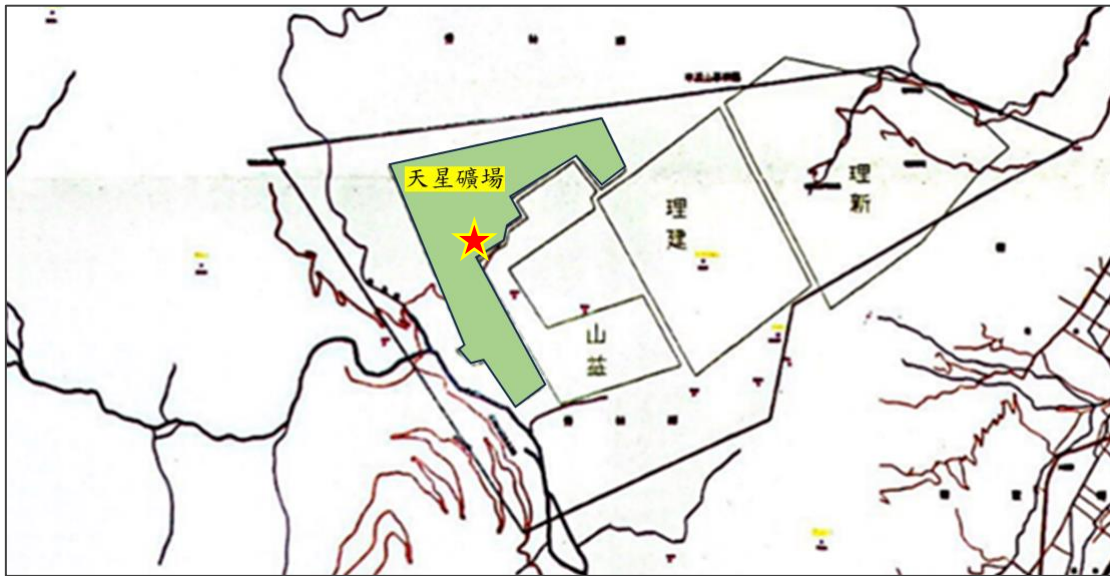


圖 2.1.2 採樣位置示意圖。綠色區域為天星礦場，紅星處則為採樣點。圖片修改自豐田礦業專業區規劃開發計畫成果總報告 (1994)。

2.2 樣本製備

2.2.1 樣本前處理

樣本自野外採集後，清洗表面附著之髒汙與植被，再進行編號與拍照，並依照不同研究需求切割成所需尺寸，再分別製作成厚片、岩石光學薄片、粉末以及一吋冷鑲埋樣本。

2.2.2 岩石厚片樣本

主要用於製作拉曼光譜分析、掃描式電子顯微鏡及能量散射 X 光光譜儀 (SEM-EDS)、微區螢光光譜分析儀與岩石光學薄片分析。

製作流程：

1. 首先於岩石樣本選擇需要分析的區域，接著以地質槌敲擊將樣本擊碎。再以切割機將樣本切割成長約 3 公分、寬約 1.5 公分、厚度約 1 公分之岩塊。此外視需求將樣本以 AB 膠(環氧樹脂)黏貼於載玻片上。
2. 使用電動拋光機依序搭配 200 號、400 號、1200 號、4000 號砂紙細磨，直至表面光滑平整。其中在更換砂紙時會先將樣本放入超音波震盪機中清洗殘餘顆粒，避免樣本表面受到殘餘顆粒刮傷。
3. 最後使用 0.03 μm 鑽石懸浮液搭配拋光布將樣本分析表面拋光，拋光完成後再使用超音波震盪機清洗顆粒，最後置入烘箱烘乾。

2.2.3 岩石光學薄片樣本

主要用於偏光顯微鏡觀察礦物組成與岩石組織(texture)與構造(structure)、拉曼光譜分析、微區螢光光譜分析儀與掃描式電子顯微鏡與能量散射光譜儀分析。

製作流程：

1. 選擇欲分析之表面，使用岩石切割機將樣本切割成長約 3 公分、寬約 1.5 公分、厚度小於 1 公分之岩塊。
2. 使用電動拋光機依序搭配 200 號、400 號、1200 號、4000 號砂紙細磨貼片表面，直至表面光滑平整。其中在更換砂紙時會先將樣本放入超音波震盪機中清洗殘餘顆粒，避免樣本表面受到殘餘顆粒刮傷。
3. 將洗淨的樣本放至加熱板上烘烤直至完全乾燥
4. 帶樣本乾燥且冷卻後，使用環氧樹脂(AB 膠)將樣本與載玻片貼合，再放至加熱板上以 90°C 烘烤一小時。

- 待環氧樹脂完全固化、冷卻後，重複步驟 2 將樣本磨至 $30\mu\text{m}$ (0.03mm)厚，並以偏光顯微鏡確認其達到標準厚度，若未達標則重複上述步驟。
- 使用 $0.03\mu\text{m}$ 鑽石懸浮液搭配拋光布將樣本分析表面拋光，拋光完成後再使用超音波震盪機清洗顆粒，最後置入烘箱烘乾。

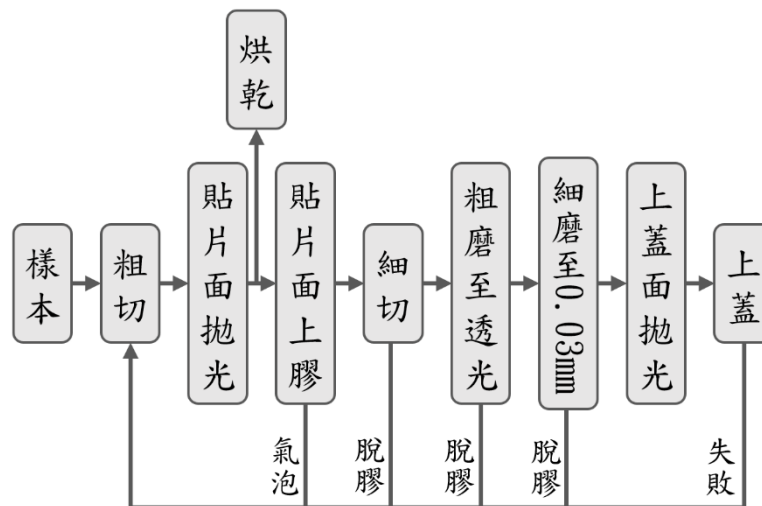


圖 2.2.3 岩石光學薄片製作流程圖

2.2.4 岩石粉末樣本

主要用於 X 光粉末繞射分析，可針對目標樣本分析其礦物組成與岩石種類。

製作流程：

- 將欲分析之樣本以岩石切割機或地質錘分解成約一立方公分之碎塊，小尺寸樣本可略過此步驟。
- 將樣本放入鋼鉢，以敲擊之方式擊碎樣本，為防岩石顆粒與鋼鉢過度摩擦產生碎屑混入樣本，應避免使用磨製的方式。並使用適當目數篩網將粗細顆粒分離，再將粗顆粒放回鋼鉢繼續敲擊。
- 將細顆粒的樣本放入瑪瑙研鉢，將樣本研磨至粉狀。
- 將研磨完成之樣本放入玻璃罐中儲藏，於分析前倒入載台並以載玻片壓平即可分析。



2.2.5 冷鑲埋樣本

主要用於電子微探儀、掃描式電子顯微鏡與能量散射光譜儀、微區螢光光譜分析儀。可對分析樣本之礦物化學組成、微量元素含量、元素分布情形與顯微構造。

製作流程：

1. 將欲分析之樣本挑出，並以岩石切割機切割為長約 1.5 公分、寬約 1.5 公分、厚度小於 1 公分之岩塊。
2. 使用吹球與無塵紙清潔樣本與模具，再使用凡士林均勻塗抹於模具內側。
3. 將欲分析之樣本面朝下放入模具整齊排列。
4. 按照環氧樹脂使用說明之比例調配樹脂與硬化劑，待充分攪拌均勻後倒入模具，靜置於 90°C 加熱板上兩小時後移至室溫環境冷卻即可取出樣本。
5. 使用電動拋光機將樣本雙面依序搭配 200 號、400 號、1200 號、4000 號砂紙細磨貼片面，直至表面光滑平整。其中在更換砂紙時會先將樣本放入超音波震盪機中清洗殘餘顆粒，避免樣本表面受到殘餘顆粒刮傷。
6. 使用 0.03 μm 鑽石懸浮液搭配拋光布將樣本分析表面拋光，拋光完成後再使用超音波震盪機清洗顆粒，最後置入烘箱烘乾。



2.3 實驗方法與儀器

本研究實驗所用之分析儀器包括：

- (1) 偏光顯微鏡 (Polarizing Microscope)
- (2) 掃描式電子顯微鏡及能量散佈光譜儀 (Scanning Electron Microscope & Energy Dispersive X-ray Spectrometer, SEM & EDS)
- (3) 微區螢光光譜分析儀 (Micro X-ray fluorescence spectrometry, Micro-XRF)
- (4) 電子微探分析儀 (Electron Probe MicroAnalyzer, EPMA)
- (5) 拉曼光譜儀 (Raman Spectrometer)
- (6) X 光粉末繞射儀 (X-ray Powder Diffractometer, XRD)

2.3.1 偏光顯微鏡(Polarizing Microscope)

偏光顯微鏡藉由岩石光性薄片以觀察岩石與礦物之顯微組織，並可藉由偏振光通過礦物所產生之各種光學現象以判定礦物種類。

光在行進時會垂直行進方向朝向各方向震動。但當光經過吸收、反射、折射等作用後成為只朝單一方向震動的光波，即為偏振光。於偏光顯微鏡中，具有上、下共兩組偏振片，而光源自下方向上射入，先通過下偏光片再穿過上偏光片，且此兩組偏振片方向垂直，因此於理論上光線是無法通過上下兩組偏振片的（圖 2.3.8）。然而因礦物多具有各向異性 (Anisotropy)，當光線經過礦物時，光線會受到偏振因而產生一組快、慢光，且行進方向也會產生改變，因此光線得以通過原

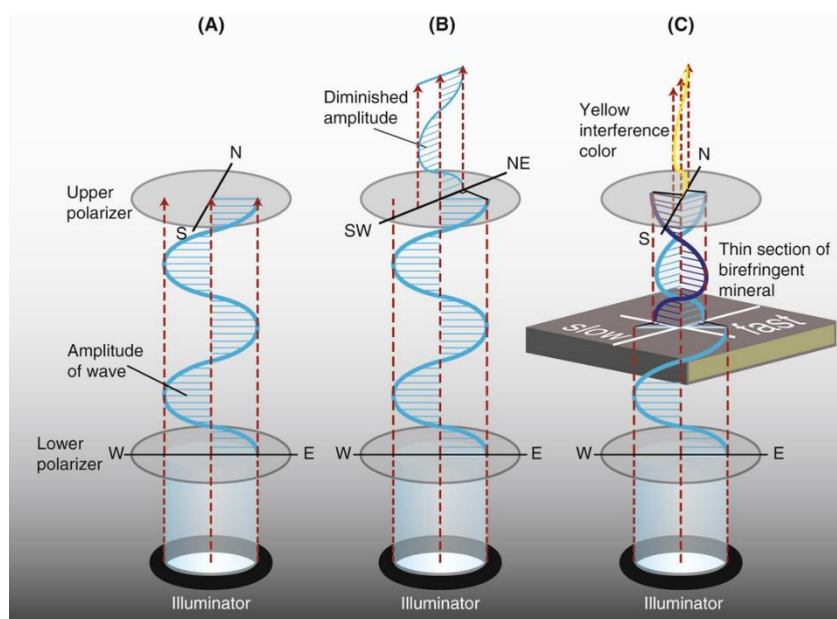


圖 2.3.1 偏振光與偏光顯微鏡之原理示意圖。圖片取自 Klein (2016)

先無法通過之上偏光片。且由於快慢光之光程差係受到礦物之雙折射率差所影響，因此可藉由干涉色之階數 (Order) 判斷其雙折射率差，進一步鑑定礦物種類。

於偏光顯微鏡中，當上下兩組偏光鏡皆置入光路中，稱為正交偏光 (Cross Nicol, XPL)，當只有一組 (下偏光鏡) 置入光路時則稱為平行偏光 (Open Nicol, PPL)。

由於岩石光性薄片厚度也會影響光線干涉程度，因此於偏光顯微鏡中，統一將岩石光性薄片厚度設定為 30um。

2.3.2 掃描式電子顯微鏡與能量散射光譜儀 (Scanning Electron Microscope & Energy Dispersive X-ray Spectrometer, SEM & EDS)

電子顯微鏡 (Electron Microscope) 是利用電子束作為光源的顯微鏡，可分為穿透式和掃描式兩類。而電子束的來源主要可分為熱游離式 (Thermionic Emission) 或場發射式 (Field-Emission)。於電子顯微鏡中，由電子槍所產生的電子束經由 0.2-40 kV 的電壓加速後，再經過通常為三組的電磁透鏡使得電子聚集成微小的電子束而照射樣本表面，再經由電子束與樣本表面的相互作用所釋放出的訊號經電腦轉換後成像。

於電子顯微鏡中，電子槍的用途是提供高亮度、穩定且直徑小的電子束，最常見之電子槍為熱游離式與場發射式。熱游離電子槍之燈絲材料以六硼化鏷 (LaB₆) 和鎢絲兩類為主，其原理是以高溫使得電子具有足夠之能量以克服電子槍材料之功函數 (Work function) 的能障，使電子脫離材料表面進入真空。

場發射式可再細分為冷場發射 (Cold Field emission)、熱場發射 (Thermal Field Emission) 以及蕭基發射 (Schottky Emission) 三類。當真空中金屬表面受到 10^8 V/cm 之加速電場使得電子自材料表面被發射出，此過程即稱為場發射。場發射原理是利用高電場使得電子之電位障礙產生 Schottky 效應，即能障降低和能障寬度變窄，因此電子可穿隧通過能障並脫離陰極，此過程中不需要加熱使得電子跳過功函數障礙。由於場發射電子是由尖銳之陰極尖端所發射出，因此具有高電流密度與極細之電子束。

當電子束撞擊樣本表面後，會產生背向散射電子 (Backscattered Electron)、歐傑電子 (Auger electron)、二次電子 (Secondary Electrons) 及 X 射線等信號。其中，二次電子是主要的成像訊號，係由樣本原子受到入射之電子撞擊，所釋放出弱鍵結之電子。由於是電子能量低，因此只有在表面深度 50-500Å 範圍內所產生之二次電子可以脫離樣本表面，故會受到表面起伏所影響，也因此能夠反映樣本表面形貌。隨後，通過檢測器收集、放大和信號轉換，可以獲取樣本表面之影像，即二次電子影像 (Secondary Electrons Image, SEI)。

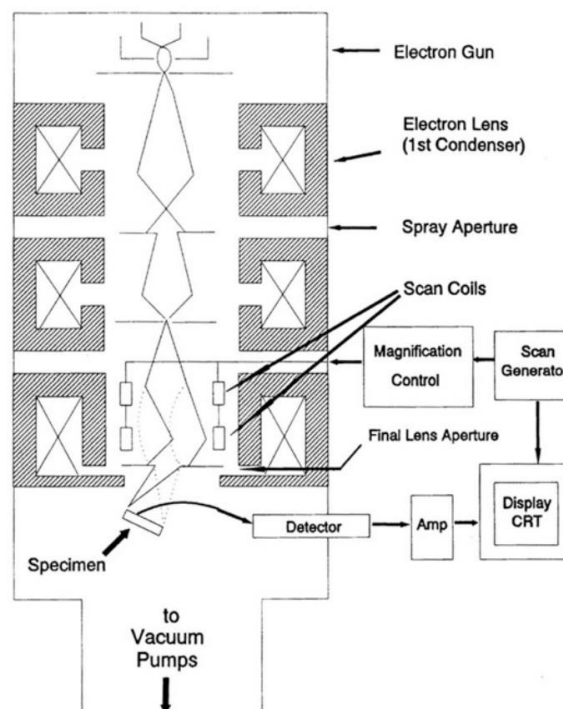


圖 2.3.2 掃描式電子顯微鏡構造示意圖。圖片取自 White (2008)

背向散射電子 (Backscattered Electron, BE) 是入射電子與樣本原子發生彈性碰撞所逃離表面的高能量電子。其能量略小於或等同入射電子之能量。入射電子束所產生的背散射電子數量會因樣本元素不同而有所差異，樣本中元素平均原子量越高的區域會釋放出越多的背散射電子，因此其背散射電子訊號越強，其成像也會越明亮。

能量散射光譜儀 (Energy Dispersive Spectrometer, EDS)

能量散射光譜儀係運用高能電子束聚焦於樣本上激發出 X 光，再藉由所激發出的 X 光來鑑定其成分。而能量散射光譜儀是測量 X 光之能量，由於各元素之能階差異不同，故可藉此判斷元素種類。

本研究使用國立臺灣大學地質科學系之 FEI quanta 200f 場發射槍掃描式電子顯微鏡與 Oxford-EDS 系統，操作時採高真空模式，加速電壓為 15kV。

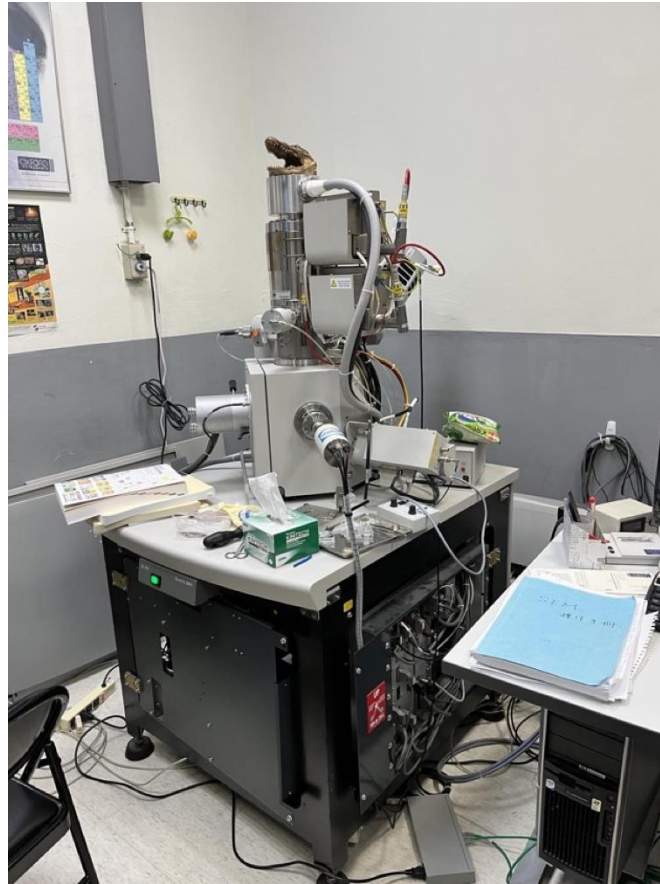


圖 2.3.3 本研究所使用之場發射槍掃描式電子顯微鏡 FEI quanta 200f

2.3.3 微區螢光光譜分析儀(Micro X-ray fluorescence spectrometry, Micro-XRF)

當使用能量 (E) 大於原子內層電子的結合能 (Φ) 之 X 射線照射樣本時，X 射線光子會與樣本中原子發生碰撞，樣本中原子內層軌域之電子在接收足夠能量後會脫離原先之位置，並發射出具有能量 (E- Φ) 之光電子使內層軌域出現空洞，讓整個原子處於激發態。激發態原子外層軌域的高能階電子會跳躍至低能階以填補內層空洞，使原子回歸穩定的基態，此過程稱為電子弛豫 (Electron relaxation)。當外層電子填補內層電子的能量不被吸收而以輻射形式發射出原子時，即為 X 射線

螢光，X 射線螢光之能量為兩能階之能量差，且不同元素會有不同之能量差，因此可藉此檢驗樣本中的原子種類與含量。

而微區螢光光譜分析儀（Micro X-ray fluorescence spectrometry，Micro-XRF）之原理即是將靶材所產生之 X 光經由多導毛細管聚焦於樣本表面激發其 X 射線螢光，因此具有高空間分辨能力，可以在樣品的微小區域進行分析，適用於微區域分析和高解析度成像。總體而言，這項技術利用 X 射線激發產生的螢光，實現對樣品中元素的非破壞性分析，並在空間上提供精確的元素分佈情形。



圖 2.3.4 本實驗所使用中央研究院地球科學研究所之 Bruker 公司所出產之 M4 Tornado Plus 桌上型 Micro-XRF 分析儀。圖片來源：李振維。

2.3.4 電子微探分析儀 (Electron Probe MicroAnalyzer, EPMA)



圖 2.3.5 中央研究院地球科學研究所 JEOL JXA-8900R 電子微探分析儀。

電子微探分析儀原理與掃描式電子顯微鏡和能量散佈光譜儀相似，藉由修改電子顯微鏡使直徑小於 $1\mu\text{m}$ 之高能電子束聚焦於樣本上，使得樣本激發出特徵 X 光。與能量散佈光譜儀不同的是，波長散佈光譜儀係藉由晶體繞射分離特徵 X 光波長而非測量光譜能量。根據布拉格定律 (Bragg's Law)，在固定晶面間距下，需有特定波長 (λ) 以及特定入射角 (θ) 才會產生建設性干涉，且又因為不同元素會有其特定之 X 光波長，因此可藉由波長測定元素存在與其豐度。

本研究所使用中央研究院地球科學研究所之 JEOL JXA-8900R 電子微探分析儀，其使用之繞射晶體分別為 TAP、PETJ、LIFH、TAPH、PETH，加速電壓 15kV ，電流 12nA ，電子束直徑 $2\mu\text{m}$ 。所分析元素為 Si、Ti、Al、Cr、Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K。



2.3.5 拉曼光譜儀 (Raman Spectrometer)

拉曼光譜儀之原理來自於拉曼散射，是由印度物理學家錢德拉塞卡拉·拉曼於 1928 年發現。拉曼散射是指光波在被散射後頻率發生變化的現象，是光子非彈性散射的一種。

當光子撞擊至直徑大於本身波長的粒子時，會與其碰撞，並導致行進方向偏折而產生散射，而光子的散射現象分為彈性散射與非彈性散射兩種：

彈性散射：當光子發生彈性碰撞，散射出來的光子與入射前的光子，其波長、頻率與能量皆相同，又稱為瑞立散射。

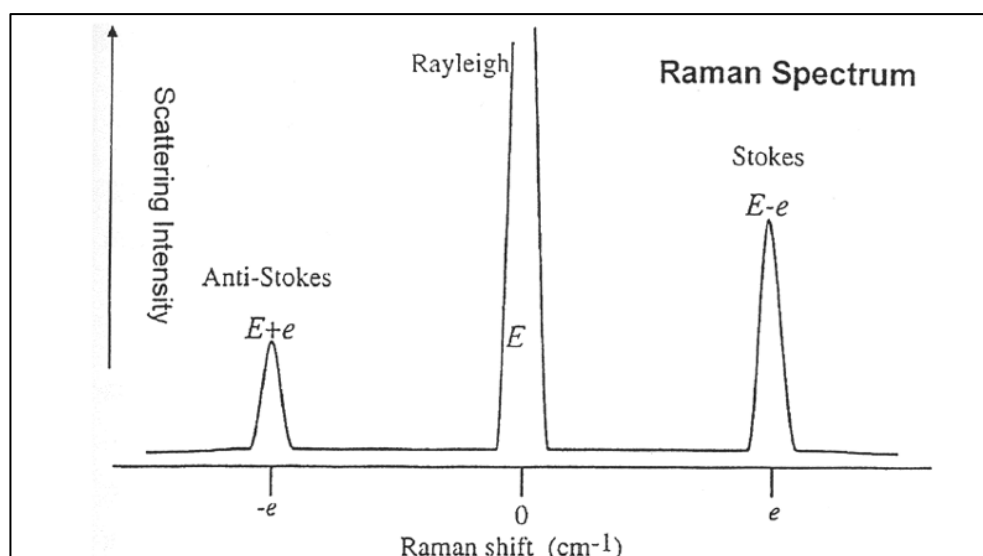


圖 2.3.6 光子散射能量示意圖，圖片取自 McMillian (1985)

非彈性散射：另一部份散射的光子和介質分子之間發生非彈性碰撞，出現能量交換，故散射後的波長、頻率與能量會產生變化，又稱為拉曼散射。

而拉曼光譜儀即是運用此現象，由於特定的鍵結會散射出特殊波長的散射光，因此可以藉此判斷晶格與分子之振動、拉伸及旋扭模式。在拉曼光譜儀中，經常使用可見光(波長 390-780nm)、近紅外線(波長 750-1400nm)以及近紫外線(波長 10-400nm)的雷射做為激發光源。

於正常溫壓下，分子處於基態 (Ground state, m)或是其他低能量的位態 (Vibrational state, n)。這時，假設使用頻率 ν_0 的入射光照射分子，在光子與分子發生碰撞後，分子會得能量並躍遷到激發態 (Virtual state)，接著，激發態的分子



釋放能量降到較低能階並以光波形式釋放能量，假設此光波之散射能量為 ν_1 ，針對 ν_1 的大小，可分為以下三種情況 (圖 2.3.2)：

1. $\nu_1 = \nu_0$ ：
能量沒有變化，即是先前所提到彈性散射之瑞立散射 (Rayleigh scattering)
2. $\nu_1 > \nu_0$ ：
釋放能量後並沒有回到原來的位態，且釋放出之能量大於入射光之能量。使得分子能量的位態較原先低，稱為反斯托克散射 (Anti-Stokes scattering)
3. $\nu_1 < \nu_0$ ：
釋放能量後並沒有回到原來的位態，釋放出之能量小於入射光之能量。也就是分子能量的位態較原先高，稱為斯托克散射 (Stokes scattering)

其中，2和3即為先前所提到之光的非彈性散射現象。而兩者之中，又以斯托克散射較為常見。

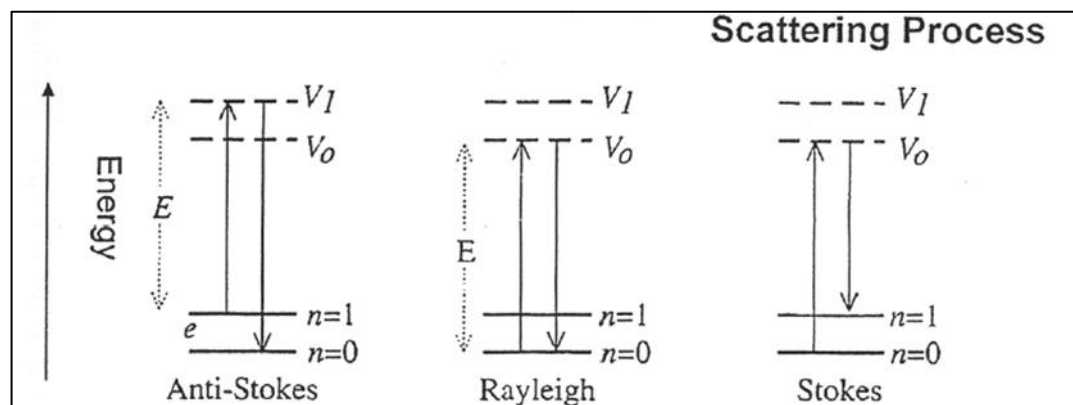


圖 2.3.7 散射示意圖，圖片取自 McMillian (1985)

拉曼光譜儀分析方法：

拉曼光譜儀分析可使用的樣本種類具有較高彈性，視載台形式可使用薄片樣本、厚片樣本以及岩石手標本。

而本研究拉曼光譜分析使用岩石厚片樣本，其處理步驟如下：

1. 選擇欲分析之範圍，並依照實驗需求將岩石樣本切割成特定尺寸之岩塊，如：
長 3 公分，寬 2 公分，高度小於 1 公分。
2. 使用砂紙與自動拋光機將分析面打磨平整。
3. 使用細粒砂紙拋光直至分析表面足夠平整。

接著再將樣本放置於拉曼光譜儀樣本載台，將雷射光源對焦在欲分析的礦物表面，並且遮蔽周遭其他光源後進行測量。待使用測量完畢之後，將測得資料使用程式 LabSpec 或 Crystal Sleuth 等軟體進行比對，尋找最有可能之礦物種類。

本研究使用國立臺灣大學地質科學系之顯微拉曼光譜儀，其雷射波長為 835nm 與 532nm，採用開方式光路，而分光儀為 Horiba 公司所出產之 FHR1000 光譜儀。

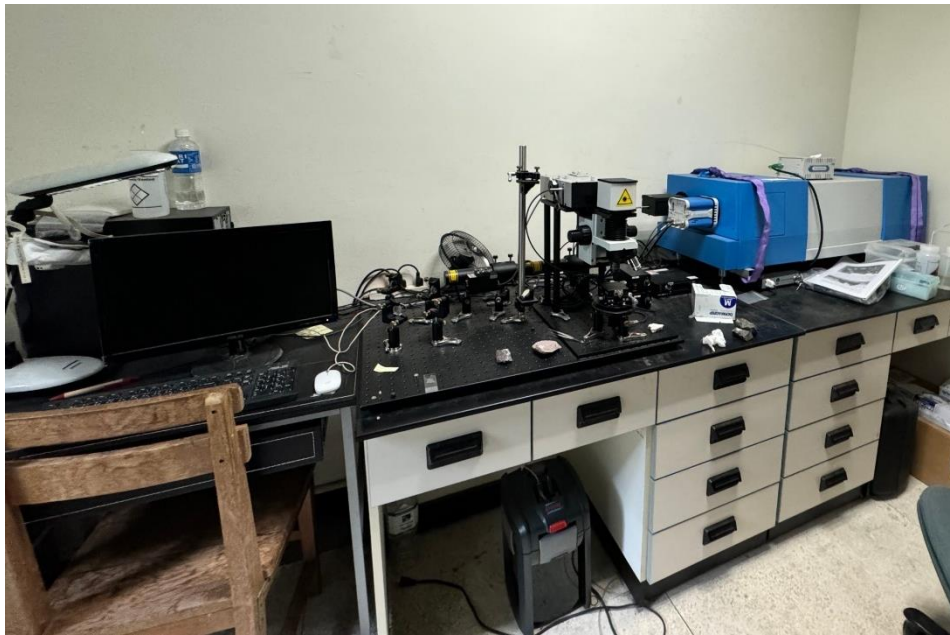


圖 2.3.8 本實驗所使用之 FHR1000 顯微拉曼光譜儀。

2.3.6 X 光粉末繞射分析 (X-ray Powder Diffractometer, XRD)



當粉末樣本受到波長為 λ 的單色 X 光照射時，若樣本中某些顆粒之面間距為 d 之晶格面對入射 X 光正好傾斜 θ 角，符合布拉格公式 (Bragg's law) $n\lambda = 2d \sin\theta$ ，此時入射的 X 光就會被此晶格面所繞射，並形成建設性干涉。由圖 2.3.6 可得知，當面對晶格面成 θ 角，繞射之 X 光會與入射 X 光呈現 2θ 之夾角。

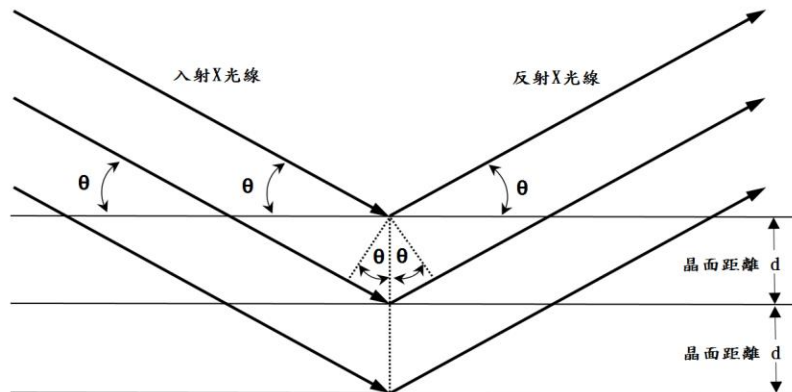


圖 2.3.9 布拉格繞射示意圖。圖片取自林佳穎 (2017)

於粉末樣本中，結晶顆粒數量甚多且晶格面方向呈現隨機排列，代表對於任何晶格面，其中必定有可符合繞射條件 (與入射之 X 光夾 θ 角)之晶格面。當被繞射之 X 光 $2\theta < 90^\circ$ 時，會以半頂角 2θ 之圓錐母線前進，而當 $2\theta > 90^\circ$ 時，則會沿半頂角 $(180^\circ - 2\theta)$ 之圓錐母線行進，且由於樣本中具有其他不同的晶面間距之顆粒會產生沿著不同半頂角之圓錐母線前進，故粉末繞射所產生之繞射 X 光會形成數個不同中心角之圓錐 (圖 2.3.7)。

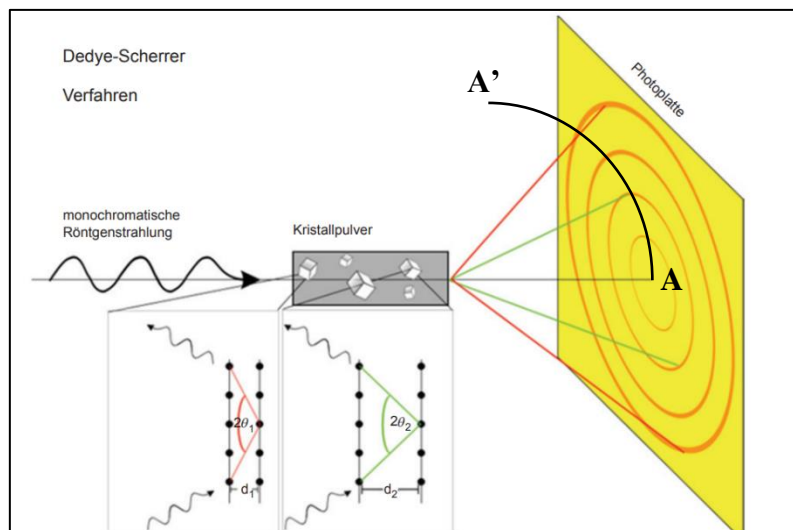



圖 2.3.10 粉末結晶繞射所產生之繞射圓形。圖片改繪自陳尚青 (2016)



而 X 光粉末繞射儀 (XRD) 的原理即是令計數管沿著圖 2.3.7 之圓周 A' A 掃描，則可測定各繞射圓 (Debye 環) 之 X 光強度與 2θ 角度。由於不同礦物具有特定晶格面組合，因此可以藉由 X 光繞射得知樣本中礦物的種類以及其結晶程度。本研究使用 Bruker 公司所出產之 D2 Phzaser 桌上型 XRD 分析儀進行分析。

第三章 研究結果

3.1 野外產狀與樣本描述

3.1.1 野外產狀描述

天星礦場因道路中斷，現已無法抵達，因此僅能藉由前人資料對於野外露頭進行描述(林佳穎，2017)。天星礦場出露的岩性主要由玉里帶之變質泥質岩與蛇紋岩構成。於露頭上可見變質泥質岩、綠簾石-斜黝簾石岩、閃玉及蛇紋岩由上至下依序出露(圖 3.1.1)，其中綠簾石-斜黝簾石岩厚度介於 15 公分至 40 公分不等，而閃玉則以透鏡狀(Lenticular)包體夾雜於綠簾石-斜黝簾石岩與蛇紋岩之間。

於露頭中，變質泥質岩表面受到強烈風化且被植被覆蓋，其新鮮表面可見細小之片狀礦物沿岩石葉理面順向排列，且葉理發達，此外也可在其中觀察到由沈積時原生層理所形成的成分分異條帶。綠簾石-斜黝簾石岩以帶狀形式分佈於蛇紋岩與變質泥質岩的接觸邊界上(圖 3.1.2)，其中包含大量直徑約 1mm 的深綠色礦物顆粒，並且有著深灰色至淺灰色的分層條帶，而這些條帶方向平行於蛇紋岩與變質泥質岩接觸邊界，而這些綠簾石-斜黝簾石岩也受到了強烈的剪切與角礫岩化作用，在其受到剪切的裂隙中可見深黑色與灰白色礦脈填充(圖 3.1.3)。接近接觸邊界上的蛇紋岩顏色為深綠至黑色，且可部分透光，並有明顯之擦痕構造(圖 3.1.4)。而遠離接觸邊界的蛇紋岩顏色較深且不透光，且僅有少許擦痕構造。在部分蛇紋岩塊體中，可以觀察到斑點狀之菱鎂礦填充，此外在靠近接觸邊界的裂隙中也可觀察到滑石礦脈填充於其中。



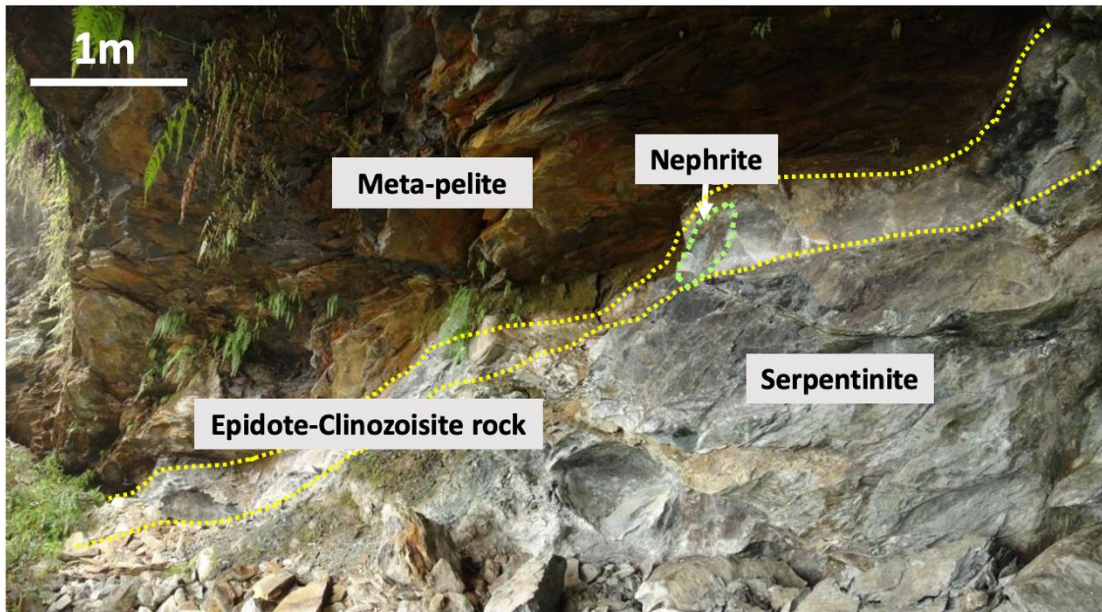


圖 3.1.1 天星礦場野外露頭照片，可見由上至下依序出露變質泥質岩、綠簾石-斜黝簾石岩、閃玉、蛇紋岩。圖片修改自林佳穎(2017)

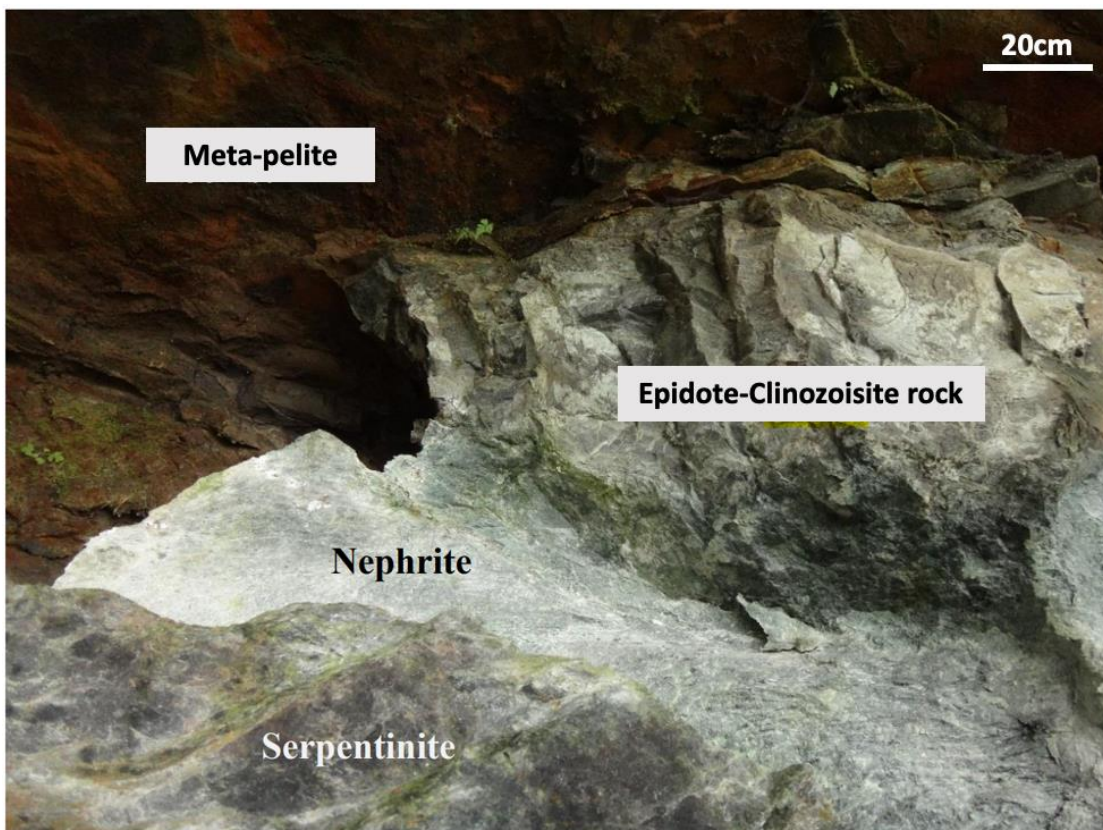


圖 3.1.2 綠簾石-斜黝簾石岩以帶狀形式分佈於蛇紋岩與變質泥質岩的接觸邊界。圖片修改自林佳穎 (2017)

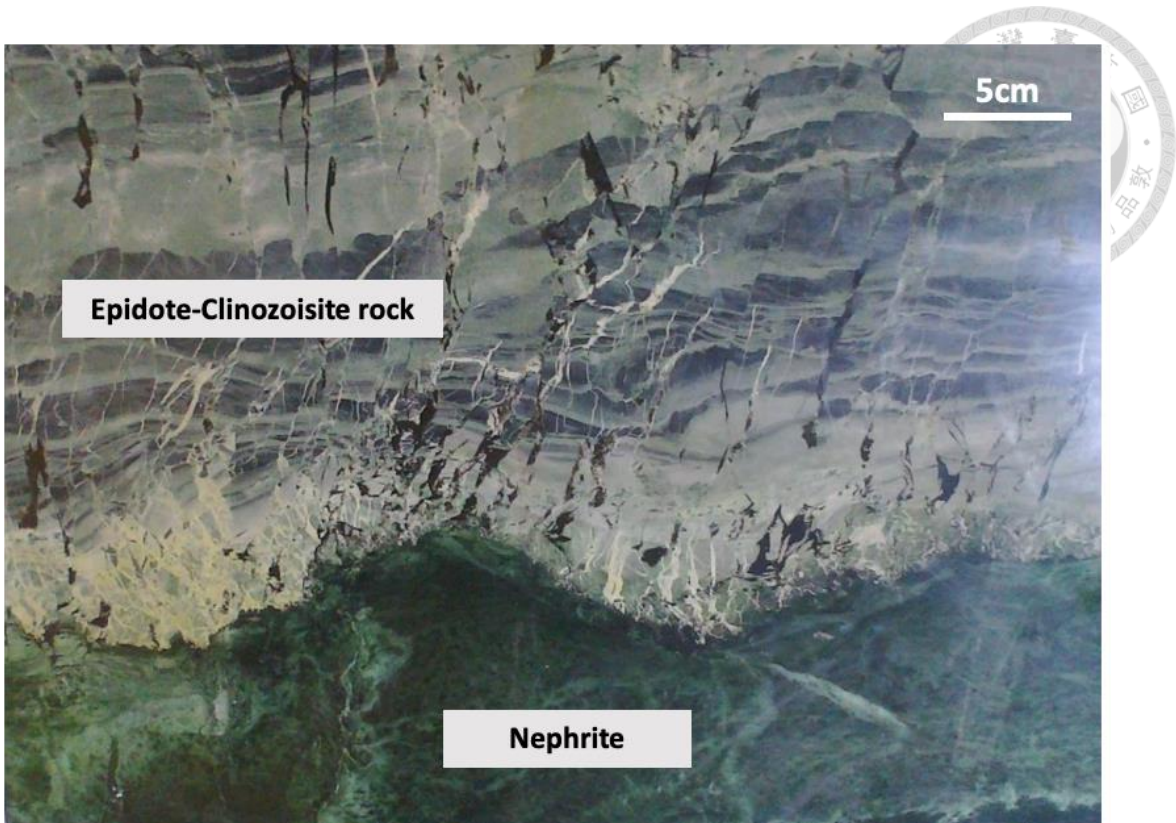


圖 3.1.3 受到強烈的剪切與角礫岩化的綠簾石-斜黝簾石岩，可見深黑色與灰白色礦脈填充於裂隙中。圖片修改自林佳穎 (2017)



圖 3.1.4 蛇紋岩表面之擦痕構造。圖片修改自林佳穎 (2017)



3.1.2 樣本描述

本研究共有主要兩個研究樣本，樣本 220926 為含有金雲母礦脈的綠簾石-斜黝簾石岩，而樣本 TT05-4 為變質泥質岩與砂質片岩樣本。

樣本 TT05-4 尺寸長 10 公分、寬 7 公分、高 5 公分，可分為深灰色之變質泥質岩部分 (TT05-4BS) 與深棕色之砂質片岩 (TT05-4QMS)。當中可見雲母類礦物組成一組次生葉理，並有細顆粒之石英殘碎斑晶存在。

樣本 220926 尺寸長 50 公分、寬 30 公分、高 10 公分，基質由綠簾石-斜黝簾石岩所組成，表面可見直徑 1mm 的深綠色綠泥石散佈於基質之中。基質可再分為深灰色與淺灰色部分，深淺部分可觀察到明顯平行排列之條帶狀葉理。樣本中觀察到明顯的剪切與角礫岩化作用，於這些受剪切所產生的裂隙中填充了深黑色的黑雲母與白色的斜黝簾石礦脈，礦脈寬度介於 1mm 至 1cm。而受剪切所產生的位移量介於 1 公分至 5 公分之間(圖 3.1.5)。根據 Michel Jebrak (1997) 所提出的破裂型態分類(圖 3.1.6)，此樣本的外觀型態應為流體參與角礫岩化作用 (Fluid-assisted brecciation) 的產物。若進一步對於礦脈的外觀型態分類，可以歸納出三種不同型態的礦脈(圖 3.1.7)，分別為：

Type I: 金雲母礦脈被新生斜黝簾石包圍

Type II: 金雲母礦脈與圍岩綠簾石-斜黝簾石岩直接接觸

Type III: 灰白色新生斜黝簾石礦脈

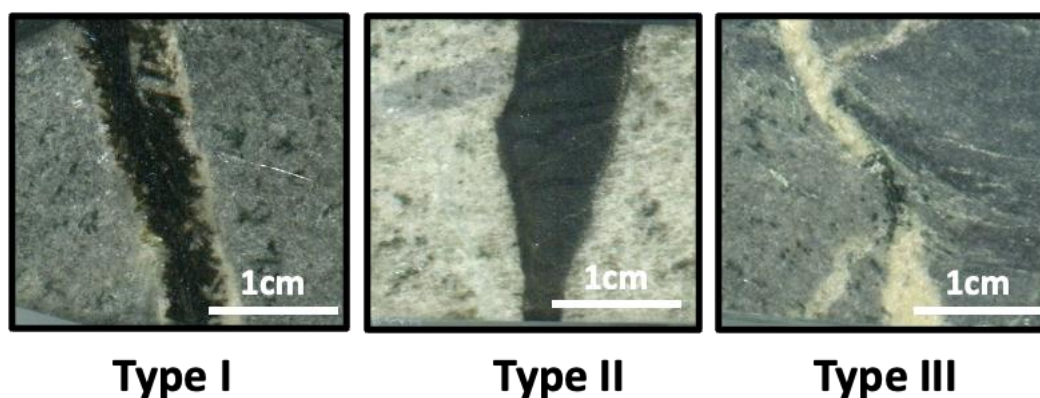


圖 3.1.7 樣本 220926 礦脈型態分類。

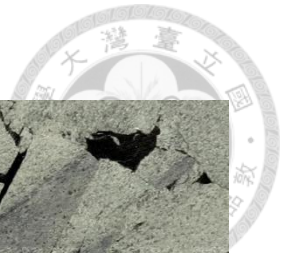


圖 3.1.5 樣本 220926，可見深黑色金雲母礦脈填充於裂隙中，且樣本受到明顯之剪切作用。

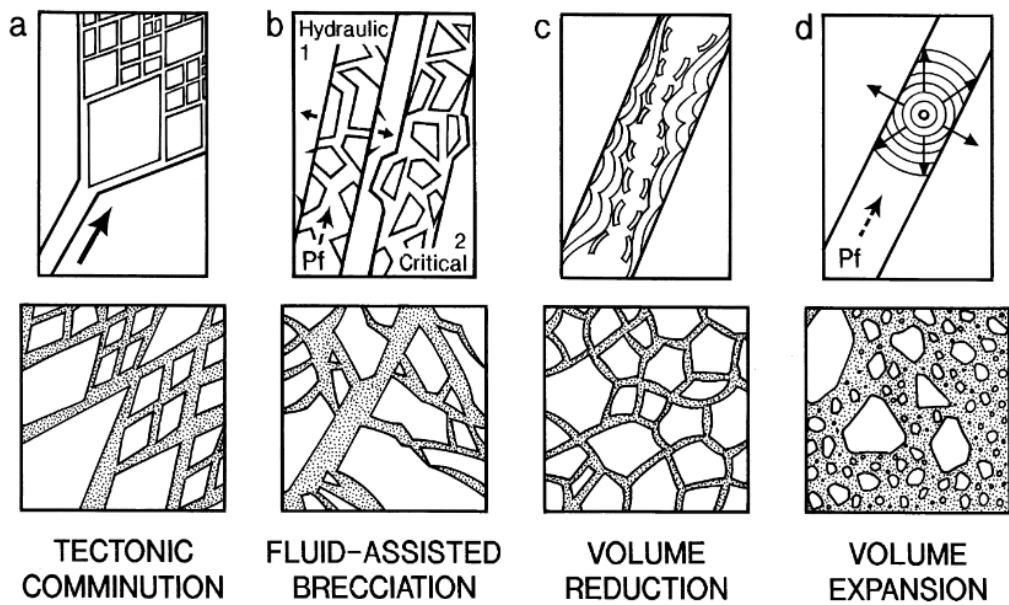


圖 3.1.6 岩石破裂型態成因分類。圖片改自 Michel Jebrak (1997)



3.2 礦物組成與岩象觀察

3.2.1 綠簾石-斜黝簾石岩

綠簾石-斜黝簾石岩主要組成為綠簾石與斜黝簾石，並包括少量副礦物如綠泥石、楣石。綠簾石折射率約 1.70-1.73，具有高等浮影，在正交偏光下呈現透明無色，其最高干涉色為一階灰白至橘色， $\delta = 0.006 - 0.011$ 。然而斜黝簾石普遍呈現普魯士藍至鮮橙色之異常干涉色，此亦為斜黝簾石之鑑定特徵之一。當綠簾石中鐵元素比例小於 10 wt% 時，即稱為斜黝簾石。由於樣本 220926 中之綠簾石之鐵元素比例經常浮動於 10 wt% 上下，故稱其為綠簾石-斜黝簾石岩。

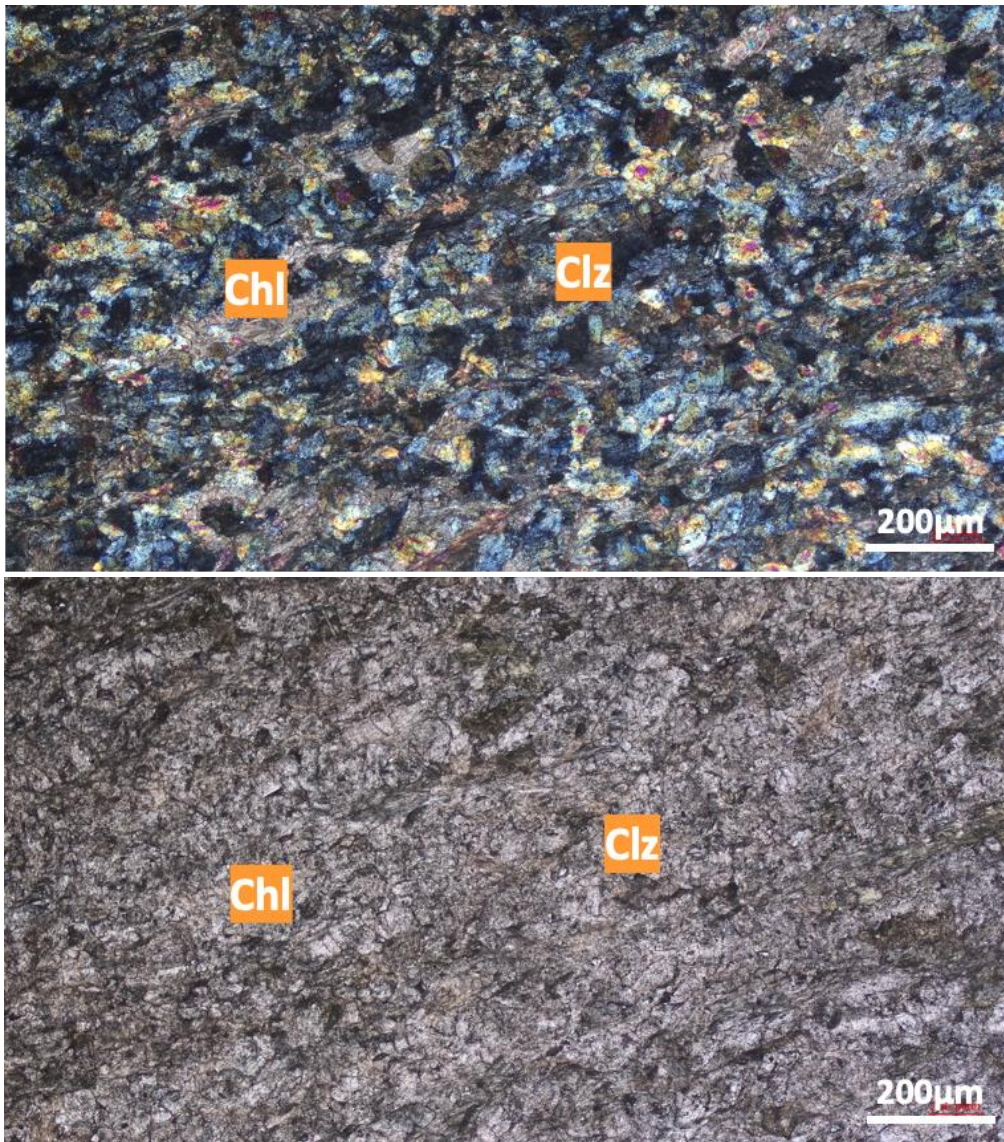


圖 3.2.1 淺灰色基質偏光顯微鏡影像。上為正交偏光(XPL)，下為平行偏光(PPL)。Chl=綠泥石，Clz=斜黝簾石。

於樣本 220926 (圖 3.2.1)淺灰色基質中，可見斜黝簾石礦物顆粒呈現半自形至他形、等粒狀且以多邊形緊密接觸，呈現 Granoblastic-polygonal 組織，為變質岩特徵產狀。於掃描式電子顯微鏡背散射(BSE)影像中可見鈉長石與鉀長石以殘餘相存在於綠簾石-斜黝簾石岩基質中(圖 3.2.2)。

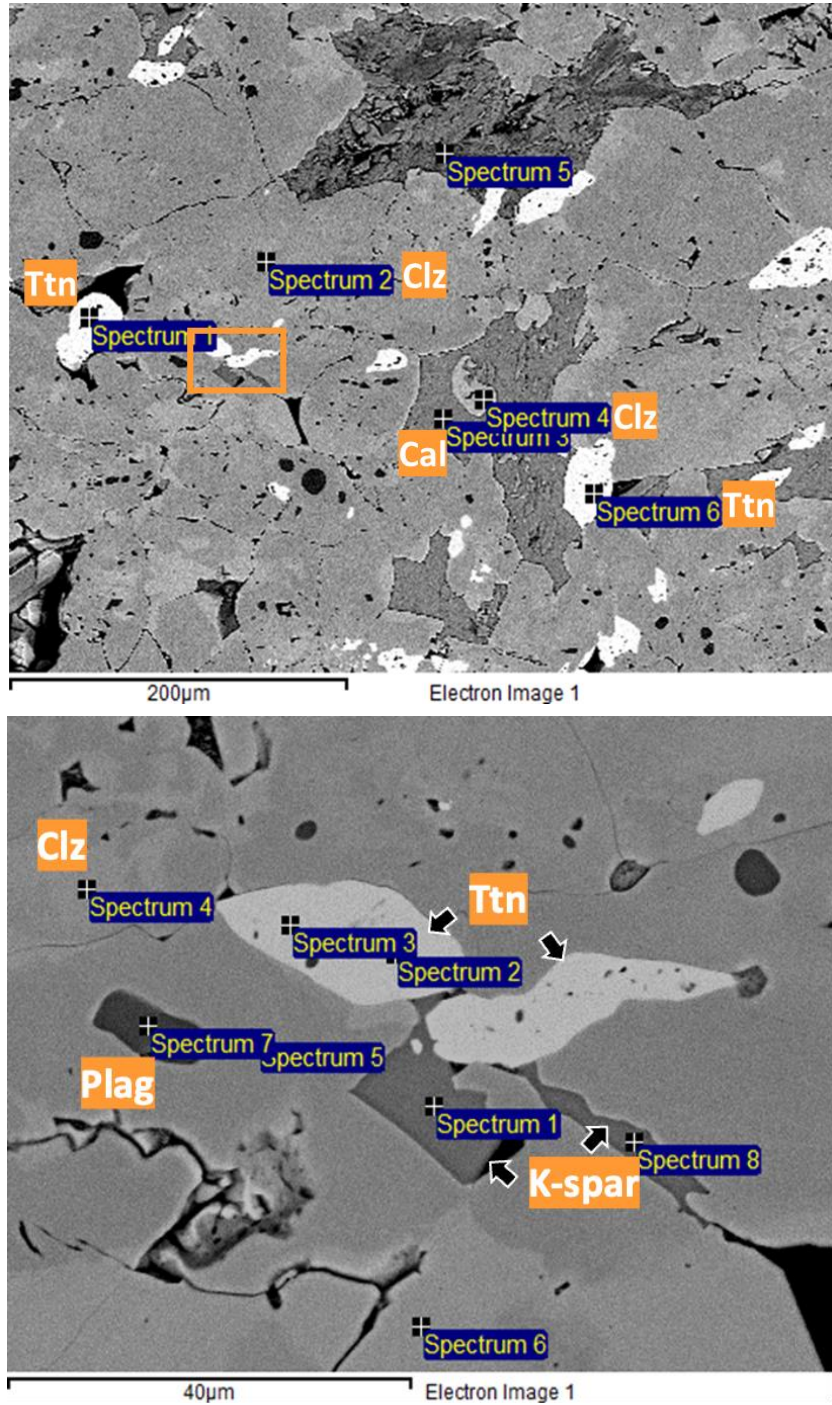


圖 3.2.2 綠簾石-斜黝簾石基質 BSE 影像。Ttn=Titanite，Plag=Plagioclase，K-spar=Potassium Feldspar

另外於深色綠簾石-斜黝簾石岩基質(圖 3.2.3)部分，礦物組成與淺色部分基質相同，然而與淺色部分不同的是，於偏光顯微鏡影像中，可見大量黑色不透光碳物質與葉理面平行排列分佈於深色基質當中。

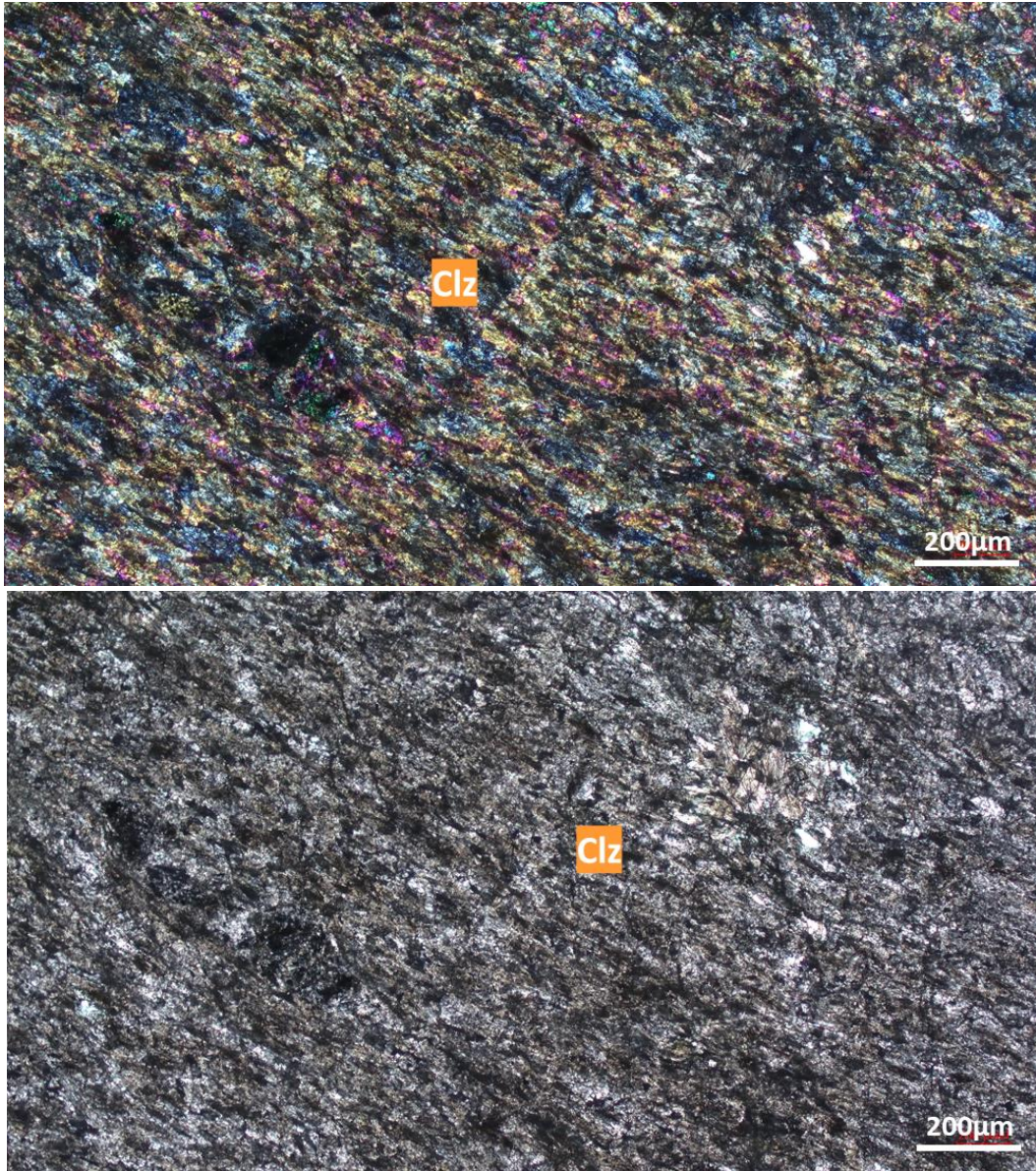


圖 3.2.3 深色綠簾石-斜黝簾石基質偏光顯微鏡影像。上為正交偏光(XPL)，下為平行偏光(PPL)。

另外於鄰近金雲母礦脈之綠簾石-斜黦簾石圍岩(圖 3.2.4)中，也觀察到產狀類似前人研究所觀察到之 Melt-filled fractures (Taddeucci, 2021)。

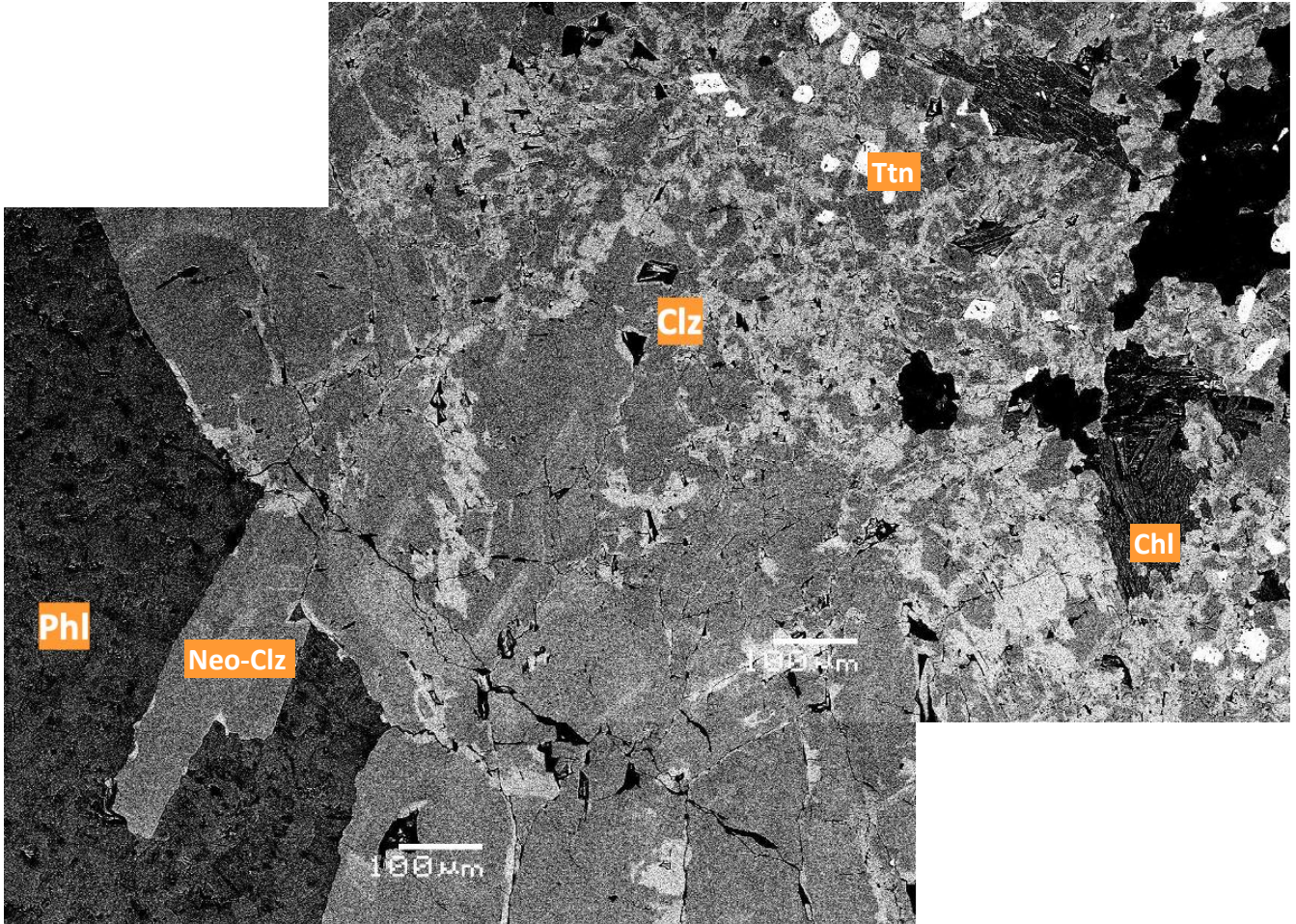


圖 3.2.4 具有 Melt-Filled fracture 特徵之綠簾石-斜黦簾石基質 (右上)。



3.2.3 Type I 型礦脈

Type I 型礦脈(圖 3.2.5)為被新生斜黝簾石包圍之金雲母礦脈，於偏光顯微鏡下可見新生斜黝簾石多為自形至半自形，干涉色呈現普魯士藍或二至三階之異常干涉色，晶體長軸多垂直裂隙方向生長，此外新生之斜黝簾石相對基質缺少碳物質與榭石之存在。

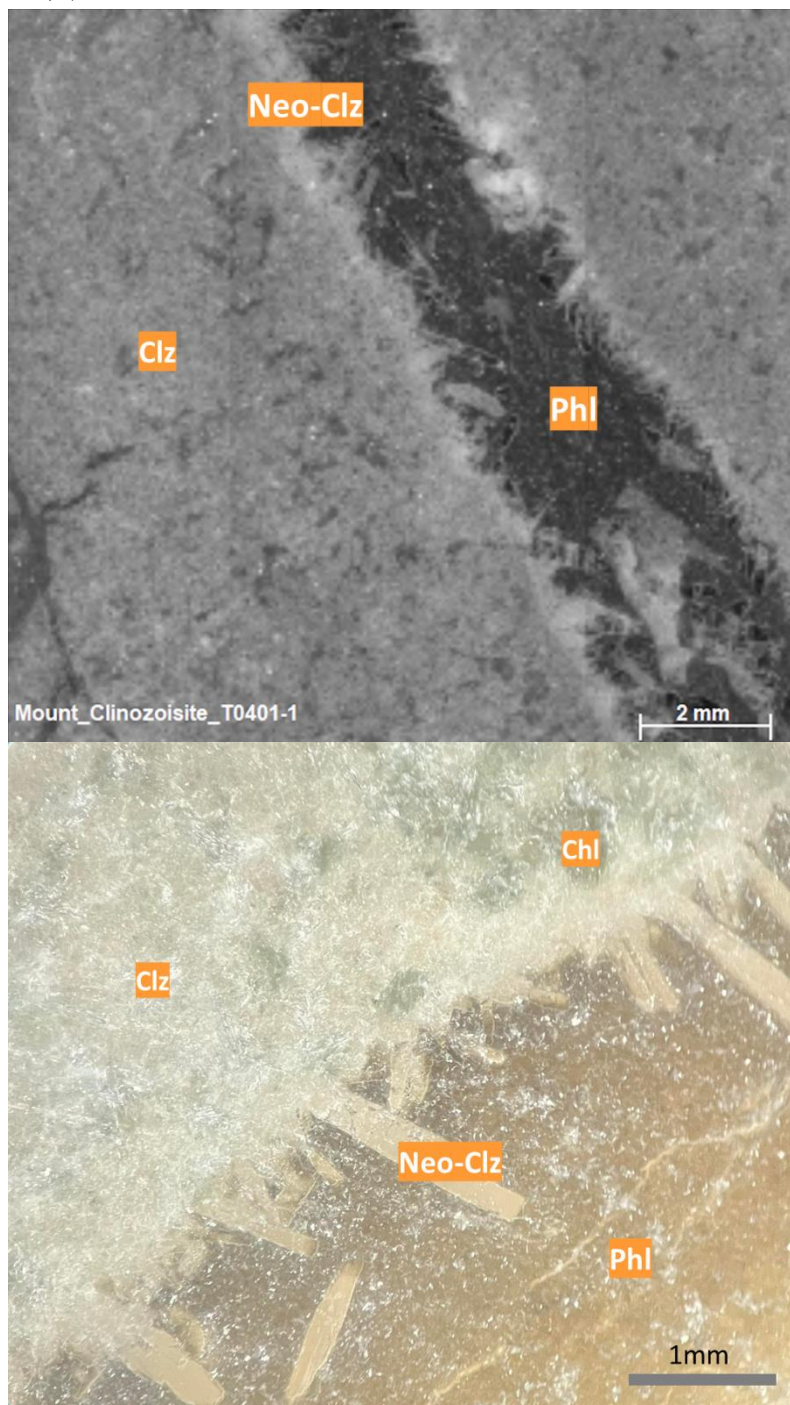


圖 3.2.5 Type I 型礦脈反射光影像。Neo-Clz=Neoformed Clinozoisite，Phl=Phlogopite。

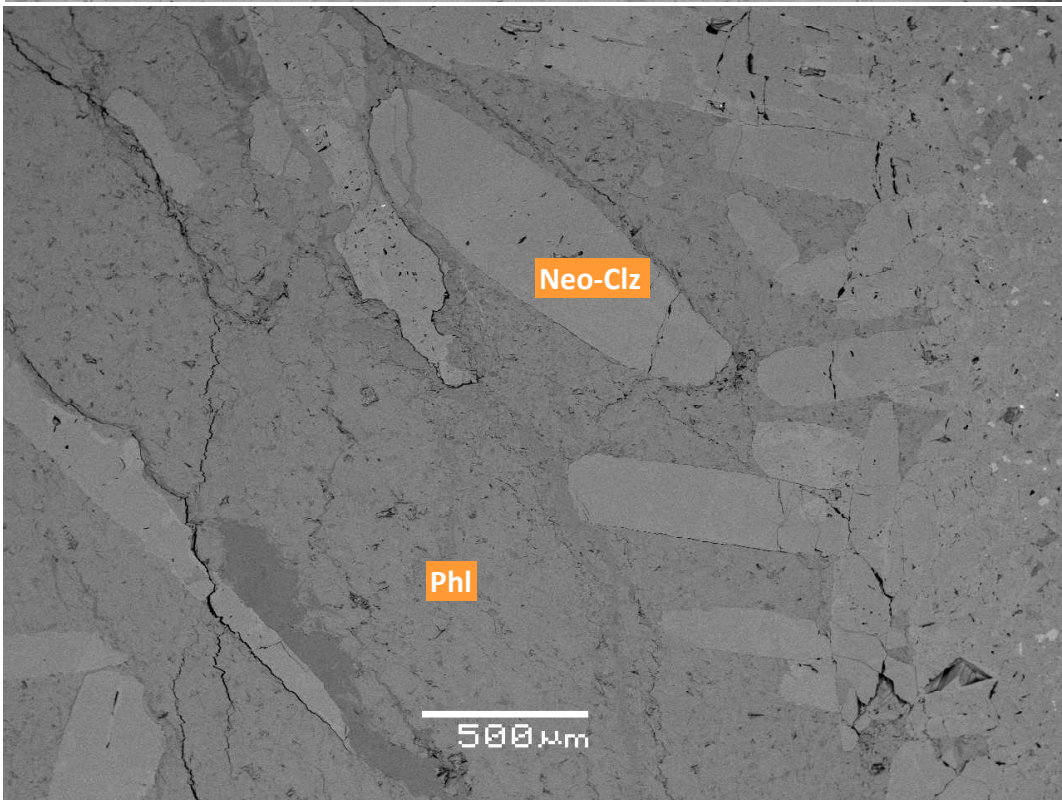
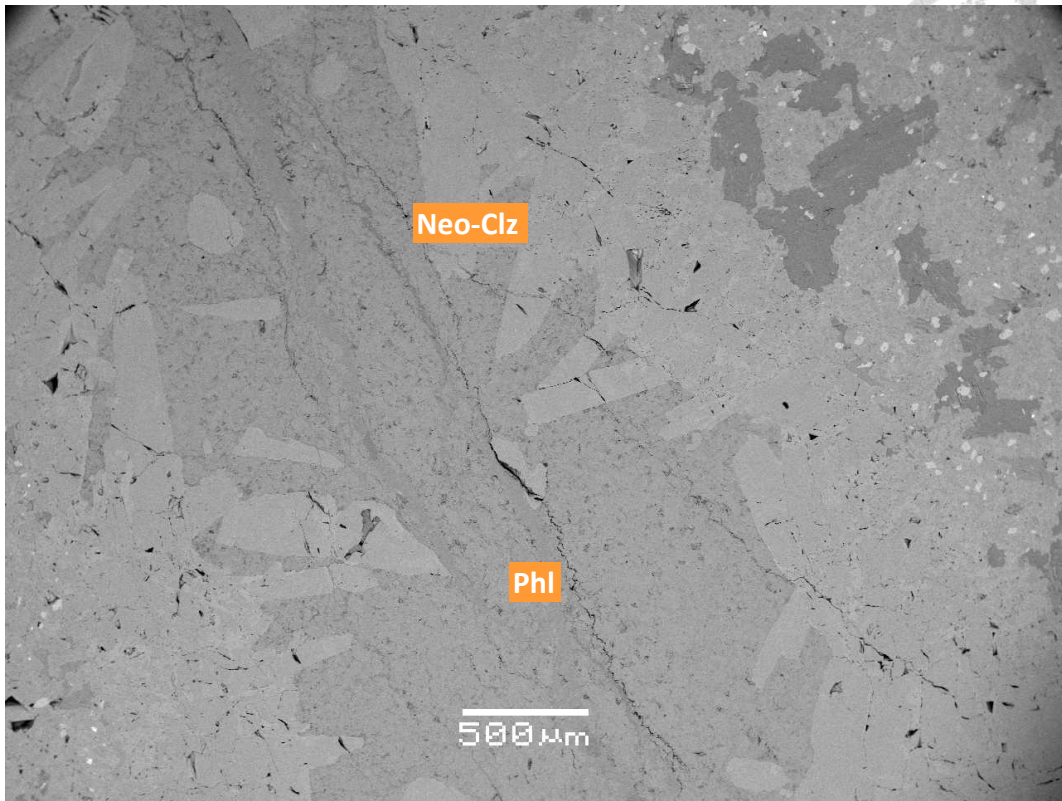


圖 3.2.6 Type I 型礦脈掃描式電子顯微鏡背散射 (SEM-BSE) 影像

Type I型礦脈中的金雲母礦物顆粒大小約為30-80微米，且呈無序排列。金雲母於平行偏光(PPL)下呈現淡綠色與弱多色性，於正交偏光下呈現三階或黃綠色之異常干涉色。

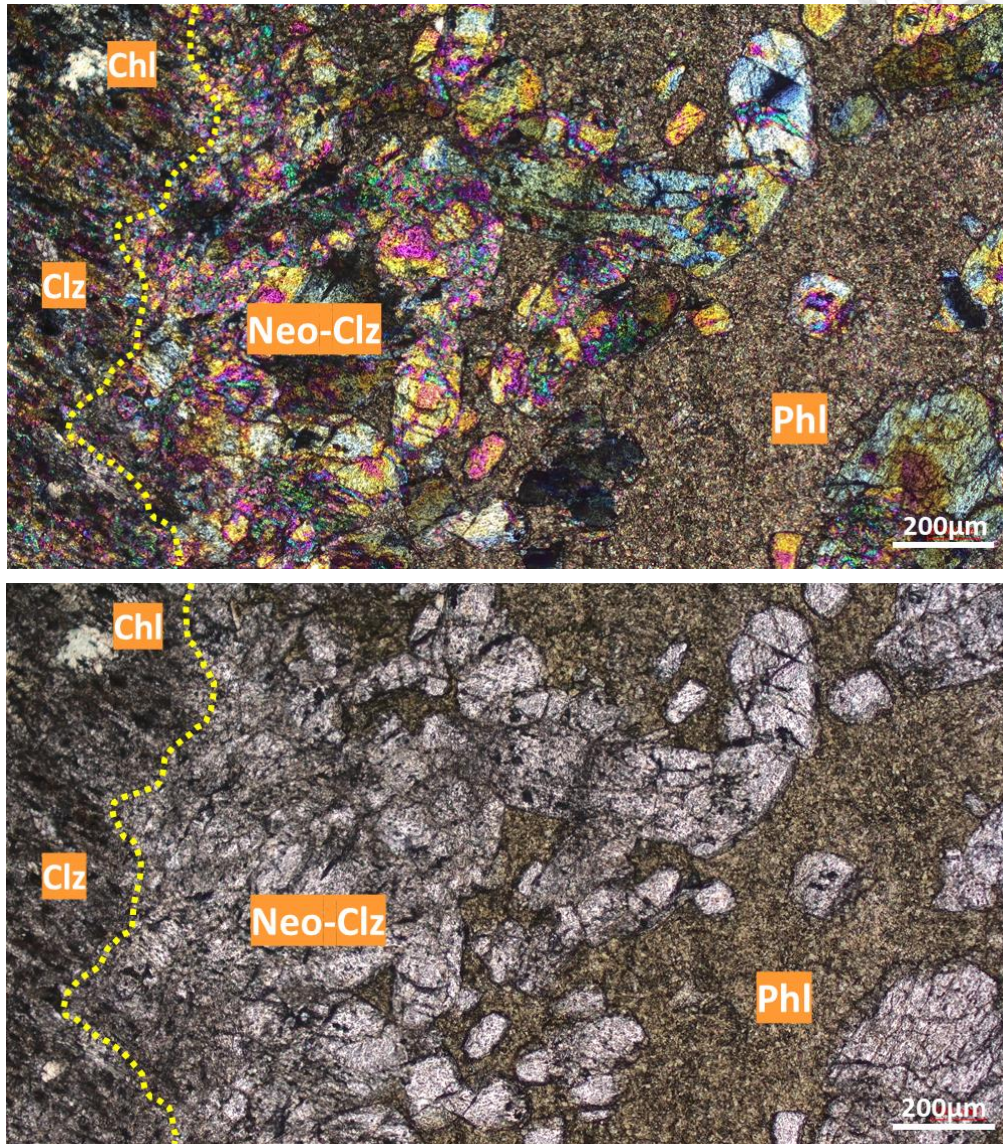


圖 3.2.7 Type I型礦脈。黃色虛線為基質邊界。上為正交偏光(XPL)，下為平行偏光(PPL)。

此外，在偏光顯微鏡下可於部分礦脈中發現脈狀方解石填充於金雲母礦脈中。方解石礦脈呈現四階或奶油白之干涉色，並以不規則條帶狀填充於金雲母礦脈之中(圖 3.2.8)。

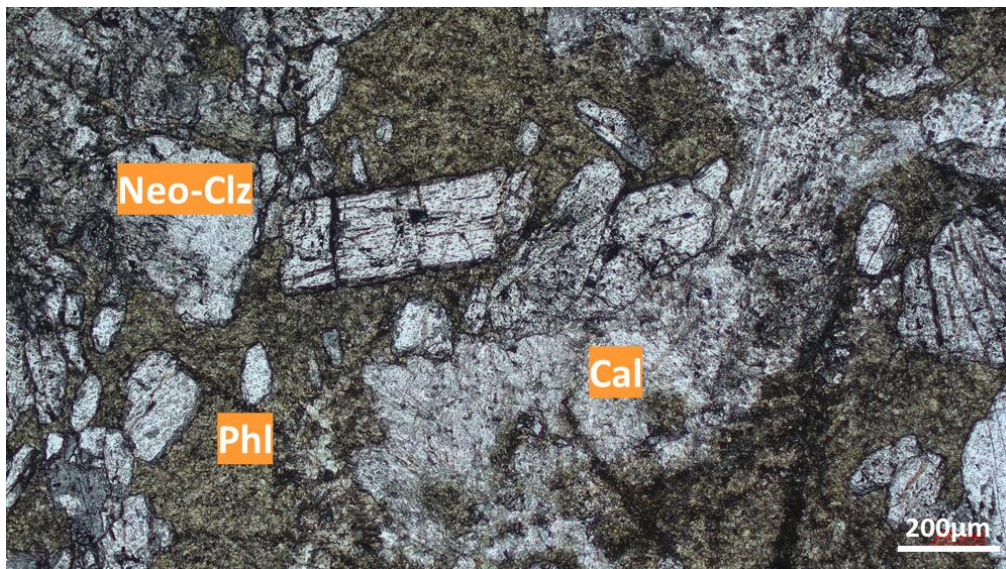
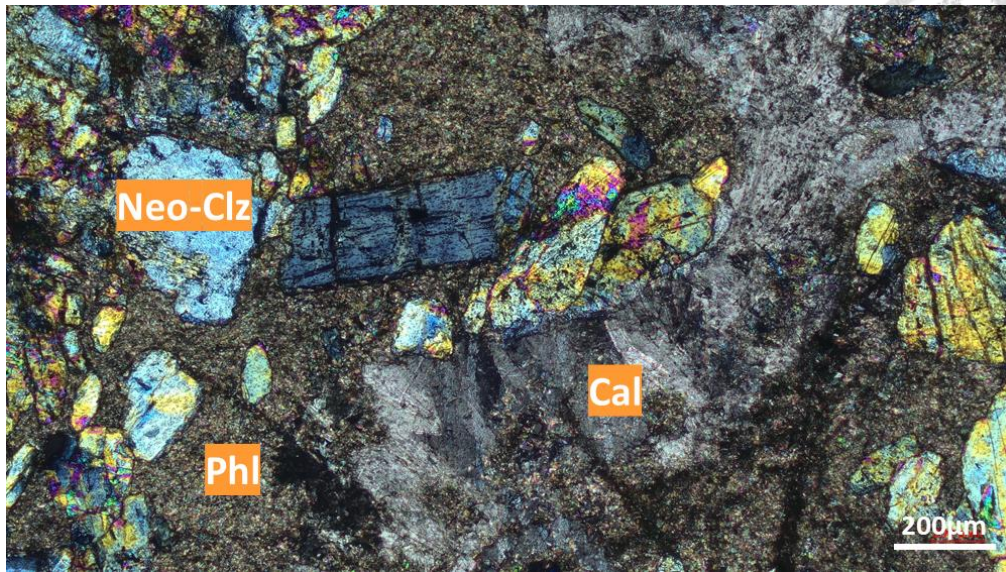


圖 3.2.8 含有方解石之 Type I 型礦脈。Phi=Phlogopite，Neo-Clz=Neoformed Clinozoisite，Cal=Calcite。上為正交偏光(XPL)，下為平行偏光(PPL)。

掃描式電子顯微鏡分析(SEM)

另外於掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀成像 (SEM-EDS Mapping) 中 (圖 3.2.9 與圖 3.2.10)，也觀察到鉀長石以不規則條帶狀沉澱於金雲母礦脈中，並與金雲母和方解石共生。此外也觀察到綠泥石與金雲母共生現象。

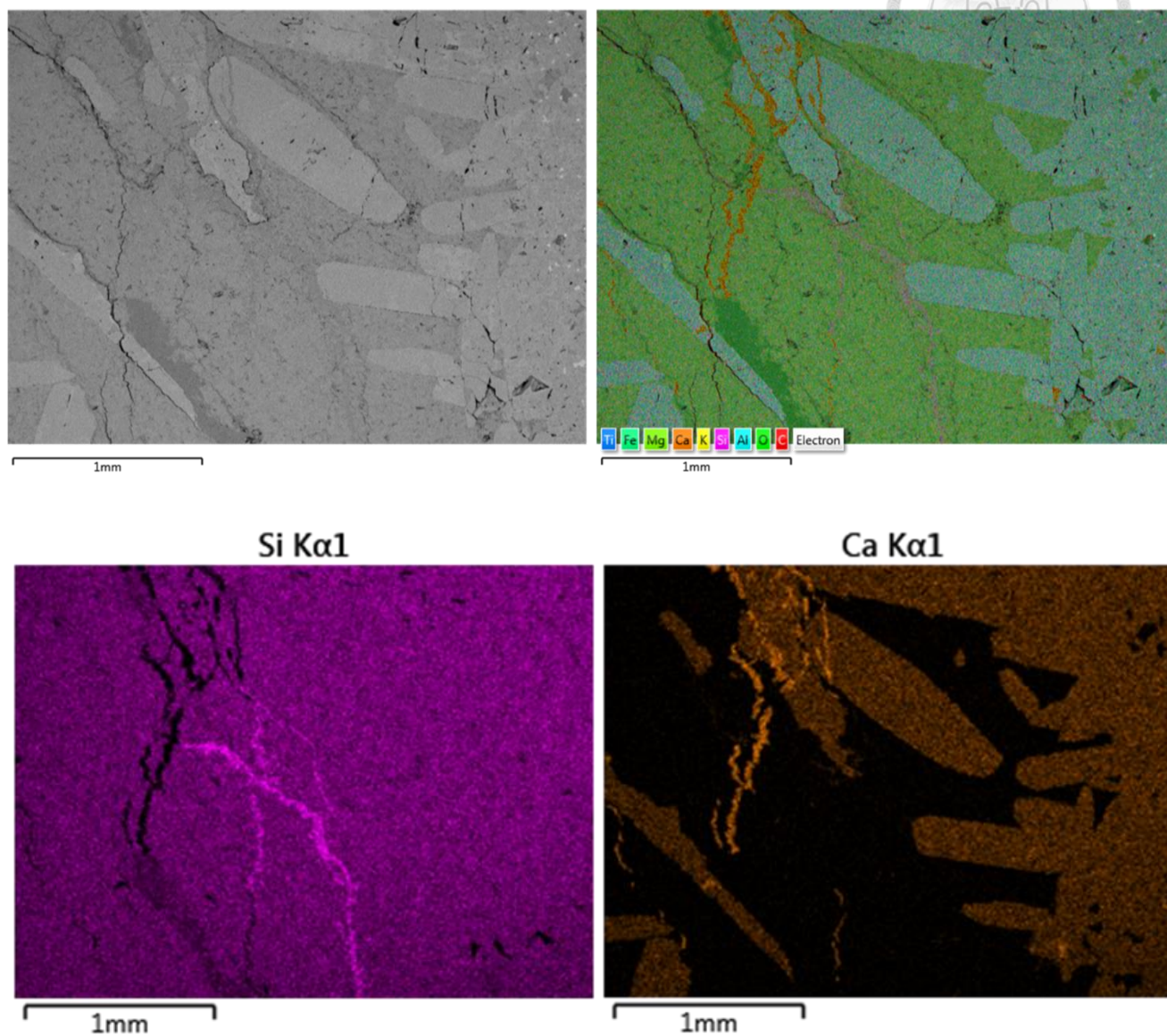


圖 3.2.9 Type I 金雲母礦脈掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀成像(SEM-EDS Mapping)。左上為背散射(BSE)影像，右上為能量散射光譜儀成像元素分布圖。左下為 Si 元素分布圖，亮帶為鉀長石分布，右下為 Ca 元素分布圖，亮帶為方解石分布。

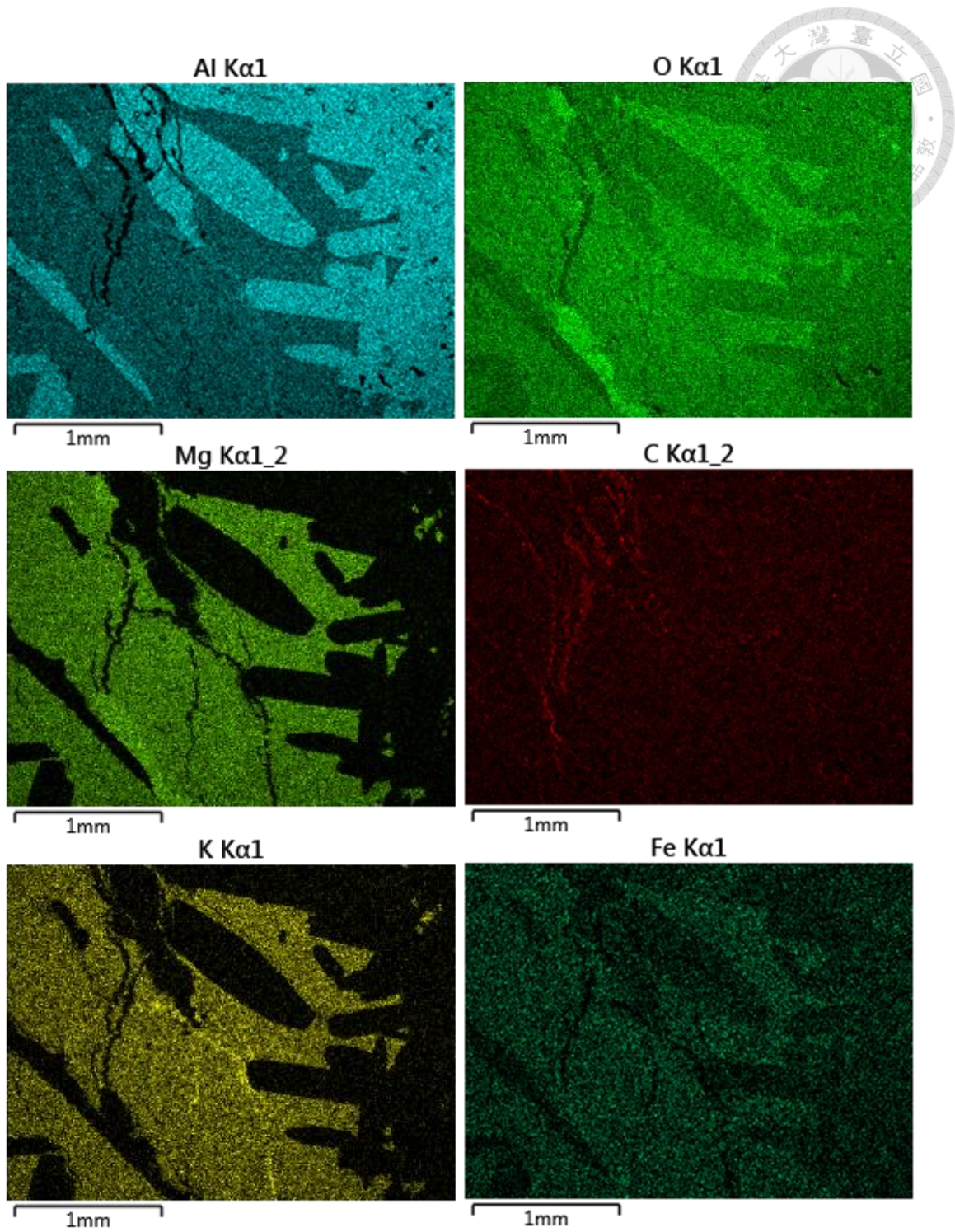


圖 3.2.10 掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。

電子微探儀分析(EPMA)

使用電子微探儀(EPMA)針對樣本編號 220926 礦脈中與圍岩 TT05-4 之黑雲母進行點分析 (表 3.2.1)，並針對 Type I 型礦脈新生之斜黝簾石進行元素分布成像 (圖 3.2.11)，發現新生斜黝簾石具有高鐵元素之不規則中心，並具有振盪環帶 (Oscillatory zoning)。

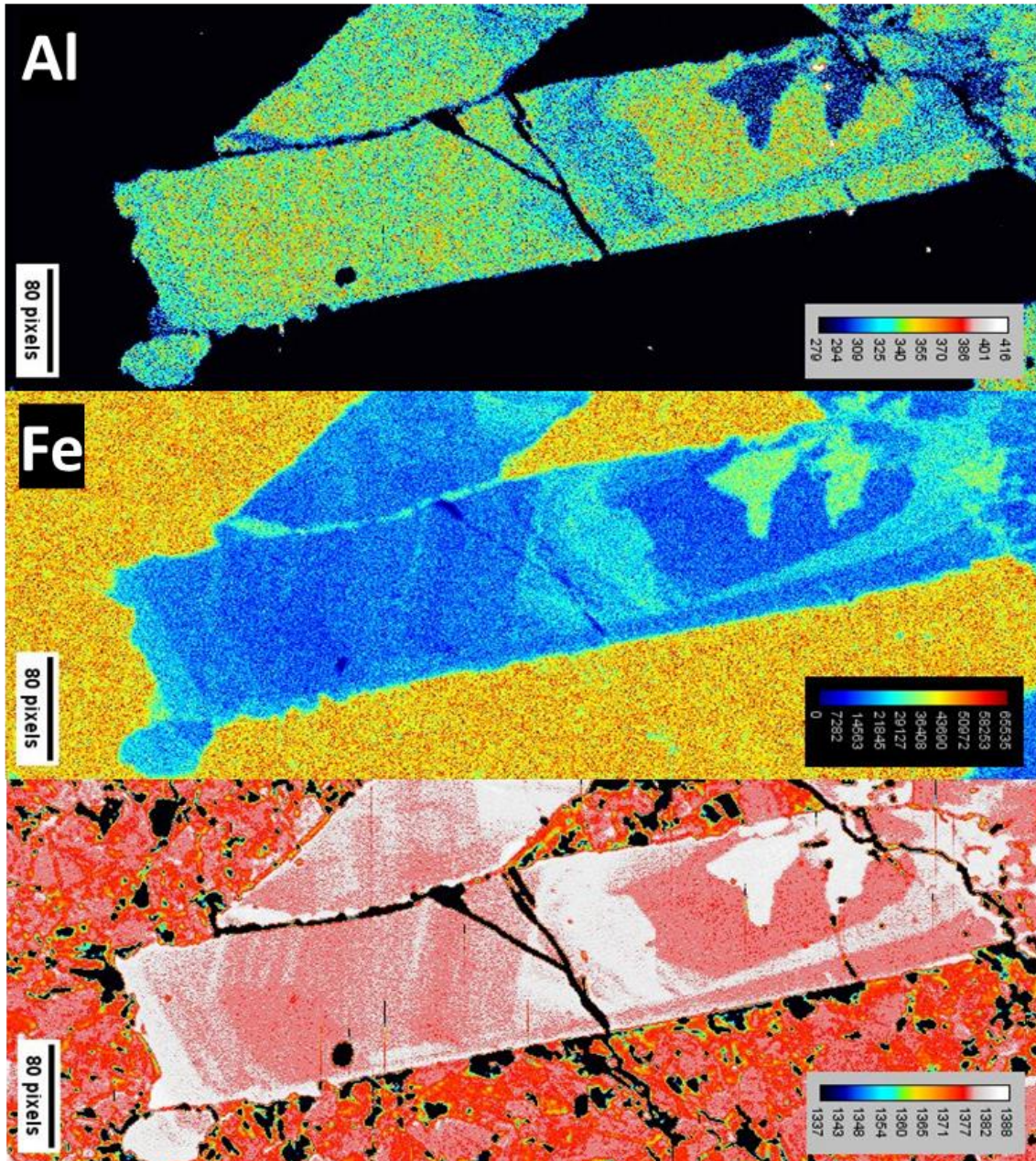


圖 3.2.11 Type I 礦脈中新生斜黝簾石電子微探影像(EPMA Mapping)。可見其高鐵核心，並有明顯之振盪環帶(Oscillatory zoning)。



表 3.2.1 黑雲母礦脈樣本 220926-01 EPMA 分析結果

Wt.%	2	3	4	5	6	7	8	18	19	20	21	22
SiO ₂	38.85	38.85	38.97	38.59	38.97	38.88	38.85	37.78	38.55	39.03	39.26	37.61
TiO ₂	0.58	0.61	0.59	0.64	0.58	0.62	0.60	0.62	0.55	0.65	0.64	0.57
Al ₂ O ₃	16.32	16.84	16.63	16.70	17.23	17.29	16.18	17.34	16.59	16.94	15.70	16.54
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00
FeO	12.01	12.26	11.98	11.86	11.68	12.31	11.71	12.12	11.79	12.10	12.15	12.13
MnO	0.26	0.26	0.28	0.28	0.25	0.26	0.24	0.25	0.25	0.23	0.19	0.23
MgO	17.49	17.58	17.23	17.27	17.04	16.80	17.70	16.14	17.11	16.52	17.67	16.55
CaO	0.00	0.02	0.05	0.00	0.05	0.01	0.00	0.12	0.04	0.00	0.00	0.54
Na ₂ O	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.11	0.03	0.03	0.05	0.03	0.09
K ₂ O	9.24	9.20	9.08	9.07	9.06	9.23	8.98	9.23	8.92	9.39	8.98	8.68
Total	94.82	95.69	94.88	94.48	94.95	95.44	94.37	93.64	93.87	94.95	94.66	92.93
O=	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.52	1.53	1.52	1.51	1.51	1.52	1.52	1.48	1.50	1.51	1.52	1.48
z/subt	14.49	14.39	14.51	14.58	14.55	14.52	14.51	14.86	14.67	14.60	14.45	14.85
Si	9.37	9.31	9.42	9.37	9.44	9.40	9.39	9.35	9.42	9.49	9.45	9.30
Ti	0.10	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.11
Al	2.32	2.38	2.37	2.39	2.46	2.46	2.30	2.53	2.39	2.43	2.23	2.41
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.42	2.46	2.42	2.41	2.37	2.49	2.37	2.51	2.41	2.46	2.44	2.51
Mn	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Mg	6.29	6.27	6.20	6.25	6.15	6.05	6.38	5.95	6.23	5.99	6.34	6.10
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.14
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	1.42	1.40	1.40	1.40	1.40	1.42	1.38	1.46	1.39	1.46	1.38	1.37

表 3.2.2 黑雲母礦脈樣本 220926-01 EPMA 分析結果

Wt.%	61	66	72	86	87	88
SiO ₂	38.46	38.16	39.13	38.10	38.28	38.69
TiO ₂	0.70	0.61	0.54	0.65	0.55	0.56
Al ₂ O ₃	15.74	16.14	16.04	16.56	15.98	15.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO	12.01	11.90	11.76	12.47	11.70	11.21
MnO	0.26	0.24	0.27	0.25	0.16	0.23
MgO	17.62	17.45	17.32	17.35	17.36	17.27
CaO	0.03	0.04	0.02	0.01	0.04	0.05
Na ₂ O	0.06	0.03	0.08	0.05	0.05	0.09
K ₂ O	8.99	9.22	9.38	8.83	9.13	9.11
Total	93.86	93.79	94.53	94.27	93.25	92.43
O=	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.51	1.50	1.51	1.51	1.50	1.49
z/subt	14.59	14.64	14.53	14.60	14.71	14.79
Si	9.34	9.30	9.47	9.26	9.38	9.53
Ti	0.13	0.11	0.10	0.12	0.10	0.10
Al	2.25	2.32	2.29	2.37	2.31	2.21
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.44	2.42	2.38	2.53	2.40	2.31
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05
Mg	6.38	6.34	6.25	6.28	6.34	6.34
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
K	1.39	1.43	1.45	1.37	1.43	1.43

表 3.2.4 黑雲母礦脈樣本 220926-03 EPMA 分析結果

Wt.%	28	29	30	31	32	33	34	35	41	42	43	44
SiO ₂	37.15	38.75	35.47	38.53	39.55	39.04	39.30	38.58	38.98	39.07	38.83	38.01
TiO ₂	0.56	0.54	0.51	0.46	0.60	0.56	0.59	0.51	0.62	0.64	0.52	0.60
Al ₂ O ₃	16.88	15.95	15.51	16.77	16.99	16.52	16.43	17.22	16.11	16.46	16.84	16.68
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00
FeO	11.62	11.83	11.28	11.84	11.95	11.66	11.87	12.13	12.32	12.40	11.64	12.02
MnO	0.24	0.28	0.27	0.22	0.21	0.23	0.25	0.20	0.19	0.22	0.29	0.28
MgO	17.15	17.21	14.58	16.53	16.35	17.79	17.62	16.87	17.11	17.28	16.60	16.41
CaO	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.04
Na ₂ O	0.05	0.04	0.01	0.02	0.06	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
K ₂ O	9.27	9.15	8.43	8.81	9.31	8.86	8.88	9.21	9.34	9.44	9.28	9.12
Total	92.94	93.78	86.09	93.18	95.03	94.69	95.01	94.80	94.71	95.62	94.11	93.23
O=	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.48	1.50	1.36	1.48	1.51	1.52	1.52	1.51	1.51	1.53	1.50	1.48
z/subt	14.85	14.64	16.16	14.83	14.59	14.47	14.43	14.60	14.54	14.42	14.71	14.85
Si	9.19	9.45	9.54	9.51	9.61	9.40	9.44	9.38	9.44	9.38	9.51	9.40
Ti	0.10	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.11	0.09	0.11	0.12	0.10	0.11
Al	2.46	2.29	2.46	2.44	2.43	2.34	2.33	2.47	2.30	2.33	2.43	2.43
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.40	2.41	2.54	2.44	2.43	2.35	2.38	2.47	2.49	2.49	2.38	2.49
Mn	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
Mg	6.32	6.25	5.84	6.08	5.92	6.39	6.31	6.11	6.17	6.18	6.06	6.05
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	1.46	1.42	1.45	1.39	1.44	1.36	1.36	1.43	1.44	1.44	1.45	1.44

表 3.2.3 黑雲母礦脈樣本 220926-04 EPMA 分析結果

Wt.%	3	4	5	6	7	8	17	21	22	25	26	27
SiO ₂	39.00	39.10	38.45	38.42	39.03	38.04	38.62	38.71	38.77	38.76	38.95	39.07
TiO ₂	0.55	0.62	0.47	0.67	0.58	0.54	0.67	0.59	0.66	0.56	0.61	0.56
Al ₂ O ₃	16.42	15.94	16.10	16.40	16.02	16.52	16.28	16.66	16.40	16.95	16.72	16.46
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
FeO	12.05	11.98	11.82	12.07	11.98	12.19	11.96	11.60	12.20	12.27	12.03	12.34
MnO	0.20	0.24	0.26	0.23	0.26	0.23	0.31	0.22	0.24	0.26	0.27	0.25
MgO	17.34	17.59	17.00	17.03	17.09	17.30	17.35	17.07	17.68	16.94	17.00	16.97
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.00	0.04	0.03	0.08	0.05	0.05	0.02	0.04	0.03	0.07	0.00
K ₂ O	9.45	8.84	9.15	9.35	8.89	9.24	9.29	9.18	8.71	9.30	9.26	9.26
Total	95.05	94.32	93.31	94.27	93.95	94.10	94.57	94.03	94.78	95.08	94.89	94.93
O=	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.52	1.52	1.49	1.50	1.50	1.50	1.51	1.50	1.52	1.51	1.51	1.51
z/subt	14.48	14.51	14.75	14.63	14.62	14.64	14.55	14.66	14.47	14.54	14.55	14.53
Si	9.40	9.45	9.44	9.36	9.50	9.27	9.36	9.45	9.34	9.39	9.43	9.46
Ti	0.10	0.11	0.09	0.12	0.11	0.10	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10
Al	2.33	2.27	2.33	2.35	2.30	2.37	2.32	2.39	2.33	2.42	2.39	2.35
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.43	2.42	2.43	2.46	2.44	2.48	2.42	2.37	2.46	2.48	2.44	2.50
Mn	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
Mg	6.23	6.34	6.22	6.18	6.20	6.28	6.26	6.21	6.34	6.11	6.14	6.12
Ca	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
K	1.45	1.36	1.43	1.45	1.38	1.44	1.44	1.43	1.34	1.44	1.43	1.43



表 3.2.6 變質泥質岩樣本 TT05-4BS 黑雲母 EPMA 分析結果

Wt.%	3	4	7	16	23	30	31	32	34	35	36	37
SiO ₂	37.75	37.21	38.56	38.51	37.67	38.57	37.70	38.13	38.04	37.89	37.86	36.47
TiO ₂	1.10	1.24	1.17	1.19	1.06	1.09	1.01	0.98	1.10	1.08	0.88	1.10
Al ₂ O ₃	15.66	16.21	15.28	15.81	16.34	15.80	16.06	15.77	16.23	15.93	15.57	15.77
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.00	0.07	0.07	0.05	0.02	0.07	0.01	0.03	0.05	0.08
FeO	18.19	18.85	18.06	17.82	18.93	18.02	18.71	18.76	19.00	19.44	19.86	19.97
MnO	0.25	0.29	0.15	0.29	0.23	0.25	0.30	0.34	0.29	0.20	0.25	0.32
MgO	10.61	10.65	10.57	10.73	10.49	10.74	11.52	10.98	10.59	10.60	11.02	10.93
CaO	0.22	0.18	0.21	0.05	0.10	0.25	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.07	0.04	0.06	0.07	0.11	0.05	0.03	0.07	0.06	0.01	0.04	0.04
K ₂ O	7.61	7.96	7.21	8.29	8.20	7.02	8.78	8.71	8.47	8.80	8.67	8.64
Total	91.50	92.68	91.27	92.82	93.20	91.84	94.13	93.81	93.86	93.99	94.20	93.33
O=	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.40	1.41	1.40	1.42	1.42	1.41	1.44	1.43	1.43	1.43	1.44	1.42
z/subt	15.69	15.57	15.67	15.49	15.51	15.58	15.25	15.34	15.39	15.37	15.27	15.47
Si	9.86	9.64	10.06	9.93	9.73	10.01	9.58	9.74	9.74	9.70	9.63	9.39
Ti	0.22	0.24	0.23	0.23	0.21	0.21	0.19	0.19	0.21	0.21	0.17	0.21
Al	2.41	2.47	2.35	2.40	2.48	2.42	2.40	2.37	2.45	2.40	2.33	2.39
Cr	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe	3.97	4.08	3.94	3.84	4.09	3.91	3.97	4.00	4.07	4.16	4.22	4.30
Mn	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.07
Mg	4.13	4.11	4.11	4.13	4.04	4.15	4.36	4.18	4.04	4.04	4.18	4.19
Ca	0.06	0.05	0.06	0.01	0.03	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
K	1.27	1.32	1.20	1.36	1.35	1.16	1.42	1.42	1.38	1.44	1.41	1.42

表 3.2.5 變質泥質岩樣本 TT05-4QMS 黑雲母 EPMA 分析結果

Wt.%	9	11	12	14	16	17	20	21	23	28	29	31
SiO ₂	37.77	40.73	35.46	42.30	38.60	37.88	38.65	37.37	36.50	37.81	37.11	38.48
TiO ₂	0.83	0.67	1.01	0.94	0.86	0.99	0.69	0.94	0.93	1.08	0.95	0.90
Al ₂ O ₃	16.11	18.49	15.01	15.20	16.23	16.26	19.18	15.11	15.12	16.10	16.65	17.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.04
FeO	17.83	14.75	18.07	17.02	19.57	18.42	15.11	18.30	19.36	18.42	18.73	17.16
MnO	0.42	0.29	0.39	0.41	0.39	0.40	0.22	0.46	0.36	0.42	0.42	0.33
MgO	11.64	9.15	11.86	9.90	10.52	11.22	7.67	11.90	11.47	11.73	11.39	10.35
CaO	0.00	0.03	0.16	0.00	0.01	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.00	0.04
Na ₂ O	0.04	0.58	0.09	0.06	0.05	0.03	0.07	0.11	0.05	0.07	0.03	0.06
K ₂ O	8.85	8.27	7.91	8.22	8.76	8.60	8.80	8.98	8.66	8.47	8.81	8.63
Total	93.49	92.96	89.97	94.07	95.03	93.85	90.46	93.20	92.45	94.13	94.09	93.12
O=	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
subtotal	1.43	1.40	1.39	1.44	1.45	1.44	1.34	1.44	1.42	1.45	1.44	1.41
z/subt	15.33	15.69	15.83	15.26	15.22	15.33	16.42	15.32	15.50	15.22	15.32	15.56
Si	9.64	10.64	9.35	10.75	9.78	9.67	10.57	9.53	9.42	9.58	9.46	9.97
Ti	0.16	0.13	0.20	0.18	0.16	0.19	0.14	0.18	0.18	0.21	0.18	0.17
Al	2.42	2.85	2.33	2.28	2.42	2.44	3.09	2.27	2.30	2.40	2.50	2.62
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	3.80	3.22	3.98	3.61	4.14	3.93	3.45	3.90	4.18	3.90	3.99	3.72
Mn	0.09	0.07	0.09	0.09	0.08	0.09	0.05	0.10	0.08	0.09	0.09	0.07
Mg	4.43	3.56	4.66	3.75	3.97	4.27	3.13	4.52	4.41	4.43	4.33	4.00
Ca	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	0.01	0.15	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
K	1.44	1.38	1.33	1.33	1.41	1.40	1.53	1.46	1.42	1.37	1.43	1.43



微區螢光光譜分析儀(Micro-XRF)

使用 Micro-XRF 針對 Type I 型礦脈進行元素分布繪圖，結果如圖 3.2.12、圖 3.2.13 所示。在圖 3.2.12 中，可見少量鉀長石與方解石以條帶狀分布於礦脈中，此外觀察到部分斜黝簾石圍岩碎塊被包裹於黑雲母礦脈中。

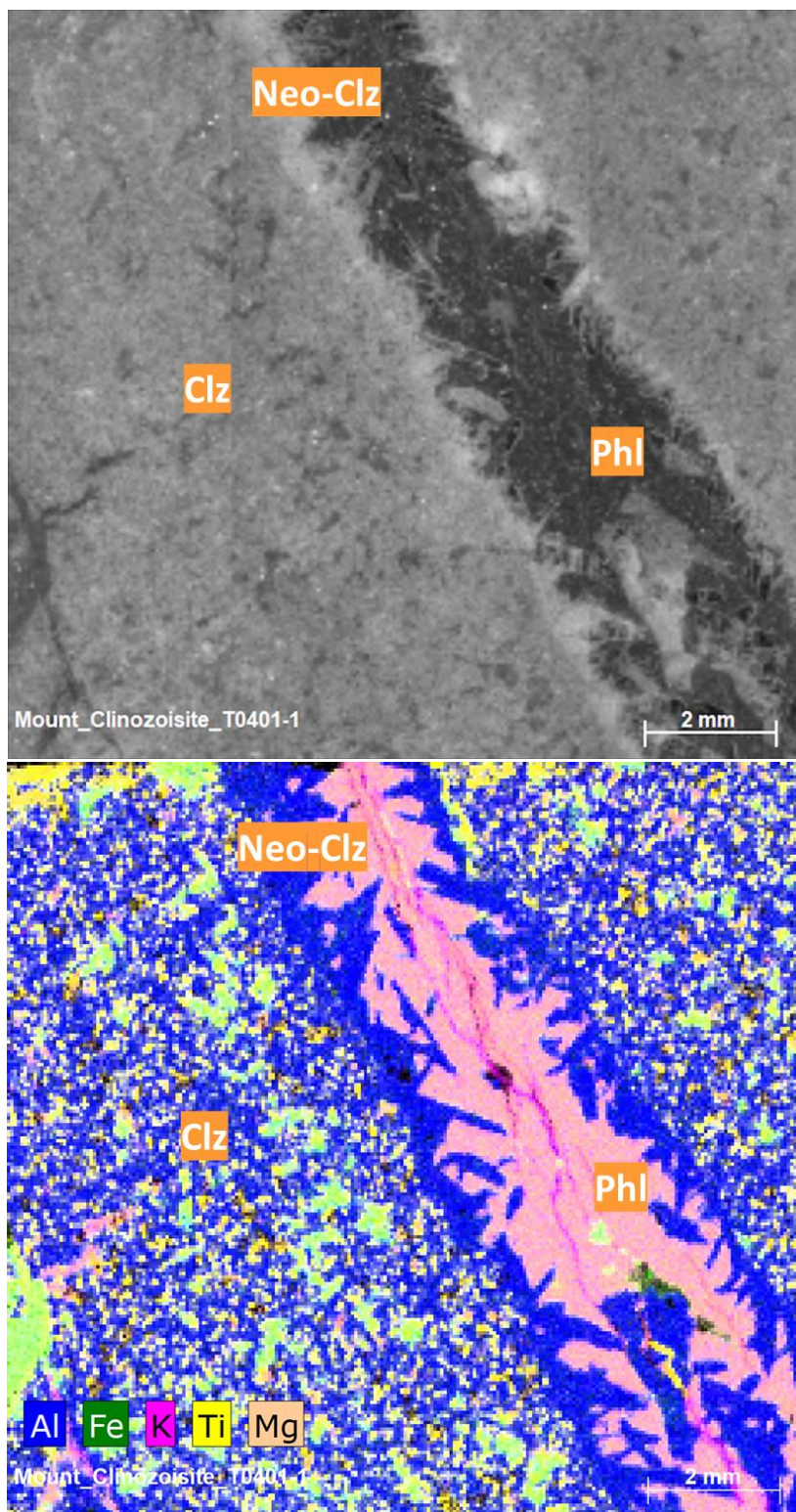


圖 3.2.12 Type I 礦脈 Micro-XRF Mapping 結果。

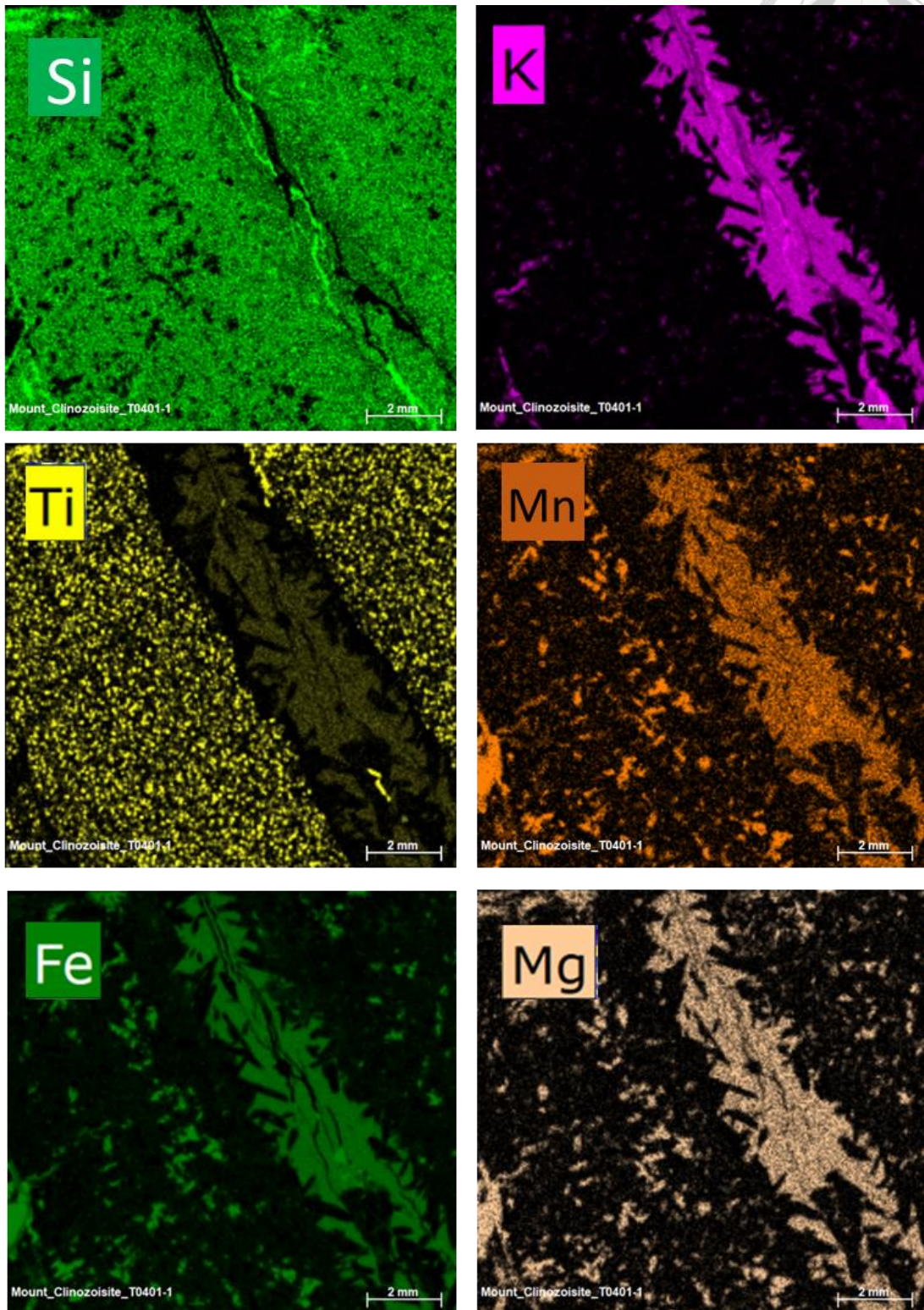


圖 3.2.13 Type I 礦脈各元素 Micro-XRF Mapping 結果。



樣本礦物鑑定結果

本實驗樣本 220926 中的黑雲母礦脈 X 光粉末繞射結果如圖所示，包含金雲母 (Tetraferriphlogopite)、鐵黑雲母 (Annite)。而樣本 220926 中新生斜黝簾石拉曼光譜儀鑑定結果為綠簾石-斜黝簾石。

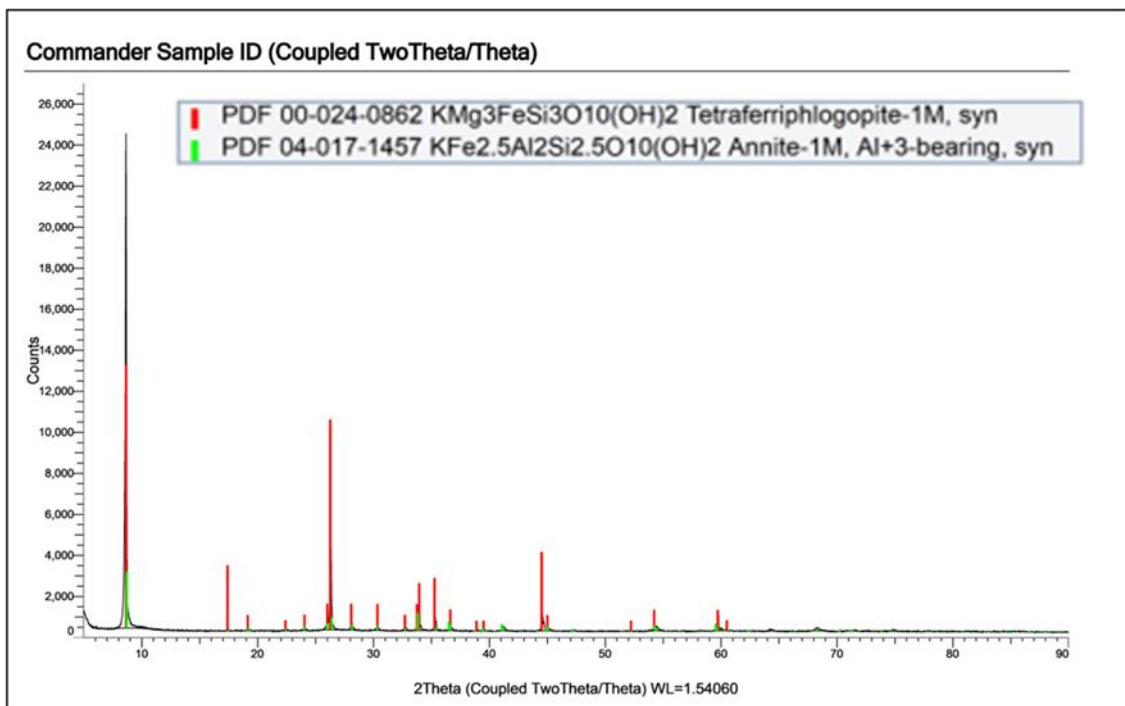


圖 3.2.14 樣本 220926 黑雲母礦脈樣本 X 光粉末繞射結果。

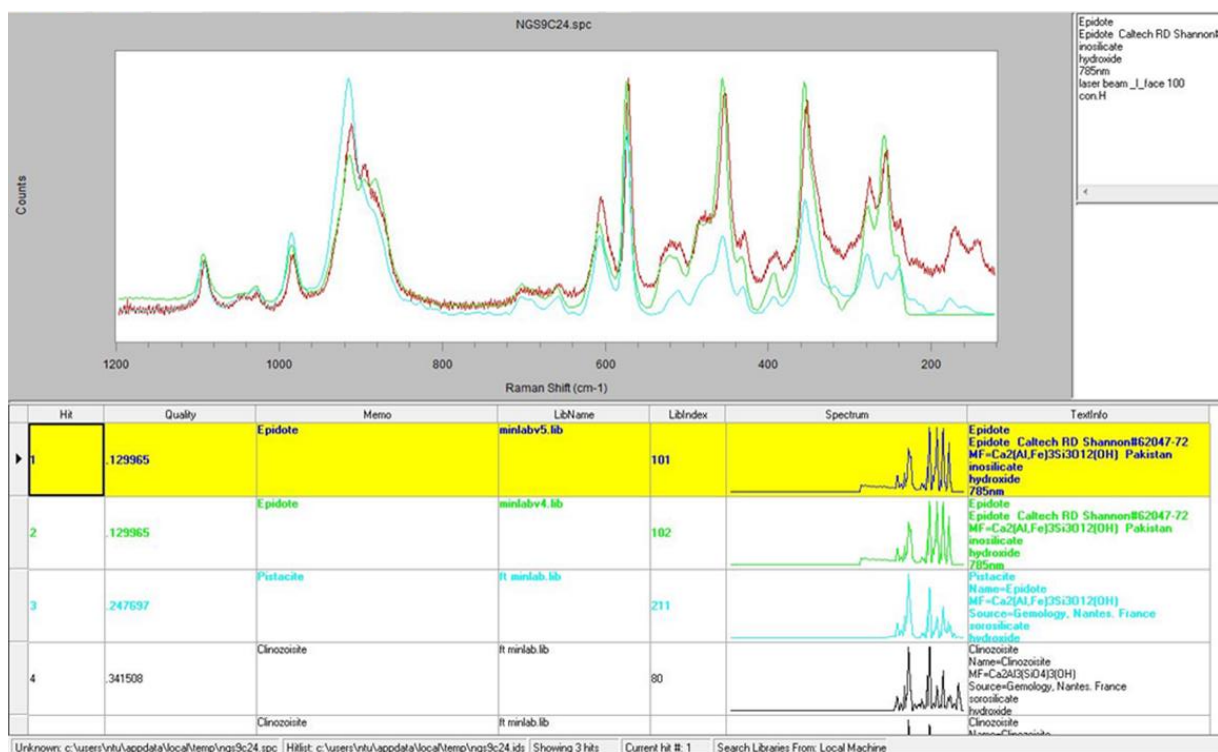


圖 3.2.15 樣本 220926 新生斜黝簾石拉曼光譜鑑定結果。

3.2.4 Type II 型礦脈

Type II 型礦脈(圖 3.2.16)為與綠簾石-斜黝簾石基質直接接觸的金雲母礦脈。於 Type II 礦脈中，金雲母礦物顆粒大小介於 30-80 微米，且呈無序排列。金雲母在平行偏光下為淡綠色，並呈弱多色性。干涉色為三階粉綠-粉紫色或黃綠色之異常干涉色，與 Type II 礦脈之金雲母並無顯著差異。而與之接觸之綠簾石-斜黝簾石邊界並無接觸變質或熱液蝕變現象。

於掃描式電子顯微鏡影像下，依然可見綠簾石-斜黝簾石基質受到流體參與角礫岩化作用將基質剪切破碎(圖 3.2.17)。

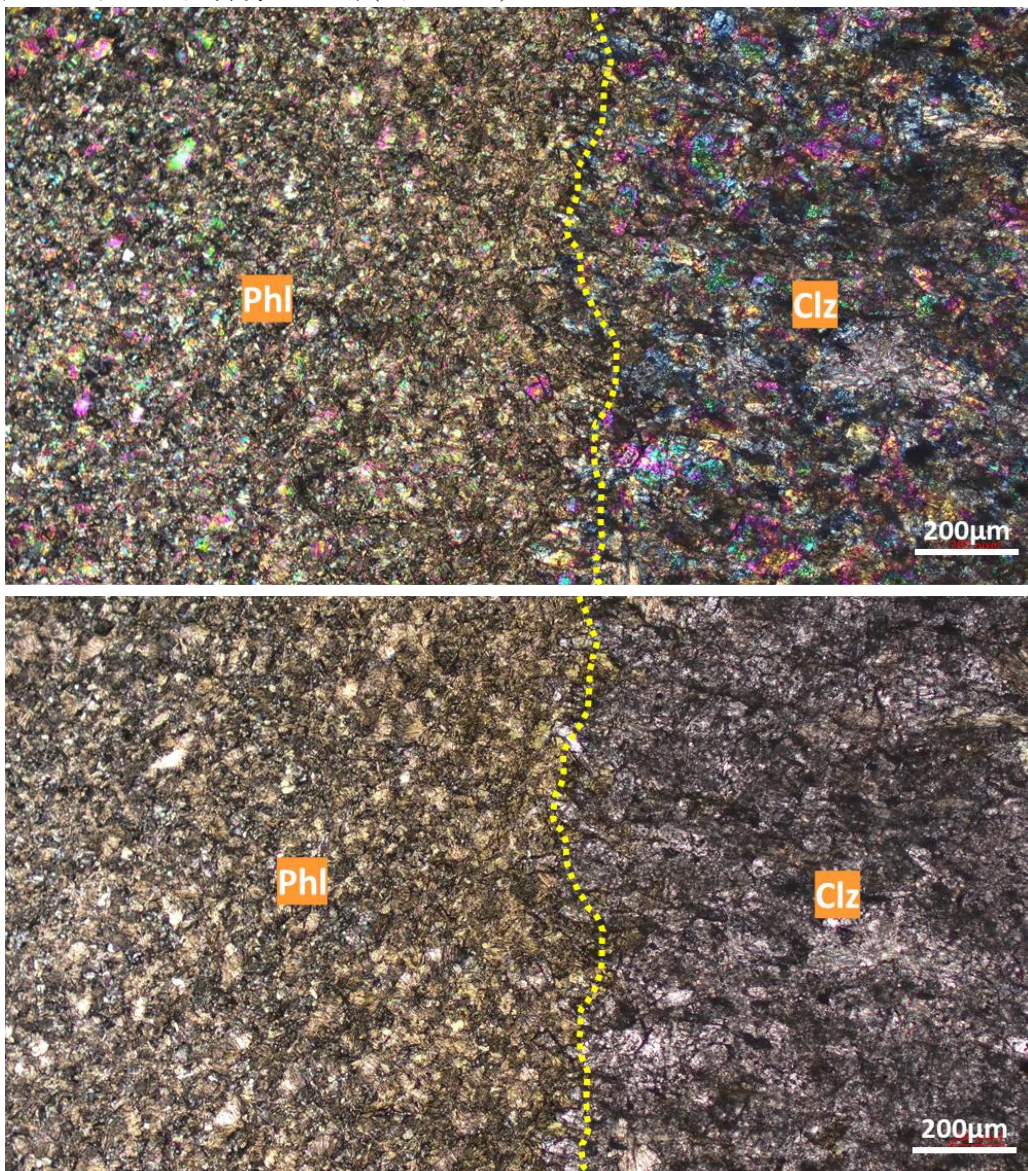


圖 3.2.16 Type II 礦脈偏光顯微鏡影像。

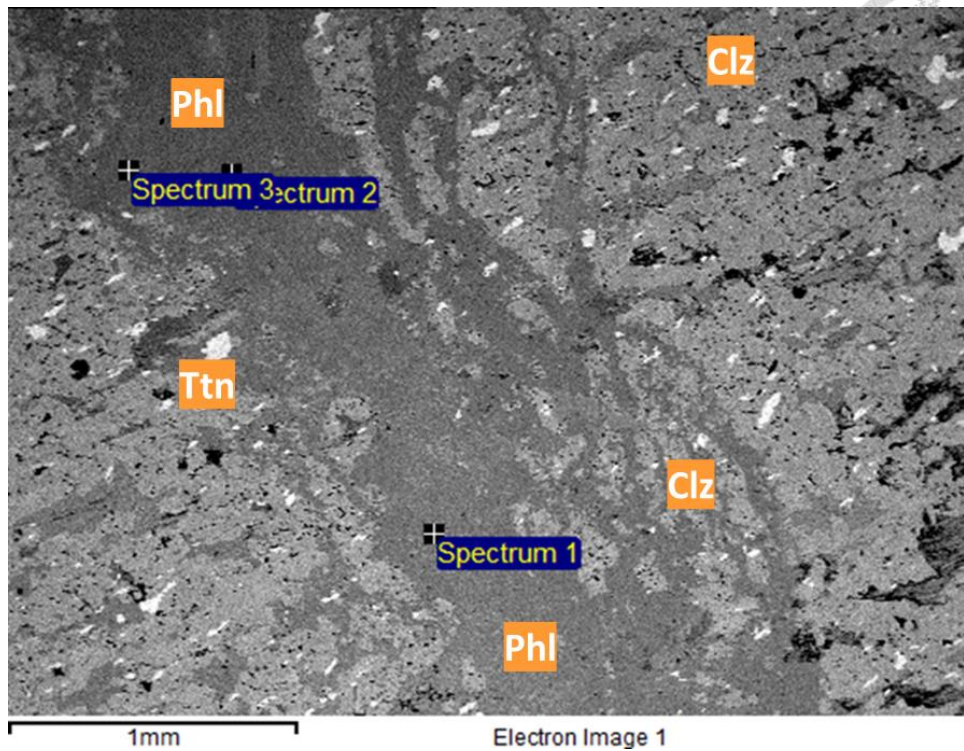


圖 3.2.17 Type II 型礦脈掃描式電子顯微鏡背散射影像(SEM-BSE)。

3.2.5 Type III 型礦脈

Type III 型礦脈為灰白色之新生斜黝簾石礦脈(圖 3.2.18)，於偏光顯微鏡下，斜黝簾石呈一階亮橘色至二、三階之異常干涉色，具有高度浮影，此外也有部分顆粒呈現普魯士藍之異常干涉色。斜黝簾石晶體長寬介於 100-400 微米，晶形為自形-半自形且緊密鑲嵌。此外於新生之斜黝簾石中也沒有觀察到碳物質與楣石存在。

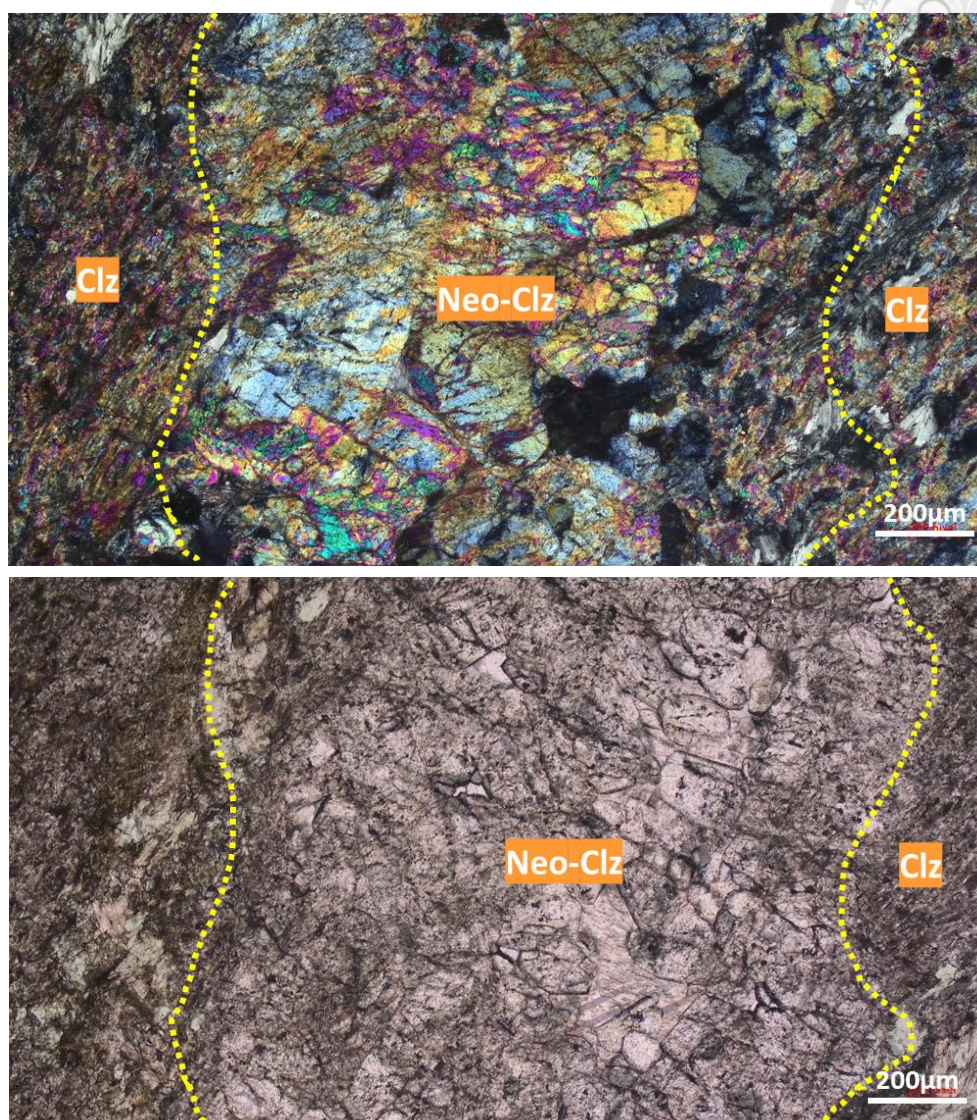
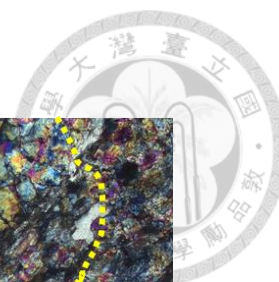


圖 3.2.18 Type III 礦脈偏光顯微鏡影像。新生斜黝簾石與綠簾石-斜黝簾石基質具有明顯邊界

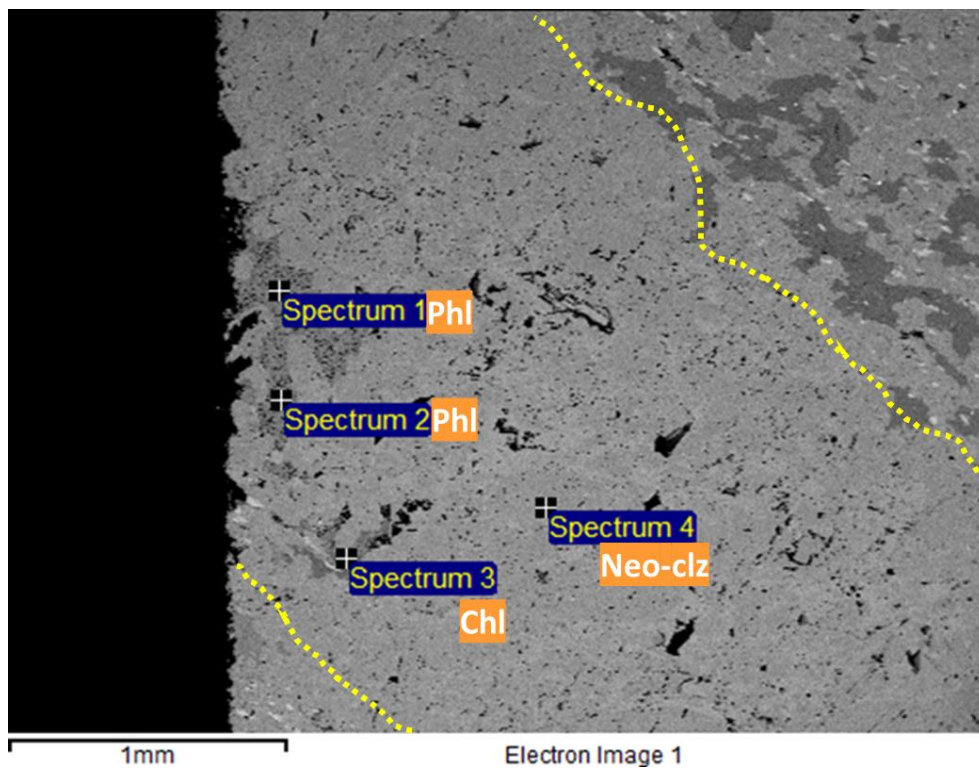
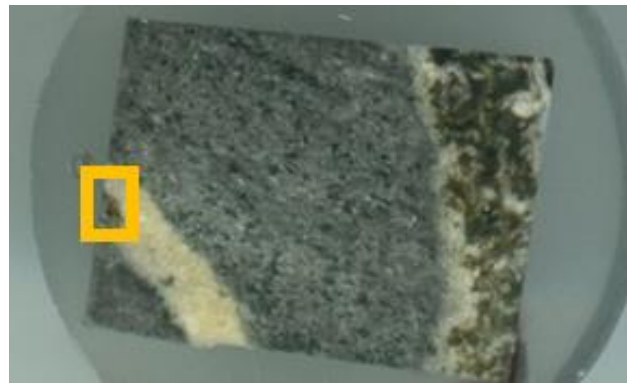


圖 3.2.19 Type III 礦脈可見光影像(上)與背散射影像(下)。Chl=Chlorite，Phl=Phlogopite，Neo-clz=Neoformed clinozoisite。

然而於掃描式電子顯微鏡背散射影像 (圖 3.2.19) 中，依然可以觀察到新生斜黝簾石礦脈當中存在少量綠泥石與金雲母，且組成成分與其他種類礦脈並無明顯差異。



3.2.6 變質泥質岩

變質泥質岩樣本 TT05-4BS (圖 3.2.20) 主要由石英、斜長石、白雲母以及碳物質所構成，又稱石墨片岩或黑色片岩。除了上述主要之組成礦物，也存在著黑雲母、黃鐵礦、多矽白雲母、透閃石、褐簾石、斜黝簾石、楣石等副礦物。於電子顯微鏡下可見雲母、角閃石等片狀、柱狀礦物平行葉理方向生長，為定義此岩石葉裡面之主要礦物。

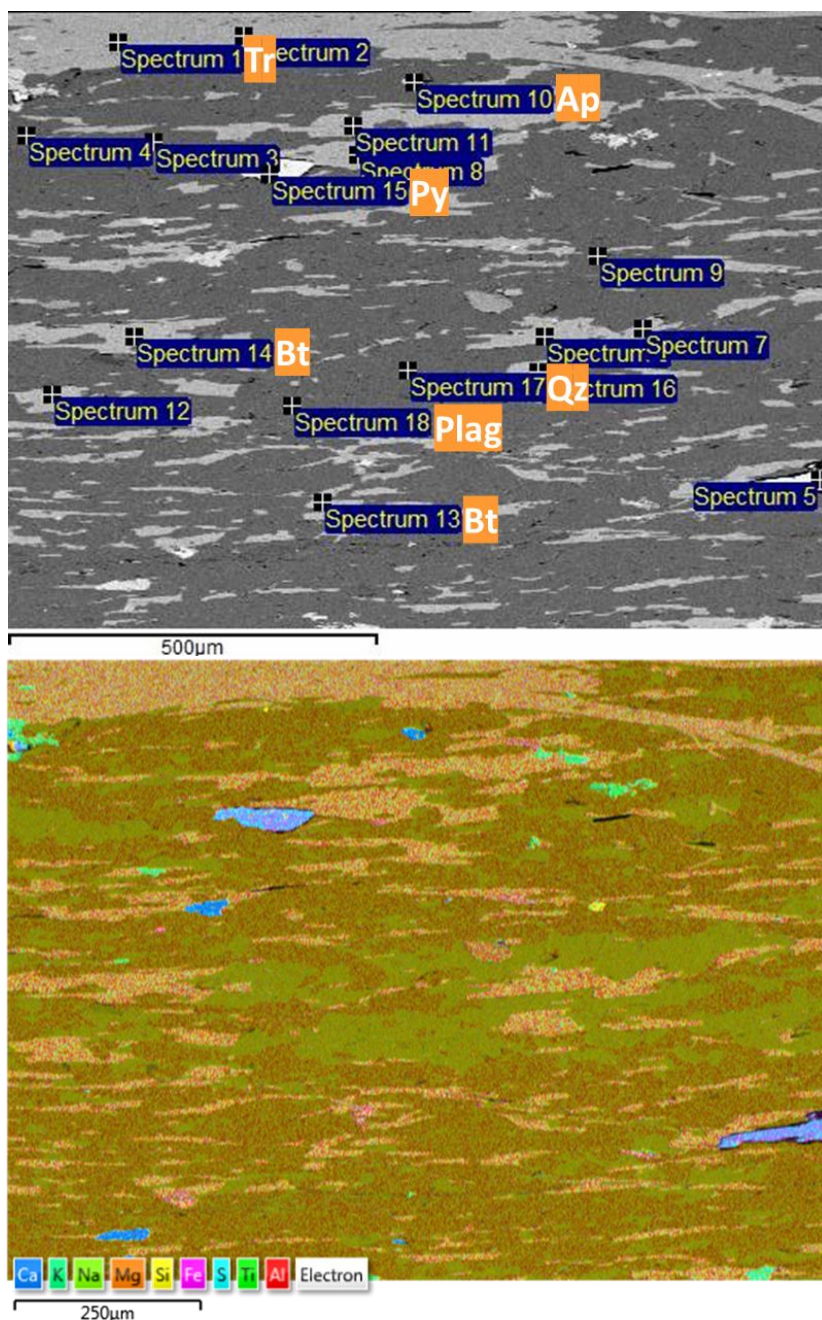


圖 3.2.20 變質泥質岩掃描式電子顯微鏡背散射 (SEM-BSE) 影像 (上)，與能量散射光譜儀區域掃描 (EDS-Mapping) 影像 (下)。

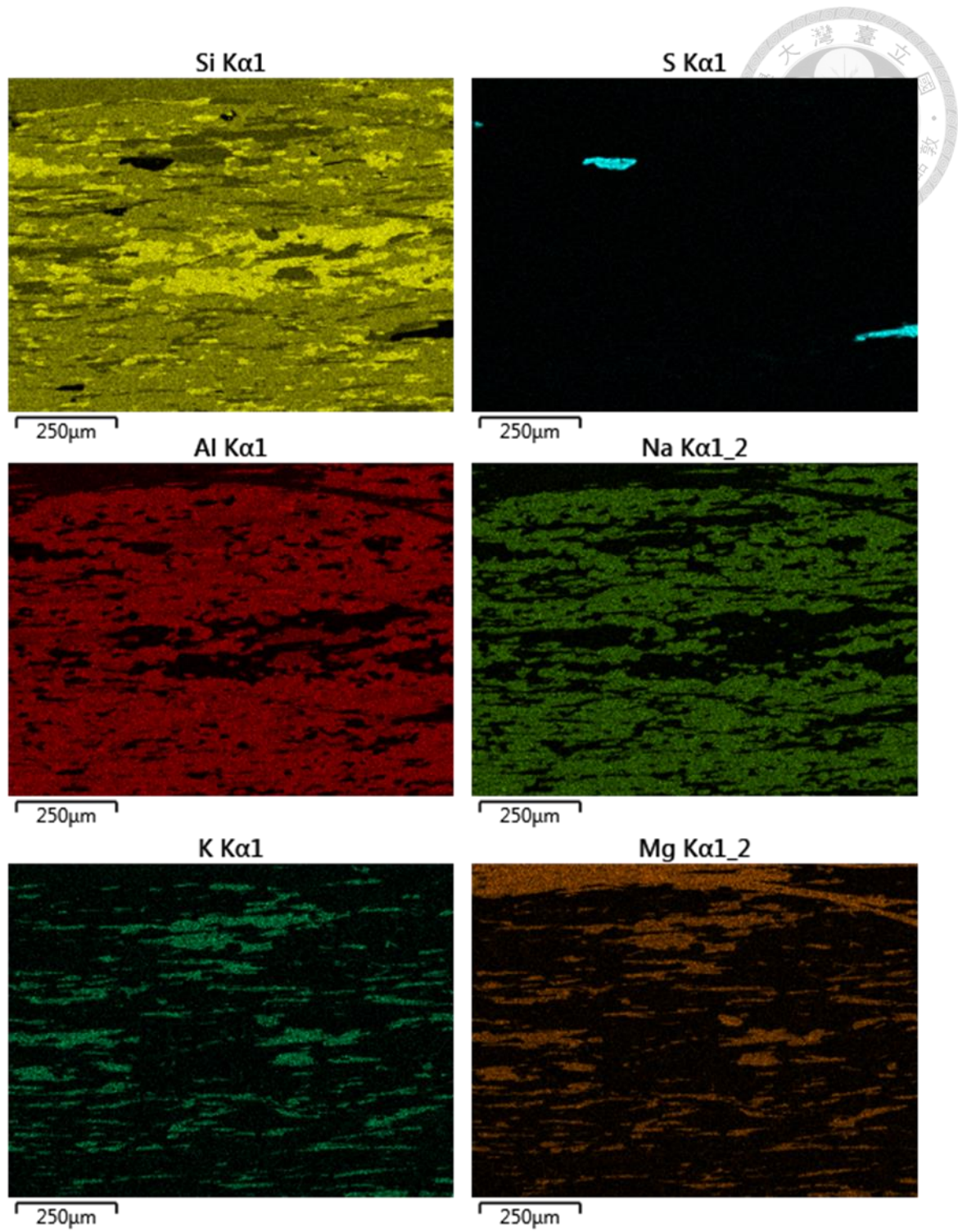


圖 3.2.21 變質泥質岩掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。



3.2.7 矽質片岩

矽質片岩樣本 TT05-4QMS 為變質泥質岩樣本 TT05-4 中，石英比例較高的部分。於手標本觀察下可見其顏色相較其他部分呈現淺棕色，且葉理較不發達。於電子顯微影像中，可明顯觀察到石英比例明顯較高。此外也可觀察到雲母類礦物平行排列，形成一組葉理面(圖 3.2.22)。

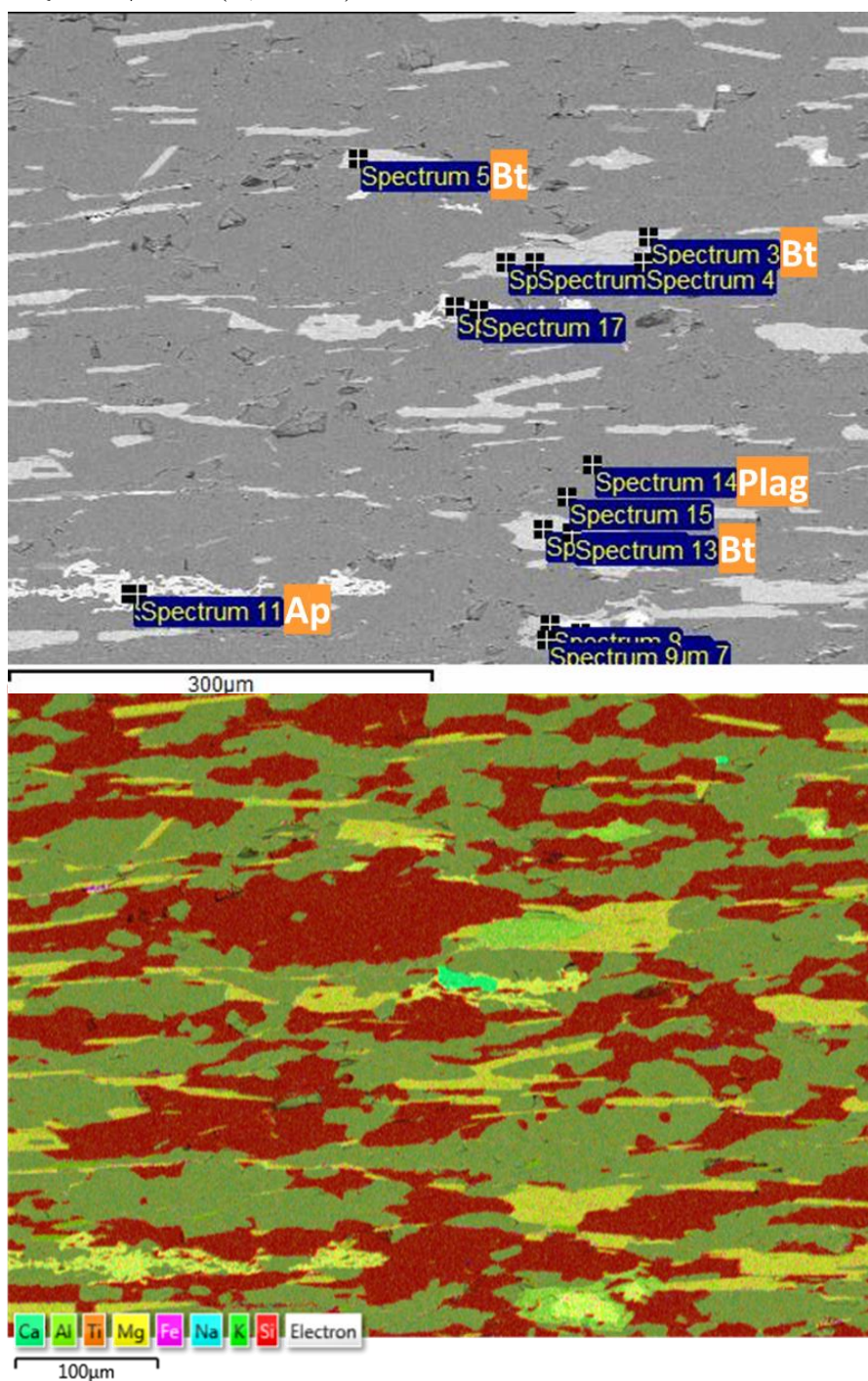


圖 3.2.22 變質泥質岩掃描式電子顯微鏡背散射 (SEM-BSE) 影像 (上)，與能量散射光譜儀區域掃描 (EDS-Mapping) 影像 (下)。

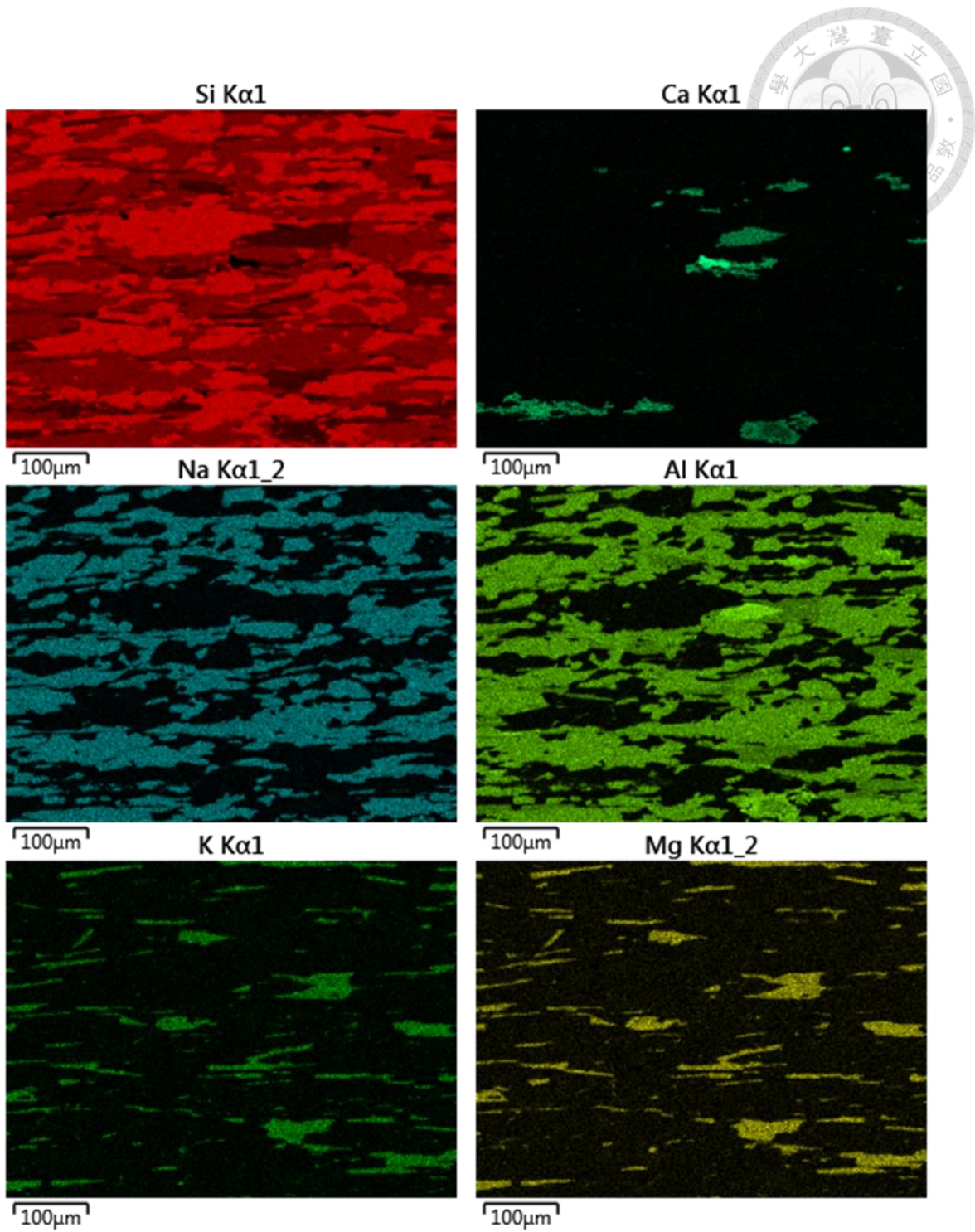


圖 3.2.23 砂質片岩樣本掃描式電子顯微鏡能量散射光譜儀元素分布圖。

3.2.8 樣本 T0401-2 (Type I 礦脈)

樣本 T0401-2 為林佳穎 (2017) 之研究樣本。該樣本同樣採集於花蓮天星礦場，為含有金雲母礦脈之綠簾石-斜黝簾石岩樣本。於偏光顯微鏡下，可觀察到緊鄰黑雲母礦脈之新生斜黝簾石成纖維狀生長，且其晶體長軸垂直裂隙方向 (σ_1) 生長 (圖 3.2.24)。

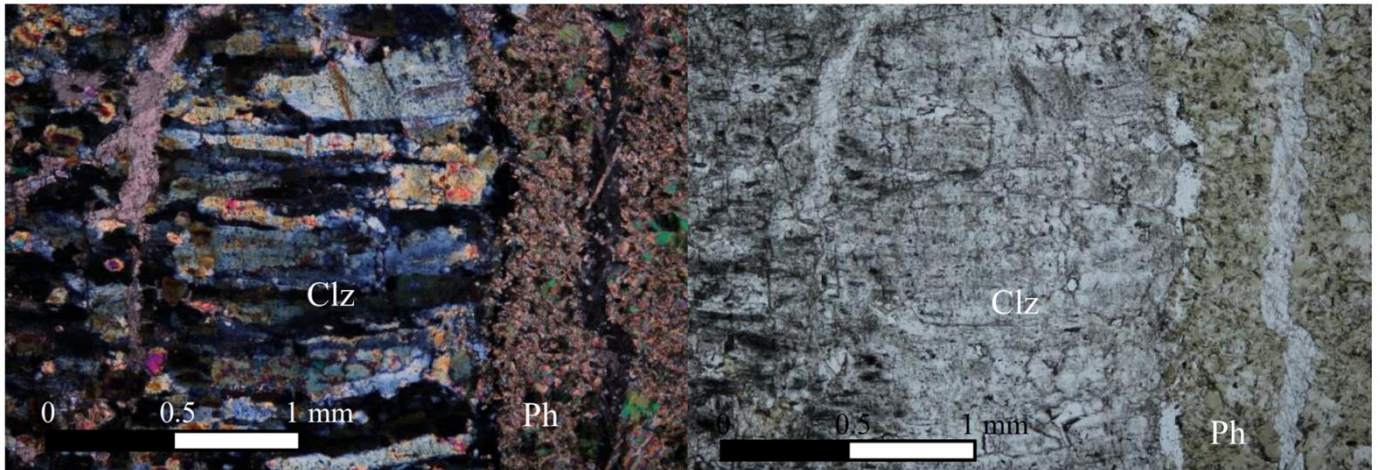


圖 3.2.24 樣本 T0401 纖維狀之新生斜黝簾石。圖片取自林佳穎 (2017)

第四章 討論



4.1 綠簾石-斜黝簾石岩之原岩

根據綠簾石-斜黝簾石岩之岩象分析，於其中可觀察到鈉長石或鉀長石以殘餘相 (Relict facies) 存在於綠簾石-斜黝簾石岩中 (圖 3.2.2、圖 4.1.1)。此外，綠簾石-斜黝簾石岩中也觀察到碳物質的存在 (圖 3.2.3)。在野外露頭中，綠簾石-斜黝簾石岩經常出露在閃玉換質帶中鄰近變質泥質岩之部分 (圖 3.1.1、圖 3.1.2)，且於變質泥質岩中也同樣發現少量之斜黝簾石 (圖 4.1.2)。另外根據 Yui (2014) 估算綠簾石-斜黝簾石岩之生成溫度約為 320-420°C，且 Brunsmann (2000) 指出斜黝簾石富集帶可能為熱液換質之特徵。因此綜合以上觀察，推測綠簾石-斜黝簾石岩應為變質泥質岩受到熱液換質之產物。

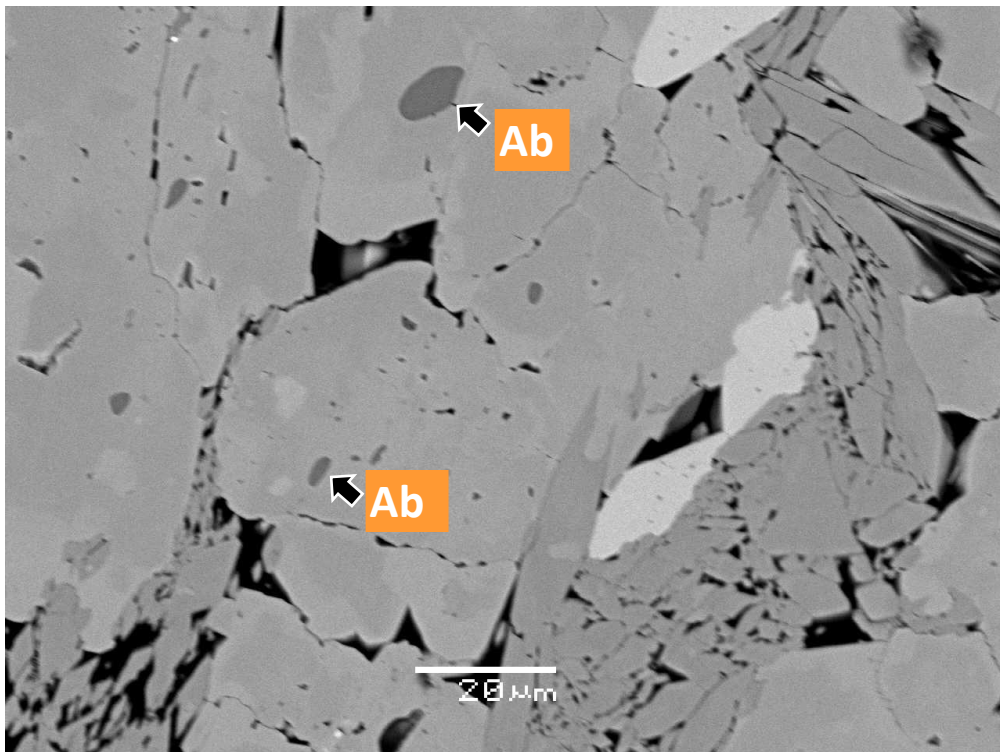


圖 4.1.1 綠簾石-斜黝簾石岩中鈉長石殘餘相背散射影像。

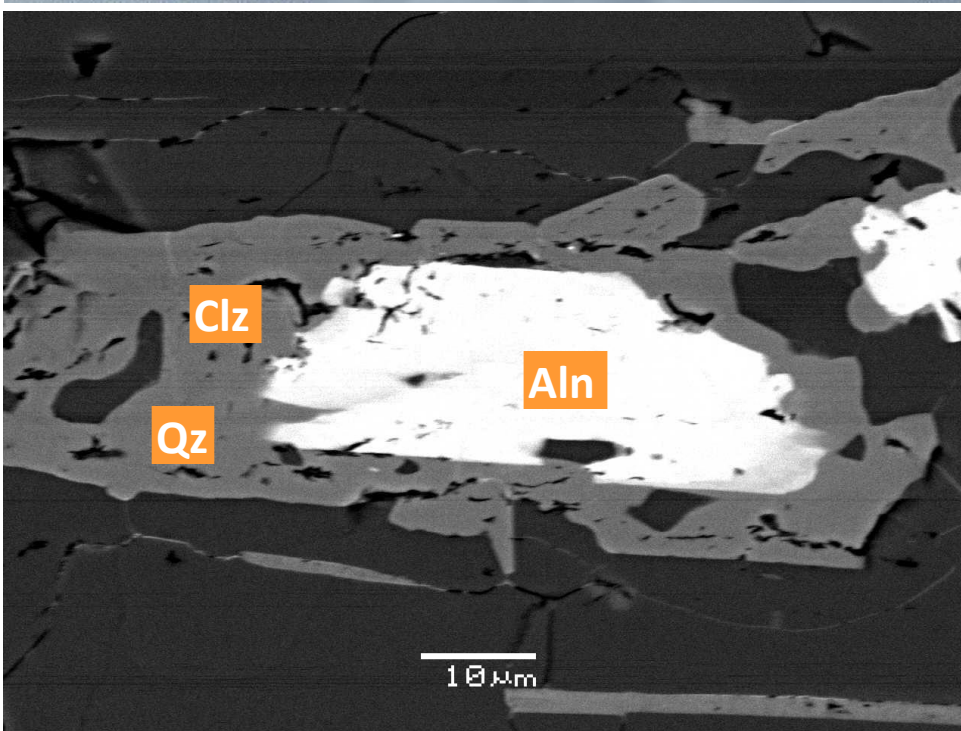
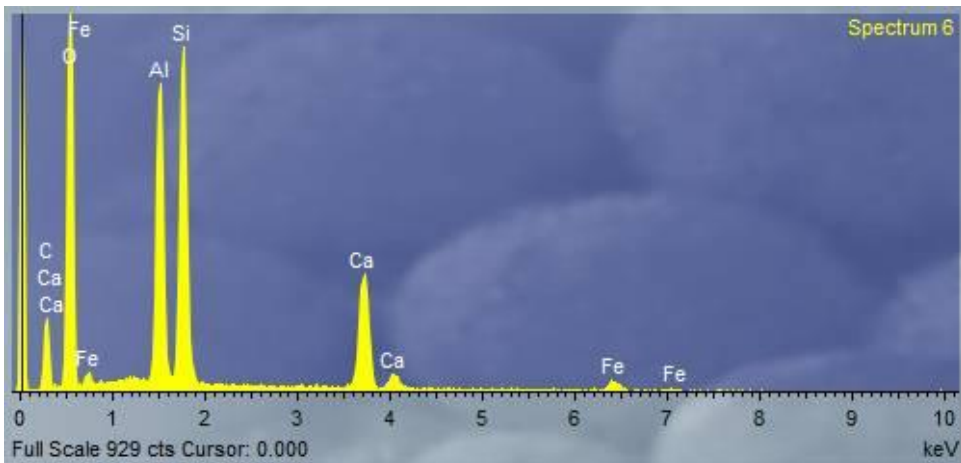
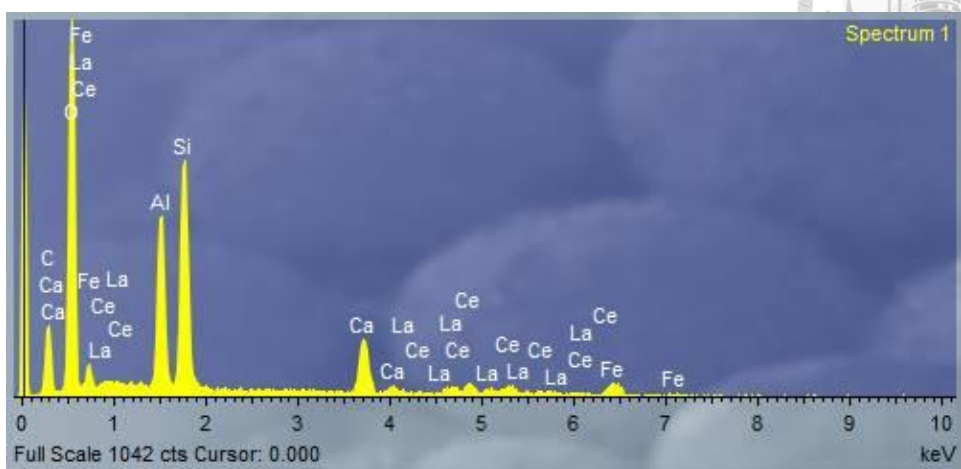


圖 4.1.2 變質泥質岩中斜黝簾石與褐簾石背散射影像與 EDS 分析結果。

4.2 新生斜黝簾石與圍岩斜黝簾石之比較

新生斜黝簾石為黑雲母礦脈中具有完整晶型、且晶體長軸方向多垂直裂隙方向生長之斜黝簾石(圖 3.2.3)。於組成成分上，新生斜黝簾石與基質之斜黝簾石具有相近之主量元素組成，其鐵元素比例皆落在 4-10 wt%，並無顯著差異(4.2.1)。然而於外觀產狀上，新生之斜黝簾石相對圍岩之斜黝簾石具有更大且完整之結晶，且並無榭石、鈉長石等礦物共生。於掃描式電子顯微鏡背散射(SEM-BSE)影像中，圍岩斜黝簾石顆粒邊界不明顯，且具有明顯破碎、重融並填充之產狀(圖 4.2.1)。而在新生之斜黝簾石中，晶體呈自形或半自形，並存在振盪環帶(Oscillatory zoning, 圖 3.2.9)。根據 Belkin (2023) 等人之研究，振盪環帶可能為斜黝簾石熱液成因之證據，此外也多具有高鐵之核心。根據兩種不同的產狀判斷，圍岩之斜黝簾石應為熱液將緻密之原岩換質、溶蝕並填充所形成，而新生之斜黝簾石為熱液於一開口裂隙中沉澱、結晶所形成，並晚於圍岩之斜黝簾石形成。另外，形成兩者之熱液組成成分可能接近，但因為形成環境與次序差異而有不同的產狀。

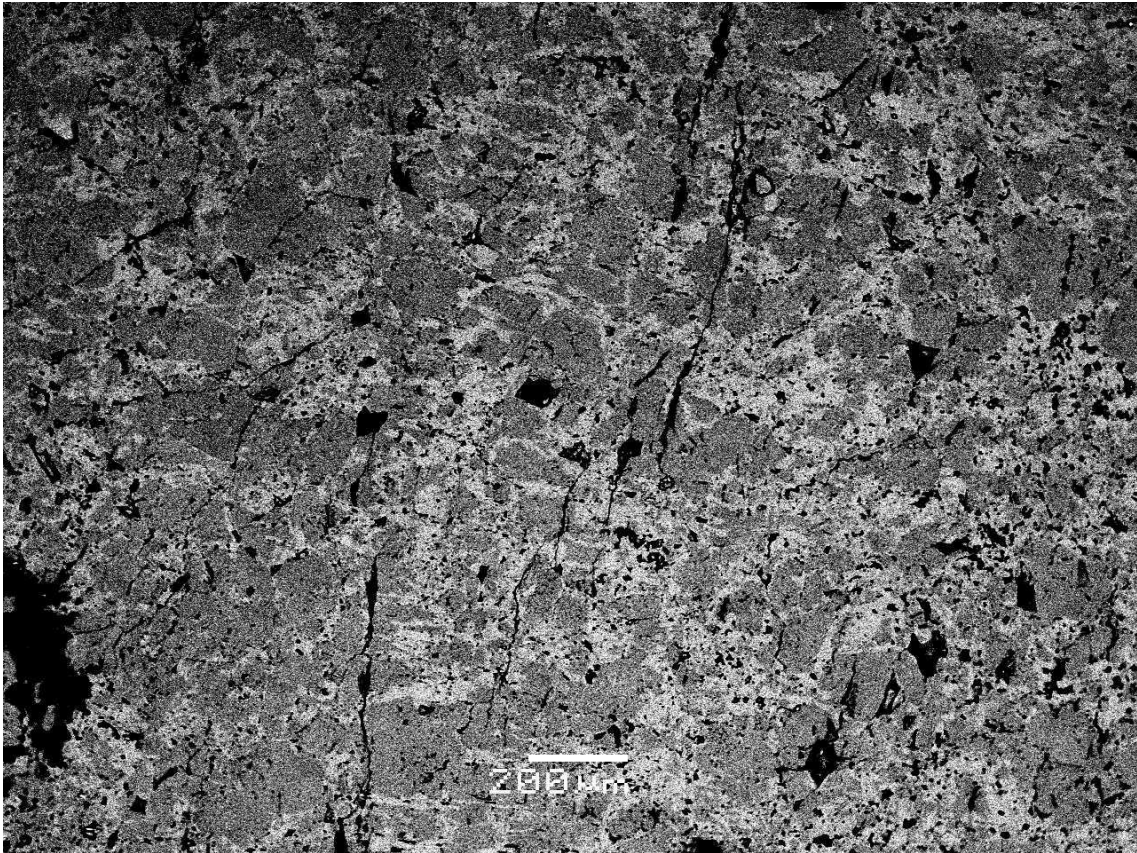


圖 4.2.1 綠簾石-斜黝簾石岩圍岩掃描式電子顯微背散射(SEM-BSE)影像。

表 4.2. 1 新生斜黝簾石與圍岩斜黝簾石 EPMA 分析結果。

圍岩斜黝簾石																																							
No.	1	9	10	9	10	11	12	13	14	15	16	17	36	37	38	39	40	平均±標準差																					
SiO ₂	38.863	38.232	38.812	38.232	38.812	38.262	36.908	38.339	37.85	37.862	38.52	38.455	38.897	38.339	38.937	38.83	38.404	38.4±0.5																					
TiO ₂	0.027	0.123	0.106	0.123	0.106	0.109	0.061	0.052	0.096	0.193	0.109	0.1	0.436	0.11	0.153	0.09	0.025	0.1±0.1																					
Al ₂ O ₃	29.658	28.599	28.247	28.599	28.247	28.001	28.648	30.288	25.962	28.35	26.741	28.32	29.482	26.817	29.772	29.581	28.71	28.5±1.1																					
Cr ₂ O ₃	0	0	0.031	0	0.031	0.006	0.012	0.018	0.04	0.02	0.04	0	0.008	0.013	0.017	0	0.039	0±0																					
FeO	4.866	6.26	6.581	6.26	6.581	6.678	5.912	5.025	8.997	6.441	8.474	6.025	4.88	9.056	5.053	5.004	5.666	6.3±1.3																					
MnO	0.093	0.094	0.16	0.094	0.16	0.185	0.074	0.012	0.154	0.125	0.131	0.122	0.082	0.036	0.057	0	0.162	0.1±0.1																					
MgO	0.008	0.078	0.025	0.078	0.025	0.015	0	0.015	0.024	0.021	0.004	0.001	0.022	0.013	0.012	0	0	0±0																					
CaO	24.75	24.047	23.838	24.047	23.838	24.198	24.293	24.697	23.803	24.276	23.963	24.04	24.487	24.157	24.355	24.703	24.237	24.2±0.3																					
Na ₂ O	0	0	0.003	0	0.003	0	0	0.005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0±0																					
K ₂ O	0	0	0.013	0	0.013	0.014	0.009	0	0.021	0.045	0.015	0.003	0	0	0.006	0.018	0	0±0																					
Total	98.265	97.433	97.816	97.433	97.816	97.468	95.917	98.451	96.947	97.333	97.997	97.066	98.294	98.541	98.362	98.226	97.243	97.7±0.7																					
新生斜黝簾石																																							
No.	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	32	33	34	35	36	37	38	平均±標準差																					
SiO ₂	37.891	38.38	37.94	38.806	64.977	38.669	38.738	38.696	38.343	38.798	38.25	38.744	38.772	37.547	38.545	38.862	38.242	40±6.3																					
TiO ₂	0.031	0.039	0.12	0.171	0.016	0.043	0.078	0.059	0.066	0.046	0.063	0.008	0.071	0.059	0	0.199	0.118	0.1±0.1																					
Al ₂ O ₃	26.121	26.422	29.621	28.977	18.259	29.247	26.556	29.229	26.995	30.087	29.473	29.054	29.815	28.791	29.028	29.554	29.266	28±2.7																					
Cr ₂ O ₃	0	0.086	0	0.005	0	0	0.068	0	0	0	0	0.041	0	0.01	0.028	0	0	0±0																					
FeO	9.527	9.252	4.443	5.739	0.096	5.543	8.165	5.303	7.71	4.515	5.094	5.101	4.57	5.524	5.975	5.196	5.379	5.7±2.1																					
MnO	0.002	0.136	0.025	0.083	0	0.06	0.106	0	0.017	0	0.141	0.129	0.057	0.051	0.081	0.03	0.081	0.1±0																					
MgO	0.051	0.034	0	0.022	0	0	0	0.007	0.029	0	0.013	0.016	0.002	0.02	0.027	0	0.033	0±0																					
CaO	24.137	23.745	24.41	24.263	0.009	24.358	24.205	24.634	24.41	24.561	24.164	24.469	24.568	24.047	24.172	24.378	24.079	22.9±5.7																					
Na ₂ O	0	0.001	0	0	0.346	0	0.013	0	0	0	0.024	0	0	0.001	0	0	0	0±0.1																					
K ₂ O	0	0.038	0.012	0	15.367	0	0.006	0	0.001	0.013	0.03	0.008	0.01	0	0.028	0	0.011	0.9±3.6																					
Total	97.76	98.133	96.571	98.066	99.07	97.92	97.935	97.928	97.571	98.02	97.252	97.57	97.865	96.05	97.884	98.219	97.209	97.7±0.7																					

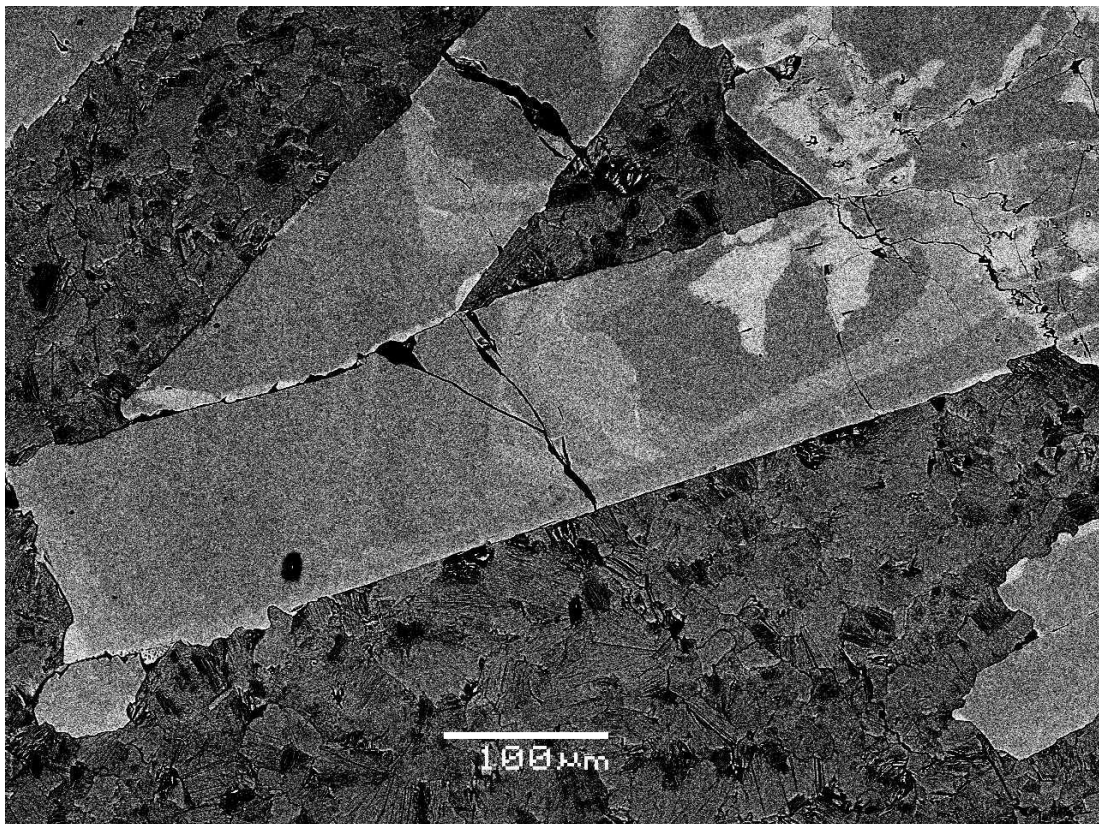
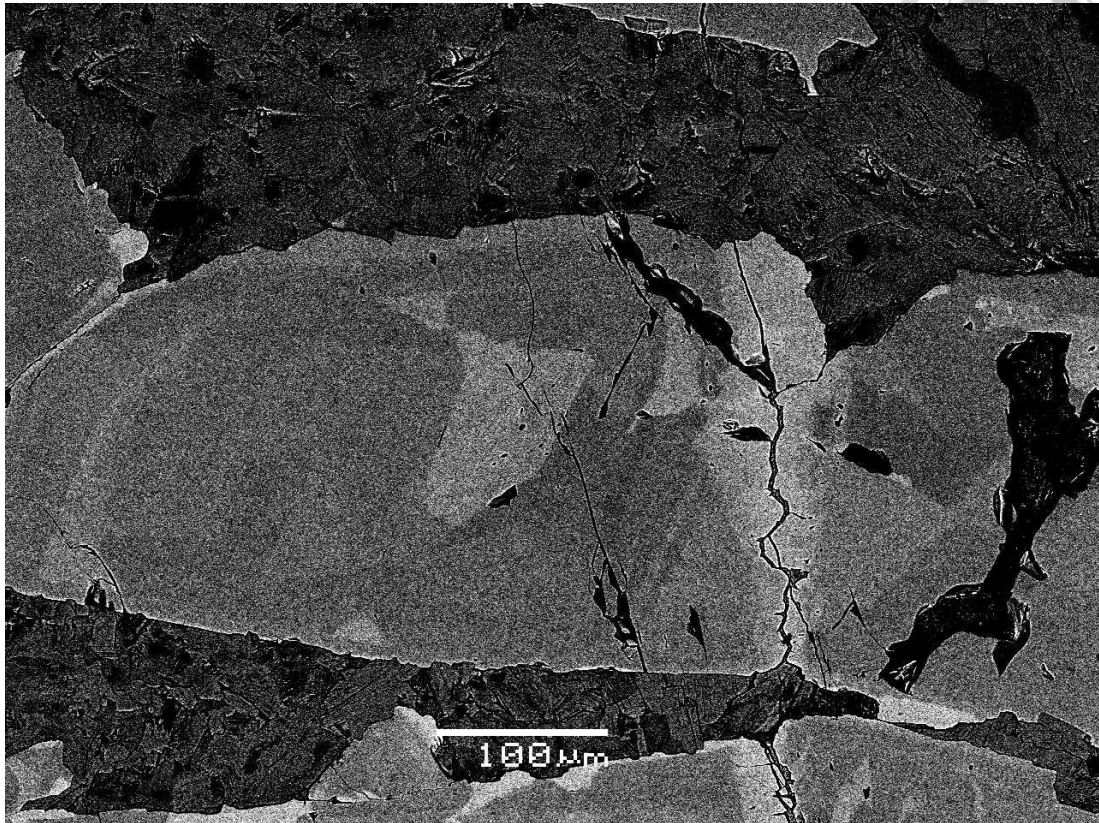


圖 4.2.2 具有高鐵核心(亮區)與振盪環帶之新生斜黝簾石 BSE 影像。

4.3 黑雲母礦脈礦物學分類

黑雲母為一龐大之礦物族群，並非單一明確之礦物，因此有必要針對其分類進行更明確之定義。本研究使用 Foster (1960)與 Deer (1992)所提出之黑雲母分類表進行投圖分類。針對電子微探儀數據，本研究以黑雲母標準 22 個氧原子計算其陽離子個數。

Foster (1960)使用 Mg、 $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ 和 $Fe^{2+}+Mn$ 三個端元進行計算，並將黑雲母分類為金雲母 (Phlogopite)、鎂黑雲母 (Mg-biotite)、鐵黑雲母 (Fe-biotite)和鐵葉雲母-鐵鋰雲母 (Siderophyllite & Lepidomelanes)等四種(圖 4.3.1)。根據計算結果，樣本編號 220926 中黑雲母礦脈皆屬於鎂黑雲母，而變質泥質岩樣本 TT05-4 中的黑雲母則屬於鐵黑雲母(圖 4.3.2)。

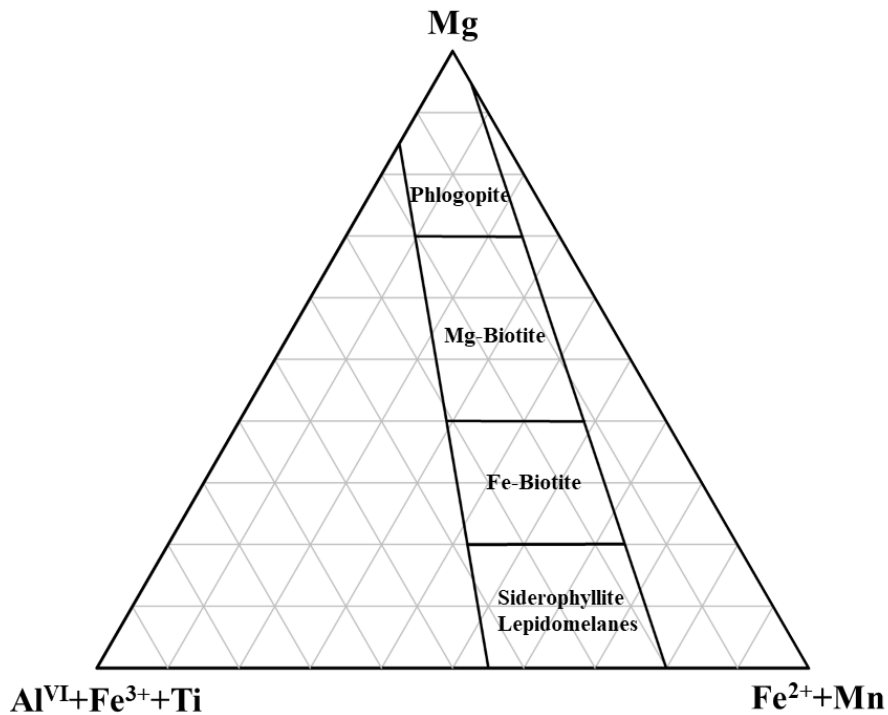


圖 4.3.1 Foster (1960)黑雲母分類圖。圖片改自 Foster (1960)。

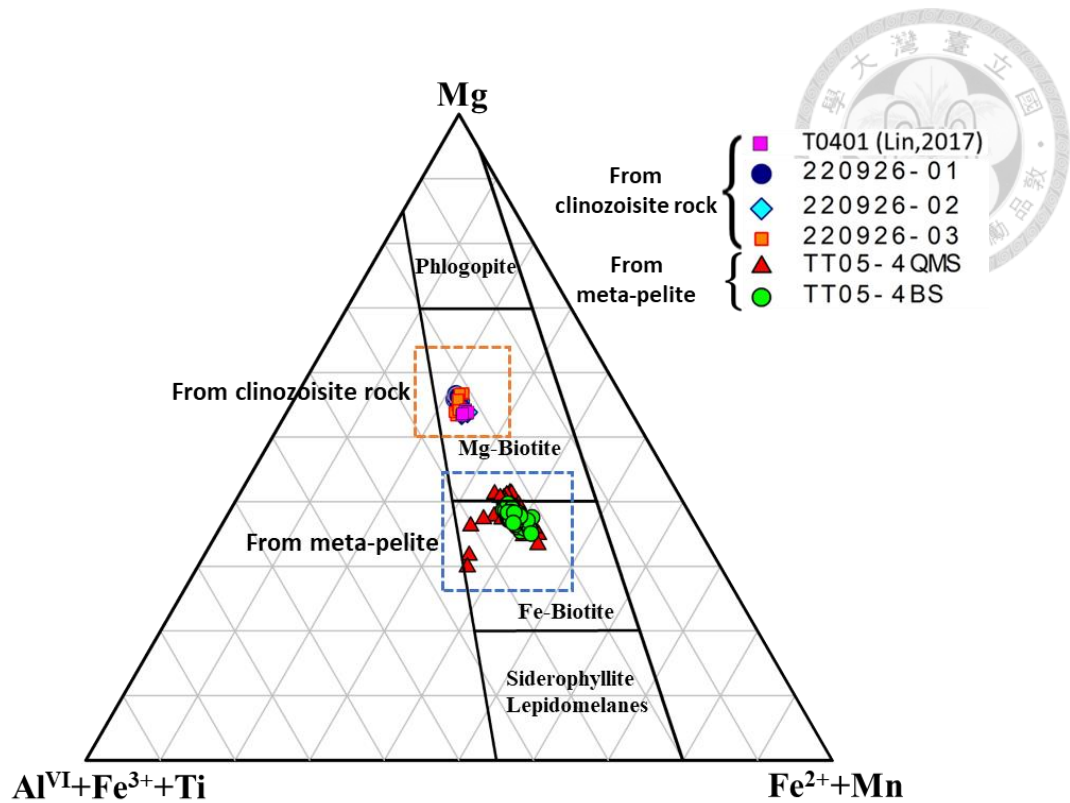


圖 4.3.2 黑雲母樣本分類結果。TT05-4QMS 為變質泥質岩中矽質片岩中的黑雲母，TT05-4BS 為石墨片岩中的黑雲母，而其餘樣本則來自綠簾石-斜黝簾石岩樣本 220926 當中的金雲母礦脈。

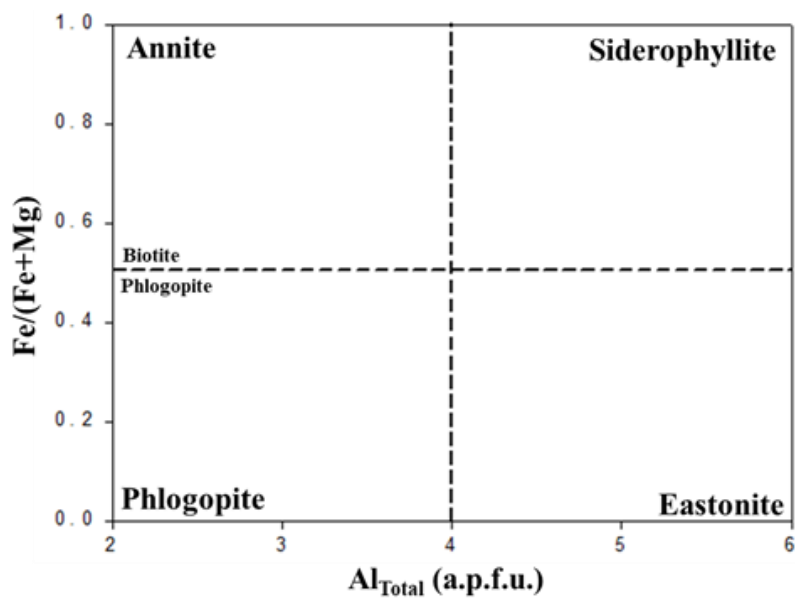


圖 4.3.3 Deer (1992)所提出之黑雲母分類圖。圖片改自 Deer (1992)。

Deer (1992)所發表之黑雲母分類圖採用#Fe (Fe/Fe+Mg)與 Al_{Total} 進行計算，並將黑雲母分為金雲母 (Phlogopite)、鐵葉雲母 (Siderophyllite)、鐵雲母 (Annite)、鎂葉雲母 (Eastonite)等四類 (圖 4.3.3)。根據計算結果，樣本 220926 中的黑雲母礦脈皆屬於金雲母，而樣本 TT05-4 中的黑雲母組成則介於金雲母至鐵雲母之間 (圖 4.3.4)。

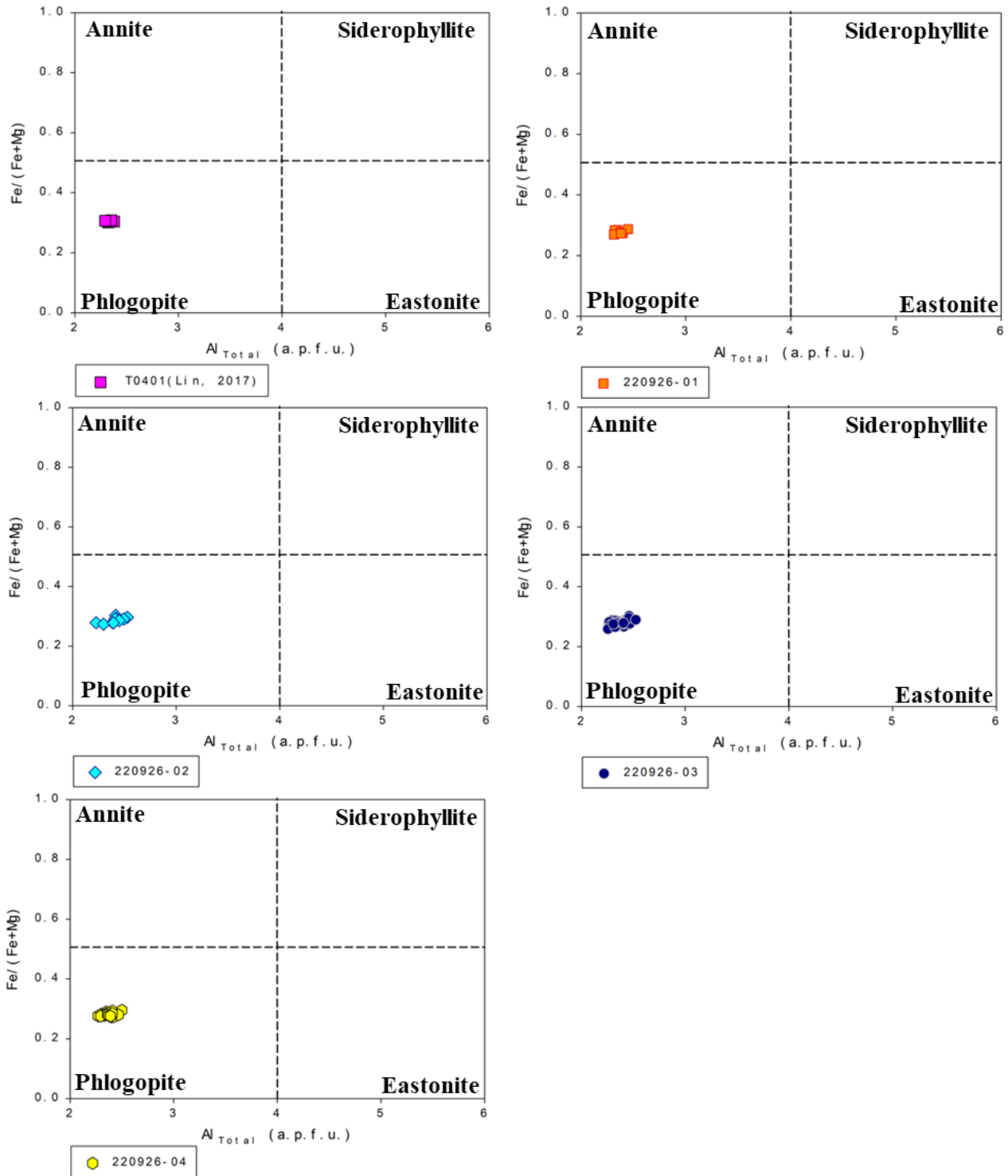


圖 4.3.4 Deer (1992)黑雲母分類圖。可見來自礦脈中之黑雲母皆屬於金雲母。

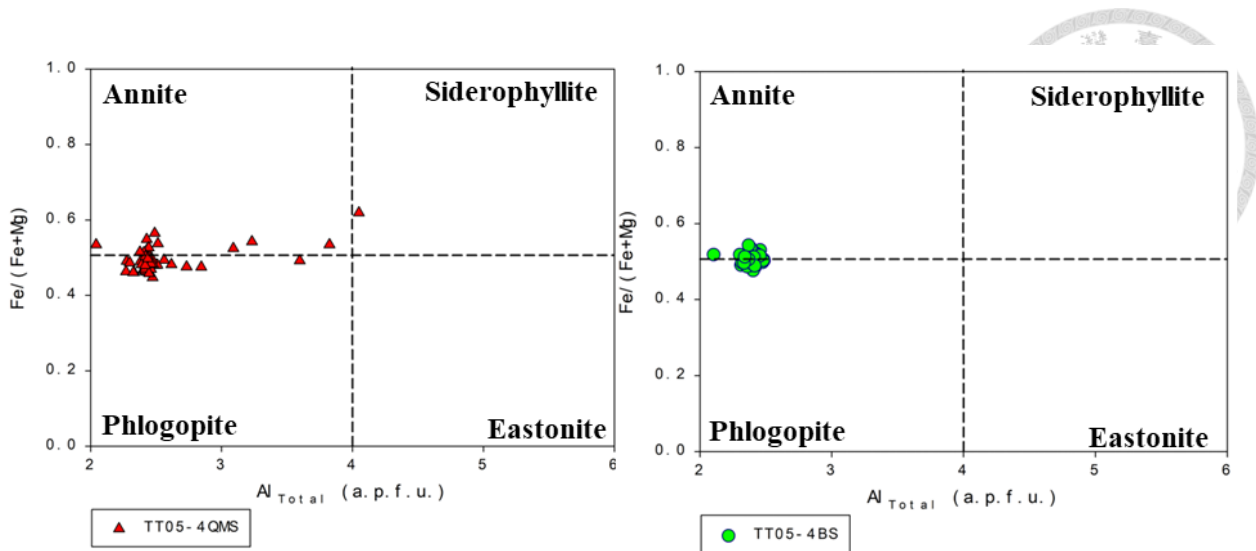


圖 4.3.5 變質泥質岩樣本 TT05-4 中黑雲母成分分類投圖。

綜合圖 4.3.2、圖 4.3.4、圖 4.3.5、圖 4.3.6 之結果，首先可以發現於含有黑雲母礦脈的綠簾石-斜黝簾石岩樣本 220926 中，不論 Type I、Type II 或 Type III 礦脈中雲母之主量成分組成皆高度重疊且無明顯差異，因此判斷形成此三種不同產狀礦脈的流體成分應無差異。而在變質泥質岩樣本 TT05-4 中，黑雲母鎂含量明顯減少，相對鐵的比例明顯增加，且黑雲母主量成分組成較為分散。

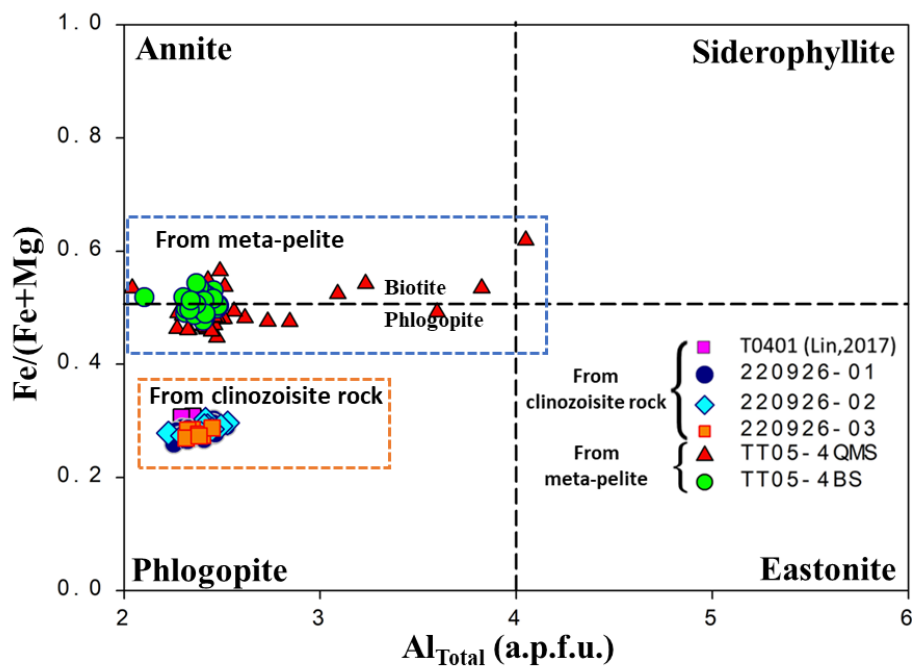


圖 4.3.6 黑雲母樣本使用 Deer (1992) 成分分類投圖結果。



4.3.2 黑雲母成因分類

經由 Deer (1992)與 Foster (1960)的黑雲母主量成分投圖計算發現，位於變質泥質岩中的黑雲母與與綠簾石-斜黠簾石岩中黑雲母礦脈的組成成分有著明顯差異。然而因變質岩中本身也可能存在因變質作用所形成的原生雲母，因此有必要針對雲母之成因進行探討。Nachit (2005)分析了近 500 個不同成因的黑雲母，並藉由 $10 \cdot \text{TiO}_2$ 、FeO、MgO 三個端元將黑雲母的成因分類為三大種類，分別為岩漿型黑雲母 (Magmatic biotites)、再平衡型黑雲母 (Reequilibrated biotites)和新生黑雲母 (Neoformed biotites) (圖 4.3.7)。其中岩漿型黑雲母代表此黑雲母係由岩漿冷卻結晶所形成；新生黑雲母則代表此黑雲母是由後期的熱液作用所結晶形成，而介於中間的再平衡型黑雲母則代表岩漿冷卻後期流體的再平衡反應抑或是與變質作用相關的流體活動所結晶的黑雲母。因此藉由此分類法除了可以判斷本研究中來自兩種不同產狀之黑雲母是否為同源，亦可判斷樣本中黑雲母的來源為何。樣本計算結果呈現於圖 4.3.8。

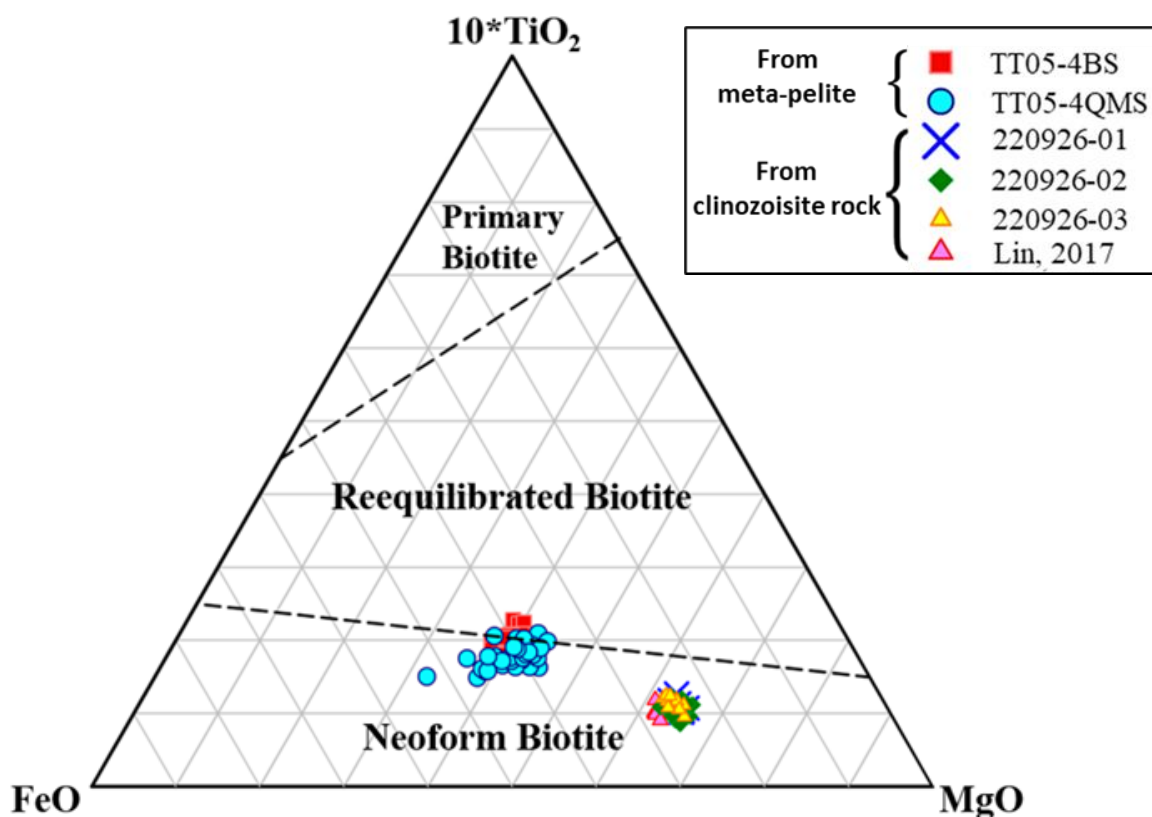


圖 4.3.7 黑雲母成因分類。圖片改自 Nachit (2005)。

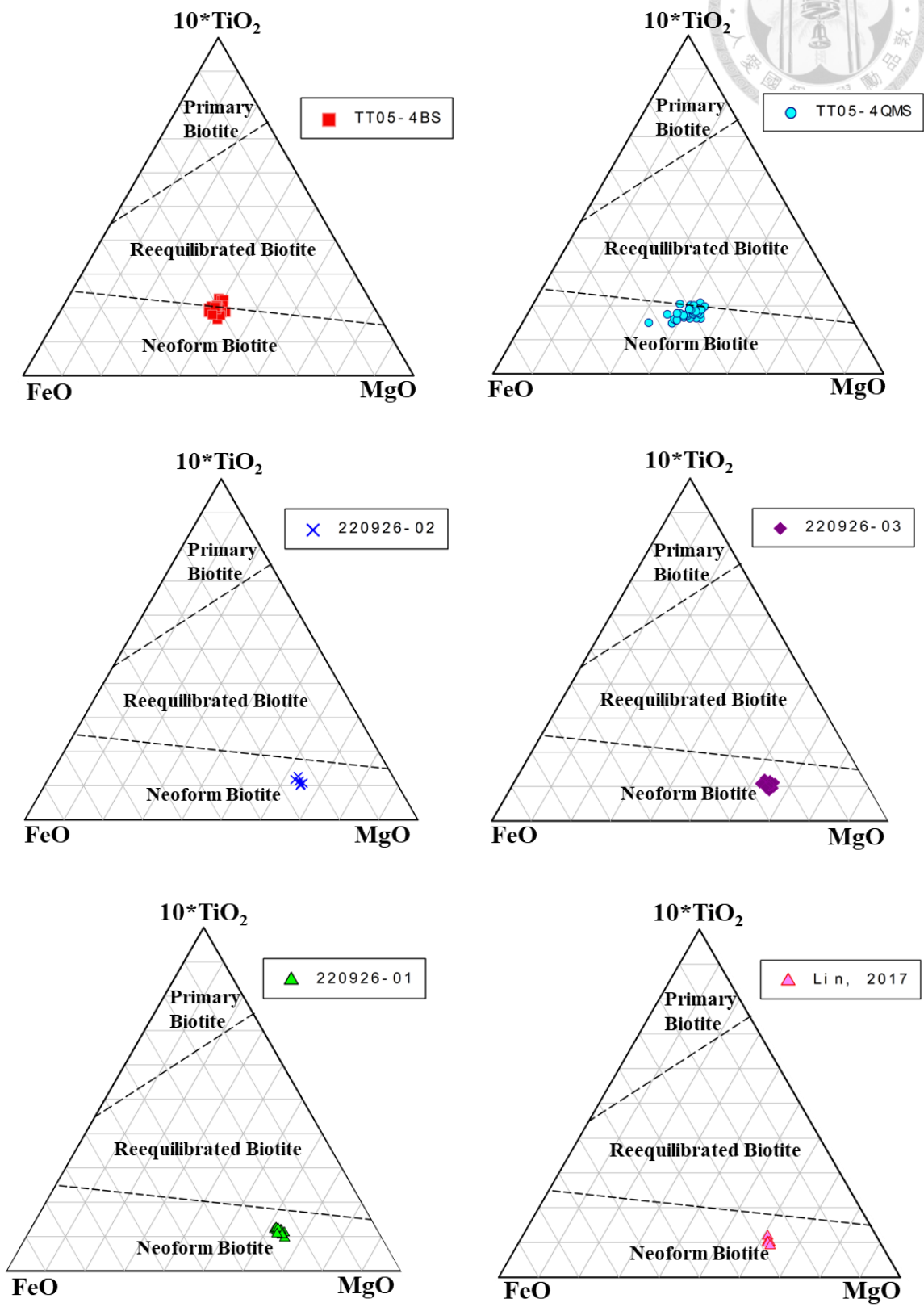


圖 4.3.8 本研究中不同樣本黑雲母成因分類。

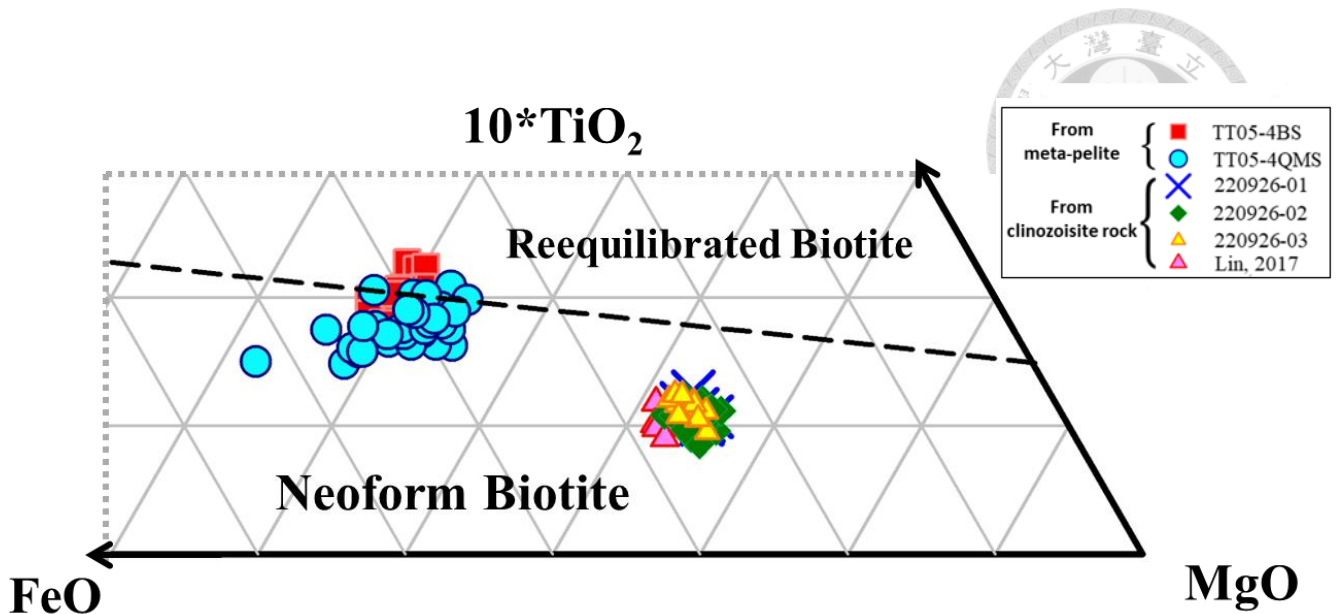


圖 4.3.9 黑雲母成分分類圖細部。

藉由圖 4.3.7、圖 4.3.8、圖 4.3.9 中，可以觀察到樣本 220926 中所有金雲母礦脈樣本或變質泥質岩中黑雲母皆屬於新生黑雲母，因此證實綠簾石-斜黝簾石岩樣本中金雲母礦脈應為熱液成因，而 Nachit (2005)也提出在偏光顯微鏡下呈現淡綠色、且弱多色性的光學特徵為熱液成因黑雲母的特徵 (圖 3.2.7)。且此熱液同樣滲透至鄰近之變質泥質岩中，使得變質泥質岩當中也生長出少量的熱液黑雲母。但藉由圖 4.3.9 可觀察到，儘管所有樣本皆接近新生黑雲母端元，但在變質泥質岩中的黑雲母樣本較接近再平衡黑雲母，推測是因為變質泥質岩中的黑雲母較遠離此熱液活動的反應中心，其受到的熱液換質作用程度相較綠簾石-斜黝簾石岩中的黑雲母低，使得其熱液活動的訊號較為貧弱。



4.4 雲母主量元素比較

在章節 4.3 與章節 4.3.2 中，我們已獲得了黑雲母的組成與來源，並證實其為熱液所形成。為了能更明確清楚的探討黑雲母成分隨空間分布位置的變化，本研究將來自不同樣本的黑雲母主量成分以折線圖呈現其變化情形 (圖 4.4.1)，並投射於一假想剖面上 (圖 4.4.2)。

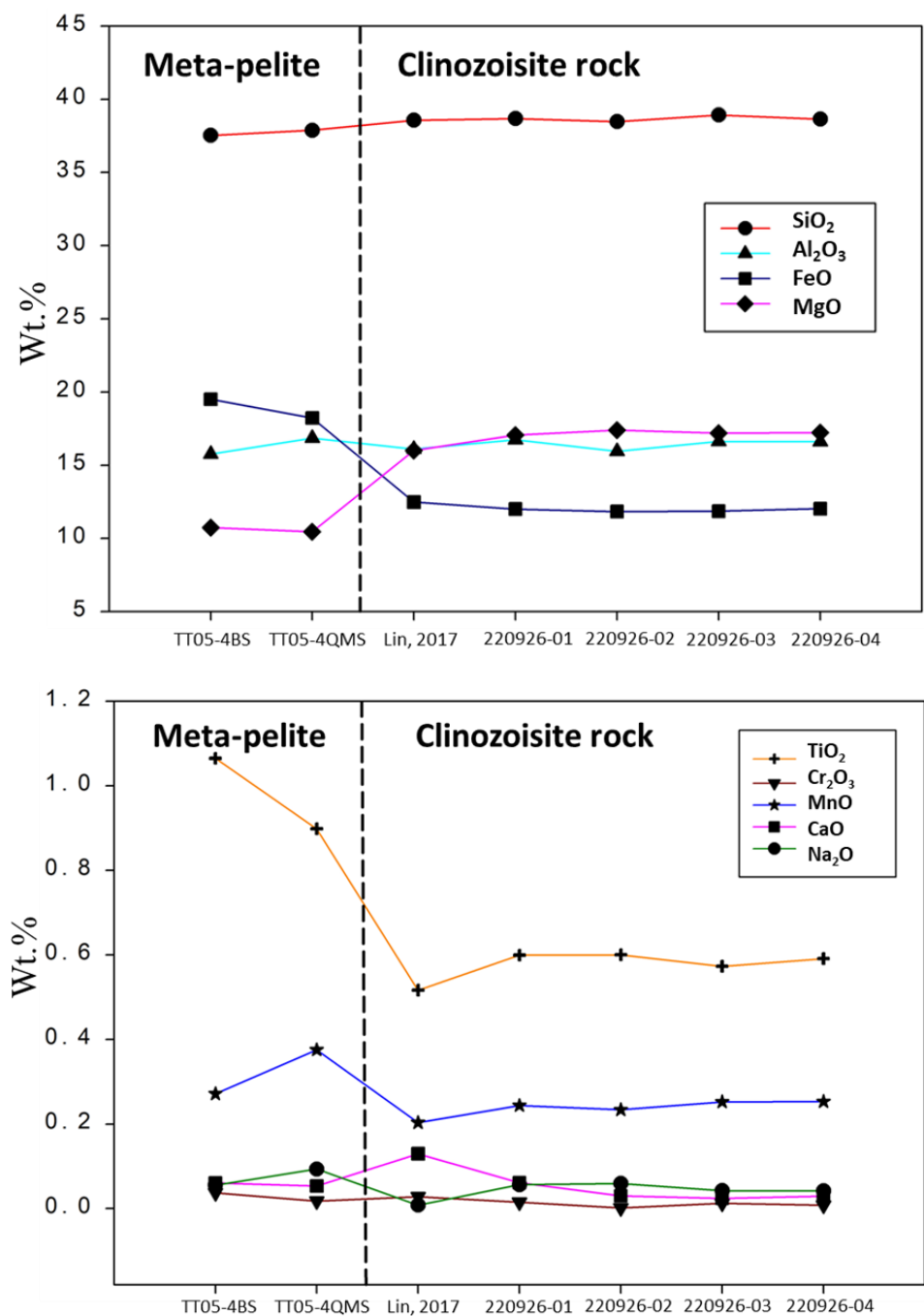


圖 4.4.1 黑雲母化學成分比較圖。

藉由圖 4.4.1 與圖 4.4.2，可以觀察到從變質泥質岩樣本過渡到綠簾石-斜黠簾石岩樣本中，黑雲母的鎂比例明顯上升，而鐵則相對減少。此外 Ti 也有著明顯的降低。越鄰近蛇紋岩或閃玉的黑雲母-金雲母具有越高的鎂含量，因此推測形成黑雲母所需要的鎂、鐵是由蛇紋岩所提供，並藉由熱液擴散至綠簾石-斜黠簾石岩與變質泥質岩中。而黑雲母-金雲母中的鈦元素含量則暗示著流體作用的程度，鈦元素含量越低則代表流體作用越為強烈；反之當鈦元素含量越高，則代表黑雲母所受到流體的影響相對較小，因此推測此流體可能以綠簾石-斜黠簾石岩或其與閃玉、蛇紋岩之接觸邊界為中心向兩側反應。

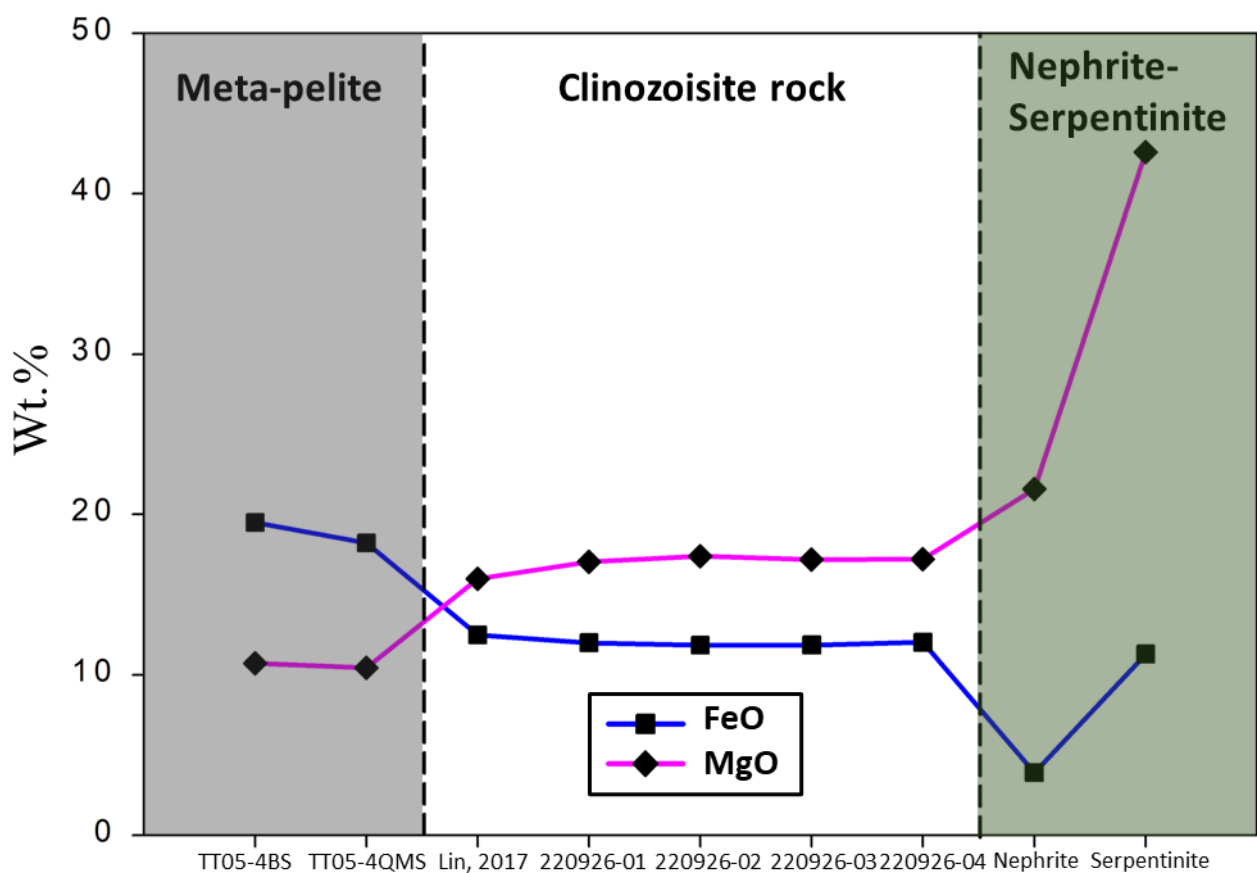


圖 4.4.2 黑雲母假想剖面化學成分比較圖。



4.5 綠泥石地質溫度計與結果比較

關於黑雲母之形成溫度，本研究最初嘗試以 Henry (2005)所提出之黑雲母溫度計計算其形成溫度。Henry (2005)所使用之 Ti-in-biotite 地質溫度計使用大量的黑雲母數據所校準出鈦飽和面之經驗方程式。

其中 $T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})3]/b\}^{0.333}$ ， $a = -2.3594$ ， $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ ， $c = -1.7283$ ， $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ，Ti 為以 22 個氧原子所計算出單位分子式中的鈦元子數。其適用範圍 $T = 480-800^\circ\text{C}$ ， $X_{\text{Mg}} = 0.275-1.000$ 且壓力介於 3-6 kbar。樣本計算結果為 $500 \pm 23^\circ\text{C}$ 。然而此溫度以接近此溫度計之可用下限，明顯高於臺灣閃玉熱液活動相關岩石，並接近前人研究中玉里帶之峰值溫度，且 Henry (2005)所校準之黑雲母樣本多來自於變質泥質岩或富鋁質火成岩，與本研究之地質環境較為不同。

然而前人關於黑雲母地質溫度計研究中多為火成岩或變質岩相關，較少針對熱液成因黑雲母所使用之地質溫度計。因此本研究使用與金雲母礦脈共生之斜鎂綠泥石 (圖 4.5.1)，以 Yavuz (2015)所發表之程式 Winccac 計算，並使用 Jowett (1991)所提出之綠泥石溫度計。此溫度計公式如下：

$$T_{\text{J91-Al}^{\text{IV}}} (^{\circ}\text{C}) = 319 * \left((\text{Al}_{\text{O14}}^{\text{IV}}) + \left(0.1 * \frac{\text{Fe}}{(\text{Fe} + \text{Mg})} \right) \right) - 69$$

此公式可應用範圍為 $150-325^\circ\text{C}$ ，且樣本中 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 需小於 0.6。樣本 220926 中金雲母礦脈之 X_{Fe} 為 0.25，因此適用此地質溫度計。計算結果為 $289 \pm 10^\circ\text{C}$ ，符合此溫度計之應用範圍，並指示出形成此黑雲母礦脈的熱液應屬於低溫熱液。

若將此結果與黑雲母礦脈周遭、臺灣閃玉熱液換質相關岩石如：臺灣閃玉、綠簾石-斜黝簾石岩、透輝石岩、變質泥質岩之形成順序先後依序排列比較，則會觀察到形成溫度自變質泥質岩 ($410-430^\circ\text{C}$)、臺灣閃玉 ($320-420^\circ\text{C}$; Yui, 1988)、綠簾石-斜黝簾石岩 (350°C ; Yui, 2014)、透輝石岩 (290°C ; 吳冠何, 2020) 逐漸下降，代表此系統處於一降溫之環境。而黑雲母礦脈相對其他岩石較低之形成溫度指示其可能為此熱液換質系統中較晚期之事件。

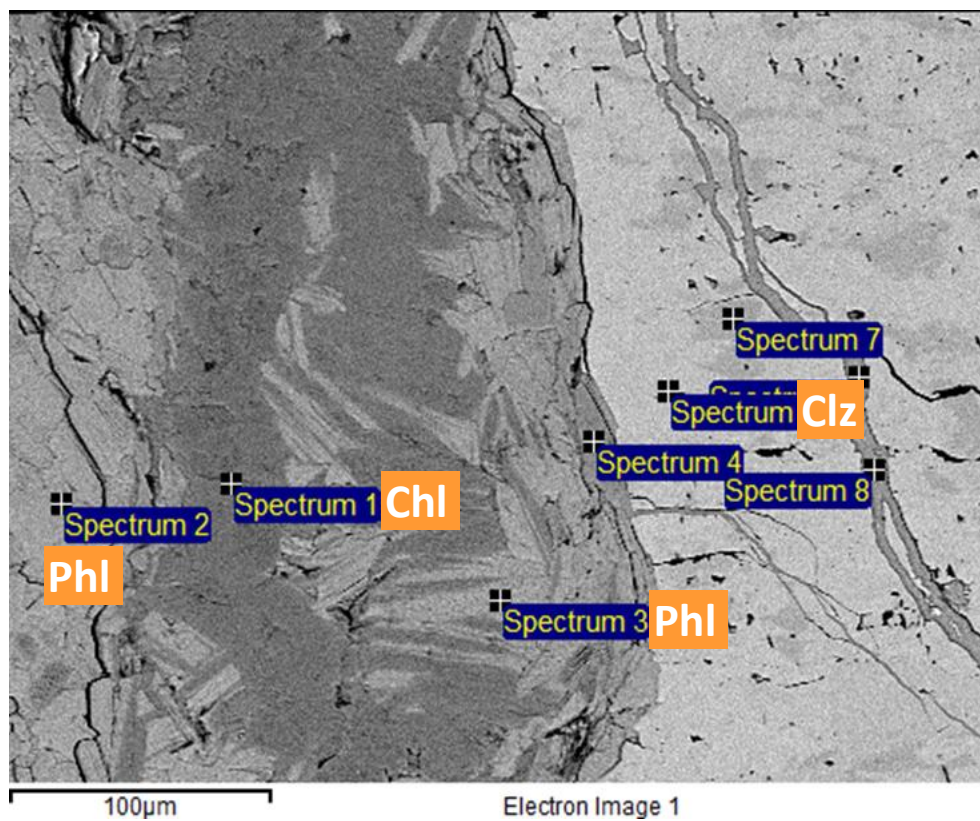
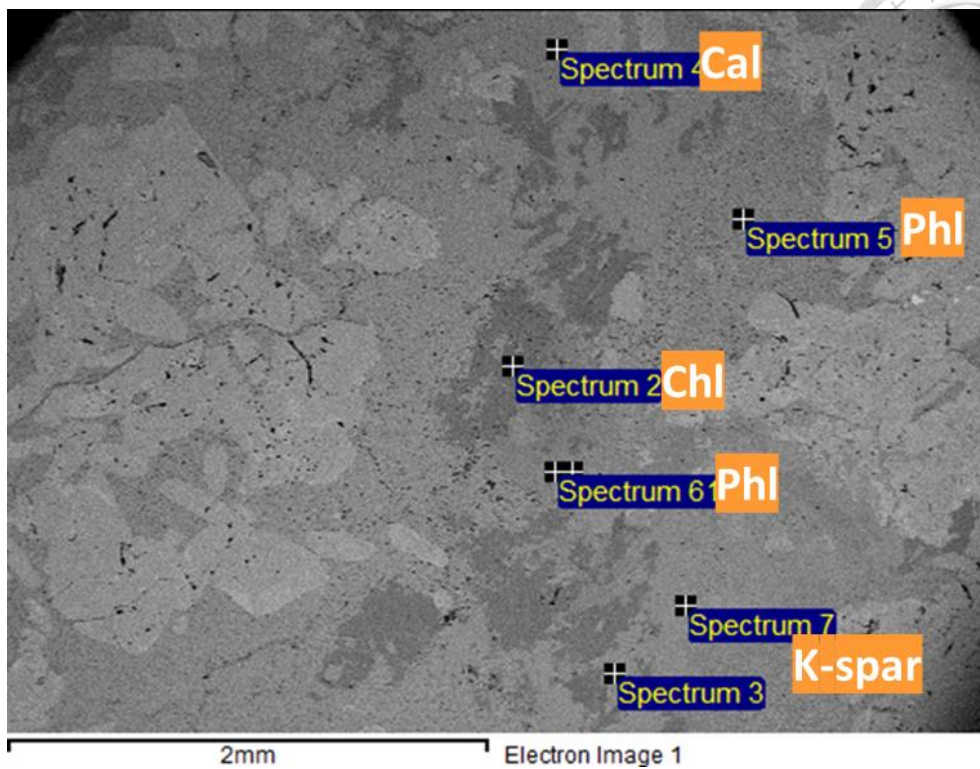


圖 4.5.1 樣本 220926 金雲母礦脈中共生之斜鎂綠泥石背散射影像。

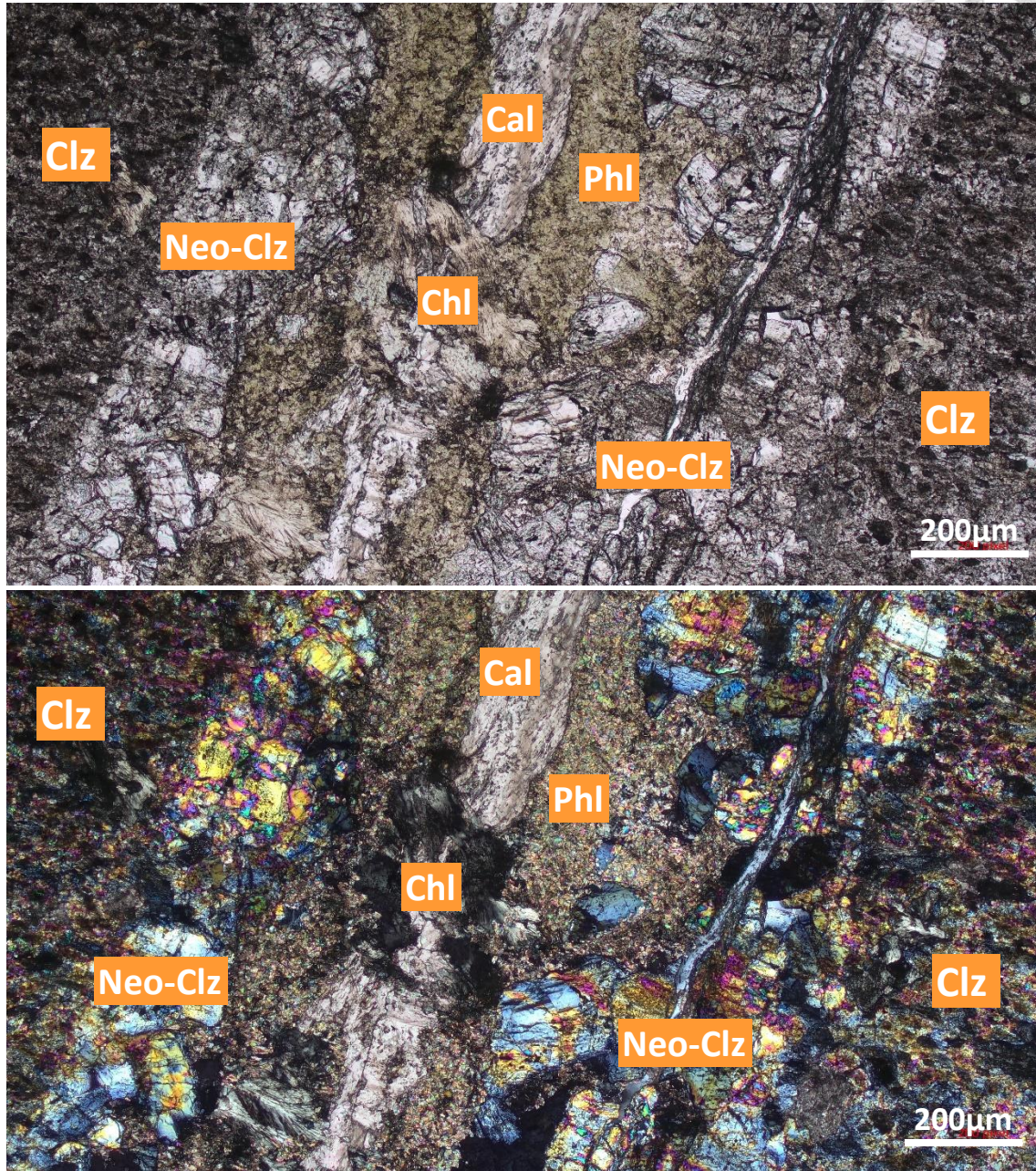


圖 4.5.2 樣本 220926 金雲母礦脈中共生之綠泥石偏光顯微影像。上為平行偏光 (PPL)，下為正交偏光 (XPL)。



4.6 黑雲母地質壓力計

本研究使用 Uchida (2007)所提出之黑雲母地質壓力計。Uchida (2007)指出，黑雲母中的全鋁含量與其結晶時的深度有良好相關性，因此可以藉由全鋁含量來計算其生成壓力。而其計算公式如下：

$$P \text{ (kb)} = 3.03 \times {}^T\text{Al} - 6.53 (\pm 0.33)$$

其中 ${}^T\text{Al}$ 為以 22 個氧原子所計算出之黑雲母中鋁原子總數。而計算結果 $P = 71 \sim 110 \text{ MPa}$ ，約為地表下 2-3 公里深，屬於淺層之熱液活動。

4.7 黑雲母礦脈成因假說

黑雲母礦脈的成因可從臺灣閃玉的形成說起。臺灣閃玉於礦物學分類上屬於閃玉，主要出產於花蓮豐田，故又稱臺灣玉、豐田玉。主要的礦物組成為透閃石和陽起石之固溶體，於顯微尺度下可見陽起石與透閃石以纖維狀緊密交織，並含有少量鉻鐵礦、鉻尖晶石、鈣鋁榴石、蛇紋石、透閃石與黃銅礦 (吳，2020)，且以透鏡體存在於蛇紋岩內，並與綠簾石-斜黝簾石岩、透輝石岩或鈣鋁榴石共生。

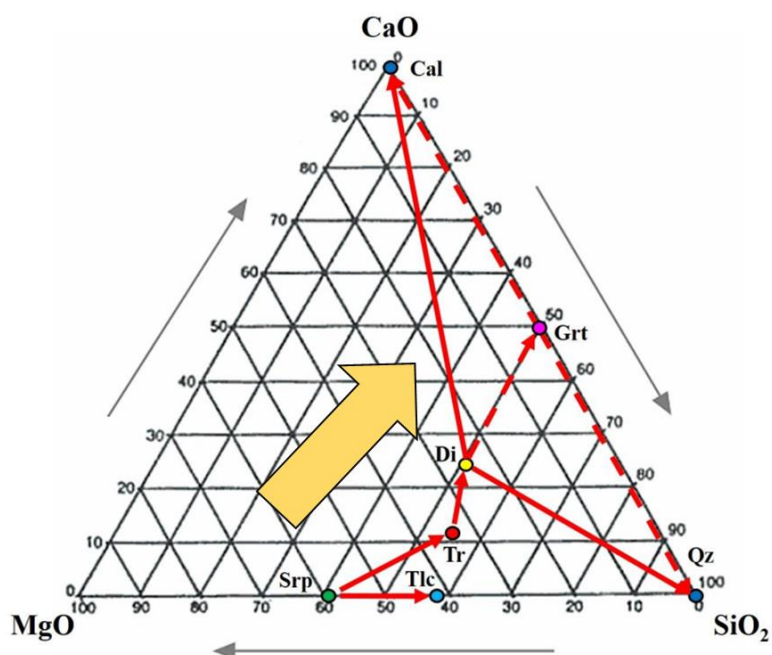
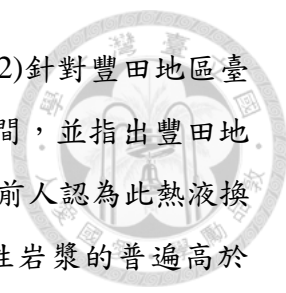


圖 4.7.1 臺灣閃玉相關熱液換質岩石成分投影圖。改繪自吳冠何 (2020)。



關於臺灣閃玉的成因，根據經濟部聯合礦業研究所 (1972) 針對豐田地區臺灣閃玉礦床調查報告，指出閃玉出露於蛇紋岩與變質泥質岩之間，並指出豐田地區的閃玉是由蛇紋岩經熱液換質所形成 (Tan and Chuay, 1979)。前人認為此熱液換質應是由超基性岩漿侵入後產生蛇紋岩化所導致，然而超基性岩漿的普遍高於 1,000°C，若確實是因岩漿侵入所形成，理應於其接觸變質帶發現對應其溫壓的接觸變質礦物，然而根據研究，臺灣玉形成時的換質溫度約落在 300°C 至 400°C (陳, 1979), (Yui et al., 1988, 1990)，明顯低於理論溫度。且隨著地質學界對於板塊構造學說與混同層 (Mélange) 概念之建立，與地球化學分析方法之進步，關於台灣玉的形成假說逐漸朝向為變質流體所造成之熱液換質假說。

關於臺灣閃玉的形成，由於蛇紋岩為一種缺乏鈣元素之岩石，而閃玉卻為一種鈣富集之岩石，因此形成臺灣閃玉勢必需要有來自外部的鈣元素加入才能使閃玉成礦。駱芳琳 (2014) 針對臺灣閃玉的組成端元進行假設性運算，計算結果表示臺灣閃玉熱液換質系統中端成分比例為 37% 熱液、56% 蛇紋岩與 7% 的片岩，而熱液中 SiO₂ 佔 66 wt%，CaO 佔 34 wt%，證實臺灣閃玉是因外部富鈣、矽流體熱液換質的產物。

吳冠何 (2020) 將臺灣閃玉與其相關熱液換質岩石以 CaO、MgO 與 SiO₂ 三個端元進行投圖 (圖 4.7.1)，根據其結果發現臺灣閃玉相關岩石之成分有序地朝向 CaO、SiO₂ 兩端元增加，表示在臺灣閃玉形成後，依然有外部富含鈣、矽的流體持續加入此系統中。

而過去對於此換質系統的研究皆認為鉀元素在此系統中是流失的 (林佳穎, 2017; Dewangga, in prep)，然而此黑雲母礦脈的發現證實了鉀元素在此換質系統中可能未必完全流失，而是以黑雲母礦脈的形式部分保留於綠簾石-斜黝簾石岩與變質泥質岩中。

至於此流體的來源與其通道，Chen (2010) 研究指出，當變質岩位於地下深處 (>10 km)，且溫度 >200°C 時，含有羥基的礦物如雲母、綠泥石、蛇紋石和碳酸鹽礦物的熱分解而形成具有高 CO₂/H₂O 比值的變質流體。其陽離子以 K、Na、Ca、Mg 為主。當此類變質流體上升並與圍岩反應時，因其具有高 CO₂ 活度之特質，可促進圍岩富含 K、Na、Ca、Mg 的礦物如角閃石、長石、雲母類礦物的溶解與再沉澱。而蛇紋岩因蛇紋石易成葉理發達之葉蛇紋石，因此相較變質泥質岩更容易產生變形或滑動；然而變質泥質岩則相對蛇紋岩不易產生變形，因此於兩者交

界面上可能因兩種岩石不相等之滑移量而形成斷層，使得來自深處的變質流體藉由此通道向上滲透、擴散，並將路徑上與周圍之岩石換質。

因此本研究針對金雲母礦脈的成因假說如圖 4.7.2 與圖 4.7.3 所示：來自深處的富鈣、矽變質流體，藉由變質泥質岩與蛇紋岩接觸邊界之斷層或裂隙通道向地殼淺部滲透、擴散，將部分蛇紋岩換質為閃玉，而將變質泥質岩換質為綠簾石-斜黝簾石岩。在此換質反應後期，於綠簾石-斜黝簾石岩成岩後，變質泥質岩中殘餘未反應之鉀、矽與鋁元素，與蛇紋岩藉由擴散作用所提供的鎂、鐵元素，於溫度約 289°C、地表下深度約三公里處，在高孔隙水壓的環境下使得綠簾石-斜黝簾石岩發生破裂，形成部分新生斜黝簾石並沉澱金雲母礦脈於裂隙之中。

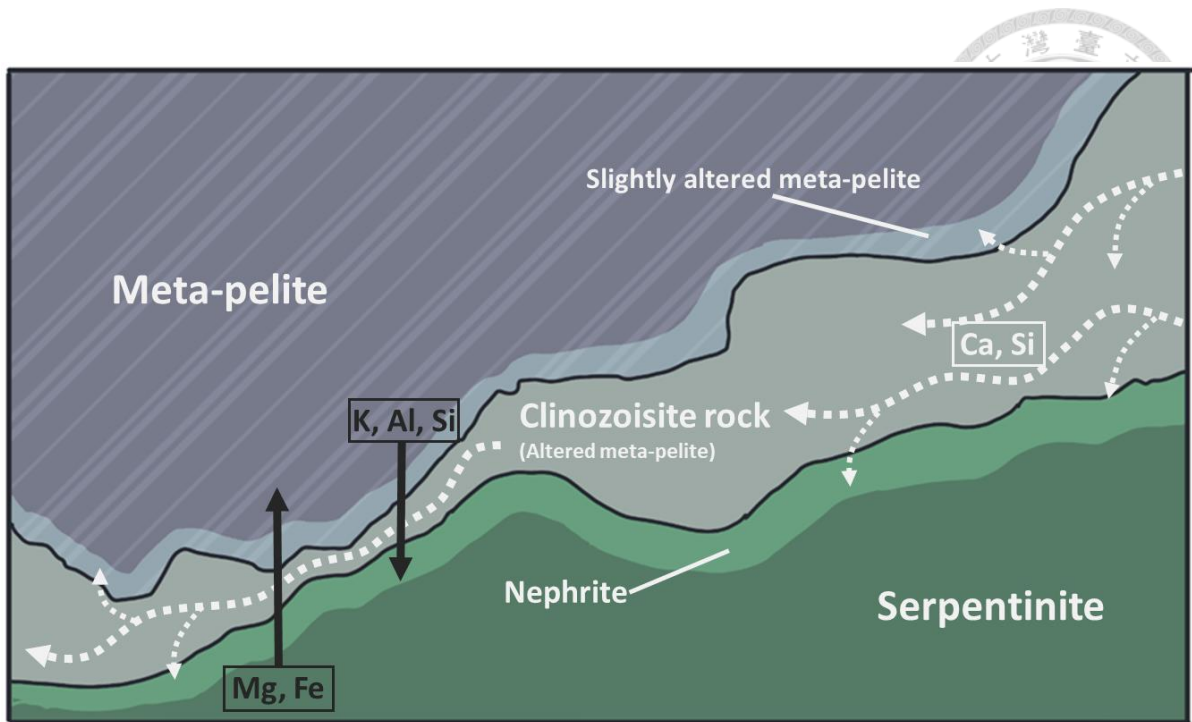


圖 4.7.2 金雲母礦脈與臺灣閃玉成因中尺度示意圖。

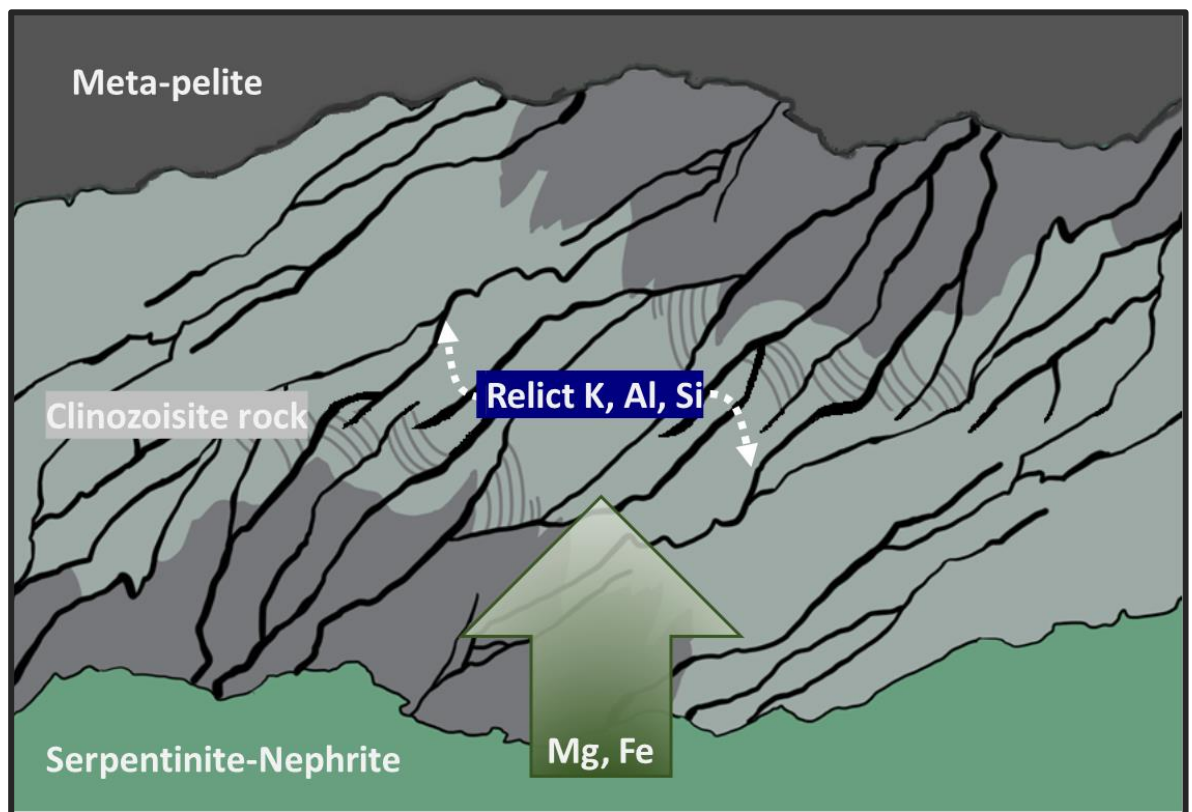


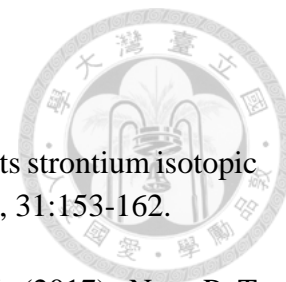
圖 4.7.4 金雲母礦脈成因示意圖。

第五章 結論

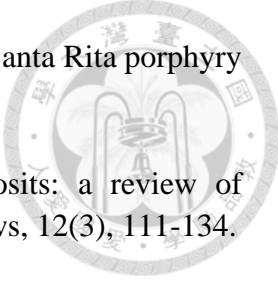


1. 金雲母礦脈的圍岩綠簾石-斜黦簾石岩與臺灣閃玉同為熱液換質之產物，分別為變質泥質岩與蛇紋岩受富鈣、矽換質之產物。
2. 形成臺灣閃玉相關換質岩石之流體來源為變質作用 ($>200^{\circ}\text{C}$, 10 KM)之礦物熱分解所形成之變質流體，此流體具有高 CO_2 分壓，陽離子以 K、Ca、Na、Mg 為主，期望以此解釋形成臺灣閃玉富鈣流體之來源。
3. 變質泥質岩中鉀元素並無完全流失，而是以金雲母礦脈之形式部分保留於綠簾石-斜黦簾石岩中。
4. 由超基性岩所提供的鎂、鐵，與變質泥質岩所提供的鉀、鋁、矽，在換質反應後期於高孔隙水壓的環境使得綠簾石-斜黦簾石破裂，並沉澱金雲母礦脈於其中，金雲母礦脈形成年代應接近或晚於前人文獻 (Yui, 2014)藉由碎屑鋁石所得之的綠簾石-斜黦簾石岩形成年代 (3.3Ma)。

參考資料



- Adams, C.J. and Beck, R.J. 2009. A signature for nephrite jade using its strontium isotopic composition: some Pacific Rim examples. *Journal of Gemmology*, 31:153-162.
- Baziotis, I., Tsai, C. H., Ernst, W. G., Jahn, B. M., & Iizuka, Y. (2017). New P–T constraints on the Tamayen glaucophane-bearing rocks, eastern Taiwan: Perple_X modelling results and geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(1), 35-54.
- Belkin, H. E., & De Vivo, B. (2023). Compositional variation and zoning of epidote supergroup minerals in the Campi Flegrei geothermal field, Naples, Italy. *European Journal of Mineralogy*, 35(1), 25-44.
- Brunsmann, A., Franz, G., Erzinger, J., and Landwehr, D. (2000). Zoisite-and clinozoisite-segregations in metabasites (Tauern Window, Austria) as evidence for high-pressure fluid-rock interaction. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(1), 1-22.
- Chen, W.S., Chung, S.L., Chou, H.Y., Zugerbai, Z., Shao, W.Y., and Lee, Y.H. (2017) A reinterpretation of the metamorphic Yuli belt: Evidence for a middle-late Miocene accretionary prism in eastern Taiwan. *Tectonics*, doi: 10.1002/2016TC004383
- CHEN Yan-Jing. On epizonogenism and genetic classification of hydrothermal deposits.[J]. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(2): 27-34.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Dominikus Deka Dewangga, Chin-Ho Tsai et al., (in prep). Mass transfer between pelitic schist and serpentinite in a paleo-subduction interface: a case study from Yuli belt, eastern Taiwan. Poster presentation, National Dong Hwa University.
- Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas (No. 354-B).
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Huang, P. H., Wei, C., & Zhang, J. (2021). High-P metamorphism of garnet–epidote–amphibole schists from the Yuli Belt, Eastern Taiwan: Evidence related to warm subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 39(6), 675-693.

- 
- Jacobs, D. C., & Parry, W. T. (1979). Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. *Economic Geology*, 74(4), 860-887.
- Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore geology reviews*, 12(3), 111-134.
- Jowett, E. C. (2021). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Available at SSRN 3863523.
- Klein, C., & Philpotts, A. (2016). *Earth Materials: Introduction to Mineralogy and Petrology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Kotov, Y. I., & Skenderov, G. M. (1988). Hydrothermal Biotite Veins. *International Geology Review*, 30(10), 1104-1113.
- Lin, A.T., Watts, A.B. and Hesselbo, S.P. 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research*, 15:453-478.
- Lo, Ching-hua、Yui, Tzen-fu (1996) 。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of High-Pressure Rocks in the Tananao Basement Complex, Taiwan 。*中國地質學會會刊*，39:1 卷，13-30 。
- Madugalla, T. B. N. S., Pitawala, H. M. T. G. A., Naumann, R., & Trumbull, R. B. (2015). Hydrothermal mica deposits in altered meta-ultrabasites from north-central Sri Lanka. *Journal of Geochemical Exploration*, 153, 66-78.
- McMillan, P. F. (1989). Raman spectroscopy in mineralogy and geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 255-279.
- Nachit, H., Ibhi, A., & Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.
- Pan Tang, Ju-xing Tang, Bin Lin, Li-qiang Wang, Wen-bao Zheng, Qiu-feng Leng, Xin Gao, Ze-bin Zhang, Xiao-qian Tang, Mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotites from the Bangpu porphyry Mo (Cu) deposit, Tibet, *Ore Geology Reviews*, Volume 115
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S. et al. Nomenclature of the Micas. *Clays Clay Miner.* 46, 586–595 (1998). <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>

Stephen A. Nelson (2015). Mineralogy- Phyllosilicates (Micas, Chlorite, Talc, & Serpentine), Department of Earth & Environmental Sciences, Tulane University, <https://www2.tulane.edu/~sanelson/eens211/index.html>



Tan, L.P. and Chuay, H.Y. (1979) Serpentinites of the Fengtien-Wanyung area, Hualien, Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 20, 52-68.

Taddeucci, Jacopo & Cimarelli, Corrado & Alatorre-Ibarguengoitia, M. & Delgado Granados, Hugo & Andronico, Daniele & Del Bello, Elisabetta & Scarlato, Piergiorgio & Stefano, F.. (2021). Fracturing and healing of basaltic magmas during explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience*. 14. 1-7. 10.1038/s41561-021-00708-1.

Uchida, E., Endo, S., & Makino, M. (2007). Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57(1), 47-56.

WHITE, G. N., ULERY, A. L., & RICHARD DREES, L. (2008). Scanning Electron Microscopy. *Methods of Soil Analysis Part 5—Mineralogical Methods*.

Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., & Yıldırım, D. K. (2015). A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, 81, 101-113.

Yen, T.P. (1963) The metamorphic belts within the Tananao schist terrain of Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 6, 72–74.

Yui, T.F., Usukia, T., Chena, C.Y., Ishidab, A., Sanob, Y., Sugaa, K., Iizukaa, Y., and Chena, C.T. (2014) Dating thin zircon rims by NanoSIMS: the Fengtien nephrite (Taiwan) is the youngest jade on Earth. *International Geology Review*, 56 (16), 1932-1944.

Yui, T.F., Yeh, H.W., and Wang Lee, C. (1988) Stable isotope studies of nephrite deposits from Fengtien, Taiwan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(3), 593-602.

Yui, T.F., Yeh, H.W., and Wang Lee, C. (1990) A stable isotope study of serpentinization in the Fengtien ophiolite, Taiwan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1417–1426.

汪建民 (1998) 材料分析 *Materials Analysis*，中國材料科學學會。

俞震甫 (2016) 臺灣玉礦研究: 過去、現在、未來。國立臺灣博物館學刊，69(1)，第 3-15 頁。

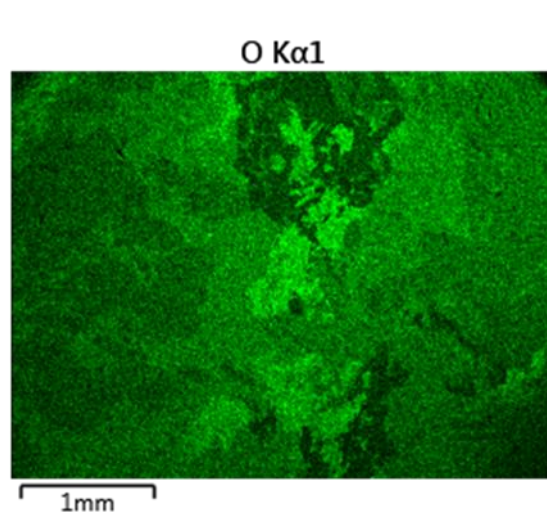
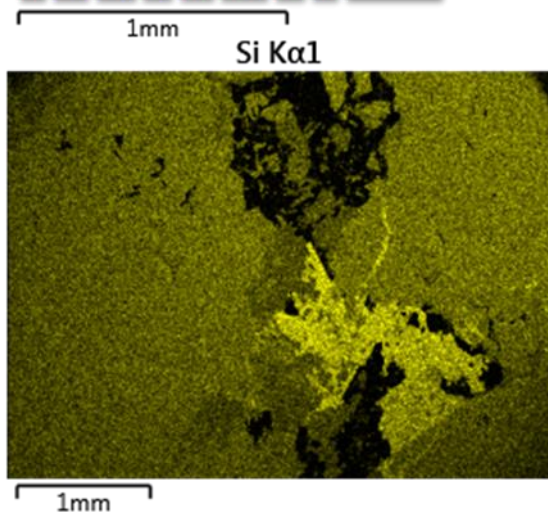
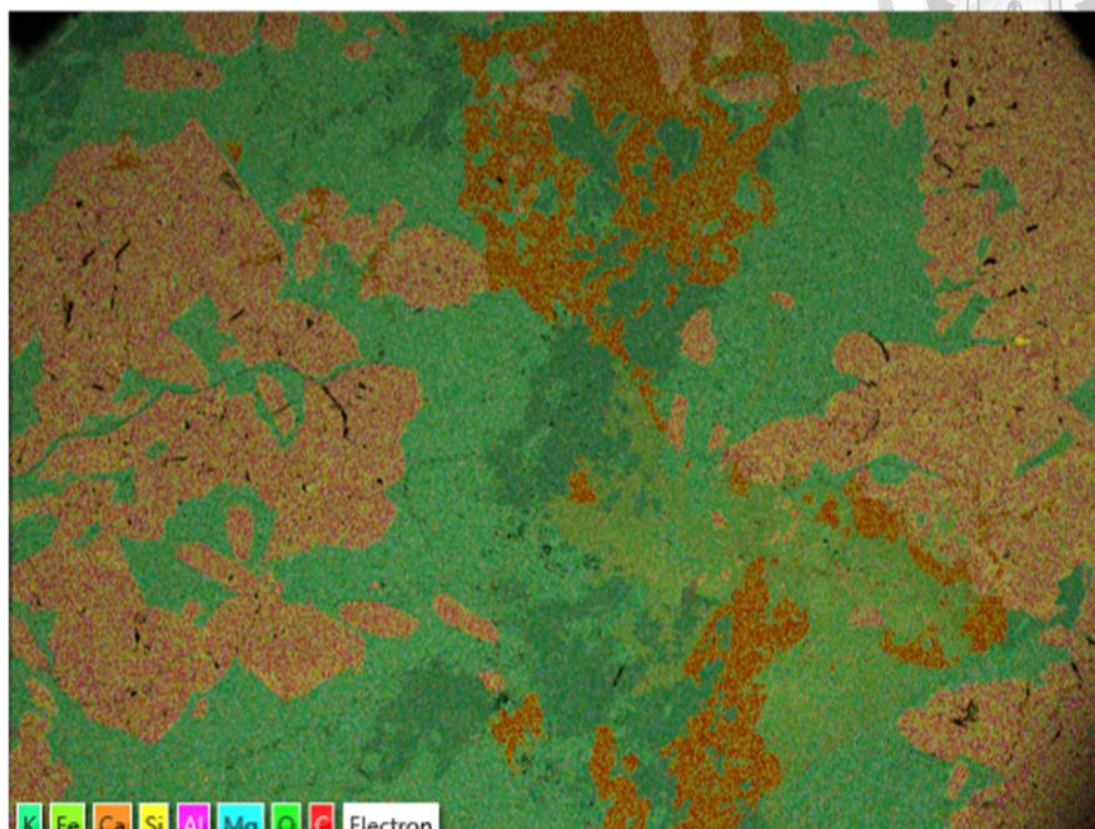
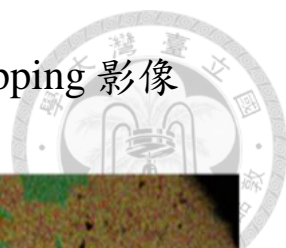
唐攀, 唐菊兴, 郑文宝, 冷秋锋, & 林彬. (2017). 岩浆黑云母和热液黑云母矿物化学研究进展. *矿床地质*, 36(4), 935-950.

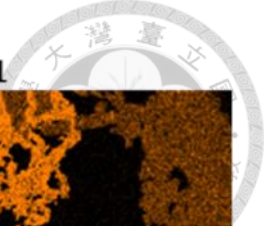
李伟, 谢桂青, 姚磊, 朱乔乔, 孙洪涛, 王建, & 王小雨. (2014). 鄂东南地区程潮大型矽卡岩型铁矿区岩体成因探讨. *吉林大学学报 (地球科学版)*, 44(6), 1827-1855.



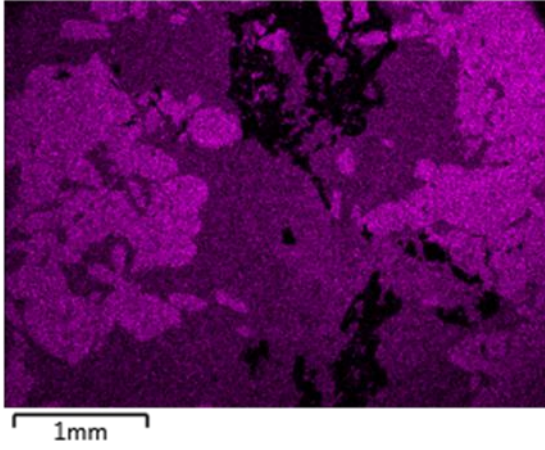
- 林佳穎 (2017) 花蓮豐田地區天星礦場的蛇紋岩與閃玉之成因。國立臺灣海洋大學地球科學研究所碩士論文，基隆市，共 88 頁。
- 駱芳琳 (2014)。由岩石水熱反應模擬化學風化作用之礦物變化與元素遷移。國立臺灣海洋大學應用地球科學所碩士論文，基隆市，共 90 頁。
- 陳尚青、許道生、吳威德 (2016)。實物現場 X-ray 殘留應力量測及其振動應力消除技術。科儀新知，(207)，44-54。
- 吳冠何 (2020)。花蓮豐田地區理新礦場之透輝石脈產狀與成因探討。國立臺灣海洋大學地球科學研究所碩士論文，基隆市，共 88 頁。
- 羅文翰 (2018)。玉里帶清水溪地區變質岩的鋁石鈾鉛年代制約與全岩地球化學特性之研究。國立東華大學自然資源與環境學系碩士論文，花蓮縣，共 136 頁。
- 杜維善 (1972) 台灣省花蓮縣豐田礦區地質調查報告。經濟部聯合礦業研究所，第 117 號，共 13 頁。
- 葉芝穎 (2019)。東台灣玉里帶變質沉積岩之峰期溫壓新制約與地質詮釋。國立東華大學自然資源與環境學系碩士論文，花蓮縣，共 157 頁。
- 台灣省礦務局 (1994) 豐田礦業專業區規劃開發計畫成果總報告。台灣省礦務局，共 129 頁。

附錄一 樣本 220926-03 金雲母礦脈 EDS Mapping 影像

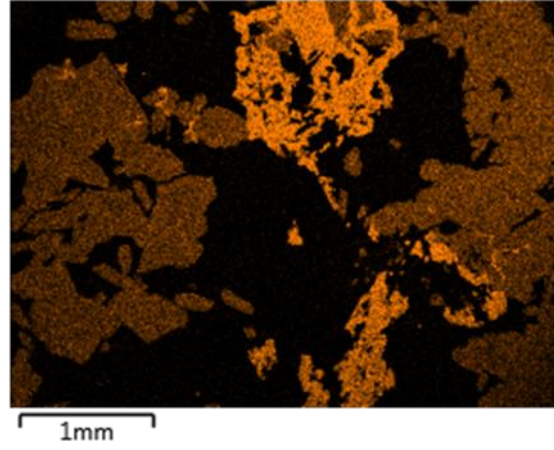




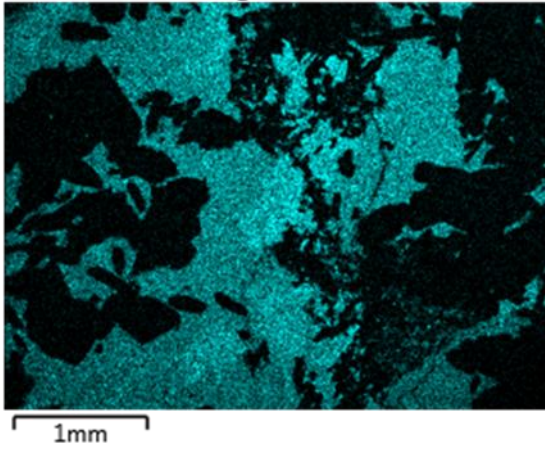
Al K α 1



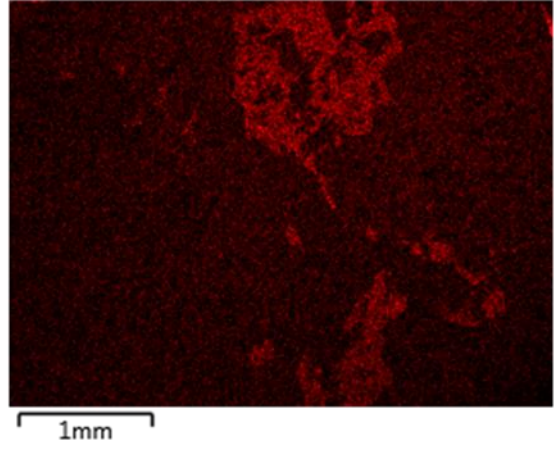
Ca K α 1



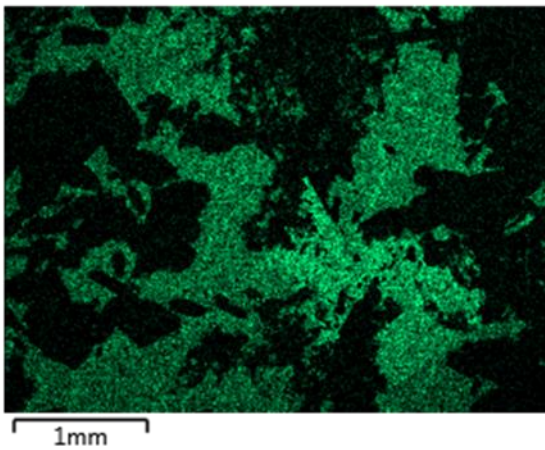
Mg K α 1_2



C K α 1_2



K K α 1



Fe K α 1

