

臺灣第四紀磁生物地層及 蓬萊造山運動事件

洪崇勝¹ 謝凱旋²

摘要

自西元2005年以來，國際地層委員會及國際第四紀研究聯盟對「第四紀」的起始時間重新做了界定，其年代由1.81 Ma（百萬年前）改為2.59 Ma。這個修訂是因為當時地球在中、高緯度的地區其氣候起了重大變化，同時也是「人類」生物種開始出現並演化的時間。第四紀的界面相當於Gelasian階的底部，該階之「全球標準地層剖面與地點」是位在義大利西西里島Gela小鎮的Monte San Nicola剖面。因此，第四紀不僅包括更新世及全新世，也追溯至上新世的晚期。若對照於伯格倫氏（Berggren *et al.*, 1995a）所收錄之地質年代表（此表包括上新—更新世期間的磁極倒轉界面、化石基準面、海洋氧同位素階之年代），第四紀起始的時間相當於磁地層高斯與松山世代的界面（Gauss/Matuyama boundary）或是氧同位素地層的第103階。在生物地層方面，此時間面介於鈣質超微化石 *Discoaster tamalis* 終現面（2.78 Ma）與 *D. pentaradiatus* 終現面（2.46 Ma）之間。

臺灣第四紀的地層廣佈於西部麓山帶、恆春半島及東部海岸山脈。自上新—更新世以來，由於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞的結果，促使臺灣本島發生蓬萊造山運動，而厚達一千公尺以上的第四紀沈積岩層即是此一造山運動的產物。第四紀沈積物的來源主要源自隆起的山脈，經由侵蝕而堆積於山脈周邊的前陸與弧前盆地。盆地的沈積環境隨著時間而變化，從深海相以至河湖相。然而，由於某些原置性化石在地層中因稀少、不連續、保存度不良等因素，加上移置化石的問題，因此僅有少數的化石基準面可自巨厚的第四紀地層中加以辨識。此一結果使得過去傳統的生物地層研究，如浮游性有孔蟲或鈣質超微化石生物地層，通常只能對第四紀的沈積岩層提供低解析度的年代控制。

¹ 中央研究院地球科學研究所

² 經濟部中央地質調查所

儘管受到此一限制，但若能將化石基準面與磁地層的資料加以整合，顯然可以對地層提供更多且更好的時間制約。在臺灣第四紀的地層中，可資利用的浮游性有孔蟲化石基準面有三：(1) *Pulleniatina obliquiloculata* 的殼旋在2.13 Ma時由右旋變至左旋；(2) *Globorotalia tuncatulinoides* 在2.0 Ma時首次出現；(3) *Pulleniatina obliquiloculata* 的殼旋在1.7 Ma時復由左旋變至右旋。而在鈣質超微化石方面，有用的基準面則是依據 *Gephyrocapsa* 生物屬的演化事件來加以界定：(1) 中型 *Gephyrocapsa* (如 *G. oceanica*) 在1.7 Ma時首次出現；(2) 中型及大型 *Gephyrocapsa* 在1.24 Ma時消失；(3) 中型 *Gephyrocapsa* 在1.03 Ma時又再次復現。

過去藉由磁生物地層整合的方法亦曾對西部麓山帶及東部海岸山脈的第四紀地層加以研究。然而，由於足以對地層做有效時間制約的關鍵性化石常無法覓得，或是因為古地磁採樣間距過於疏鬆導致遺漏了某些磁極記錄，致使一些磁極的指認仍存在著不確定性或疑點。此外，在針對泥岩進行磁地層分析時又常遭遇磁性礦物的問題。細粒沈積物在沈積後往往有自生源的硫複鐵礦生成，此種磁性礦物所攜帶的次生殘磁會附加在碎屑源磁鐵礦所攜帶的原生殘磁之上而誤導了磁極記錄的解釋。在本文中，吾人列舉了一些實例並評論某些磁極記錄的可靠性，包括 Gauss、Olduvai、Jaramillo 以及 Brunhes 等世代或事件。

然而在另一方面，有些第四紀的地層卻因為能覓得足以對地層做有效時間制約的關鍵性化石以及獲得可靠的磁地層記錄，使得其時間架構得以較完整地建立。經由此一時間架構，吾人可以在西部麓山帶及東部海岸山脈的地層中共同解析出兩次與蓬萊造山運動快速隆起有關的重大地質事件。一次發生約在3-2 Ma期間，另一次約在1.2-1.0 Ma。而與這些重大地質事件相關的地層記錄包括有：地層的缺失、礫石層的堆積以及某些沈積盆地的封閉。

關鍵詞：第四紀、磁地層、生物地層、蓬萊造山運動、地層缺失、礫石層

第四紀的新界定

「第四紀」(Quaternary)是一個年代地層單位(Chronostratigraphic Unit)。依據「國際地層委員會」(International Commission on Stratigraphy, 簡稱ICS)及「國際第四紀研究聯盟」(International Union for Quaternary Research, INQUA)於西元2005年最新的界定,第四紀的年代應從2.59 Ma(百萬年前)為起始,而有別於先前所認定的1.81 Ma(Morrison and Kukla, 1998; Aubry *et al.*, 1998)。此一修訂是因為地球上的氣候在當時出現明顯的變化,包括北半球的冰川已發展至相當的規模且在北大西洋的沈積物中發現有冰山所載運的岩屑(Shackleton and Opdyke, 1977; Shackleton *et al.*, 1984; Raymo *et al.*, 1989)、中國大陸的黃土開始堆積於紅土之上(Heller and Liu, 1982; Rutter, 1992)、植物的分佈起了重大的變化(Zagwijn, 1974)、歐亞大陸之大型哺乳類動物出現大規模的遷徙事件(Lindsay *et al.*, 1980; Azzaroli *et al.*, 1988)等等。此後,全球氣候發生頻繁且戲劇般的變動,地球上發生了寒冷冰期與溫暖間冰期交替出現的現象。實際上,第四紀的初始也是最早懂得利用岩石為工具的「能人」(*Homo habilis*)開始出現的時間,其間經歷了「直立猿人」(*Homo erectus*)而演化成現今的「智人」(*Homo sapiens*),並最終主宰整個地球(Ambrose, 2001; Zhu *et al.*, 2003)。如今,現代人類所發展出的高度文明對自然環境的衝擊,卻又大大地影響地球未來的氣候。因此,對於第四紀的研究,無論是針對過去古氣候記錄的重建或是對於未來氣候趨勢的預測,都與現代人類至為攸關。

依據上述新的年代界定,第四紀跨距的時間不僅包括舊制的更新世(Pleistocene)及全新世(Holocene),也應追溯至上新世(Pliocene)的晚期。事實上,早在西元1996年的第30屆「國際地質會議」(International Geological Congress, IGC)中,「國際地質科學聯盟」(International Union of Geological Sciences, IUGS)及其所屬的「國際地層委員會」業已正式核准「Gelasian」為上新世內的第三個(也是最晚的)「階」(Stage)。此階之「全球標準地層剖面與地點」(Global Standard Stratotype-section and Point, GSSP)是位在義大利西西里島Gela小鎮北方的Monte San Nicola剖面。根據現今的定年資料,Gelasian階起始於2.588 Ma,約相當於磁地層高斯與松山世代的

界面（Gauss/Matuyama boundary）或氧同位素地層的第103階。在生物地層方面，此時間面介於鈣質超微化石*Discoaster tamalis*終現面（Last Appearance Datum, LAD；2.78 Ma）與*D. pentaradiatus*終現面（2.46 Ma）之間，或位於地中海與北大西洋浮游性有孔蟲生物種*Globorotalia bononiensis*終現面之下方（Rio *et al.*, 1998）。換言之，現今國際上對第四紀的起始時間是界定在Gelasian階的底部，而Monte San Nicola剖面是全球公認的標準地層剖面。

全球磁生物地層的建構

研究地球的歷史事件，首要的任務就是要能先建立起地質時間的架構。時間架構的解析度若越精細、定年的時間越準確，則越有助於地質事件時序的訂定與對比。在1960年代古地磁學尚未發展之前，訂定地質事件發生的時間與順序的方法，主要依靠傳統的放射性定年及生物地層，但因兩者各有其適用對象，彼此常不易整合。以測定陸上火山岩的形成時間為例，僅能以放射性定年法得到其絕對年代，而對於海相沈積岩（物）所記錄的地質事件，則多是利用浮游性微體化石的生物地層來提供相對的時序（例如Blow, 1969；Martini, 1971），卻無法定出真正的絕對年代，也因此，陸上與海洋所記錄的地質事件，常無法做出精確的對比。

早在1960年之前，古地磁的研究業已顯示地球磁場在過去的歷史當中曾發生倒轉的現象（Brunhes, 1906；Matuyama, 1929）。後來的研究更證實地磁場完成一次倒轉所需的時間大約不到一萬年（Harrison and Somayajulu, 1966；Opdyke *et al.*, 1973；Clement, 2004），此相較於其它地質事件持續的時間，可謂非常的短暫。由於地磁場倒轉屬全球性的現象，因此，分佈於世界各地的地層，若能記錄下同一一次的地磁場倒轉事件，則視為同一時間面，而可作為非常有力的地質時間對比工具。自1960年以來，古地磁學除證實了大陸漂移、海底擴張、板塊運動之開創性學說外（Wegener, 1929；Hess, 1962；Vine and Matthews, 1963；Wilson, 1965；Morgan, 1968），另一突破性的進展是建構全球性的磁生物地層。它的特色是將磁極倒轉的界面以及浮游性有孔蟲與鈣質超微化石的基準面（Datum Levels）賦予了絕對年代的時間表（參閱Berggren *et al.*, 1995b；Opdyke and Channell, 1996），因而促使了海陸事件可以作更精確的對比，這對古氣候、古環境、古海洋學的研究產生了深遠的

影響 (Hsü, 1982; Kennett, 1982)。

實際上，現今通用於全球的新第三紀晚期以來 (Late Neogene，包括上新世、更新世及全新世) 的磁極世代年表 (Geomagnetic Polarity Time Scale, GPTS) 以及生物基準面年代 (參閱Berggren *et al.*, 1995a)，曾有著一段漫長的建構歷程。在早期，它是以陸上火山岩與深海沈積物的磁地層以及海洋地殼的磁力異常條帶作為橋樑，將火山岩的K-Ar放射性定年與海洋的生物地層整合起來 (參閱Heirtzler *et al.*, 1968; Cox, 1973; Kennett, 1980)。爾後，復經多次的修訂 (如Mankinen and Dalrymple, 1979; Berggren *et al.*, 1985; Cande and Kent, 1992, 1995)，加上利用有孔蟲的氧同位素地層與地中海陸上地區的循環性地層 (Cyclothem) 所反映的天文軌道周期變化做為時間校準的依據 (如 Thierstein *et al.*, 1977; Thompson *et al.*, 1979; Johnson, 1982; Shackleton *et al.*, 1990; Hilgen, 1991; Wei, 1993; Raffi *et al.*, 1993)，以及接受更準確的 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 放射性定年的檢驗 (如Baksi *et al.*, 1992, 1993; Turrin *et al.*, 1994)，方才呈現現今之架構。因此，對於過去五百萬年以來的磁生物地層年代，無論是解析度與準確度，業已臻於相當完備的地步。

圖一所示即為三百萬年 (含第四紀) 以來之磁極世代年表以及西太平洋地區的浮游性有孔蟲與鈣質超微化石生物基準面的年代。圖中顯示年代的精準度已達到萬年甚至千年 (ka) 的尺度。就磁極世代年表而言，高斯/松山世代的界面約為2.59 Ma，而在長達一百八十萬年的松山反向世代中曾有多次長短不一的正向磁極事件發生，由老至新依序為Réunion (2.15-2.14 Ma)、Olduvai (1.95-1.77 Ma)、Cobb Mountain (1.185-1.173 Ma)、Punaruu (1.122 Ma)、Jaramillo (1.07-0.99 Ma)、Sant Rosa (0.936 Ma)以及Kamikatsura (0.899 Ma)。其中Punaruu、Sant Rosa以及Kamikatsura事件乃是1995年之後才在火山岩中被發現 (Singer *et al.*, 1999; Singer and Brown, 2002)，惟持續的時間非常短暫，很可能隸屬於地磁的游移事件 (Excursions)。至於現今地球磁場的極性則屬布倫正向世代 (Brunhes Chron)，起始於0.78 Ma，然在這段期間地球磁場並非持續處於穩定的狀態。針對古磁場強度所做的研究，發現在過去的七十八萬年甚至更久遠的年代，磁場強度的低值與磁極倒轉以及地磁的游移事件有極佳的對應關係 (Valet and Meynadier, 1993; Guyodo and Valet, 1999; Laj *et al.*, 2000; Channell *et al.*, 2002; Horng *et al.*, 2003; Valet, 2003)。以布倫世代為例，此一時段至少有七次的游移事件發生，如Delta (678 ka)、La Plama (589 ka)、Emperor (552 ka)、West Eifel (532 ka)、Jamaica (190 ka)、

Blake (119-99 ka)以及Laschamp (39 ka) (Guyodo and Valet, 1999; 圖一), 而這些事件可能代表了磁極倒轉失敗的案例 (Langereis, 1999)。然從磁地層的角度而言, 不論是古磁場強度的變化曲線或是游移事件, 一旦證實其為全球性的記錄且能精準的確立其年代, 即可作為良好的定年工具。

圖一中賦有年代的浮游性有孔蟲生物基準面相較於卜勞氏 (Blow, 1969) 所提出的國際浮游性有孔蟲生物分帶顯然更為精細。然就臺灣第四紀之沈積地層而言, 以*Globorotalia truncatulinoides*的始現面 (First Appearance Datum, FAD; 即卜勞氏之N22帶的底界) 以及*Pulleniatina obliquiloculata*兩次的殼旋變化較具實用價值 (Saito, 1976; Chen *et al.*, 1977a; Huang T., 1984)。至於*Globigerinoides fistulosus*、*Globorotalia tosaensis*及粉紅色*Globigerinoides ruber*的終現面, 因臺灣第四紀的沈積岩中常有移置化石 (reworked fossils) 的問題以及受到後期成岩作用的影響, 適用性並不佳。在過去的研究中, 若地層內發現有*Gr. truncatulinoides*, 一般是將其年代歸屬於更新世 (<1.81 Ma)。然以現今的資料而言, 其始現面的時間 (2.0 Ma) 較更新世開始的界面早了約二十萬年, 且應是位在Olduvai底界的略下方 (圖一)。今若以沈積速率甚快的臺灣第四紀地層為例 (~2-4 m/kyr), 則真正更新世起始的層位將較*Gr. truncatulinoides*始現面的層位高了約400-800公尺的厚度, 差距變得相當明顯。*Gr. truncatulinoides*的演化乃源自祖先種*Gr. tosaensis*, 該種始現面的年代約為3.35 Ma (Berggren *et al.*, 1995a), 早於第四紀之前。雖然*Gr. tosaensis*的終現面 (0.65 Ma) 在臺灣的地層中不易界定, 但若發現*Gr. truncatulinoides*與*Gr. tosaensis*共存, 則其指示的年代應落入2.0-0.65 Ma之間。至於*Pulleniatina*這一生物屬因普遍存在於臺灣的地層中, 故其殼旋變化的基準面可以作為相當可靠的年代指標。依據最新的資料, *Pulleniatina*最早 (即第一次) 發生殼旋變化的時間為3.95 Ma, 是由左旋 (sinistral) 為主的殼體變成以右旋 (dextral) 為主的殼體 (Berggren *et al.*, 1995a)。爾後 (第二次) 由右旋變至左旋, 時間約在2.13 Ma。最後 (第三次) 則又由左旋變右旋, 時間約在 1.70 Ma。值得注意的是, 最後一次的殼

(左圖)圖一 三百萬年以來之磁極世代年表、西太平洋地區的浮游性有孔蟲與鈣質超微化石生物基準面年代以及傳統的生物地層分帶 (Blow, 1969; Martini, 1971; Gartner, 1977)。磁極世代年表的資料取自 Berggren *et al.*, 1995a; Guyodo and Valet, 1999; Singer and Brown, 2002; Horng *et al.*, 2002。浮游性有孔蟲基準面年代取自 Chen *et al.*, 1977a; Thompson *et al.*, 1979; Berggren *et al.*, 1995a。鈣質超微化石基準面年代取自 Berggren *et al.*, 1995a。臺灣第四紀地層常用之生物基準面以黑色箭頭表示。

旋變化其時間面幾乎與鈣質超微化石中型 *Gephyrocapsa* 的始現面相同（謝凱旋、洪崇勝，1999；圖一）。相較於 *Gr. truncatulinoides* 的始現面，*Pulleniatina* 最後一次殼旋變化的基準面由於更為接近更新世的起始面（1.81 Ma），且其在臺灣地層中被發現的頻率較 *Gr. truncatulinoides* 為高，因此應更能有效劃定更新統的下界。有關 *Gr. tosaensis*、*Gr. truncatulinoides* 以及 *Pu. obliquiloculata* 之化石照片示於圖版一。

圖一之鈣質超微化石的基準面顯然又較浮游性有孔蟲者更為精細，然其中能適用於臺灣第四紀地層的亦相當有限，尤其是馬丁尼氏（Martini, 1971）的標準鈣質超微化石生物帶，依其法則只能得到低解析度的分帶，如 NN16-NN18。主要是因馬丁尼氏的 NN16、NN17、NN18 及 NN19 生物帶，其分帶皆是以化石的終現面來劃定（圖一）。以 *Discoaster* 生物屬為例（如 *D. tamalis*、*D. surculus*、*D. pentaradiatus*、*D. triradiatus*、*D. brouweri*），它們雖可在臺灣第四紀的地層中尋得，但因延續性及保存度並不佳，加上移置化石的問題，致使其終現面難以界定。葛德納氏（Gartner, 1977）雖針對 NN19 帶底界（即 *D. brouweri* 終現面）以後的年代提出生物帶的細分（圖一），但他所提出的 *Calcidiscus macintyreii* 與 *Helicosphaera sellii* 的終現面在臺灣亦因零星出現而難以適用。此外，*Pseudoemiliana lacunosa* 的終現面、*Emiliana huxleyi* 的始現面以及其盛帶（Acme Zone, AZ）的起始面，則因在更新世中晚期之後，臺灣地層多屬陸相沈積而不可得。現今臺灣地層所採用的三個基準面皆是與 *Gephyrocapsa* 生物屬的物種演化有關（Gartner, 1977；Rio, 1982；Matsuoka and Okada, 1989）。細言之，此類化石在上新世的中晚期是以小型的 *Gephyrocapsa* (<3.5 μm) 開始出現，唯其確切之年代尚無定論；至 1.70 Ma 時，有部份開始演化成中型的 *Gephyrocapsa* (>3.5 μm ；代表種為 *G. oceanica*)，此即界定為中型 *Gephyrocapsa* 的始現面。爾後，在 1.70-1.24 Ma 期間，有些中型的 *Gephyrocapsa* 則演化為大型的 *Gephyrocapsa* (>5.5 μm)。到了 1.24 Ma 時，上述中、大型的 *Gephyrocapsa* 會突然消失，僅剩小型 *Gephyrocapsa* 存在，直到 1.03 Ma 時，中型的 *Gephyrocapsa* 又再度出現並延續至今。因此一般是將 1.24-1.03 Ma 期間界定為 small *Gephyrocapsa* zone，其上、下界遂成為兩個非常有用的基準面【註記：現今採用的 small *Gephyrocapsa* zone 下界與葛德納氏當初所界定的已有不同。葛德納氏的 small *Gephyrocapsa* zone 是以 *H. sellii* 的終現面為其下界，參圖一】。值得注意的是，在 1.70-1.24 Ma 期間所出現的中、大型的 *Gephyrocapsa*，其位於橢圓盤石中

央的橫橋 (bridge) 與盤石的長軸呈現斜的交角 (diagonal)；而在1.03 Ma 以後復出的中型的 *Gephyrocapsa*，橫橋與盤石的長軸大多呈現近乎垂直的交角 (vertical)，此為兩者相異之處 (Matsuoka and Okada, 1989)。上述重要的鈣質超微化石圖片示於圖版二。

臺灣第四紀的磁生物地層

巨厚且廣佈於全臺灣的第四紀地層是臺灣地質的特色 (何春蓀, 1982、1986)。自上新世以來，由於菲律賓海板塊上的呂宋島弧朝著西北方向與歐亞大陸相碰撞，使得臺灣及其鄰近地區發生了板塊隱沒與蓬萊造山運動，不但有火山活動造就了許多火山岩的分佈，同時也因脊梁山脈的變質、隆起、剝蝕以及地殼的撓曲而在島弧與山脈的前緣形成弧前與前陸盆地，進而堆積了厚達一千公尺以上的第四紀沈積物。爾後沈積盆地復經擠壓、褶皺、斷層與抬升等作用，形成現今的東部海岸山脈、西部麓山帶與恆春半島。沈積岩層中不僅蘊涵著古氣候變化的訊息 (Liew, 1979, 1982a, 1982b, 1985, 1991；劉平妹, 1985；Lin and Liew, 1986)，更記錄了蓬萊造山運動的歷史 (Teng, 1979, 1982, 1987, 1990；Chi *et al.*, 1981；Covey, 1984；Yu and Chou, 2001；Lin and Watts, 2002；Huang *et al.*, 2006)。圖二所示為臺灣第四紀沈積岩層在地理上的分佈及其代表性研究剖面的位置。這些地層的沈積環境在早期是以淺海相以至半深海相為主，如西部麓山帶的錦水頁岩、卓蘭層、六重溪層、崁下寮層、古亭坑層，恆春半島的馬鞍山層，東部海岸山脈的大港口層。到了晚期，沈積環境變淺，改以濱海相、河湖相為主，如西部麓山帶的大南灣層、林口礫岩、頭嵛山層 (又分香山段與火炎山段)、六雙層、崎頂層、崗山石灰岩、六龜礫岩、大社層、嶺口礫岩，恆春半島的恆春石灰岩，東部海岸山脈的米崙礫岩等。

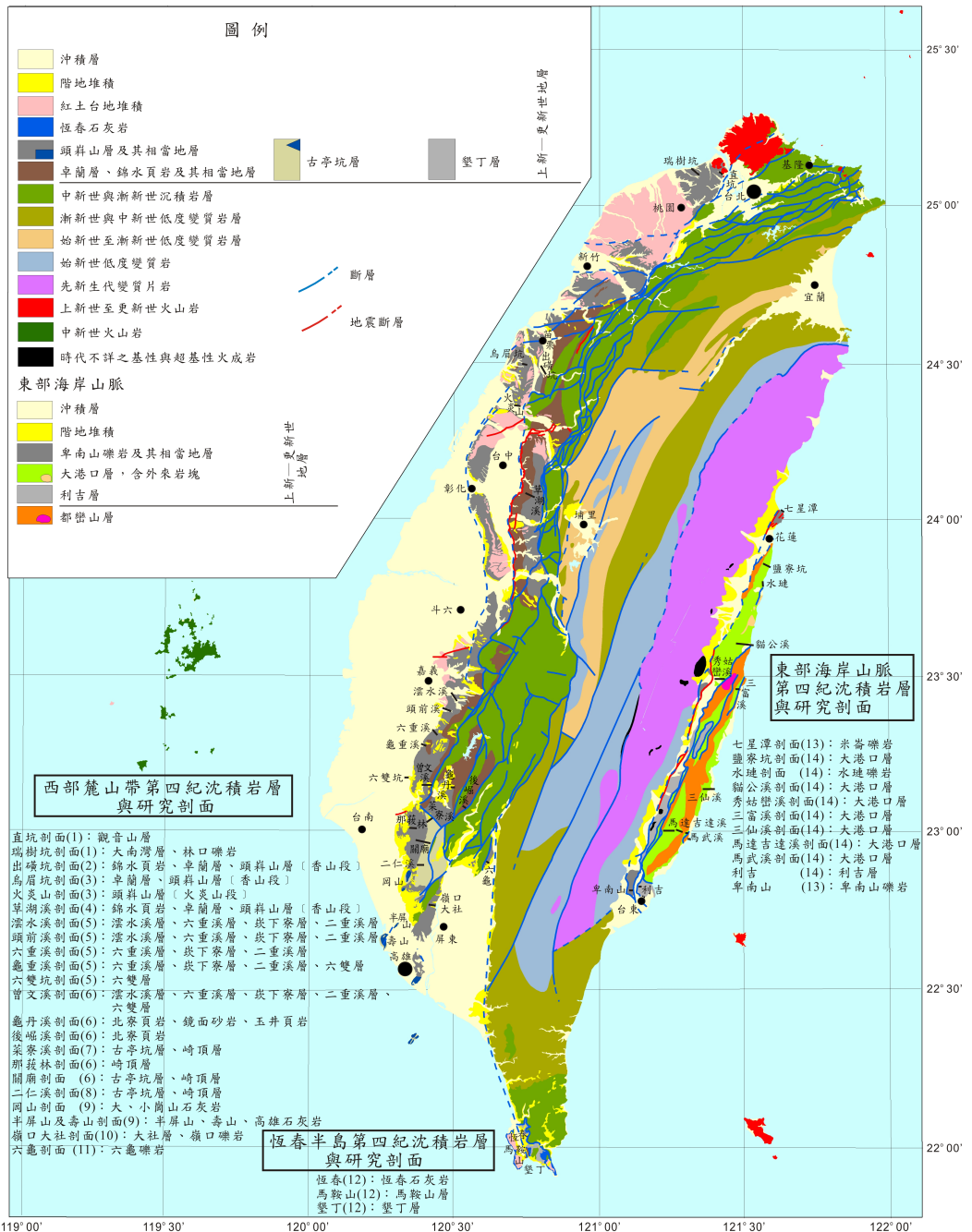
在過去，臺灣第四紀地層的年代界定與細分主要是隸屬於新第三紀地層工作的一部份。針對不同地區的剖面，學者先後利用浮游性有孔蟲與鈣質超微化石生物地層以及磁地層進行研究。在2005年以前，國際上對第四紀的年代尚未重新界定時，臺灣第四紀地層的劃定是以浮游性有孔蟲 *Gr. truncatu-linoides* 的始現面 (即卜勞氏之N22帶的底界) 為依據，並輔以 *Pu. obliquiloculata* 殼旋變化的基準面做為地層的年代細分。而鈣質超微化石則因

*D. brouweri*的終現面（即馬丁尼氏之NN19帶的底界），在多數地層中無法適用，遂改以*G. oceanica*的始現面作為基準，並以small *Gephyrocapsa* zone的上、下界面以及*P. lacunosa*的終現面做進一步的年代細分。而今，國際間第四紀的起始年代業已做了更動，則臺灣第四紀地層所涵蓋的範圍勢必得向下修訂。然如上述，足以用來制約此一新的起始年代之化石基面，如*D. tamalis*、*D. surculus*、*D. pentaradiatus*之終現面，常無法適用於臺灣，現今較為可靠的方法則是借助磁地層之高斯/松山世代界面作為認定的依據（圖一）。而對於過去的磁地層研究，若能與詳盡的生物地層資料或具有年代指標意義的化石基準面相整合，自然可以合理的與磁極世代年表做比對，進而提供地層更精確的絕對年代。但若所借助的生物地層其解析度偏低（如NN16-NN18帶，跨距的年代為3.65-1.95 Ma）或因磁性礦物本身所衍生的問題而使地層無法彰顯原始磁極，一旦對比至磁極世代年表，將容易產生不確定性甚至錯誤的指認，因此在使用臺灣磁地層資料時宜特別加以注意。

為了說明臺灣西部麓山帶與東部海岸山脈地層的磁極記錄，吾人乃針對以往同時具有磁地層與生物地層之剖面（但草湖溪剖面及二仁溪東剖面為例外），彙整其資料於圖三以便於下面的論述。

一、依據現有資料，臺灣第四紀地層的起始在西部麓山帶可能位在錦水頁岩與卓蘭層界面的附近。由苗栗出磺坑剖面的磁生物地層，顯示在錦水頁岩的頂部仍可找到原置性（*in situ*）、斷續出現的*D. pentaradiatus*，進入卓蘭層的底部亦有少量的*D. surculus*，而在該界面處的一個採樣點記錄有正向

（右圖）圖二 臺灣地質圖及第四紀沈積岩層的名稱與其研究剖面之地理位置（本地質圖修改自中央地質調查所 2000 年出版之五十萬分之一臺灣地質圖）。各剖面括號內之數字則如下列所示，為該剖面與地層年代學相關之參考文獻。(1) Lee *et al.*, 2002。(2) Huang, 1976; Chen *et al.*, 1977b; Chi and Huang, 1981。(3) Chi and Huang, 1981; 紀文榮等, 1984。(4) Chen *et al.*, 2001。(5) Chi, 1980; 黃廷章、丁志興, 1981; 紀文榮, 1982a; Huang T., 1984。(6) 黃敦友, 1959, 1960; Huang, 1977; Chi, 1978; 紀文榮, 1978; 吳榮章, 1982, 1984; 洪崇勝, 1991; Chen *et al.*, 2001。(7) 紀文榮、黃秀美, 1982; Horng *et al.*, 1998。(8) Chen *et al.*, 1977a; 洪崇勝, 1991; Horng and Shea, 1994; 謝凱旋、洪崇勝, 1999。(9) 李妍慧, 1990。(10) Chi, 1979; 吳榮章、梅文威, 1992; 吳樂群, 1993; 陳志雄等, 1993。(11) 耿文溥, 1967。(12) Cheng and Huang, 1975; 紀文榮, 1982b; Huang *et al.*, 1983; Huang C.Y., 1984; 陳文山等, 1985; 吳樂群、陳華玟, 1990; 陳文山, 1992。(13) Chi *et al.*, 1983。(14) Huang, 1964; Chi *et al.*, 1980, 1981; 紀文榮, 1982b; Lee *et al.*, 1988; 陳志雄等, 1991; Horng and Shea, 1996, 1997; Horng *et al.*, 1999。



磁極，其上方之卓蘭層中、上部又因分別有Olduvai事件、*G. oceanica*的出現，因此該單一點的正向磁極被解釋為高斯世代的最晚期（Chen *et al.*, 1977b）。此外在臺中的草湖溪剖面，位於錦水頁岩的頂部有許多採樣點屬於正向磁極。雖然此一剖面尚缺乏生物地層的建立，但參照於出磺坑剖面磁生物地層的結果，草湖溪剖面錦水頁岩的頂部亦被解釋為高斯世代的最晚期（Chen *et al.*, 2001）。

二、在海岸山脈的大港口層中，高斯/松山世代的界面迄今仍無法明確界定。以花蓮的三富溪剖面為例（Horng *et al.*, 1999），此一剖面的下部含有 *D. surculus*、*D. pentaradiatus*、*D. brouweri*。今假設其為原置性化石，則該區段的正、反、正、反磁極記錄應歸屬於高斯世代中期。至於高斯世代的最晚期以至松山世代的最早期則呈現一長期的地層缺失。在臺東馬達吉達溪剖面的地層亦記錄有此一地層缺失，並且於高斯世代的中期僅解析出反向的磁極記錄，其原因可能是該剖面的下部多屬崩積紊亂的地層所致（Horng and Shea, 1996）。關於長期地層缺失的意義將於下文中做進一步詳述。

三、臺北直坑剖面的觀音山層具有正向磁極，其內含有鈣質超微化石 *P. lacunosa* 及疑似移置性的化石 *Reticulofenestra pseudoumbilica*，且因層面已傾斜，故研判其層位相較於層面近乎水平、具反向磁極、並含有 *G. oceanica* 的大南灣層（瑞樹坑剖面）為老。也因此觀音山層被歸屬於較老的高斯世代，而大南灣層則屬松山世代（Lee *et al.*, 2002）。依據此一結果，暗示觀音山層與大南灣層間亦存在著一長期的地層缺失。然若將觀音山層的正向磁極視為 Olduvai 事件亦屬另一種合理的解釋。換言之，觀音山層磁極的歸屬仍需要更高解析度或具年代制約的指標化石方能加以確認。

（右圖）圖三 臺灣第四紀代表性剖面之磁生物地層。藍色、綠色、紅色的線段或數字分別為磁極倒轉界面、浮游性有孔蟲基準面、鈣質超微化石基準面之年代。磁極界面或化石基準面若能在地層中加以明確界定，以實線表示，而若無法則以點線示之。各剖面括號內之數字則如下列所示，為該剖面磁生物地層學的參考文獻。(1) Lee *et al.*, 2002。(2) Chen *et al.*, 1977b; Chi and Huang, 1981。(3) Chen *et al.*, 2001。(4) Chi, 1978; 紀文榮, 1978; 洪崇勝, 1991; Chen *et al.*, 2001。(5) 紀文榮、黃秀美, 1982; Horng *et al.*, 1998。(6) Chen *et al.*, 1977a; 洪崇勝, 1991; 謝凱旋、洪崇勝, 1999。(7) Chen *et al.*, 1977a; Horng and Shea, 1994。(8) Chi *et al.*, 1980; Lee *et al.*, 1988。(9) Chi *et al.*, 1980; Horng *et al.*, 1999。(10) Chi *et al.*, 1981; Horng and Shea, 1997。(11) Chi *et al.*, 1981; Horng and Shea, 1996。二仁溪東、西剖面是以小滾水斷層為界。鹿埔向斜又稱田寮或木柵向斜；高原向斜又稱泰源向斜。林口礫岩、頭嵛山層、六雙層以及崎頂層的上部，因海相化石稀少，或已進入陸相沈積，故其上界年代尚無法確切得知。

四、由圖一可知，Olduvai正向事件的地層記錄可以用下列生物地層的制約來加以指認：(1) 須位於鈣質超微化石*G. oceanica*的始現面之下；(2) 須位於浮游性有孔蟲*Gr. truncatulinoidea*的始現面之上；(3) *Pu. obliquiloculata*的殼旋須為左旋。上述三個條件若能完全滿足，其指認為Olduvai事件之可信度自然大大提高，如在西部的二仁溪西剖面(Chen *et al.*, 1977a；洪崇勝，1991；謝凱旋、洪崇勝，1999)，東部的三富溪剖面、馬達吉達溪剖面及其東側的馬武溪剖面(Horng and Shea, 1996, 1997；Horng *et al.*, 1999)。而亦有生物地層之現有資料僅能滿足其中之一條件者，如出磺坑剖面。該剖面的Olduvai事件主要是根據其位於*G. oceanica*始現面之下而加以認定(兩者分別位在卓蘭層的中、上部；Chen *et al.*, 1977b)。又如曾文溪剖面，則是依前述之第一、二項條件，使得原先位於澧水溪層與六重溪層界面處的高斯世代(洪崇勝，1991)，更正為Olduvai事件(Chen *et al.*, 2001)。至於草湖溪剖面卓蘭層內Olduvai事件的認定(Chen *et al.*, 2001)，則因為無生物地層之制約資料、採樣間距較大、僅有一個採樣點呈現正向等等問題，故其真實性仍有待確認。

五、在上述有Olduvai事件的剖面中，馬達吉達溪剖面不僅具有完整的地層記錄且厚度約達770公尺，此可謂世界級之記錄。另值得注意的是，有些剖面的Olduvai事件層位被斷層截斷以致記錄不全，如二仁溪西剖面的小滾水斷層、馬武溪剖面的大馬斷層；或因發生沈積變形加上斷層的作用而無法獲得記錄，如三富溪剖面的最上部及其東側的大港口斷層。換言之，在Olduvai時段可能有大規模且彼此關連的構造活動與斷層發育。

六、圖一中的Jaramillo事件其下界須落入small *Gephyrocapsa* zone中，而上界則須略高small *Gephyrocapsa* zone的上界(即在中型*Gephyrocapsa*再現面的略上方)。在臺南的曾文溪剖面與菜寮溪剖面，分別在崁下寮層內及古亭坑層的上部具有完整的Jaramillo事件記錄(Horng *et al.*, 1998；Chen *et al.*, 2001)。另外在高雄的二仁溪西剖面僅可定其上界，下界則不明，其原因乃是由於該區段的古亭坑層富含泥質，沈積後不僅使碎屑源的磁鐵礦發生溶蝕，也會在其中生成另一種具磁性的硫化礦物，致使地層無法忠實呈現古磁極記錄(詳如下文；洪崇勝，1991；Horng *et al.*, 1992；Horng *et al.*, 1998)。其他如草湖溪剖面與秀姑巒溪剖面，分別位在卓蘭層頂部至頭料山層香山段的下部，以及大港口層的上部似乎亦有Jaramillo事件之記錄(Lee *et al.*, 1988；Chen *et al.*, 2001)。但由於此兩處的地段皆出現有巨厚的砂岩或礫岩

層，代表當時的盆地處在不安定的環境，造成可供古地磁採樣且證實為正向的層位變得相當有限。

七、布倫正向世代的起始面記錄於曾文溪剖面的二重溪層中以及二仁溪西剖面的崎頂層下部（即所謂的「上部古亭坑層」；洪崇勝，1991；Chen *et al.*, 2001）。位於秀姑巒溪剖面最上部鄰近奇美斷層的大港口層中亦發現有一正向採樣點，疑似屬於布倫世代（Lee *et al.*, 1988）。然無論該正向是否可靠，此地層區段已位在small *Gephyrocapsa zone*之上，故屬大港口層最年輕之層位。而值得注意的是，它是以奇美斷層為界與海岸山脈最老的中新世奇美火成雜岩相接觸，這除了證明奇美斷層所造成的兩側地層有巨大的落差外，亦說明該斷層形成的時間應相當的晚。

臺灣磁地層研究的問題

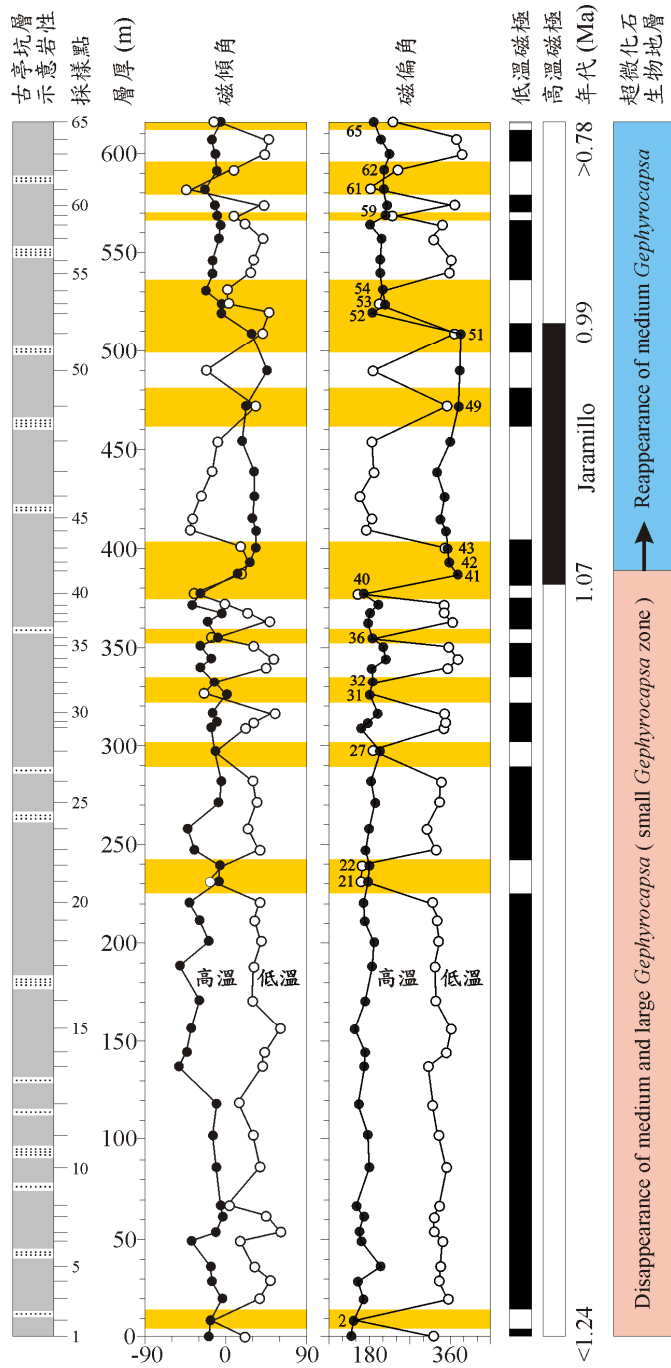
由上面的論述已能體驗出生物地層解析度的良窳對磁地層的解釋影響甚鉅，尤其是蓬萊造山運動使得臺灣第四紀的地層在堆積與侵蝕的記錄上有很大差異。沈積盆地若在短時間內堆積大量的沈積物，磁極記錄將產生增厚效應，而若在某一時段發生地層缺失，自然使該時段的磁極無法測得。此時若生物地層的解析度不佳或無法尋獲關鍵性具年代指標的化石，而欲將不盡完整的磁地層資料對比至磁極世代年表實有其困難，甚至可能引起誤判。以三富溪剖面為例，由於較早的磁地層研究（Lee *et al.*, 1988）主要仰賴鈣質超微化石低解析度的資料（如NN16-NN18），加上未能採集到該剖面下部的泥質岩段，遂將此一剖面上部的大港口層所記錄的正向磁極指認為高斯世代。但在後來的研究中（Horng *et al.*, 1999），位在正向磁極的下方層位竟得了*Gr. truncatulinoides*，加上*Pulleniatina*的殼旋為左旋，因此原先指認的高斯世代應該改為Olduvai事件方為合理（圖三）。又如二仁溪西剖面的磁生物地層研究（Chen *et al.*, 1977a），Jaramillo事件被指認位在距small *Gephyrocapsa zone*更遠的下方層位，且因疏漏了「上部古亭坑層」底部的採樣，使得包括small *Gephyrocapsa zone*及其以上的地層所呈現的正向磁極皆一併被解釋為布倫世代。但實際上，位在small *Gephyrocapsa zone*的正向應該為Jaramillo事件（圖三），且「上部古亭坑層」的底部經再次採樣證實有反向磁極的記錄，年代落入0.99-0.78 Ma之間，而布倫世代則應位在「上部古亭坑層」底

部的上方(洪崇勝, 1991)。因此, 臺灣磁地層之研究除應力求採樣的完整, 避免間距過大而遺漏了短期磁極的記錄外, 更宜同時有浮游性有孔蟲與鈣質超微化石的資料, 方足以對磁地層做較好的時間制約以進行磁極世代年表的解釋與對比。

臺灣磁地層的研究另一須注意的問題是磁性礦物。研究顯示臺灣第四紀地層中的磁性礦物有磁鐵礦(Magnetite, Fe_3O_4)、磁黃鐵礦(Pyrrhotite, Fe_7S_8)以及硫複鐵礦(Greigite, Fe_3S_4), 它們的成因與岩性有著密切的關聯(Horng *et al.*, 1992; Horng and Roberts, 2006)。磁鐵礦與磁黃鐵礦屬碎屑源, 常出現在砂岩與泥質粉砂岩中, 而硫複鐵礦屬自生源, 富集於細粒的泥岩中。針對古亭坑層所做的磁生物地層研究, 發現在含有硫複鐵礦的地層中其所顯示的磁極與經由生物地層資料所指示的磁極並不一致, 反倒是以磁鐵礦、磁黃鐵礦為主的岩層能忠實記錄古地磁的訊息(Horng *et al.*, 1998; Jiang *et al.*, 2001)。圖四為取自菜寮溪剖面的樣本經由熱去磁後所呈現的磁地層結果。圖中黃色橫條的樣本其磁性礦物是以磁鐵礦/磁黃鐵礦為主, 其餘則是以硫複鐵礦為主但含少量的磁鐵礦。由圖中可知, 磁性礦物以磁鐵礦/磁黃鐵礦為主的樣本在低溫區段(25-320°C)與高溫區段(340-400°C)所呈現的磁極具一致性; 但對於磁性礦物以硫複鐵礦為主並含少量磁鐵礦的樣本, 則低溫的磁極與高溫者剛好相反。細言之, 該低溫磁極反映的是硫複鐵礦的記錄, 進入高溫, 因硫複鐵礦遭到分解, 此時的磁極記錄改由少量的磁鐵礦貢獻而來。另依據鈣質超微化石的資料, 指示此一剖面small *Gephyrocapsa* zone的上界(1.03 Ma)是位在採樣點41-42間, 亦即Jaramillo正向事件(0.99-1.07 Ma)應跨越此一界面(圖一)。今若採用低溫的磁極記錄, 則除了磁鐵礦/磁黃鐵礦為主的樣本符合生物地層所建議的磁極外, 以硫複鐵礦為主的樣本其磁極則與預期不符, 且造成複雜的磁地層記錄。然一旦採用高溫的磁極資料, 則此一剖面的磁地層由下至上僅是單純的反、正、反, 而其中的正向即應對比至Jaramillo事件。造成上述硫複鐵礦磁極異常的原因雖尚待釐清, 唯經由此一案例, 得知磁性礦物的鑑識分析應為臺灣磁地層研究之重要一環。

臺灣第四紀地層的造山運動記錄

在圖三中, 儘管有些剖面之某一區段其磁地層的解釋或認定仍須要進



圖四 臺南菜寮溪剖面古亭坑層樣本低溫 (25-320°C) 與高溫 (340-400°C) 熱去磁結果之比較。黃色橫條的樣本其磁性礦物是以磁鐵礦/磁黃鐵礦為主，其餘則是以硫複鐵礦為主但另含有少量的磁鐵礦。此剖面之鈣質超微化石生物地層示於右側 (本圖修改自 Horng *et al.*, 1998)。

一步的驗證，但顯然地，上述磁生物地層的建立也使得一些剖面區段賦予了較精確的時間控制點而可以作為地層間較高解析度的對比依據。以下提出脊梁山脈東、西兩側剖面更為詳細的岩性與磁生物地層資料，藉以說明臺灣第四紀地層中業已記錄了與蓬萊造山運動有關的重大事件。

總厚達4000公尺的馬達吉達溪剖面（Horng and Shea, 1996），在其下部夾有一層厚約150公尺的含礫岩層（圖版三一1）。位於含礫岩層以下的大港口層中，有鈣質超微化石*D. tamalis*、*D. surculus*、*D. pentaradiatus*共存，且鑑定出有浮游性有孔蟲*Gr. tosaensis*的存在，顯示其年代應在3.35-2.78 Ma之間，亦即落入以正向磁極為主的高斯世代中（圖三）。然除了部分區段因沈積層變形紊亂而無法解析出磁極外（圖版三一2），具規則層理之磁地層記錄卻僅有反向。換言之，其年代應隸屬高斯世代內的兩個短期反向事件：Kaena (3.11-3.04 Ma) 或Mammoth (3.33-3.22 Ma)（Berggren *et al.*, 1995a）。而進入含礫岩層之上的大港口層，上述*D. tamalis*、*D. surculus*、*D. pentaradiatus*則不復存在，且在其上方約300公尺處發現有*Gr. truncatulinoides*。此外，*Pulleniatina*位於含礫岩層以下的地層屬右旋，以上則變為左旋，反映了含礫岩層沈積時應已越過了*Pulleniatina*第二次殼旋變化的時間點（2.13 Ma）。而磁地層的資料亦顯示，緊鄰含礫岩層之上的大港口層隸屬於Olduvai事件下方的Matuyama反向，顯見其年代約為2.0 Ma左右。此外，含礫岩層以下與以上的大港口層在沈積形式上也顯著不同。包括含礫岩層及其以下的地層（總厚1300公尺），一部分是屬於層面紊亂、含有大小不一變質礫岩的岩層，另一部分則為規則層面的黑色泥岩或粗砂質濁流岩，顯示當時的沈積盆地處在一極度不安定的環境。然一旦進入含礫岩層之上的大港口層（總厚2700公尺），則開始出現具規則層面、典型的濁流岩層，並一直延續至剖面的頂部（圖版三一3）。依據上述磁生物地層的資料，此一含礫岩層之下蘊含了一段長時間的地層缺失，時間約在3至2 Ma。值得注意的是，此一缺失在北方的三富溪剖面以及西部麓山帶的二仁溪東剖面都具有此記錄。

總厚達1000公尺的三富溪剖面（Horng *et al.*, 1999），在其下部亦夾有一層含礫岩層，但厚度僅約8公尺。位於含礫岩層以下的大港口層為泥質岩性，厚約230公尺，含有化石*D. surculus*、*D. pentaradiatus*、*D. brouweri*以及*Gr. tosaensis*與右旋的*Pulleniatina*。磁地層的資料顯示，此段泥質岩層由下至上出現正、反、正、反的磁極記錄。若將上述的*Discoasters*類鈣質超微化石視為原置性化石，則磁地層的年代應歸屬高斯世代中的一個時段，約3.35-3.04

Ma (圖三)。然位在含礫岩層之上的大港口層則開始出現典型的濁流岩層，*Discoasters*類鈣質超微化石變得稀少，*Pulleniatina*呈現左旋，且在其上方約90公尺處發現有*Gr. truncatulinoides*，磁地層的記錄隸屬於Olduvai事件下方的Matuyama反向。這些資料皆與馬達吉達溪剖面極為相似，顯示三富溪剖面的含礫岩層亦蘊含了一段3至2 Ma的地層缺失。

陳培心等(Chen *et al.*, 1977a)針對二仁溪剖面從事磁生物地層研究時，首度報導在小滾水斷層東側的古亭坑層中可能存在有不整合(圖三)。依據浮游性有孔蟲資料，他們發現位在不整合面之下的地層，*Pulleniatina*為右旋且*Dentoglobigerina altispira*仍然存在(此生物種的終現面為3.09 Ma；Berggren *et al.*, 1995a)，但在不整合面之上的地層，*Pulleniatina*變為左旋，*D. altispira*不復存在，且其略上方之層位出現有*Gr. truncatulinoides*。因此，推斷此一地層缺失約在高斯世代的晚期至松山世代的早期。爾後，經由鈣質超微化石與浮游性有孔蟲之整合研究更證實此一地層缺失的時間約為3至2 Ma (Hornig and Shea, 1994)。值得一提的是，位在此不整合面之下的古亭坑層，其底部的年代大約起自中新世/上新世之界面(5.33 Ma)。由底部至不整合面跨距的年代達2.3百萬年，但厚度僅約275公尺，其內含有極為豐富的鈣質超微與有孔蟲化石。但在不整合面之上的古亭坑層，年代自2 Ma至1.2 Ma，厚度則高達1200公尺，足見臺灣第四紀地層沈積率之快速！而上述長達一百萬年的地層缺失，隱示當時的蓬萊造山運動正處於高峰期，除造成脊梁山脈的急速隆起，也導致前陸盆地與弧前盆地內大規模的侵蝕作用或顯著的礫岩堆積。

事實上，脊梁山脈的急速隆起不只限於一次，目前所知另一波高峰發生於1.2-1.0 Ma時期。此一事件的地層記錄呈現在秀姑巒溪剖面、馬武溪剖面以及曾文溪剖面、菜寮溪剖面與二仁溪的西剖面(圖三)。位於秀姑巒溪剖面的大港口層內夾含一段巨厚的礫岩層(地理位置在猴子山至奇美村之間)，鈣質超微化石生物地層顯示其已落入small *Gephyrocapsa zone*的範圍(1.24-1.03 Ma)(Chi *et al.*, 1980)。相當此時段的礫岩層在南方的成功、東河一帶亦有分佈。唯在東河馬武溪剖面所覓得的礫岩較小、厚度亦薄(現今舊東河橋橋下；Hornig and Shea, 1997)。比較西部麓山帶的地層，曾文溪剖面在當時出現了一個因海底水道切蝕而形成的不整合面，層位恰好位在六重溪層與崁下寮層的界面(Chen *et al.*, 2001)。不整合面的上下，無論是岩性、層面位態及生物地層皆有著極大的差異(洪崇勝, 1991)。亦即，六重溪層

的頂部爲厚砂岩，層面近乎垂直甚至逆轉朝東傾斜，含有大型*Gephyrocapsa* 鈣質超微化石；進入崁下寮層的底部，岩性轉變成巨厚泥岩，層面呈正常位態向西傾斜 70° ，大型*Gephyrocapsa*不復發現，化石帶隸屬small *Gephyrocapsa* zone的範圍。然位於曾文溪剖面南方的菜寮溪與二仁溪西剖面，因當時的沈積環境較深，屬半深海相的環境，反而在small *Gephyrocapsa* zone的時段聚集了大量源自脊梁山脈侵蝕而下的泥質沈積物，形成相當厚的古亭坑層（約400-600公尺；謝凱旋、洪崇勝，1999；Horng *et al.*, 1998）。另外在此事件發生之時，馬達吉達溪剖面與二仁溪東剖面的沈積盆地因受到構造活動之擠壓而封閉並形成了高原向斜與鹿埔向斜（圖三）。

研究展望

現今臺灣第四紀沈積地層的定年，已由早期傳統的浮游性有孔蟲生物地層與鈣質超微化石生物地層，進入兩者須要與磁地層相整合的階段。在過去，磁生物地層的研究雖已對少數剖面提供了較爲精確的絕對年代，但爲了使不同地區的地層或蓬萊造山運動所引發的地質事件（諸如火山活動、斷層發育、構造活動引發沈積盆地的封閉與遷移等）有更好的對比依據，今後自宜將此一基礎工作推展至其它尙未進行的剖面。而對於生物基準面及磁極倒轉界面的位置也應以衛星定位法確實標定出其地理座標以利後來之驗證。然而，磁生物地層的研究畢竟僅能提供單點、間斷式的絕對年代，相較於國際上已利用天文軌道周期之校準進行陸上沈積地層的定年，進而求得高解析度與連續性的年代（Hilgen, 1991；Naish *et al.*, 1998；Heslop *et al.*, 2000），則臺灣地質年代學之研究仍有努力之空間。臺灣第四紀地層中能否解讀出千年尺度或更佳的古氣候記錄？地層學之定年能否突破低解析度之瓶頸而邁入單層與單層對比（bed-to-bed correlation）的境地？這些皆是今後值得吾人深思與共同努力的課題。

誌謝

本文地質圖之繪製及圖版之影像處理承蒙陳國航與熊衍昕之協助，以及文稿經由吳榮章先生與一未具名人士之審查，謹此申致謝忱。

參考文獻

- 何春蓀（1982）臺灣地體構造的演變—臺灣地體構造圖說明書。中華民國經濟部出版，共110頁。
- 何春蓀（1986）臺灣地質概論—臺灣地質圖說明書（增訂第二版）。經濟部中央地質調查所出版，共164頁。
- 李妍慧（1990）高雄附近石灰岩區之超微化石生物地層、年代對比與古沈積環境研究。國立中山大學海洋地質研究所碩士論文，共84頁。
- 吳榮章（1982）臺南縣龜丹溪剖面之生物地層及其沈積環境。探探研究彙報，第5期，第57-90頁。
- 吳榮章（1984）臺南曾文溪剖面之生物地層及古沈積環境。探探研究彙報，第7期，第33-51頁。
- 吳榮章、梅文威（1992）高雄縣旗山至鳳山地區生物地層與古沈積環境研究。經濟部中央地質調查所特刊，第6號，第263-295頁。
- 吳樂群（1993）臺灣南部旗山地區晚新第三系至第四系之沈積層序與演化。國立臺灣大學地質研究所博士論文，共212頁。
- 吳樂群、陳華玟（1990）臺灣南部恆春西台地北段晚更新世地層之沈積層序。經濟部中央地質調查所彙刊，第6號，第13-50頁。
- 紀文榮（1978）臺南縣曾文溪剖面之超微體化石研究。探探研究彙報，第1期，第45-59頁。
- 紀文榮（1982a）嘉義、新營麓山帶地區新第三系之生物地層與對比。探探研究彙報，第5期，第13-38頁。
- 紀文榮（1982b）臺灣利吉層與墾丁層內之超微化石及其在地質構造上之意義。地質，第4卷，第1期，第99-114頁。
- 紀文榮、黃秀美（1982）臺南縣九層林背斜之超微體生物地層。探探研究彙報，第5期，第39-56頁。
- 紀文榮、梅文威、吳榮章（1984）苗栗—臺中地區新第三紀地層之超微體生物地層研究。探探研究彙報，第7期，第52-68頁。
- 洪崇勝（1991）臺灣西南部曾文溪、二仁溪剖面磁性礦物與磁地層之研究。國立臺灣大學海洋研究所博士論文，共324頁。
- 耿文溥（1967）臺灣南部甲仙及旗山間之地質。臺灣省地質調查所彙刊，第19號，第1-13頁。
- 陳文山（1992）恆春半島墾丁層層位及時代的檢討。經濟部中央地質調查所特刊，第6號，第135-142頁。
- 陳文山、鄭穎敏、黃奇瑜（1985）臺灣南部恆春半島之地質。地質，第6卷，第2期，第47-74頁。
- 陳志雄、黃敦友、陳文山、王源（1991）臺灣東部海岸山脈泰源地區之生物地層。

- 地質，第11卷，第2期，第133-144頁。
- 陳志雄、吳樂群、王源（1993）高雄地區旗山斷層兩側地層年代之檢討。地質，第13卷，第1期，第37-55頁。
- 黃廷章、丁志興（1981）臺灣晚新第三紀淺海沈積超微化石生物地層。地質，第3卷，第105-119頁。
- 黃敦友（1959）臺南縣曾文溪西段剖面微體古生物學之研究。臺灣科學，第13卷，第1號，第29-35頁。
- 黃敦友（1960）臺南縣那拔林背斜東翼地層剖面微古生物學的研究。臺灣科學，第14卷，第4號，第195-198頁。
- 謝凱旋、洪崇勝（1999）依據 *Pulleniatina* 的旋向變化劃定更新統下界—以臺灣二仁溪剖面為例。第四紀研究，第6期，第549-555頁。
- 劉平妹（1985）台南六雙坑剖面之花粉分析。地質，第6卷，第2期，第75-85頁。
- Ambrose, S.H. (2001) Paleolithic technology and human evolution. *Science*, 291, 1748-1753.
- Aubry, M.P., Berggren, W.A., Van Couvering, J.A., Rio, D. and Castradori, D. (1998) The Pliocene-Pleistocene boundary should remain at 1.81 Ma. *GSA Today*, 8(11), p.22.
- Azzaroli, A., De Giuli, C., Ficarelli, G. and Torre, D. (1988) Late Pliocene to early mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 66, 77-100.
- Baksi, A.K., Hsu, V., McWilliams, M.O. and Farrar, E. (1992) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal. *Science*, 256, 356-357.
- Baksi, A.K., Hoffman, K.A. and McWilliams, M. (1993) Testing the accuracy of geomagnetic polarity time-scale (GPTS) at 2-5 Ma, utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating data on whole-rock basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118, 135-144.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. and Van Couvering, J.A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1407-1418.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E. and Shackleton, N.J. (1995a) Late Neogene chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 1272-1287.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P. and Hardenbol, J. (1995b) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. (Eds.) SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Pub., No. 54, 386pp.
- Blow, W.H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, 1, 199-422.
- Brunhes, B. (1906) Recherches sur la direction d'aimentation des roches volcaniques (1). *J. Physique*, 5, 705-724.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, 13917-13951.
- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Channell, J.E.T., Mazaud, A., Sullivan, P., Turner, S. and Raymo, M.E. (2002) Geomagnetic excursions and paleointensities in the Matuyama Chron at Ocean Drilling program Sites 983 and 984 (Iceland Basin). *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000491.
- Chen, P.H., Huang, C.Y., Huang, T.C. and Tsai, L.P. (1977a) A study of the late Neogene marine sediments of the Chishan area, Taiwan: paleomagnetic stratigraphy, biostratigraphy, and paleoclimate. *Mem. Geol. Soc. China*, 2, 169-190.
- Chen, P.H., Huang, T.C., Huang, C.Y., Jiang, M.J., Lo, S.L. and Kuo, C.L. (1977b)

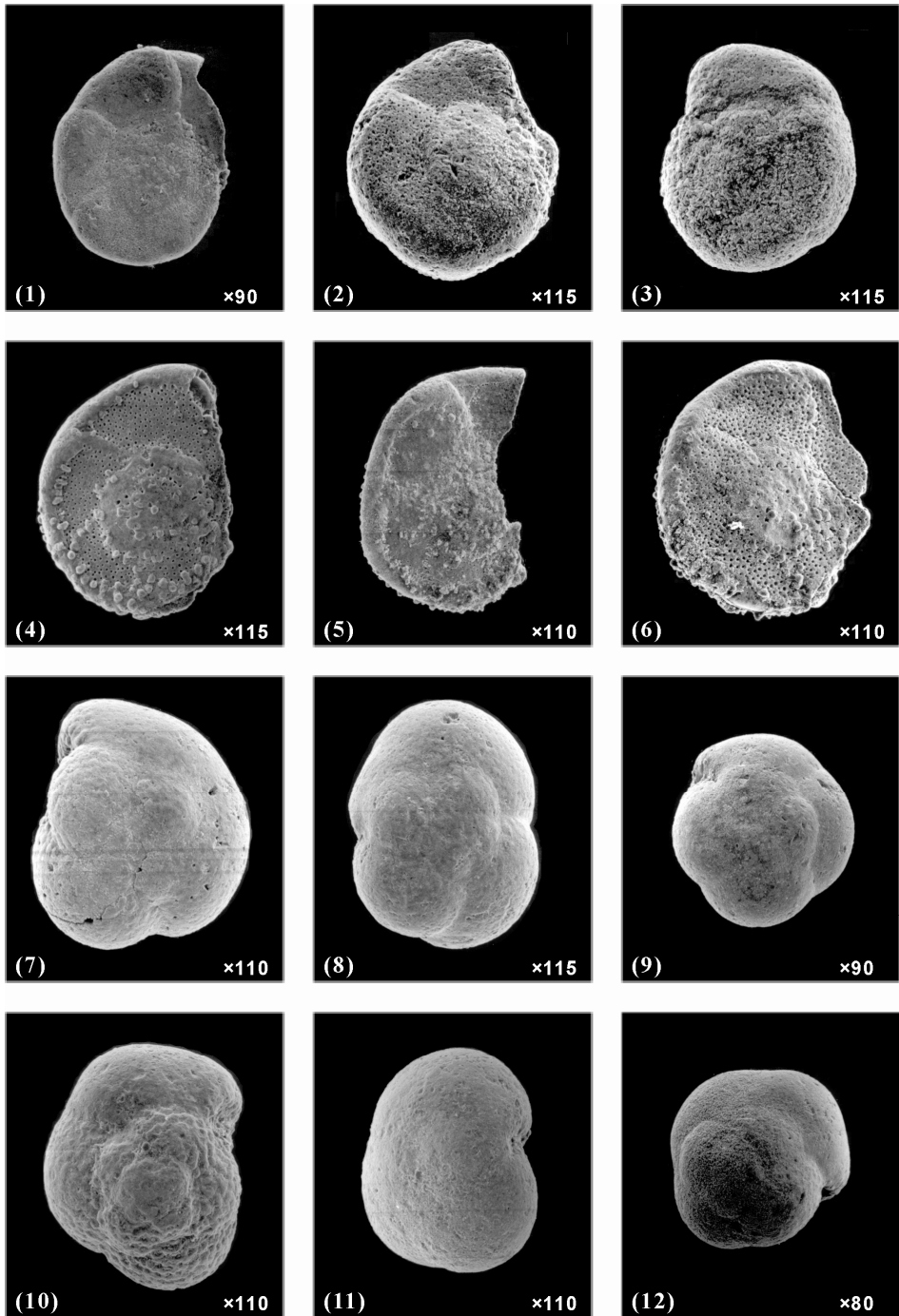
- Paleomagnetic and coccolith stratigraphy of Plio-Pleistocene shallow marine sediments, Chuhangkeng, Miaoli. *Petrol. Geol. Taiwan*, 14, 219-239.
- Chen, W.S., Ridgway, K.D., Horng, C.S., Chen, Y.G., Shea, K.S. and Yeh, M.G. (2001) Stratigraphic architecture, magnetostratigraphy, and incised-valley systems of the Plio-Pleistocene collisional marine foreland basin of Taiwan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 1249-1271.
- Cheng, Y.M. and Huang, C.Y. (1975) Biostratigraphic study in the west Hengchun Hill. *Acta Geol. Taiwanica*, 18, 49-59.
- Chi, W.R. (1978) The late Neogene nannobiostratigraphy in the Tainan foothills region, southern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 15, 89-125.
- Chi, W.R. (1979) A biostratigraphic study of the late Neogene sediments in the Kaohsiung area based on calcareous nannofossils. *Proc. Geol. Soc. China*, 22, 121-144.
- Chi, W.R. (1980) Calcareous nannoplankton biostratigraphic study and correlation of the late Neogene sequence in the Chiayi and Hsinying foothills, southern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 23, 16-28.
- Chi, W.R. and Huang, H.M. (1981) Nannobiostratigraphy and paleoenvironments of the late Neogene sediments and their tectonic implications in the Miaoli area, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 18, 111-129.
- Chi, W.R., Namson, J. and Mei, W.W. (1980) Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the late Neogene sediments exposed along the Hsiukuluanchi in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 17, 75-87.
- Chi, W.R., Namson, J. and Suppe, J. (1981) Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 155-194.
- Chi, W.R., Huang, H.M. and Wu, J.C. (1983) Ages of the Milun and Pinanshan conglomerates and their bearing on the Quaternary movement of eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 26, 67-75.
- Clement, B.M. (2004) Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. *Nature*, 428, 637-640.
- Covey, M. (1984) Lithofacies analysis and basin reconstruction, Plio-Pleistocene western Taiwan foredeep. *Petrol. Geol. Taiwan*, 20, 53-83.
- Cox, A. (1973) *Plate Tectonic and Geomagnetic Reversals*. (Ed.) Freeman, San Francisco, 702pp.
- Gartner, S. (1977) Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropal.*, 2, 1-25.
- Guyodo, Y. and Valet, J.P. (1999) Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399, 249-252.
- Harrison, C.G.A. and Somayajulu, B.L.K. (1966) Behavior of the earth's magnetic field during a reversal. *Nature*, 212, 1193-1195.
- Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman, W.C. and Le Pichon, X. (1968) Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, 73, 2119-2136.
- Heller, F. and Liu, T.S. (1982) Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 300, 431-433.
- Heslop, D., Langereis, C.G. and Dekkers, M.J. (2000) A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 125-139.
- Hess, H.H. (1962) History of the ocean basins. In *Petrologic Studies: a volume in honor of A. F. Buddington*, 599-620, (Eds.) Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonard, B.F., Geol. Soc. Am., New York.
- Hilgen, F.J. (1991) Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 226-244.
- Horng, C.S., Chen, J.C. and Lee, T.Q. (1992) Variations in magnetic minerals from two Plio-Pleistocene marine-deposited sections, southwestern Taiwan. *J. Geol. Soc. Taiwan*, 35, 323-335.

- Horng, C.S. and Shea, K.S. (1994) Study of nannofossil biostratigraphy in the eastern part of the Erhjen-chi section, southwestern Taiwan. *Spec. Pub. Cent. Geol. Surv.*, 8, 181-204.
- Horng, C.S. and Shea, K.S. (1996) Dating of the Plio-Pleistocene rapidly deposited sequence based on integrated magneto-biostratigraphy: a case study of the Madagida-chi section, Coastal Range, eastern Taiwan. *J. Geol. Soc. China*, 39, 31-58.
- Horng, C.S. and Shea, K.S. (1997) Magnetobiostratigraphy of the Mawu-chi section, southern Coastal Range, eastern Taiwan. *J. Geol. Soc. China*, 40, 339-362.
- Horng, C.S., Torii, M., Shea, K.S. and Kao, S.J. (1998) Inconsistent magnetic polarities between greigite- and pyrrhotite/magnetite-bearing marine sediments from the Tsailiao-chi section, southwestern Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 467-481.
- Horng, C.S., Shea, K.S. and Lee, J.C. (1999) Magnetobiostratigraphy of the Sanfu-chi section in the Coastal Range of eastern Taiwan: a new result. *J. Geol. Soc. China*, 42, 613-629.
- Horng, C.S., Lee, M.Y., Pälike, H., Wei, K.Y., Liang, W.T., Iizuka, Y. and Torii, M. (2002) Astronomically calibrated ages for geomagnetic reversals within the Matuyama chron. *Earth Planets Space*, 54, 679-690.
- Horng, C.S., Roberts, A.P. and Liang, W.T. (2003) A 2.14-Myr astronomically tuned record of relative geomagnetic paleointensity from the western Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2001JB001698.
- Horng, C.S. and Roberts, A.P. (2006) Authigenic or detrital origin of pyrrhotite in sediments?: Resolving a paleomagnetic conundrum. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 750-762.
- Hsü, K.J. (1982) Thirteen years of deep-sea drilling. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 109-128.
- Huang, C.Y. (1984) Some Planktic foraminifers from the olistostromes of the Kenting Formation, southern Hengchun Peninsula. *Acta Geol. Taiwanica*, 22, 22-34.
- Huang, C.Y., Yuan, P.B. and Taso, S.J. (2006) Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 274-288.
- Huang, T. (1964) Smaller foraminifera from the Sanhsien-chi, Taitung, eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 7, 63-72.
- Huang, T. (1977) Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Tainan foothills region, Tainan, Taiwan. *Geol. Taiwan*, 14, 121-145.
- Huang, T. (1984) Planktic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the Neogene sedimentary sequence in Taiwan. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 46, 97-106.
- Huang, T.C. (1976) Neogene calcareous nannoplankton biostratigraphy viewed from the Chuhuangkeng section, Northwestern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 19, 7-24.
- Huang, T.C., Ting, J.S. and Müller, C. (1983) A note on Pliocene microfossils from the Kenting mélange. *Proc. Geol. Soc. China*, 26, 57-66.
- Jiang, W.T., Horng, C.S., Roberts, A.P. and Peacor, D.R. (2001) Contradictory magnetic polarities in sediments and variable timing of neof ormation of authigenic greigite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 1-12.
- Johnson, R.G. (1982) Brunhes-Matuyama magnetic reversal dated at 790,000 yr B.P. by marine-astronomical correlations. *Quat. Res.*, 17, 135-147.
- Kennett, J.P. (1980) *Magnetic Stratigraphy of Sediments*. (Ed.) Dowden, Hutchinson @Ross, Stroudsburg, 438pp.
- Kennett, J.P. (1982) *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs., 813pp.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channel, J.E.T. and Beer, J. (2000) North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp

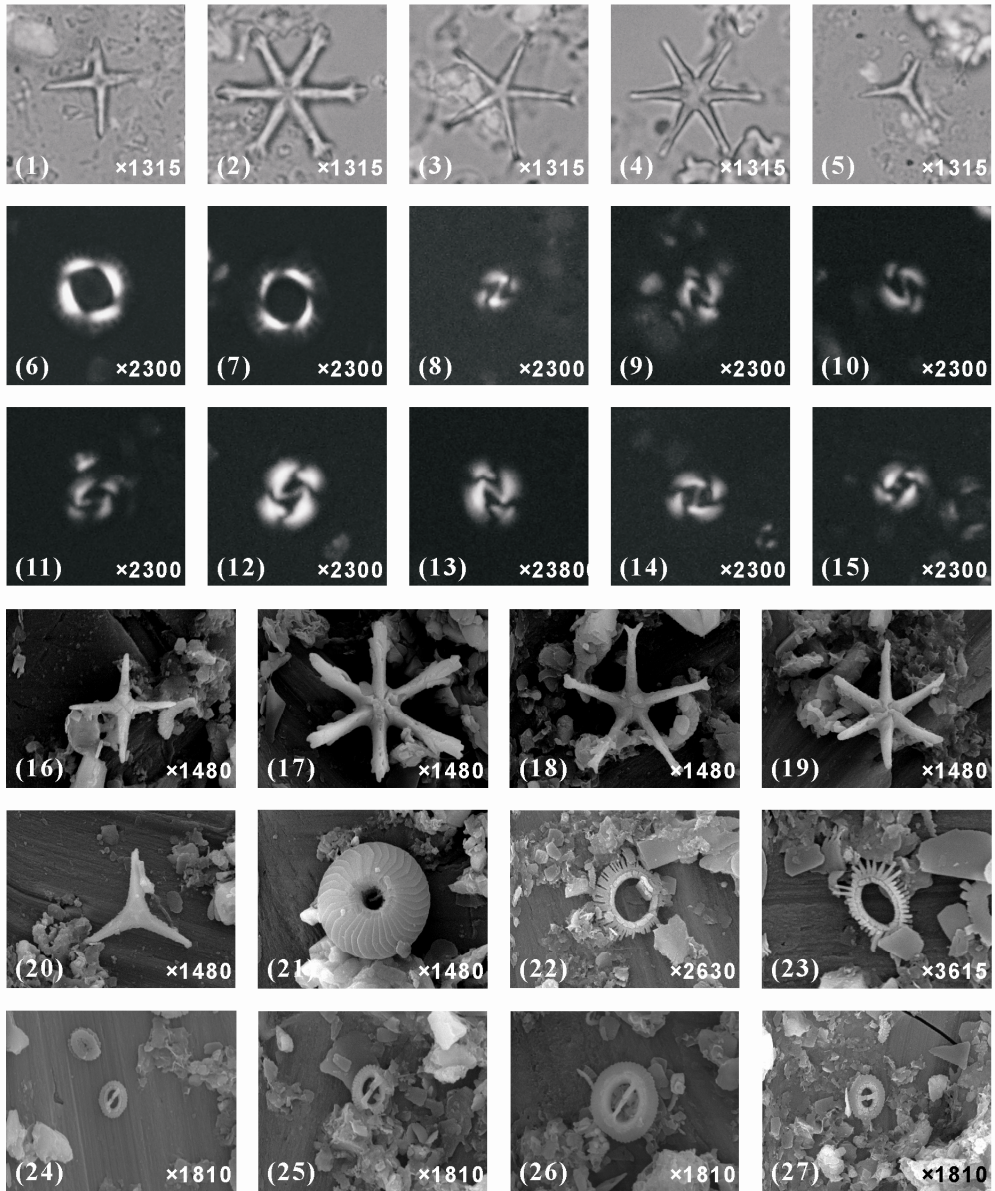
- event. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 358, 1009-1025.
- Langereis, C.G. (1999) Excursions in geomagnetism. *Nature*, 399, 207-208.
- Lee, T.Q., Chi, W.R., Kissel, C. and Barrier, E. (1988) Magnetic polarity zonation of two sedimentary rock sequences in the middle and southern parts of eastern Coastal Range, Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 26, 179-192.
- Lee, T.Q., Lue, Y.T., Chi, W.R. and Teng, L.S. (2002) Paleomagnetic study of the Kuanyinshan and Tanawan formations, northern Taiwan. *West. Paci. Earth Sci.*, 2, 27-36.
- Liew, P.M. (1979) Pollen analysis of Pleistocene sediments in the Napalin section near Tainan. *Acta Geol. Taiwanica*, 20, 33-40.
- Liew, P.M. (1982a) Pollen stratigraphical study of the Pleistocene Chishan Section (part I). *Acta Geol. Taiwanica*, 21, 157-168.
- Liew, P.M. (1982b) Pollen stratigraphical study of the Pleistocene Chishan Section (part II). *Acta Geol. Taiwanica*, 21, 169-176.
- Liew, P.M. (1985) Pollen analysis of Pleistocene sediments in Takeng and Chuhuangkeng sections, Central Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 28, 133-142.
- Liew, P.M. (1991) Pleistocene cool stages and geological changes of western Taiwan based on palynological study. *Acta Geol. Taiwanica*, 29, 21-32.
- Lin, A.T. and Watts, A.B. (2002) Origin of the west Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000669.
- Lin, H.L. and Liew, P.M. (1986) Pollen analysis of the Pleistocene Kueichung-chi section. *Petrol. Geol. Taiwan*, 22, 127-138.
- Lindsay, E.H., Opdyke, N.D. and Johnson, N.M. (1980) Pliocene dispersal of the horse *Equus* and late Cenozoic mammalian dispersal events. *Nature*, 287, 135-138.
- Mankinen, E.A. and Dalrymple, G.B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. *B.P. J. Geophys. Res.*, 84, 615-626.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 2nd Planktonic Conference, Roma 1970*, 2, 739-785.
- Matsuoka, H. and Okada, H. (1989) Quantitative analysis of Quaternary nannoplankton in the subtropical Northwestern Pacific Ocean. *Mar. Micropal.*, 14, 97-118.
- Matuyama, M. (1929) On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyôsen and Manchuria. *Japan Acad. Proc.*, 5, 203-205.
- Morgan, W.J. (1968) Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73, 1959-1982.
- Morrison, R. and Kukla, G. (1998) The Pliocene-Pleistocene (Tertiary-Quaternary) boundary should be placed at about 2.6 Ma, not at 1.8 Ma!. *GSA Today*, 8(8), p9.
- Naish, T.R., Abbott, S.T., Alloway, B.V., Beu, A.G., Carter, R.M., Edwards, A.R., Journeaux, T.D., Kamp, P.J.J., Pillans, B.J., Saul, G. and Woolfe, K.J. (1998) Astronomical calibration of a southern hemisphere Plio-Pleistocene reference section, Wanganui basin, New Zealand. *Quat. Sci. Rev.*, 17, 695-710.
- Opdyke, N.D., Kent, D.V. and Lowrie, W. (1973) Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep sea core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 315-324.
- Opdyke, N.D. and Channell, J.E.T. (1996) *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego, 346pp.
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D. and Shackleton, N.J. (1993) Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography*, 8, 387-408.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M. and Martinson, D.G. (1989) Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North

- Atlantic Deep Water circulation. *Paleoceanography*, 4, 413-446.
- Rio, D. (1982) The fossil distribution of coccolithophore Genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. *Init. Repts. DSDP*, 68, 325-343.
- Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D. and Di Stefano, E. (1998) The Gelasian stage (upper Pliocene): a new unit of global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, 21, 82-87.
- Rutter, N. (1992) Presidential address, XIII INQUA congress 1991: Chinese loess and global change. *Quat. Sci. Rev.*, 11, 275-281.
- Saito, T. (1976) Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera *Pulleniatina*. *Geology*, 4, 305-309.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1977) Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 216-219.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddlestun, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. and Westberg-Smith, J. (1984) Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307, 620-623.
- Shackleton, N.J., Berger, A. and Peltier, W.R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 251-261.
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Chauvin, A., Coe, R.S. and Pringle, M.S. (1999) Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events. *J. Geophys. Res.*, 104, 679-693.
- Singer, B.S. and Brown, L.L. (2002) The Santa Rosa event: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Valles rhyolite near Jaramillo Creek, Jemez Mountains, New Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 51-64.
- Teng, L.S. (1979) Petrographic study of the Neogene sandstones of the Coastal Range, eastern Taiwan (I. Northern Part). *Acta Geol. Taiwanica*, 20, 129-156.
- Teng, L.S. (1982) Stratigraphy and sedimentation of the Suilien conglomerate, northern Coastal Range, eastern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 21, 201-220.
- Teng, L.S. (1987) Stratigraphic records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 25, 205-224.
- Teng, L.S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, 183, 57-76.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molino, B. and Shackleton, N.J. (1977) Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5, 400-404.
- Thompson, P.R., Bé, A.W.H., Duplessy, J.C. and Shackleton, N.J. (1979) Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature*, 280, 554-558.
- Turrin, B.D., Donnelly-Nolan, J.M. and Hearn, B.C. (1994) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the rhyolite of Alder Creek, California: age of the Cobb Mountain normal-polarity subchron revisited. *Geology*, 22, 251-254.
- Valet, J.P. and Meynadier, L. (1993) Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature*, 366, 234-238.
- Valet, J.P. (2003) Time variations in geomagnetic intensity. *Rev. Geophys.*, 41, doi:10.1029/2001RG000104.
- Vine, F.J. and Matthews, D.H. (1963) Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947-949.
- Wegener, A. (1929) *The Origin of Continentals and Oceans* (4th ed.) translated by Biram, J., 1966. Methuen, London, 246pp.
- Wei, W. (1993) Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, 8, 85-99.

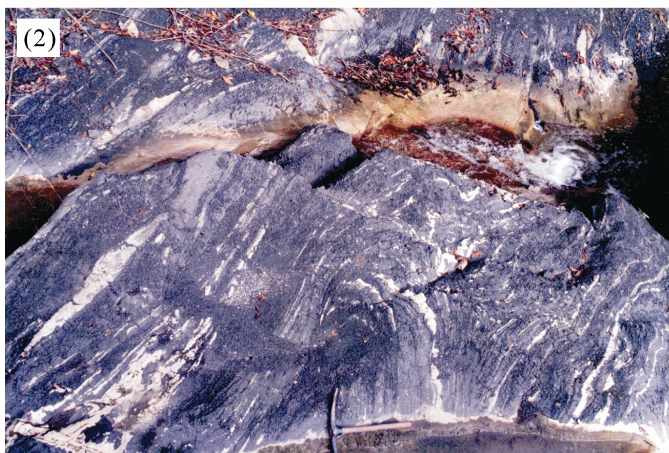
- Wilson, J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343-347.
- Yu, H.S. and Chou, Y.W. (2001) Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of western Taiwan foreland basin. *Tectonophysics*, 333, 277-291.
- Zagwijn, W.H. (1974) The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, 3, 75-97.
- Zhu, R., An, Z., Potts, R. and Hoffman, K.A. (2003) Magnetostratigraphic dating of early humans in China. *Earth-Sci. Rev.*, 61, 341-359.



圖版一 臺灣第四紀地層具年代指標意義的浮游性有孔蟲化石掃瞄式電子顯微鏡照片。(1-3) *Globorotalia tosaensis*, (4-6) *Globorotalia truncatulinoides*, (7-9) *Pulleniatina obliquiloculata* (左旋), (10-12) *Pulleniatina obliquiloculata* (右旋)。數字為放大倍率。



圖版二 第四紀地層具年代指標意義的鈣質超微化石光學顯微鏡 (1-15) 及掃瞄式電子顯微鏡 (16-27) 照片。(1) *Discoaster tamalis*, (2) *Discoaster surculus*, (3) *Discoaster pentaradiatus*, (4) *Discoaster brouweri*, (5) *Discoaster triradiatus*, (6-7) *Pseudoemiliana lacunosa*, (8) *Gephyrocapsa* spp. (小型), (9-11) *Gephyrocapsa oceanica* (中型, 斜橫橋), (12-13) *Gephyrocapsa oceanica* (大型, 斜橫橋), (14-15) *Gephyrocapsa oceanica* (中型, 直橫橋, 再現面之上)。(16) *Discoaster tamalis*, (17) *Discoaster surculus*, (18) *Discoaster pentaradiatus*, (19) *Discoaster brouweri*, (20) *Discoaster triradiatus*, (21) *Calcidiscus macintyreii*, (22) *Pseudoemiliana lacunosa*, (23) *Emiliana huxleyi*, (24) *Gephyrocapsa* spp. (小型), (25) *Gephyrocapsa oceanica* (中型, 斜橫橋), (26) *Gephyrocapsa oceanica* (大型, 斜橫橋), (27) *Gephyrocapsa oceanica* (中型, 直橫橋, 再現面之上)。數字為放大倍率。



圖版三 馬達吉達溪剖面大港口層內之岩層照片。(1) 位於剖面下部的含礫岩層，厚約 150 公尺，大的礫岩可達數十公分，非常顯著。(2) 層理褶曲變形的岩層，層位位於含礫岩層的下方。(3) 具規則層理的濁流岩層，總厚約 2700 公尺，層位位於含礫岩層的上方。

The Quaternary Magnetobiostratigraphy of Taiwan and Penglai Orogenic Events

Chorng-Shern Horng¹ Kai-Shuan Shea²

ABSTRACT

Since 2005, the beginning age of the Quaternary has been redefined from 1.81 Ma to 2.59 Ma by the International Commission on Stratigraphy (ICS) and the International Union for Quaternary Research (INQUA). This is to correspond to the major threshold of climatic deterioration in middle to high latitudes and to encompass the time during which the genus *Homo* first appeared and evolved. The boundary is equivalent to the base of Gelasian stage, whose location of the Global Stratotype Section and Point (GSSP) was designated at the section of Monte San Nicola, Gela, Sicily, Italy. Thus the newly defined Quaternary includes not only the Pleistocene and the Holocene but also the Late Pliocene. When correlated with the well-calibrated geochronology compiled by Berggren *et al.* (1995a), which is an integration of the Pliocene-Pleistocene magnetic reversals, biostratigraphic datum events, and marine isotope stages (MIS), the beginning of the Quaternary is nearly located at the Gauss/Matuyama boundary and is placed at MIS 103, between the calcareous nannoplankton last appearance datum (LAD) of *D. tamalis* (2.78 Ma) and the LAD of *D. pentaradiatus* (2.46 Ma).

In Taiwan, the Quaternary formations are widely distributed in the western foothills, the Hengchun peninsula, and the eastern Coastal Range. These sedimentary sequences with a thickness over 1000 m are the products of the island's mountain building processes during the Penglai Orogeny due to the collision between the Philippine Sea Plate and the Eurasian Continental Plate since the Pliocene. The Quaternary sediments, mainly derived from the erosion

¹ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

² Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs

of uplifted mountain ranges, were accumulated in the adjacent subsiding foreland and forearc basins. The depositional environments were diverse and varied with time, from deep marine to fluvial/lacustrine settings. However, because of the problems of reworked fossils and the scarcity, discontinuity and poor preservation of primary fossils, only a few biostratigraphic datum events can be recognized from the thick Quaternary sedimentary sequences. As a result, conventional biostratigraphic zonations of plankton foraminifera or calcareous nanofossils have provided with low-resolution age controls for the sequences.

In spite of this limitation, it is evident that we may obtain more and better time constraints on the sequences when integrating biostratigraphic datum events with magnetostratigraphic data. The available plankton foraminiferal events in the Taiwanese Quaternary sequences are: (1) the coiling change (dextral to sinistral) of *Pulleniatina obliquiloculata* at 2.13 Ma; (2) the first appearance datum (FAD) of *Globorotalia tuncatulinoides* at 2.0 Ma; (3) another subsequent coiling change (sinistral to dextral) of *Pulleniatina obliquiloculata* at 1.7 Ma. Regarding calcareous nanofossils, the useful events are based on the evolution of the genus *Gephyrocapsa*, which are: (1) the FAD of medium *Gephyrocapsa* (e.g., *G. oceanica*) at 1.7 Ma; (2) the disappearance of large and medium *Gephyrocapsa* at 1.24 Ma; (3) the reappearance of medium *Gephyrocapsa* at 1.03 Ma.

In the past, several Quaternary sections cropping out in the western foothills and the eastern Coastal Range had been studied with this integrated method. However, because key fossils for better age constraints could not be found or polarities had been missed due to loose paleomagnetic samplings, some magnetic polarity assignments of strata to the geological polarity time scale (GPTS) remain uncertain or questionable. Another problem encountered in magnetic polarity analysis was that in mudstones the primary remanent magnetizations of detrital magnetite had been generally overprinted by the secondary remanent magnetizations of authigenic greigite, which usually resulted in misleading interpretations of magnetic stratigraphy. In this paper we cite these cases and evaluate the reliability of magnetic polarity records in the Quaternary period, with regard to the Gauss, Olduvai, Jaramillo and Brunhes

chrons/subchrons (events).

On the other hand, there are solid time frameworks that had been constructed on some Quaternary sequences when key fossils for better age constraints and reliable magnetostratigraphy were obtained. For these sequences, two major tectonic events, which occurred during the periods of ca. 3-2 Ma and 1.2-1.0 Ma, respectively and were caused by rapid uplifting of the mountain ranges of the Penglai Orogeny, can be deciphered both from the western foothills and the eastern Coastal Range. Stratigraphic records related to these events include hiatus, deposition of conglomerate layers, and closure of sedimentary basins.

Key words: Quaternary, magnetostratigraphy, biostratigraphy, Penglai Orogeny, hiatus, conglomerates

