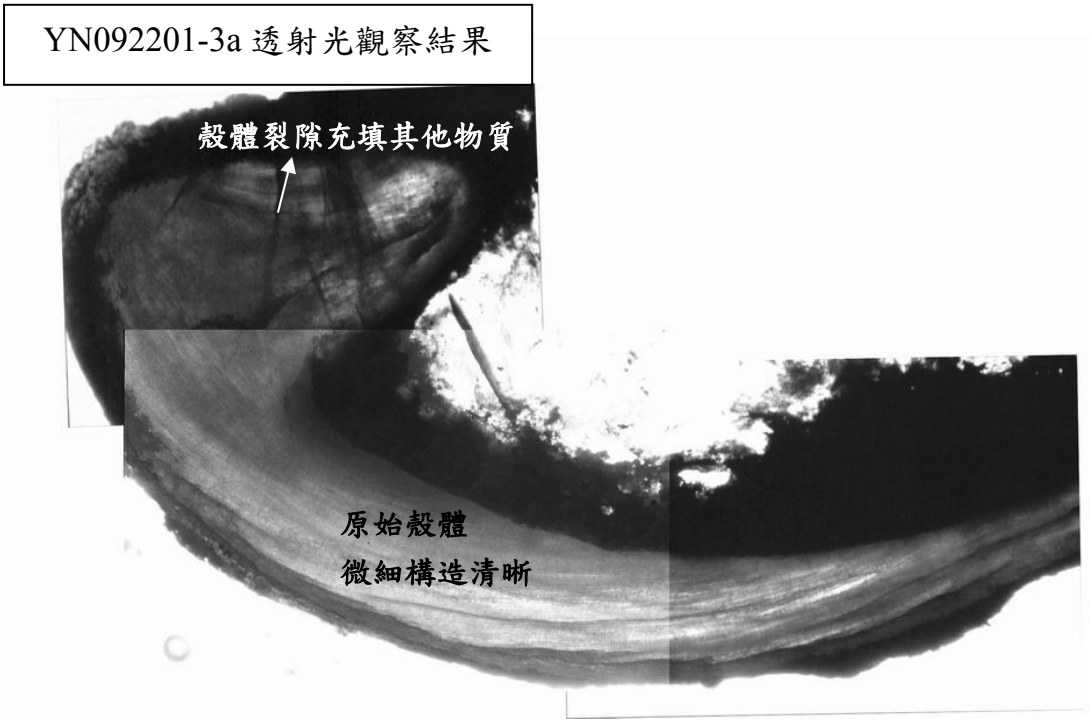
第四章、結果與討論

4.1 顯微鏡觀察

分別觀察雲南省保山地區的 27 個早石炭紀與 43 個二疊紀腕足標本薄片後，以早石炭紀 Tournaisian 的 9 個標本保存最為良好，大多可見內部明顯纖維層構造，但外緣稜柱層則因與圍岩接觸而保存相對較差；利用陰極射線檢驗殼體的結果也顯示微細構造清楚的殼體多顯現不發光情形，同時微細構造模糊甚至不透光的殼體則通常顯現發光現象（圖 4.1）。另屬於早石炭紀 Visean 的 18 個標本保存度則相對較差，僅 YN091923-1、YN091923-1b 可見不發光殼體部分，但微細構造並不明顯且具有黑色絲狀物（圖 4.2a）；另外有 5 個殼體極薄無法觀察的標本（YN091901、YN091915、YN091917-1、YN091923-2、YN091923-4、YN092402-1），其他標本則顯現構造模糊且區域發光或絲狀發光的現象（圖 4.2b）。

保山地區二疊紀標本依採集地層年代可分為兩群，有 8 個早二疊紀 Sakmarine 及另外 35 個二疊紀中期 Wordian 的腕足標本。在透射光顯微鏡下檢視後發現標本保存狀況普遍較不理想，部分殼體成分已置換而無法辨識微細構造，檢視化石薄片時甚至呈現幾乎不透光狀態（如 YN092208-2a、YN092208-2b、YN093001-10 等）；另外在部分殼體殼層中亦觀察到應不是原始殼體的物質，如黑色絲狀物或瘤狀堅硬構造（圖 4.3a、b），少數標本周圍亦沈澱黃鐵礦結晶（如 YN093001-10、093001-13c）；進一步用陰極射線檢視二疊紀腕足標本薄片後發現殼體發光情形普遍，而不發光殼體區域甚少。

初步檢視雲南省保山地區晚古生代地層中的腕足化石殼體的保存度後，結果並不十分理想，僅早石炭紀標本有較多保存良好的殼體。此區域化石標本存在如此廣泛的成岩作用，推測與雲南省的地質及氣候條件有關；由於今日全球主要的造山帶－喜馬拉雅造山帶緊鄰於雲南省西側，



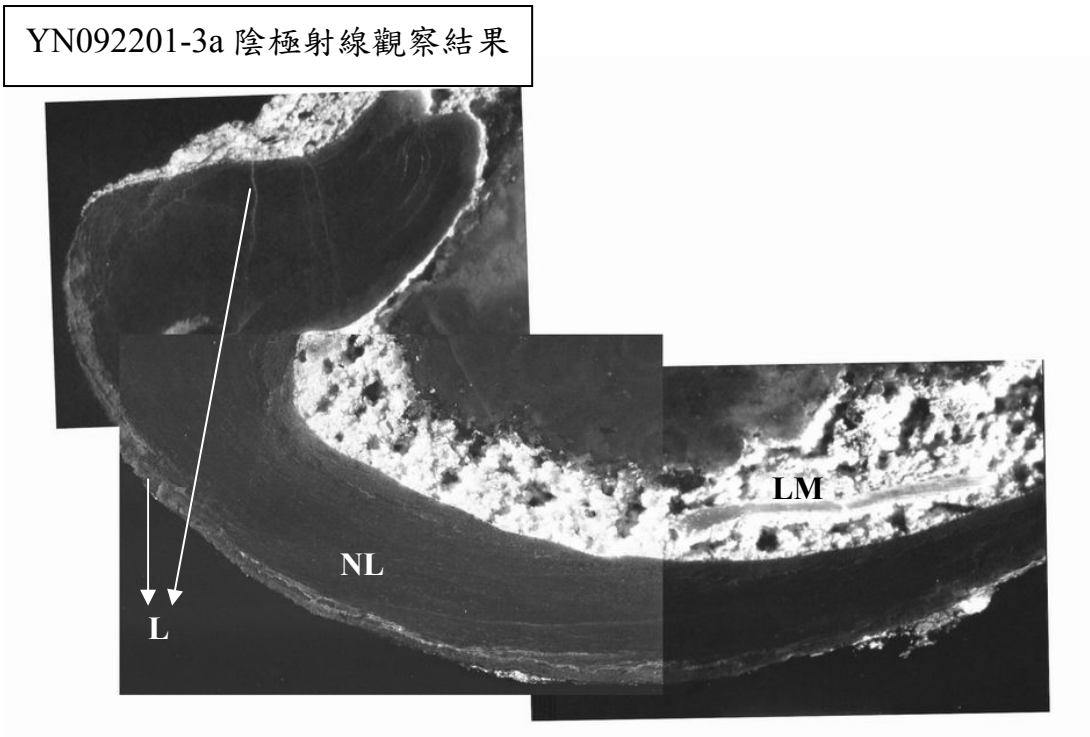
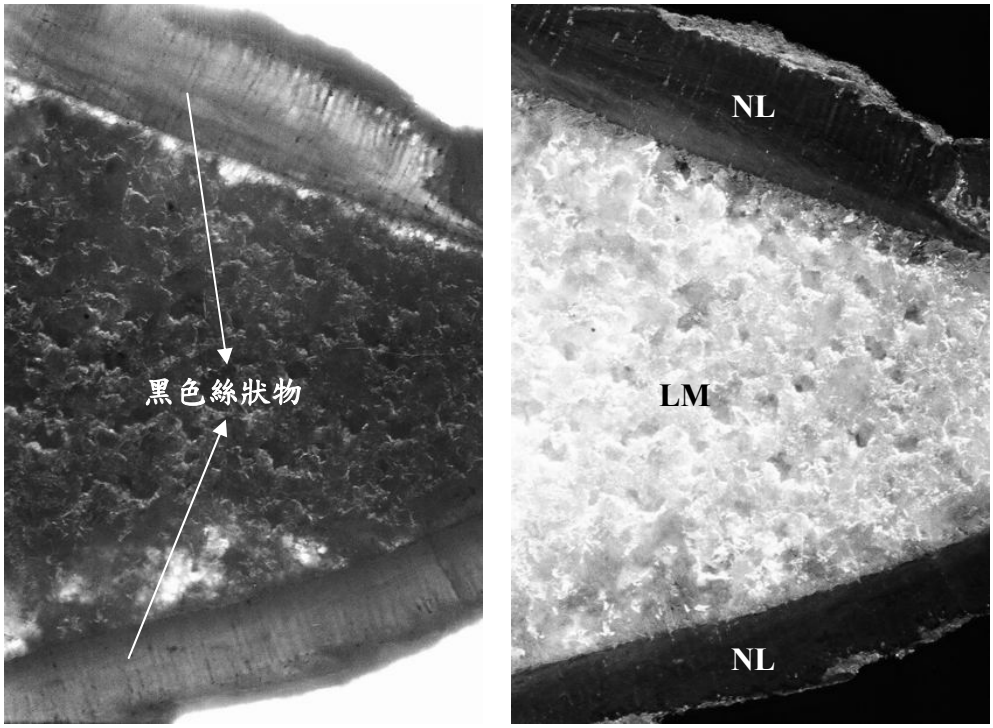


圖 4.1　保山地區早石炭紀 Tournaisian 時期 *Crurithyris sp.*腕足殼體於顯微鏡下觀察結果。NL 表示不發光殼體區域；L 表示發光殼體區域；LM 表示發光圍岩部分。

a. YN091923-1（左：透射光；右：陰極射線）



b. YN091904

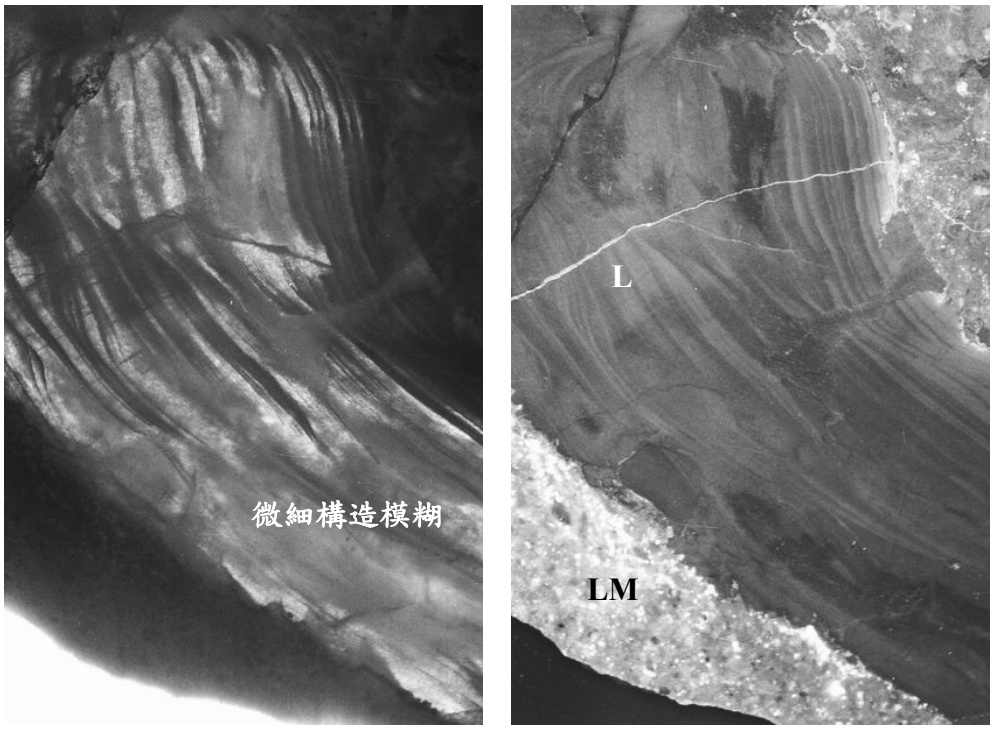
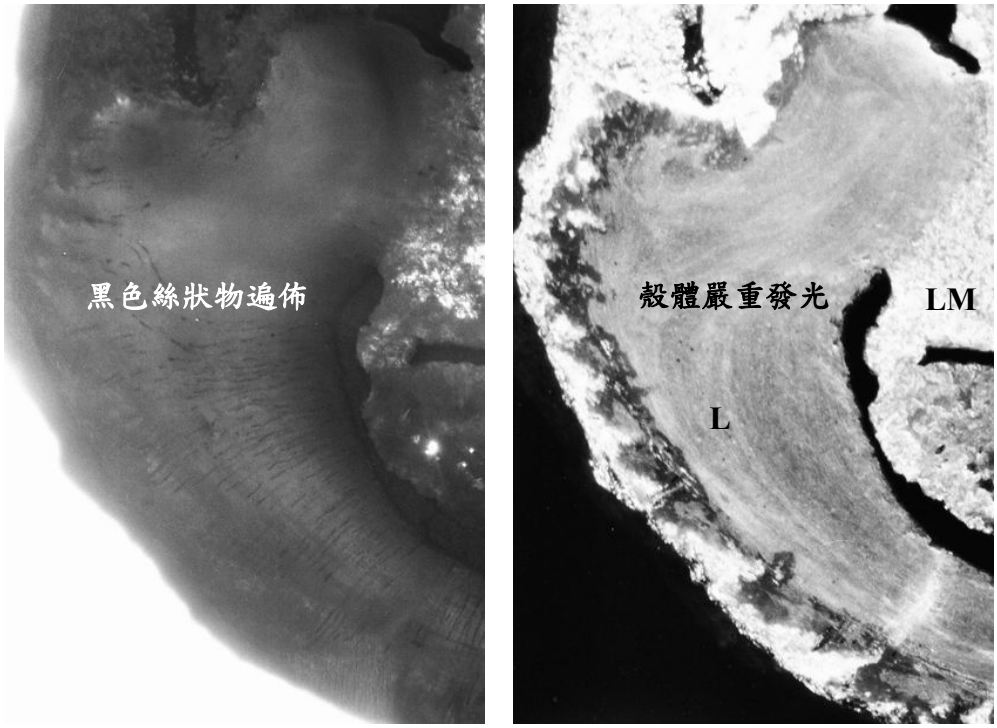


圖 4.2　保山地區早石炭紀 Visean 時期腕足殼體於顯微鏡下觀察結果。圖 a 為 YN091923-1（*Rhipidomella michelini (Leveille)*）；圖 b 為 YN091904（*Cleiothyridina minilya Thomas*）。

a. YN093001-10（左：透射光；右：陰極射線）



b. YN093001-19

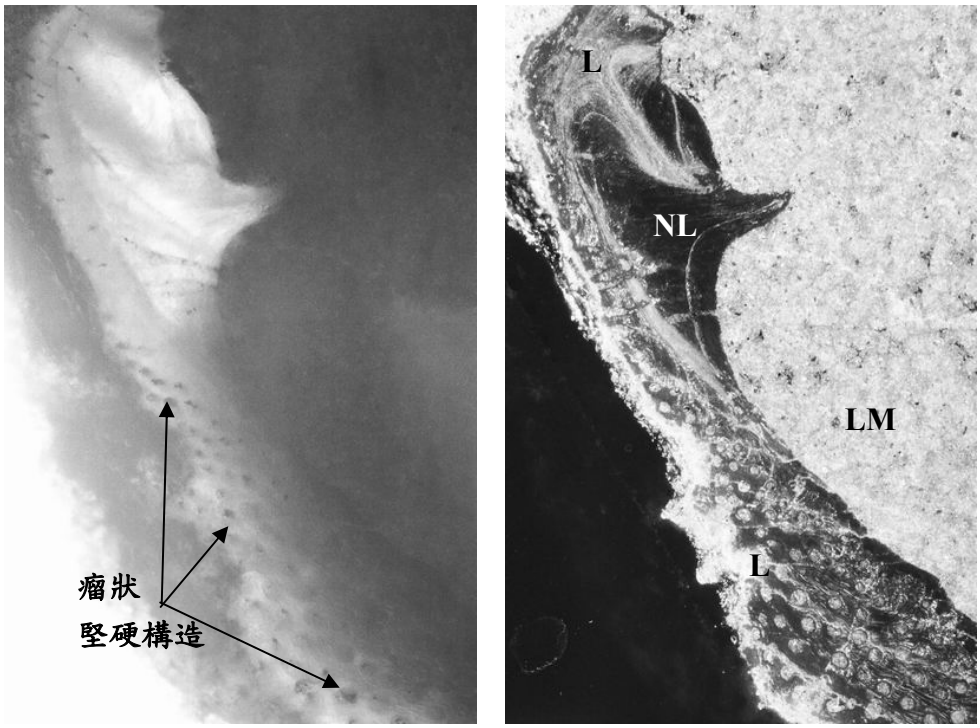


圖 4.3　保山地區二疊紀腕足殼體於顯微鏡下觀察結果。圖 a 為 YN093001-10（*Rhipidomella sp.*）；圖 b 為 YN093001-19（*Spiriferellina*）。

且延伸至雲南省西南部地區，顯示雲南省在板塊構造運動過程中受到相當程度的變質作用；同時在保山地區早二疊紀的臥牛寺組地層中亦可見玄武岩出露（Wang et al., 2001），之後包括晚三疊紀早期、侏儸紀中期等年代的地層中都可見火山岩出現，直至今日雲南省西部騰沖地區仍有火山活動；證實雲南省西部保山地區在漫長的地質歷史中，火山活動及熱液作用都可能影響周圍岩層的組成，也因為岩漿作用使得今日雲南省境內蘊藏鉛、鋅、鎢、錫、鐵、銅等多種礦物（林等人，1990）。觀察保山地區腕足化石薄片時發現部分殼體矽化而且微細構造模糊的現象，另外部分二疊紀標本殼體周圍則有黃鐵礦沈澱等現象，推測即與保山地區的岩漿熱液作用有關。

將雲南省保山地區晚古生代的腕足動物化石殼體的普遍保存情形與前人研究相同時期但不同地區的標本相比，如北美（e.g., Mii et al., 1999；Brand, 1989）及歐洲（e.g., Popp et al., 1986；Bruckschen and Veizer, 1997；Bruckschen et al., 1999）等地，顯示本研究區域採得的 70 個腕足標本保存情形整體而言較不理想，可能與雲南省的地質與氣候環境較不利於地層中化石的保存有關。

4.2 微量元素含量與殼體保存度

為了進一步確認陰極射線鑑別殼體保存度的結果，並避免如前人研究指出因 Fe^{2+}離子富集於受到成岩作用影響的殼體中，而造成陰極射線檢視下呈現不發光的假象（e.g., Veizer, 1983）；必須運用可定量分析殼體元素組成及含量的工具，利用電子微探針分析殼體的元素組成及含量數值以確實區別受成岩作用影響及保存良好的部分。同時將元素分析的結果與陰極射線檢視下的殼體發光情形進行比對，也可以證實陰極射線檢視結果的可信度。

本研究共挑選 7 個早石炭紀腕足標本進行微量元素分析，包括 2 個

相同種屬的標本（YN092201-2a、YN092201-3b）和另外 5 個不同種屬的標本（YN091923-1a、YN092201-6、YN092403-1、YN092403-2、YN092403-4）。同時為了與同位素分析數值進行比較，七個標本都分別製作與同位素分析所用薄片互相對應的另一片薄片，於該薄片上依相對位置標記不發光殼體、發光殼體、圍岩等區域後，以電子微探針在七片薄片上共分析 130 個點，測量其 Si、Al、Ca、S、Sr、Mn、Fe、Na、Mg 等元素的含量後，將各元素含量相對於 Ca 進行換算以 mmol/mol 為單位，以便於相同的基準上進行後續比較及討論。

將 130 個分析點的資料分別按照 Si、Al、Fe、Mn 等元素的含量（mmol/mol Ca）多寡進行區別並整理（圖 4.4），共有 50 個分析點的 Si 含量低於電子微探針分析的最低偵測極限（0.3 mmol/mol Ca），且多數為不發光殼體區域，代表未受矽化作用取代的原始碳酸鈣質殼體；而比較不同發光程度的殼體及圍岩部分則可見矽化比例增加（NL 約 33%、SL 約 50%、L 約 66%、LM 約 97%），雖然陰極射線檢視殼體是否發光並非代表 Si 含量的不同，但殼體矽化與其他元素（如 Mn、Fe 等）含量的變化過程的確有可能同時發生。此外當殼體矽化（即 Si 含量高）時 Ca 含量將會相對降低，此時再將其他元素（如 Al、Fe、Mn 等）對 Ca 濃度計算相對含量時，就會顯示異常顯著的高值；但這並非其真正的元素含量，因此必須將疑似矽化的殼體排除，僅採用 Si 含量符合偵測極限以下的殼體部分並進一步討論其分析結果（圖 4.5）。

根據 Brand et al.（2003）由現生腕足殼體分析指出今日生活於正常海洋環境的腕足動物殼體其 Mn 元素含量約 1~199ppm；另外古生代腕足的相關研究則認為保存良好的腕足化石殼體中 Mn 含量應低於 250ppm(e.g., Popp et al., 1986；Bruckschen et al., 1999）；兩者皆含括本研究採用的電子微探針偵測極限（190ppm、0.3 mmol/mol Ca），因此本研究主要以其偵測極限作為區分保存良好殼體的界限。將可能矽化的殼體部分排除後，

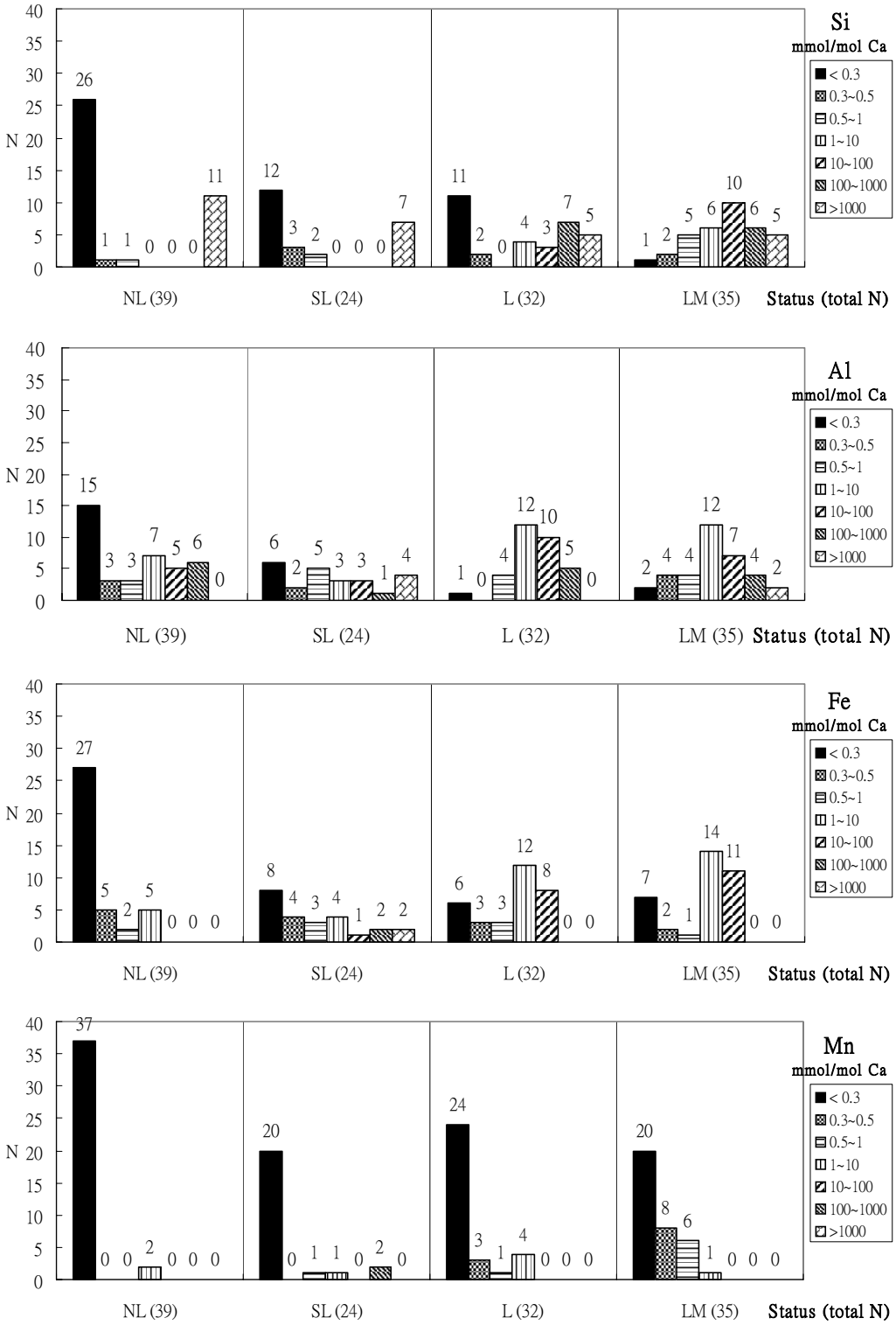


圖 4.4　保山地區早石炭紀七個腕足標本共計 130 個殼體分析點之 Si、Al、Fe、Mn 微量元素含量分佈圖。

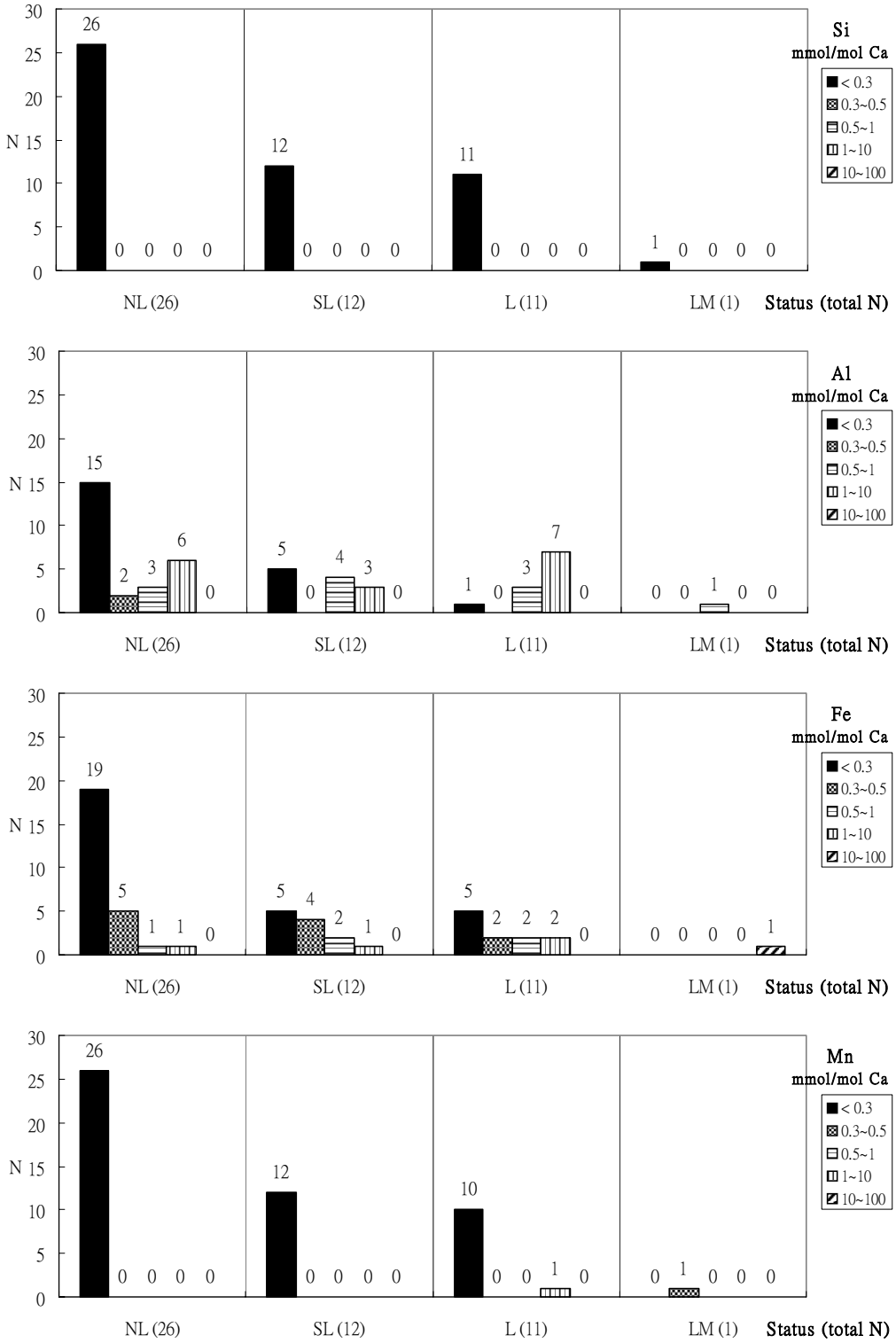


圖 4.5　保山地區早石炭紀腕足具原始碳酸鈣質殼體之 Al、Fe、Mn 微量元素含量分佈圖。

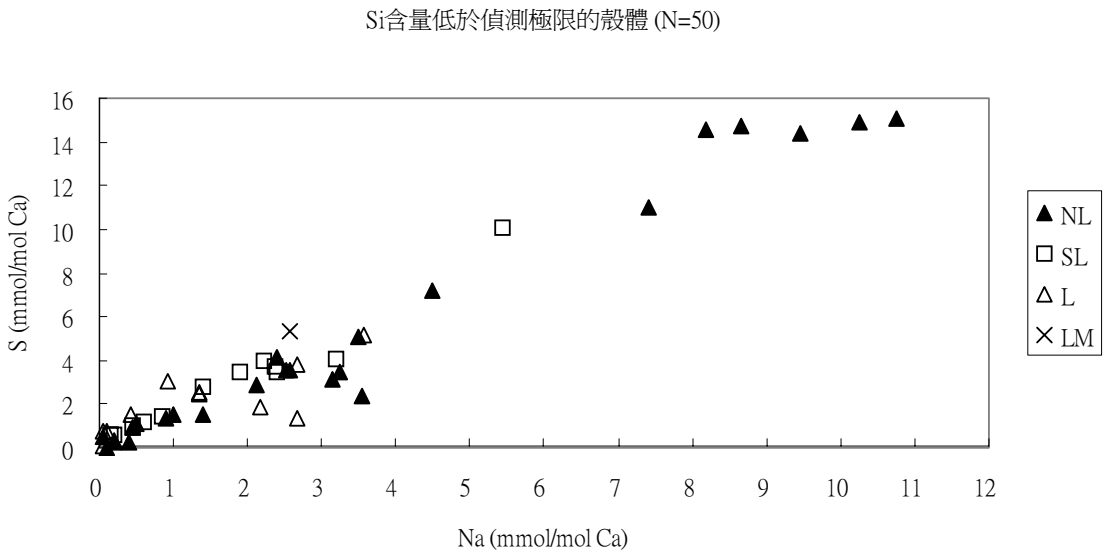
首先比較陰極射線的檢視結果與 Mn 離子含量，共有 48 個分析數值在偵測極限之下，僅發光殼體及圍岩部分各有一個分析數值的 Mn 含量達顯著。而不發光殼體區域確實都有低於偵測極限的 Mn 含量，可作為保存良好殼體的鑑別依據。另外在保山地區早石炭紀腕足標本中，雖然呈現發光的殼體區域卻沒有偵測到顯著的 Mn 含量，可能與陰極射線下發光的條件有關，一則由於前人研究指出當海洋性碳酸鈣物質中的 Mn 含量超過 100ppm 時，以陰極射線檢視即會呈現發光的現象（Meyers, 1974; Pierson, 1981; Machel, 1985），因此即使呈現部分發光的殼體亦有可能未達電子微探針的偵測極限；另一則可能與殼體中 Fe 含量有關，較高的 Fe 含量可能會在陰極射線下造成抑制發光的現象。然而在保山地區腕足化石殼體的元素分析結果中，雖然 Fe 離子較 Mn 離子含量確實稍為顯著，但由於 Mn 離子含量普遍低於偵測極限，亦不需擔心 Fe 離子可能抑制陰極射線下發光的情形而造成錯誤辨別保存良好殼體的結果。另外 Popp et al.（1986）也認為腕足殼體中的 Fe 相對於 Mn 含量變化較大，尚無法作為鑑別成岩作用的指標。

除了 Fe、Mn 之外，檢視保山地區早石炭紀腕足化石殼體中的 Al 含量，似乎較 Fe、Mn 含量都來得顯著，但由於仍無前人研究使用 Al 作為成岩作用的指標外，也較少討論其在殼體中的合理含量範圍，因此目前尚無法作更進一步的探討其與殼體保存度的關係。

本研究以陰極射線檢視殼體的結果為基礎，配合電子微探針定量分析腕足化石殼體中各元素的含量，目的在區分保存良好的殼體部分，以利後續的穩定同位素分析能得到可信的結果。首先排除 Si 含量顯著的殼體部分後，再依據 Popp et al.（1986）提出以 Mn 離子作為最佳的成岩作用指標，在本研究共計 130 個殼體分析位置中有 48 個符合上述條件（NL 區域 26 個；SL 區域 12 個；L 區域 10 個）。若同時要求 Si、Al、Fe、Mn 等四種元素含量都在偵測極限之下則共有 17 個符合此條件（NL 區域

13 個；SL 區域 3 個；L 區域 1 個）；其中唯一符合成岩作用檢驗的發光殼體部分，由於正好位於殼體邊緣發光薄層，可能與電子微探針實際分析和預先規劃的分析位置間的誤差有關。另外從本研究分析結果也可以發現，雖然使用陰極射線觀察殼體無法定量測出元素含量，不過若以不發光殼體區域而言，比較電子微探針的元素含量分析結果，不發光殼體仍幾乎可完全排除成岩作用的影響（圖 4.5）；因此在無法以電子微探針地毯式分析整個殼體時，陰極射線仍為極具可信度的成岩作用檢驗工具。

除了以 Mn、Fe 等陸源為主的元素在海洋性碳酸鈣中的含量作為成岩作用指標外；Na、S、Sr、Mg 等元素有時也可用來觀察成岩作用影響的趨勢，如 Mii et al.（1999）由北美洲石炭紀腕足化石的分析結果指出不發光殼體部分比發光殼體部分較富集 Na、S 離子，同時也比圍岩部分的 Na、Sr、S 等元素含量來得高；不過 Mg 離子的含量則正好相反，以不發光殼體部分含量較低。另外 Grossman et al.（1996）也認為腕足殼體隨著成岩作用影響越多，殼體中的 Mg 離子含量將會提高，而 Na、S、Sr 等離子含量則相對降低。檢視保山地區早石炭紀的腕足殼體 Na、S、Sr、Mg 等元素含量時，同樣為了避免因殼體矽化而造成相對含量異常的高值，因此仍先排除 Si 含量超過偵測極限的殼體區域（圖 4.6）。初步比較發光殼體與不發光殼體數值則大致符合前人研究指出成岩作用的影響趨勢，在發光殼體區域的確會含有較低的 Na、S、Sr 元素，而 Mg 元素含量也會相對較高。進一步將本研究認為保存優良的腕足殼體元素含量與前人分析石炭紀腕足殼體結果比較顯示數值分佈範圍不盡相同（圖 4.7）；而以本研究分析之不同種屬腕足殼體間也存在差異，顯示 Na、S、Sr、Mg 等元素可能會隨著種屬的不同而有所差異；Popp et al.（1986）分析腕足殼體也認為不發光殼體的 Sr 含量變化會隨著種屬不同而有差異，同時 Mg 離子似乎也受到生機效應的影響。因此雖然可以大致看出成岩作用與殼體中 Na、S、Sr、Mg 等元素的變化趨勢，但要直接作為成岩作用的指標



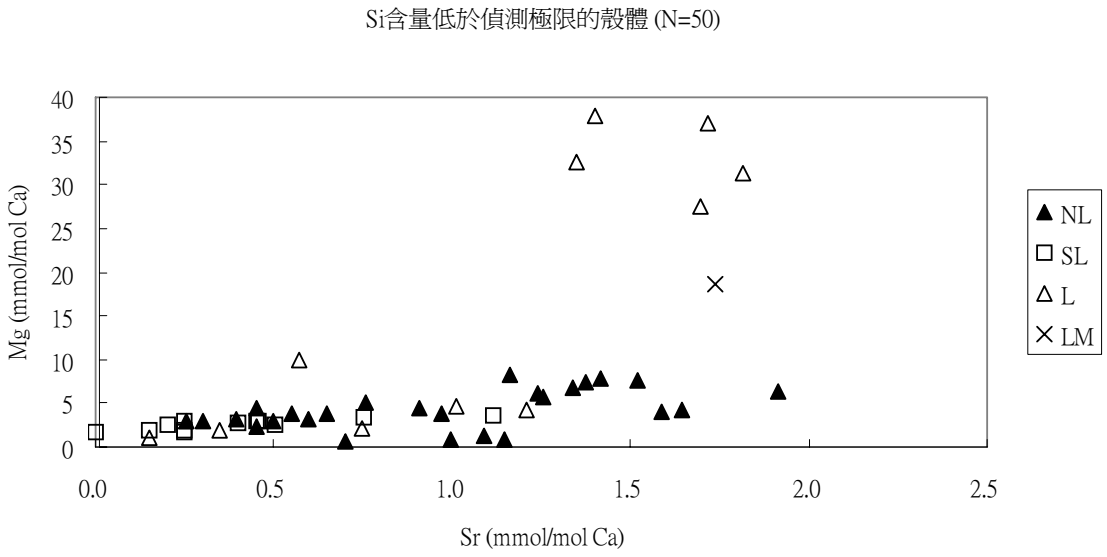
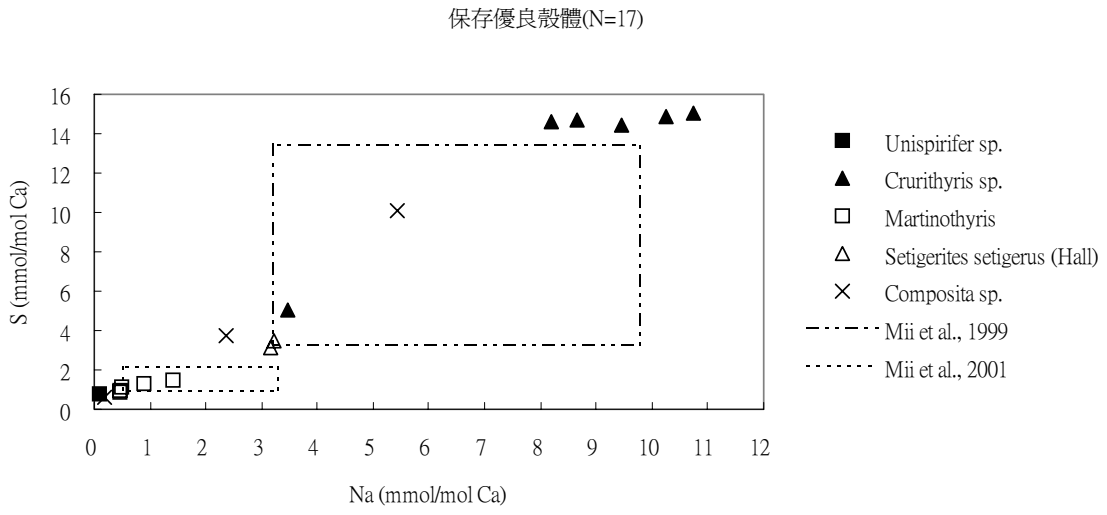


圖 4.6　保山地區早石炭紀腕足具原始碳酸鈣質殼體之 Na、S、Sr、Mg 元素含量分佈圖。



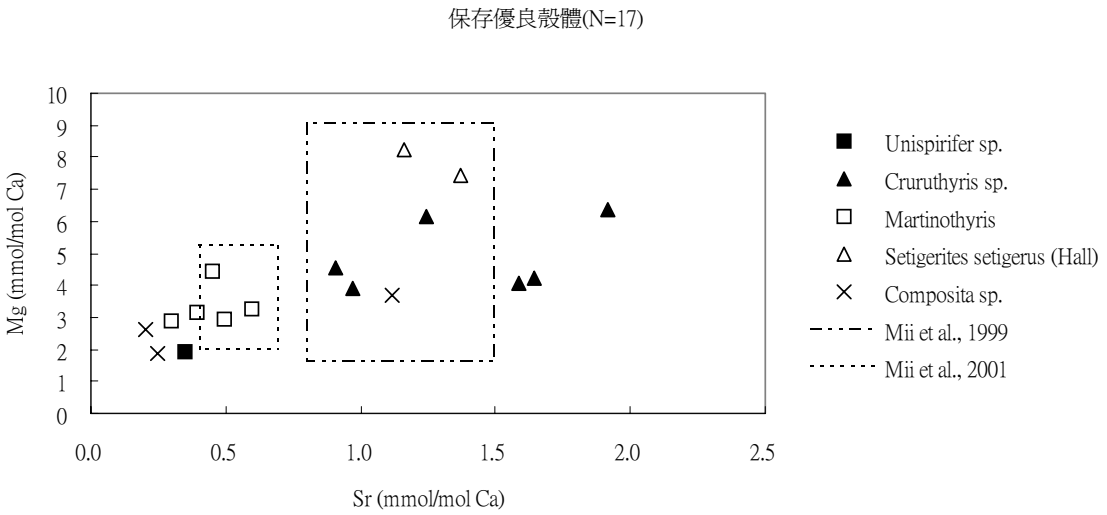


圖 4.7　保山地區早石炭紀保存優良的腕足殼體 Na、S、Sr、Mg 元素含量分佈圖。短線方框為 Mii et al.（1999）分析北美洲保存良好的腕足殼體數值範圍；虛線方框則為 Mii et al.（2001）分析俄羅斯台地腕足的數值範圍。

仍須進一步的研究才能確定。

使用電子微探針定量分析腕足化石殼體的元素組成含量的確比陰極射線檢視結果更為詳盡，不過綜合前人研究和本次分析之保山地區早石炭紀腕足殼體的結果，主要仍以 Mn 離子於殼體中的含量作為鑑別成岩作用影響的主要依據；其餘元素含量的變化及其代表的訊息仍須更詳細的研究才能確定，如限定種屬分析等，但由於多數腕足化石的種屬已滅絕，若由現生腕足分析結果延伸仍將存在不確定性。以保山地區腕足殼體的分析結果而言，使用陰極射線檢視殼體是否受到成岩作用影響仍具有一定的可信度，且即使矽化殼體在陰極射線下呈現不發光現象，一則可利用其模糊的殼體原始微細構造辨別並排除外；同時由於矽化殼體硬度較大而難以微取樣，且其 SiO_2 成分無法與磷酸作用產生二氧化碳氣體進行後續的穩定同位素數值分析。因此只要謹慎選取不發光殼體及微細構造清晰區域的殼體取樣進行分析仍可獲得保存良好殼體的原始同位素數值。

4.3 穩定碳氧同位素分析

4.3.1 早石炭紀腕足化石殼體碳氧同位素記錄

本研究分析中國大陸雲南省保山地區早石炭系地層中所採集的腕足標本共 27 個，標本殼長介於 0.5~3.5 cm 不等，殼厚則多在 2 mm 以下；由所屬地層年代及採取層位再劃分為早石炭紀初期 Tournaisian 的 9 個及中期 Visean 的 18 個腕足標本，殼體保存情形以 Tournaisian 的腕足標本較佳。同時根據各標本薄片於透射光及陰極射線下檢視的結果，選取微細構造清楚且不發光的殼體部分進行殼體粉末微取樣，同時也鑽取保存較差的發光殼體部分及圍岩區域粉末作為對照。

4.3.1.1 Tournaisian

早石炭紀 Tournaisian 的腕足標本共分析 87 個同位素數值，其中 34 個採自不發光殼體區域（NL），21 個採自輕微發光區域（SL），9 個採自部分發光區域（NL+L、NL+LM；NL 比例大於 80%），4 個採自發光殼體區域（L），另有 19 個採自圍岩部分（LM、LC）。在碳氧同位素分析結果中可明顯看出腕足殼體及圍岩部分呈現兩個不同的分佈趨勢（圖 4.8）。腕足殼體的 $\delta^{18}O$ 值介於-17.0 ~ -1.2‰，$\delta^{13}C$ 值則介於 2.0 ~ 8.1‰；而圍岩部分 $\delta^{18}O$ 值介於-12.7 ~ -3.3‰，$\delta^{13}C$ 值介於-4.4 ~ 2.5‰，顯示成岩作用過程中伴隨部分溶解及再結晶作用的碳氧同位素同樣變輕的結果（Anderson and Schneidermann, 1973; Coplen and Schlanger, 1973; Matter et al., 1975; Elderfield et al., 1982）。

觀察早石炭紀 Tounaisian 的腕足殼體分析結果，除了無法明顯區分不同保存程度的殼體同位素數值外，不發光殼體的 $\delta^{18}O$ 也出現和圍岩部分相似的極輕數值。分別觀察每一腕足標本的分析結果（圖 4.9），其中 *Crurithyris* 屬的 YN092201-1c、YN092201-2、YN092201-3a 及 *Composita* 屬的 YN092201-6 同時具有 $\delta^{18}O$ 值變化較大的結果，根據氧同位素溫度

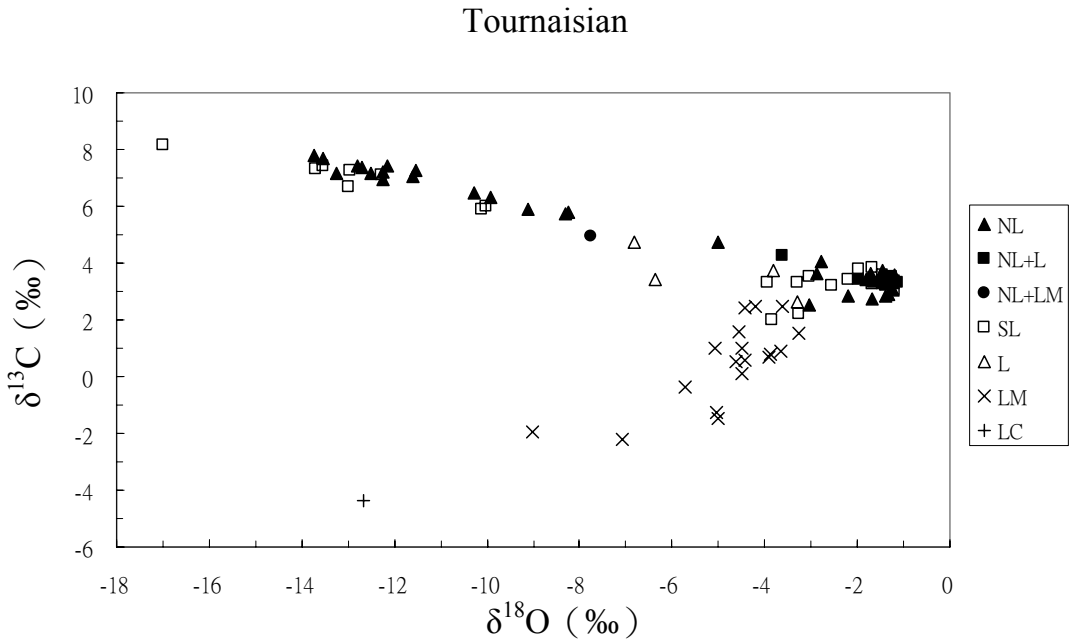


圖 4.8　早石炭紀 Tournaisian 腕足殼體與圍岩部分碳氧同位素分析結果。

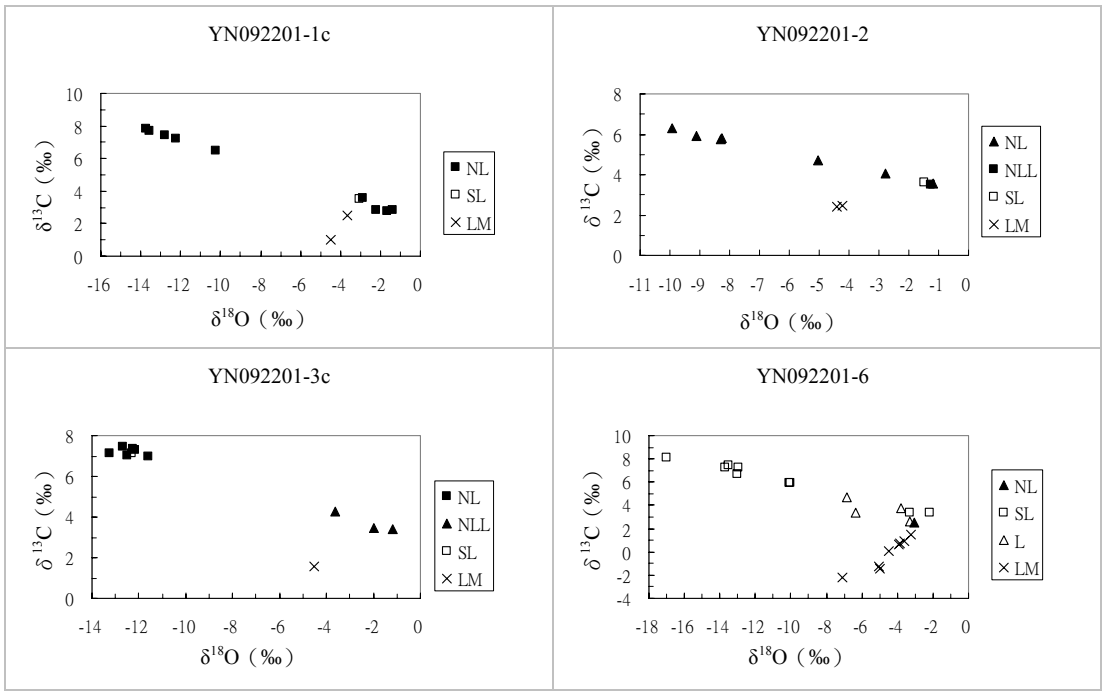


圖 4.9　早石炭紀 Tournaisian 各腕足標本的碳氧同位素分析結果。

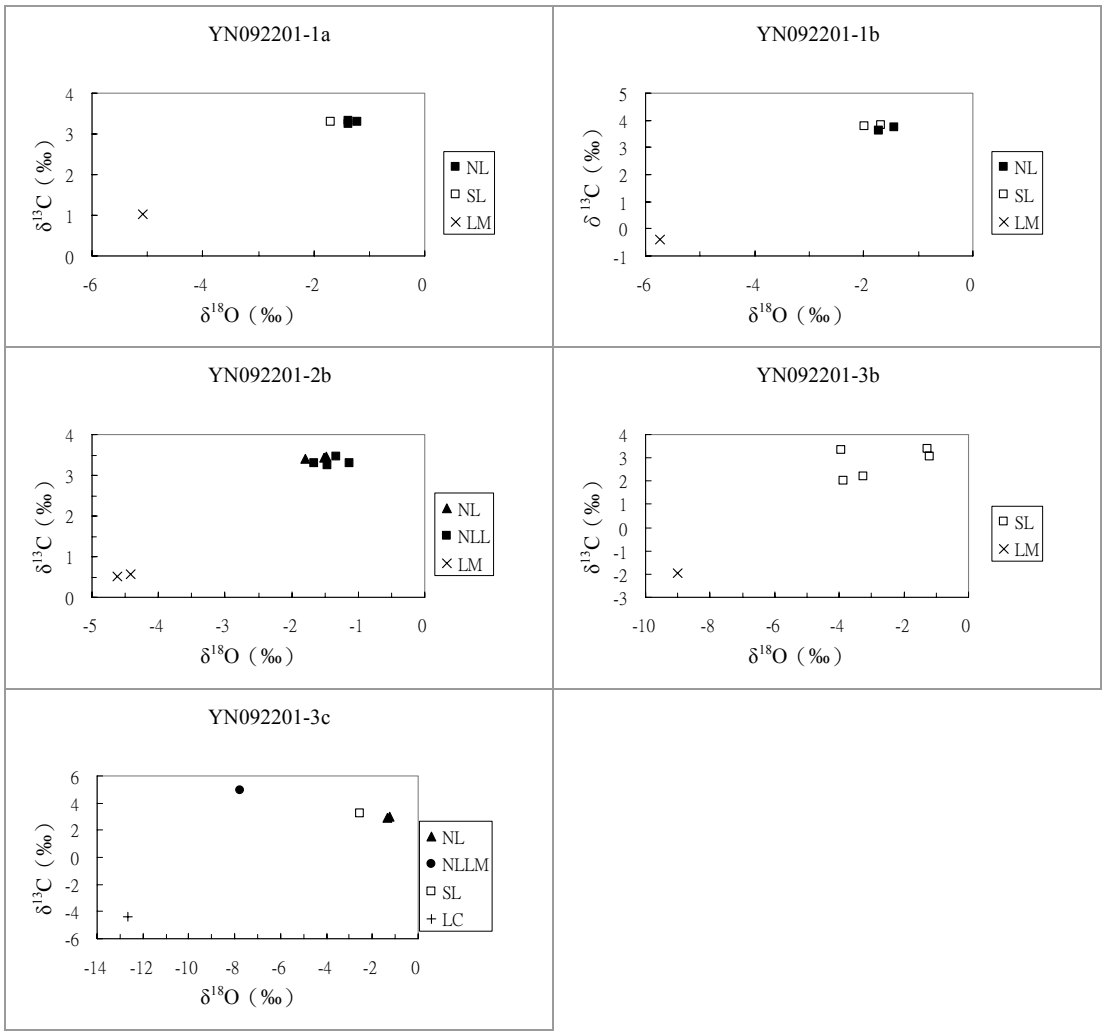


圖 4.9　早石炭紀 Tournaisian 各腕足標本的碳氧同位素分析結果（續）。

方程式將氧同位素換算為溫度訊號，顯示周圍水體溫度變化超過 50℃以上不合理的水體環境。另外如此輕的腕足殼體 $\delta^{18}O$ 紀錄也未曾出現在早石炭紀 Tournaisian 腕足相關研究中（e.g., Popp et al., 1986；Bruckschen and Veizer, 1997；Mii et al., 1999）。從各方面的觀察及比較結果，具有極輕 $\delta^{18}O$ 值的殼體部分似乎仍隱含成岩作用影響的可能性。

為了進一步釐清並得到可信的同位素記錄，分別針對不發光殼體中 $\delta^{18}O$ 較重及較輕的殼體區域配合電子微探針分析的結果進行比較（圖 4.10），雖然兩者的 Mn 含量都在偵測極限之下，但 $\delta^{18}O$ 較輕的殼體區域有相對較高的 Al 含量，顯示可能受到黏土化的影響；同時殼體中較低的 Na、S 含量也和受成岩作用影響的變化趨勢相似。為了避免任何可能的成岩作用影響，本研究採用 Si、Al、Fe、Mn 等四種陸源離子的偵測極限作為鑑別標準，進而比對碳氧同位素分析結果得知早石炭紀 Tournaisian 保存優良的腕足殼體 $\delta^{18}O$ 值介於-3.3 ~ -1.1‰（-1.8 ± 0.7‰，1σ，N = 35），$\delta^{13}C$ 則介於 2.2 ~ 4.0‰（3.3 ± 0.4‰，1σ，N = 35）。

4.3.1.2 Visean

早石炭紀 Visean 的腕足標本共有 46 個同位素分析數值，但由於標本保存度較不理想，僅有 9 個採自不發光殼體區域（NL），2 個採自輕微發光區域（SL），4 個採自部分發光區域（NL+L、L+NL；前者比例大於 80%），5 個採自發光殼體區域（L），另有 26 個採自圍岩部分（LM、LC）。其中不發光殼體區域的同位素數值 $\delta^{18}O$ 介於-4.9 ~ 0.8‰，$\delta^{13}C$ 則介於 1.1 ~ 3.3‰。雖然 $\delta^{18}O$ 數值大致位於所有分析數值較重的一端，但仍無法明顯與發光殼體及圍岩的分析結果區分開來（圖 4.11）。同樣藉由電子微探針分析結果篩選保存優良的早石炭紀 Visean 腕足殼體，比對同位素分析結果可知 $\delta^{18}O$ 值介於-3.9 ~ -0.8‰（-1.8 ± 1.1‰，1σ，N = 12），$\delta^{13}C$ 值則介於 1.2 ~ 3.3‰（2.7 ± 0.6‰，1σ，N = 12）。

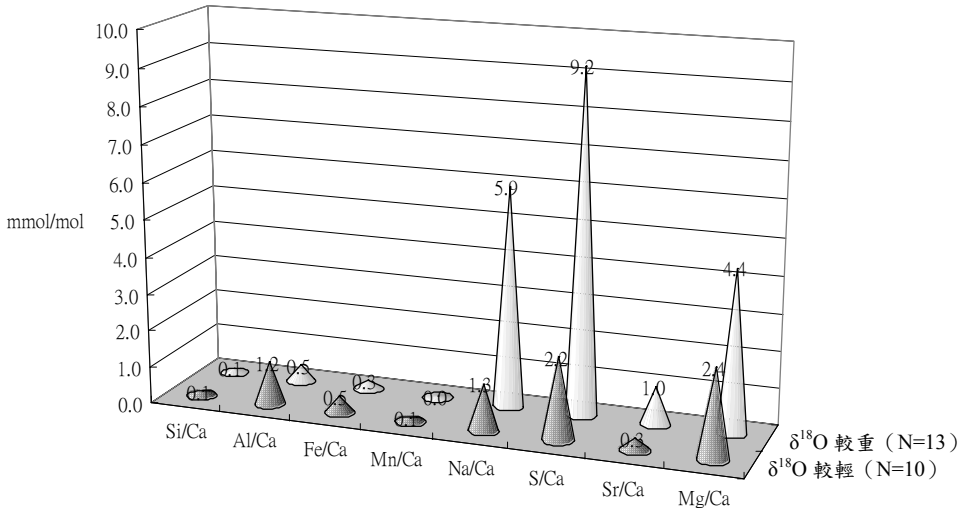


圖 4.10　保山地區早石炭紀 Tournaisian 腕足殼體 $\delta^{18}O$ 差異與元素含量比較圖。

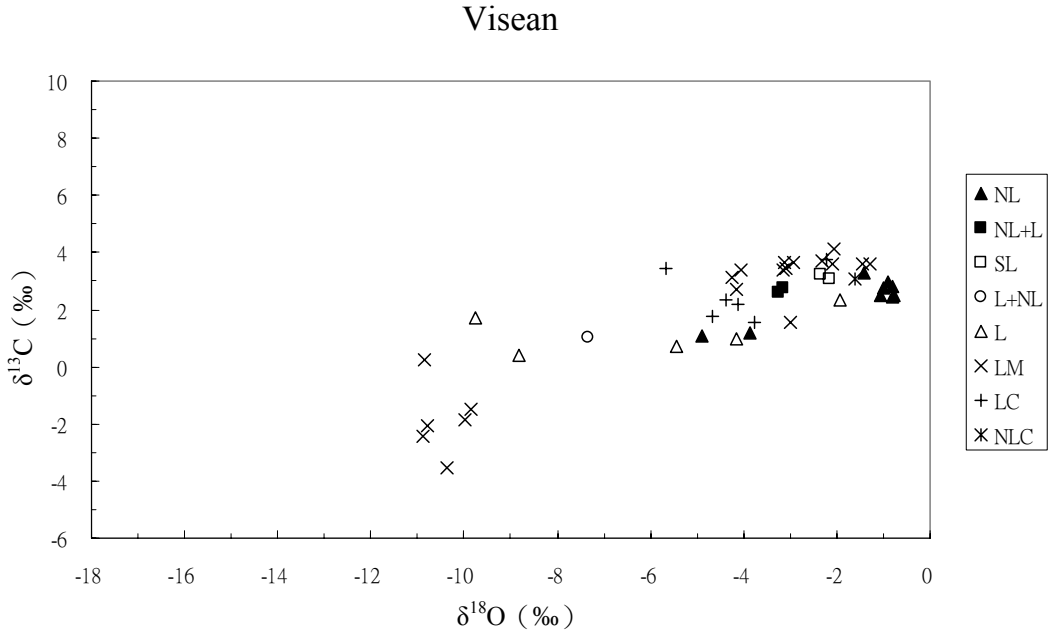


圖 4.11　早石炭紀 Visean 腕足殼體與圍岩部分碳氧同位素分析結果。

4.3.2 二疊紀腕足化石殼體碳氧同位素記錄

保山地區二疊紀腕足標本薄片在陰極射線下檢視多呈現發光的現象，顯示殼體普遍有較高的 Mn 離子含量，指示成岩作用影響的結果。在早二疊紀 Sakmarine 的 8 個腕足標本中，僅 YN092208-1a、YN092209-1 和 YN092209-2 有小區域不發光殼體，但取樣不易因此都帶有少量周圍發光殼體的粉末，早二疊紀腕足標本共計分析 6 個部分發光殼體區域（NL+L），16 個發光殼體區域（2 個 L+NL、14 個 L），另外有 2 個圍岩部分的同位素分析數值（圖 4.12）。二疊紀中期 Wordian 的 35 個腕足標本則僅有 YN093001-4c 提供 1 個不發光殼體區域的碳氧同位素數值（$\delta^{18}O$ = -2.5‰；$\delta^{13}C$ = 5.1‰），其餘包括 22 個部分發光殼體（17 個 NL+L、5 個 NL+LM），40 個發光殼體（13 個 L+NL、27 個 L）；圍岩部分則有 21 個分析數值，包括 20 個 LM 和 1 個可看到結晶構造的 LC（圖 4.13）。

在保山地區二疊紀的腕足殼體同位素分析結果方面，由於保存度普遍不佳而沒有足夠的不發光殼體區域可以提供可信的 $\delta^{18}O$ 原始訊號，主要以不發光殼體比較較多的部分發光殼體（NL+L）的 $\delta^{18}O$ 數值作為代表，早二疊紀的氧同位素平均值為 -2.5 ± 0.5‰（1σ，N=6）；二疊紀中期則為 -3.3 ± 1.6‰（N=18）。碳同位素記錄方面，根據前人研究指出海洋性碳酸鈣物質受到成岩作用影響時，碳同位素相對於氧同位素較不受影響而仍能保留原始訊號（Keith and Weber, 1964；Veizer et al., 1980；Given and Lohmann, 1985）。且在保山地區 $\delta^{13}C$ 紀錄方面，不同保存度的殼體及圍岩區域的平均值僅有 1~2‰的差異，且以腕足殼體數值較重。進而假設碳同位素在成岩作用中改變極小，並以不發光殼體比例較高的殼體區域最為接近原始訊號，則保山地區早二疊紀的碳同位素平均值為 3.5 ± 0.4‰（1σ，N=6）；二疊紀中期則為 4.9 ± 0.7‰（N=18）。

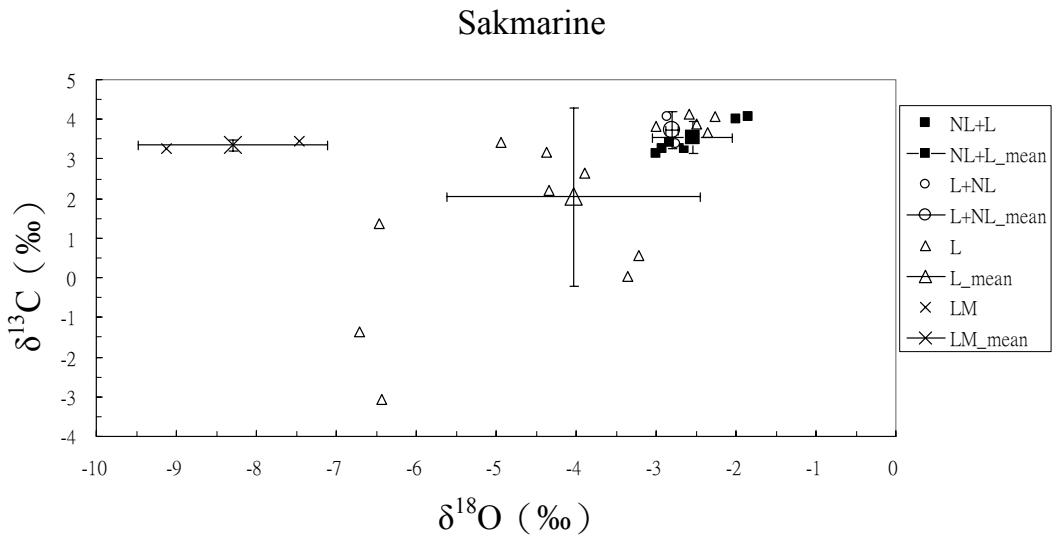


圖 4.12　早二疊紀 Sakmarine 腕足殼體與圍岩部分碳氧同位素分析結果。

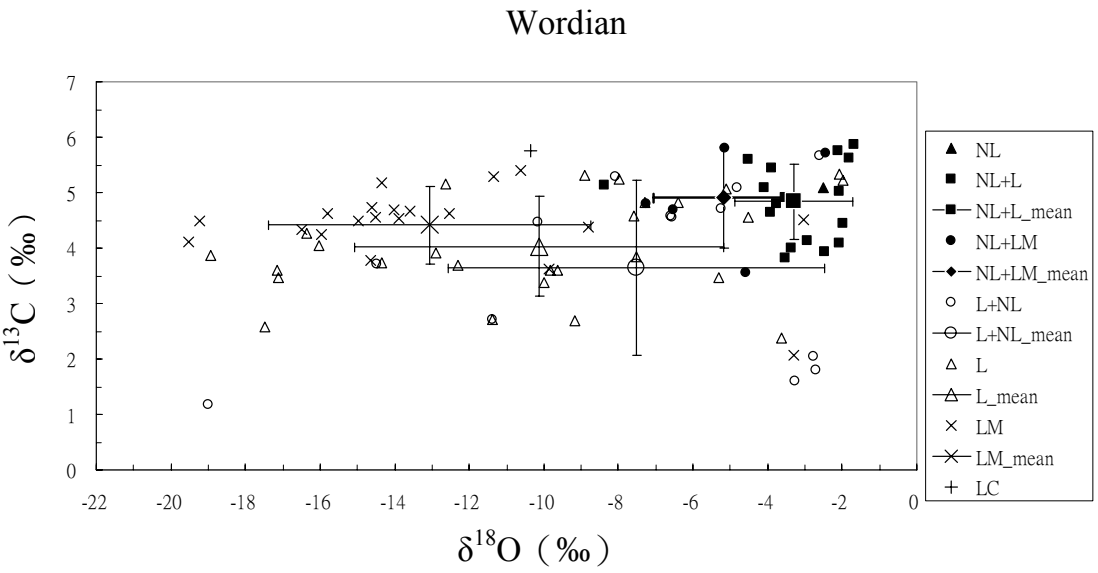


圖 4.13　二疊紀中期 Wordian 腕足殼體與圍岩部分碳氧同位素分析結果。

4.3.3 保山地區晚古生代腕足化石穩定碳氧同位素紀錄

由於保山地區於晚石炭紀和晚二疊紀的地層分別缺失，加上標本保存不理想的結果，無法建立保山地區晚古生代的連續紀錄；但與前人研究結果比較，仍大致符合晚古生代同位素紀錄的變化趨勢（圖 4.14）。

首先在碳同位素紀錄方面，腕足殼體所反應的海水的 $\delta^{13}C$ 變化主要與全球碳儲存庫交換、湧升流發生及基礎生產力改變等環境因素有關。石炭紀中期碳同位素大幅變重的事件即與各地煤沼澤遍佈造成有機碳大量埋藏有關（Stanley, 1998；Mii et al., 1999；Bruckschen et al., 1999）；同時也因為盤古大陸逐漸成形，古大陸西岸赤道地區出現的湧升流將底層 $\delta^{13}C$ 較輕的海水帶至表層，造成東西兩岸的碳同位素記錄呈現不同的變化趨勢（Mii et al., 1999）。這樣的差異持續到早二疊紀 Sakmarine，之後區域間的碳同位素差異才逐漸減小並大致介於 4~6‰左右（Grossman, 1994），但此時的海水 $\delta^{13}C$ 組成仍較石炭紀甚至於地球歷史上各時期的海水都來得重（Rao and Green, 1982；Rao, 1988；Gruzynski, 1989；Mii et al., 1997）。保山地區早石炭紀腕足殼體的 $\delta^{13}C$ 值與其他地區記錄沒有顯著差異，顯示當時各區域海水有相似的組成，支持陸塊合併前有良好交換及混合的海洋環境。而石炭紀中期後則因地層缺失而無從得知有機碳埋藏所造成的「即時」影響，但觀察保山地區早二疊紀的 $\delta^{13}C$ 數值似乎較類似盤古大陸西岸的變化趨勢（圖 4.14）。保山地區早二疊紀的 $\delta^{13}C$ 值較早石炭紀 Visean 重約 1~2‰，推測亦可能和全球有機碳埋藏的結果有關。晚二疊紀的 $\delta^{13}C$ 記錄也與當時全球 4~6‰的數值範圍一致，顯示保山地區腕足殼體碳同位素的確仍保留原始海水訊號，可作為古環境重建的參考。

在氧同位素記錄方面，腕足殼體的 $\delta^{18}O$ 數值則主要與周圍水體溫度、全球冰川發育程度和蒸發或降雨所造成的鹽度效應有關。在晚古生代地球氣候變化歷史中，一般認為早石炭紀初期地球進入溫暖的氣候環

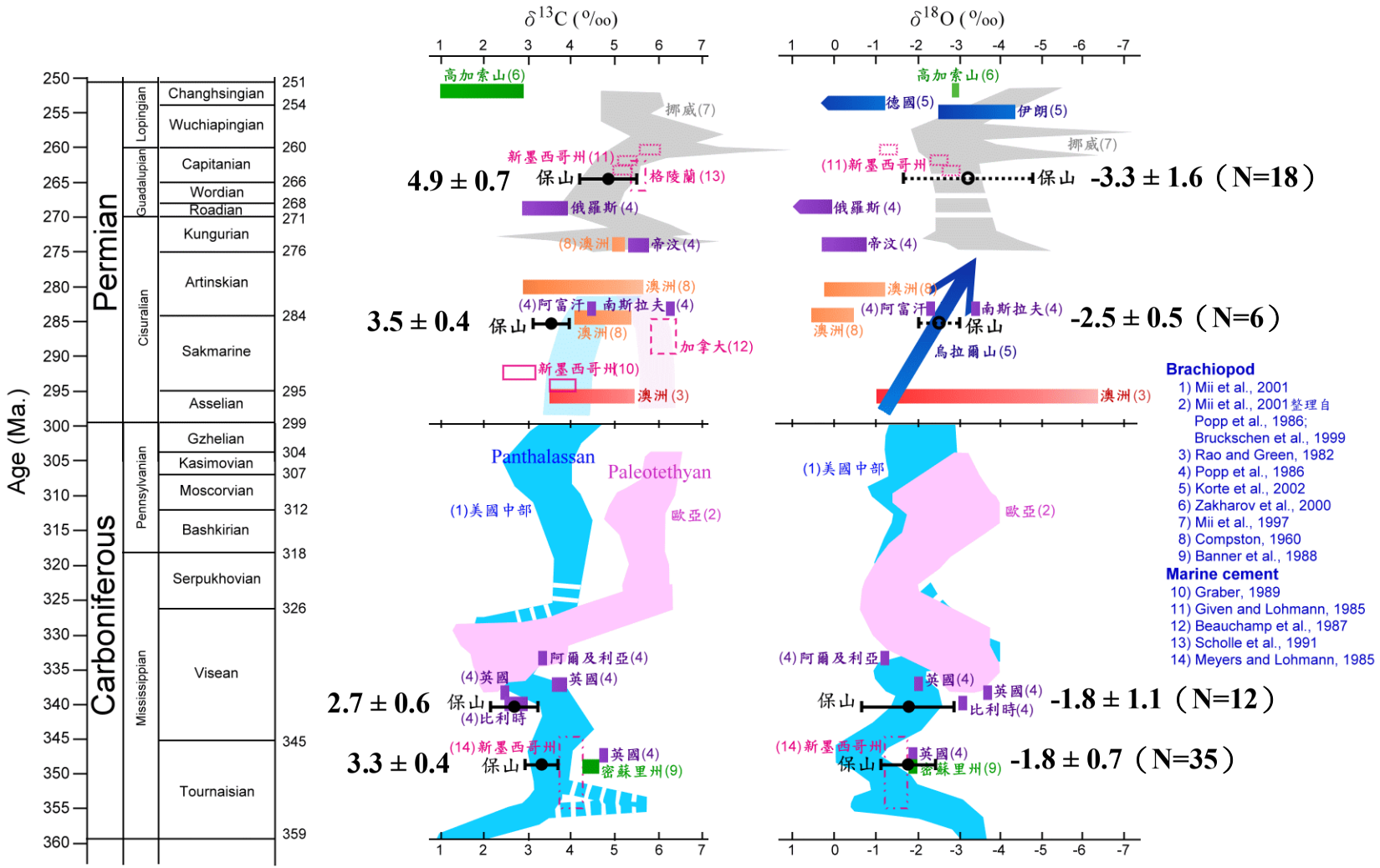


圖 4.14　保山地區腕足殼體碳氧同位素紀錄與晚古生代前人研究結果及變化趨勢比較圖。保山地區腕足標本年代由採樣地層相對年代估計而得，尚無精準之絕對年代數據；碳氧同位素數值以平均值及一個標準偏差表示。

境，但部分早石炭紀高緯度地區（如印度、東北非洲和西藏等）則發現冰磧石沈積等冰川發育的證據（e.g., Veevers and Powell, 1987；Scotese et al., 1999），對於當時冰川發育程度仍有爭議。石炭紀中期後地球進入冰期，陸地上開始有大規模的冰川發育，腕足殼體 $\delta^{18}O$ 大幅變重的記錄則同時反應了低溫環境及全球平均海水氧同位素變化疊加的結果(Mii et al., 2001）。進入二疊紀後地球氣候逐漸回暖，氧同位素紀錄也隨著年代越晚有越輕的趨勢（Korte et al., 2002），早二疊紀初期位於大陸冰川邊緣的澳洲地區也受到大量融冰水注入影響而出現極輕的 $\delta^{18}O$ 紀錄（Rao and Green, 1982；Rao, 1988）；隨後包括澳洲、帝汶等地區則顯示較高緯度的低溫特性。二疊紀中期後地球進入無冰時期，全球處於溫暖的氣候狀態，氧同位素紀錄大致介於-4.0～-2.2‰之間（Mii et al., 1997），位於古地中海赤道附近的外高加索地區腕足殼體氧同位素記錄也顯示淺海溫暖約 24℃的環境（Zakharov et al., 2000）；俄羅斯和德國盆地則因蒸發作用而呈現較重的氧同位素紀錄（Grossman, 1994；Korte et al., 2002）。

由於保山地區二疊紀腕足標本保存較不理想，若以部分發光殼體數值進行比較，將保山地區早二疊紀的氧同位素記錄與當時同樣位於南緯 60 度附近的澳洲地區進行比較，發現保山地區腕足殼體有較輕約 2‰的結果，顯示部分發光殼體仍受到成岩作用的影響而無法代表原始殼體的訊號，因此無法獲得保存良好的腕足殼體之前無法進一步的探討其古環境意義。在保山地區早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 的 $\delta^{18}O$ 記錄方面，由保存良好的殼體可提供當時南緯 30 度的氧同位素記錄，不同於前人研究主要集中於赤道地區（e.g., Popp et al., 1986；Bruckschen and Veizer, 1997；Mii et al., 1999），因此利用保山地區早石炭紀腕足殼體的 $\delta^{18}O$ 記錄，將可建立並估算古緯度間的海水溫差範圍，進而釐清早石炭紀冰川發育程度，以下分別將保山地區 Tournaisian 和 Visean 腕足殼體 $\delta^{18}O$ 記錄與前人研究比較（圖 4.15、圖 4.16）。根據殼體氧同位素與水體溫

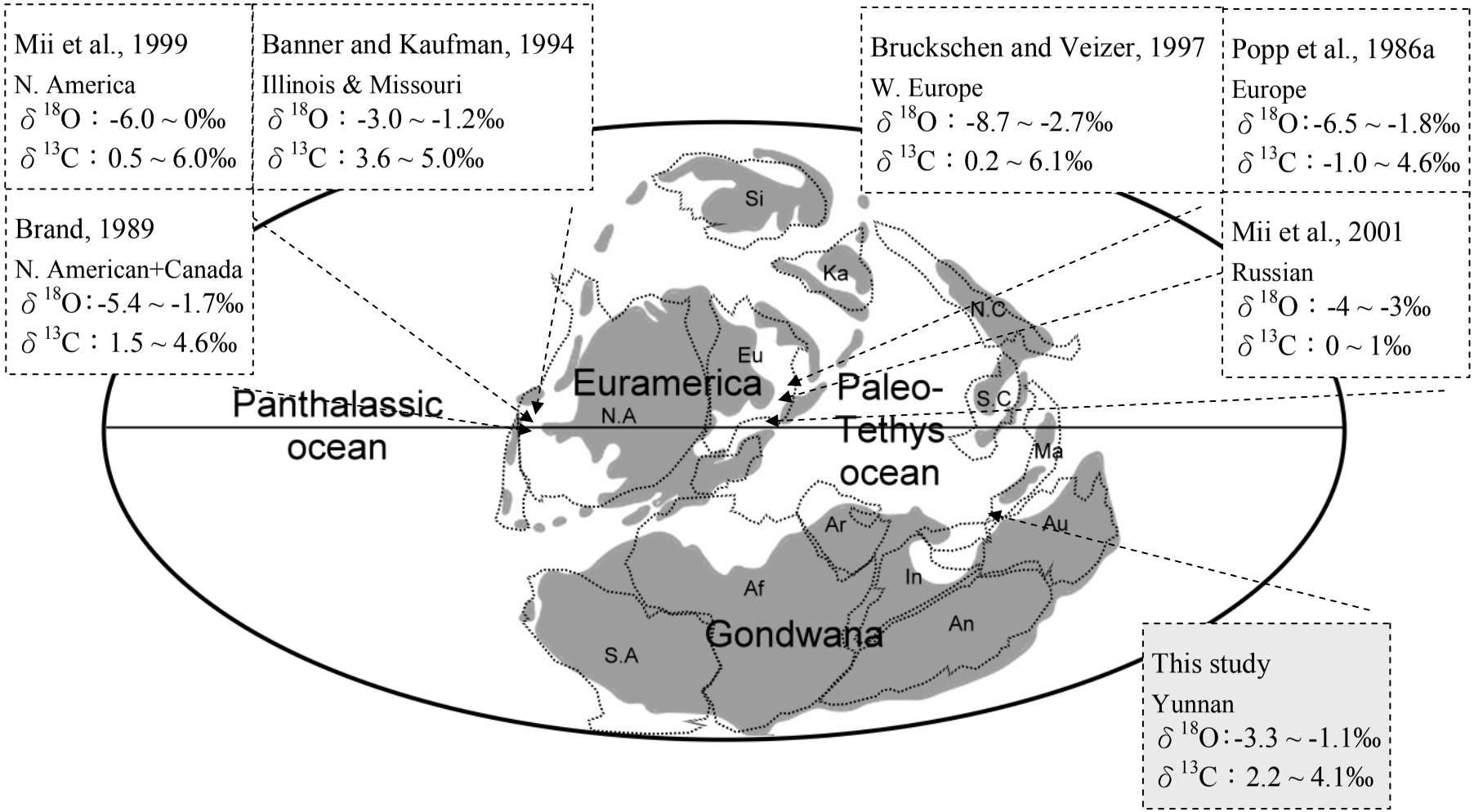


圖 4.15　早石炭紀 Tournaisian 時期保山地區腕足化石殼體碳氧同位素紀錄與前人研究不同區域比較（古地理圖取自 Scotese, 2000）。

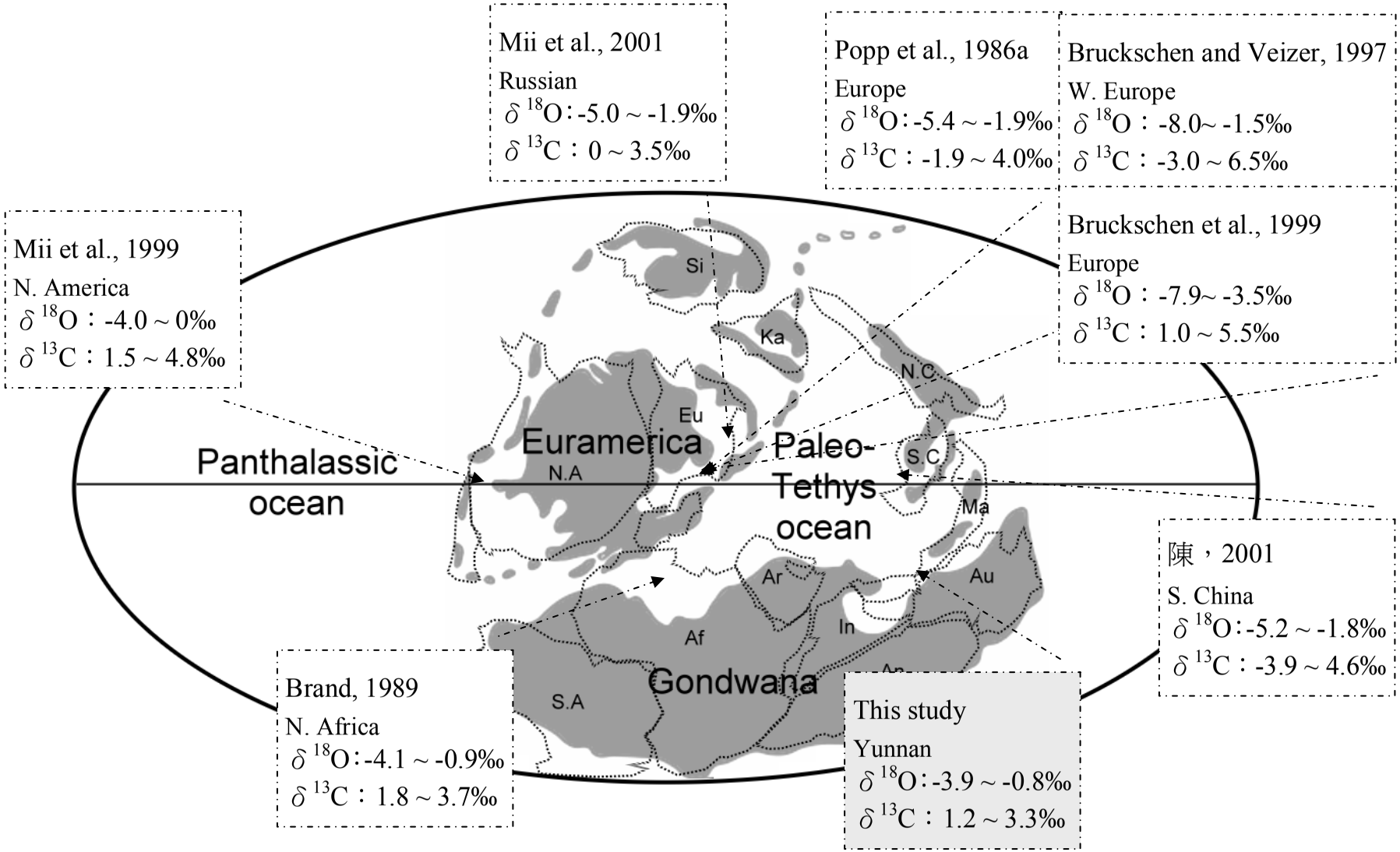


圖 4.16　早石炭紀 Visean 時期保山地區腕足化石殼體碳氧同位素紀錄與前人研究不同區域比較（古地理圖取自 Scotese, 2000）。

度的關係，越輕的 $\delta^{18}O$ 值反應越高溫的水體環境，同時夏季海水溫度較高時也通常伴隨較多的降雨發生，區域性海水由於天水或淡水注入將會有更輕的 $\delta^{18}O$ 組成，造成更輕的腕足殼體 $\delta^{18}O$ 紀錄。因此為了將氧同位素記錄中天水效應的影響減至最低以獲得原始水體的溫度訊號，主要以 $\delta^{18}O$ 數值較重的一端進行海水溫度的估算。

早石炭紀 Tournaisian 的保山地區及同樣位於 Euramerica 大陸東岸的赤道地區 $\delta^{18}O$ 紀錄所顯示約 0.9~1.9‰的差值（圖 4.15），由方解石氧同位素溫度方程式換算可知當時南緯 30 度與赤道地區有大約 3~9℃的緯度間溫差。Visean 時期 Euramerica 大陸東岸的氧同位素紀錄則以 Bruckschen et al.（1999）分析的歐洲地區腕足有明顯較輕的數值（約-3.5‰），可能隱含成岩作用的影響而暫不予比較；大致而言 Visean 時期大陸東岸赤道地區 $\delta^{18}O$ 記錄主要介於-1.9～-1.5‰之間，同時保山地區與赤道地區間 $\delta^{18}O$ 差值（約 0.7~1.1‰）（圖 4.16）則反映約 3~5℃的緯度間溫差。這樣的緯度間溫差範圍與 Crowley and Baum（1994）使用 GCM 模擬石炭紀全球無冰川發育條件下的地球表溫分佈結果相似（圖 4.17），雖然該研究主要模擬晚石炭紀 Westphalian（約 305Ma.），但以相似的地理位置進行比較仍可知南緯 30 度及赤道地區的緯度間溫差約 5~10℃。另外也在今日不受湧升流影響的開放大洋區域選擇相似的地理位置進行比較，可知早石炭紀緯度間溫差略小於今日約 10℃左右的溫差範圍（NOAA，2004）（圖 4.18）。因此推測早石炭紀 Tournaisian 地球冰川發育程度不如今日，甚至接近全球無冰川發育的環境，部分高緯度地區地層中的冰川記錄應屬於短暫發育的事件，也因此早石炭紀地球有較小的緯度間溫度梯度變化；進而假設當時冰川全部溶解時，全球平均海水氧同位素接近-1‰。

根據 Hays and Grossman（1991）修訂的方解石氧同位素溫度方程式，將早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 的腕足化石殼體 $\delta^{18}O$ 紀錄配合全球平

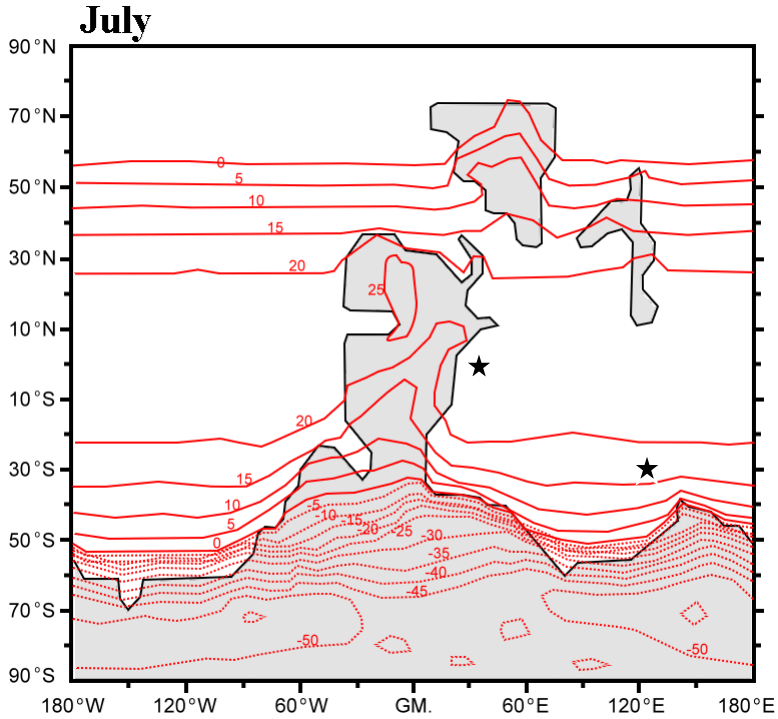


圖 4.17　GCM 模擬晚石炭紀 Westphalian 在全球無冰條件下的地球表溫分佈圖（取自 Crowley and Baum, 1994）；★ 指示保山地區及前人研究赤道海域相對位置。

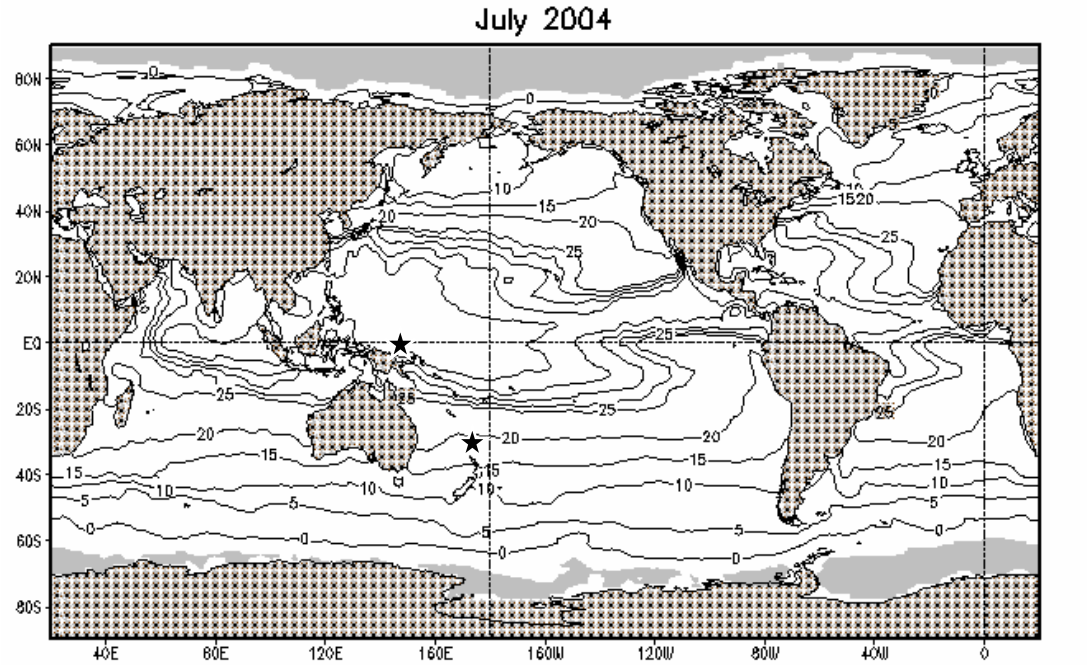


圖 4.18　美國國家海洋與大氣管理局海水表溫衛星遙測資料(取自 NOAA, 2004）；★ 指示開放大洋赤道及南緯 30 度海域位置。

均海水氧同位素（$\delta^{18}O_{w,SMOW}$ = -1‰）進行各區域的海水古溫度換算（表 4.1），並與 Crowley and Baum（1994）的 GCM 模擬結果比較。Euramerica 大陸東岸地區的海水溫度大致吻合模擬結果，同時保山地區的 $\delta^{18}O$ 紀錄也呈現較高緯度的低溫特性，然而大陸西岸地區赤道地區則普遍較模擬結果低溫許多。假設西岸較重的 $\delta^{18}O$ 紀錄顯示的低溫特性由湧升流所造成，但隨著湧升流將底層水帶至表層的同時表層海水應有較輕的 $\delta^{13}C$ 組成，但在早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 的 $\delta^{13}C$ 記錄中都沒有發現類似的情形，因此初步排除湧升流使 $\delta^{18}O$ 記錄變重的可能性。

另一方面從早石炭紀的地質記錄中發現當時 Euramerica 大陸東西兩岸存在顯著的氣候差異，東岸出現煤沼澤的沈積指示潮濕多雨的環境；但西岸則出現蒸發岩類顯示乾燥的氣候型態（Stanley, 1998），同時隨著旺盛的蒸發作用將使得海水有較重的 $\delta^{18}O$ 組成，推測早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 時期 Euramerica 大陸西岸腕足殼體所記錄的較重 $\delta^{18}O$ 值主要受控於海水蒸發作用的鹽度效應影響，而非反應低溫的水體環境。

由保山地區早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 的腕足化石所提供的同位素記錄顯示地球於兩時期間沒有明顯的環境差異，緯度間溫度差異則較今日和緩，顯示當時冰川發育規模小於今日，甚至接近全球無冰的狀態。區域性的差異則反應了較高緯度的低溫特性和蒸發降雨等鹽度效應的影響。

表 4.1　早石炭紀 Tournaisian 和 Visean 的腕足殼體 $\delta^{18}O$ 紀錄估算不同區域海水古溫度結果。

$\delta^{18}O_{w,SMOW}$= -1‰	**Tournaisian**		**Visean**		**T_{GCM}**（℃）Crowley and Baum, 1994
	$\delta^{18}O$（‰）	**T**（℃）	**$\delta^{18}O$**（‰）	**T**（℃）	
Euramerica 大陸東岸 30°S 海域					
This study	-1.2	17	-0.8	15	15 ~ 20
Brand, 1989			-0.9	15	
Euramerica 大陸東岸赤道附近海域					
Popp et al., 1986	-1.8	19	-1.9	20	20 ~ 25
Bruckschen and Veizer, 1997	-2.7	23	-1.5	18	
Mii et al., 2001	-3	25	-1.9	20	
陳，2001			-1.8	19	
Euramerica 大陸西岸赤道附近海域					
Mii et al., 1999	0	11	0	11	20 ~ 25
Banner and Kaufman, 1994	-1.2	17			
Brand, 1989	-1.7	19			