經濟部中央地質調查所特刊
第四號，第239—260頁，民國七十九年十二月

臺灣海岸山脈之地層

陳文山[1] 陳志雄[1] 王 源[1] 黃敦友[2]

節 要

海岸山脈地質構造發展史簡單而言即為一部板塊的隱沒及碰撞史，在此複雜的構造發展史形成七個截然不同性質的地層。

1.都巒山層：板塊隱沒時期生成安山岩質火山岩及其碎屑岩，包括火山岩流、碎屑岩、再積性碎屑岩與岩脈。火山岩包括普通輝石安山岩（普通輝石—角閃石安山岩、角閃石安山岩、角閃石—普通輝石安山岩），兩輝安山岩與兩輝—角閃石—黑雲母安山岩。其生成時代大致從中新世早期至上新世晚期。

2.港口石灰岩：整合於火山碎屑岩或再積性火山碎屑岩之上。其沉積時代大致為上新世早期至上新世晚期。

3.蕃薯寮層：整合於都巒山層之上，其大部分係由弧陸碰撞時之大陸性物質之沈積，形成薄層砂頁岩互層濁流岩，因富含石英應屬石英質雜砂岩，少部分含有來自火山島弧之火山碎屑及生物碎屑之砂頁岩互層。其沉積時代大致為上新世早期。

4.八里灣層：一般整合覆蓋於都巒山層、港口石灰岩或蕃薯寮層之上。沉積物由來自造山帶的岩屑質雜砂岩所組成。岩相有礫岩、泥岩及薄層砂頁岩互層，依岩相之差異可劃分為水璉段、富田段及泰源段。其沉積時代大致為上新世早期至更新世早期。

5.利吉層：由具有強烈剪動現象的泥岩所組成，其中夾有不少富於稜角的砂岩、安山岩以及蛇綠岩岩塊。據岩性和構造，其必在強烈的壓縮作用下所造成，其生成時代從中新世中期至更新世晚期，其生成時代為晚期更新世。

6.卑南山、舞鶴、米崙礫岩：不整合於大南澳雜岩之上，礫石組成主要有板岩、變質砂岩、結晶石灰岩與綠色片岩（綠色變質岩）。此碎屑物主要來自於中央山脈之輕度變質岩。

7.都巒層：由海底崩積層所組成之岩層，不整合於八里灣層之上。此乃於海岸

1.國立臺灣大學地質系
2.經濟部中央地質調查所

山脈隆起成陸過程中所沉積之岩層。其沉積時代大致為全新世早期。

8.海階沉積物與珊瑚礁：於海岸山脈隆起成陸過程中，東側海岸形成海階臺地沉積物與隆起珊瑚礁。不整合於前述岩層之上。其沉積時代大致為全新世。

前　　言

海岸山脈的岩層，包括島弧安山岩質火山岩及其岩屑、淺海相石灰岩、深海相沉積岩、隱沒與碰撞作用產生的混同層、海相崩積層、海階沖積層與隆起珊瑚礁等（表一）。

火山岩乃是因南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊之下，於菲律賓海板塊西緣產生一系列島弧火山之火山岩，此岩相大致由火山岩流、岩脈、火山碎屑岩及再積性火山碎屑所組成，統稱為都巒山層（徐，1956；Yen, 1968; Teng and Lo, 1985；陳文山，1988）。另一由生物與生物碎屑堆積組成的石灰岩，以透鏡狀體覆蓋於部分地區之都巒山層火山岩之上，統稱為港口石灰岩（Chang, 1968； 魏，1978；Teng and Lo, 1985; Chen and Wang, 1988a, b；王， 1988； 陳文山， 1988；Huang *et al.*, 1988）。大部分火山碎屑岩及石灰岩沉積之後，弧陸碰撞作用大規模地進行，大量的陸源沉積物沉積於火山島弧四周盆地，在上新世至更新世時期生成巨厚的深海沉積物。其岩層包括礫岩、砂頁岩互層及泥岩；依岩相與岩性之特性，可劃分為蕃薯寮層與八里灣層（Teng, 1979; Teng and Lo, 1985; Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）。

另一不正常沉積層序的岩層，主要由緻密鱗片狀結構之泥岩所組成；並夾有富於稜角的砂岩與蛇綠岩等大小岩塊，稱為利吉層（Hsu, 1956 ； 鄧1980；Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）。此一混亂而無層序岩層的成因雖有許多爭議，但大致可歸納為兩種不同看法，一為崩移作用所造成的傾瀉層，另一為板塊擠壓作用所形成的混同層。

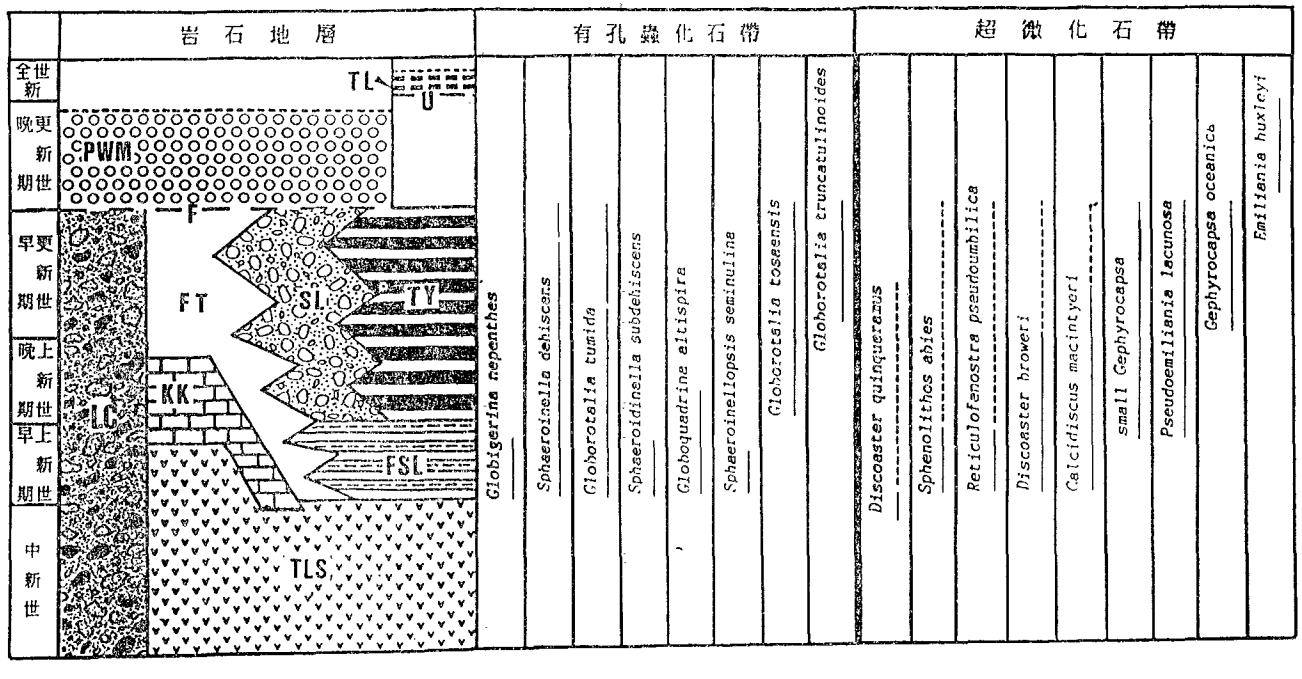
晚期更新世，在劇烈碰撞運動進行之下，這一火山島弧逐漸地逆衝至西側歐亞大陸地殼之上，而在隆起作用進行時，於東側海岸遺留許多海階臺地與隆起珊瑚礁。為探究弧陸碰撞過程的地體構造演化史，必須先詳細的瞭解各岩層的成因，因此本文將針對海岸山脈各地層之岩石及生物地層單位的特性作一探討。

岩石地層學上分層

都巒山層

都巒山層為由安山岩與其碎屑岩所組成之地層。分布範圍非常廣大，北從花蓮

表一　海岸山脈各岩石地層之關係



TL　都巒層
PWM　卑南山，舞鶴，米崙礫岩
　　FT　富田段
PLW　八里灣層　SL　水塘段
　　TY　泰源段
FSL　番薯寮層
KK　港口石灰岩
TLS　都巒山層
LC　利吉層

U　不整合
F　斷層
----　化石產狀為移置(transported)者
——　化石產狀為原地(in situ)者

南至利吉村，全長約 180公里。岩相包括火山岩流、岩脈、火山碎屑岩與再積性火山碎屑岩（Hsu, 1956; Yen, 1968; Teng and Lo, 1985; Chen and Wang, 1988a, b; Song and Lo, 1988；陳文山，1988）。岩相層序由下而上大致爲火山岩流、火山碎屑岩與再積性火山碎屑岩；以長虹橋剖面最具代表（Chen and Wang, 1988a, b；陳文山，1988）。火山島弧岩相之層序變化當與島弧成長之演化過程有密切關係。都巒山火山島弧原生長於菲律賓海海板塊之上（深海環境），當火山頂部尚未成長超過揮發性氣體分裂的海水深度（volatile fragmentation depth)）時，火山噴發所產生物質卽以火山岩流爲主，但火山頂部繼續成長高出此海水深度時，當時噴發物卽以火山碎屑岩爲主（Fisher and Schmincke, 1984）。後來，當火山島弧頂部繼續成長超過海水面時，卽開始有大量再積性火山碎屑物，沉積於火山島裙之四周。其岩相以火山碎屑岩分布最廣且最厚，可能與目前岩層的出露有關。大部分的再積性碎屑岩均沉積於火山碎屑岩之上，其分布範圍主要在北段與南段西側之都巒山層；各處出露厚度不均，最厚可達 300公尺。若以火山島弧的沉積環境而言，環境越深所沉積的再積性火山碎屑岩則越厚，因此可依此來判斷島弧之古地理。都巒山層因未受嚴重的傾動作用，因此依目前地形高度及簡單的構造模型卽可推算其厚度。

都巒山層的的安山岩種類由下而上大致爲普通輝石—角閃石安山岩（角閃石安山岩或角閃石—普通輝石安山岩），兩輝安山岩與兩輝—角閃石—黑雲母安山岩。普通輝石—角閃石安山岩（或角閃石安山岩，角閃石—兩輝安山岩）以火山岩流與火山碎屑岩爲主。兩輝角閃石—黑雲母安山岩則以火山碎屑岩爲主，外觀呈白色。其下部與兩輝安山岩呈整合或偶而爲互層之接觸關係。

港口石灰岩

港口石灰岩之名稱由張（Chang, 1967）所提出，爲覆蓋於都巒山層之上的透鏡狀體石灰岩，但除此之外，對其野外產狀並無明確定義，且所指之港口石灰岩亦僅限於港口（秀姑巒溪口一帶）附近之石灰岩。而其文中亦將其他地區之混雜於火山碎屑岩的石灰質凝灰岩或崩移層中的石灰岩岩塊統稱爲石灰岩岩層，如六階鼻石灰岩與鱉溪石灰岩。本文爲避免解釋上的混淆，重新提出較嚴謹的定義，使其岩石地層單位於定義上有一明確的範圍。

港口石灰岩的岩相特徵如下：由生物或生物碎屑堆積而成之透鏡狀石灰岩體。大部分均在此環境中生長的生物，如固著性珊瑚、被覆型石灰藻及非固著性之抱球藻，以及有孔蟲等。港口石灰岩內所含之主要化石有有孔蟲、抱球藻與珊瑚（Chen and Wang, 1988a），沉積構造有大型交錯層與雙向槽狀交錯層理。依生物相及沉積構造組合，港口石灰岩之沉積環境應屬濱面帶之淺海。

在此定義之下，港口石灰岩主要分布於南段海岸山脈之東側稜脊地帶，如港口、成功與東河等地區（陳文山，1988）。

蕃薯寮層

張（Chang, 1968, 1969）首先提出蕃薯寮層的名稱，當時並沒有明確的岩性定義，僅以有孔蟲化石爲依據，實爲一生物地層單位之定義。鄧（Teng, 1979）首先據岩相與砂岩岩性之特性，建立了蕃薯寮層與八里灣層之岩石地層單位。

他認爲其岩性，主要由火山與生物碎屑所組成之砂頁岩互層濁流岩，其中含有少量陸源沉積物；沉積時代爲晚期中新世至早期上新世。以上兩者所定義之蕃薯寮層，其分布僅限於北段海岸山脈水璉村一帶。

經完成海岸山脈大略的野外調查，陳文山（1988）認爲其分布圍範可涵蓋整個海岸山脈，因此上述依生物及岩石地層單位定義的部分尚缺理想。因此本文將重新檢討蕃薯寮層之特性，並選擇一出露完整的剖面作爲蕃薯寮層之標準地層剖面。首先重新檢討蕃薯寮層標準剖面地區（水璉—蕃薯寮坑）的岩石特性。依陳文山的野外調查及顯微鏡下觀察岩象的結果發現蕃薯寮層的砂岩岩性應以石英質雜砂岩爲主，並不是以凝灰質與石灰質的砂岩爲主，且南段地區之蕃薯寮層岩性亦然，顯示蕃薯寮層之大部分沉積物是來自西北方的大陸性物質，僅少數來自東方火山島弧之沉積物（Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）。岩相以深海相之砂頁岩互層濁流岩爲主（Teng, 1979; Teng and Lo, 1985; Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988），而鄧（Teng, 1979）之以凝灰質與石灰質砂岩爲主之地層，僅見於部分地區如鱉溪與八邊溪。

陳文山（1988）選擇南段海岸山脈泰源地區之馬達吉達溪爲輔助之研究剖面。本剖面最底部岩層爲都巒山層之火山碎屑岩，其上部直接與蕃薯寮層之泥岩與砂頁岩接觸。本剖面之蕃薯寮層厚約 1,000公尺。岩性以石英質雜砂岩爲主，偶含有凝灰質與石灰質雜砂岩。本剖面蕃薯寮層，上部係與八里灣層之泥岩整合接觸。依上述陳文山之調查結果表示本層出露地區有水璉、樂合與泰源三個區域。

八里灣層

張（Chang, 1968, 1969）首先提出八里灣層之名稱但也僅藉有孔蟲化石爲依據。鄧（Teng, 1979, 1982）始明確以岩相與岩性定之。八里灣層之岩相可分爲礫岩、泥岩與砂頁岩互層等（Teng, 1979, 1982; Teng and Lo, 1985; Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）。由陳等（Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）與鄧等（Teng and Chen, 1988）依不同岩相區分爲三個岩段，水璉段（礫岩）、富田段（泥岩）及泰源段（砂頁岩互層）。

八里灣層由深海沖積扇濁流岩沉積物所組成，隨著不同的沉積環境所組成的岩相亦有所差異。依岩相與環境的關係可分爲上、中、下游沉積物；上游河道環境以礫岩與厚層砂岩相爲主；上游河堤外側環境以泥岩爲主；中下游泛濫平原環境以砂頁岩互層岩相爲主，此三種岩相具同時異相之沉積關係。沉積物來源是來自西北方古中央山脈的亞變質帶地層以及部分逆衝（override）至大陸邊緣之上的沉積層及海洋地殼碎塊（蛇綠岩）等物質（Teng, 1982; Teng and Wang, 1981; Teng and Lo, 1985; Dorsey, 1985, 1988; Chen and Wang, 1988b；陳文山，1988）。

地層之接觸關係，八里灣層之下部可與蕃薯寮層、港口石灰岩或都巒山層作沉積接觸。此種特異的接觸關係乃由起伏不平的火山地形與火山的冷縮下陷所導致。蕃薯寮層首先沉積在盆地的低窪處，其沉積之後八里灣層的粗粒碎屑物才覆蓋其上，然而於地形之高處，八里灣層則直接與都巒山層或港口石灰岩接觸。一言以蔽之，八里灣層與下覆地層之關係爲一種沉積超覆所致。

利吉層

徐（Hsu, 1956）將此地常夾有各種岩石之角礫岩塊的泥岩層稱爲利吉層。利吉層之組成以青灰色或黑灰色泥岩爲主，這些岩塊包括砂岩與基性、超基性火成岩塊（Hsu, 1956; Biq, 1971; Wang, 1976; Page, 1978; Ho, 1977; Ernst, 1977；Teng, 1980; Barrier and Muller, 1984; Chen and Wang, 1988b 陳文山，1988）。畢（Biq, 1971）首先認爲利吉層之成因與板塊作用有密切關係，是爲一混同層。因其具有緻密的鱗片狀片理構造應代表構造作用的意義，而非爲一單純的崩移作用所能造成。但仍有大部份學者認爲利吉層僅爲一海底山崩的產物，使得利吉層成因之研究成爲幾十年來許多中外學者爭相討論的主題。即有主張持混同層成因學者（Biq, 1973; Teng, 1980; Chai, 1972; Karig, 1973；陳文山，1988；Chen and Wang, 1988b; Hsu, 1988），另支持傾瀉層的學者也不少（Hsu, 1956; 1981; Wang, 1968, 1976; Liou, Lan and Ernst, 1977; Ernst, 1977; Ho, 1977, 1979; Page, 1978; Page and Suppe, 1981；李，1984；Barrier and Chu, 1984; Barrier and Muller, 1984; Mitchell, 1986）。目前認爲因傾瀉作用所形成者的理由，即其中所包夾的沉積岩塊之岩性與所含化石之時代與大港口層相似（Wang, 1968, 1976; Page, 1978; Page and Suppe, 1981; Ho, 1977; Barrier and Muller, 1984；李，1984）。陳文山（1988）研究利吉層之砂岩塊岩象與超微化石發現砂岩岩相確實與蕃薯寮層或少部份八里灣層相似。但這些岩塊如何存在於利吉層之中？是否由海底的傾瀉崩移作用所沉積或是由弧陸之碰撞擠壓所形成的構造作用之產物。雖然目前傾瀉層成因之說法較被大部份學者所接受，但本文認爲傾瀉層之說法仍有許

多問題值得商榷。以下提出五個疑點加於討論。

㈠利吉層中之基質泥岩各處均呈現緻密的鱗片狀片理構造（scaly foliation），是否僅憑崩移作用即可產生如此强烈的剪力反應，如此寬大的剪裂帶是值得懷疑（鄧，1981）。

㈡部份學者（Page, 1978; Page and Suppe, 1981; Barrier and Muller, 1984）認爲利吉傾瀉層之崩移作用產生於上新世早期，但在上新世晚期弧陸碰撞作用轉爲更劇烈且沉積盆地之位置更接近大陸邊緣的時期，爲何反而未見崩移作用發生？

㈢利吉層中之沉積岩塊與基質泥均含有許多上新世早期的化石（Chang, 1967, 1969; Huang, 1969; Chi *et al.*, 1981；李，1984；Barrier and Muller, 1984；陳文山，1988）。因此上述持傾瀉層論者認爲利吉層係由同時代之沉積層再次崩移所形成。但在海岸山脈之正常層序沉積層中亦常見於沉積同時的崩移層，而其產狀是崩積物均呈塑性變形形成捲曲狀岩層。理應沉積物在短暫的沉積後再次產生崩移之岩層，其產狀不應具剛性破壞變形的特徵。利吉層中無論爲中新世晚期或上新世早期之岩塊均呈角礫狀與受剪力作用之破壞。因此本文認爲利吉層中的沉積岩塊應是經過長期成岩作用之後因碰撞作用而形成擠壓變形者。

㈣假如利吉層之沉積物來源，來自西方大陸邊緣（Page and Suppe, 1981; Barrier and Muller, 1984 Page, 1978）爲何泥岩中含有來自東側火山島弧之安山岩與凝灰岩岩塊。若來自正常層序之地層（Wang, 1968, 1976），爲何夾有巨大的蛇綠岩岩塊？

㈤上新世晚期之後，北方火山島弧本體正與大陸邊緣碰撞（陳文山，1988）。在此弧陸碰撞過程中，兩板塊之間應產生碰撞雜岩（collision complex），目前此種雜岩位於何處？（假若利吉層不屬於碰撞作用所產生的混同層）。原屬利吉傾瀉層的岩層如遇此碰撞作用，形成强烈的剪力破壞之產狀，也應稱之爲混同層，而不應再稱爲傾瀉層。

依上述理論，若視利吉層爲一隱沒碰撞作用所產生的混同層，即其成因之謎便可迎刃而解。在隱沒碰撞時之兩板塊的接觸帶，就如同一巨大的斷層帶，其中所產生的角礫狀岩塊與鱗片狀結構的泥岩常呈現斷層泥之產狀，當然利吉層的規模是遠大於一般的含礫斷層泥。

在板塊碰撞過程中，縫合帶附近的地殼即處於一非常不穩定的狀態。因此，位於增積岩體之上的岩層亦非常不穩定，表面地層經常發生崩移作用。但是不能僅由

於利吉層中發現少數疑似崩積層之岩層，就不重視其目前的產狀與構造，而利吉層是一傾瀉層。當然利吉層並非全無崩移沉積之傾瀉岩層，比如樂合地區東側一帶位於安通向斜構造軸部的利吉層，即爲崩移作用較爲卓著的沉積物 (Wang, 1976；陳文山，1988），但一般而論，位於縱谷東緣的利吉層則爲一構造所造成的混同層。

整個利吉層並非由單純的碰撞作用或隱沒作用所產生。中新世早期，南中國海板塊隱沒至菲律賓海板塊之下時，即開始產生隱沒性質之混同層；至後期弧陸碰撞過程中，則於縫合帶中產生一系列碰撞性質的混同層。因此目前所見之絕大部份利吉層，實爲一隱沒與碰撞作用所產生的混同雜岩體 (subduction-collision complex)。

卑南山、舞鶴、米崙礫岩

此三層礫岩分布於花東縱谷之間，而於野外可見卑南山與舞鶴礫岩不整合於中央山脈輕度變質岩之上。岩相以礫岩爲主，偶夾有砂岩與泥岩。部分岩層屬於海相地層如下部的卑南山與米崙礫岩，而舞鶴礫岩則是陸相地層。礫石組成以目前中央山脈之輕度變質岩岩屑爲主，上述三個礫岩層之礫石組成各有差異，如米崙礫岩含有片麻岩之礫石，其餘則無，此與來源地之岩性有關；上述三地層所含礫石岩性皆含有板岩、變質砂岩、綠色片岩與結晶石灰岩等。上述之岩性組成與水璉段礫岩之組成有極大差異。水璉段礫岩之礫石以亞變質岩與蛇綠岩系之岩屑爲主，不含中央山脈輕度變質岩之岩屑（或含極少量）。可見來源地中央山脈越上部岩層的碎屑物則越早沉積於附近的沉積盆地之中。因此目前中央山脈亞變質岩的板岩與變質砂岩岩屑於上新世早期即已開始沉積，而輕度變質岩的岩屑則至更新世晚期之後才開始沉積。

都巒層

都巒層由林（1977）所命名，其出露處位於都巒村東南之海崖，該岩層以再積性之砂質火山碎屑物所組成，偶夾有泥塊與砂岩塊，其中亦含有多量之貝類化石。依本文作者野外調查結果，在長濱沖積扇之東側海崖亦有發現。本層出露的厚度僅十餘公尺，層間無明顯之層理並含有捲曲狀之砂岩層與淘選度非常不良的火山碎塊。依其沉積構造而言應爲一海底的崩積岩層（Chen, *et al.*, 1990）。

海階沉積物與珊瑚礁

東側海岸處處分布有明顯的海階沉積物與隆起珊瑚礁。目前所見的大部份海階均位於海拔六十公尺之下（林，1957；石等，1988；賴，1986）；隆起珊瑚礁所在的高度大致爲四十公尺以下。海階地形在北段（豐濱以北）較不發育，南段則非常發達（林，1957；石等，1988；賴，1986）。此種階地地形之差異與全新世以來全區之構造活動有極密切關係，尤其與到奇美斷層的活動至爲密切（Chen, *et al.*,

1990）。本地區海階沉積物之組成以疏鬆的砂層爲主，少部份含有礫石層，沉積構造以平行層理與交錯層理爲主，屬於濱面帶環境中所沉積之砂礫層。

生物地層學上與時間地層學上的問題

都巒山層

從都巒山層中火山岩卓越的部份所獲得的化石資料非常有限，僅於都巒山層最上部的再積性火山碎屑岩中有所發現。都巒山層火山岩之年代是根據部份之定年資料。

化石資料得自下列幾處：紀等（Chi, *et al.*, 1980; Chi *et al.*, 1981）於樂合、鱉溪與石梯坪再積性火山碎屑岩中發現指示中新世晚期之 *Discoaster quinqueramus*；石梯坪之標本取自於兩輝安山岩與兩輝一角閃安山岩之間，可見都巒山層至中新世晚期尙一直有火山活動（約於八百五十萬年至五百二十萬年之間）。張（Chang, 1967, 1968, 1969）、陳志雄（1988）及陳等（Chen and Wang, 1988a）於水璉村西側都巒山層上部的再積性火山碎屑岩中發現 *Sphaeroidinella dehiscens* 的存在（起始時間約爲四百八十萬年）。由以上有限的化石資料顯示最上部都巒山層的再積性火山碎岩屑沉積年代爲中新世晚期至上新世早期；而火山島弧噴發所產生的火山碎屑岩可能於中新世晚期約五百萬年左右結束沉積。以上是由化石資料所指示的地層形成年代。

都巒山層火山岩的定年資料有鉀氬定年（Ho, 1969; Juang *et al.*, 1984；莊，1988）與核飛跡定年（楊，1987；Yang *et al.*, 1988，本文）。何（Ho, 1969）與楊等（Yang *et al.*, 1988）的定年材料僅限於奇美地區之火山熔岩；莊等（Juang, *et al.*, 1984）與莊（1988）則遍及全地區之火山岩的研究，結果顯示都巒山層之生成年代大約在二千九百萬年至四百萬年以前。但因其所顯示的基本資料有所欠缺，因此本文認爲其研究資料之上下限年代有待研究。故綜合前兩者之鉀氬定年資料結果，推測都巒山層之噴發性火山岩之形成在中新世早期至中新世晚期。楊等（Yang *et al.*, 1988）利用核飛跡定年法則定奇美地區的火山熔岩（奇美雜岩），認爲其噴發時間，應在一千五百萬年至一千七百萬年或之前。於泰源地區取得出露於最下部都巒山層之普通輝石一角閃石安山岩熔岩，經核飛跡定年法則定其生成年代爲一千一百萬年至一千三百萬年以前（此岩石並未受到熱液變質作用）。據楊等（Yang *et al.*, 1988）於奇美地區的核飛跡定年所得資料，顯示前兩者（Ho, 1969; Juang *et al.*, 1984；莊，1988）之鉀氬定年資料有所差異。因楊等（Yang *et al.*, 1988）之資料指示奇美雜岩的最後生成年代或最後一次高於 250°C 熱液變質年代爲一千

五百萬年至一千七百萬年或之前，鉀氬定年結果顯示部份資料較核飛跡定年資料年輕，顯然是以經熱液變質後的奇美雜岩從事鉀氬定年是勿庸置疑。因此都巒山層火山岩之生成年代應爲中新世早期至中新世晚期，而上部之再積性火山碎屑岩爲中新世晚期至上新世早期。

港口石灰岩

港口石灰岩主要分布地區有三處卽長虹橋、成功與東河地區，其它地區可能有此石灰岩的出露。因交通和地形因素，而尙未實地勘查證實，但在多處河谷中皆有發現石灰岩的轉石，如叭嗡嗡、德武、奇美及八里灣溪等地區。但可以確定爲港口石灰岩的出露區域僅限於海岸山脈東側的脊稜山脈上。

目前得自港口石灰岩中的化石資料非常有限。魏（1978）於長虹橋發現超微化石 *Pseudoemiliania lacunosa*。黃等（Huang *et al.*, 1988）與王（Wang, 1988）於石梯港溪及水母丁溪發現浮游性有孔蟲化石 *Sphaeroidinella dehiscens*。陳等（Chen and Wang, 1988a）與陳文山（1988）於東河地區之石灰岩下部發現 *Sphaeroidinella dehiscens*，上部發現 *Globorotalia tosaensis*；顯示此石灰岩的沉積與生長年代從上新世早期至上新世晚期（表一、二、三、四）。據資料顯示，港口石灰岩的最後生成年代有向南逐漸年輕的現象，這與都巒山火山島弧於中新世晚期後與歐亞大陸邊緣作斜交碰撞（oblique collision）產生海殼變形作用具有密切關係。

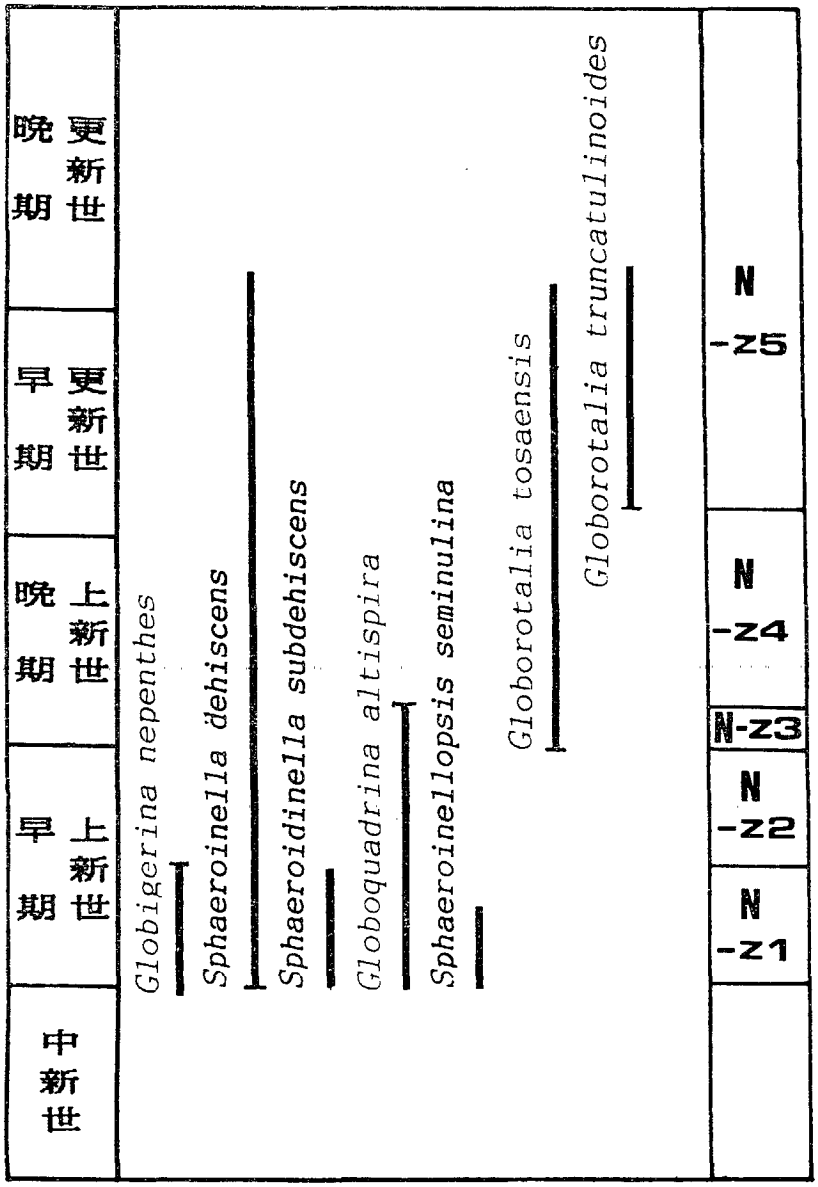
目前從石灰岩中所得之化石資料，顯示港口石灰岩的生成年代爲上新世早期至上新世晚期。惟在都巒山層上部的再積性火山碎屑中，時有發現生物碎屑或石灰岩岩塊，因此可能中新世晚期以前已有石灰岩的生成（Teng and Lo, 1985）。

蕃薯寮層

張（Chang, 1967, 1968, 1969）依有孔蟲化石帶將都巒山層之上覆沉積岩層分爲番薯寮層與八里灣層，後來鄧（Teng, 1979）以岩性與岩相特性，重新定義使其更明確。

張將上覆於都巒山層之沉積岩層劃分爲四個化石帶卽 *Globigerina nepenthes* 帶與 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 帶及 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia crassaformis* 亞帶及 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia tosaensis* 亞帶。張將相當於前二個化石帶的地層合併稱爲蕃薯寮層，而相當於後兩個亞帶的地層合併稱爲八里灣層。相當於 *Globigerina nepenthes* 與 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 帶之地層，分布於北段海岸山脈之大坑至蕃薯寮坑一帶，但於中南段地區其的化石族羣不明顯。爲探究其化石組成，本文重新檢討張（Chang, 1968）的化石資料，發現部份屬於較年輕之 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia crassaformis* 亞帶者却出現於其所

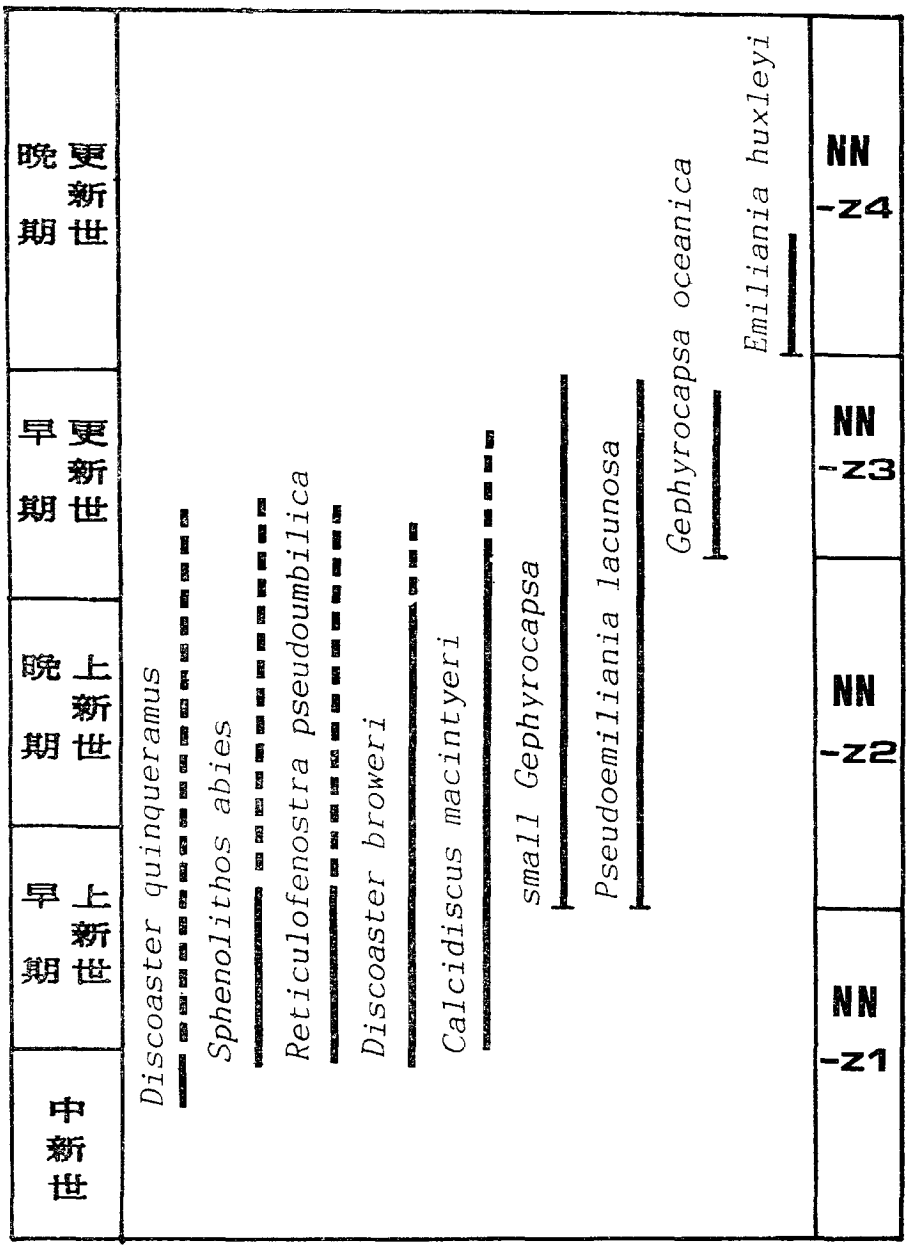
表二　本地區有孔蟲化石之生存帶對比表



N-z1 : *Sa. dehiscens* / *Gl. nepenthes*
N-z2 : *Gl. nepenthes* / *Gr. tosaensis*
N-z3 : *Gr. tosaensis* / *Gq. altispira*
N-z4 : *Gq. altispira* / *Gr. truncatulinoides*
N-z5 : *Gr. truncatulinoides*

引陳志雄（1988）

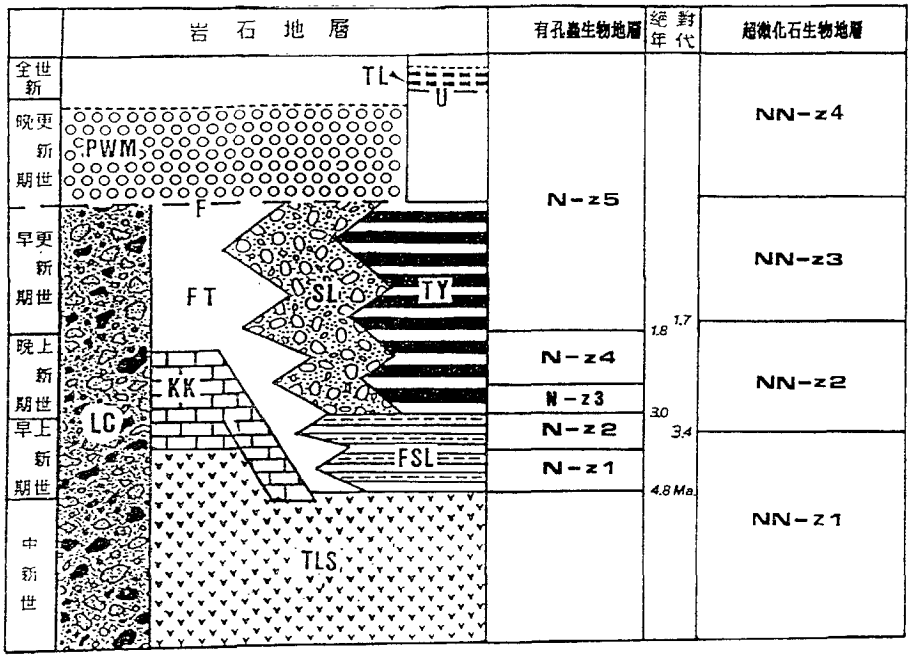
表三　本地區超微化石之生存帶對比表



NN-z1 : Sp. abies / small Gephyrocapsa
NN-z2 : small Gephyrocapsa / Ge. oceanica
NN-z3 : Ge. oceanica / Em. huxleyi
NN-z4 : Em. huxleyi

引陳文山(1988)

表四　本地區岩石、有孔蟲化石與超微化石地層對比表



TL　都蘭層
PWM　卑南山，舞鶴，米崙礫岩
　　FT　富田段
PLW　八里灣層　SL　水璉段
　　TY　泰源段
FSL　基隆層
KK　港口石灰岩
TLS　都蘭山層
LC　利吉層

U　不整合
F　斷層
----　移置化石帶

謂較老之 *Globigerina nepenthes* 與 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 帶之下部，故顯然岩石地層層序與生物地層層序有不甚吻合的現象。陳志雄（1988）於本區域之都巒山層上部採樣研究結果，發現有屬於張分層中所謂 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia crassaformis* 亞帶之有孔蟲族羣。而張（Chang, 1968）亦認爲都巒山層之部份地層是屬於 *Sphaeroidinella dehiscens* 帶。顯然張之化石分帶在層序上有所矛盾，在本節最後的超微化石討論中，證明當時劃分生物地層層序的基準與目前的標準有所出入。上述之誤差可能是由於其大部份標本中未能發現 *Sphaeroidinella dehiscens* 所致。因此張所認爲 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 帶與 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia tosaensis* 亞帶之間有地層缺失，但本文認爲不存在。其實本地區地層是可以以 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia crassaformis* 亞帶（N19）直接與 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia tosaensis* 亞帶（N21）接觸。當時張（Chang, 1967, 1968, 1969）認爲 *Globigerina nepenthes, Globoquadrina altispira*

與 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 等是絕滅於中新世晚期，而只要上述三種化石與 *Sphaeroidinella dehiscens* 同時出現，即認爲該三種化石均爲再積性化石。布羅（Blow, 1969）認爲 *Globigerina nepenthes* 與 *Sphaeroidinellopsis seminulina* 的存限可延至上新世早期，而 *Globoquadrina altispira* 甚至可延至上新世晚期。因此含上述三種浮游性有孔蟲化石的地層應相當於張的 *Sphaeroidinella dehiscens/Globorotalia crassaformis* 亞帶才合理。依蕃薯寮坑野外調查結果，本區域並不適合生物地層研究，因本地區之岩層曾受沉積當時的崩移作用與後期構造運動之影響，而難於建立完整的地層層序。但於海岸山脈全域的野外調查之後，認爲泰源西側的馬達吉達溪剖面是一個完整的地質剖面。陳志雄（1988）完成該剖面的有孔蟲化石之生物地層的研究，他據化石研究將本剖面中，上覆於都巒山層的地層劃分爲 *Sphaeroidinella dehiscens—Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Sphaeroidinella dehiscens—Globoquadrina altispira, Globorotalia tosaensis—Goloboquadrina altispira, Goloboquadrina altispira—Globorotalia truncatulinoides* 與 *Globorotalia truncatulinoides* 等五個浮游性有孔蟲化石帶（表一、二、三、四）。其中含 *Sphaeroidinella dehiscens—Sphaeroidinellopsis subdehiscens* 與 *Sphaeroidinella dehiscens—Globoquadrina altispira* 兩帶地層與岩石地層單位上的蕃薯寮層相對比。

陳文山（1988）於海岸山脈選擇八個具代表性且完整的地層剖面進行超微化石研究。此八個剖面，分別爲丁子漏溪，秀姑巒溪，水母丁溪，樂合溪，鱉溪，三仙溪，馬達吉達溪與入江溪。將得自八個剖面的超微化石資料與馬廷尼（Martini, 1971）及岡田等（Okada and Burkry, 1980）之化石帶相比較，劃分爲 NN12/NN13—Lower NN15 帶（CN10a/CN10c—CN11a帶），Upper NN15—NN18 帶（CN11b—CN12d 帶）與 NN19 帶（CN13a—CN14a 帶）。本研究結果大致與紀等（Chi *et al.*, 1981）者相吻合，而與張（Chang, 1967, 1968, 1969）修正後之結果亦相吻合。本區域在此時代正處於造山運動之過程中，沉積物夾帶許多再積性化石，因此生物之絕滅面不易應用（陳文山，1988）。以上各化石帶劃分之依據如下：NN12/NN13—Lower NN15 帶，不含 *Discoaster quinqueramus*, small *Gephyrocapsa*，與 *Pseudoemiliania lacunosa*，但含有 *Sphenolithus abies* 與 *Reticulofenestra pseudoumbilica*。Upper NN15—NN18 帶含有 small *Gephyrocapsa oceanica*。NN19 帶則含有 *Gephyrocapsa oceanica*（表一、二、三、四）。若依岩石地層單位之比較，蕃薯寮層之上部界面則相當於 Upper NN15—NN18 帶之下部。若與浮游性有孔蟲化石之對比，蕃薯寮層上部界面是相當於 *Globorotalia tosaensis* 之起始面，其絕對年代約爲3.0百萬年前。此時間面乃相當於超微化石帶 NN16 帶之下部

（CN12a）。所以蕃薯寮層超微大致相當於化石帶之 NN12/NN13—Lower NN16 帶（CN10a/CN10c—CN12a帶）。

八里灣層

張（Chang, 1967, 1968, 1969）認爲八里灣層相當於 *Sphaeroidinella dehiscens /Globorotalia crassaformis* 亞帶及 *Sphaeroidinella dehiscens/Goloborotalia tosaensis* 亞帶。但因他當時所認定之部分有孔蟲的絕滅面與現在不同，並且與目前之野外分層有所出入，因此對上述對比不敢苟同。陳志雄（1988）以馬達吉達溪剖面重新研討此地層之有孔蟲化石，結果認爲八里灣層相當於 *Globorotalia tosaensis—Globoquadrina altispira, Globoquadrina altispira—Globorotalia truncatulinoides* 與 *Globorotalia truncatulinoides* 等三化石帶（表一、二、三、四），並大致可以*Globorotalia tosaensis* 之起始面爲岩石地層單位之蕃薯寮層與八里灣層之界面，絕對年代大致爲 3.0 Ma。陳文山（1988）據超微化石之研究，認爲八里灣層大致相當於 Upper NN15—NN18 帶的下部至 NN19 帶之間。上述生物地層研究是以北段與南段西側的岩層爲主，但南段東側地層之對比則有差異。東側都巒山層之上覆岩層主要爲泥岩與砂頁岩互層，此岩相可與八里灣層相對比，但據化石族羣特徵是可與蕃薯寮層之化石層帶對比，因此岩石地層單位之下部八里灣層可與陳志雄（1988）之（*Sphaeroidinella dehiscens/Spaeroidinellopsis subdehisens*）亞帶與（*Sphaeroidinella dehiscens/Globoquadrina altispira*）亞帶及陳文山（1988）之 NN12/NN13—Lower NN16 帶（表一、二、三、四）相對比，時代爲上新世早期。

利 吉 層

張（Chang, 1967, 1969）最早研究利吉層之有孔蟲化石，其中部份標本含有 *Sphaeroidinella dehiscens* 帶之有孔石化石族羣，認爲其時代可能屬於上新世早期至上新世晚期，其中部份含有中新世的移置化石。上述研究之後有黃等（Huang *et al.*, 1979），紀等（Chi *et al.*, 1981），紀（1982），李（1984），巴利葉等（Barrier and Muller, 1984）與陳文山（1988）之超微化石研究。紀等（Chi *et al.*, 1981），紀（1982），李（1984）與巴利葉等（Barrier and Muller, 1984）研究均論及利吉層中基質泥的超微化石，但因基於利吉層爲傾瀉層的研究，所以認爲其最後沉積的時代爲早期上新世末期（NN15 帶）。陳文山（1988）之結果與上述稍有異，認爲代表較年輕的化石，如 small *Gephyrocapsa, Pseudoemiliania locunosa* 與 *Gephyrocapsa oceanica* 均表示其年代可追溯至更新世。作者認爲利吉層之成因是爲混同層，因此據化石資料及野外地層之構造關係，認爲至少利吉混同層一部分應該在目前海岸山脈沉積岩沉積之後（晚更新世早期之後）因碰撞作用而

部分岩層被剪碎所形成。因此其最後形成的時代應延伸到更新世晚期至迄今尚在進行。目前利吉層所見之化石族羣均來自其所剪碎的地層。因此常發現基質泥與岩塊中含有相同的化石族羣。目前爲止，利吉層中所發現之年代最新之化石爲 *Globorotalia tosaensis* (Huang, 1969) 及 *Gephyrocapsa oceanica*（陳文山，1988）。

卑南山、舞鶴、米崙礫岩

張 (Chang, 1967) 於卑南山礫岩中發現 *Sphaeroidinella dehiscens* 浮游性有孔蟲，而認定其年代爲上新世。紀 (Chi, *et al.*, 1983) 雖於此礫岩中發現*Sphenolithus abies, Reticulofenestra pseudoumbilica* 等超微化石，但其以岩性的比較，推論此礫岩應年輕於八里灣層（大港口層，上部更新世早期的地層）。

紀等 (Chi, *et al.*, 1983) 於米崙礫岩中發現 *Gephyrocapsa oceanica*，但沒有 *Pseudoemiliania lacunosa*，故其認爲此礫岩之時代爲更新世中期 (NN20)。

米崙礫岩至今尚沒有化石的研究資料，僅陳等 (Chen, *et al.*, 1990) 於其中取一漂木作碳14定年研究，其年代老於五萬年。

有關上述三層礫岩層時代的研究資料非常缺乏，但以岩性的比較，本文持與紀等 (Chi, *et al.*, 1983) 相同之看法認爲其沉積時代應晚於上部八里灣層之時代（更新世晚期）。

都巒層

陳等 (Chen, *et al.*, 1990) 於都巒村附近之砂泥質岩層中採一漂木化石經碳14定年研究，其年代爲 7560＋60 yr.B.P. 表示都巒層之時代爲全新世早期。

海階沉積物與珊瑚礁

本區域之海階沉積物與隆起珊瑚礁的定年樣本，絕大部分以珊瑚礁爲主，少部份來自海階沉積物中漂木或貝類化石 (Peng, *et al.*, 1977；賴，1986；Lin, 1969; Konishi, *et al.*, 1968; Chen, *et al.*, 1990)。因目前定年資料有限，又缺乏詳細之野外調查，無法論及各種定年資料的差異性。但大略而言，目前各處之定年結果皆屬於全新世時期。陳等 (Chen, *et al.*, 1990) 認爲目前海岸山脈低於海拔100公尺以下之海階臺地與隆起珊瑚礁，應爲全新世之產物。

參 考 文 獻

王士偉 (1988) 臺灣海岸山脈港口石灰岩之沉積環境及 *Lepidocyclina* 之生物計量。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，91頁。

石再添、鄧國雄、許民陽、楊貴三 (1988) 臺灣花東海岸山脈海階的地形學研究。國立師範大學地理研究所，地理研究報告，第14期，第1～50頁。

李　民（1984）臺灣東部海岸山脈南段瑞源地區的地質。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，54頁。

林朝棨（1957）臺灣地形。臺灣省通志稿，卷一，臺灣省文獻委員會，423頁。

紀文榮（1982）臺灣利吉層與墾丁層內之超微化石及其在地層構造上之意義。地質，第四卷，第一期，94～99頁。

莊文星（1988）臺灣新生代晚期火山岩之定年與地球化學研究及其在地體構造上之意義。國立臺灣大學海洋研究所博士論文，161頁。

徐鐵良（1954）臺灣東部海岸山脈之水成岩沉積時變形。臺灣省地質調查所彙刊，第六號，第37～43頁。

陳文山（1988）臺灣海岸山脈沉積盆地之演化及其在地體構造上之意義。國立臺灣大學地質研究所博士論文，304頁。

陳志雄（1988）臺灣海岸山脈泰源地區上新世至更新世之生物地層研究。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，35頁。

黃富文（1976）花蓮安通附近大港口層及利吉層砂岩之比較研究。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，34頁。

楊燦堯（1987）臺灣東部海岸山脈奇美火成雜岩之岩石化學及核飛跡研究。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，123頁。

鄧屬予（1981）淺談利吉層的成因及其在大地構造上的意義。地質，第三卷，第51～62頁。

賴政國（1986）臺灣東部海岸山脈成功至豐濱海階地形之研究。國立臺灣大學地理研究所碩士論文，111頁。

魏國彥（1978）東部海岸山脈港口石灰岩基於古生物學的研究。國立臺灣大學地質研究所碩士論文，75頁。

Barrier, E. and Muller, C. (1984) New observations and discussion on the origin and age of the Lichi Melange. Mem. Geol. Soc. China, no. 6, p. 303-326.

Barrier, E. and Chu, H. T. (1984) Field trip guide to the longitudinal valley and the Coastal Range in eastern Taiwan. Sino-French colloquium on geodynamics of the Eurasian-philippine Sea plate boundary, Field guidebook, p. 27-49.

Biq, Chingchang (1971) Comparision of melange tectonic in Taiwan and in some other mountain belts. Petrol. Geol. Taiwan, no. 9, p. 79-106.

_____ (1973) Kinematic pattern of Taiwan as an example of actual continent-arc collision. Report of the Seminar on Seismology, US-ROC Cooperative Science Program, 25, p. 149-166.

Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Bronnimann, P. and Renz, H. (eds.). Internatl. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva, 1967, Proc. vol. 1, p. 199-421.

Chai, B.H.T. (1972) Structure and tectonic evolution of Taiwan. Am. Jour. Sci., vol. 272, p. 389-422.

Chang, L.S. (1967) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera. (I. Southern Part). Proc. Geol. Soc. China, no. 10, p. 64-76.

_____ (1968) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera. (II. Northern Part). Proc. Geol. Soc. China, no. 11, p. 19-33.

_____ (1969) A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera. (III. Middle Part). Proc. Geol. Soc. China, no. 12, p. 89-101.

Chang, L.S. and Chen, T.H. (1970) A biostratigraphic study of the Tertiary along the Hsiukuluanchi in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera. Proc. Geol. Soc. China, no. 13, p. 115-128.

Chen, W.S. and Wang, Y. (1988a) Volcaniclastic and biogenic sequence of the Tuluanshan Formation, Coastal Range, Taiwan. Symposium on the Arc-continent Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, p. 6-1—6-27.

_____ (1988b) The Plio-Pleistocene basin development in the Coastal Range of Taiwan. Acta Geol. Taiwanica, no. 26. (in press)

Chen, W.S., Huang, M.T. and Liu, T.K. (1990) Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range. Proc. Geol. Soc. China, vol. 32. (in press)

Chi, W.R., Namson, J. and Suppe, J. (1981) Record of plate interactions in the Coastal Range, eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, no. 4, p. 155-194.

Chi, W.R., Huang, H.M., and Wu, J.C. (1983) Ages of the Milun and Pinanshan conglomerates and their bearings on the Quaternary movement of eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, vol. 26, p. 67-75.

Dorsey, R.J. (1985) Petrography of Neogene sandstones from the Coastal Range of eastern Taiwan, Response to arc-continent collision: Petrography of Neogene sandstones from the Coastal Range of eastern Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, no. 21, p. 187-216.

_____ (1988) Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision: evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan. Jour. Sediment. Petrol., vol. 58, no. 2, p. 208-218.

Dorsey, R.J. and Lunberg, N. (1988) Field trip guide to Neogene sedimentary rocks in the Coastal Range. Symposium on the Arc-continent Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, p. 7-1—7-33.

Ernst, W.G. (1977) Olistostromes and included ophiolitic debris from the Coastal Range of Eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, vol. 2, p. 97-114.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.U. (1984) Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 427 pp.

Ho, C. S. (1969) Geological significance of potassium-argon ages of the Chimei Ignious Complex in eastern Taiwan. Bull. Geol. Surv. Taiwan, no. 20, p. 63-74.

_____ (1977) Melange in the Neogene sequence of Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, no. 2, p. 85-96.

_____ (1979) Geologic and tectonic framework of Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, no. 3, p. 57-72.

Hsu, T.L. (1956) Geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. Bull. Geol. Surv. Taiwan, no. 8, p. 39-63.

_____ (1981) Field trip guide to the Lichi melange in Tatung. Seminar on plate tectonics and metamorphic geology, Field Guidebook, p. 62-65.

Huang, C.Y., Yuan, P.B. and Teng, L.S. (1988) Paleontology of the Kangkou Limestone in the middle Coastal Range, eastern Taiwan. Acta Geol. Taiwanica, no. 26, p. 133-160.

Huang, T.C., Chen, M.P. and Chi, W.R. (1979) Calcareous nannofossils from the red shale of the ophiolite-melange complex, eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, no. 3, p. 131-138.

Huang, T.Y. (1969) Some planktonic foraminifera from a bore at Shihshan, near Taitung, Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, no. 12, p. 103-119.

Hsu, K.J. (1988) Melange and the melange tectonics of Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, vol. 31, no. 2, p. 87-92.

Juang, W.S. and Bellon, H. (1984) The potassium-argon dating of andesite from Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, no. 27, p. 86-100.

Karig, D.E. (1973) Plate convergence between the Philippine and Ryukyu Islands. Mar. Geol., vol. 14, p. 377-389.

Konishi, K., Omura, A. and Kimura, T. (1968) 234U/230Th dating of some late Quarternary coralline limestones from southern Taiwan (Formosa). Geol. and Paleont. of Southern Asia, vol. 5, p. 211-224.

Lin, C.C. (1969) Holocene geology of Taiwan. Acta Geol. Taiwanica, vol. 13, p. 83-126.

Liou, J.G., Lan, C.Y. and Ernst, W.G. (1977) The East Taiwan Ophiolite. Mining Res. Serv. Organ. (Taipei) Sp. Pub., no. 1, 212 pp.

Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. *In* Farinacci, A. (ed.), II. Planktonic Conf. Proc., Rome, Edizioni Tecnoscienza, vol. 2, p. 739-785.

Mitchell, A.H.G. (1986) Ophiolite and associated rocks in four settings: Relationships to subduction and collision. Mem. Geol. Soc. China, no. 7, p. 91-106.

Okada, H. and Burkry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low letitude coccolith biostratigraphic zonation (Burkry, 1973, 1975), Mar. Micropaleotol., vol. 5, p. 321-325.

Page, B.M. (1978) Franciscan melange compared with olistostromes of Taiwan and Italy. Tectonophysics, vol. 47, p. 223-246.

Page, B.M. and Suppe, J. (1981) The Pliocene Lichi Melange of Taiwan: its plate tectonic and olistostromal origin. Am. Jour. Sci., vol. 281, p. 193-227.

Peng, T.H., Li, Y.H. and Wu, Francis T. (1977) Tectonic uplift rates of the Taiwan island since the early Holocene. Mem. Geol. Soc. China, no. 2, p. 57-69.

Song, S.R. and Lo, H.J. (1988) Andesites and related rocks of the Coastal Range, eastern Taiwan. Symposium on the Arc-continent Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, p. 5-1—5-25.

Teng, L.S. (1979) Petrographical study of the Neogene sandstones of the Fanshuliao Formation, northern Coastal Range, eastern Taiwan. (I. Northern Part). Acta Geol. Taiwanica, no. 20, p. 129-155.

_____ (1980) On the origin and tectonic significance of the Lichi Formation, Coastal Range, eastern Taiwan. Ti-chih, vol. 2, p. 51-62.

_____ (1982) Stratigraphy and sedimentation of the Suilien Conglomerate, Northern Coastal Range, eastern Taiwan. Acta Geol. Taiwanica, no. 21, p. 201-220.

Teng, L.S. and Wang, Y. (1981) Island arc system of the Coastal Range, eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, no. 24, p. 99-112.

Teng, L.S. and Lo, H.J. (1985) Sedimentary sequences in the island arc settings of the Coastal Range, eastern Taiwan. Acta Geol. Taiwanica, no. 23, p. 77-98.

Teng, L.S. and Chen, W.S. (1988) Stratigraphy and geologic history of the Coastal Range, eastern Taiwan. Symposium on the Arc-continent Collision and Orogenic Sedimentation in eastern Taiwan and Ancient Analogs, Field Guidebook, p. 4-1—4-25.

Wang, C.S. (1968) Sandstones in the turbidite formations around the southern plunge of the eastern Coastal Range near Taitung. Acta Geol. Taiwanica, no. 12, p. 1-7.

_____ (1976) The Lichi Formation of the Coastal Range and arc-continent collision in eastern Taiwan. Bull. Geol. Surv. Taiwan, no. 25, p. 73-86.

Yang, T.Y., Liou, T.K. and Chen, C.H. (1988) Thermal event records of the Chimei Igenous Complex: Constraint on the ages of magma activities and the structural implication based on fission track dating. Acta Geol. Taiwanica, no. 26, p. 237-246.

Yen, T.P. (1968) Volcanic geology of the Coastal Range, eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, no. 11, p. 74-88.

STRATIGRAPHY OF THE COASTAL RANGE, EASTERN TAIWAN

Chen, W.S.,[1] Chen, J.S.,[1] Wang, Y.[1] and Huang, T.Y.[2]

ABSTRACT

The tectonic history of the Coastal Range, in brief, is a history of plate subduction and collision. Here we newly propose a stratigraphic scheme for the Coastal Range, which is composed of eight characteristically different formations, as follows: (1) The Tuluanshan Formation represents volcanic products from the volcanic arc in the subduction period. The lithofacies of the Tuluanshan Formation includes lava flow, volcanic breccia, redeposited volcaniclastic rocks and dikes. Volcanic rocks are composed of hornblende andesite (including augite-hornblende andesite and hornblende andesite), two pyroxene andesite and two pyroxene-hornblende-biotite andesite. Age of the Tuluanshan ranges from early Miocene to late Miocene or early Pliocene. (2) The Kangkou Limestone, conformably overlying the volcanic rocks or the redeposited volcaniclastic rocks, is dominantly composed of biogenic or bioclastic lenticular limestone. Its age is suggested to be from early Pliocene to late Pliocene. (3) The Fanshuliao Formation conformably overlies the Tuluanshan Formation. The source materials of the Fanshuliao Formation, consisting of alternating thin bedded sandstone and mudstone turbidites, are observed to contain both arc- and continent-derived sediments during the arc-continent collision. Petrographically, it is dominated by quartzwacke sandstone evidently from the Asiatic Continent, with volcaniclastic and bioclastic alternating sandstone and mudstone from the volcanic island. The age of the Fanshuliao Formation is largely early Pliocene. (4) The Paliwan Formation conformably overlies the Tuluanshan Formation, the Kangkou Limestone the Fanshuliao Formation. The Paliwan Formation is composed of graywacke sandstone derived from the orogenic belt. The lithology of the Paliwan Formation is composed of conglomerate, mudstone, thin bedded alternating sandstone and mudstone. Based on the lithologic difference, it can be divided into the Shuilien, Futien and Taiyuan Members. Its age ranges from early Pliocene to early Pleistocene. (5) The Lichi Melange consists of blocks of sedimentary, andesitic and ophiolitic blocks embedded in mainly hemipelagic mud with remarkable shears under considerable confining pressure. The age of this formation is suggested to be from early Miocene to late Pleistocene. (6) The Peinanshan, Milun and Wuho Conglomerates, uncomformably overlie the Tananao metamorphic complex, are mainly composed of slate, metasandstone marble and schist pebbles. The age of these formations are suggested to be

1. Department of Geology, College of Science, National Taiwan University.
2. Central Geological Survey, MOEA.

late Pleistocene. (7) The Tuluan Formation, uncomformably overlying the Paliwan Formation, is composed of submarine slump beds. The Tuluan Formation was produced presumably during the uplifting period of the Coastal Range. Its age is early Holocene. (8) The marine-terrace deposits and rasied coral reefs, formed due to uplifting of the Coastal Range, are distributed over the eastern coast of the Range. They overlie uncomformably the preceding stata, and are Holocene in age.