

中央山脈西翼及脊樑山脈區的地質

何春蓀*

一、 引 言

地理分布 中央山脈的西翼和最高的脊樑嶺線大部份是由堅硬或是經過輕度變質的第三紀巨厚泥質沉積岩組成，這些岩石構成第三紀變質雜岩基盤以西中央山脈的第二個地質亞區，地質上造成這個變質基盤的蓋層。這個地質亞區包括中央山脈的脊樑山嶺和它的西側山地，它向南可以延伸到恆春半島而且包圍了中央山脈東側大南澳片岩帶的南端。在中央山脈東側從臺東到玉里的一條狹長板岩和千枚岩帶也屬於這一個地質亞區。為敘述方便起見，這一個地質亞區的岩層會被稱為中央山脈的硬頁岩和板岩帶或硬頁岩和板岩系(何春蓀, 1967)。這一個板岩系的分布可見第五圖。

這個硬頁岩和板岩帶從臺灣東北端的三貂角開始，向南延長到恆春半島的牡丹山以南，全長約三百五十公里，最寬部分達到五十公里。它沿着中央山脈的脊樑部分造成一連串的高峯，和稍偏西的兩個最高山嶺：雪山山嶺和玉山山嶺。總計這一個泥質地帶占了臺灣山地略小於一半的面積。這些第三紀的泥質沉積岩層雖然覆蓋在先第三紀基盤之上，但是本身也會受到相當程度的變堅和變質作用。它們也是中央山脈西邊新第三紀盆地內時代較新地層中碎屑物質的來源。

岩性和地質分區 在岩石、構造及地層的研究上，可以把這硬頁岩和板岩系中的各種岩層

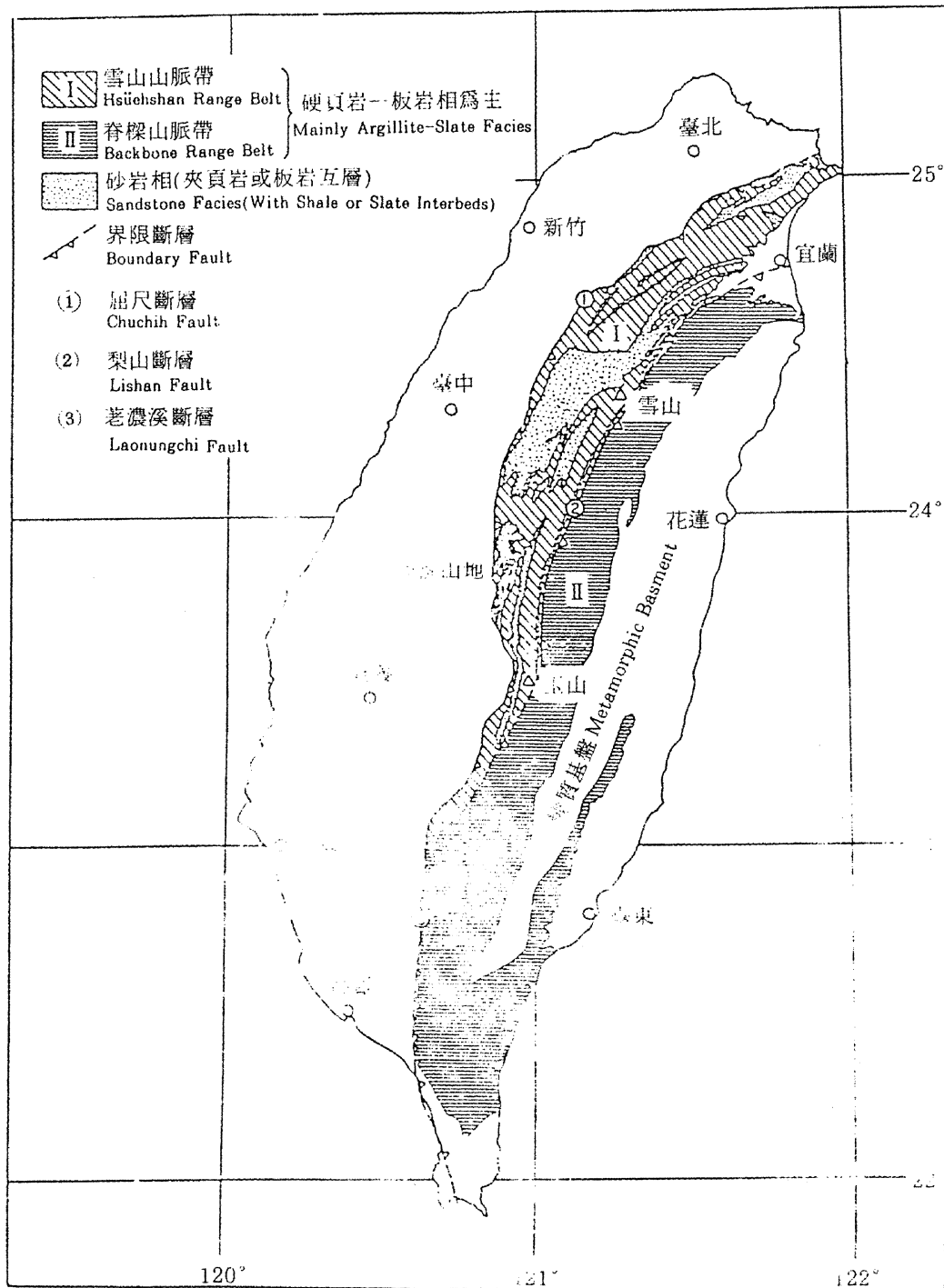
再東西分成兩種岩石地層組合或地質帶，分布在兩個不同的地理區內，成為第三紀亞變質岩區內的兩個岩石構造亞帶(第五圖)。西面一帶通稱為雪山山脈帶，雪山是臺灣第二個高山，約位於本帶的中央，本帶即因其而得名。這一帶長約二百公里，平均寬約二十到二十五公里。東北起自北海岸的福隆，向南延經烏來、雪山、埔里和日月潭地區，到達玉山山脈的南邊荖濃溪的上游為止，全省最高的玉山山嶺也包括在本地質帶之內。東面一帶位於雪山山脈的東邊和南邊，包括所有的脊樑山脈最高山嶺以及中央山脈的南部和玉山山脈以南的所有高山，這一帶稱為脊樑山脈帶。雪山山脈帶在西邊以屈尺斷層和西部麓山地質區分隔，在東邊以梨山斷層和脊樑山脈帶相隔(見第五圖)。

本地質區內大部份的沉積物是深灰或灰黑色劈理良好的硬頁岩(Argillite)、板岩(Slate)、以及千枚岩(Phyllite)；換句話說，就是經過變堅或變質的泥質岩石，這些岩石中常含有許多小石英脈。泥質岩在西部以硬頁岩為主，向東漸漸變為板岩或千枚岩。硬頁岩的定義是變堅的頁岩，只受過極輕微的擠壓；如變質度增高，較硬的頁岩就漸變為板岩。這些泥質岩石的變質度從本帶的西界向東邊的先第三紀基盤或中央山脈的核心地帶逐漸增強。控制岩石變質度的主要因素是泥質沉積物距離強烈變動中心的遠近，所以變質度較高的岩石不一定時代就較老。

* 經濟部中央地質調查所及能源礦業研究所地質顧問

白色和灰色的砂岩在這個巨厚的頁岩層中構成另一個重要岩相(見第五圖)，砂岩中通常夾有薄層或不規則凸鏡狀的石墨質煤或炭質頁岩。白色砂岩有時變為中粒至粗粒的石英岩，灰色砂岩則變為較細粒的硬砂岩。砂岩常成厚層塊狀，有時也夾有灰黑色硬頁岩和板岩的互層。砂岩段和頁岩段之間的地層界線是屬於漸變的，在一般大比例尺的地質圖上都早現犬牙相錯之狀。石灰質或泥灰質的凸鏡體或結核多

散布在中央山脈高處的板岩中，薄而不連續的礫石層或凸鏡體則出現在硬頁岩和板岩帶的東部及南部，所含的礫石部分來自變質基岩，部分來自硬頁岩和板岩。玄武岩質的碎屑岩和凝灰岩是這個泥質地層中最多的火山岩，多成散佈的不規則岩體，一般延展不廣，此外尚有少許安山岩、輝綠岩、以及其他不同成份的火山碎屑岩。



圖五 中央山脈硬頁岩及板岩系中之地質帶與砂岩相分布圖

二、地層概述

地層分類 在這岩單性單調的泥質岩石中，岩石地層的分類十分困難，所以對這巨厚的硬頁岩和板岩系的地層分析仍舊不十分清楚。困難的原因在岩性缺少變化、地層層序不明、分布在不同時代岩石中的化石有限、以及連續沉積的岩層間缺少明顯的間斷。由於沒有岩性或構造上的明顯變化，詳細的地層劃分就很難確定。因為全岩系的底層和頂層的界線都不清楚，所以完整的地層層序和這個硬頁岩和板岩系的總厚度也無法確知，但是推想其總厚度一定在數千公尺以上。由於廣大地區中可能發生的同斜摺曲和逆衝斷層，因而地層重覆出現的現象相當普遍，局部地區倒轉的地層也很明顯。

上述雪山山脈和脊樑山脈兩個地質帶中雖然都以板岩及其他變質泥質岩層為主，但是各地質帶都仍有各自的岩石組成，可以大致作為岩石地層分類的依據。這兩帶中岩性的不同可以代表不同的沉積環境和成岩條件，所以這兩帶的岩層也要分別用兩組不同的地層命名系統來表示之。雪山山脈帶的特徵是具有炭質岩層、厚層白色石英岩質砂岩，和幾乎沒有石灰質凸鏡體，其頁岩質沉積物除一部好像未受變質作用者外，多數已經變成硬頁岩，部分變質比較強的就成為板岩，礫岩很少發現，火山碎屑岩則在這一帶的北部和中部比較多一點。在脊樑山脈帶中岩石的變質度增強，板岩或千枚岩是主要的岩石，其中夾有泥灰質或石灰質的結核以及粉砂岩、砂岩、和礫岩的夾層。板岩有時和薄層至中層的石英砂岩成為緊密互層，但是沒有厚層的粗粒白色石英岩相和炭質地層。火山碎屑岩則多在脊樑山脈的中部和南部出現。

雪山山脈帶中出露的岩層可以區分為兩個顯著的岩相：硬頁岩及板岩相和炭質砂岩相（第五圖）。炭質砂岩相由厚層至中層白色或灰色的砂岩作為代表，局部含有薄層凸鏡狀的煤層和炭質頁岩。在分層不易的泥質岩層中，這厚層的炭質砂岩提供了劃分地層的最好岩性標誌，硬頁岩或板岩和厚砂岩層之間的分界可以成為合適的岩石地層單位的界線。

東部的脊樑山脈帶是臺灣在地質上了解得最少的地區，由於地形崎嶇而且難以攀涉，過去只做過大區域的沿溪路線調查。因為本帶沒有炭質砂岩出露，所以雪山山脈的地層系統不能向東延用到脊樑山脈帶。因之本帶只能劃分出兩個廣泛的地層單位，這就是中新世的廬山層和始新世的畢祿山層。這兩個地層大部分由板岩、千枚岩以及若干硬砂岩夾層組成，但是畢祿山層中所含的砂岩層要多得多，尤其是在它的下部，而且泥灰質、石灰質、及礫岩所成的凸鏡體也多散布在畢祿山層的中間，這是岩性上兩者稍有不同的地方。這兩個地層之間目前尚未發現漸新世的化石，所以兩者之間可能有一個地層間斷，以後還要討論。

化石和時代 硬頁岩和板岩帶中的化石羣以有孔蟲為主，貝類為次，最近在變質度較低的頁岩中又發現不少鈣質超微化石。其他的化石有珊瑚類、海膽類、和藻類。這些化石都聚集在若干化石帶中，散布在頁岩或石灰質凸鏡體中，有一部分化石來自礫岩的填充物中，在白色石英砂岩中很少有保存良好的有機體。在本岩系中，雖然低度變質作用可能催毀一部分的化石，但是局部化石尚保存良好，可以鑑定。這些化石分布在許多分散的露頭中，可以作為判斷地層時代比較可靠的依據。但是因為化石帶並不連續出現，而且很多岩段中沒有發現化石，所以完整的化石分帶研究尚不容易做到。

在最早的地質圖和報告中，都把這硬頁岩和板岩帶的時代認為是先第三紀。以後在其中發現的化石多半屬於有孔蟲類，多在中央山脈高處出露的石灰質結核或凸鏡狀礫岩的礫石或填充物中找到。這些化石的時代多屬於始新世，因之早期的學者就認為這未分層的硬頁岩和板岩系屬於始新世。其後張麗旭(1954)首先在臺灣西北部的若干地方發現漸新世的化石，但尚未在同地見到始新世的標準化石。以後的年份又發現更多屬於漸新世的地點，於是這硬頁岩和板岩帶才被認為大部屬於古第三紀。後來的詳細調查又在臺灣中部霧社(仁愛鄉)廬山溫泉附近的板岩地區發現屬於中新世的有孔蟲類(張麗旭, 1962)，這類中新世的有孔蟲更在臺灣南部、西北部、東北部、及恆春半島各地的破

頁岩和板岩帶中絡續發現。基於有孔蟲的研究，這板岩和硬頁岩帶的時代已經被認為從始新世開始，經過漸新世，向上可以延伸到中新世的中期。

地層系統 中央山脈西翼板岩區內的地層系統因為地質背景和沉積環境的不同，所以在不同的地質和地理區內皆有不同的地層系統，不能由一個統一的地層系統來概括本地質區內的所有地層。第二表就是根據現在所有的資料，把中央山脈硬頁岩及板岩帶內的地層分區列示，並指出各地層的大致時代和相互對比的關係。所有地層先分為雪山山脈帶和中央脊樑山帶兩大地層系統。再因南北岩相的變化，又把雪山山脈帶的地層和命名分為北部和中部及南部兩部來表示之，可見第二表。各不同地層在中央山脈中的分布可見第六圖。各不同地層的岩性敘述等可見以下各節所述。

三、 雪山山脈帶北部的地層

西村層 這是雪山山脈帶北部出露的最老地層，由葉理發達的深灰色板岩和千枚岩質板岩所構成，夾有暗灰色、粗粒、堅硬的石英砂岩互層，這種互層尤其常見於本層的較下部。西村層主要露頭形成一條狹帶，構成一個背斜構造的軸部，從它的標準地點北橫公路桃園縣和宜蘭縣交界附近的西村向東北延伸到靠近宜蘭平原的員山附近。在標準地點背斜中心部分出

露的西村層，厚度可以達到六百公尺，但是下部並沒有完全出露。西村層的時代被推定為漸新世至始新世，在岩性和地層層位上被認為可以和雪山山脈帶中部的佳陽層相當。

四稜砂岩 四稜砂岩是一個很重要的岩性層準，時代暫定為漸新世下部，其標準地點在北部橫貫公路上的四稜，屬宜蘭縣。本層的特徵就是以厚層淺灰色到灰白色石英岩質砂岩或石英岩為主，夾有暗灰色硬頁岩或板岩，砂岩混有炭質頁岩時常呈現暗灰的色調。炭質頁岩部分可以變為煤或石墨質煤的凸鏡體，因為含有太多的雜質，這種煤或石墨不值得開採。砂岩是中粒到粗粒，甚至可以達到礫石般大的粗粒石英岩。由於長石礦物的含量增加，有時也有長石質或亞長石質砂岩出現。砂岩中常見交錯偽層和波痕。本層的標準地點四稜在構造上位於北部橫貫公路的一個東北走向的背斜層上。在這個背斜的東南翼，四稜砂岩厚約三百五十公尺，大部分由白色石英岩構成；但是到同一背斜的西北翼，四稜砂岩被一層厚約一百五十公尺的硬頁岩分為二部，其全部厚度可以增加到七百餘公尺。

四稜砂岩主要出露於臺灣的北部和東北部，最北分布在雪山山脈帶中的北勢溪及南勢溪與大漢溪的河谷中，都成小規模的露頭。在北宜公路的東段和北部橫貫公路上有分布較長的四稜砂岩露頭，零星分布的四稜砂岩也見於宜蘭

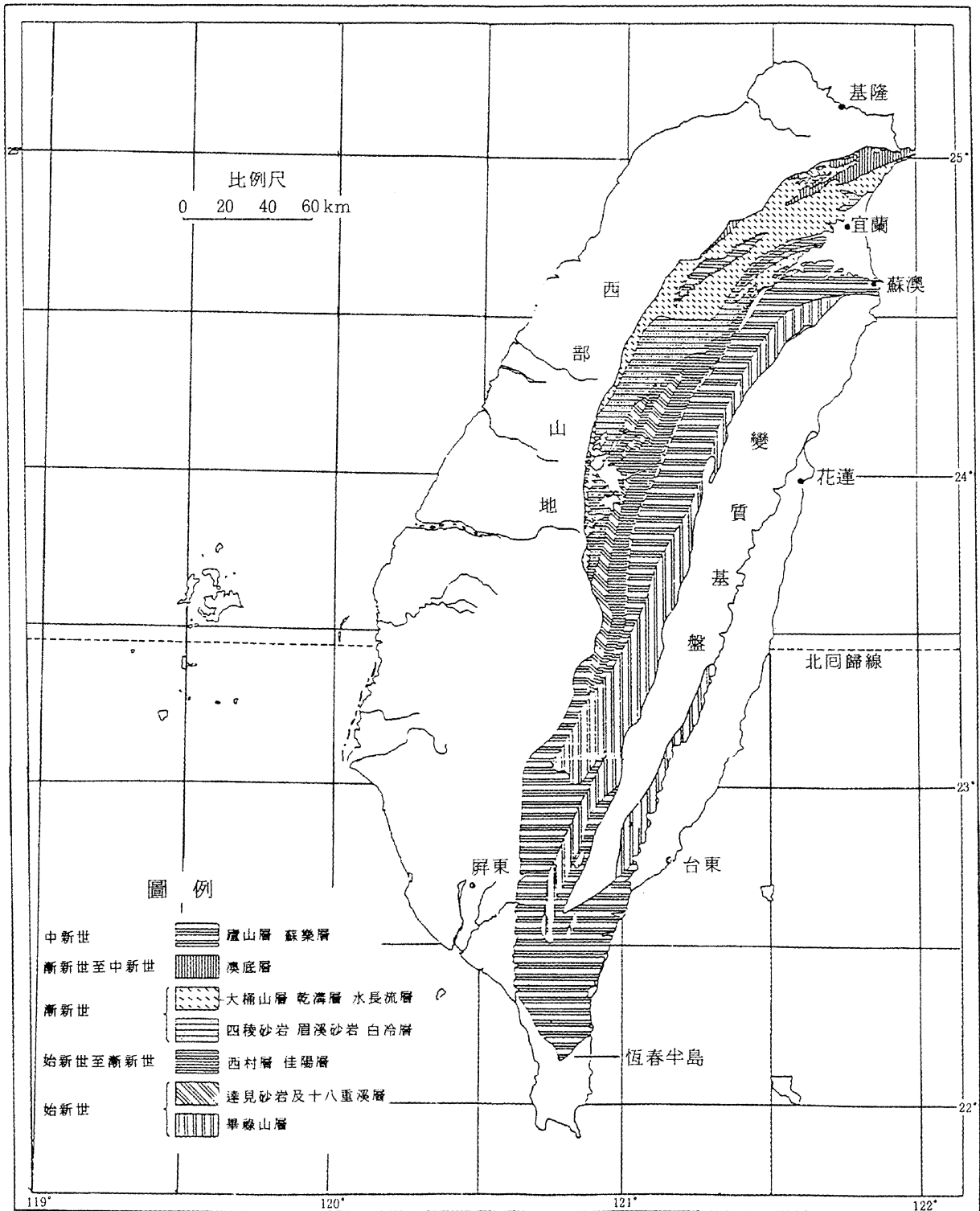
表二 臺灣中央山脈雪山山脈帶及脊樑山脈帶地層分類及對比表

地質時代	西部山地	雪山山脈帶北部	雪山山脈帶中部及南部		中央脊樑山脈帶
中新世	南港層 石底層 大寮層	蘇樂層			廬山層
中新-漸新世	木山層	澳底層			禮觀層(?)
漸新世	五指山層	大桶山層 (粗窟砂岩) 乾溝層	水長流層		地層間斷 (不整合?)
		四稜砂岩	眉溪砂岩	白冷層	
漸新-始新世		西村層	佳陽層		畢祿山層
始新世			達見砂岩 十八重溪層		(新高層)

平原西邊山地的頭城、礁溪、和員山一帶。南延到臺灣的中部，四稜砂岩的地層名字就為白冷層所取代；到了雪山山脈帶的東部，四稜砂岩的名稱又為眉溪砂岩取代。

乾溝層 所有雪山山脈帶中位於四稜砂岩以上的變質泥質沉積物都被分為兩個地層單位。上層為大桶山層，下層為乾溝層，時代屬漸新

世。臺灣中部的水長流層被認為是與這兩個地層相當。乾溝層以受了變堅作用成為硬頁岩或是受了變質作用成為板岩的黑色到深灰色頁岩質沉積物為主。硬頁岩和板岩相當緻密，通常形成陡壁，呈現清晰的木片狀破裂面。乾溝層中所含砂岩夾層不多，但是砂岩的成分由下而上逐漸增加，所以慢慢的就由乾溝層遞變為大



圖六 中央山脈西翼地質區地層分布圖

桶山層。乾溝層的厚度報導通常可以從六百公尺到最厚的一千二百公尺或以上，完全要看工作人員將乾溝層和大桶山層的界線放在什麼位置來決定。

大桶山層 從東北海岸南延到臺灣中部，大桶山層廣布在雪山山脈帶的主要摺曲構造的中間。本層的下部由暗灰色到黑色硬頁岩和顏色相近的灰色細粒砂岩和粉砂岩互層構成。硬頁岩和砂岩或粉砂岩彼此漸變，兩者間難作明顯的劃分，層厚通常在十公分到二公尺之間。堅硬緻密的泥質粉砂岩抗蝕力強，常沿着河床形成陡壁，地形上和砂岩的豚脊地貌很相似，這是大桶山層一個最顯著的特徵。大桶山層的上部由暗灰色堅緻的硬頁岩和砂質頁岩層雜着少量砂岩或泥質粉砂岩的互層組成。硬頁岩或泥岩在濕的時候呈塊狀，乾時就顯出良好的裂面或劈理面。一般層理有的明顯，有時也並不明顯，但是破劈理或板劈理則比較發達。大桶山層的厚度在不同報告中曾有八百公尺到二千公尺的差距，目前尚缺少從標準剖面量出的厚度，合理的厚度估計大約是一千五百公尺左右。

在雪山山脈帶的北部，大桶山層的下部岩層中夾有一個厚砂岩段。砂岩是暗灰色、泥質、細粒，並且含有少許硬頁岩的夾層，它的厚度大約是二百公尺以上，曾被命名為粗窟砂岩層，可以成為大桶山層和其下乾溝層分界的依據。可是粗窟砂岩到了烏來以南就消失不見，更向南大桶山層就和乾溝層直接相交。更南到了臺灣的中部，大桶山層和乾溝層已經很難區分，所以就有水長流層這個地層單被提出來，用以包括北部的大桶山層和乾溝層。

大桶山層在許多地方含有狹小的玄武岩質火山碎屑岩，也有少量的玄武岩流，通常成為凸鏡體或不規則體。乾溝層中也含有火山岩體，但數量上顯然少得多。

澳底層 在雪山山脈帶的北部，澳底層位在大桶山層的上部，兩相整合。但是澳底層不以硬頁岩或板岩為主，而是一個以砂岩較多的含炭質或煤層的地層，和四稜砂岩的沉積相類似。它的變質度極輕，只有輕微的變硬作用，和其下有較高變質度的其他地層也不太相同。本層的主要分布是在雪山山脈帶的東北部，迄今沒有發現本層出露在新竹縣頭前溪的西南地

區。本層在臺灣的東北部有兩條主要露頭帶，都呈東北走向，形成兩長條的向斜構造。

澳底層可以分為上下兩段。下段名媽岡段，厚約三百七十公尺，由深灰色頁岩夾有灰色細粒砂岩的薄互層組成。上段名枋脚段，在標準地點厚約三百五十公尺，它是含煤的岩段，大部分由厚層細粒到中粒的砂岩夾有黑色頁岩或炭質頁岩的互層所組成，所含煤層沒有開採價值。本層的時代是漸新世至中新世，可以和西部山地中的木山層相當。

蘇樂層 這是在第二次改編臺灣地質圖時新提出來的地層名字(何春蓀, 1986)，用以代表在雪山山脈帶中整合位於澳底層以上的第三紀最新地層，其時代可能屬於中新世的初期到中期。這個地層出現於前述澳底層所構成的第二條向斜構造中，大致位於臺灣北部大漢溪和頭前溪的上游三光至秀巒一帶。

根據塗明寬(1987)最近的調查報告，蘇樂層在標準地點的厚度約在一千公尺以上，由灰色硬頁岩、灰色細粒至中粒砂岩、頁岩、和砂岩與頁岩的互層組成，含有標準的中新世化石，其岩石甚少受到變質作用，或者只有輕度變硬作用。蘇樂層出露在雪山山脈帶的北部，在地層時代上可以和西部山地地質區中的大寮層至南港層相當，也可以和中央脊樑山脈帶中的廬山層相當，時代皆以中新世的中下期為主。

四、 雪山山脈帶中部和南部的地層

十八重溪層 這是雪山山脈帶中出露的最老地層，為李春生(1979)所命名，時代為始新世。十八重溪層的標準地點在南投縣東埔溫泉北面陳有蘭溪一條支流十八重溪。本地層主要由黑色至暗灰色板岩組成，其中夾有薄層變質砂岩以及板岩和變質砂岩所成黑白相間的薄葉互層(Interlaminations)，是為其主要岩性特徵，為追蹤十八重溪層一個重要指示。板岩中的砂岩為石英岩質，非常堅硬，呈中粒至細粒，淺灰色，有時微具石灰質。本地層呈南北向一長條岩帶，北自日月潭開始，向南可延長到玉山塔塔卡鞍部以南。十八重溪層內曾發現火成岩體的侵入，產狀似岩脈，以變質輝綠岩為主。

達見砂岩 達見砂岩是陳肇夏(1977)所提出

來的地層名稱，整合位於十八重溪層的上部，標準地點達見在臺中縣中部橫貫公路谷關和梨山之間。本層主要分布在雪山山脈帶的中部大甲溪、西螺溪、北港溪、陳有蘭溪及玉山塊一帶。本層主要由白色或淺灰色中粒至粗粒石英岩狀砂岩組成，呈厚層或塊狀，夾有薄層至厚層板岩或變質頁岩互層，頁岩有時略含炭質。陳肇夏報導達見砂岩全厚可達二千七百公尺，時代有屬始新世的可能。達見砂岩的下部含有岩石特殊的綠色綠泥石質砂岩，似含有不少火山岩物質在內，這個綠色砂岩是認識達見砂岩的重要指標。

佳陽層 本層也是陳肇夏(1977)所命名的新地層，其標準地點佳陽位於臺中縣中部橫貫公路達見水壩和梨山之間。本層主要由厚層板岩組成，夾有少量細粒砂岩或粉砂岩，板劈理至為發達，板岩中夾有少許燧石團塊。本層中所夾的砂岩由東向西遞增，但是地層厚度則由東向西減少。在標準地點達見附近的本層全厚可達三千公尺，但西至中橫公路的青山以西，本層厚僅一千四百公尺，且多厚層至中層的砂岩夾層。佳陽層中一般缺少化石，時代暫定為漸新世至始新世。佳陽層的底部為黑色板岩和變質砂岩的互層，砂岩含量稍增多，臺灣中央山脈中最高的主山主峯即由其組成，其中曾發現始新世的大型有孔蟲化石。

眉溪砂岩 臺灣中部整合位於佳陽層以上的地層為眉溪砂岩，這是陳肇夏調查埔里及霧社區地質時(1976)所創立的地層名稱。本地層可以取代北部常用的四稜砂岩，其標準地點眉溪位於埔里至霧社的公路上，在人止關附近有良好的剖面。眉溪砂岩的時代也暫定為漸新世，在雪山山脈帶的東緣組成一條長達一百公里以上的岩帶，北端起自宜蘭縣蘭陽溪的牛鬮和土場一帶，再向北和西北，本砂岩的相當地層就是前面討論過的四稜砂岩。眉溪砂岩沿蘭陽溪南延，經過蘭陽溪和大甲溪分水嶺的思源埡口，進入大甲河流域，再經過中橫公路梨山附近的佳陽和霧社附近的人止關，直達秀姑巒山的西邊孫海林道上。眉溪砂岩主要由層理良好的灰色細粒至粗粒堅硬砂岩和砂岩與黑色硬頁岩的互層組成，夾有薄層炭質頁岩。在本層的頂部，有一層厚一至五公尺的石英礫岩狀砂岩，

含有許多米粒般大小的石英礫，並常夾有貝類化石，砂岩多具泥質。眉溪砂岩在北部的蘭陽溪厚約二百公尺，向南到大甲河流域的梨山，厚約二百三十公尺，更南到大肚流域的人止關附近，其厚度增加到六百公尺以上。

白冷層 白冷層最早是烏居敬造(1935)首先提出來的地層名稱，用以代表廣布在臺灣中部大甲流域谷關一帶巨厚的白色砂岩層。白冷是大甲溪北岸谷關西面的一個小村落，位於中部橫貫公路的上部。白冷層主要部分為白色或灰白色、細粒到粗粒的石英岩質砂岩，其中夾有灰色的緻密砂岩和深灰色硬頁岩或板岩的互層，頁岩夾層在底部較多。砂岩的層厚可以從二十公分到二公尺不等，也有呈塊狀者。砂岩一般膠結堅強，具有交錯偽層，局部是礫岩狀砂岩。炭質顆粒或煤狀凸鏡體分布在不同層位的深灰色硬頁岩中間，尤其在白冷層出露地帶的西邊最多。可見到的煤層都很薄，而且沒有連續性，煤質已經因變質而稍具石墨質。在不同的剖面上，白冷層的厚度不一，已經量到的可以從五百公尺到二千五百公尺不等，這也可能是缺少層準依據所造成的結果。

根據最近的調查研究，都認為白冷層可以和雪山山脈帶北部的四稜砂岩及東部的眉溪砂岩相當，但是因為岩相的變異，三個地層的岩性並不相同，厚度變化更大。陳肇夏(1979)曾主張白冷層可以和東邊的眉溪砂岩、佳陽層、以及達見砂岩三個地層相當。但是最近的意見(李春生，1979)則主張白冷層相當於眉溪砂岩(四稜砂岩)及佳陽層。

水長流層 臺灣中部整合位於白冷層或四稜砂岩以上的地層是水長流層，組成的岩層以黑色硬頁岩和輕度變質的頁岩為主，一般岩石的變質度至為輕微。通常本層由暗灰色到黑色的硬頁岩構成，裏面常常含有海綠石或硫化鐵等礦物，海綠石的含量局部可高達百分之五十。這些頁岩質的沉積物有時含有植物碎片和暗紅色的土鐵石結核，也常常為石英脈或方解石脈所切割。灰色、細粒而堅緻的砂岩出現在不同層位的硬頁岩或板岩中，厚度在五到八十公分之間，有時可以超過一公尺。根據化石研究，水長流層的時代為漸新世，約略估計其全部厚度要超過一千五百公尺左右。

五、中央脊樑山脈帶的地層

畢祿山層 這是代表在中央脊樑山脈帶中出露不分層的始新世地層，在第二次新編的地質圖內(何春蓀，1986)首先提出應用，以代替原來的「新高層」地層名稱。

畢祿山層以板岩和千枚岩為主要岩性，但是在變質的泥質岩層中夾有較厚的變質砂岩層，有的為石灰質砂岩，有的為長石質砂岩，砂岩粒度由細粒至粗粒，層厚也有薄有厚。畢祿山層的板岩在岩性上的特點為時常夾有綠色至暗紅色的火山岩凸鏡體，多半已經變質，其原岩可能為輝綠岩或基性凝灰岩，這是除化石以外認識脊樑山脈中始新世地層的一個主要指標。此外畢祿山層中也常含有石灰岩或泥灰岩所成的岩層或凸鏡體，有時為石灰質礫岩，或為石灰質砂岩，畢祿山層中多數的始新世大型有孔蟲就產生在這些石灰質岩層中。礫岩的凸鏡體也常在畢祿山層中的不同層位內出現，含有石英、板岩、片岩、及變質砂岩所成的礫石，有的為礫岩狀砂岩。畢祿山層的岩性和在板岩帶中其他地層不同的地方是夾有較多的變質砂岩層，同時含有較特殊的綠色變質火山岩體、變質石灰岩層、和礫岩夾層。由始新世大型有孔蟲化石的出現和板岩中含有的特殊變質綠色火山岩體，可以把畢祿山層和板岩帶中其他較新的地層分別出來，也是決定畢祿山層分布的主要依據。

根據大型有孔蟲的分布追蹤，畢祿山層在中央山脈的脊部和東翼構成約呈南北向的一條岩帶，寬自一公里以上到五公里以下。這個岩帶北起自蘇澳，向南延經過宜蘭的銅山、中央尖山、畢祿山南坡，到達中部橫貫公路的關原與碧綠之間。以後再由玉山附近的排雲山莊開始，向南延至南橫公路的新關、嶺關、檜谷和關山啞口一帶。再向南可以延至高雄縣六龜東北的溪南山及頭剪山，更向南經過新南部橫貫公路的榛及霧頭山，一直連到屏東縣潮州以東的南大武山及其南的大樹林山為止，總計這個含有大型有孔蟲的畢祿山層岩帶南北約長二百五十公里。

除了上面所述畢祿山層在中央山脈中構成的這條主要岩帶外，在大南澳片岩的東側，也

就是臺東縱谷的西側山地，也有板岩帶的出現，約位於玉里和知本之間。這一板岩帶目前也歸入畢祿山層中，可是其中尚未發現始新世的化石，只有根據岩性認為這板岩系中含砂岩層較多，可以和中央山脈中始新世地層的岩性相比。

廬山層 廬山層是一個新的地層名稱，首先被用在第一次編印的臺灣地質圖上(何春蓀，1975)，它代表所有分布在中央山脈的脊樑山脈帶內中新世的硬頁岩和板岩系。它的標準地點是南投縣仁愛鄉東面的廬山溫泉，中新世的有孔蟲最早被發現在該地出露的板岩和泥灰質團塊的中間。這個化石地帶出露在中央山脈能高越的西坡上，東西延展約有十四公里的寬度。張麗旭(1962)稱這個化石羣為廬山階。

廬山層大部分由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩和深灰色的硬砂岩互層組成，含有零星散布的泥灰岩團塊，它的全部估計厚度當在數千公尺上下。本層主要分布在脊樑山脈帶中，和它西邊的雪山山脈帶中間可能隔著一個斷層，這就是梨山斷層。本層北自宜蘭縣的蘭陽溪平原開始，向南延長，沿着中央山脈的嶺線經過合歡山、能高山、到秀姑巒山，大約有一百五十公里的長度，數公里到十餘公里的寬度。在玉山地塊以南，廬山層又出現在荖濃溪的東側山地，南延到屏東平原東邊的山地，再向南直達恆春半島，以及東部的知本和大武一帶。由於缺乏詳細的調查資料，在地質圖上廬山層的分布雖然相當廣泛，但是仍舊有很多可以懷疑的分布地點。廬山層在中央山脈中確實的分布情形，要等到以後更多的地質調查工作完成後方能明瞭。

在脊樑山脈內中新世的廬山層和始新世的畢祿山層直接接觸，中間還沒有找到真正含有漸新世化石的地層，這種地層上的缺失可能代表一個不整合面。

六、地質構造、造山運動和變質作用

中央山脈內硬頁岩和板岩帶內的泥質沉積物有較高的可塑性，而且比較軟弱，經過地殼變動後多形成剪力褶曲，再破裂成一個複雜的斷塊系統。因為頁岩質岩層比較軟弱，而且具

有可展性，許多複雜的褶皺構造因而出現，同形褶皺(Similar Folding)在強烈的變質岩層中至為發達，同時產生岩石的流動和板劈理 (Slaty Cleavage) 破劈理(Fracture Cleavage)則在砂質岩層中比較發達。低度的區域變質作用和地殼變動同時發生，變質度向東逐漸增加，一直延展到中央山脈的核心地帶。除了沉積岩中所夾的小規模而零星的火山岩凸鏡體外，沒有顯著的深成岩漿活動。許多地區岩層有顯著的重疊褶曲現象。

這個地質亞區的東部屬中央脊樑山脈帶，其組成岩石主要是岩性單調的板岩和千枚岩所成的厚岩系。因為缺少砂岩的層位標誌，所以主要的構造型態很難研究清楚。在臺灣的東北部，這些泥質岩層多數向東傾斜，區域走向為東北東到北北東，有相當多的板岩層呈現倒轉現象，而且也可能經過劇烈的同斜褶曲。向南到了脊樑山脈帶的最高部分，板岩和千枚岩都受到更複雜的褶曲、劈裂、和扭動，葉理構造較其他地區更為發育。岩層的走向呈北北東或南北向，傾向和傾角變化不定。

這一個地質亞區的西部是雪山山脈帶，以梨山斷層(第五圖)和中央山脈的脊樑山脈帶分隔。雪山山脈西側的屈尺斷層(第五圖)是西部麓山地質區和中央山脈地質區的分界。雪山山脈帶中主要的褶曲可分為兩類：寬展的褶曲和小型的褶曲。本區內主要的褶曲都是比較寬廣的褶曲，軸向大致和主要斷層線平行，向斜和背斜都有出現，一般寬度在二到十公里之間，長度則為十到四十公里左右，最長的可能有一百公里。褶軸在北部大致呈東北東走向，向南逐漸轉成東北或北北東走向，在中部的埔里至谷關一帶則呈南北走向。褶曲兩翼的傾角都不大，約在三十到六十度之間，局部較平緩部分的傾角可能在十到二十五度之間。有的褶曲屬於軸面近乎垂直的對稱軸曲，也有很多不對稱的褶皺，它們的軸面都向東呈高角度傾斜。小型褶曲都發育在主要褶曲的兩翼，它們的軸線和主軸線平行，大部分屬於緊閉而不對稱的褶曲，軸面向東或東南傾斜，部分屬於偃臥或倒轉褶曲。這些大和小的褶曲可以合成若干複背斜和複向斜的構造。四稜砂岩通常出露在複背斜的中心地帶，而蘇樂層、澳底層或大桶山層

則多露在複向斜的中央部分。

本區內的斷層主要屬於昇側在東或東南的逆斷層，斷面在地面的傾斜大約是高角度，到了地下深處斷面可能轉為平緩。但是目前因為探勘工作做得不多，地下地質資料缺乏，因而地下斷面的傾角仍不能確定。少數橫斷層和地層走向約成九十度的交角，這些多數是右移斷層，水平移位在幾十公尺到一二公里之間，斷面幾乎垂直。

這個板岩帶和其東側所覆蓋的先第三紀變質雜岩之間本來應該是一個不整合接觸，可是這個不整合面受到以後斷層的作用而再經變動，所以很多地方目前所見到的板岩帶和變質雜岩的接觸處可能是一條後來造成的斷層帶，使得變質雜岩由南向北或由東向西逆覆在板岩帶之上，這在很多報告中已有報導。

在脊樑山脈帶中新世廬山層和始新世華祿山層間有地層的間斷，因為其中間的漸新世地層沒有被發現，已見前述。這一個地層的缺失可能代表中新世地層和始新世地層間有某種造山運動的存在，但是還沒有發現這個運動的直接證據。張麗旭(1972)在南部南大武山的西坡發現一層位於廬山層底部的礫岩，稱之為N礫岩，並把它認為是中央山脈中新世廬山層和始新世地層間的基底礫岩；但是沒有發現任何清晰的不整合關係，而且礫石層又缺少正式露頭，多半是散落在山坡上的礫塊，因之這個構造間斷的證據非常微弱。但是在其他地層剖面中古生物的證據却有力的支持這個地層上的缺失。因之在硬頁岩和板岩帶中極可能存在一個中新世和始新世或漸新世晚期之間的間斷，也可能代表一個造山運動，這是板岩帶中唯一有相當證據的造山運動。本地質區內的泥質岩層在更新世主要造山運動後即發生輕微變質，成為硬頁岩和板岩帶，其地層的變質度由北向南及由東向西減弱，這個漸進變質作用似乎是歐亞大陸邊緣和東面呂宋島弧兩個不同板塊彼此碰撞的直接結果，愈向東面的構造壓力必然愈大，地層荷重也必愈為深厚。同時因為兩板塊的碰撞係由北面開始，再逐漸南移，臺灣南端到現在才開始進行，所以南臺灣的變質度較低，變質帶也較不明顯。

七、地質演變史

大概在始新世的早期或古新世的時候，海侵為現在已經上升成為中央山脈第三紀硬頁岩和板岩帶的臺灣地槽帶來碎屑狀的泥質沉積物。這個地槽盆地的基底就是先第三紀的變質雜岩或名大南澳片岩。在這個盆地之內，海侵持續經過始新世、漸新世、直到中新世的早期至中期，一套巨厚而沒有辦法細分的泥質沉積物就在這一段時間內廣泛的分布在盆地之中。由於後來的變質作用和地殼變動，沉積物的全部厚度無法測知。這巨量的泥質沉積物都堆積在外淺海到半深海上部的沉積環境之中，它們是臺灣第一期地槽內孕育的標準岩石，可以表示在邊緣地區尚未隆起前的一個相當深陷的盆地。

在靠近西部海水較淺的陸台地區，盆地中的泥質沉積物就漸變為砂質沉積物，或者兩者相互交錯，同時還有發育不良的煤層和炭質岩層。兩個炭質地層（澳底層和四稜砂岩）就在盆地的西部亦即現在的雪山山脈帶內形成。週期性的海侵和海退作用造成這兩個含煤地層，並且和現今雪山地帶地層中的海相泥質岩層交替出現。到了盆地的東部和南部，沉積環境漸變為較深海，炭質岩相就逐漸減少以至消失，而以厚層的深灰色泥質沉積物為主，堆積在現今成為脊樑山脈帶的地槽較深海盆地中。

根據最近的地質資料，在這第三紀泥質岩層的沉積過程中，盆地西部的雪山山脈帶中可能是連續的沉積，由始新世延至中新世中期，其中未見明顯的構造間斷。但是在盆地東部的中央脊樑山脈帶中，在始新世地層沉積以後，可能有地殼變動或沉積間斷發生，使得大部的漸新世地層未能沉積，或受到侵蝕。直到漸新世後期或中新世時，海水再度進入本盆地，沉積作用恢復，而使其後造成的中新世或漸新世後期地層直接和始新世地層相接。

在本地槽中的泥質岩層沉積過程中，海底火山在盆地中的許多地區噴發，火山活動在盆地的西北部和中南部分布較廣，各不同時代的地層中皆可之，但是以大桶山層和畢祿山層中較多。海底噴發沿着岩層中的裂隙活動，從地殼內部帶上來多量的玄武岩碎屑岩和部分的

岩流。它們散布在地槽的沉積物中，而且在許多地方和沉積物相混雜。其他種類的火山岩活動也會出現，但比較稀少。

除了在本盆地東部可能發生前述始新世以後及中新世以前的地殼運動以外，本盆地或地槽中所有的沉積物要在上新世末期至更新世初期始受到主要造山運動的影響。這個造山運動就是本省最著名的蓬萊運動，可以把盆地中的泥質和其他的沉積物抬昇起來，形成現在的中央山脈系統。先第三紀的結晶基盤也在這次造山運動中被帶上來而出露在中央山脈的東斜面。在這造山運動期中也發生輕度的變質作用，但是沒有出現大規模的火成岩活動。由於變質作用，原來的泥質岩石就變為硬頁岩、板岩、和千板岩；砂質岩石則變為硬砂岩和石英岩；含煤和含炭質的頁岩則變為石墨質頁岩。變質度都從地槽西部的陸台地區逐漸向東邊的地槽軸心加強。

參 考 文 獻

- 何春蓀(1967)「台灣之構造演變及構造形體」中國地質學會會刊，第十號。
- 何春蓀(1975)「台灣地質概論—台灣地質圖說明書」經濟部出版。
- 何春蓀(1986)「台灣地質概論—台灣地質圖說明書」增訂第二版，中央地質調查所出版。
- 李春生(1979)「台灣中部南投水里—玉山地區之古第三紀地層」中國地質學會專刊，第三號。
- 陳肇夏(1976)「台灣中部眉溪砂岩之層位問題」中國地質學會會刊，第十九號。
- 陳肇夏(1977)「台灣雪山山脈的一些地層問題」中國地質學會會刊，第二十號。
- 陳肇夏(1979)「台灣中部橫貫公路沿線地質」中國地質學會專刊，第三號。
- 張麗旭(1954)「台灣下部漸新世之魚行有孔蟲化石組及其他層學上之意義」台灣省地質調查所集刊，第五號。
- 張麗旭(1962)「台灣蘇澳與烏來兩群所產之浮游性有孔蟲及其地層學研究」中國地質學會會刊，第五號。
- 張麗旭(1972)「台灣中央山脈畢祿山階與廬山階間之隙及N礫岩」中國地質學會會刊，第十五號。
- 烏居敬造(1935)「東勢地質圖說明書」台灣總督府殖產局出版，第732號。
- 塗明寬等(1987)「台灣北部雪山地塊巴陵~秀巒地區之第三紀沉積物」中國地質學會會刊，第三十號。