

國立臺灣大學生物資源暨農學院農業化學系



碩士論文

Department of Agricultural Chemistry
College of Bioresources and Agriculture
National Taiwan University
Master Thesis

阿里山地區淋澱化土壤伴隨黏粒洗入之特性

化育作用與分類

Soil Characteristics, Pedogenesis and Classification of
Podzolic Soils with Clay Illuviation in Ali Mountain

許禎原

Jhen-Yuan Hsu

指導教授：陳尊賢、許正一 博士

Advisors: Dr. Zueng-Sang Chen

Dr. Zeng-Yi Hseu

中華民國一百零五年七月

July, 2016

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

阿里山地區淋澱化土壤伴隨黏粒洗入之特性
化育作用與分類

Soil Characteristics, Pedogenesis and Classification
of Podzolic Soils with Clay Illuviation in
Ali Mountain

本論文係許禎原 (R03623018) 在國立臺灣大學農業化學系完成之碩士學位論文，於民國一百零五年七月一日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

陳尊賢

(簽名)

(指導教授)

許正一

(指導教授)

黃子桓

蔡昱奇

簡士豪

謝誌

承蒙恩師 陳尊賢教授及 許正一教授的指導，本論文得以順利的完成。在這段超過兩年的土調研究室的日子中，許多難以忘懷的回憶總是會在午夜夢迴憶起。從起初與老師會面以後，不論在做研究上應保持的謹慎態度，以及常思考自己的研究有無不足之處，老師總能在百忙之中，抽空進行一次又一次的討論，分享自己的經驗談，讓我深刻體會到，身為陳老師與許老師的學生是件很幸福的事情，老師謝謝您們！

感謝委員國立中興大學 黃政恆教授、國立宜蘭大學 蔡呈奇教授、國立屏東科技大學 簡士濠教授在論文上給我的建議和指正，使本研究能更加完善。特別感謝黃老師在大學時期的推薦，讓我脫離舒適圈勇敢面對挑戰。同時也謝謝吳思聯學姊的指導以及在中興大學土壤環境科學系任教的老師們，大學四年讓我有如此紮實的土壤相關課程，了解有土斯有財的道理，使我以身為土壤人而感到光榮。

兩年的時光最不捨的就是土調實驗室的各位，共同經歷「上山下海」的採樣行程，協助或參與大大小小的研討會，幾萬張相片娓娓道出我們留下難能可貴的體驗和回憶。感謝實驗室萬能的助理們小燕、淑鑫、相禎、彩霞在日常生活上的關心；感謝阿至學姊與家綺在實驗和生活的細心提攜；由衷感謝家興學長在研究、球隊與生活上的指導和照顧，幫我化解許多難題；感謝在就業的學長姊泰祥、柏翰、亦均、依庭和蓓蓓，在你們的大力相助和經驗傳承下，讓我能夠接續你們為土調付出；感謝台灣人一曉南大廚，總能帶著我們探索隱藏景點以及吃道地的廣東美食；最感謝的便是這一群總是在灑狗血鬥嘴的夥伴們—哲郁、子龍和韻圓，不論是搶攻實驗室、帶學生實習、報 seminar 都少不了你們的身影，希望大家未來事業有成來分紅；感謝學妹歆妤、思瑄及庭瑀，雖然不常教你們做實驗，有時還要被我們使喚跑腿，聽我們吵架抱怨，真是辛苦你們，接下來實驗室由你們罩了，祝福兩位研究順利，開心畢業，並為自己的研究而感到驕傲；馳元、煜翔及芷晴踏上研究生生活，記得要多學習、好好思考每件事背後的意義。

在實驗分析方面，感謝李's Lab 協助—珮瑜、小海和佳貞學姐、柏勛哥、政諺、馨怡的幫忙與生活上的照顧，以及亮宇和芷涵實習課的配合。感謝屏科大英琇學姊在 XRD 分析的幫助。運動方面特別感謝 NTU 農化健身團—館長政翰、柏成、景昕與少出現的鈞憲、朝源的指導；感謝在臺大棒球校隊、農化生技系棒與化研壘球隊時練球與比賽上的切磋指教，能認識你們這群球友倍備感光榮；感謝中興土環系壘，總是能讓我回到台中有個歸宿，特別是聰閔、侑忠與猴子。感謝黑森林幫在閒暇之餘能有資訊和鍵盤交流—玉舜男神、至全、緯聘、逸豪、信維與大學同學們；感謝蘭潭幫的哥們—奕廷、至彥、政諭、柏翔、偉銘、鈺祥和坤育，總是能在我面臨崩潰前安排好旅程，讓我更有力氣繼續前進；特別感謝初到臺北提供住宿和生活上照顧的奎任叔叔，學弟自源等人，讓我能快速步上北部生活軌道。此論文也感謝嘉義縣林務局同仁的協助，方能完成採樣。

最後，當然感謝總是放任我自由生活，而在背後默默支持我所有抉擇的家人—爸爸、媽媽及姊姊們，雖然我總是漏接許多通電話，也錯過了這兩年來發生大大小小的事情，不論好與壞你們都讓我安心的完成學業，謝謝你們給予的關懷與肯定，如今我已經完成生涯上的一個里程碑了，接下來我能有更多時間陪你們。

阿里山地區淋澱化土壤伴隨黏粒洗入之特性化育作用與分類

許禎原

摘要

在臺灣亞高山地區砂岩或頁岩所風化之細質地土壤中，黏粒洗入伴隨淋澱化作用或具淋澱化特徵的現象於前人研究中已被發現，在淋澱化作用機制上，黏粒洗入並非其生成之要素，因此將對此土壤化育作用進行研究探討。本研究區三個土壤剖面採集自阿里山區萬歲山、小笠原山及祝山林道，海拔高度從2200 m至2500 m，年均溫為10.8 °C，年降雨量約為4,000公釐，氣候終年冷涼潮濕，無明顯乾燥季節，土壤溫度境況屬於溫和，土壤水分境況則屬於潮濕。研究區母質於中新世紀層晚期生成，以砂岩、頁岩互層為主，因此大部分土壤生成之黏粒含量較高。植被以針葉林為主，紅檜 (*Chamaecyparis formosensis*)、臺灣鐵杉 (*Tsuga chinensis*) 及臺灣扁柏 (*Chamaecyparis obtuse*) 佔優勢，輔以華山松 (*Pinus armandii*) 與杜鵑 (*Rhododendron simsii*) 灌叢社會等，地被植物主要以玉山箭竹 (*Yushania nikitayanensis*) 較佔優勢與芒草 (*Miscanthus floridulus*) 和一些蕨類及苔蘚類植物。本研究之目的在探討阿里山地區森林土壤生成化育之機制，透過土壤樣體之形態特徵、理化性質、微形態特徵、黏土礦物組成及礦物風化序列，藉以了解該地區土壤間生成過程之差異。

研究結果顯示，從質地分析中可將三個土體分為砂質黏壤土與黏壤土兩類，黏粒含量在漂白層較低，隨深度增加而上升，在B化育層中達到最大量，而到C層漸減。土壤剖面中亦可發現黏粒有向下聚積之現象且同時在淋澱層中進行累積。在化學性質方面，土壤樣體均屬於高度淋洗之強酸性土壤 (pH 3.3-4.9) 與低鹽基飽和度 (BSP < 10%)。有機碳主要分布在土壤表層之O或A化育層，淋澱層(Bhs)次之，漂白層(E)含量最低。淋澱層與黏聚層中各型態鐵與鋁含量均明顯高於漂白層(E)，顯示土壤中有大量活性鐵、鋁與有機質形成有機鐵或鋁錯合物型態向下移動堆積沉澱，進而形成暗色或紅棕色等淋澱化物質之淋澱土。有機碳與鐵、鋁之線性迴歸分析具顯著相關，顯示淋澱化物質在土體中移動造成化育作用，而在游離態鐵與鋁與黏粒移動亦有顯著相關。土壤微形態構造觀察結果，漂白層中土壤顆粒間

物質多數已被淋洗竭盡，存在多數原生礦物顆粒，少部分暗色有機錯合物殘留於孔隙或孔洞中，藉由溶質將之向下移動。在適當環境下，土壤孔隙或土壤基體上沉澱而生成有機金屬披覆體。除暗色有機錯合物之外，同時可觀察到黏粒披覆體存在於土壤顆粒間隙中，此與土壤物理分析與化學分析結果吻合，意思即為有機物與鐵、鋁以及黏粒移動是可能同時存在於土壤體中。

三個土壤樣體之黏土礦物組成，在漂白層(E)中主要以蛭石、伊萊石及蛭石—伊萊石混層礦物為主，在淋澱層(Bhs)中主要以蛭石含量較豐，且亦有相當量之蛭石—伊萊石混層礦物，同時水化蛭石含量也漸增。推測本研究區內礦物風化序列為伊萊石→蛭石(或蛭石—伊萊石混層礦物)→水化蛭石。

土壤樣體之分類為二類，土壤樣體1501及1503同屬第一類，符合淋澱土的特性，黏粒含量較少為砂質黏壤土，分類上屬極育型簡育正常淋澱土(Ultic Haplorthod)。因此淋澱化作用為主要土壤化育作用。有機碳、黏粒以及各型態鐵、鋁含量在淋澱層或下層達到最大量，顯示淋澱化物質與黏粒在土層中有移動現象。從微形態特徵觀察可發現，在淋澱層土壤中發現有機物複合鐵鋁物質覆蓋在黏粒披覆粗石英顆粒表面上。第二類土壤樣體1502在化學性質雖然具有淋澱化作用現象，但黏粒洗入聚積使得土壤較亮，在分類上以典型簡育濕潤極育土(Typic Hapludult)。同時在Bhs層微形態特徵可見少量有機物與鐵、鋁形成有機態錯合物包圍在礦物粒子的表面或散布於孔隙與孔洞中，而孔隙邊緣與孔洞有黏粒之定位排列，同樣表現出淋澱化作用與黏粒洗入為主要之土壤化育作用，但以黏粒洗入為主，因此應為具淋澱化作用的極育土。

在本研究區所發現之砂質黏壤土或黏壤土之土壤生成作用是以淋澱化作用為主。在地形平坦處砂質區域由於植被較豐富具含量較高之有機酸，導致礦物風化釋出鐵、鋁形成淋澱化物質，同時隨著強淋洗作用伴隨溶質向下移動，促成淋澱化作用發生，此外黏粒洗入可能同時發生或移動較快，導致在土壤中同時觀察到黏粒洗入的現象。

關鍵詞：淋澱土、淋澱化作用、黏粒洗入作用、土壤微形態構造、黏土礦物

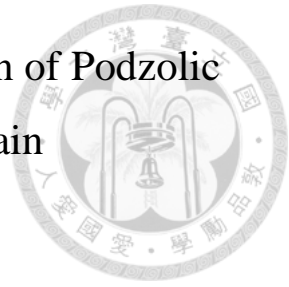
Soil Characteristics, Pedogenesis and Classification of Podzolic Soils with Clay Illuviation in Ali Mountain

Jhen-Yuan Hsu

Abstract

Clay illuviation associated with podzolization or with podzolic features has been found in the subalpine forest soils in Taiwan. It was actually occurred in the fine-textured soils derived from sandstone or shale. Clay illuviation is not generally involved in the mechanism of Podzol soil formation process. Three soil pedons were separately sampled at Wansueishan, Ogasawara and Chushan Mountains. The study area is located at near 2400 meters elevation with annual rainfall near 4000 mm. The soil temperature regime is mesic and the soil moisture regime is udic. Coniferous vegetations are the dominant with Taiwan red cypress (*Chamaecyparis formosensis*), Chinese hemlock (*Tsuga chinensis*) and Taiwan cypress (*Chamaecyparis obtuse*) in this area. The minor shrub communities are pine (*Pinus armandii*) and Rhododendron (*Rhododendron simsii*). The ground is covered mainly by Yushan bamboo (*Yushania niitakayamensis*), miscanthus (*Miscanthus floridulus*) and some mosses. The objectives of this study were performed by soil morphological characteristics, physical and chemical properties, and mineral composition to study the unique soil formation processes in podzolic soil combined with clay illuviation in the subalpine forests.

The results indicate that the soil texture of three pedons can be distinguished into two groups, one is sandy clay loam and the other one is clay loam. Clay contents were the lowest in the albic horizon. The clay illuviation is significantly increased in the upper part of B horizon of the Podzols, and then decreased in the C horizon. We also observed clay was moved downward and accumulated both in argillic horizon and spodic horizon. Soil chemical properties show that soil is strong acidity (pH 3.3-4.9) and very low bases saturating percentage (<10%). The soil organic carbon is mainly distributed in topsoil because the higher humus is not easily decomposed by microorganism, low temperature and coniferous vegetation. The content of organic carbon and different forms of Fe and Al were significantly higher in spodic and argillic horizon than those of albic horizon, which is indicated that large amount of active amorphous and organic-sesquioxide materials were accumulated in the soil.



Podzolization processes were characterized by the accumulated organic carbon, Fe, and Al in spodic horizon, therefore we can find the significant correlations among organic carbon, Fe and Al content in the E and B horizon ($p < 0.01$).

Distinct organo-iron complexes materials and clay coatings were accumulated on the coarse grains of the B_{hs} horizon by polarized microscopy. Except of the dark pellets of organic compounds, the slightly oriented clay coating also appeared along the soil pores and channels. Therefore, pedogenic processes in the study area are mainly characterized with the illuviation of organo-metallic (Fe and/or Al) complex materials and fine clay particle.

The clay mineral compositions of three pedons in study area can be divided into two parts due to the horizon differentiation. The albic horizon was prominent with illite, vermiculite and vermiculite-illite interstratified minerals. The other part is mainly consisted of much more vermiculite, vermiculite-illite interstratified minerals and hydroxy-interlayered vermiculite (HIV) in the spodic and argillic horizons. The weathering sequence of clay mineral of Podzols with fine textures in the study area is proposed as: from illite to vermiculite, then to HIV and vermiculite.

As the results, two of three studied soil pedons can be classified as Ultic Haplorthod or Typic Haplorthod and the other one pedon can be classified as Typic Hapludult based on USDA Soil Taxonomy. We proposed that clay illuviation was one of the pedogenic processes in the study area. However, podzolization was only formed at the area with gentle slope or flat landscape to promote the strong leaching process with very high precipitation in the study area. To consider the environment condition with the dense coniferous vegetation dominated at the study area, the weathering time of podzolization is the main pedogenic process factor that leads to the soil transition. Overall, the phenomena of pedogenic processes both podzolization and clay illuviation could be observed together in flat landscape region of Ali Mountain.

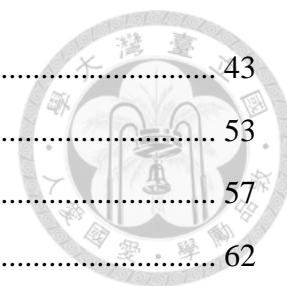
Key words: Spodosols, podzolization, clay illuviation, soil micromorphological characteristics, clay mineralogy.



目錄

中文摘要	I
英文摘要	III
表目錄	VII
圖目錄	VIII
第一章 前言	1
第二章 前人研究	3
2.1. 淋澱土	3
2.1.1. 淋澱土之形態特徵	3
2.1.2. 淋澱土微形態特徵	5
2.1.3. 淋澱土之黏土礦物	7
2.1.4. 淋澱土之化育機制	8
2.2. 極育土	17
2.2.1. 極育土之形態特徵	17
2.2.2. 極育土之生成環境	19
2.2.3. 似淋澱化土之極育土研究	19
2.3. 黏粒移動與淋澱化作用	20
第三章 材料與方法	23
3.1. 研究位置	23
3.2. 氣候	23
3.3. 植生	23
3.4. 地形與地質	28
3.5. 土壤剖面挖掘與野外形態特徵之描述	28
3.6. 土壤樣體採集與處理	28
3.7. 土壤薄切片製備與觀察	28
3.8. 土壤基本性質分析	29
第四章 結果與討論	43

4.1 土壤樣體形態與環境因子描述	43
4.2 土壤樣體之物理性質	53
4.3 土壤樣體之化學性質	57
4.4 選擇性化學抽出	62
4.5 土壤樣體之微形態特徵	83
4.6 黏土礦物之組成與鑑定	91
4.7 淋澱化與黏粒洗入作用之化育機制	110
4.8 土壤樣體分類	114
第五章 結論	119
第六章 參考文獻	120
附錄	131



表目錄

表一、淋澱化作用機制之文獻整理.....	16
表二、研究地區氣象資料 (1981-2010).....	26
表三、三個土壤樣體之形態特徵.....	51
表四、三個土壤樣體之物理性質.....	55
表五、三個土壤樣體之化學性質.....	60
表六、三個土壤樣體之鐵與鋁之性質.....	63
表七、三個土壤樣體之鐵與鋁含量之比值.....	75
表八、三個土壤樣體之砂粒礦物組成及其半定量結果.....	106
表九、三個土壤樣體黏土礦物組成及其半定量結果.....	108
表十、三個土壤樣體之漂白層與 B 化育層間特性差異.....	111
表十一、美國土壤分類與世界土壤參比分類系統之淋澱層標準.....	117
表十二、美國土壤系統與世界土壤參比系統中土壤樣體之分類.....	118



圖目錄

圖一、淋澱土之全球分布	4
圖二、參照前人研究簡化之淋澱化作用過程	14
圖三、參照前人研究簡化淋澱土洗入層中淋澱化物質之固定	15
圖四、極育土之全球分布	18
圖五、研究區土壤樣體採樣位置圖	24
圖六、研究區降雨量與氣溫	25
圖七、游離型態鐵與鋁之萃取及測定流程圖	34
圖八、無定形鐵與鋁之萃取及測定流程圖	35
圖九、有機鍵結型態鐵與鋁之萃取及測定流程圖	37
圖十、ODOE 值測定流程圖	38
圖十一、黏土礦物組成分析流程圖	40
圖十二、鉀飽和、鎂飽和與鹽酸處理之黏粒製備步驟	42
圖十三、土壤樣體 1501 之形態特徵及附近植被照片	44
圖十四、土壤樣體 1502 之形態特徵及附近植被照片	46
圖十五、土壤樣體 1503 之形態特徵及附近植被照片	48
圖十六、三個土壤剖面之游離鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖	65
圖十七、三個土壤剖面之無定形態鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖	67
圖十八、三個土壤剖面之有機型態鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖	68
圖十九、三個土壤剖面中 $Al_0+1/2Fe_0(\%)$ 之垂直分佈圖	70
圖二十、三個土壤剖面中 ODOE 值之垂直分佈圖	71
圖二十一、三個土壤剖面中各型態鐵含量之垂直分佈圖	72
圖二十二、三個土壤剖面中各型態鋁含量之垂直分佈圖	73
圖二十三、三個土壤樣體 E 與 B 層間(a) 有機碳與酸性草酸銨及(b) 有機碳與焦磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖	77
圖二十四、三個土壤剖面中有機碳及黏粒含量之垂直分佈圖	78
圖二十五、三個土壤樣體 E 與 B 層間土壤黏粒與(a) DCB, (b) 酸性草酸銨及(c) 焦	

磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖.....	79
圖二十六、三個土壤樣體 E 與 B 層間(a) 有機碳與 $Al_o+1/2Fe_o(\%)$ 及 ODOE 值；及 (b) 黏粒與與 $Al_o+1/2Fe_o(\%)$ 及 ODOE 值線性迴歸分析圖.....	81
圖二十七、參照邱春媚 (2004)與本研究之 E 與 B 層間(a) 有機碳與酸性草酸銨及 (b) 有機碳與焦磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖.....	82
圖二十八、土壤樣體 1501 之微形態照片.....	84
圖二十九、土壤樣體 1502 之微形態照片.....	86
圖三十、土壤樣體 1503 之微形態照片.....	89
圖三十一、土壤樣體 1501 E 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	92
圖三十二、土壤樣體 1501 Bhst1-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	94
圖三十三、土壤樣體 1501 Bhst-R 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	95
圖三十四、土壤樣體 1501 Bhst2-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	97
圖三十五、土壤樣體 1502 O/A 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	98
圖三十六、土壤樣體 1502 E1 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	99
圖三十七、土壤樣體 1502 Bhst-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	101
圖三十八、土壤樣體 1502 Bt2 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	102
圖三十九、土壤樣體 1503 E 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	103
圖四十、土壤樣體 1503 Bhst1 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖.....	105
圖四十一、土壤樣體砂粒部分 X 光繞射圖.....	107
圖四十二、阿里山地區土壤化育作用之模式假說.....	113

第一章 前言

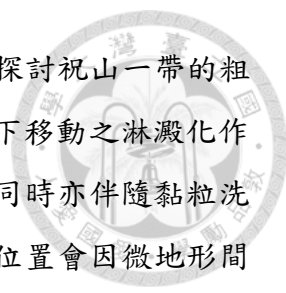


淋澱土(Spodosols or Podzols)一般生成於溫帶至寒帶高山地區，以冷涼潮濕的環境為主 (Evans, 1980; McKeague et al., 1983)，地表植被多為針葉林，化育在透水性佳的粗質地酸性母質上。淋澱土面積在全球佔4%，主要於高緯度國家如加拿大、北歐和俄羅斯等地區 (McKeague et al., 1983)，亦有少部分出現在粗質地之石楠灌木林植被下。然而在臺灣亞熱帶地區亦可發現其生成，主要分布於中高海拔地區，中央山脈附近的亞高山及高山森林地，受到台灣地區母質多為頁岩、板岩與砂頁岩互層影響，風化後之土壤通常質地較緻密，雖然有較粗質地的淋澱土，但與歐美地區由冰磧石或冰河外洗平原所風化之土壤相比，在Mokam (1982)報告中資料顯示，前者淋澱層黏粒含量很少超過100 g/kg soil，且在漂白層中又更低。然而，台灣地區淋澱土中的淋澱層黏粒含量甚至高達400 g/kg soil (李心儀, 1995; 劉禎祺, 2004)。且因台灣高山地形陡峭，較缺乏穩定化育環境，不容易有穩定的淋澱化作用進行，因此淋澱土分布不大。大多數在台灣地區所發現的淋澱土質地則較細，形態上較相似於歐美壤質或粗坩質之淋澱土 (Muir, 1961)。

嘉義阿里山在早些年前於祝山和大塔山區域曾發現淋澱土分布 (茹皆耀等人, 1947)，這些土壤黏粒含量較高，與一般常見由粗質地母岩生成而來的淋澱土不同，推測臺灣區域中高海拔山區因土壤質地細緻，在化育過程中可能有淋澱化作用伴隨黏粒洗入的情形，而這是全世界淋澱土生成的特性上為極稀少的現象，僅早期蘇聯時期科學家Muir (1961)整理發表，於俄羅斯附近地區發現土壤內具有黏粒洗入與淋澱化作用兩種作用的形態特徵同時出現在土壤剖面中的現象。

在阿里山森林鐵路沿線土壤剖面標本製作及性質調查中，認為阿里山森林土壤分類有兩類，分別為極育土與淋澱土，前者的亞類為典型簡育濕潤極育土(Typic Hapludults)，而後者的亞類則屬於典型簡育正常淋澱土(Typic Haplorthods) (陳尊賢等人, 2004)。

林經維 (2000)在阿里山地區之祝山與萬歲山兩地研究，發現祝山與萬歲山有中質地(黏壤土或坩質黏壤土)之淋澱化土壤，但是由於黏粒移動作用在此地區盛行，與淋澱化作用可同時進行。然而，多數山區地形不穩定，不利於淋澱化作用的發



生，因此極育土仍為本地區主要的土綱。邱春媚 (2004)進一步探討祝山一帶的粗質地淋澱土化育作用，認為是以有機物與鐵形成錯合物一起向下移動之淋澱化作用為主，有機物與鋁結合移動則較不明顯，此一淋澱化作用，同時亦伴隨黏粒洗入一起進行。藉由以上文獻整理，認為在阿里山地區採集土壤位置會因微地形間變化而有所不同，因此本論文以阿里山氣象站區域及祝山林道附近再進行採樣調查，此外，對於未做過調查區域，新日出觀賞臺小笠原山周圍收集土壤樣體，為更了解在此區域所生成的土壤是否有符合淋澱土的形態特徵，並且針對該區域間各土壤的差異作討論，以及探討淋澱層內金屬元素型態間轉換、有機質的作用和黏粒移動之關係，進行阿里山地區生成的土體間性質和化育機制之研究。

本論文主要目的為：(1)探討阿里山地區森林土壤中具淋澱化土壤之形態特徵、理化特性與礦物組成與(2)土壤樣體間淋澱化作用與黏粒洗入作用程度，比較土壤生成化育作用與分類地位之差異。

第二章 前人研究



2.1. 淋澱土

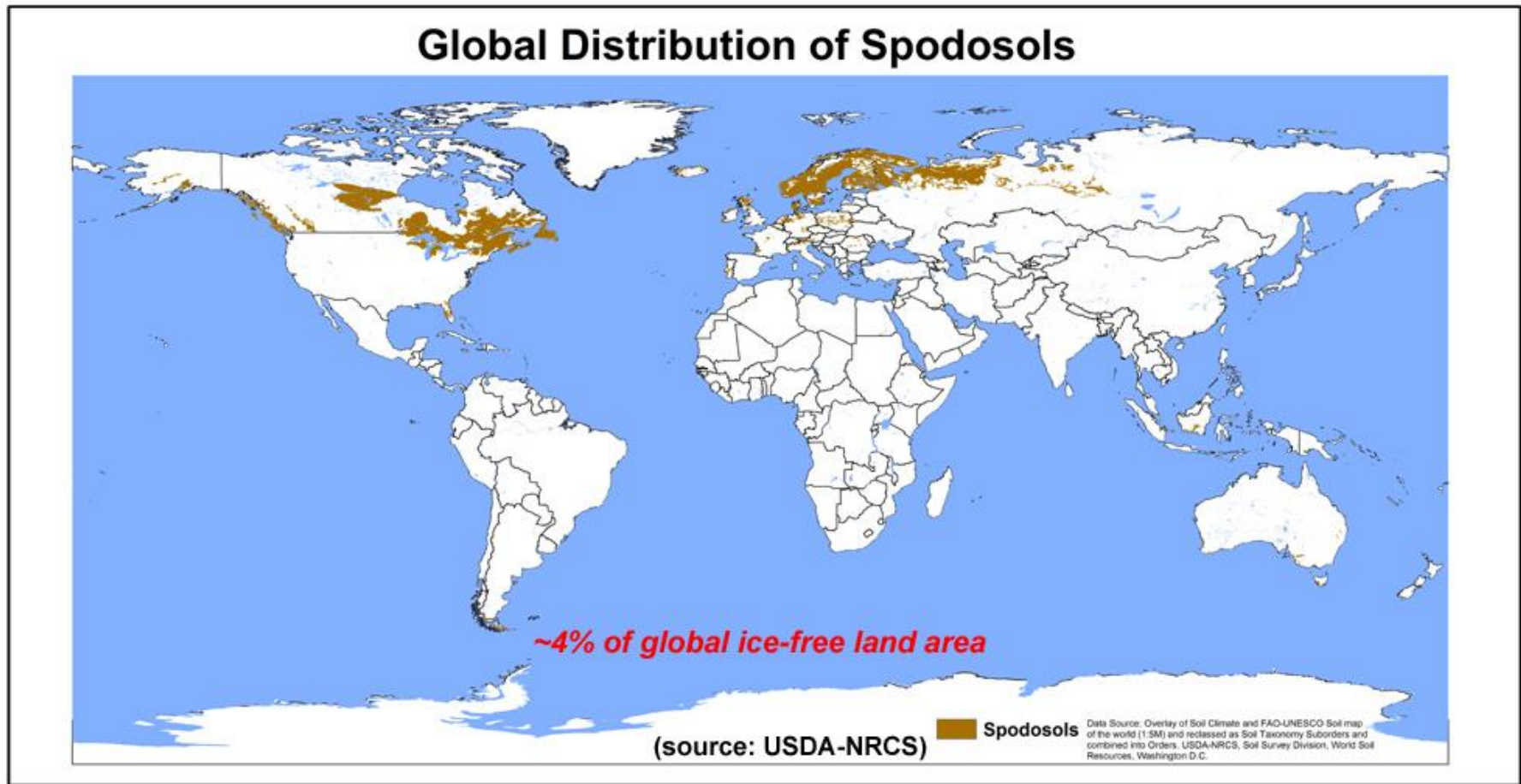
2.1.1. 淋澱土之形態特徵

淋澱土在俄羅斯稱為Podzols，under(pod)ash(zola)意思為具灰色洗出層底下的土壤 (Ponomareva, 1964)，此外也稱Spodosols，由德文Spodos意思為樹木灰燼衍生，主要發展於冷涼潮濕的環境下，母質大多以中到粗質地所構成，在健康的植被或森林底下生成 (Steila and Pond, 1989)，全球各大洲皆有發現，主要分布於俄羅斯、北歐及加拿大地區 (McKeague et al., 1983)(圖一)。在剖面層次中主要會出現四個化育層：暗灰色有機質表層(O或A)、漂白洗出層(E)或無、紅色、棕黃色或黑色富含無定形物質的洗入層(Bhs, Bs, Bh)以及砂質母岩層(C)，良好化育之淋澱土在層間內會有明顯的表現，詳細層次介紹如下：


有機質表層(O)可依照有機物的分解程度分為L(litter)層、F(fermentation)層和H(humification)層，由各層的相對厚度可反映其分解速率，並且從各層的顏色可推測植生種類的變化。有些地區淋澱土有機質表層會與礦質土表層混合，生成有機/礦物質層(O/A)，O/A層的顏色通常呈暗灰色(10YR 3/1)或暗紅棕色，土壤質地一般較粗，但亦有壤質土到粉質土的質地；土壤構造隨質地之粗細而有單粒狀到團粒狀或屑粒狀構造 (Bullock and Clayden, 1980)。

漂白層(E)指一土層的黏粒和游離氧化物皆被洗出，土壤的顏色顯現為原生砂粒和粉粒的顏色，主要呈灰色(10YR 5/1)到淺灰色(10YR 7/1)，在土層中顏色的分佈並不均勻。漂白層一般出現在淋澱層的上方，或在淋澱層與脆磐、淋澱層與黏聚層之間 (Soil Survey Staff, 1999)；在排水不良的淋澱土，漂白層中常有斑紋；在溫帶地區，漂白層通常較為淺薄。粗質地的漂白層構造為單粒狀，在偏光顯微鏡下礦物粒子以石英為主，且無表面披覆，而細質地土壤則以整塊狀構造(massive structures) (Bullock and Clayden, 1980)。

美國土壤分類系統明確定義在洗入層內有關矽酸鹽類黏粒累積與活性無定形有機金屬錯合物質累積的區別 (Soil Survey Staff, 1975)，前者稱為黏聚層(argillic horizons, Bt)，後者為淋澱層(spodic horizons, Bhs, Bs or Bh)。淋澱化物質(spodic



圖一、淋澱土之全球分布(USDA-NRCS, 2013)
Fig. 1. Global distribution of Spodosols(USDA-NRCS, 2013)



material)即為活性無定形物質(activity amorphous materials), 主要由有機質與鋁離子和/或鐵離子組成; 活性無定形物質之特性指其具有高陽離子交換能力、表面積大和高保水能力。野外通常可藉其明顯土壤顏色與構造加以診斷 (Soil Survey Staff, 2014), 並可因有機物、鐵及鋁成分差異再細分為含有有機物多的Bh層, 或含鐵較多的Bs層, 一般Bh層常發現在淋澱層的上方。淋澱層厚度不一, 易受微地形影響 (Bullock and Clayden, 1980), 溫度也會造導致出現的深度與厚度不同 (Stanley and Ciolkosz, 1981)。淋澱層顏色呈現紅棕色或深紅色, 且具有低色值與色度, 色度隨深度增加而漸增 (Mokma, 1993), 在肥力表現方面, 土壤pH低, 一般淋澱土鹽基飽和度相當低, 在鋁飽和度則很高, 矽酸鹽含量較少, 土壤質地也較粗為砂質、粗壤質與粗坩質 (Soil Survey Staff, 2014)。

母質層(C)於高緯度地區淋澱土的母質以冰磧石或冰屑為主, 而在美國北部密西根地區所屬母質來自鹽基含量少之砂質或粗壤質, 源自於更新世或全新世的酸性沉積物或前寒武紀花崗岩或片麻岩所構成 (Bockheim, 2003; Bullock and Clayden, 1980; Schaetzl and Isard, 1996)。在德國黑森林地區, 同樣在冰河所沖刷出來的冰磧平原環境下由花崗岩及砂岩風化形成粗質地土壤 (Sommer, 2001)。另外於北極圈內的白令島及日本地區, 由火山灰風化衍生的土壤, 受到環境因素形成淋澱土 (Ivanov, 2014; Nishiue, 2014)。

2.1.2. 淋澱土微形態特徵

土壤微形態學(soil micromorphology)是藉由光學儀器(偏光顯微鏡或電子顯微鏡)輔助下, 在不破壞土壤物質的狀況下, 保留土壤原始面貌, 將自然的土體製作成土壤薄切片(soil thin section)。於偏光顯微鏡之視野下, 觀察土壤構造其成分(components)、含量(contents)、特徵(features)、組織(fabrics)及微構造(microfabrics)之排列情況, 進而探討土壤構造中粗細粒子之分佈與大小、土壤基體顏色、孔洞大小、形狀, 黏粒洗入以及鐵、鋁與有機物的移動情況等, 幫助對土壤內部物質改變更進一步了解, 亦可透過土壤薄切片的觀察描述, 幫助研究者瞭解土壤化育過程、礦物風化, 甚至生成環境的變遷與古氣候的變遷 (Bullock et al., 1985)。因此藉土壤微形態學的研究可彌補一些野外形態特徵觀察的不足, 實驗室內的理化

性質分析、礦物轉變及化育作用的結果 (Soil Survey Staff, 1975; De Coninck and McKeague, 1985)。

De Coninck (1980a)在淋澱土中觀察到淋澱層內的微形態構造，將之依照膠結程度分為兩類，一為膠結(cemented)的淋澱層、二為鬆散(loose)的淋澱層。膠結淋澱層含少量植物根，在礦物粒子表面發現有機物、鐵及鋁等向性(isotropic)無定形混合物，其具有完整之龜裂披覆體，形成單晶狀(monomorphic)有機物特徵，及具有連續的顏色及密度；鬆散淋澱層則含有大量之植物根，構造中受生物影響及土壤擾動之跡象明顯，土壤顆粒以有機物與黏粒及粉粒完全混合，形成不透明多型的有機物暗色粒子(polymorphic dark pellets)與團粒構造，多型的有機物為不連續的顏色和密度。

此外在De Coninck (1980b)的報告中，將膠結的淋澱層再分為具有鐵鋁盤之膠結淋澱土、土壤層間含結瘤(nodular)與結核(concretion)的淋澱土，以及具薄膠層(placic)淋澱土，而原本鬆散的淋澱層稱為碎屑之淋澱土(friable Spodosols)，指該淋澱層之結持度為易碎的。在De Coninck and McKeague (1985)整理淋澱土之微形態研究中，特別將鬆散的淋澱層之微形態再分為兩類，第一類土壤之砂粒含量高，顆粒間孔隙多，顆粒間被等向性至弱的非等向性、棕色到黑色、卵形至不規則形的團粒所填塞，而團粒和披覆主要由細礦物粒子和多型的有機物粒子組成；土層中亦含有許多根系、真菌與生物排遺，結持度為易碎的。第二類土壤粉粒較高，多呈現不規則、多孔的團粒構造。大的團塊由小團粒聚合而成(通常數毫米大小)，而海綿(spongy)構造是由不同大小的礦物粒子，埋藏於等向性至弱非等向性的有機金屬錯合物之髓質(plasma)中，且混合真菌與不同階段分解的植物殘體。髓質通常呈現紅棕色，具有高含量之鐵，孔隙度高，一般出現在壤質淋澱層中。

溫帶地區易碎的淋澱土有最高的粉粒及黏粒含量，且粒徑分布範圍最廣泛；膠結的淋澱層則以砂質或砂質骨骼的質地為主要。在粗質地的淋澱土中，通常可見龜裂的披覆體 (McSweeney and FitzPatrick, 1990)；而粒狀構造則在粗和細質地的淋澱土中皆有，但在細質地且缺乏龜裂的披覆體(cracked coatings)的淋澱土中普遍存在。黑色粒子大多出現在淋澱層較上部，龜裂的披覆體則在下部出現，Flach (1960)認為是由砂粒表面的多型龜裂披覆體呈薄片剝落導致，而在土壤生成過程中

黑色粒子的損壞留下未具包覆之砂粒，形成漂白層的微形態特徵。但是暗色粒子與龜裂的披覆體並非只發生在淋澱土，因此在淋澱土的微形態特徵上，此兩項特徵屬於必要但非唯一之條件。

在亞馬遜河流域生成之浸水淋澱土中，Bardy (2008)在淋澱層中發現有機質的微形態分為兩類，一為不易分解具有易辨識細胞組織之植物殘體，二為上述所出現的單晶狀及多型粒子結構，而有機質披覆體出現在Bhs、Bh及BC層中顯示洗入作用的發生，更能透過土壤溶液萃取判斷其主要為鋁與有機質錯合。

Bourgault (2015)在縱向發展之淋澱層內觀察到典型的微形態構造，暗紅色粒子、有機金屬錯合物且完整之團粒構造，稱碎屑狀微構造(crumb)，此外他也根據Stoops (2003)以粗/細物質關係分布(c/f relative distribution)，將縱向發展之淋澱層定性描述為具有兩倍粒子間距，粗顆粒孔隙間具有細顆粒團粒聚集、細顆粒指得即是有機金屬錯合物。因此藉由顯微鏡之觀察與化學分析結合，能有效作為土壤化育過程的鑑定利器，進一步獲得土壤中物質移動或轉變之證據。

2.1.3. 淋澱土之黏土礦物

Franzmeier et al. (1963)分析在密西根地區淋澱土的A層與B層中不具有角閃石，但在C層有黏粒大小之角閃石。然而有研究發現石英及長石普遍存在於第四紀生成之溫帶淋澱土化育層中，石英更是存在整個土壤剖面中 (Andriessse, 1969)。C層內的黏粒主要由次生型層狀矽酸鹽礦物構成，例如雲母(mica)、綠泥石(chlorite)和高嶺石(kaolinite)。在淋澱層內的黏粒則是混合不明確的綠泥石化蛭石(chloritized vermiculite)或雲母轉變的產物，以及不帶有層間鋁離子的原生綠泥石。在漂白層的部分則主要有蒙特石(smectite)，少部分地區可能為蛭石，此類膨脹性黏土礦物，大多由不具膨脹性之2:1型矽酸鹽礦物風化而來，如雲母及長石 (Ross and Mortland, 1966; Ross and Kodama, 1974; Ross et al., 1990)。膨脹性礦物多以隨機的混層礦物雲母-蛭石-蒙特石出現，且在X光繞射時以鎂飽和甘油處理下，不具純蒙特石的訊號 (Kodama and Brydon, 1968)。另有學者指出風化程度較低的淋澱土漂白層內多以伊萊石(illite)存在 (Wang and McKeague, 1982)，在本研究區之前人研究中亦指出多數為伊萊石 (林經緯，2000；邱春媚，2004)。對E層和B層中黏土礦物風化程度的差

異在於B層中的礦物表面會有有機金屬錯合物的包覆，因此能避免礦物風化。

關於淋澱土之黏土礦物風化作用包含了雲母層間鉀離子的釋出、綠泥石層間鎂與鋁離子的釋出、八面體層中鐵離子的氧化作用及同構代換作用等，因此其種類通常較為多變且無固定之形式。雲母類礦物可經由層間鉀被水合交換性陽離子取代，降低其表面電荷密度即可生成蛭石或蒙特石 (Fanning et al., 1989)。綠泥石類則透過脫水作用及氧化作用(二價鐵轉變成三價鐵)，使礦物構造崩解，水合層在酸性環境下移去，最後生成蛭石或蒙特石 (Adams, 1963; Ross and Kodama, 1974)。

另外Gjems (1970)在南斯拉夫的淋澱土研究中，發現漂白層的蒙特石是由水化蛭石(hydroxy-interlayered vermiculite, HIV)在強酸環境下，脫去層間的水合鋁離子生成的，透過向下淋洗的有機物與鋁的錯合作用，促進層間鋁的流失。而在美國南部海岸平原中亦發現該化育現象，在pH低於4.5與有機物含量高的土壤環境下，上層土壤的2:1-2:2型混合黏土礦物會轉變生成蒙特石 (Malcolm et al., 1969)，在該pH環境下，層間鋁離子因質子化作用溶解，有機物被分解的過程同樣會降低pH值，一些移動性的有機酸如黃酸等便會和鋁形成有機金屬錯合物，向下繼續移動，過程中陸續將礦物中的層間鋁離子溶出，因而生成膨脹性礦物。這些轉變可能發生在淋澱土生成的早期 (Franzmeier et al., 1963)。同樣的在其他土綱如弱育土中也被發現，因此對於淋澱土的黏土礦物來說沒有一個典型且特殊的黏土礦物特徵。

在一自然環境相似的地區內，由於形成的控制因素，如岩性、地形及氣候皆相似，故常有類似的黏土礦物組合 (陳培源，1973)，而本研究地區位處於沉積岩區，黏土礦物組成在漂白層以蛭石—伊萊石混層礦物及伊萊石為主；淋澱層中則以蛭石與蛭石—伊萊石混層礦物為主並有少量水化蛭石生成；母質層則為伊萊石 (林經維，2000; 邱春媚，2004)。

2.1.4. 淋澱土之化育機制

在提及化育機制前，首先得認識關於淋澱土生成環境，淋澱土廣泛分佈於北半球，主要在北歐、俄國、加拿大與美國等地，約佔全球地表的4.3%，特別在北半球針葉林或針闊葉林混合林 (Chesworth and Macias-Vasquez, 1985)。土壤化育不外乎是受到五大成土因子影響，因此以氣候、母質、植生、地形及時間簡述淋澱



土的生成環境：

氣候：淋澱土通常生成於涼爽、潮濕或過濕潤的地區 (Soil Survey Staff, 1999)，以大陸型夏涼氣候或海洋型氣候，也曾在凍土區域與極地沙漠中發現淋澱土的存在。此外於潮濕熱帶地區到溫帶或高山地區亦可生成，但其受限於石英質母岩，海拔高度則從易受地下水影響的近海平面至高海拔環境 (Bockheim and Ugolini, 1990; Bravard and Righi, 1990; Bullock and Clayden, 1980; Ping et al., 1988; Prosser and Roseby, 1995; Schaefer et al., 1995)，整體而言淋澱土可以在寒冷到炎熱環境下生成，然而在乾燥環境淋澱土絕對無法生成化育 (Lundström et al., 2000; Soil Survey Staff, 1999)。

母質：主要生成於砂質或粗壤質、低鹽基且酸性之母質，如砂岩或沙質冰磧石，經地質年代考察為更新世(Pleistocene)或全新世(Holocene)或前寒武紀(Precambrian)之花崗岩或片麻岩所構成。有部分發育在鈣質母質，但在碳酸鹽在淋澱層發育之前已經被洗土體而不在影響上層土壤剖面中的pH值，母質鹽基含量高時，則需要越濕冷氣候與較長時間才能形成淋澱土 (Lundström et al., 2000, Alexander et al., 1994)。此外Schaetzl et al. (1996)指出少數也在坩質沉積岩(黃土)和黏質湖泊沉積岩出現。

地形：淋澱土受到兩種地形因子控制，即地表形狀和地下水深度。其分布範圍可由坡度平坦至十分陡峭，而地下水位則可從非常深到接近地表處 (McKeague et al., 1983)。淋澱層中鐵含量會受地下水位影響，當水位較淺時，土壤含鐵較少，因為在長時間土壤飽和下鐵出現還原且礦化而移動 (Soil Survey Staff, 1999; Mokma and Buurman, 1982)，甚至會形成腐植淋澱土(humus podzols)，主因是來自鐵還原狀態下損失而鋁與有機物錯合 (Prosser and Roseby, 1995)。此外受到坡面尺度的影響，亦發生橫向淋澱化作用 (Sommer, 2001; Sauer, 2007; Jankowski, 2014; Baley, 2014; Bourgault, 2015)，主要透過地下水平行坡面將累積在土壤B化育層中的有機金屬錯合物向下移動，堆積在坡底的位置。

植生：淋澱土通常發現在針葉林與石楠屬灌木叢底下，而落葉林亦有出現之蹤跡，主要是透過酸性殘體較會促進風化作用與鉗合過程 (Schaetzl and Isard, 1996)。Madsen (1995)研究發現淋澱化作用程度是受植生影響，植被為鐵杉(hemlock)

與花旗松(spruce)之淋澱化作用程度會較石楠(heather)及橡樹(oak)所造成的強烈，而草原土壤之淋澱化程度最弱。Jabiol et al. (2004)認為是植體分解後的腐植酸促進表層物質溶解進而誘導淋澱化作用發生。

時間：在適宜條件下，淋澱層可在幾百年內就生成 (Soil survey Staff, 1999)，斯堪地那維亞極貧瘠之沙地內淋澱化作用初期僅需43年左右即可有明顯層界出現 (Stützer, 1998)，但通常會較緩慢形成。Ugolini (1968)發現阿拉斯加土壤內之E層可於150至250年間藉由冰川溶解生成。Alexandrovskiy (2007)研究顯示，淋澱化作用大約需要300至3000年方可生成具差異之代表性淋澱化土壤剖面；而要符合鐵、鋁之累積量則需要4780年，但通常要形成淋澱土則需要較長時間，約需幾千年 (Mokam, 2004)。在美國密西根州的砂質地研究發現形成一完整淋澱土土壤剖面則需花費3000至10,000年 (Franzmeier and Whiteside, 1963; Barrett and Schaetzl, 1992)。

有關淋澱土化育機制之文獻整理成表一，可以將整個成土過程稱為淋澱化作用 (podzolization)，特別是針對土體內三氧化二物 (sesquioxides) 與有機質的移動和累積，其與淋澱土的形態特徵有極度相關 (Stobbe and Wright, 1959)，在Mokam (1982) 溫帶地區之淋澱土一書中，將淋澱化作用分為以下幾個部分：有機質在表土的累積、淋洗 (leaching)、酸化 (acidification) 及風化作用、有機化合物、鐵及鋁的移動、有機金屬錯合物 (organo-metallic) 的固定化 (immobilization)、腐植質粒子 (humus pellets) 及膠結 (cementation) 的形成。

根據Ugolini et al. (1988)對淋澱化作用定義為發生在土壤剖面上層，包括有機質層(O)、洗出層(E)及淋澱層(Bhs)的化育作用，主要由來自植物冠層或腐植層中的有機酸所驅使。藉由這些有機酸大量降低土壤pH值，並與土壤化育層中所含有之鋁、鐵或其他金屬元素形成可移動性的有機金屬錯合物，再向下移動，最後因為沉澱堆積等土壤化學作用而累積在B化育層中。因此在淋澱土的Bs、BC與C層，pH值隨有機酸的移動受限而有升高的趨勢。

有機質在土壤中主要發生化學反應的部分為腐植質 (humus)，其成分包含腐植酸 (humic) 及黃酸 (fulvic acids) 或低分子量脂肪酸與芳香酸 (Schnitzer and Kodama, 1976)，它們會形成化合物伴隨雙向連接三價 (bi-en trivalent) 陽離子，溶於水中，進

而造成礦物的崩解作用 (Ponomareva and Ragim-Zade, 1969)。土壤中的有機酸來源可能為植物的淋洗、微生物分解落葉與根、真菌與微生物之分泌物，Bloomfield (1953)利用落葉層之水溶液抽出物進行實驗，發現會溶解三氧化二物，並使得三價鐵轉為還原態。此外針對可溶性有機酸(dissolved organic acid)的兩個特性在淋澱化作用的過程十分重要，一為每單位質量的碳具有的羧酸數目，二為酸的強度與錯合能力 (Lundström et al., 2000)。

在淋澱化作用生成機制中，有機酸與金屬形成錯合物非常關鍵，以黃酸為主成分的有機酸中，與金屬形成錯合物的穩定性依序為 Fe^{3+} 、 Al^{3+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} (Khanna and Stevenson, 1962; Khan, 1969; Schniter, 1969)，因此鐵容易被固定於有機金屬錯合物中。另有研究指出與淋澱土之洗出層所含可溶性鋁是有明顯相關，這些可溶性鋁大約80%為有機鍵結型態，而這些型態不受酸沉積(deposition)所影響 (Dahlgren and Ugolini, 1989; Lundström, 1993)，但在田間土壤溶液與實驗室研究之鐵、鋁與低分子量有機酸，共同顯示這些有機酸對淋澱土中漂白層的生成相當重要，且在剖面移動的鐵、鋁主要為有機型態為主，此為洗出作用主要機制。

在洗入層內的有機物與鐵、鋁錯合物之固定有許多不同機制，Schaetzl and Skinner (1963)指出有機酸與金屬離子透過等電位鍵結，以有機酸帶負電荷的羧基與金屬羧化正電荷結合，Dahlgren and Marrett (1991)整理出五種在淋澱層中固定有機金屬錯合物的機制，包括絮聚(flocculation)、沉澱(precipitation)、吸附(adsorption)、微生物降解(microbial degradation)及聚合(polymerization)，他們也認為有越來越多研究將有機物與金屬離子關係指向吸附作用包括庫倫靜電吸引力、特異性配位吸附、氫鍵、凡得瓦力鍵結與物理吸附。

Lundström (2000)將現今淋澱化作用的移動機制分為兩大類：(1)有機酸與鐵鋁形成錯合物並向下移動；(2)矽酸鹽類風化後釋出鋁與矽，鋁與矽以無機膠體形式向下移動(圖二)，而對洗入層中的有機金屬錯合物固定機制則分為兩種：(1)有機金屬錯合物的沉澱或吸附的原因是隨著土壤溶液在土壤剖面向下移動，金屬離子漸增使碳對金屬之比例減少，導致金屬與有機酸達電中性形成錯合物的機會增加，與金屬形成錯合物主要貢獻為黃酸(FA)與腐植酸(HA)，(2)微生物降解作用導致有機金屬錯合物在剖面中移動時，形成無機鐵與鋁型態沉澱，此種微生物降解主要

對象為容易分解的低分子量有機酸(圖三)。另外，Sauer (2007)整理出尚有鐵離子受到有機酸及降低有機金屬錯合物錯合反應導致其還原，增加其移動性的機制。

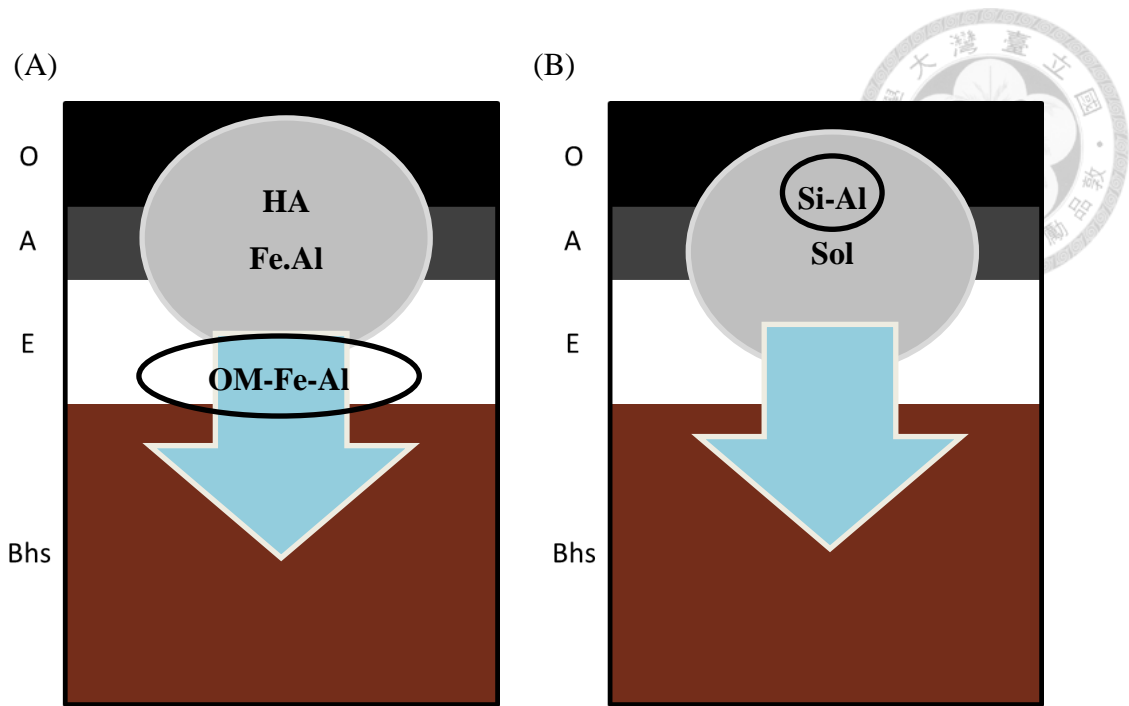
對於有機酸與金屬之沉澱或吸附機制研究，曾有學者提出有機鐵、鋁錯合物移動至漂白層下方，隨pH值增加達到等電點而沉澱，因此有機酸與金屬之鍵結含量對沉澱有所影響。Schnitzer (1969)更指出在淋澱層內微生物分解殘留的有機物能提供額外的鐵與鋁給剩餘之可溶性錯合物，進而降低其碳對金屬之比例誘導其沉澱。Petersen (1976)在pH 4.8下土壤萃取液，添加三價鐵或鋁含量，探討金屬與有機酸錯合比率(C/Metal)與沉澱機制之關係，結果顯示C/Al比17與C/Fe比12下有50%沉澱，而鋁較鐵容易沉澱，其解釋在有機酸錯合之淋澱化作用過程中，因為原本帶負電錯合物被隨溶質向下移動而增加的金屬含量中和，進而使之沉澱。Mokma and Purman (1982)由荷蘭、比利時與美國淋澱土研究發現利用焦磷酸萃取 C_p/Al_p ，代表著有機型態金屬錯合物比例，隨深度而有減少趨勢， C_p/Fe_p 則變動較大，因此推斷鋁為調控有機物沉澱，而B層之分化可能於鐵與有機物先沉澱固定在B層上部進而形成Bh與Bs層之分層。

鋁矽膠體的移動部分，在淋澱土B層中常常伴隨無機態、無定形或絲狀鋁英石(imogolite-type-materials, ITM)形式鋁與矽沉澱現象，McKeague and Kodama (1981)提出可能由土壤剖面O層與E層風化產物在土壤溶液中形成鋁與矽膠體，隨淋洗作用移動至B層中固定。在固定部分，Anderson et al. (1982)提出土壤溶液中鋁主要以矽鋁比大約2且帶正電之氫氧基-鋁-矽錯合物(Proto-imogolite)，水化鋁矽膠體移動，在B層上部以絲狀鋁英石形式物質沉澱，此外它會持續反應，因為ITM比鐵氧化物更易溶，使上層多以鐵沉澱。Farmer (1981)發現高量黃酸在羧基(COOH)與鋁比大於8會溶解Proto-imogolite，Inoue and Huang (1990)同樣發現腐植質會阻礙絲狀鋁英石生成。Ugolini (1987)提出有機金屬錯合物從E層移動至Bhs層過程中會有一部分被攔截於Bs層中，因為碳酸根在低pH環境下水解，形成水化鋁矽膠體的鋁富集殘餘物之交互作用。

另外微生物降解之固定研究，Boudot et al. (1989)發現以檸檬酸、黃酸與腐植酸錯合之鐵、鋁在低金屬與碳比值下生物降解最佳，檸檬酸與黃酸錯合物是最容易生物降解之可溶性錯合物，而以鐵形成之錯合物更容易降解，他認為微生物降

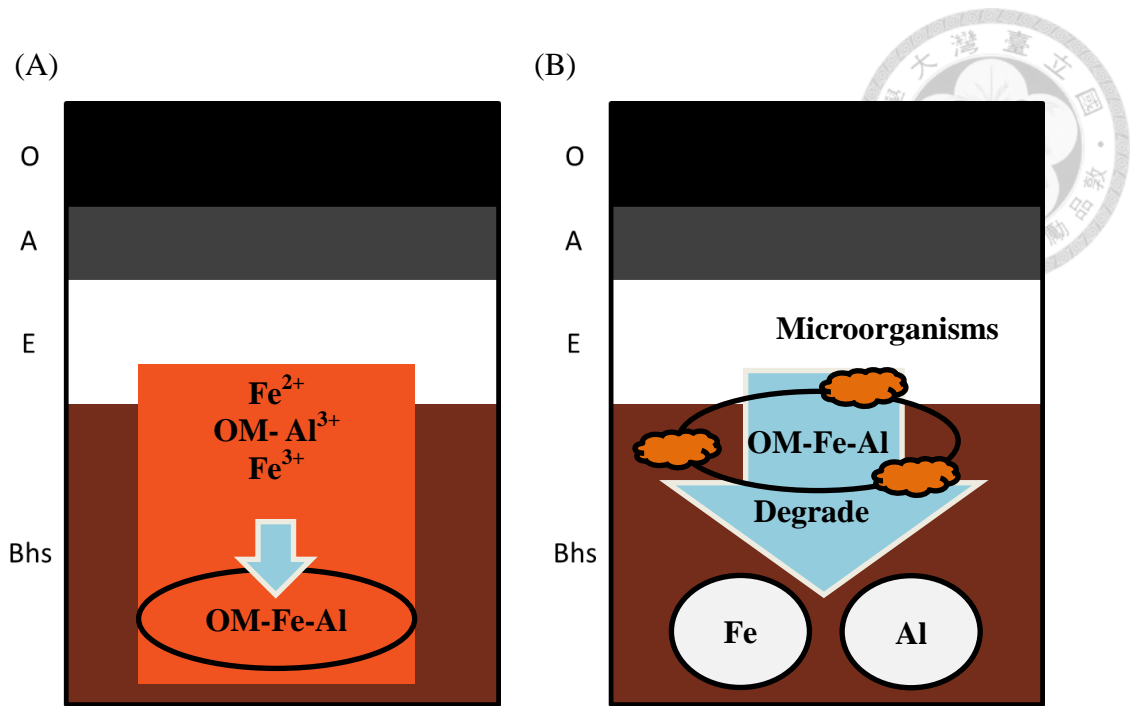
解對金屬之固定相當重要。Lundström (1995)透過土壤以滅菌與不處理情況下進行土壤溶液萃取，發現金屬以有機鍵結為主，因此推斷固定機制與微生物降解有關。此外Gustafsson (1995)同樣在淋澱土B層中發現ITM為草酸抽出的主要礦物，推測鋁離子會藉由微生物降解有機金屬錯合物過程釋放出來。

綜合上述過程，將淋澱化作用的兩大過程完整的整理成表一，一般淋澱化作用先是透過土壤剖面上層之有機物與鐵、鋁、矽或其他金屬形成錯合物，向下移動，然後沉澱與吸附發生在B層中，形成淋澱層。但對於有機質與金屬離子形成錯合物的過程中仍有許多機制被提及，因此關於淋澱化作用的機制會是藉由多種過程匯集而成 (Sauer, 2007)。



圖二、參照前人研究簡化之淋澱化作用過程：(A) 有機酸與鐵、鋁形成錯合物移動；(B) 矽酸鹽風化後釋出之鋁、矽膠體。HA:有機酸; Fe:鐵; Al:鋁; Si:矽; Sol:膠體

Fig. 2. The major process of podzolization according to the paper review: (a) formation of complexes of organic acids with Al and Fe; (b) silicate weathering transport of Al and Si as colloidal sols



圖三、參照前人研究簡化淋澱土洗入層中淋澱化物質之固定：(A) 沉澱/吸附作用；
(B) 微生物降解作用

Fig. 3. The immobilization of spodic materials in illuvial horizon of Spodosol according to the paper review: (a) precipitation/adsorption; (b) microbial degradation

表一、淋澱化作用機制之文獻整理

Table 1. The paper review of podzolization.

Podzolization	文獻
移動機制(Mobilization mechanisms)	
有機酸金屬錯合物 (Formation of metal- organic complexes)	Dahlgren and Ugolini, 1989; Lundström, 1993; Lundström et al., 2000b
鐵、鋁與矽無機膠體 (hydroxy-Fe-Al silicate(proto-imgolite)	Farmer et al., 1980, 1985; Farmer, 1981, 1982; Anderson et al., 1982; Taylor, 1988; Farmer and Lumsdon, 2001
鐵的還原 (Fe reduction)	Skiemstad et al., 1992; Bloomfield, 1953a, b, 1954
固定機制(Immobilization mechanisms)	
有機物聚合 (polymerization of organic acids)	Wiechmann, 1975
沉澱 (precipitation)	Gustafsson et al., 1995; De Coninck, 1980; McKeague et al., 1978; Schnitzer and Skinner, 1963; McKeague et al., 1971
絮聚 (flocculation)	Schlichting, 1965
表面吸附 (adsorption)	Wiechmann, 1975; Jardine et al., 1989; Jones and Bassington, 1998;
微生物降解(microbial decomposition)	Schnitzer, 1969; Boudot et al., 1989; Lundström, 1993; Lundström, 1995; Gustafsson et al., 1995; Lundström et al., 2000b





2.2. 極育土

2.2.1. 極育土之形態特徵

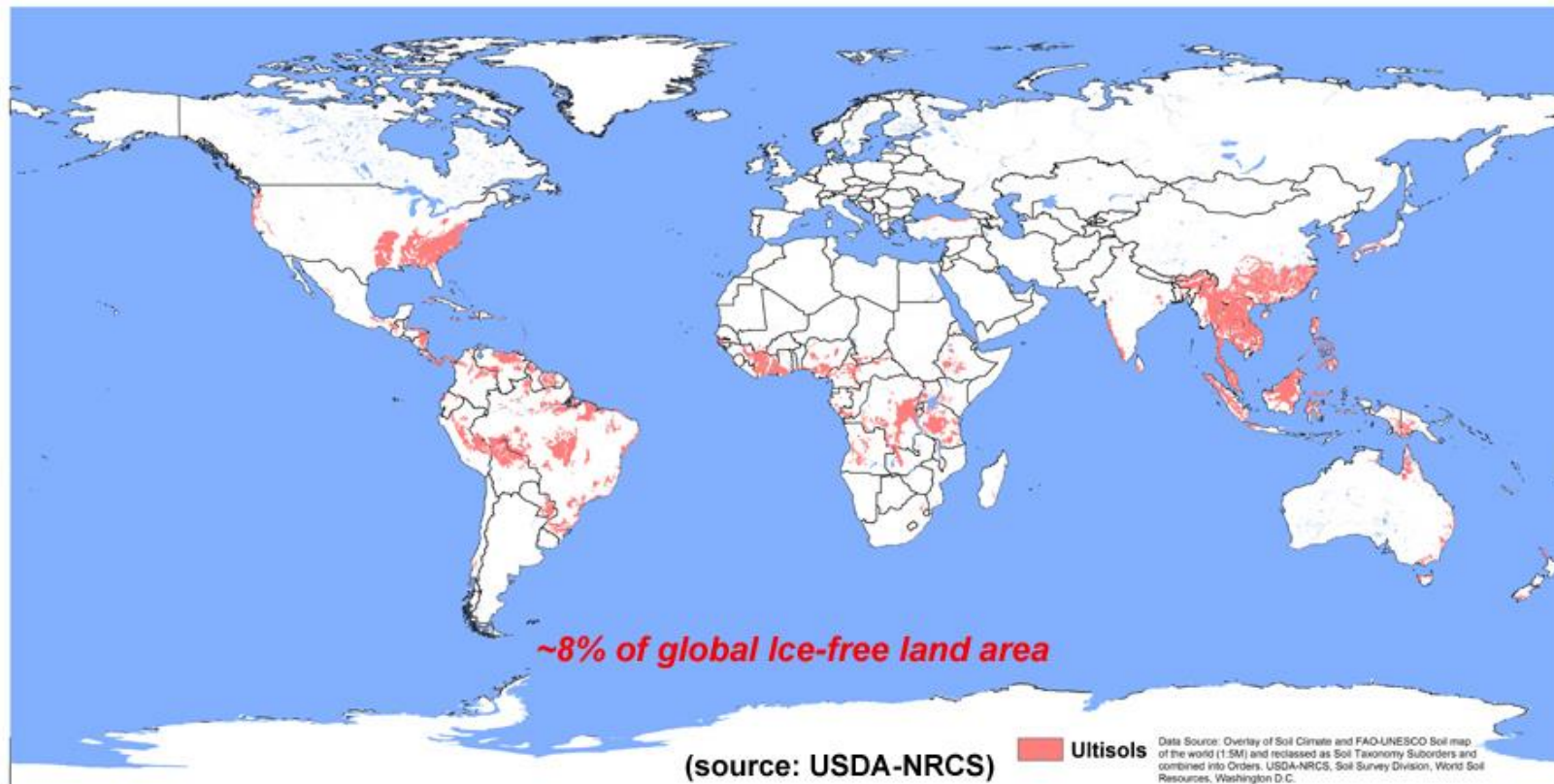
極育土間歇性生成於南北緯40度之間，廣泛出現在北美、東部非洲中間、北印度和中國西北部等地(圖四)，約占5.6% (Soil Geography Unit, 1972)，除了乾燥地區以外能在任何環境下生成，極育土主要的形態特徵在於層間黏粒的洗出和洗入作用 (Miller, 1983)。典型簡育濕潤極育土(Typic Hapludults)為該土綱(order)中數量最多且最接近中心概念的代表，土壤表層為淡色表育層(ochric epipedon)，化育層通常伴隨著低鹽基及缺鈣離子之黏聚層(argillic horizon)或高嶺石層(kandic horizon)，此外鹽基飽和度會隨深度逐漸減少 (Soil Survey Staff, 1999)。一般來說，典型極育土的土壤層序為A-E-BE-Bt-BC-C。在土壤表層(A)和洗出層(E)的質地大多以砂質壤土、壤質砂土或玢質壤土，層界大多是突變的(abrupt)或清楚的(clear)。表層土壤厚度小於15公分，構造以弱至中等的團粒狀構造為主，土色以灰棕色或暗灰棕色；E層則通常無土壤構造或稱整塊狀構造，可能符合漂白層之標準，但其色值太高色度過低導致不合預期 (Miller, 1983)。

黏聚層的質地則多以砂質黏壤土、砂質黏土、玢質黏壤土或黏土。黏粒含量會從A、E或B層的上層開始規律性的增加，而至黏聚層的中段達到最大值，然後再隨深度遞減至C層。黏聚層的層界大多是漸變的(gradual)或擴散的(diffuse)。黏聚層的顏色通常是10YR 4/3至10YR 6/5，或是色彩更紅，色值在4到6、色度在6到8之間。黏聚層的土壤構造大致上是稜角塊狀構造，隨著深度的增加而土壤構造變的更粗。母質層(C)與黏聚層相比較，其顏色較不紅、構造更粗、不明顯或沒有構造，黏粒含量也比較低 (Miller, 1983)。

在美國分類系統中，定義極育土為具有黏聚層(Bt)且鹽基飽和度 $< 35\%$ 之土壤，而黏聚層的定義則是：(1)細質地土壤之黏聚層厚度必須大於7.5cm，粗質地土壤黏聚層厚度則必須大於15 cm，或是黏聚層厚度佔整個土體1/10以上；(2)具有黏粒洗入之證據，如：定位排序(oriented clay)、黏粒膜(clay film)等；(3)若是上層之A層黏粒含量小於15%，則黏聚層黏粒含量必須高於A層3%以上，若A層黏粒含量介於15至40%，則黏聚層含量必須高於A層1.2倍以上；若是A層黏粒含量大於40%，則黏聚層含量必須高於A層8%以上。



Global Distribution of Ultisols



圖四、極育土之全球分布(USDA-NRCS, 2013)

Fig. 4. Global distribution of Spodosols(USDA-NRCS, 2013)



2.2.2. 極育土之生成環境

氣候：極育土能在符合兩個氣候條件下就可以化育生成，第一個為在某些季節裡，蒸發散速率必須比降雨速率大，第二為在某些季節裡，降雨量必須大於田間容水量，且水分必須由土體滲漏而出，此條件是為了保持土體的低鹽基狀態，以上兩者是形成黏聚層必要條件 (Soil Survey Staff, 2014)。由於很多區域之氣候狀況都符合，因此生成極育土的氣候條件其實涵蓋很大的範圍。

母質：只要任何擁有足夠黏粒含量以生成黏聚層或是具足夠的可風化礦物經風化作用生成黏粒，都能成為生成極育土之母質，而砂粒含量較高之物質含少量黏粒則較無法達成。母質化育在更新世或更久之前的年代。


地形：極育土在地形上的分佈限制較低，有可能出現在山坡地、河階地或是平坦的高地上，其可能生成極育土的位置，會因受地形和其他地貌因子、反應速率與成土過程的完整程度調控 (Daniels, 1971; Ruhe, 1975)，化育出與極育土相關的土綱如淋餘土(Alfisols)和氧化土(Oxisols)等。在密蘇里州年輕高地與河階上只有最年久、穩定且高風化之地形才以極育土為主 (Scrivner et al., 1966)。Daniels et al. (1975a, 1975b)在粗質地母質地區，發現淋澱土與極育土會同時出現，前者會在排水差的低處生成，後者則位於排水佳的地形。

植生：極育土可在多樣植被下生成，但大部分的極育土還是在森林的環境下出現，包括松樹林、橡樹林、棕櫚林等，極育土甚至生成於熱帶地區如夏威夷，包括蕨類的熱帶雨林環境下。南美和非洲的無樹大草原也有發現極育土的存在。

時間：對於極育土的生成時間依賴著多種土壤生成因子影響、完整土壤生成的速率，可能與地表地貌達到穩定狀態所需的最長時間相等。於墨西哥灣沿海地區發現地簡育濕潤淋澱土化育時間較短，只需約18,000至30,000年即可 (Gamble et al., 1970)，而在密蘇里州、阿肯色州及美國東南岸沿海平原則出現化育時間超過1000萬年的極育土 (Bretz, 1965; Daniels et al., 1978)。

2.2.3. 似淋澱化土之極育土研究

早期對於極育土的討論大多在於土壤中磚紅壤(laterite)的特性，另外解釋其組成份中 $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ 與 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 低比例的化育過程，卻較少注意土壤剖面的形態特徵。




隨著強調土壤剖面形態特徵和其化育層的重要性後，許多極育土中都發現了似淋澱化土 (podzol-like) 的特徵。然而淋澱化作用 (podzolization) 和磚紅壤化作用 (laterization) 在分類過程中被認定是一組拮抗作用，因此有些學者認為這種結果可能是此兩種作用依序發生造成的 (Miller, 1983)。Joffe (1936) 曾描述在美國東南部的土壤同樣發生這兩種作用相互競爭的情形，對淋澱化作用來說較佔優勢。Byer et al. (1938) 則認為磚紅壤化作用是一種土壤物質風化過程伴隨紅土黏粒的產生，而淋澱化作用則是出現於這些黏粒在濕潤溫暖或熱帶環境下產生紅及黃色的土壤之後才接著進行。在該紅及黃色淋澱化土壤的形成過程，多數研究強調其黏粒位移的程度與洗出作用和洗入作用的關係，然而 Simonson (1949) 透過土體中游離態鐵氧化物：黏粒的比值，在相當深的母質層中，矽酸鹽黏土礦物的形成，及其後在土體中耗竭，才是主要的作用，淋澱化作用則可以被忽略。

McCaleb (1959) 在美國北卡羅萊納州同樣研究此兩類土壤，指出其必須在潮濕溫暖或熱帶地區，藉由風化強度的增加才有可能生成化育，並提出黏土礦物和鐵氧化物來源是由現地母質層轉變生成，隨後遍布整個土體，而B層的質地則是由於A、E及B層黏粒的物理性重新分佈所產生的結果，黏粒生成可以想像成由較低的層間開始，再向上生成透過上方覆蓋層的黏粒和礦物量分配調控。E層厚度則與母質中所含抗風化的礦物含量有關。

現今已經有很多關於極育土化育過程的研究，最強調的還是風化強度的增加和鹽基淋洗、黏粒的形成和移動、二三氧化物 (sesquioxides) 的累積以及土壤顏色的生成 (Miller, 1983)，Carlisle et al. (1978) 認為極育土內出現淋澱層的機會相當有限，無論是淋澱土或是極育土的形態特徵皆是一個複雜且年久的成土過程。黏聚層和淋澱層的形態特徵同時形成或是伴隨發生在本質上是相互排斥的理論 (Miller, 1983)，因此大多數似淋澱化土的討論依然是著重其極育土的特徵，而將其歸類於極育土

2.3. 黏粒移動與淋澱化作用

在前述研究中提及黏聚層和淋澱層的形態特徵同時形成或是伴隨發生在本質上是相互排斥的理論 (Miller, 1983)，然而在蘇聯時期土壤科學家們曾經發表，關



於黏粒洗入(clay illuviation)與淋澱化作用(podzolization)兩種作用的形態特徵同時出現在土壤剖面中的現象，將之稱作為淋澱土(pseudopodzols) (Muir, 1961, Guillet et al., 1975)。黏粒洗入一般來說被認為是一個在黃土生成中緩慢的發生的現象，主要於良好排水且弱酸的土壤中，事實上在沉積岩和黃土母質中，發現黏粒洗入作用是黏粒移動多種模式的表現。Guillet引述學者Kundler (1961)對於黏粒與鐵系統之洗入作用嚴格定義，只能發生在環境為脫二氧化碳的弱酸和高孔隙率黃土中。然而整個作用卻能繼續發生在更酸且排水稍差的土壤裡，但黏粒與鐵在土壤中的關係會隨著黏粒降解或淋澱化作用的開始而分開。許多研究指出淋澱土是由黏土洗入作用-淋澱化作用之時間序列的結果，指淋澱化作用在黏粒淋洗之後發生。在法國研究兩個淋澱土，發現在淋澱層中皆有觀察到黏粒洗入作用的發生，在實驗室分析結果同樣顯示黏粒在該層次中累積 (Guillet et al., 1975)。此外關於淋澱土內物質顆粒的移動也在許多研究中被提及，其不只包括了淋澱化作用的所涉及的相關物質如有機質、鐵、鋁及矽等，也與黏粒有關 (Guillet et al., 1975; Ugolini et al., 1977; Harris and Hollien, 1999; Lin et al., 2002; Banik et al., 2014)。

在佛羅里達州土壤調查報告中 (Sodek, 1990)，發現有機物累積層(Bh)中黏粒與粉粒含量相較於鄰近層間通常較高。有鑑於此Harris (1995)利用土柱模擬漂白層(E)與有機質沉澱層(Bh)之形成過程實驗，結果指出大部分的黏粒與粉粒確實會緊密與砂粒的披覆體結合。發現在淋澱化作用中這些混合物質結合黏粒、粉粒與細砂大小的礦物與有機酸作用而溶解，造成土體顆粒表面剝落形成灰白色的E層，而其披覆物質的細礦物有一定的含量受到物理性的位移向下累積，形成更細質地的層次，有間接產生薄片構造(lamellae)之可能。而在Harris and Hollien (1999)收集該地區200多個浸水淋澱土資料，表示結晶性黏粒與非結晶性物質在洗出層與洗入層中有明顯增加的變化。在Bockheim and Hartemink (2013)整理可能發生黏粒洗入作用的土綱中，認為淋澱土會出現似黏聚層或高嶺土層的狀況，在分類上主要以亞類作為描述。

另有一類稱為Bisequal土壤，同樣為土體中含有洗出-洗入作用之現象，在層間序列可能出現E-Bs覆蓋在E-Bt (Anonymous, 1987)，這類土壤之形態特徵分為上下兩類，上層為淋澱層，下層則會是淋餘土似(Alfisol-)或極育土似(Ultisol-) (Schaeztl,

1996)，黏粒洗入作用(lessivage)與淋澱化作用(podzolization)皆在該土體中盛行，因此常被用來做為研究 (Schaetzl, 1996; Bockheim, 2003)。

臺灣山區地質破碎且地形陡峭，土壤缺乏穩定的生成環境，較不易生成大面積之淋澱土，因此淋澱土分佈多呈現點狀 (李心儀，1995)。此外母質多為硬頁岩、板岩及千枚岩等沉積物，所風化而來的土壤質地較細密，與國外高緯度地區之砂質或粗壤質母質的典型淋澱土相比，對於土壤組成物質的淋洗速率和移動能力有相當大的差異。因此有多數研究指出在臺灣高山或亞高山地區淋澱土生成受到高黏粒含量及地形坡度的限制 (劉禎祺等人，1994; Chen et al., 1995; Li et al., 1998a; Hseu et al., 2004)，關於其形成原因主要認為山區每年貢獻的超高雨量(>3000 mm/yr)，加劇了黏粒洗入作用和土壤中的淋洗作用，導致其淋澱土或淋澱化土壤中B化育層黏粒含量累積超過30 % (陳尊賢等人，1989; Chen et al., 1995; Li et al., 1998a; Hseu et al., 1999; Lin et al., 2002)。

第三章 材料與方法



3.1. 研究位置

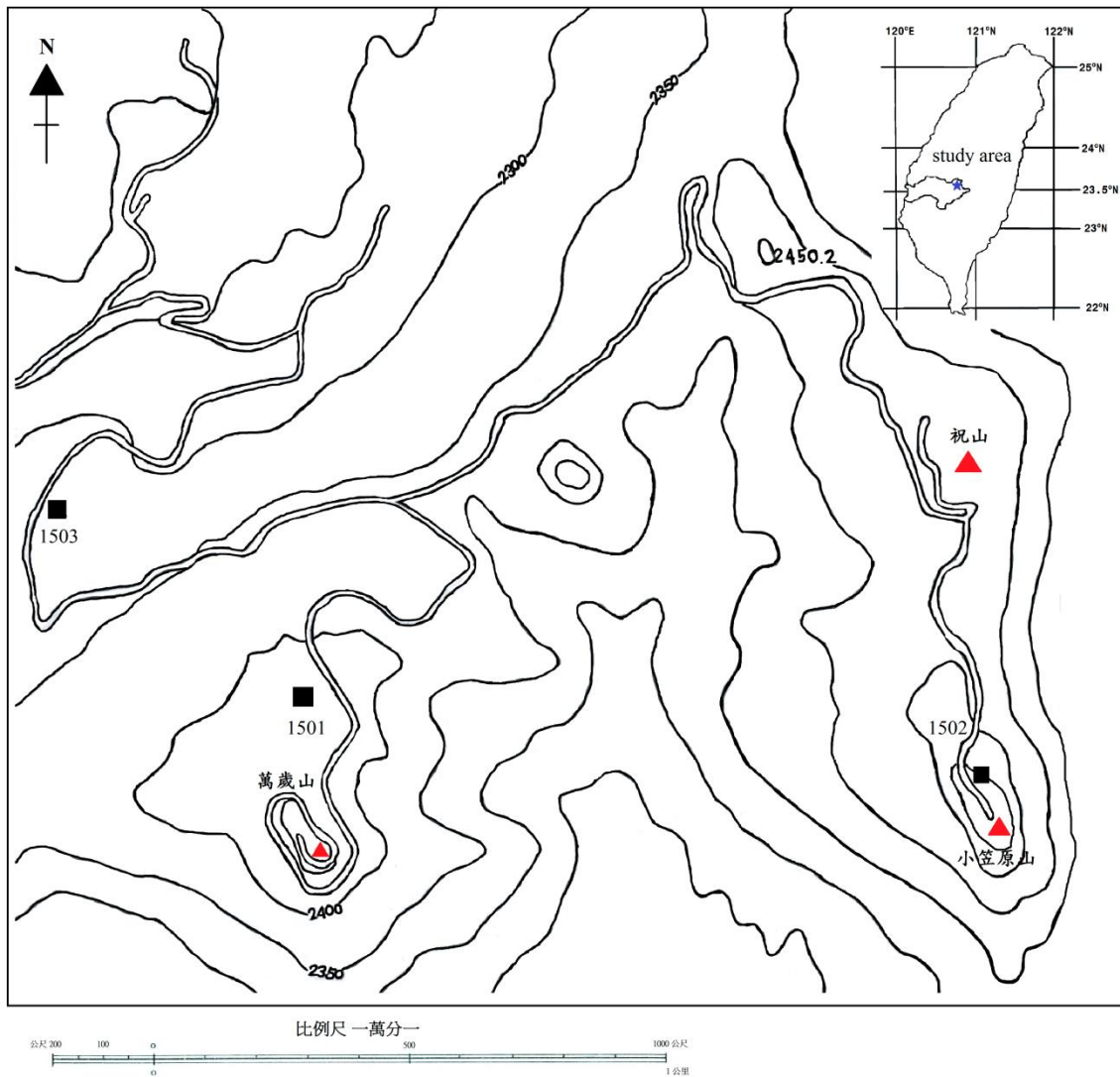
本研究地區位於臺灣中部嘉義阿里山的祝山地區，屬於阿里山山脈，其概略位置約在東經120°48'至120°49'，北緯23°29'至23°32'之間，行政區域隸屬於嘉義縣阿里山鄉大埔事業區，採樣點由阿里山舊火車站上方林務局工作站進入，沿祝山林道可通往祝山觀日樓(標高2470 m)以及新日出觀賞臺小笠原山(標高2488 m)，研究地區海拔高度約從2200 m至2480 m，樣點選擇主要以地形平坦處(slope < 10%)作為條件，搜尋該地區土壤中具有明顯顏色對比或符合淋澱層野外形態劃分之土壤，以利探討土壤間在淋澱化作用程度上之差異，採樣點位置與林道的路線(圖五)。

3.2. 氣候

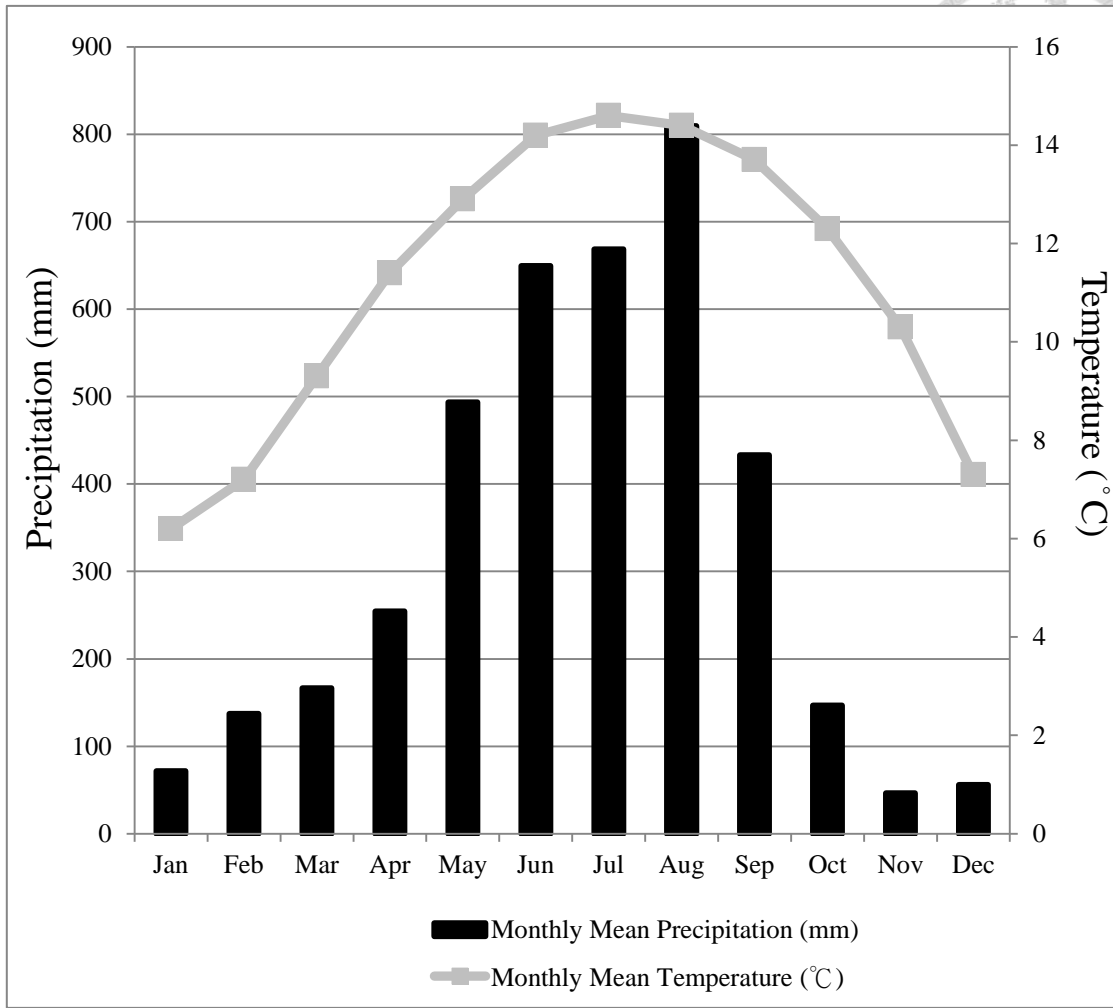
根據中央氣象局在阿里山氣象站(2470.5公尺)從1981年至2010年歷年之氣候資料(圖六及表二)，本研究區年降雨量約為4,000公釐，降雨月份主要在五月至九月期間，其主要因梅雨以及颱風所帶來豐沛雨水，降雨量最多是在八月，約有810公釐左右，最少月份則是在十一月，約為50公釐。本區之年蒸發量約為500公釐(中央氣象局，2015)，各月的蒸發散量約略相等，全年僅在冬季一月與二月之蒸發量會大於降雨量，所以研究區全年皆處於濕潤狀態。本研究區之平均相對濕度約為86%，全年溼度皆高，並隨季節有很明顯顯著變化。研究區之年均溫為10.8 °C，由於土溫大約為氣溫再加上2 °C，因此土溫約為12.8 °C左右，月均溫在5.7至14.2 °C之間，冬夏季溫度差約為9 °C。故本研究區全年大致處於冷涼潮濕狀態，且依據此氣候資料判斷，冬夏季溫度差在8到15 °C之間，由美國分類系統 (Soil Survey Staff, 2014) 判定，此區之土層50公分深之土溫是屬於溫和的(mesic)溫度境況，土壤水分境況則屬於濕潤的(udic)水分境況。

3.3. 植生

本地區之氣候其降雨量充足而全年濕潤，但阿里山地形多為山地上部或近山

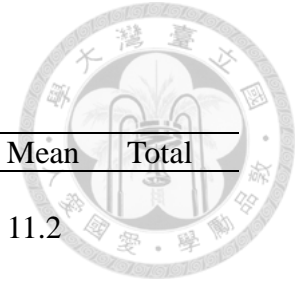


圖五、研究區土壤樣體採樣位置圖
 Fig. 5. Location sampling sites at the study area



圖六、研究區降雨量與氣溫(1981-2010)(中央氣象局，2015)

Fig. 6. Rainfall and air temperature of study area (1981-2010)




表二、研究地區氣象資料 (1981-2010)

Table 2. The weather data in study area (1981-2010)

Item	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Mean	Total
Monthly Mean Temperature (°C)	6.2	7.2	9.3	11.4	12.9	14.2	14.6	14.4	13.7	12.3	10.3	7.3	11.2	
Monthly Max. Temperature (°C)	11	11.7	13.8	15.7	16.9	18.1	19.1	18.7	18.3	17.5	15.5	12.4	15.7	
Monthly Min. Temperature (°C)	2.5	3.7	5.8	8.2	9.7	11.3	11.2	11.4	10.6	8.8	6.6	3.5	7.8	
Monthly Mean Precipitation (mm)	71.7	137.3	166.5	254.2	493.6	649.6	668.3	809.3	432.9	146.7	46.3	55.9		3932
Monthly Mean Relative Humidity (%)	81	84.3	81.9	85.3	89.1	90.2	90.3	92.2	91.1	87.6	82.4	78.9	86.2	

資料來源：中央氣象局阿里山氣象站(中央氣象局，2015)



脊處，因此常受強風吹襲，造就氣候冷涼為植被生長主要之限制因子，對針葉樹林組成因素較複雜（柳楮，1968、1971）。研究區域海拔高度介於 2300 至 2500 公尺左右，根據蘇鴻傑（1978）指出檜木林常出現於海拔高度 1600 至 2400 公尺之地，其年平均溫度在 10 °C 至 20 °C 之間，潮濕、涼爽、開闊的環境正是檜木類植物喜愛生長場所。由殖產局技手小笠原富二郎對阿里山區所提出的植物分佈與林相的調查報告，當時認為針葉樹蓄積達 473 萬立方公尺，但此結果與後續調查資料對比被認為高估，因此在 1911 年 9 月，中里正依據藤田組的每木調查為基礎，重啟森林調查，認定包括河合溪流域等，針葉樹蓄積為 295 萬立方公尺、闊葉樹為 310 萬立方公尺（陳玉峯與陳月霞，2003）。本區上層自然木本植物主要以紅檜/臺灣鐵杉林及紅檜/臺灣扁柏為優勢社會，紅檜/臺灣鐵杉林植被群其上層樹冠以紅檜 (*Chamaecyparis formosensis*) 及臺灣鐵杉 (*Tsuga chinensis*) 佔優勢，並有少數華山松 (*Pinus armandii*) 或昆欄樹 (*Trochodendron aralioides*) 相伴而生，下層則由南燭 (*Lyonia ovalifolia*)、森氏杜鵑 (*Rhododendron morii*)、昆欄樹 (*Trochodendron aralioides*) 等，等灌木或小喬木形成灌叢社會；另外在紅檜/臺灣扁柏植被群其上層樹冠以紅檜及臺灣扁柏 (*Chamaecyparis obtusa*) 佔優勢，此外華山松 (*Pinus armandii*) 為造林中自生者居次，林下則以玉山箭竹 (*Yushania niitakayanensis*) 為領導優勢；其他第二、三層伴生樹種如常綠喬木森氏櫟 (*Cyclobalanopsis morii*)、高山新木薑子 (*Neolitsea acuminatissima*)、臺灣江某 (*Schefflera taiwaniana*) 等，另外尚有草本或藤本類如火炭母草 (*Polygonum Chinese*)、五節芒 (*Miscanthus floridulus*)，其餘地被如斜方複葉耳蕨 (*Arachniodes rhomboides*)、阿里山忍冬 (*Lonicera acuminata*)、臺灣瘤足蕨 (*Plagiogyria formosana*)、臺灣鱗毛蕨 (*Dryopteris formosana*)、臺灣長春藤 (*Hedera rhombea*)、臺灣澤蘭 (*Eupatorium formosanum*) 等一些蕨類及苔蘚類植物。除原生自然林外，因經濟因素下所種植的人工柳杉林亦為本區之重要林相。

綜觀阿里山地區海拔高度之植生群，涵蓋溫帶闊葉林及涼溫帶針葉林植生群，且阿里山地形多變化提供植群不同棲息環境，因此蘊育許多珍貴樹種如紅檜、臺灣扁柏、臺灣杉、臺灣鐵杉及華山松等。



3.4.地形與地質

臺灣地區早期因強烈造山運動，使得成為一多山島嶼，山地面積超過全島總面積的65% (林朝榮，1957)。本研究區域屬於阿里山山脈主脈上，山脈走向與玉山山脈略呈平行。鄰近之玉山山脈屬始新世紀層，而阿里山山脈則屬於中新世晚期 (Late Miocene)-南港砂岩層，構成山脈之岩石以沉積岩，多以砂岩、頁岩互層，為臺灣西部中新世中最年幼的一個沉積循環，此外屬於海陸相交的陸臺型沉積相。南港層位於下部，由白色砂岩、黑灰色頁岩以砂岩、玢砂岩、頁岩的薄葉互層構成；桂竹林層位於上部，主要由厚層淡清灰色(或灰白色)細粒砂岩夾雜著深灰色頁岩所構成，互層存在者較多。

3.5.土壤剖面挖掘與野外形態特徵之描述

土壤剖面挖掘與描述，皆參照美國農部土壤調查手冊 (Soil Survey Staff, 2014) 之方法採集。依照地理位置挖掘土坑，土壤剖面挖掘深度隨地形與母質而不同，因此以遇到底層為岩石層(R)為原則，土坑挖掘完畢之後，進行剖面表面之清理，使其呈現出自然土壤構造；再以標示牌與刻度尺標示剖面深度後，將其攝影留存。之後區分土壤剖面各化育層界，並加以標號、詳細觀察以及進行土壤剖面形態特徵描述與周圍環境資料的紀錄。完成描述後採集各化育層的土壤約二公斤，分別裝袋並標記號碼，攜帶回實驗室進行後續處理。

樣體現地描述的部分參照美國農部(USDA)發行土壤調查手冊 (Soil Survey Division Staff, 1993)，將土體中的層次、厚度、顏色、質地、構造、結持度、根與根孔之大小、數量與分布、層界等仔細記錄(附件一)。此外，也參照WRB (world reference base for soil resources, 2014)系統分類一併做比較。

3.6.土壤樣體採集與處理

將所採集之土壤樣品經自然風乾，研磨並過10 mesh篩網(< 2 mm)，混和均勻後裝入樣品罐中，以供日後實驗分析用。

3.7.土壤薄切片製備與觀察

在樣地的原始土壤剖面中，依照層間序列分別採取Bhs層、Bt層或交接層界之

土壤薄切片標本，根據FitzPatrick (1970)土壤剖面所選取薄切片之位置應避開岩石、孔洞或粗大樹根，以保持土壤自然狀態，採集方法將一鐵製盒(Kubiena box)，以木槌輕輕敲入或以手推入土壤剖面中，再利用移植鏟小心整理鐵盒周圍土壤，再將之鏟出，取得完整土塊，收集、包裝、編號並標示採樣位置與方向。攜帶回實驗室隨即寄至美國Spectrum Petrographics公司。

儀器方面則是透過偏光顯微鏡，其主要構造包括光源(light source)、偏極器(polarizer)、接物鏡(objective)、分析器(analyzer)、接目鏡(ocular)與夾片臺(stage)，偏光顯微鏡不同於一般光學顯微鏡之處在於其多了偏極器與分析器。偏極器是將光源發散出來的光轉為平面偏光(plane polarized light)，在平面偏光下，土壤物質的形態特徵會與一般光學顯微鏡下的觀察相同。在偏極器與分析器同時使用下會產生正交偏光(cross polarized light)，在正交偏光下，土壤物質將可區分為兩大類：

第一個為光學等向性(isotropic)物質，包括土壤孔隙、無定形物質與等向性礦物等，當光通過物質時，各方向的傳導速率均一致，所以在正交偏光下，此類物質呈現黑色。第二為光學非等向性(anisotropic)物質，包括多數原生礦物、黏土礦物與鐵等，當光源通過物質時，在不同結晶方向中前進速率不同，故在正交偏光下，改變夾片臺旋轉角度即呈現顏色變化。

土壤樣體微形態之觀察、描述及鑑定，依據Bullock et al. (1985)所著作”土壤薄切片描述手冊(Handbook for soil thin section description)”使用之名詞及定義，說明阿里山土壤剖面上所選定之層間土壤微形態。

3.8.土壤基本性質分析

3.8.1 物理性質分析

1. 水分含量：重量法 (Gardner, 1986)

於已知重量之容器W中秤取土壤，記錄此時讀值為W₁，置於烘箱中以105 °C加熱24 小時後，移出置入乾燥皿中冷卻再秤取重量，此時重量為W₂。

濕基重水分含量 $\theta_{ww}\% = [(W_1 - W_2) / (W_1 - W)] \times 100\%$ (依天秤精度取有效位數)

校正之土重 = 風乾土重 - (風乾土重 $\times \theta_{ww} / 100$)



2. 總體密度：圓筒法或石蠟塊法 (Blake and Hartage, 1986)

- (1) 圓筒法(core method)：以core採取各土壤化育層之土壤，攜回實驗室測定之。
- (2) 石蠟塊法(paraffin method)：若採樣之土壤有過乾或過濕等狀況，而無法完整採集土壤樣體時，則挖取約拳頭大小的土塊若干個，攜回實驗室以石蠟塊法測定之。

3. 粒徑分析：吸管法 (Gee and Bauder, 1986)

(1) 碳酸鹽類移除

秤取12克風乾土壤於250 mL 離心管中，加入50 mL 去離子水，混合後，加入10 mL，1 M 醋酸鈉(pH 5)，搖勻後離心，倒除上清液。再加入50 mL去離子水，搖勻後離心，倒除上清液。

(2) 有機物分解

將離心管中土壤以去離子水沖洗入600 mL燒杯，加入5 mL 35 % H_2O_2 攪拌加熱至90 °C，加熱至接近乾燥，再重複上述步驟，至大部份有機物被分解(判斷以反應速率與樣品顏色變淡為基準，若產生大量氣泡且體積大，表示仍有未分解完全之有機質；若加入 H_2O_2 後產生之氣泡綿密且氣泡產生速度明顯降低，則判斷為有機質分解結束)，再額外加熱1小時。

(3) 鐵鋁氧化物移除

將上述樣品移至100 mL離心管中，使用約50 mL sodium citrate-bicarbonate buffer (125 mL 1 M 碳酸氫鈉(bicarbonate)加入於1 L 0.3 M 檸檬酸鈉中(citrate carbonate)，攪拌後慢慢加入約3克 連二亞硫酸鈉(一次加入1克，分三次加入)並攪拌，於80 °C水浴中加熱20分鐘間斷攪拌數次。將樣品移開溫水浴，加入10 mL 飽和氯化鈉(sodium chloride)混合後離心，倒除上清液。若樣品仍帶有黃棕色，重複前述步驟。接著分別以50 mL 10% 氯化鈉及50 mL去離子水清洗並離心移去清洗液。最後將樣品置入250 mL 燒杯中，以去離子水仔細沖洗離心管壁以防樣品損失，置於烘箱中以105 °C 烘乾備用。

精秤處理後烘乾土重，以去離子水洗入金屬攪拌杯中，再加入10 mL 5% 偏

磷酸鈉(Na-hexaetaphosphate)，以電動攪拌機中等速度攪拌約15分鐘，將樣品通過325 mesh(< 44 μm)篩網進行濕篩，坩粒與黏粒洗入1000 mL沉降筒。將留在篩網上砂粒洗入燒杯中，烘乾後秤重得土壤中砂粒含量，再細分為極細砂(47 μm~0.1 mm)、細砂(0.1 mm~0.25 mm)、中砂(0.25 mm~0.5 mm)、粗砂(0.5 mm~1 mm)與極粗砂(1 mm~2 mm)五個不同等級。沉降筒中之坩粒與黏粒以去離子水定量至1 L靜置數小時待平衡，再根據Stokes' Law和土壤溫度，對照黏粒沉降之時間，以攪拌槳充份攪拌後靜置，達到沉降時間以25 mL定量吸管於液面下10 cm處吸取25 mL 樣品(須在12 秒內完成)，移至燒杯中烘乾秤重。分別計算砂粒與黏粒之比例，得到土壤中砂粒、坩粒與黏粒重量百分率，依照美國農部土壤調查手冊質地三角座標圖即可求得質地分級。

3.8.2 化學性質分析

1. 土壤反應(pH 值)：玻璃電極法 (McLean, 1982)

- (1) H₂O：土壤與去離子水以重量比 1：1(w/w)經充分攪拌後，靜置 1 小時後以玻璃電極測定。
- (2) KCl：土壤與 1 N KCl 以重量比 1：2.5(w/w)經充分攪拌後，靜置 1 小時後以玻璃電極測定。

2. 有機碳(Organic carbon)：Walkley-Black 濕式氧化法 (Nelson and Sommer, 1982)

精秤0.5克土壤(<0.002 m)置入500 mL錐形瓶中，先加入10 mL 1N 重鉻酸鉀(K₂Cr₂O₇)搖勻，隨即加入20 mL濃硫酸(H₂SO₄)，混合均勻以後靜置30分鐘(若此時溶液呈現綠色則須將土壤重量減半，重複上述步驟)。接著再添加200 mL去離子水與10 mL 85 % 磷酸(H₃PO₄)，放置常溫後滴入30滴 二苯胺指示劑，再以0.5N 硫酸亞鐵銨((NH₄)₂Fe(SO₄)₂)進行滴定之。

有機碳含量計算公式：

$$OC(\%) = 10 \times \left(1 - \frac{V_s}{V_b}\right) \times (1.0 \text{ N}) \times \left(\frac{12}{4000}\right) \times 1.3 \times \left(\frac{100}{W}\right)$$



Vs：樣品之硫酸亞鐵溶液滴定量(mL)

Vb：空白之硫酸亞鐵溶液滴定量(mL)

W：土壤樣品重量

1.3：有機碳與有機物的轉換係數(Van Bemmelen factor)和回收率轉換因子。

3. 可交換性鹽基(Exchangeable bases)：1N 醋酸銨法(pH 7) (Thomas, 1982)

秤取5克土壤置入於淋洗管柱，以100 mL 1N 醋酸銨(pH 7) (NH₄OAc)淋洗，洗出之溶液定量至100 mL定量瓶中，利用原子吸收光譜儀測定溶液中可交換性之鉀(K)、鈉(Na)、鈣(Ca)、鎂(Mg)含量。

4. 陽離子交換容量(Cation exchange capacity)：1N 醋酸銨法(pH 7) (Thomas, 1982)

秤取5克土壤以100 mL 1N 醋酸銨(pH 7) 淋洗後，再以100 mL 95% 酒精(methanol)洗去土壤裡多餘的醋酸銨溶液。之後添入100 mL 10% 氯化鈉溶液淋洗，以交換出土壤粒子表面吸附之NH₄⁺，將洗下的溶液收集後，使用凱式蒸餾法(Kjeldahl's Method)測定氮含量，以計算陽離子交換容量。

5. 鹽基飽和度(Percentage of base saturation, BS%)：

將1 N 醋酸銨(pH 7)溶液淋洗置換出的鹽基總含量，除以陽離子交換容量，再乘上100%，即為鹽基飽和度，公式如下。

$$BS\% = [(Exchangeable\ K + Na + Ca + Mg)/CEC_7] \times 100\%$$

6. 可交換性酸度(Exchangeable acidity)：1N 氯化鉀法 (Thomas, 1982)

秤取10克風乾土於錐形瓶中，加入25 mL 1 N 氯化鉀(KCl)，搖勻後靜置30分鐘，再以真空抽氣過濾，分次加入25 mL 1 N 氯化鉀至總抽出液體積為150 mL。將抽出液滴入酚酞指示劑，以0.1 N 氫氧化鈉(NaOH)滴定達紅色視為滴定終點，



紀錄滴定量以計算 Al^{3+} 與 H^+ 量。再添入10 mL 1 N 氟化鉀(KF)使溶液呈紅色進行反滴定，以0.1 N 鹽酸(HCl)滴定到無色停止，靜置30分鐘後再滴定至無色，紀錄滴定量以計算 Al^{3+} 量。前者減去後者即為 H^+ 量。

Meq KCl acidity = (NaOH sample - NaOH blank) x N x 100/ sample weight(g)

Meq KCl exchangeable Al = HCl x N x 100/ sample weight(g)

Meq H = KCl acidity - KCl exchangeable Al

7. 鋁飽和度(Percentage of Al saturation, Al%)

交換性鋁含量除上可交換性鹼基與交換性鋁含量之總和，即為鋁飽和度

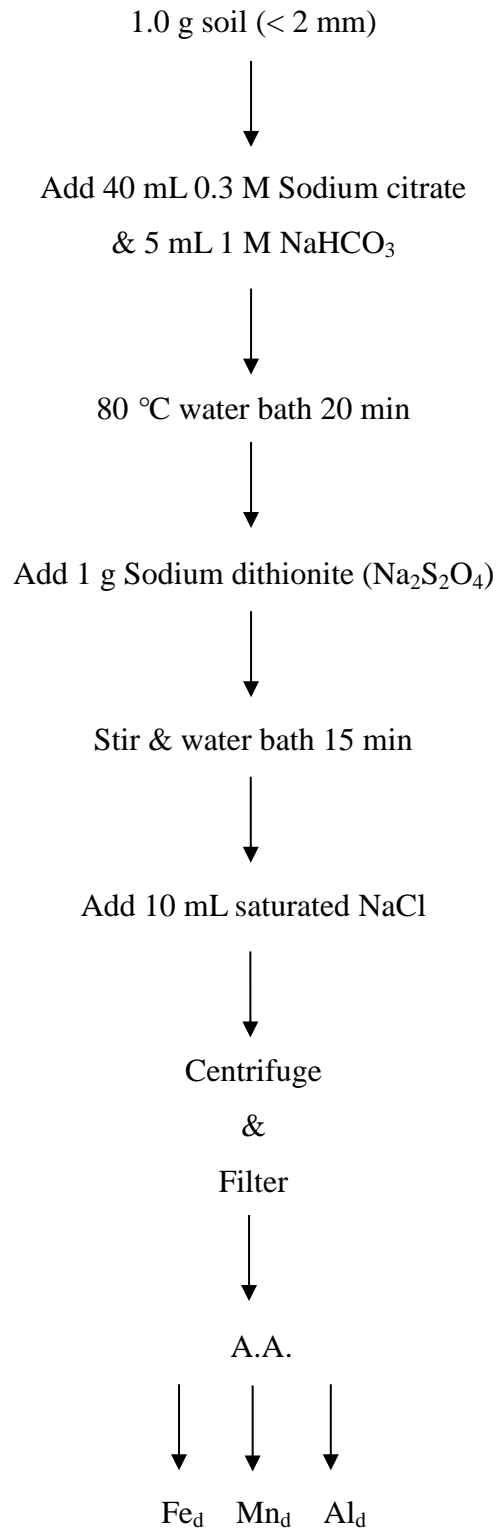
$$Al\text{ Saturated } \% = \left[\frac{(Al_{Ex.})}{EX.(K+Na+Ca+Mg+Al)} \right] \times 100\%$$

8. 游離鐵、鋁、錳：Sodium Citrate-Bicarbonate-Dithionite(CBD)可抽出性鐵、鋁和錳(分別以 Fe_d 、 Al_d 和 Mn_d 表示) (Mehra and Jackson, 1960)

精秤1克土壤，加入40 mL 0.3 M 檸檬酸鈉溶液，及5 mL 1 M 碳酸氫鈉溶液，以80 °C溫水浴約15至20分鐘，再加入1克 連二亞硫酸鈉($Na_2S_2O_4$)，持續攪拌15分鐘，再加入10 mL 飽和氯化鈉溶液(若未產生絮聚現象再加入10 mL 丙酮)，離心後收集懸浮液，重複上述步驟至溶液呈現灰色。以原子吸收光譜儀(A.A.)測定濾液中鐵、鋁和錳含量。分析流程詳如(圖七)。

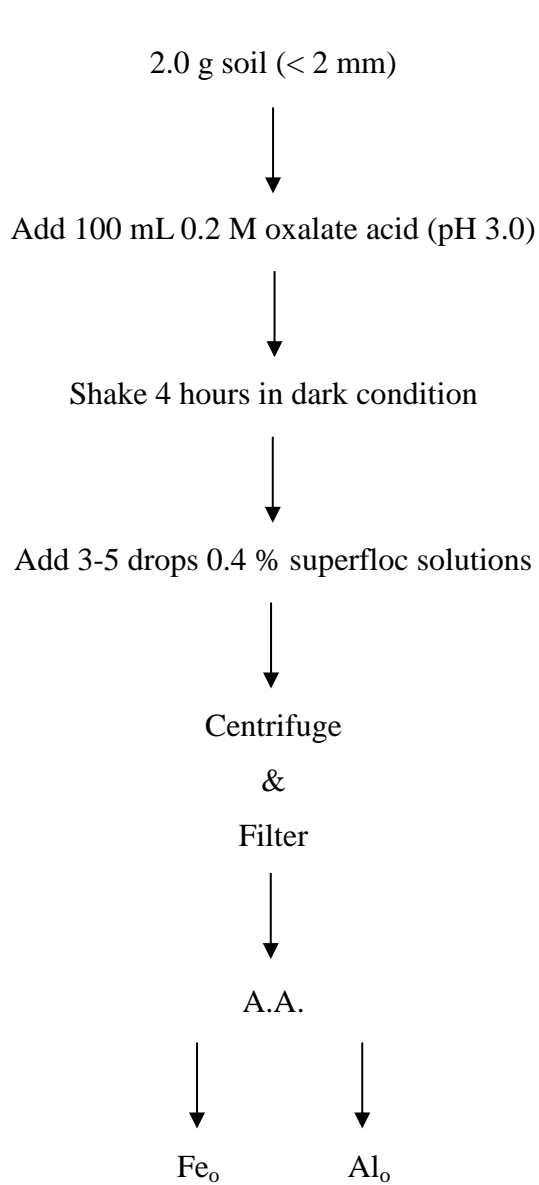
9. 無定形鐵、鋁：Acid oxalate 可抽出性鐵和鋁(分別以 Fe_o 和 Al_o 表示)0.2 M Oxalate-Oxalic Acid(pH3.0)抽出法 (McKeague and Day, 1966)

精秤2克土壤，加入100 mL 0.2 M之酸性草酸銨溶液(pH 3.0)，在黑暗中震盪4小時後，再加入數滴0.4 %之Superfloc(絮聚用)，劇烈震盪十秒後，靜置約30分鐘，接著以2000 rpm離心15分鐘，再以Whatman No.42濾紙過濾，以原子吸收光譜儀(A.A.)測定濾液中鐵、鋁和錳含量。分析流程詳如(圖八)。



圖七、游離型態鐵與鋁之萃取及測定流程圖

Fig. 7. Extraction of sodium citrate-bicarbonate-dithionite(CBD) and determination procedures of Fe and Al



圖八、無定形鐵與鋁之萃取及測定流程圖

Fig. 8. Extraction of oxalate-oxalic acid and determination procedures of Fe and Al

10. 有機型鐵、鋁: Sodium pyrophosphate 可抽出性鐵和鋁(分別以 Fe_p 和 Al_p 表示) 0.1 M Sodium pyrophosphate(pH10.0)抽出法 (Loveland and Digby, 1984)

取1克土壤加入0.1 M 焦磷酸鈉(Sodium pyrophosphate)溶液(pH 10) 100 mL, 震盪24小時, 加入5滴0.4 % superfloc, 以2000 rpm離心15分鐘, 再以Whatman No.42濾紙過濾, 以原子吸收光譜儀(A.A.)測定濾液中鐵、鋁和錳含量。分析流程詳如(圖九)。

11. ODOE 值: Acid oxalate 酸性草酸銨(pH 3.25)淋洗法 (Daly, 1982)

5克土壤, 經可交換性鹽基及陽離子交換容量分析結束後, 再加入200 mL之酸性草酸銨溶液(草酸銨24.9 g加入草酸12.6 g定量至一公升調整pH至3.25)進行淋洗, 收集濾液以分光光度計於430 nm波長下進行測定其吸光值, 分析流程詳細如(圖十)。

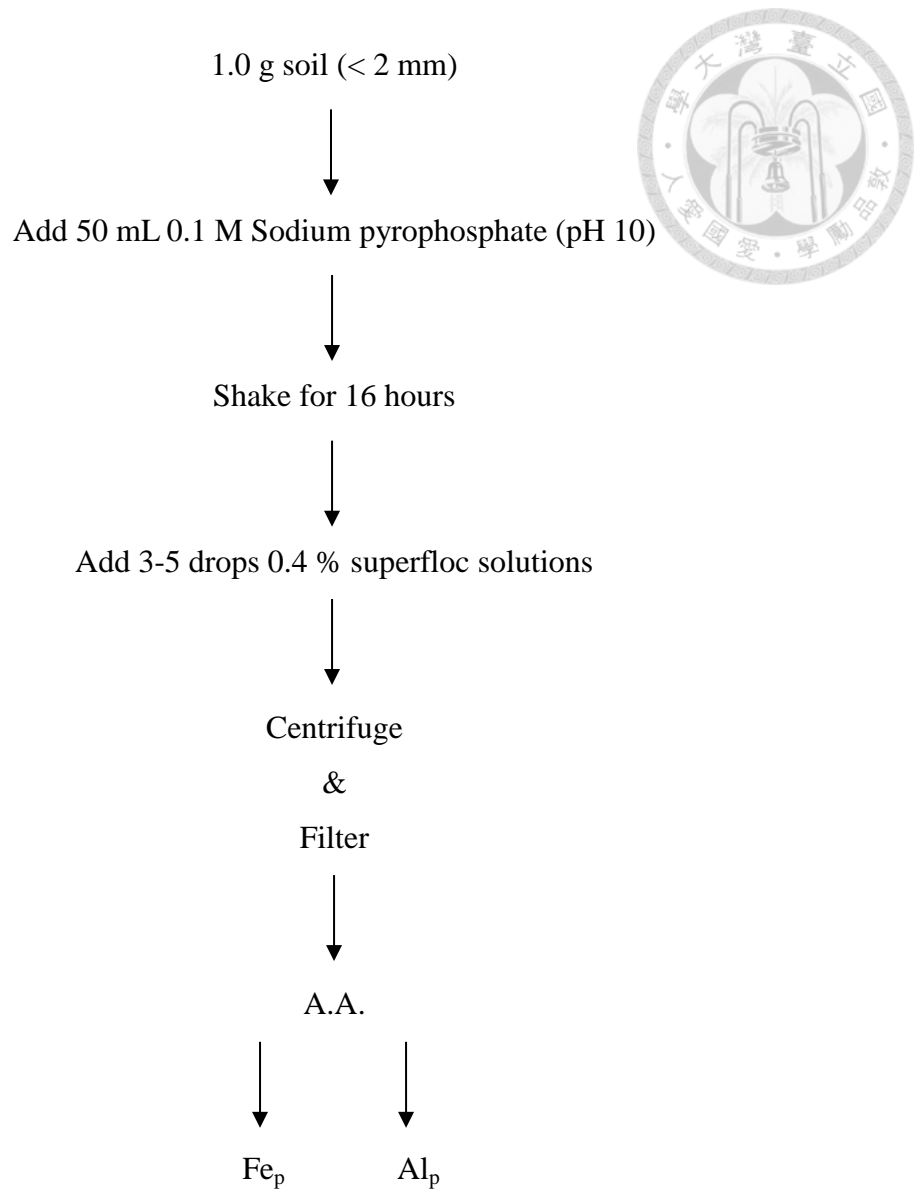
12. 磷酸根結持度(Phosphate retention): 0.032 M Na_2HPO_4 (pH 4.6)溶液(Blakemore et.al., 1981)

取5 克土壤加入25 mL 0.032 M 磷酸氫鈉(Na_2HPO_4)(pH 4.6)溶液, 來回震盪24小時後, 加入3滴0.2% superfloc溶液, 以2000 rpm離心15分鐘, 再以Whatman No.42濾紙過濾, 濾液以鉬黃法於466 nm下測定吸光值, 並以檢量線換算成磷酸結持度(%)。

磷酸氫鈉溶液以8.8 g 磷酸氫鈉、54.4 g 醋酸鈉與23 mL 冰醋酸, 定量至2公升, 此時溶液pH值介於4.55 到4.65。

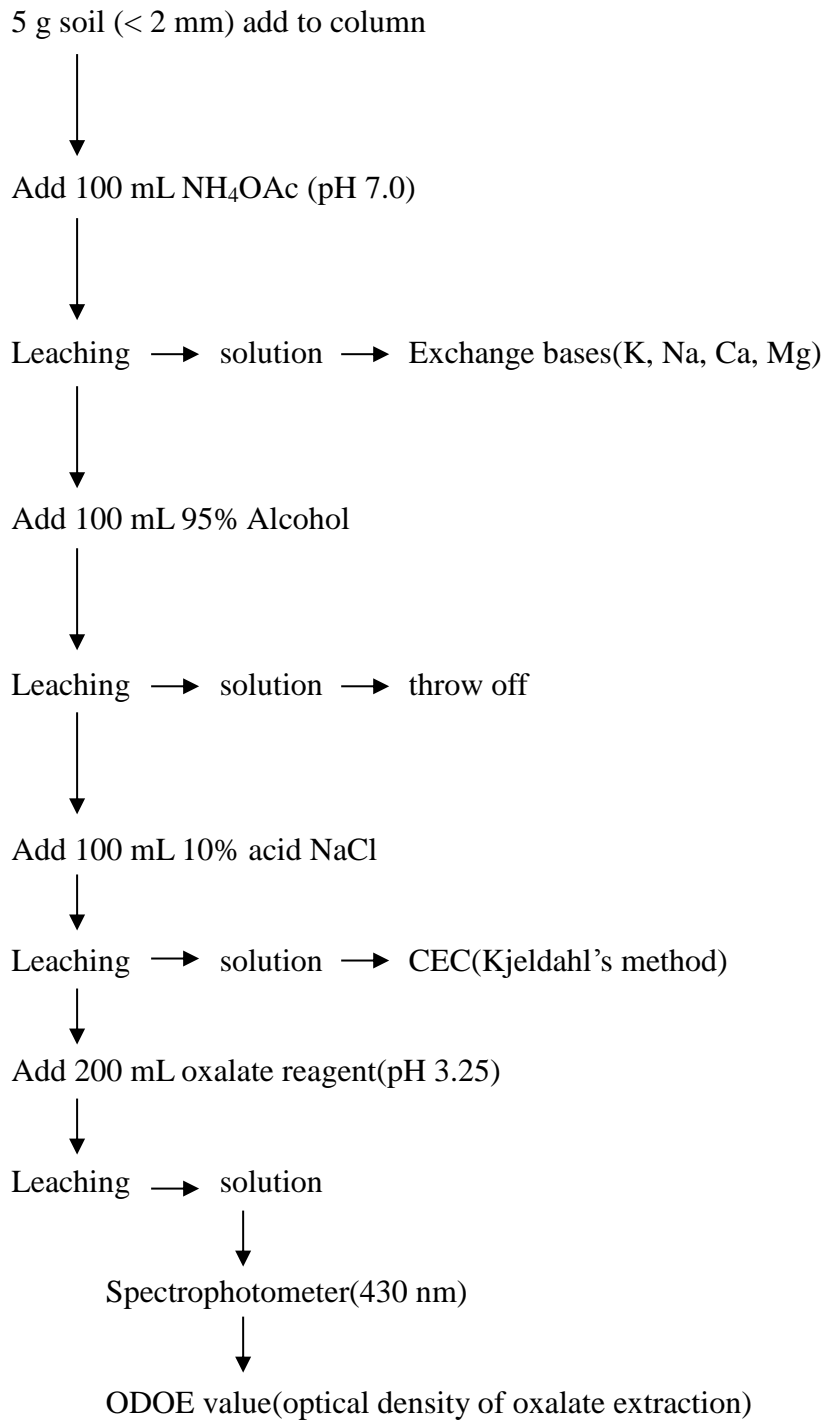
鉬黃法: 取1 mL 濾液於試管中, 加入19 mL 混合試劑, 均勻搖晃後靜置呈色30分鐘, 以分光光度計, 於波長466 nm下測定吸光值。

混合指示劑: 取100 mL 濃硝酸, 以超純水定量至1000 mL, 配製成0.16 M HNO_3 (A液); 秤取0.8 克 鈳酸銨溶於約500 mL沸騰超純水中, 冷卻後緩慢加入6 mL 濃硝酸, 定量至1000 mL, 配製成鈳酸銨溶液(B液); 秤取16 克 鉬酸銨溶



圖九、有機鍵結型態鐵與鋁之萃取及測定流程圖

Fig. 9. Extraction of sodium pyrophosphate and determination procedures of Fe and Al



圖十、ODOE 值測定流程圖
Fig. 10. Flow chart of ODOE value determination

於50 °C 超純水中，冷卻後定量至1000 mL，配製成鉬酸鉍溶液(C液)；先混合A液與B液後再加入C液即為混合指示劑（需依順序加入）。



3.8.3 黏土礦物分析

1. 黏粒抽出

取50 克土壤先經過去除有機物與游離鐵後，利用虹吸法與Stokes' law，待其砂粒及粉粒沉降後於沉降筒中抽出小於2 μm 之黏粒懸浮液，離心後倒除上清液備用 (Whittig and Allardice,1986)，黏土礦物組成分析流程(圖十一)。

2. 黏粒處理

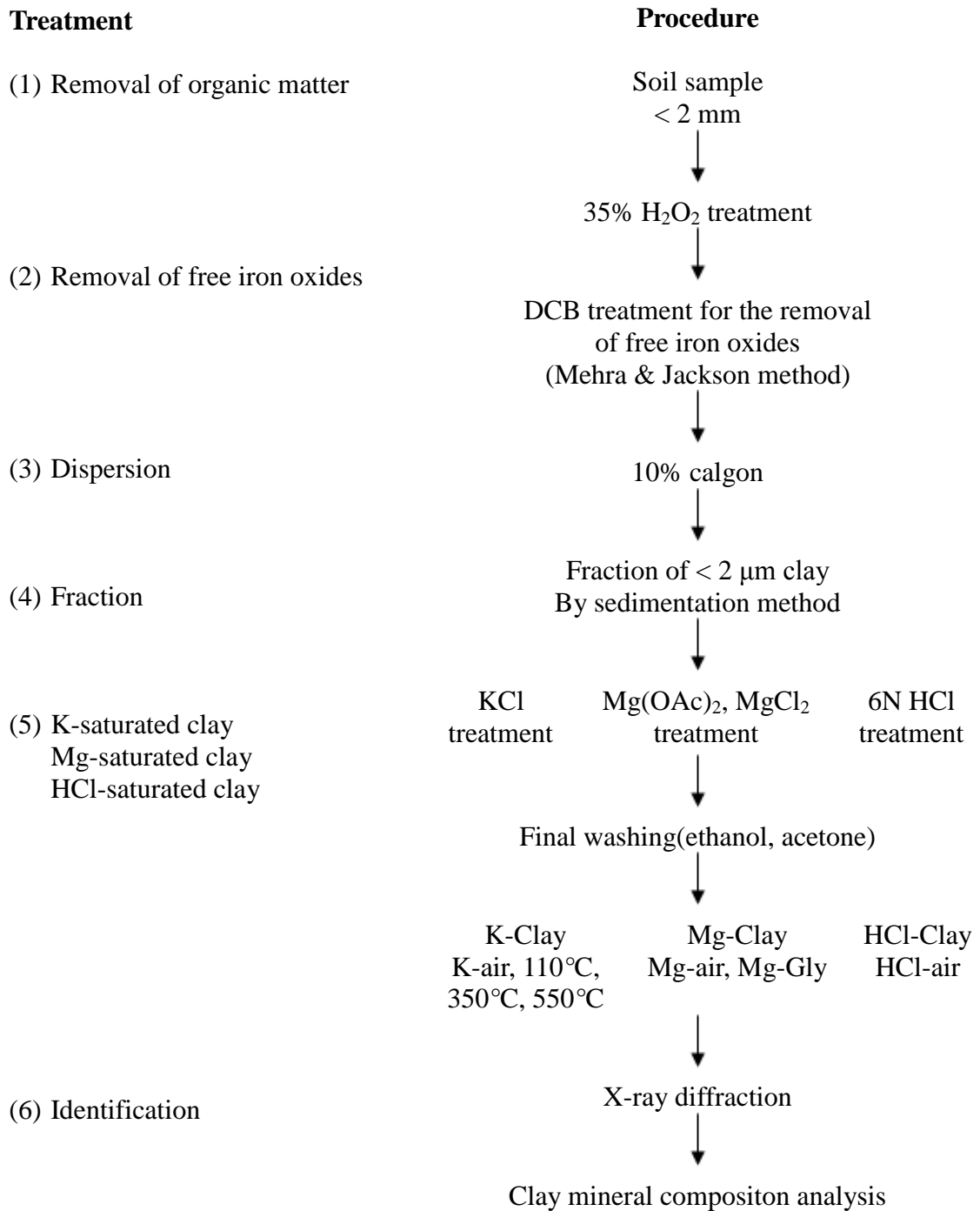
將沉降法收集後之黏粒分別作鉀飽和 (K-saturated clay)、鎂飽和 (Mg-saturated clay)與6N HCl(HCl-saturated clay)處理，過程如下：

(1) 鉀飽和處理(K-saturated clay)

取0.2克 $< 0.2 \mu\text{m}$ 之黏粒於100 mL塑膠瓶內，加入30 mL 2N KCl，震盪2小時之後，以轉速4000 rpm離心10分鐘倒除上層澄清液。再加入30 mL 1N KCl，繼續震盪2小時，再以轉速4000 rpm離心10分鐘倒除上層澄清液(此步驟需重複進行兩次)。完成後加入 30 mL 50%之酒精，震盪10分鐘後平衡離心，倒除上層澄清液。再加入30 mL 95% 酒精，震盪10分鐘後平衡離心(此步驟重複進行兩次)，最後加入30 mL 95% 丙酮，震盪10分鐘後平衡離心，保留上層澄清液備用。將保留之上層澄清液以吸管抽取1 mL於乾淨試管中，滴入1滴 0.1M AgNO_3 ，若呈現混濁狀則重複上述步驟；若是呈現澄清狀則可倒除上層澄清液，加入少量超純水使之呈現懸浮液狀，抽取液體塗抹於拭淨之玻片上風乾。

(2) 鎂飽和處理(Mg-saturated clay)

取0.2克 $< 0.2 \mu\text{m}$ 之黏粒於100 mL塑膠瓶內，加入60 mL 5N $\text{Mg}(\text{OAc})_2$ ，震盪2小時之後，以轉速4000 rpm離心10分鐘倒除上層澄清液。再加入30 mL 2N $\text{Mg}(\text{OAc})_2$ ，繼續震盪2小時，再以轉速4000 rpm離心10分鐘倒除上層澄清液，最後加入30 mL 1N MgCl_2 。完成後加入 30 mL 50%之酒精，震盪10分鐘後平衡離心，倒除上層澄清液。再加入30 mL 95% 酒精，震盪10分鐘後平衡離心(此步驟



圖十一、黏土礦物組成分析流程圖

Fig. 11. Flow chart of identification of clay mineral composition.

重複進行兩次)，最後加入30 mL 95% 丙酮，震盪10分鐘後平衡離心，保留上層澄清液備用。將保留之上層澄清液以吸管抽取1 mL於乾淨試管中，滴入1滴 0.1M AgNO₃，若呈現混濁狀則重複上述步驟；若是呈現澄清狀則可倒除上層澄清液，加入少量超純水使之呈現懸浮液狀，抽取液體塗抹於拭淨之玻片上風乾。

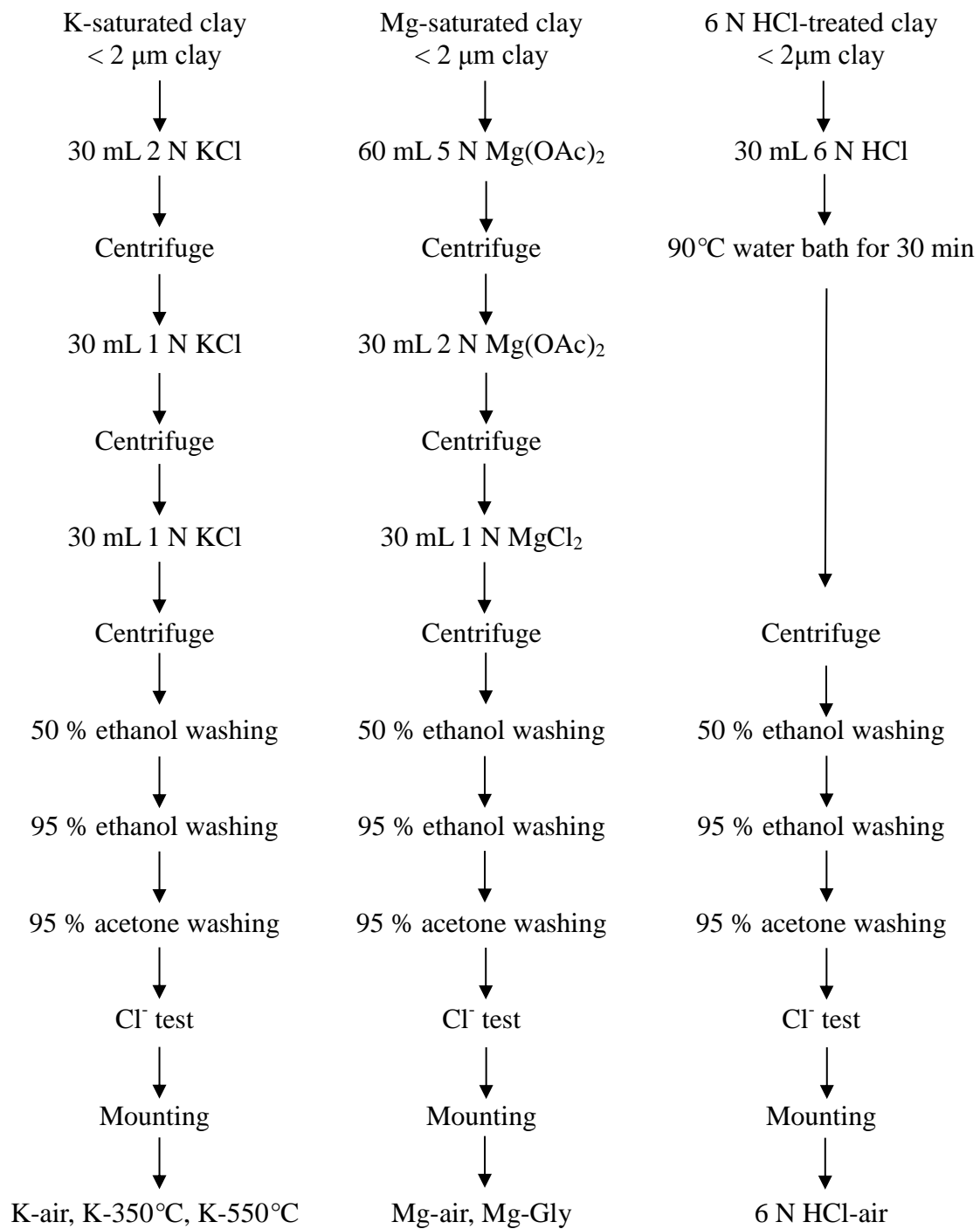
(3) 6N HCl (HCl-saturated clay)

取0.2克 $< 0.2 \mu\text{m}$ 之黏粒於100 mL塑膠瓶內，加入30 mL 6N HCl，以90 °C水浴30分鐘之後，待冷卻後平衡，以轉速4000 rpm離心10分鐘倒除上層澄清液。完成後加入 30 mL 50% 酒精，震盪10分鐘後平衡離心，倒除上層澄清液。再加入30 mL 95% 酒精，震盪10分鐘後平衡離心(此步驟重複進行兩次)，最後加入30 mL 95% 丙酮，震盪10分鐘後平衡離心，保留上層澄清液備用。將保留之上層澄清液以吸管抽取1 mL於乾淨試管中，滴入1滴 0.1M AgNO₃，若呈現混濁狀則重複上述步驟；若是呈現澄清狀則可倒除上層澄清液，加入少量超純水使之呈現懸浮液狀，抽取液體塗抹於拭淨之玻片上風乾。

處理完成後之玻片待黏粒乾燥固定後，在鉀飽合的部分尚須進行室溫乾燥處理以及分別在110 °C、350 °C和550 °C下加熱2小時處理；鎂飽和的部分則是室溫乾燥處理與密閉容器中利用甘油薰蒸飽和處理；最後6 N HCl僅做室溫乾燥處理。鉀飽和、鎂飽和與6 N HCl處理黏粒定位片之製備流程(圖十二)。

3. X 射線繞射鑑定

採用Rigaku D/max-2200/PC (Tokyo, Japan)機型，K α 射源靶為銅靶；濾片-鎳片；電壓30kV；電流：10 mA；繞射速度2°/分鐘；強度：1000 cps；2 θ 範圍：2-40°。



圖十二、鉀飽和、鎂飽和與鹽酸處理之黏粒製備步驟

Fig. 12. Procedures of preparation of K-saturated, Mg-saturated and 6 N HCl-treated clay

第四章 結果與討論



4.1 土壤樣體形態與環境因子描述

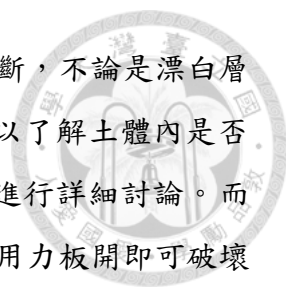
研究地區三個樣體之剖面形態特徵描述，而三個土壤樣體之形態特徵與生成環境之條件描述詳細如下：

1. 土壤樣體 1501 環境因子與土壤樣體形態

土壤樣體1501位於萬歲山(Wansueishan)之背坡(backslope)，在林業道路與阿里山氣象站附近(圖十三)，海拔高度為2460公尺，坡度約為3度，坡向為東北方(50度)，採樣點附近植被主要為紅檜(*Chamaecyparis formosensis*)、臺灣鐵杉(*Tsuga chinensis*)、玉山箭竹(*Yushania niitakayanensis*)與苔蘚。由地表覆滿苔蘚可看出表層逕流量低，受到苔蘚類植物保水影響而潮濕，土壤母質為砂岩，土層厚度約65公分，地勢平坦，水分在土壤內入滲作用強烈，對於淋澱化作用有益。剖面層序於漂白層以下分為左右邊，因可明顯觀察出兩處不同(圖十四)，右側為O/A-E-Bt-Bhs/Bt-C(以-R標示)；左側則為O/A-E-Bhs/Bt1-Bhs/Bt2-C(以-L標示)。表層土壤有一厚達10公分的有機層(O)和表育層(A)混合之層間(O/A)，其下方則為10公分之灰色(gray, 7.5YR 6/1)且混有棕色(brown, 7.5YR 4/2)斑紋(5%)之漂白層，質地可能為壤土。20公分處土壤剖面兩邊開始有不同形態構造的出現，土壤剖面的左右兩側之厚度不均，右側漂白層下方為一亮棕色(strong brown, 7.5YR 5/8)且有黑色(black, 7.5YR 2.5/1)斑紋(5%)之薄黏聚層厚度10公分。黏聚層下有厚度15公分之淋澱層具黏粒洗入特徵之土塊，土色成亮棕色(strong brown, 7.5YR 4/6) 同樣混有黑色(black, 7.5YR 2.5/1)斑紋(20%)，土塊表面具有明顯可辨識之黏粒膜，其質地與上層淋澱層間有差異，認為黏粒含量有增加之趨勢，而在兩邊的斑紋處推測實為有機碳向下累積之證據。另外在左側部分，漂白層下方為亮棕色(strong brown, 7.5YR 5/6)且混有極暗棕色(very dark brown, 7.5YR 2.5/2)斑紋(5%)之淋澱層具黏粒洗入特徵(Bhs/Bt1)，質地與右側有明顯之差異，黏粒含量較高，具有明顯黏粒膜，其下接Bhs/Bt2層，顏色與上方一致，與上方層次差異之判斷在於結構不同，多以粗角狀塊狀構造(coarse angular blocky structure)為主。但由於左邊此兩層在土



圖十三、土壤樣體 1501 之形態特徵及附近植被照片
Fig. 13. Photographs of soils morphology and vegetation in pedon 1501

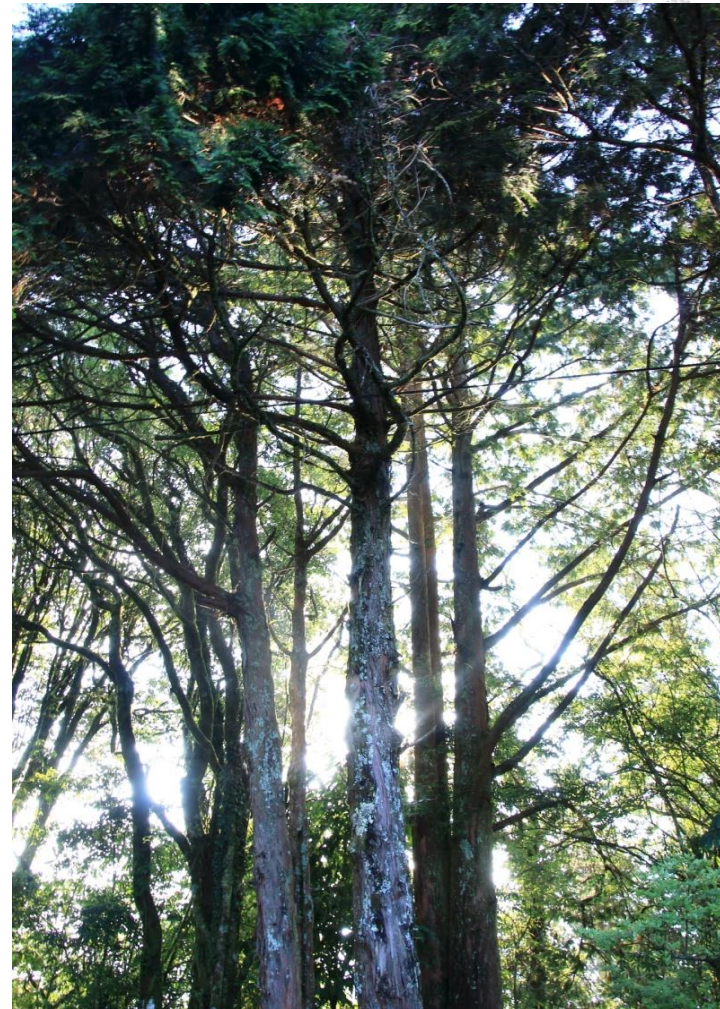
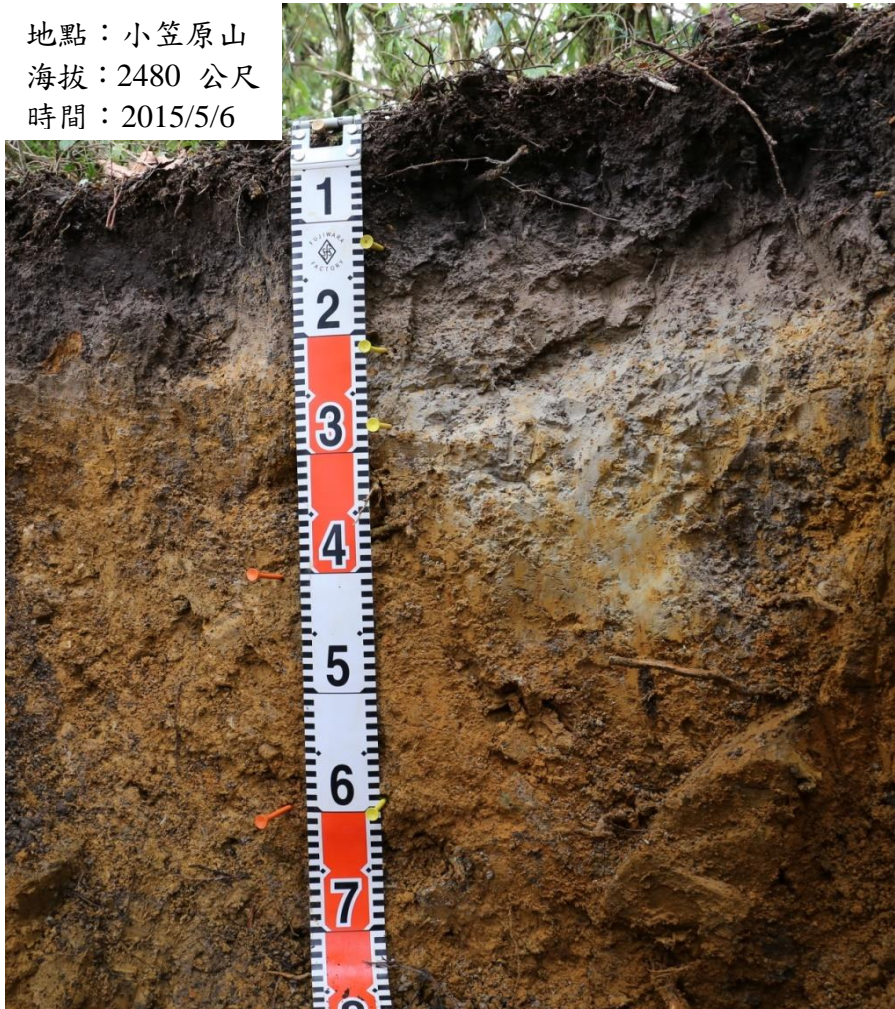


壤顏色方面於7.5YR 5/6，對此根據美國土壤分類對淋澱層之判斷，不論是漂白層的有或無，其土色在此附近需要額外透過化學性質做為輔助，以了解土體內是否發生淋澱化作用，因此該層內所發生的現象需在化學性質章節進行詳細討論。而下方則為C層，可清晰辨識未風化之土壤母岩，以手摩擦或稍微用力板開即可破壞之，碎屑為細砂。土壤質地多以砂質壤土或砂質黏壤土，上層呈團粒狀及稜塊狀構造，具緊密結持度，但不具可塑性和黏性，土壤層界為突變或明顯之波浪狀；而下層則有弱可塑性和黏性，因此在構造有較多稜角狀構造，植物根細小，土壤層界擴散。


2. 土壤樣體 1502 環境因子與土壤樣體形態

土壤樣體1502位於小笠原山(Ogasawara)之山頂(summit)，於高山植物園與小笠原觀景臺附近(圖十四)，海拔高度是此區域最高2480公尺，坡度約為4.5度，坡向為西南方(250度)，採樣點附近植被主要為紅檜、臺灣扁柏(*Chamaecyparis obtuse*)、雲杉(*Picea morrisonicola*)與臺灣鵝掌柴(*Schefflera taiwaniana*)為主。表層受到苔蘚類植物保水影響而潮濕，土壤母質為砂岩，該區域受到地形因素較容易出現崩塌情形，對於淋澱化作用來說成為一個不穩定的因素。土層厚度約80公分，但受到強降雨量的影響，其剖面層序中仍有漂白層出現，分為O/A-E1-E2-Bt1-Bt2-C及O/A-E1-E2-Bhs/Bt-Bt2-C(圖十五)。表層土壤厚達12公分的有機層(O)和表育層(A)混合之層間(O/A)，多團粒狀構造，其下方則有15公分之漂白層，劃分為兩層，12至20公分E1層(gray, 7.5YR 5/1)與下層20至27公分E2層(light gray, 7.5YR 7/1)具有混合棕色(brown, 7.5YR 4/2)斑紋(5%)，上層受到表層物質洗入後殘留影響，大多以有機物之黑色混層，因此其色值較低，結持度為堅硬，整塊狀構造，推測在該層有排水不良之狀況，導致E1層呈現灰色淋洗不完全的現象。在漂白層下方則出現兩邊不同型態構造之土壤，其中為一黃棕色(reddish yellow, 7.5YR 6/7)厚度11公分之黏聚層(Bt1)土塊，土塊表面具有明顯可辨識之黏粒膜(clay skin)；而在另一側為亮棕色(strong brown, 7.5YR 5/6)厚度13公分之淋澱層具黏粒洗入特徵(Bhs/Bt)，主要辨別在於兩者質地差異，此外可以在淋澱層土壤間發現黑色柔軟之有機質。而在下層則判斷為Bt2層，與上方的交界不明顯，主要在於土色上不同，較為黃棕

地點：小笠原山
海拔：2480 公尺
時間：2015/5/6



圖十四、土壤樣體 1502 之形態特徵及附近植被照片
Fig. 14. Photographs of soils morphology and vegetation in pedon 1502

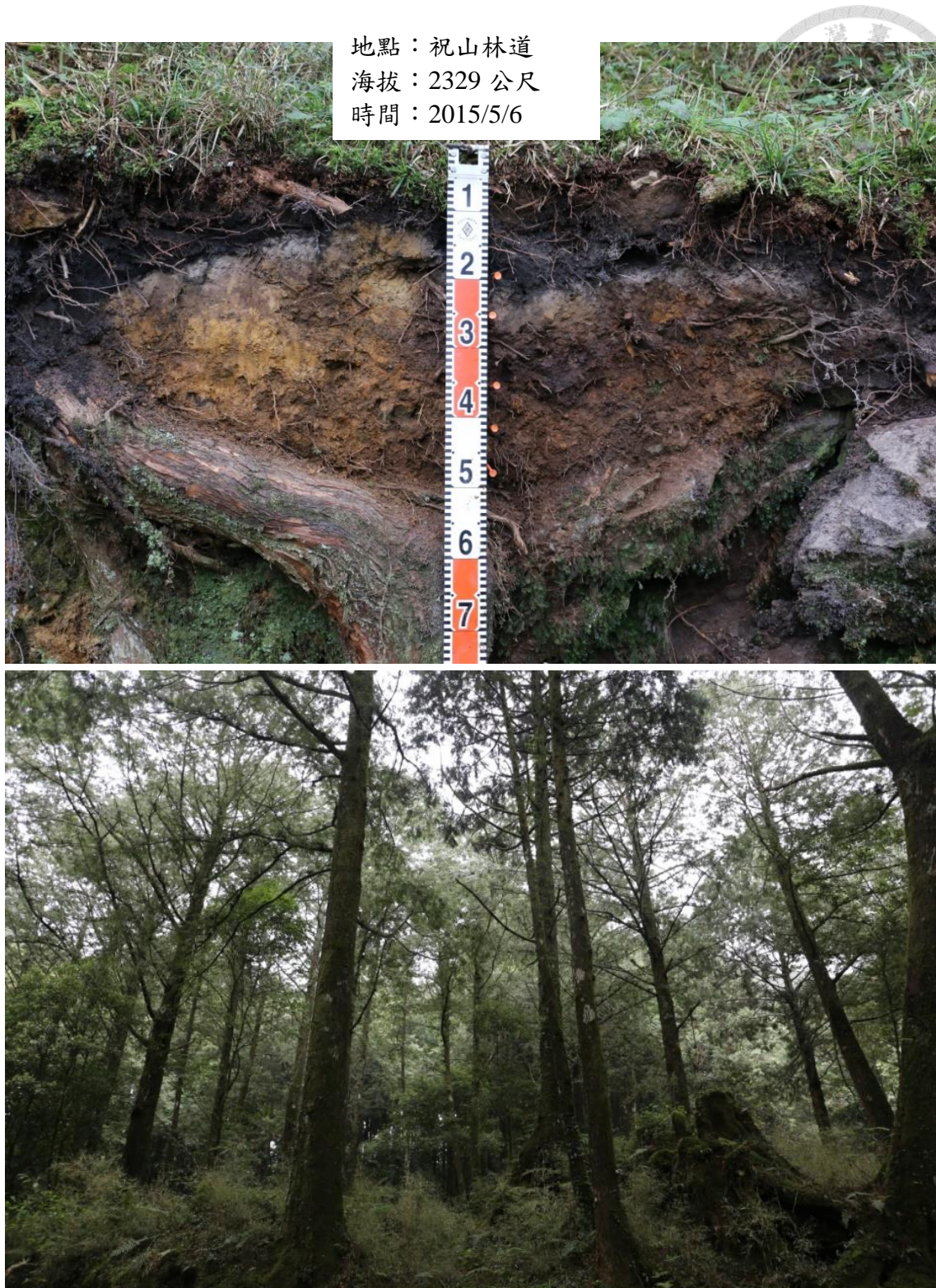


色之亮色(strong brown, 7.5YR 5/6)，土塊表面同樣具有明顯可辨識之黏粒膜，為緊密之結持度。該土體對於淋澱化作用的判斷上雖土色上不符合淋澱層之標準，但土層中確實發現有機質的出現，仍須透過化學分析進一步探討。其下方則為C層，可清晰辨識未風化之土壤母岩，且土色更為明亮，以手摩擦或稍微用力板開即可破壞之，碎屑為細砂。此外在質地部分漂白層為壤土，而下層質地轉變為黏壤土或黏土，推測有黏粒洗入作用之現象，植物根系部分則逐漸變少，土壤層界在漂白層上皆為突變平滑狀，但在E2則出現破裂狀，可能與黏粒洗出分佈不均有關，造成物質移動上有難易程度差異而導致，為確認此現象，在土壤微形態上收集該區域之土壤進行觀察。

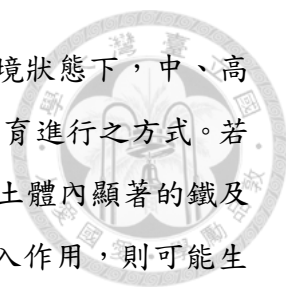
3.土壤樣體 1503 環境因子與土壤樣體形態

土壤樣體1503位於祝山(Jushan)之下背坡(backslope)，採集於林業道路旁，海拔高度為2329公尺，坡度約1度地勢平坦，坡向為西北向(290度)，採樣點附近植生為紅檜、柳杉與苔蘚為主，排水良好，母質為砂岩，土層厚度僅約45公分，該地區可能在造林過程中，受到人為擾動之影響，但無二次堆積之現象，化育作用時間較短暫。土層層序為O/A-E-Bhs/Bt1-Bhs/Bt2-C(圖十五)，表層土壤為一厚有機層(O)和表育層(A)混合之層間(O/A)，厚20公分，其下為一灰色(gray, 7.5YR 6/1)之漂白層(E)，約5公分厚，在漂白層下方為一暗棕色(dark brown, 7.5YR 3/2)具有黏粒洗入之淋澱層(Bhs/Bt1)，質地轉變成較細緻，但野外觀察未見黏粒膜，淋澱層下方有則為延續上一層色度稍高之暗棕色(dark brown, 7.5YR 3/3)淋澱層(Bhs/Bt2)，C層為亮棕色(strong brown, 7.5YR 5/6)之土壤，其下方則出現砂岩母岩夾雜在其中，岩石含量大於50%。表層之土壤構造為團粒狀，漂白層屬於整塊狀(massive structure)，淋澱層為稜塊狀構造(angular blocky)，而C層之土壤構造為亞稜塊狀構造(subangular blocky)。在結持度方面，皆為緊密，而漂白層之下有輕微黏性與塑性。整個土壤有粗的樹根貫穿，亦有多量極細根分布其中。從土色來判斷該土壤樣體確實符合美國土壤分類之淋澱層形態標準，質地方面對於淋澱化作用來說有幫助，不過有待化學分析進一步驗證。

臺灣地區高山所化育生成之森林淋澱土，基於環境的不同，常生成多樣差異

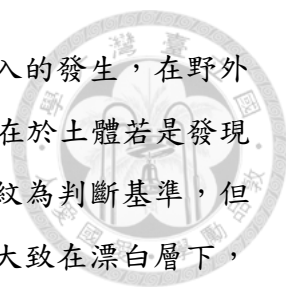


圖十五、土壤樣體 1503 之形態特徵及附近植被照片
Fig. 15. Photographs of soils morphology and vegetation in pedon 1503



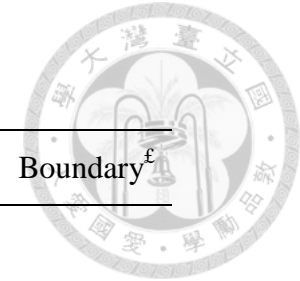
的土壤形態特徵。陳尊賢和蔡呈奇 (2000)指出在穩定化育之環境狀態下，中、高海拔山區土壤主要以淋澱化作用或(與)黏粒之洗入作用為土壤化育進行之方式。若是具有機質O層或表層A層則能釋放較多含量的有機酸，再加上土體內顯著的鐵及鋁物質淋洗作用，則可以生成淋澱土；倘若僅有顯著的黏粒洗入作用，則可能生成極育土；若有生成明顯變與層或生成薄膠層阻擋洗入作用發生，則可生成弱育土 (陳尊賢和蔡呈奇，2000)。對於臺灣區與具有淋澱化作用之土體，主要分布於海拔1500至3100公尺之間，北部、東北部及南部地區之淋澱化土多分類到弱育土或極育土，而中部地區則可能是淋澱土、弱育土或極育土，該結果反映出土壤生成在環境上的差異 (劉禎祺，2004)。不同土綱出現的關係主要來自於化育層的形態特徵與土體厚度的變化不一致，導致土壤性質的差異，而在不同亞綱間的性質差異則不容易由形態特徵來判別，須進一步利用化學性質分析來做為診斷之輔助 (Li et al., 1998a; Liu and Chen, 1998b; 陳尊賢和蔡呈奇，2000)。

研究區域土壤表層受到茂密植被覆蓋，多以針葉林為主使得大量有機質殘留於表層，導致土色呈現暗黑色，此外高降雨量及低溫，促進淋澱化作用及淋洗作用的發生，因此土壤內皆具有漂白層，而在診斷表育層方面則為淡色表育層(Ochric epipedon)。土壤樣體上層多以鬆散之團粒狀構造，到漂白層因含較多砂粒及多種礦物與石英，緊密堆積使粒間孔隙不明顯，故在該層呈現整塊狀，下層土壤層多以亞稜角塊狀或稜角塊狀，淋澱層排列較鬆散，黏聚層則較緊密。在本研究區土壤樣體中，土壤樣體1503之淋澱層土壤顏色符合美國土壤分類之診斷標準，顯示土層中有來自於上方洗入之大量有機金屬錯合物，於該層中沉澱堆積，形成暗棕色之Bhs層，且於祝山地區該土體質地屬於中至粗質地 (邱春媚，2004)，有利於淋澱化作用地進行，因此將該土壤樣體分類為淋澱土理當無疑。土壤樣體1501與1502在現地土壤形態觀察方面，土壤顏色偏亮黃色，可能與母質種類有相關。兩者土體中皆有明顯之漂白層(E)出現，在B化育層，土壤樣體1501在左右兩邊之顏色判斷有差異，右邊有機質洗入之現象較明顯，但因黏聚層(Bt)之顏色判斷為亮棕色(7.5YR 5/8)，不能符合美國土壤分類系統所定義之土色，而其下方則為棕色(7.5YR 4/4)，皆具有機質斑紋。左側20到65公分處之土層顏色為亮棕色(7.5YR 5/6)，如前述說明仍需要透過化學分析作診斷。



在土壤化育作用假說的部分，土體有淋澱化作用與黏粒洗入的發生，在野外形態觀察上，B化育層左右邊個別區分成黏聚層與淋澱層的差異在於土體若是發現具有黏粒膜，便判斷為黏聚層，反之，淋澱層以出現有機碳斑紋為判斷基準，但本區域淋澱層須要透過化學性質分析輔助判斷。淋澱層的分布大致在漂白層下，而黏聚層則靠近母質層。土體1502在顏色方面皆較亮棕色(7.5YR 5/6)淺，由現地觀察化育層內有少量有機碳殘留之色塊，顯示淋澱化作用程度較弱，整體來說以黏粒洗入特徵較明顯，因此土壤分類判斷會傾向於具淋澱化作用之極育土，至於這兩個作用在研究區淋澱化土壤中的強弱關係與發生先後將於化育機制章節內討論。

。



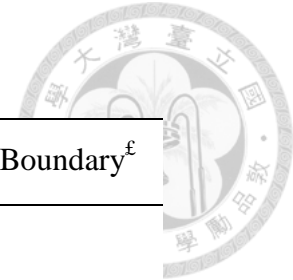
表三、三個土壤樣體之形態特徵

Table 3. The morphological characteristics of three soil pedons

Horizon	Depth (cm)	Munsell color	Texture [§]	Structure [*]	Consistence [#]	Roots ^ψ	Boundary [£]
Pedon 1501 elevation : 2460 m							
Oe	0-10	7.5YR 2.5/1	-	1vf&fg	fir, ns&np	fc&mvf&f	ai
E	10-20	7.5YR 6/1	sl	3vf&f&m&csab	fir, ns&np	mvf&f	aw
Bt-R	20-30	7.5YR 5/8	scl	2fg&3f&msab	fir, ss&sp	fvf	cw
Bhs/Bt-R	30-45	7.5YR 4/6	scl	2vf&fg&2fsab	fir, ss&sp	fvf&f	d
C-R	45-65	7.5YR 4/4	sl	2mg&2mab	fir, ss&sp	fvf	d
Bhs/Bt1-L	20-30	7.5YR 5/6	scl	2mg&2sab	fir, ss&sp	fvf	cw
Bhs/Bt2-L	30-45	7.5YR 5/6	scl	2cab	fir, ss&sp	fvf&f	d
C-L	45-65	7.5YR 5/6	scl	2mab	fir, ss&sp	fvf	d
Pedon 1502 elevation : 2480 m							
A	0-12	7.5YR 2.5/1	-	2fg	fir, ns&np	mvf&f	as
E1	12-20	7.5YR 5/1	sl	2f&mab	fir, ns&np	comvf&f	as
E2	20-27	7.5YR 7/1	l	2f&m&cab	hard, ns&np	fvf&f	ab
Bt1-R	27-38	7.5YR 6/7	c	3m&csab	fir, sts&stp	fvf&fm	d
Bhs/Bt-L	25-38	7.5YR 5/6	c	2vf&fsab&2f&mg	fir, ss&sp	fvf&fm	d
Bt2	38-60	7.5YR 5/8	c	2fg&2fab	fir, ss&sp	fvf&fm	d
C	60-80	7.5YR 6/8	cl	2fg&2fsab	fir, ss&sp	fm	d

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

(Continued to next page)



表三(續)
Table 3. (Continued)

Horizon	Depth (cm)	Munsell color	Texture [§]	Structure [*]	Consistence [#]	Roots ^ψ	Boundary [£]
Pedon 1503 elevation : 2329 m							
A	0-20	7.5YR 2.5/1	-	2vf&fg	fir, ns&np	comvf&fc	ai
E	20-25	7.5Y 6/1	sl	2vf&f&m&cab	fir, ns&np	mvf&fm	cw
Bhs/Bt1	25-35	7.5YR 3/2	scl	2vf&fg&2f&mab	fir, ss&sp	fm&mvf	cs
Bhs/Bt2	35-40	7.5YR 3/3	scl	2vf&fg&2f&mab	fir, ss&sp	comvf&f	cs
C	40-45	7.5YR 5/6	scl	2vf&fg&1vf&fsab	fir, ns&np	mvf	as

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

[§]l=loam; sl=sandy loam; cl=clay loam; scl=sandy clay loam; c=clay.

^{*}1=weak, 2=moderate, 3=strong;vf=very fine, f=fine, m=medium, c=coarse; g=granular, ab=angular blocky, sab=subangular blocky, mas=massive.

[#]l=loose, fri=friable, fir=firm, h=hard, ss=slight sticky, sp=slightly plastic, sts=strong sticky, stp=strong plastic.

^ψm=many, com=common, f=few, vf= very fine, f=fine, m=medium, c=coarse.

[£]a=abrupt, c=clear, s=smooth, b=broken, g=gradual, d=diffuse, w=wavy, i=irregular.



4.2 土壤樣體之物理性質


研究區土壤樣體之物理性質，以下分別說明土壤總體密度與質地之特性(表四)。

1. 總體密度

土壤樣體總體密度採集方式皆以圓筒法，利用定體積 100 cm^3 之土環(core)取得，在母質層部分含有多量碎石並未進行採集，三個土壤樣體之總體密度依剖面深度，除表層混合有機質層較為鬆散外，隨著深度向下其值逐漸減低，土體內以漂白層之總體密度較高，其平均在 1.3 至 2.0 Mg/m^3 ，主要係因洗出作用，導致除了矽酸鹽及原生礦物外，其餘陽離子和有機質等多已被淋洗至下方，造成僅由不同大小礦物粒子形成緊密堆積之土壤構造，孔隙較不明顯。在表層方面則主要來自地表植物所提供之枯枝落葉分解生成之碎屑，提高土壤中孔隙度，因此在 0.4 Mg/m^3 左右；淋澱層(Bhs/Bt)則因為有高度分解之植物殘體、細土壤顆粒和鐵或鋁混合形成黑色團粒，鬆散的在土壤孔隙間，而在總體密度上較低，對於淋澱化作用有明顯幫助。另外在土壤樣體1502的Bt和Bhs/Bt層中，總體密度有上升之情形，推測因為物質洗入作用之現象發生，主要可能以黏粒含量增加導致孔隙或孔洞被填充。

2. 土壤質地

在阿里山地區三個土壤樣體中，從分析結果發現，粗略可將質地分為兩種等級，土壤樣體1501與1503為砂質黏壤土，而土壤樣體1502則為黏質壤土，各土體中漂白層的黏粒含量較低，而在Bhst層或Bt層較高，顯示該地區土壤在下層黏粒含量有增加之趨勢，整個變化過程有利淋澱化作用將淋澱化物質向下洗入澱積(表四)。土壤樣體1502黏粒含量為最高，與母質組成分有相關，其土體E層底下之黏粒含量平均在 400 g/kg 以上，更加確定本樣體有黏粒洗出洗入作用，在土壤形態特徵及土壤化學性質分析上，則沒有明顯淋澱化作用之現象，儘可能發生物質淋洗作用，雖說黏粒洗入現象最為顯著，但黏粒洗入趨勢與地形間無法看出是否有相關，因此黏粒洗入作用可能與地形及其他因子有相互影響。由於本研究區之母質以風化後質地較細致之砂岩和頁岩為主，故其化育生成之土壤黏粒含量較高。而在土體1501和1503中，其變質砂岩母質含量可能略多，故土壤中砂粒含量大約在 500 至 600



g/kg左右，黏粒組成比例較小，屬於中到粗質地土壤。國外發現之淋澱土多以冰河時期之冰磧石的碎屑物風化而來 (Schaetzl and Isard, 1996)，為粗質地之土壤，黏粒含量一般在10 %以下，砂粒和粉粒含量相對較高，因此淋澱化作用旺盛，使得有機鍵結之鐵鋁錯合物之洗入較容易。但是在臺灣高山森林土壤中，由於母質多以板岩及頁岩，黏粒大致會在25 %以上 (林光清等人，1988；陳尊賢等人，1989；劉禎祺等人，1994；李心儀，1995；林經緯，2000；劉禎祺，2004；邱春媚，2004；Chen et al., 1995; Li et al., 1998a; 1998b; Liu and Chen, 1998a; 1998b)。與國外之淋澱土相比之下，該土體雖然屬於粗質地土壤，但針對黏粒含量在層間的變化上，臺灣淋澱土的生成環境仍明顯有不同之處，因此造就其生成機制會較複雜。就可能原因來說，劉禎祺 (2004)指出山區土體化育初期或淋澱化作用剛開始時，黏粒會以現地風化生成，而隨著淋澱化作用興盛，黏粒會有慢慢隨著土壤剖面向下移動之情形。再者考量化學性質的部分，土體內確實有淋澱化物質的累積，因此認為臺灣高山森林淋澱化土壤之生成過程，可能以有機鐵鋁錯合物、無機鐵鋁機體等無定形物質，伴隨黏粒、黏粒鐵鋁複合物，一同進行淋澱化作用與黏粒洗入作用，或者在時間上有先後發生的可能，促成此綜合性的化育機制 (Li et al., 1998a; Liu and Chen, 1998b)。

從砂粒分級來看，三個土壤的風化程度同樣可分為二個類型，土壤樣體1501與1503風化程度較輕微，土壤樣體1502其風化程度最強，土壤生成時間最久。土壤樣體1501略較1503風化程度更弱，其主要為中砂、細砂與極細砂，中砂含量尚有細100 g/kg soil左右，細砂含量在372至672 g/kg soil之間，極細砂為含量在178至550 g/kg soil之間，土壤剖面深度與風化程度沒有相關。土壤樣體1503則主要以細砂與極細砂，細砂含量在669至769 g/kg soil之間，極細砂在214至336 g/kg soil之間，多集中在細砂部分。而1502其砂粒主要以極細砂，在368至868 g/kg soil之間，輔以細砂，95至410 g/kg soil之間，與母質之組成有相關。三個土壤樣體之極粗砂與粗砂的含量極少，甚至沒有，與邱春媚 (2004)於祝山林道上採集之點位(9305)作比對，1503該區域之質地與砂粒分級經過10年左右時間仍具一致性。



表四、三個土壤樣體之物理性質

Table 4. The physical properties of three soil pedons

Horizon	Depth (cm)	Total			Texture [§]	Bulk density Mg/m ³	Size class of sand [#]				
		Sand	Silt	Clay			VC	C	M	F	VF
		g/kg					g/kg soil				
Pedon 1501 elevation : 2460 m											
Oe	0-10	635	262	103	sl	0.41	59	19	107	602	188
E	10-20	678	264	58	sl	1.97	1	10	108	643	231
Bt-R	20-30	507	147	346	scl	0.99	2	9	93	672	218
Bhs/Bt-R	30-45	543	188	269	scl	0.91	7	36	157	596	186
C-R	45-65	654	187	159	sl	-	10	20	129	651	178
Bhs/Bt1-L	20-30	514	259	227	scl	1.06	0	7	85	630	233
Bhs/Bt2-L	30-45	509	206	285	scl	0.92	2	8	54	372	550
C-L	45-65	603	187	210	scl	-	3	26	14	601	190
Pedon 1502 elevation : 2480 m											
A	0-12	422	420	158	l	0.36	0	12	13	282	681
E1	12-20	615	306	79	sl	1.43	2	2	7	232	748
E2	20-27	480	417	103	l	1.85	0	2	8	192	794
Bt1-R	27-38	253	313	434	c	0.81	14	10	11	95	868
Bhs/Bt-L	25-38	163	387	450	c	1.03	0	5	13	410	565
Bt2	38-60	195	332	463	c	1.14	18	65	25	307	560
C	60-80	215	393	392	cl	-	93	61	62	400	368

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

[§]:l=loam; sl=sandy loam; cl=clay loam; scl=sandy clay loam; c=clay; sil=silt loam.

[#]:VC:2.00-1.00 mm; C:1.00-0.50 mm; M:0.50-0.25 mm; F:0.25-0.10 mm; VF:0.10-0.05 mm

(Continued to next page)



表四(續)
Table 4. (Continued)

Horizon	Depth (cm)	Total			Texture [§]	Bulk density Mg/m ³	Size class of sand [#]				
		Sand	Silt	Clay			VC	C	M	F	VF
Pedon 1503 elevation : 2329 m											
A	0-20	664	239	97	sl	0.36	13	16	15	694	254
E	20-25	679	217	104	sl	1.27	0	2	9	769	214
Bhs/Bt1	25-35	568	202	230	scl	0.91	2	42	9	753	230
Bhs/Bt2	35-40	512	206	282	scl	0.68	0	2	9	669	316
C	40-45	584	213	203	scl	-	1	2	8	750	235

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

[§]:l=loam; sl=sandy loam; cl=clay loam; scl=sandy clay loam; c=clay; sil=silt loam.

[#]:VC:2.00-1.00 mm; C:1.00-0.50 mm; M:0.50-0.25 mm; F:0.25-0.10 mm; VF:0.10-0.05 mm.



4.3 土壤樣體之化學性質

研究區土壤樣體之化學性質，以下分別說明土壤總體密度與質地之特性(表五)。

1. 土壤反應

研究區內三個土壤樣體之pH值呈酸性反應，在表層的部分由於阿里山之自然環境，植被茂盛且以針葉林為主要樹種，含豐富之有機質，其枯枝落葉在低溫狀態下腐化不易，使得腐植質呈強酸性，利於淋澱化作用之過程。此三個土壤樣體之有機質層(O或A)在土水比1:1狀態下無法完全呈水溶液而測定，因此將層土水比以1:2調和。同時pH值隨深度之增加而有上升之趨勢，主要原因在於有機酸之含量與淋洗作用會受到土壤深度增加而有所限制，因此僅與各剖面深度有關。pH(KCl)數值通常較pH(H₂O)低，主要利用KCl溶液測定土壤之pH值可以有效的交換出土壤中可交換性鋁離子，因KCl溶液可以釋放出鉀離子，利用大量鉀離子去取代層狀矽酸鹽黏土礦物晶格內的可交換性鋁離子(Al³⁺)，而被取代的鋁離子經由水解作用可以釋放出更多的氫離子，增加土壤酸度 (Shoji and Ono, 1978; Shoji et al., 1993)。此數值越低亦能代表土壤中的酸度主要來自於交換性鋁離子(Al³⁺)或交換性氫(H⁺)。

2. 有機碳含量

土壤有機質含量的部分，研究區位於高山森林環境，針葉林及其他植被生長茂盛，低溫下枯枝落葉分解速度慢，因此三個土壤樣體中在表層(O or A)的有機質含量高，到了漂白層(E)時含量則下降，此受淋澱化作用影響，將有機物洗出。而在B層土壤中，不論是在黏聚層(Bt)或是淋澱層(Bhs)含量則有增加的情況，但在土層中由形態特徵觀察分布並不均勻，測得後之含量主要以淋澱層較高，如祝山林道土體1503之淋澱層，為有機金屬錯合物沉澱堆積之區域。樣區中以萬歲山(1501)的表層土壤有機質含量328 g/kg為最高值，而在祝山林道的土壤中的淋澱層平均累積之有機質含量較高，認為由於該地區地形平坦，腐植物的堆積較不受到擾動，對於有機金屬錯合物的洗入作用較有利。在土壤樣體1502區域，微地形位於坡面上較平坦處，地表逕流可能大於土壤入滲，導致淋澱化作用程度較弱，因此使得下層累積之有機碳含量較少。



3. 交換性鹽基含量與鹽基飽和度


森林地區土壤樣體之交換性鉀、鈉、鈣、鎂離子含量皆相當低，在表層累積含量最高而隨土壤深度增加，其含量則隨淋洗作用漸減，土體內交換性陽離子以交換性鎂與交換性鉀含量累積稍多，而交換性鈉離子及交換性鈣離子在下方土壤化育層則幾乎被洗出，交換性陽離子(交換性鉀、鈉、鈣與鎂)總量在土壤樣體1501之表層最高，為3.55 cmol(+)/kg soil，其餘土層皆在1.09 cmol(+)/kg soil以下。鹽基飽和度在三個土體中均很低，以表層與有機層較高，同樣隨土壤深度增加而遞減，一般淋澆土之鹽基飽和度在5%以下，本研究區之土體大致符合。由於本區域受到強烈淋洗作用與強酸性環境的影響，使得在交換性鹽基含量與鹽基飽和度呈現較低含量，此兩者隨深度表現之趨勢與淋洗作用有密切關係。

4. 陽離子交換容量(CEC)

在各土壤樣體中表層與有機質層陽離子交換含量最高，漂白層通常最低。主要係因陽離子交換含量會受到有機碳含量、無定物質含量與黏粒含量共同影響，前者會有較高之pH依賴性電荷(pH dependent charge)所影響，而隨著淋澆化作用與黏粒洗入作用，促成後兩者在下方土壤化育層中累積，因此造成陽離子交換容量有向上增加之趨勢。透過迴歸統計分析結果，陽離子交換容量與有機碳含量之相關係數達0.74，具有極顯著相關($p < 0.01$)；而在陽離子交換容量與黏粒含量之關係上，係將土壤表層扣除後於化育層間進行迴歸統計分析，兩者其相關係數亦達0.73，具有極顯著相關($p < 0.01$)。因此推測在表層部分，陽離子交換容量是由有機物提供，而在向下的過程中，黏粒與有機物同時影響。土壤陽離子交換容量雖然代表著土壤吸附養分陽離子的能力，但在強酸性高淋洗土體中，鹽基陽離子不容易存在，造成土體內的營養元素缺乏。此外，本研究利用1N 醋酸銨法測定土壤陽離子交換容量，此方法會使得陽離子交換位置活躍並增加土壤膠體表面負電荷，造成pH依賴性電荷增加而有高估之可能。

5. 可交換性鋁及鋁飽和度

由土壤反應分析顯示研究區屬酸性土壤，且其表層高有機碳含量，可以反映



出低鹽基飽和度，此外也可說明具有高交換性酸度、交換性鋁離子含量與鋁飽和度。通常在強酸性之森林土壤中，其可交換性酸相當高，主要以交換性氫(H^+)和可交換性鋁離子(Al^{3+})占多數。可交換性鋁離子在淋澱層(Bhs, Bhst)中為最大值，由從深度變化與交換性鋁離子之關係可以看出與淋澱化作用有關係，物質累積在漂白層下緣，而在淋澱層之下含量不高，此與 (李心儀，1995；劉禎祺，2004；Shoji et al., 1982; 1985; Shoji and Fujiwara, 1984)之研究結果相符，隨土壤之深度增加而有下降趨勢；在鋁飽和度的部分，前面討論到由於強烈淋洗作用，導致土體下層交換性陽離子被淋洗殆盡，使得鹽基陽離子總量極低，而鋁含量相對增加許多，因此鋁飽和度在整個土體中占相當高的數值。臺灣地區與北美和加拿大地區相比，由於外國土壤大多數由酸性母質風化而來，使得鋁在土壤中佔較大含量，但在臺灣則以鐵為主，因此在淋澱化程度判斷上有些微差異。

6. 磷酸結持度

土壤中若有大量的無定形物質，其中的無定形鐵、鋁會和磷會形成不可逆的配位交換(ligand exchange)反應及沈澱 (Blakemore et al., 1981)，造成土壤中磷的有效性降低。參與反應之無定形鋁會因為土壤的pH值改變而以不同的形態存在(Shoji et al., 1993; Nanzyo et al., 1993)。典型的無定形鋁為鋁英石(Allophane)與絲狀鋁英石(Imogolite)，通常存於火山灰土壤中，含有大量的正負電荷，尤其在酸性環境下對磷的吸持能力很強，無定形鐵則僅次於鋁，對磷也有極強的吸持力。而在本研究區土體中，可以發現磷酸結持度大致在50至70%之間，確實可能導致磷在土壤中被固定，此外亦能確定土壤中大多以無定形物質為主要。

表五、三個土壤樣體之化學性質

Table 5. The chemical properties of three soil pedons.

Horizon	Depth (cm)	pH		Organic carbon g/kg	Exchangeable Bases				CEC ^ψ	BSP [§] %	Exch. Acidity cmol(+)/kg	Exch. Al	Al saturated %	Phosphate retention %
		H ₂ O	KCl		K	Na	Ca	Mg						
Pedon 1501 elevation : 2460 m														
Oe	0-10	3.3	2.3	328	0.58	0.04	1.67	0.66	58.6	5	4.9	1.2	28	13
E	10-20	3.7	2.9	4	0.02	N.D	0.11	0.04	2.9	6	1.8	1.1	87	9
Bt-R	20-30	4.0	3.2	20	0.14	0.01	N.D	0.06	22.1	1	13.7	12.1	98	60
Bhs/Bt-R	30-45	4.3	3.7	31	0.10	0.01	N.D	0.03	21.6	1	6.3	5.8	98	77
C-R	45-65	4.5	4.1	15	0.08	0.01	N.D	0.02	14.1	1	3.8	3.0	96	66
Bhs/Bt1-L	20-30	3.9	3.0	15	0.15	N.D	0.10	0.07	18.7	2	12.5	10.8	97	58
Bhs/Bt2-L	30-45	4.1	3.3	13	0.13	0.01	0.10	0.05	16.4	2	10.3	4.7	94	51
C-L	45-65	4.3	3.8	14	0.12	0.01	0.02	0.03	15.8	1	4.8	4.4	96	67
Pedon 1502 elevation : 2480 m														
A	0-12	3.9	3.0	72	0.26	0.03	0.54	0.26	23.7	5	6.9	5.8	84	36
E1	12-20	4.2	3.4	8	0.03	N.D	0.06	0.03	4.1	3	2.8	2.5	95	14
E2	20-27	4.6	3.5	3	0.02	0.01	0.06	0.02	4.2	3	3.7	3.6	97	16
Bt1-R	27-38	4.4	3.3	10	0.11	0.01	N.D	0.08	28.9	1	18.1	17.2	99	66
Bhs/Bt-L	25-38	4.4	2.9	15	0.11	0.02	N.D	0.07	24.8	1	16.4	24.5	99	72
Bt2	38-60	4.7	3.8	21	0.08	0.01	0.06	0.06	30.2	1	7.6	7.2	97	89
C	60-80	4.9	3.9	4	0.10	N.D	N.D	0.05	19.5	1	8.5	8.3	98	60

(Continued to next page)

表五(續)

Table 5. (Continued)

Horizon	Depth (cm)	pH		Organic carbon g/kg	Exchangeable Bases				CEC ^ψ	BSP [§] %	Exch. Acidity cmol(+)/kg	Exch. Al cmol(+)/kg	Al saturated %	Phosphate retention %
		H ₂ O	KCl		K	Na	Ca	Mg						
Pedon 1503 elevation : 2329 m														
A	0-20	3.6	2.6	111	0.31	0.02	0.33	0.20	35.2	2	7.5	4.9	85	26
E	20-25	4.0	3.1	10	0.02	N.D	0.02	0.03	5.8	1	2.8	2.1	97	18
Bhs/Bt1	25-35	3.8	3.1	33	0.11	0.01	N.D	0.09	23.8	1	11.4	10.2	98	62
Bhs/Bt2	35-40	4.0	3.4	45	0.13	0.01	N.D	0.09	27.6	1	12.3	11.4	98	78
C	40-45	4.3	3.7	27	0.08	0.01	N.D	0.06	24.1	1	5.5	5.0	97	76

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

N.D: not detectable

^ψ: Cation exchange capacity

[§]: Base saturated percent



4.4 選擇性化學抽出

土壤樣體中會出現不同型態的鐵及鋁物質主要是透過不同種類的化學溶液進行萃取，藉以用來比較這種不同型態物質的含量，此外更可利用不同型態物質存在的比例來判斷土壤在化育狀況上的差別。目前廣被應用在淋澱土及灰燼土的分類判斷依據，主要利用之化學溶液以CBD(Sodium citrate-bicarbonate-dithionite)法、草酸銨抽出法(Oxalate-oxalic acid)與焦磷酸鈉法(Sodium pyrophosphate)這三種，但現今最為確定土壤中鐵型態的方式是以DCB法，其餘兩種方法屬於人為操作定義的型態，並無法確切的作為實際土壤內鋁或錳存在的型態物質。

1. CBD 抽出法(Sodium citrate-bicarbonate-dithionite)

CBD法是利用碳酸氫鈉溶液作為土壤pH值的緩衝劑，再透過連二亞硫酸根(dithionite)將土壤中的鐵離子與鋁離子還原，檸檬酸根最後與還原的鐵及鋁離子錯合，因此DCB法的抽出能力極強，可以抽出的物質除了礦物結晶格子外之鐵、鋁化合物，另外包括一些與有機質形成錯合物的鐵與鋁、無定形的鐵與鋁以及結晶性鐵(Mehra and Jackson, 1960)，以 Fe_d 與 Al_d 來表示。

三個土壤特性可以看出漂白層中游離鐵與鋁含量均為整個土壤層中最低，游離鐵則在淋澱層中均為最高，黏聚層則次之，顯示在土壤B化育層中有累積現象(表六)。然而游離鋁在土層中分佈較無規則，在母質層中有最大值，推測由礦物風化而得之次生鋁離子其移動性較高，因此可以在較下層累積 (Bourgault, 2015)，亦或是現地礦物風化而生成，但臺灣高山地區之母質與外國酸性母質風化後土壤相比鋁含量較低。錳離子在土體中含量皆低，受到強烈的淋洗作用影響，大致已耗盡，本研究區中並無發現鐵與錳結合之現象(薄膠層、鐵錳結核等)，顯示在此區域土壤中並未發生氧化還原等在土層深處受到地下水影響或浸水現象。

將土壤樣體1501與1502分為兩側作剖面深度與濃度分佈(圖十六)，可以看到兩個土體在B化育層所累積之游離鐵含量較高，以化育層來說，在Bhs與Bt兩個層間的濃度皆以Bhs較高，土壤樣體1501濃度為42.2 g/kg，而土壤樣體1502則為76.0 g/kg。以土壤樣體1501剖面來討論右側游離態鐵離子累積於E層下方與Bhs層，跟上述結果相似，而左側則是黏聚層，由線性迴歸統計分析結果，黏粒與游離鐵離



表六、三個土壤樣體之鐵與鋁之性質

Table 6. The selected Fe and Al properties of three soil pedons

Horizon	Depth (cm)	Dithionite			Ammonium oxalate		Pyrophosphate		Al _o +1/2Fe _o %	ODOE
		Fe _d	Al _d	Mn _d	Fe _o	Al _o	Fe _p	Al _p		
Pedon 1501 elevation : 2460 m										
Oe	0-10	2.8	2.3	0.2	1.9	1.9	1.4	1.0	0.29	0.08
E	10-20	1.7	0.6	0.1	0.5	0.8	0.5	0.2	0.11	0.09
Bt-R	20-30	42.4	10.1	0.3	22.1	6.1	31.4	7.7	1.72	0.96
Bhs/Bt-R	30-45	27.7	8.7	0.2	23.3	9.9	31.6	12.2	2.16	0.94
C-R	45-65	25.2	12.0	0.2	9.7	7.8	10.8	7.8	1.27	0.64
Bhs/Bt1-L	20-30	34.8	9.2	0.2	19.6	5.0	30.3	6.1	1.48	0.37
Bhs/Bt2-L	30-45	30.5	13.5	0.3	13.2	4.8	18.2	5.8	1.14	0.40
C-L	45-65	18.1	12.1	0.3	14.2	7.8	19.1	8.4	1.49	0.52
Pedon 1502 elevation : 2480 m										
A	0-12	6.4	3.2	0.1	2.7	2.7	4.2	2.1	0.41	0.45
E1	12-20	2.3	0.8	0.1	0.9	1.0	0.7	0.4	0.15	0.07
E2	20-27	3.2	0.9	0.1	0.5	1.1	0.6	0.4	0.14	0.04
Bt1-R	27-38	46.2	11.6	0.3	12.0	6.8	12.7	5.2	1.28	0.38
Bhs/Bt-L	25-38	75.3	13.5	0.1	7.3	7.4	28.2	6.7	1.11	0.22
Bt2	38-60	52.8	19.9	0.2	24.2	14.1	28.5	11.5	2.62	0.54
C	>60	22.5	9.6	0.3	2.8	6.4	3.5	4.3	0.78	0.06

(Continued to next page)



表六(續)

Table 6. (Continued)

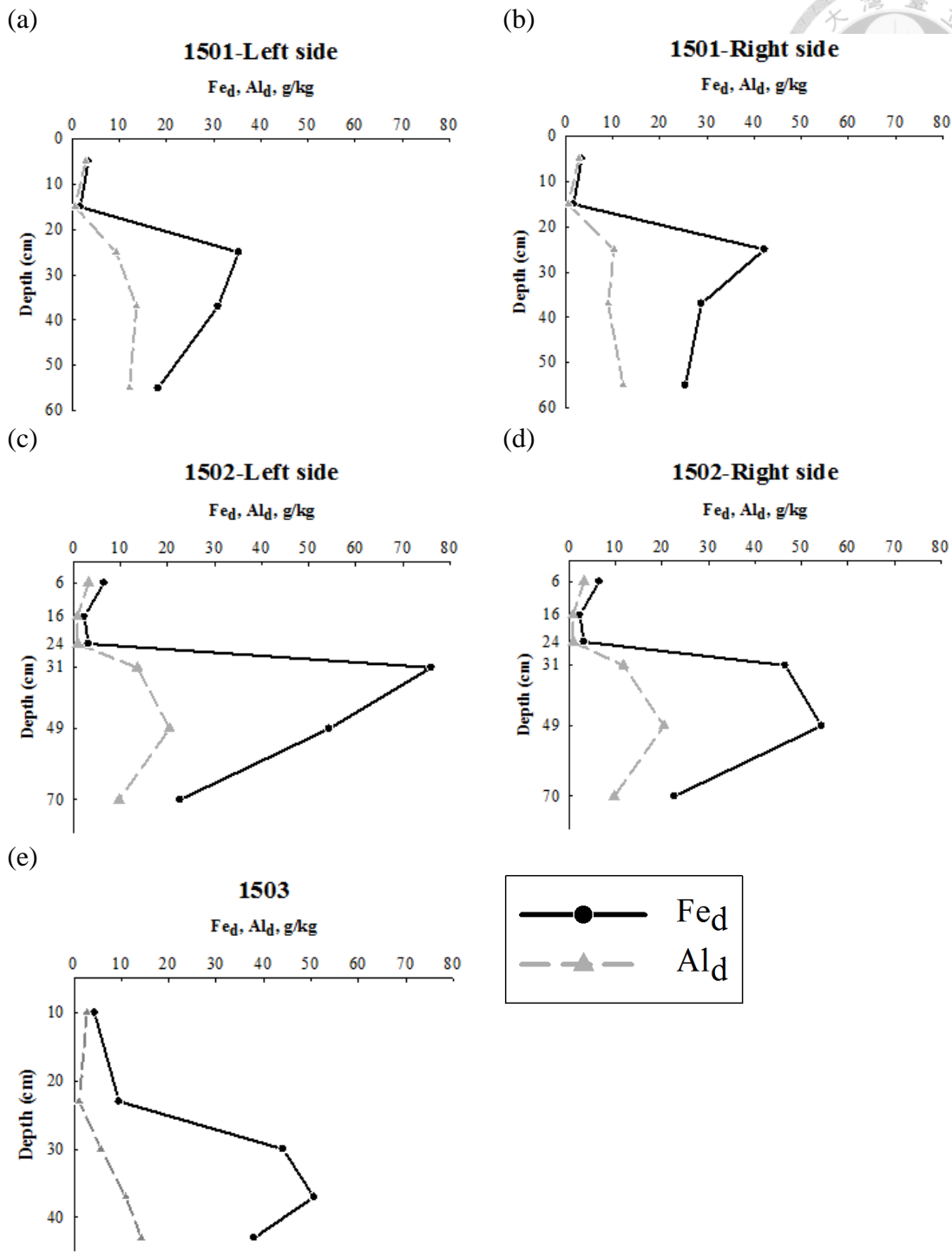
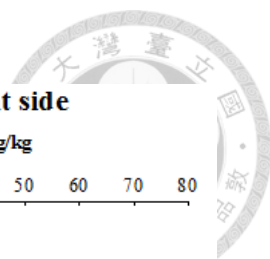
Horizon	Depth (cm)	Dithionite			Ammonium oxalate		Pyrophosphate		Al _o +1/2Fe _o %	ODOE
		Fe _d	Al _d	Mn _d	Fe _o	Al _o	Fe _p	Al _p		
Pedon 1503 elevation : 2329 m										
A	0-20	4.2	2.7	0.1	1.9	2.3	2.8	1.9	0.33	0.19
E	20-25	9.5	1.1	0.1	3.5	1.0	3.6	0.4	0.28	0.27
Bhs/Bt1	25-35	43.9	5.6	0.1	22.6	4.0	19.2	2.9	1.53	1.17
Bhs/Bt2	35-40	50.2	10.8	0.1	23.4	6.4	24.2	6.3	1.81	1.29
C	40-45	37.7	14.1	0.2	19.4	9.7	19.6	9.1	1.94	0.98

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

_d: Extraction of sodium dithionite-citrate-bicarbonate; _o: Extraction of oxalate-oxalic acid;

_p: Extraction of sodium pyrophosphate

ODOE: Optical dense of oxalate extract



圖十六、三個土壤剖面之游離鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖
 Fig. 16. The vertical distribution of Fe_d and Al_d of three soil pedons

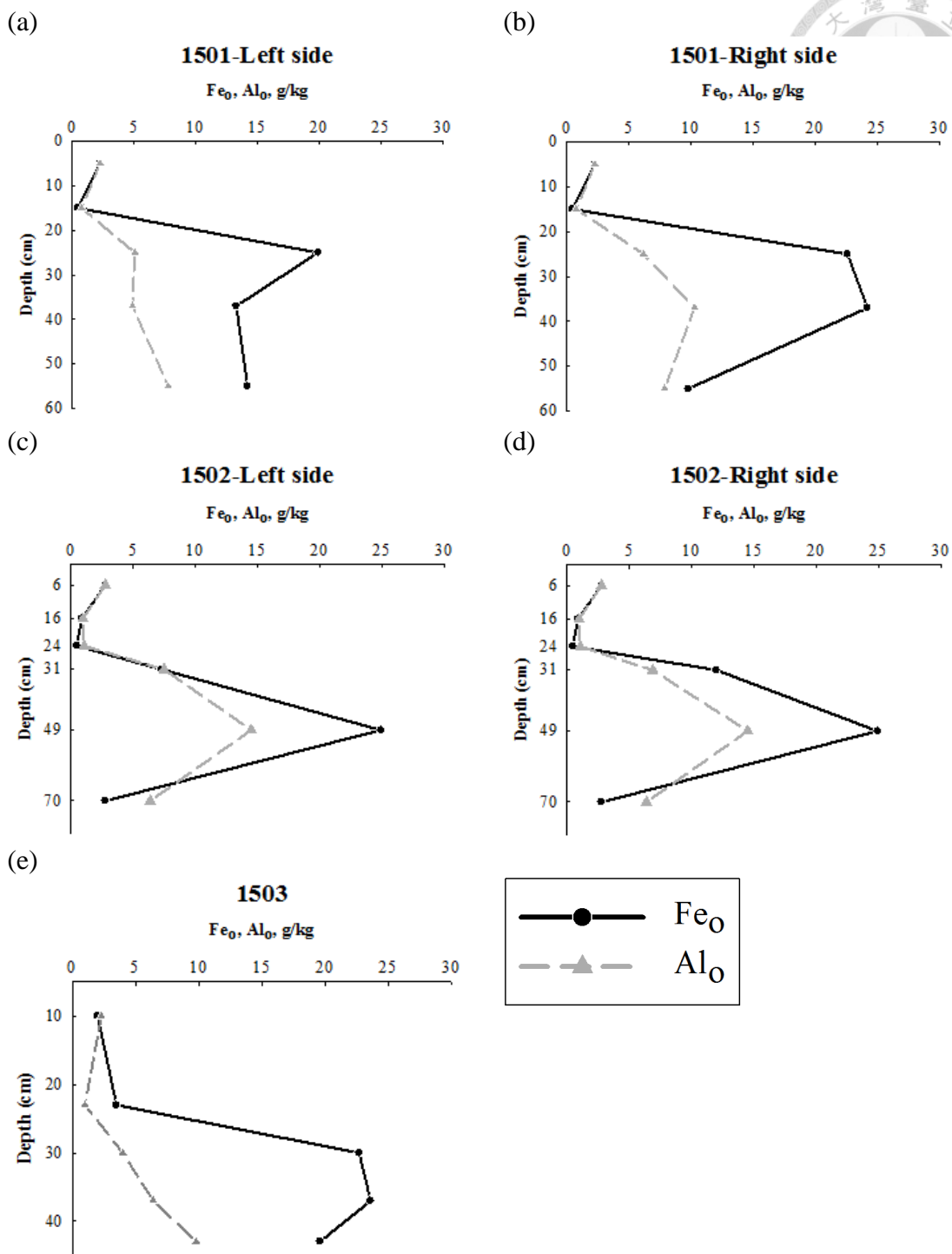
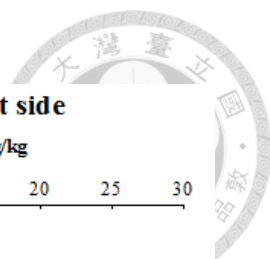
子分別是相關係數0.90與0.84 ($p < 0.05$)，推測黏粒跟鐵離子結合一併向下。土壤樣體1502的部分則是在右側游離鐵與黏粒在Bt1和Bt2部分相關性較佳0.84 ($p < 0.01$)。鋁的部分含量大致在10 g/kg左右，以1502土壤樣體中的Bt2化育層有最大值20.4 g/kg，推測是由母質風化而來。將兩側土體作相關性迴歸係數比較並無顯著差異，因此認為洗入過程不均勻造成形態上具有差異。

2. 草酸銨抽出法(Oxalate-oxalic acid)

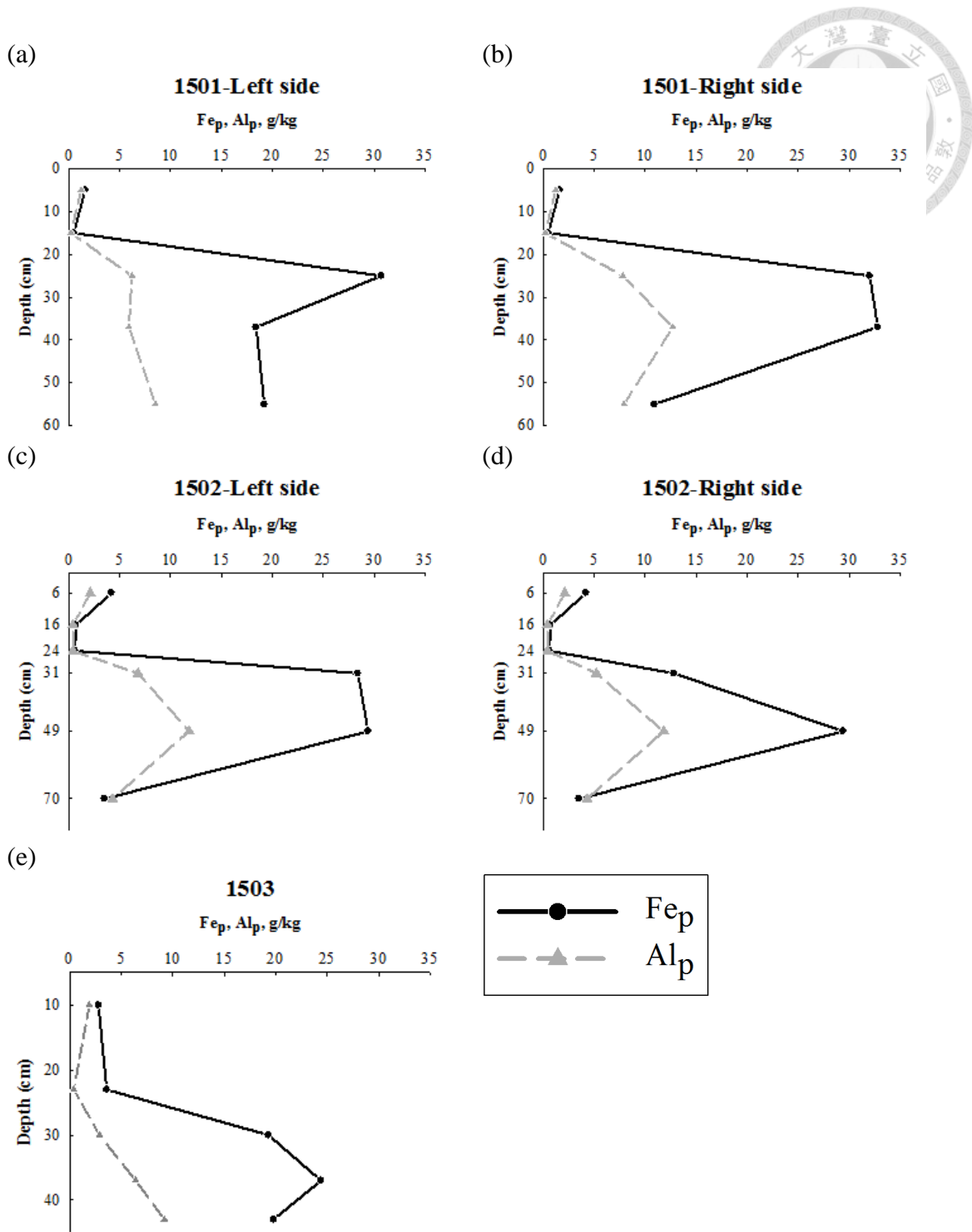
以oxalate-oxalic acid (pH 3.0)試劑抽出主要是為無定形的鐵、鋁以及與有機質形成錯合物的鐵、鋁，特別是能將有機物結合之鐵錯合物溶出 (McKeague and Day, 1966)，以 Fe_o 與 Al_o 表示。從剖面深度的濃度分佈來看，與游離型態之鐵鋁含量大致成相同的關係。土壤樣體之無定形鐵含量均較無定形鋁來的高(圖十七)。漂白層中無定形鐵與鋁含量均為所有土壤化育層中最低，然而無定形鐵之最高含量通常出現在淋澱層，無定形鋁則多出現在淋澱層下方之層間。土體1501剖面分為兩邊觀察，可以發現在黏聚層的部分，其鐵和鋁數值較高。化育層中鐵與黏粒的分佈相關係數為0.75 ($p < 0.05$)，但鋁的相關性跟黏粒與有機碳則無顯著，因此認為鐵是在土層中以有機金屬離子型態或黏粒一起移動，但在1502兩側土體中則是以鋁和黏粒的相關性較好0.78 ($p < 0.05$)，同樣以複合物形式移動。兩側土體之相關性比較並無顯著差異。

3. 焦磷酸鈉抽出法(Sodium pyrophosphate)

利用0.1 M焦磷酸鈉溶液在pH 10.0的鹼性環境狀況下抽出的鐵、鋁，主要代表為鐵、鋁與有機物形成的錯合物，分別以 Fe_p 與 Al_p 表示。研究區三個土壤樣體之有機態鐵含量均較有機態鋁來得高。由剖面深度與濃度分佈圖可以發現(圖十九)，土體中仍然以漂白層中有機態鐵與鋁含量為最低，而在淋澱層中有機態鐵含量幾乎最高，同樣的有機態鋁大多在淋澱層下層達到最大量，而且有增加之現象。在土壤樣體1501與1502土體中發現，具有Bhs層之一邊有機態鐵含量皆較高，為與有機質錯合之證據。黏聚層的部分較低，因此認為與有機物形成錯合物之鐵鋁在土體中有不同的移動方式，與土壤質地變化有相關，將在後面章節進行討論。



圖十七、三個土壤剖面之無定形態鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖
Fig. 17. The vertical distribution of Fe_o and Al_o of three soil pedons



圖十八、三個土壤剖面之有機型態鐵、鋁含量之垂直濃度分佈圖
 Fig. 18. The vertical distribution of Fe_p and Al_p of three soil pedons

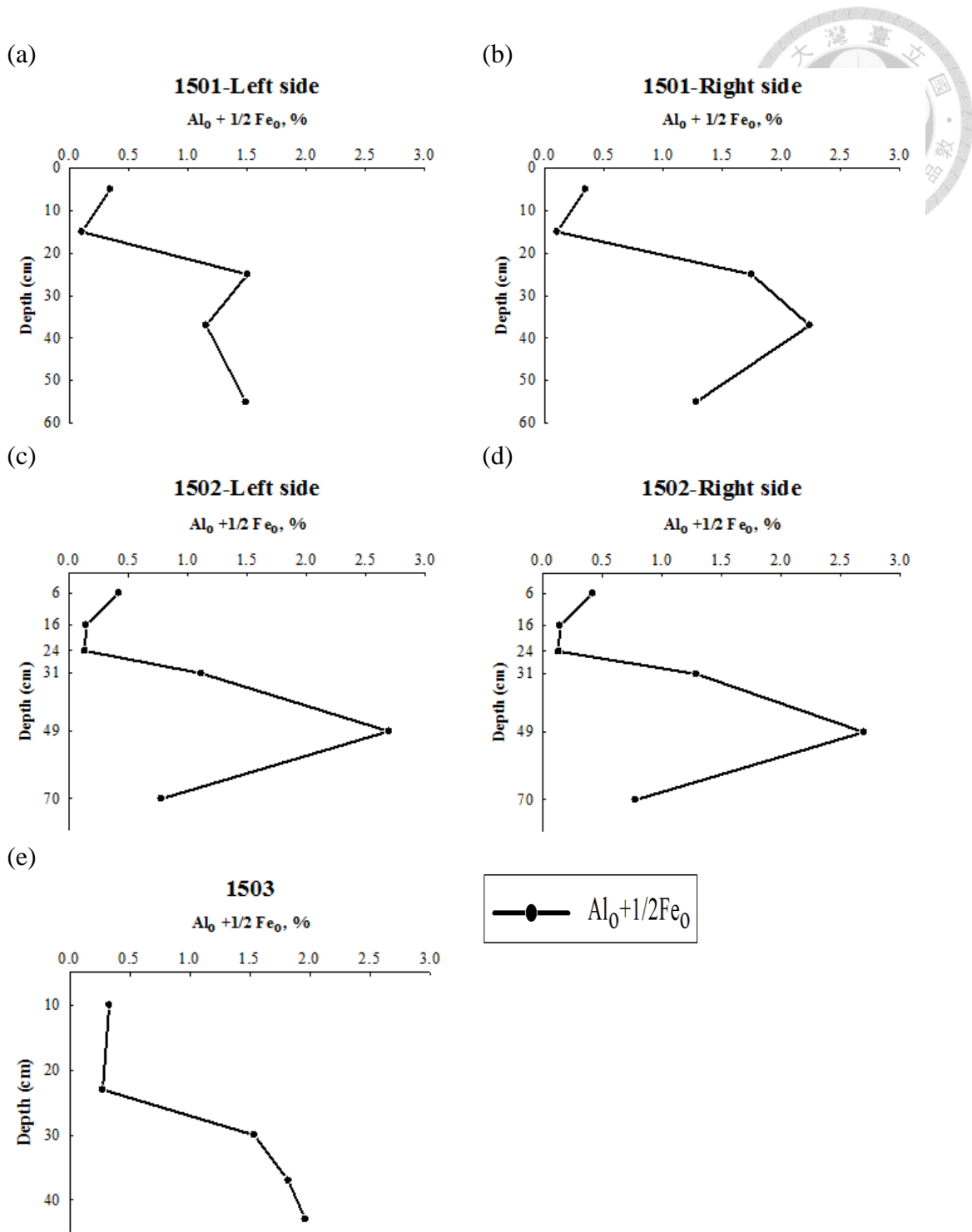


4. 草酸萃取物質(Optical dense of oxalate extract)ODOE 值

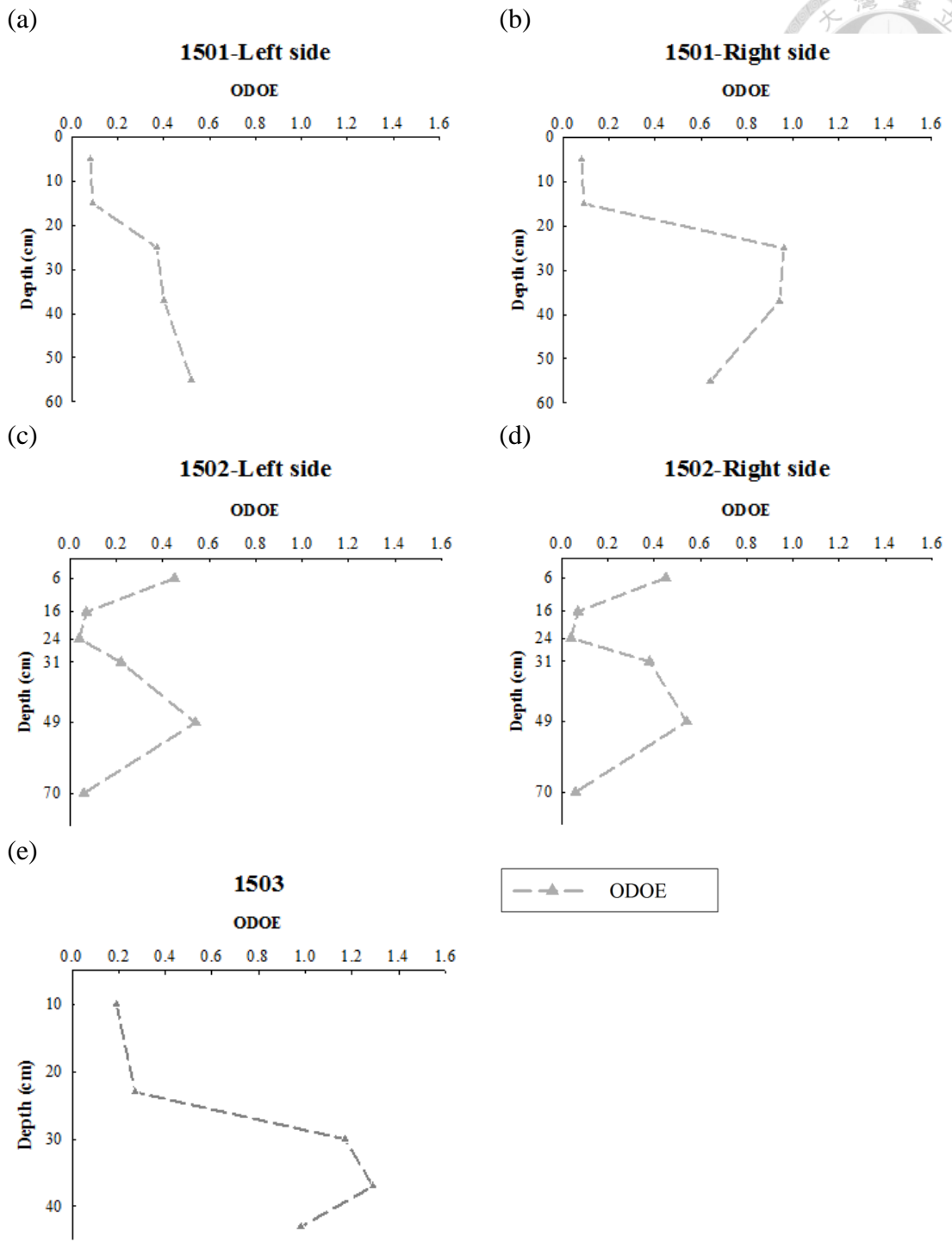
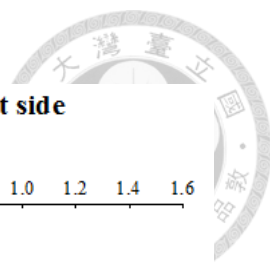
ODOE值指得是土壤藉由酸性草酸銨(pH 3.25)抽出之土壤溶液，利用分光光度計在波長430 nm測量其吸光值，能用來評估高山林森林土壤中淋澱化物質之多寡。因草酸銨對無定形之鐵鋁有很強之萃取效果，可從土壤內由鐵、鋁和有機碳錯合形成之錯合物中，將鐵及鋁萃取出來，得其總量。當數值及比值越大時，表示土壤內淋澱化物質洗出、洗入作用越強，淋澱化作用之證據越明顯 (Soil Survey Staff, 1975)。

三個土壤樣品在剖面B層部分ODOE值除了土體1502內之Bhs外，均超過0.3，參照美國土壤分類系統對淋澱化物質之化學診斷之標準，將土壤色彩為7.5YR 5/5或6之淋澱層，進一步以 $Al_0+1/2Fe_0 \geq 0.5\%$ 和ODOE值 ≥ 0.25 ，且淡色表育層或漂白層中含量為該層數值之一半或更少(Soil Survey Staff, 2014)。因此土體內B化育層之淋澱化物質是有達到標準，顯示其淋澱化作用之程度相當高。此外 $Al_0+1/2Fe_0$ 在土壤B化育層中亦同時達到標準，由剖面深度分佈圖可以看到，在三個土壤樣體層中，B層之 $Al_0+1/2Fe_0$ 與ODOE值均明顯高於漂白層，且至少有兩倍以上，土體1502在左右兩側有相同的趨勢(圖十九、二十)，顯得淋澱化作用在該土壤中維持一致，而B層的平均ODOE值在三個土體中為最低，因此認為該土體淋澱化程度為最差，且其土壤顏色較亮，屬弱淋澱化程度之極育土。在1501土體方面，右側所累積之淋澱化物質較左側多，因此推測右側淋澱化程度高於左側，差異原因則可能因為微地形或植生影響，需再進一步由微形態確認。

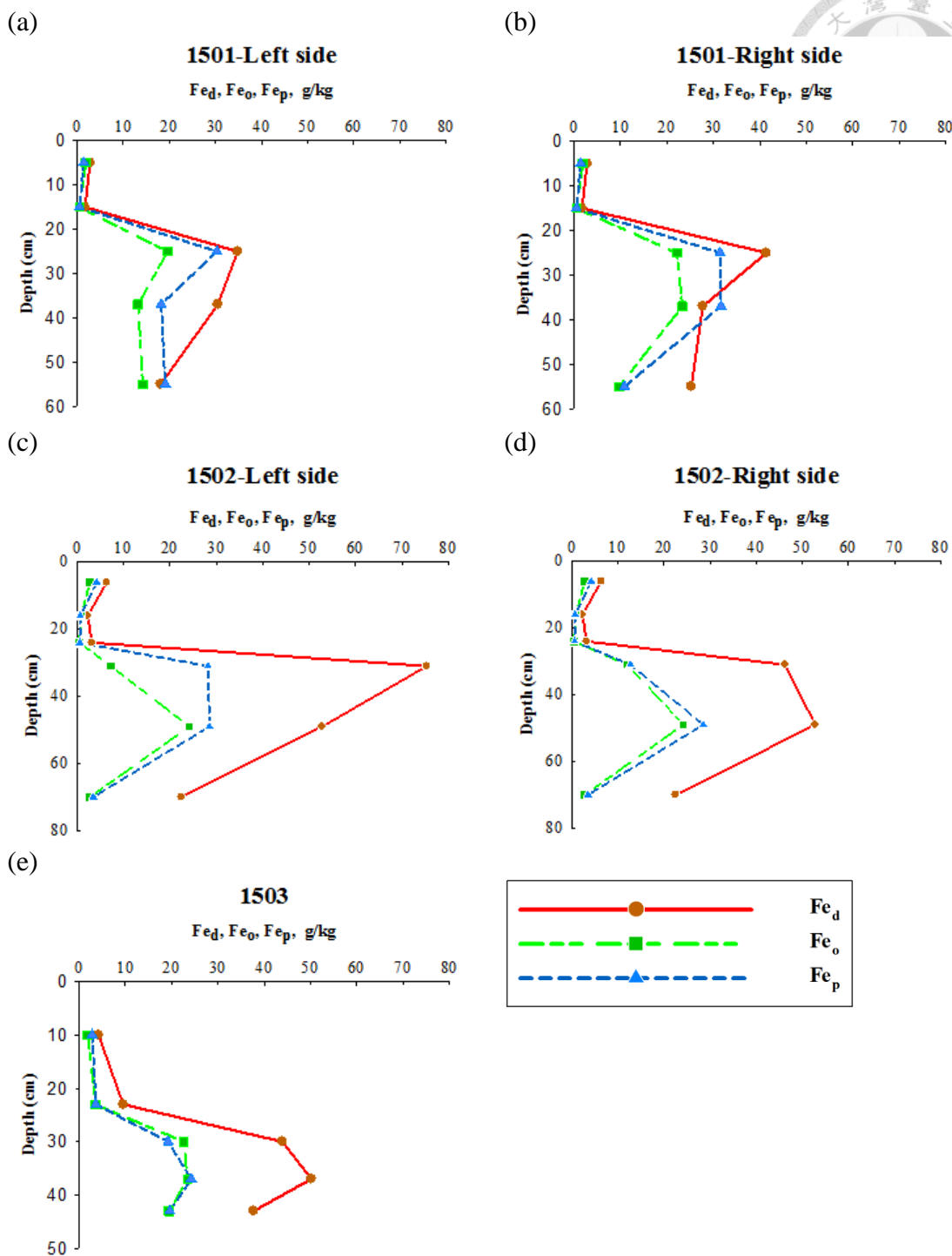
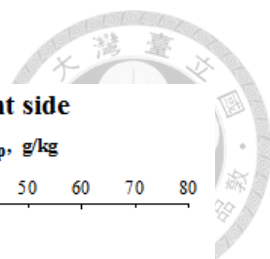
各型態鐵於剖面深度與濃度分佈圖中，可以看出以游離態鐵的濃度為最高(圖二十一)，其次為有機型態與無定形，有機型態鍵結與無定形物兩者濃度相當接近，且有一致的趨勢發生，在剖面中各型態之鐵主要累積於淋澱層上方；而在鋁的部分(圖二十二)，與土壤剖面深度的分佈較無規則性，但可以發現最大值累積於Bhs或Bt下方，與Jersak (1995)及Jansen et al. (2003)實驗室研究結果相符合，另外在De Kimpe and Martel (1976)與Wang et al. (1986)亦發現淋澱土中鐵及鋁之含量會隨著土壤深度增加而逐漸增加之趨勢，但鐵多澱積於B化育層上部，鋁則會再向下聚積於B層下部，於本研究區中之研究成果相似 (林經緯，2002；邱春媚，2004)，因此認為是鋁之溶解度較鐵來得高，進而累積於較深的土層 (Bourgault, 2015)。根據



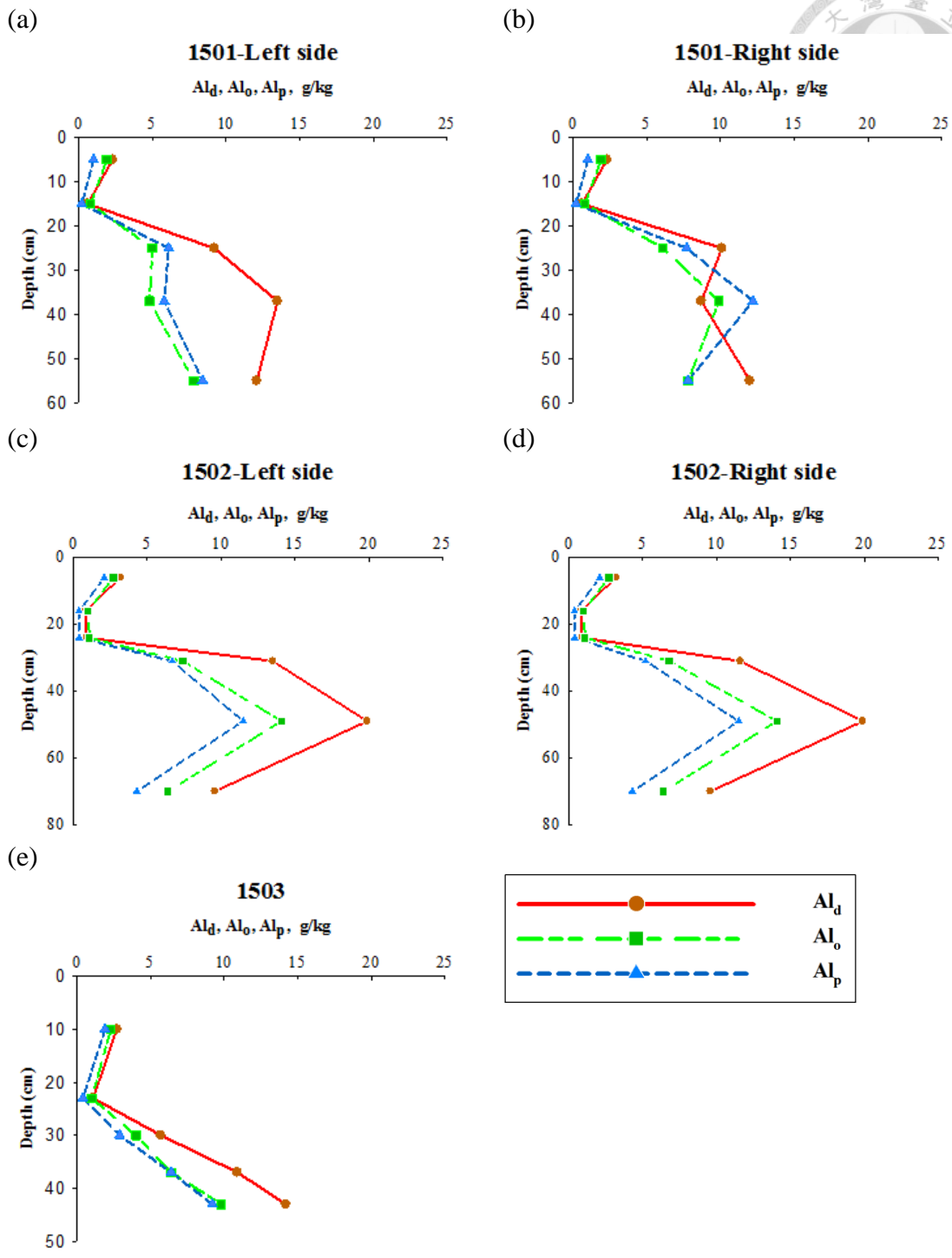
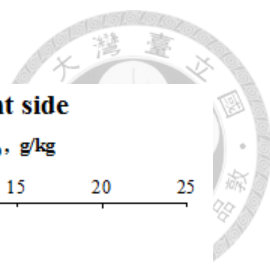
圖十九、三個土壤剖面中 $Al_0 + 1/2 Fe_0$ (%)之垂直分佈圖
 Fig. 19. The vertical distribution of $Al_0 + 1/2 Fe_0$ (%) of three soil pedons




圖二十、三個土壤剖面中 ODOE 值之垂直分佈圖
Fig. 20. The verticle distribution of ODOE of three soil pedons



圖二十一、三個土壤剖面中各型態鐵含量之垂直分佈圖
Fig. 21. The vertical distribution of Fe_d , Fe_o and Fe_p of three soil pedons



圖二十二、三個土壤剖面中各型態鋁含量之垂直分佈圖
Fig. 22. The vertical distribution of Al_d, Al_o and Al_p of three soil pedons



劉禎祺 (2004)指出，鋁在B層中澱積，可促進鋁離子取代鐵氧化物，如針鐵礦、纖鐵礦及水化蛭石之生成，導致鐵含量下降。土壤受到淋澱化作用、有機碳含量與pH值變化影響，表層有機碳雖然為最高，但其鐵與鋁含量較低，有一解釋認為表層有機質的不斷被微生物分解，促使金屬與有機酸或腐植質發生錯合作用，使得土壤中的離子濃度因稀釋作用而降低 (Higashi, 1983)。另外對於鋁來說，其溶解度受到pH值調控，在pH於4.0狀況下，通常以單體鋁(Al^{3+})存在，而隨著pH值提升，其含量則逐漸下降，與有機酸或腐植質錯合的能力下降，使得較底層之土壤澱積較高濃度之鋁離子。土壤樣體1501的鐵和鋁含量在左右兩側有不同的累積趨勢，右側B化育層中各型態鐵含量較高，特別是在淋澱層中，在鋁的部分則是有機鍵結型態濃度最高，因此認為該土體中淋澱化程度較佳，左側程度則較弱。在土壤樣體1502左右兩側之判斷僅在Bhs與Bt1之間，由深度圖觀察看到Bhs層中的游離鐵含量相當高，除了無定形鐵離子之外，其餘鐵鋁濃度皆高於Bt1，因此更加認定該土體中有淋澱化作用之發生，與土壤樣體1501和1503作比較發現在無定形鋁的部分高於有機鍵結型態之趨勢，土體中以黃酸鍵結之有機鋁錯合物略多。土壤樣體1503中，以鋁含量最隨著深度增加而增加，並未有堆積最大值出現，因此認為C層中鋁主要來自於母質風化，鐵濃度變化則與土壤樣體1502相似。

5. 淋澱化物質與黏粒在剖面中變動

在各形態鐵、鋁比值方面，土壤樣體剖面中均有高比例之 Fe_p/Fe_o 比值與 Al_p/Al_o (表七)，該比值可以用來判斷土壤中無定形鐵及鋁存在型態的相對量，當比值越大時，顯示鐵與鋁主要會以有機金屬錯合物的型態存在土壤中，相反的則是由無機型態的無定形物質佔大多數 (邱春媚，2004)。土壤樣體之比值在B層大致於1左右，甚至有高達3倍之多，以土體1501與1503來說， Fe_p/Fe_o 大致在0.85至1.54之間，然而鋁的比值則略小，在0.73至1.26，顯示B層土壤中之存在大量活性鐵、鋁及腐植質，形成複合物，且主要以有機金屬錯合形態存在為主，同時在淋澱層(Bhs和Bhst)之比值為最高。對於漂白層來說，鐵、鋁各型態之含量皆較低，因此在比值方面不容易作為判斷依據，一般在1左右，且甚至高於下方淋澱層，推測金屬係以有機錯合物之型態向下移動而澱積於下層。 Fe_o/Fe_d 之比值多在0.5以下，且 Fe_p/Fe_d

表七、三個土壤樣體之鐵與鋁含量之比值

Table 7. The ratios of selected Fe and Al contents in three soil pedons

Horizon	Depth (cm)	Fe _p /Fe _o	Fe _o /Fe _d	Fe _p /Fe _d	Al _p /Al _o	Al _o /Al _d	Al _p /Al _d
Pedon1501 elevation : 2460 m							
Oe	0-10	0.74	0.68	0.50	0.53	0.83	0.43
E	10-20	1.00	0.29	0.29	0.25	1.33	0.33
Bt-R	20-30	1.42	0.52	0.74	1.26	0.60	0.76
Bhs/Bt-R	30-45	1.36	0.84	1.14	1.23	1.14	1.40
C-R	45-65	1.11	0.38	0.43	1.00	0.65	0.65
Bhs/Bt1-L	20-30	1.55	0.56	0.87	1.22	0.54	0.66
Bhs/Bt2-L	30-45	1.38	0.43	0.60	1.21	0.36	0.43
C-L	45-65	1.35	0.78	1.06	1.08	0.64	0.69
Pedon 1502 elevation : 2480 m							
A	0-12	1.56	0.42	0.66	0.78	0.88	0.66
E1	12-20	0.78	0.39	0.30	0.40	1.25	0.50
E2	20-27	1.20	0.16	0.19	0.36	1.22	0.44
Bt1-R	27-38	1.06	0.26	0.27	0.76	0.59	0.45
Bhs/Bt-L	25-38	3.86	0.10	0.37	0.92	0.55	0.50
Bt2	38-60	1.18	0.46	0.54	0.84	0.71	0.59
C	>60	1.25	0.12	0.16	0.67	0.67	0.45
Pedon 1503 elevation : 2329 m							
A	0-20	1.47	0.45	0.67	0.83	0.85	0.70
E	20-25	1.03	0.37	0.38	0.40	0.91	0.36
Bhs/Bt1	25-35	0.85	0.51	0.44	0.73	0.71	0.52
Bhs/Bt2	35-40	1.03	0.47	0.48	0.98	0.59	0.58
C	40-45	1.01	0.51	0.52	0.94	0.69	0.65

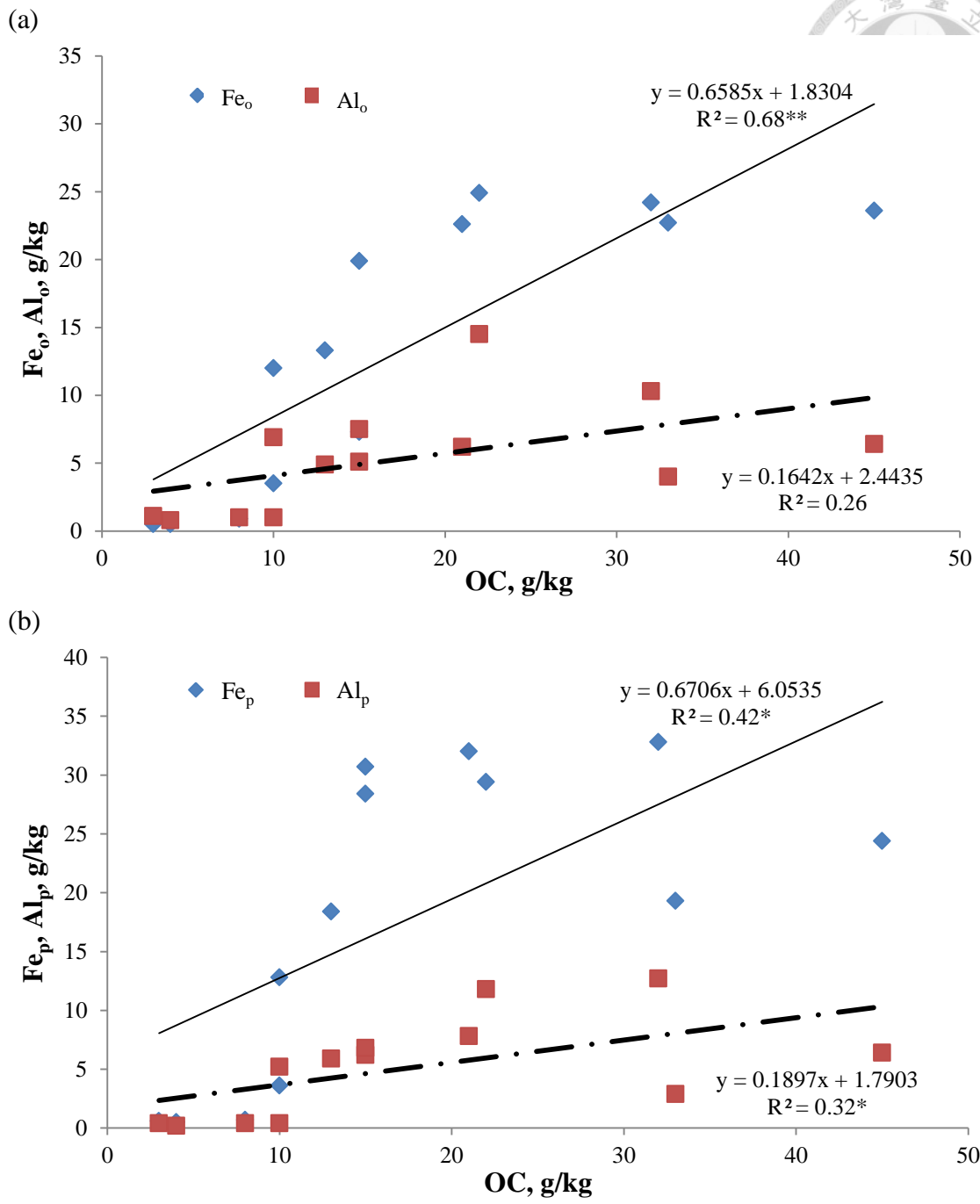
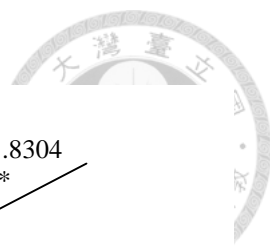
-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

_d: Extraction of sodium dithionite-citrate-bicarbonate; _o: Extraction of oxalate-oxalic acid; _p: Extraction of sodium pyrophosphate

之比值略大於 Fe_o/Fe_d (表七)，顯示土壤中所存在之活性鐵之型態主要還是與有機酸或腐植質形成之錯合物，無定形之活性鐵則較少。鋁的各型態比值於三個土體間具有差異，在土壤樣體1502之B化育層當中， Al_o/Al_d 之比值大於 Al_p/Al_d ，顯而易見其活性鋁的部分有較高含量是以無定形物質存在，土壤樣體1503內亦有此現象，因此認為這可能與淋澱化程度高低有相關，綜合以上發現在高山森林土壤中，大多數鐵與鋁的移動，一般以有機錯合物型態佔較優勢。

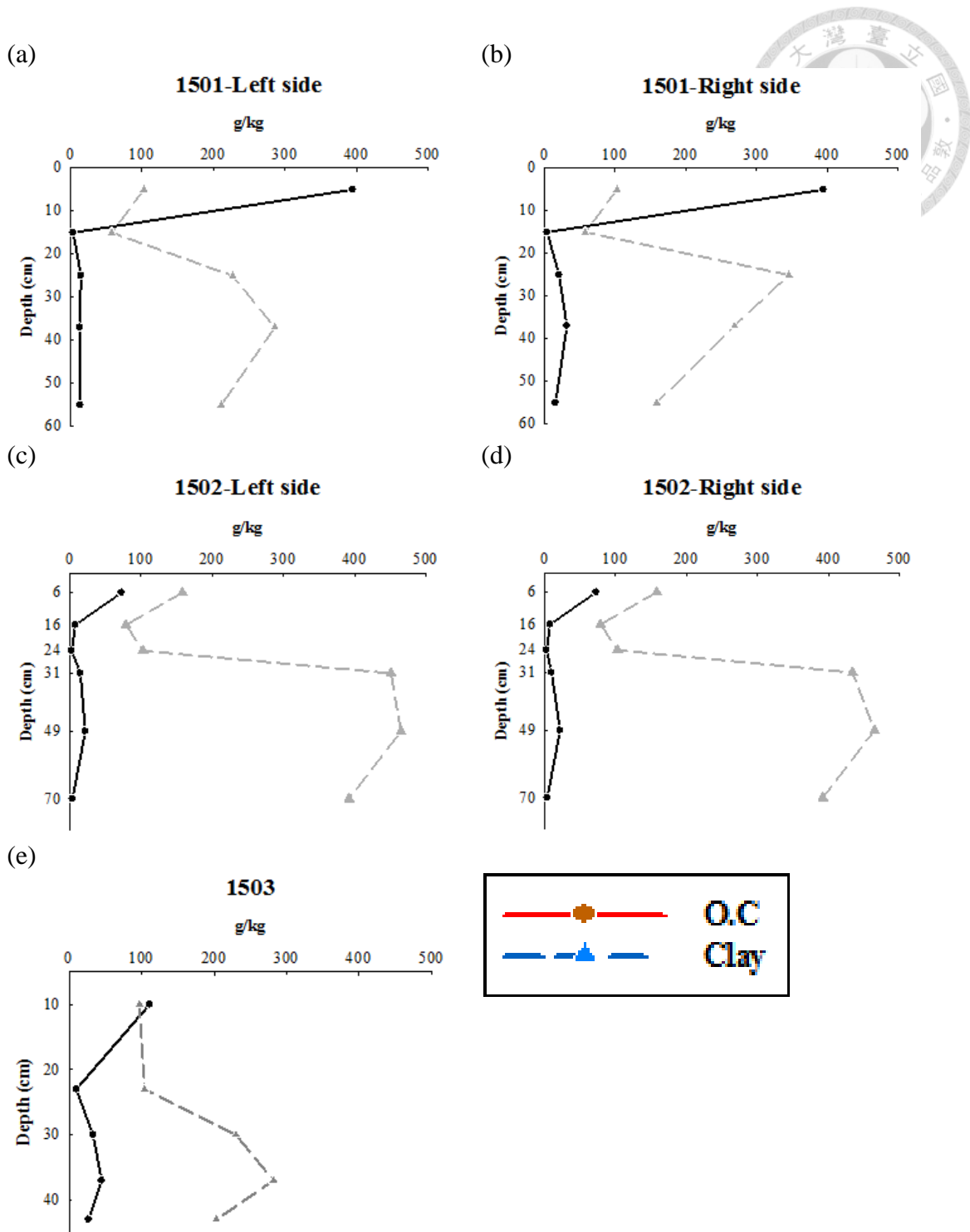
為進一步探討本研究區土壤內物質移動之相關性，分別將三個土壤樣體中之漂白層(E)與B化育層(Bhst、Bhs和Bt)等共十三個土壤層間樣品，其有機碳、黏粒以及各型態鐵、鋁之含量，淋澱化物質之判斷值ODOE和 $Al_o+1/2Fe_o$ 進行線性迴歸分析，以了解不同土壤間物質的含量變化及其移動狀況，將結果繪製成圖形方便討論。首先探討有機碳與草酸抽出之無定形鐵及鋁含量的關係(圖二十三、a)， Fe_o 與有機碳呈現極顯著相關 ($R^2=0.68, p < 0.01$)； Al_o 與有機碳無相關，可能與1502中的B化育層土體內有機碳含量偏低所導致，顯示其淋澱化程度來說較低。而在焦磷酸鈉抽出的部分(圖二十三、b)， Fe_p 與有機碳呈現顯著相關 ($R^2=0.42, p < 0.05$)； Al_p 與有機碳呈現顯著相關 ($R^2=0.32, p < 0.05$)。由以上資料可發現，土體中的確實有淋澱化作用發生，而有機碳大部分以無定形鐵、鋁和有機型態之鐵、鋁結合，在土壤中向下移動，此與前人研究所觀察之結果相似 (Chen, 1988, 劉禎祺, 2004；邱春媚, 2004)。此外透過鐵、鋁各型態比值， Fe_p/Fe_o 與 Al_p/Al_o 大致接近1.0，有些則大於1.0，更可以清楚指出本研究區土壤中主要以有機錯合物之型態的淋澱化物質，向土壤深處移動的可能性。

接著探討關於黏粒與各型態之鐵和鋁相關性，黏粒與有機碳同樣在土壤中有累積之現象發生(圖二十四)，兩者含量雖然明顯相差盛大，但對於本研究地區土壤生成作用上各自都有可能造成影響，因此需要進行分析，兩者之間的相關性並未顯著。游離態鐵、鋁含量與黏粒之線性迴歸分析(圖二十五、a)。黏粒與 Fe_d 之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.83, p < 0.01$)；黏粒與 Al_d 之間同樣呈現顯著正相關($R^2=0.86, p < 0.01$)。黏粒與 Fe_o 之間呈現顯著相關 ($R^2=0.35, p < 0.05$)；黏粒與 Al_o 之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.71, p < 0.01$)(圖二十五、b)。在 Fe_p 與黏粒之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.54, p < 0.01$)； Al_p 與黏粒之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.57, p < 0.01$)(圖二十五、



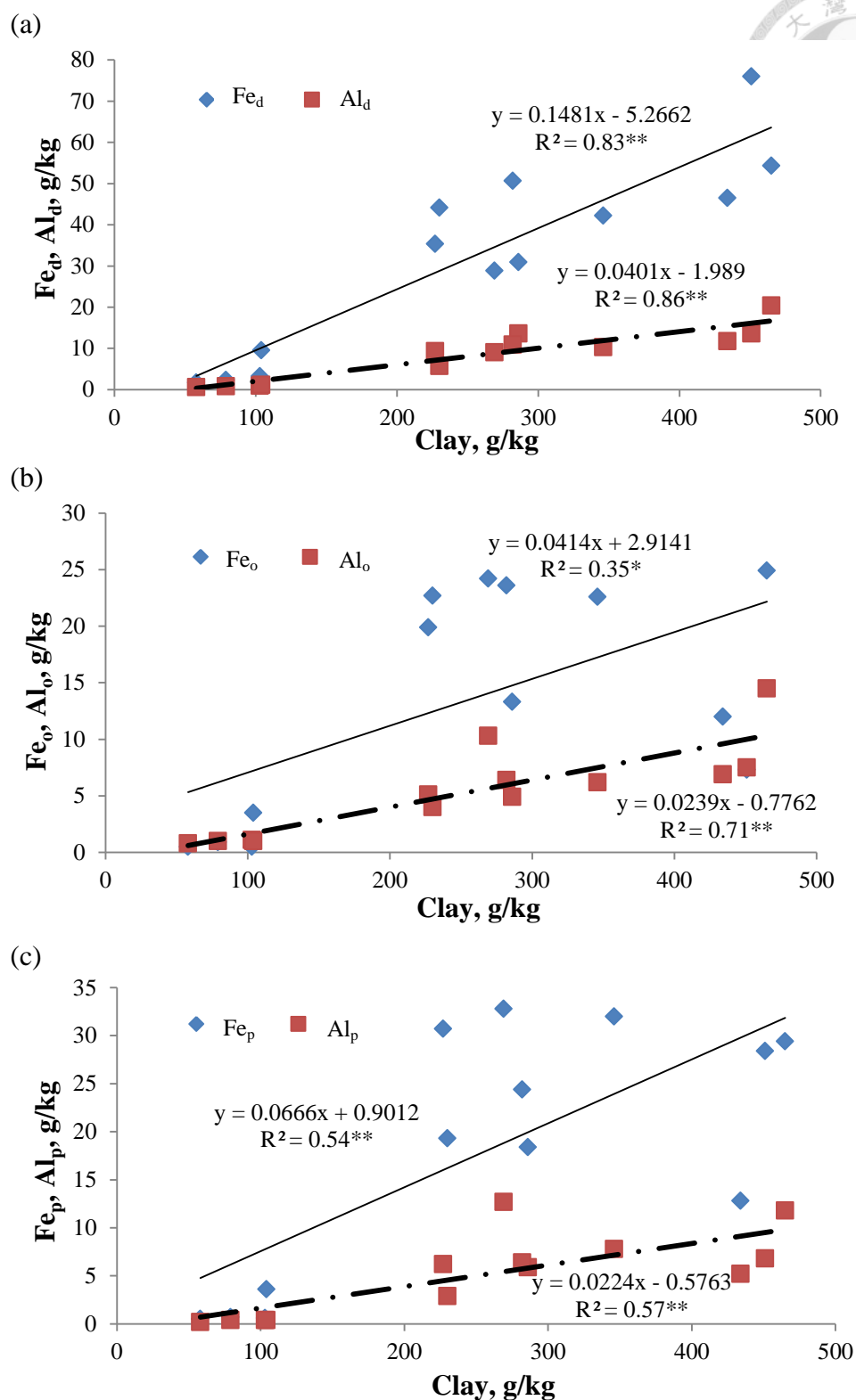
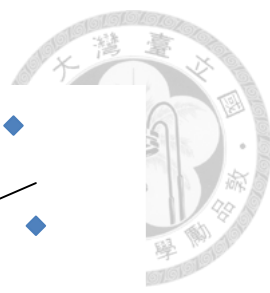
圖二十三、三個土壤樣體 E 與 B 層間(a) 有機碳與酸性草酸銨及(b) 有機碳與焦磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖

Fig. 23. Linear regression analysis between organic carbon, Fe and Al extracted by (a) oxalic acid and (b) sodium pyrophosphate in E and B horizons of three soil pedons




圖二十四、三個土壤剖面中有機碳及黏粒含量之垂直分佈圖

Fig. 24. The verticle distribution of organic carbon(OC) and clay content of three soil pedons



圖二十五、三個土壤樣體 E 與 B 層間土壤黏粒與(a) DCB, (b) 酸性草酸銨及(c) 焦磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖

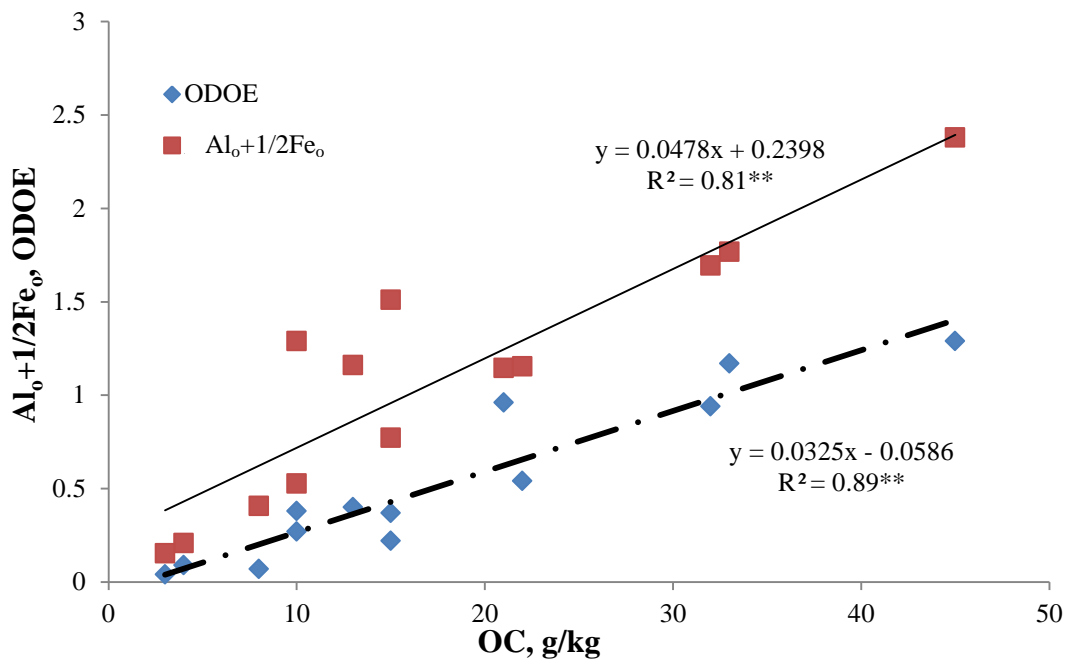
Fig. 25. Linear regression analysis between clay, Fe and Al extracted by (a) dithionite-citrate-bicarbonate, (b) oxalic acid and (c) sodium pyrophosphate in E and B horizons of three soil pedons



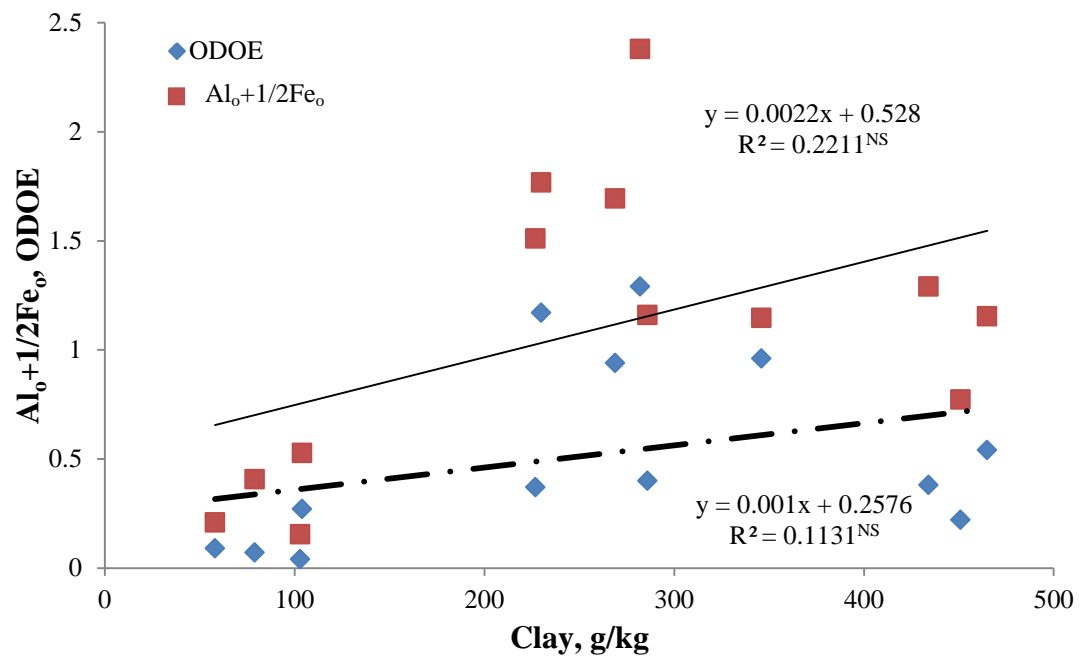
c)。根據上述結果顯示，在三個土體B化育層中除了含有高含量之黏粒外，同時也聚積了大量的游離鐵。一般來說，黏粒在土層中的移動較依靠單一之洗入作用，然而從本研究區相關性來觀察，黏粒可能會同時與游離態鐵和鋁形成複合物向下移動 (Greenland, 1970; Wang and McKeague, 1982)。於邱春媚 (2004)研究中認為游離態鐵的來源，主要可能由吸附在黏粒表面，隨黏粒在土層中向下移動而來，以及在淋澱化作用進行下，上層洗出有機鐵、鋁錯合物，在淋澱層經生物降解或沉澱作用進而沉澱所累積，於本研究中有相同結果。在鋁的方面，同樣觀察到各型態與黏粒有良好的相關性，在前述討論與有機碳的相關性差，因此認為鋁較容易伴隨黏粒形成複合物移動，並且多以無定形物質之鋁形態含量較多。從整個結果說明，黏粒在本研究地區淋澱化土壤中移動的方式，可能除了單獨洗入作用，仍有以複合物型態之模式。

研究區三個土壤樣體之有機碳及黏粒含量與ODOE值及 $Al_0+1/2Fe_0$ 之含量之間線性迴歸分析圖(圖二十六)。有機碳含量與ODOE值之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.81$, $p < 0.01$)，有機碳與 $Al_0+1/2Fe_0$ 之間呈現極顯著相關 ($R^2=0.89$, $p < 0.01$)；顯示有機碳與淋澱化物質移動有顯著相關。黏粒與ODOE值和 $Al_0+1/2Fe_0$ 之間無先關，顯示淋澱化物質在本研究區土壤中的移動，主要還是與有機碳含量有極密切相關性，且其相關係數較黏粒來得高，此現象也充分說明有機形態鐵、鋁與有機碳之間，確實存在顯著之淋澱化作用，使得土壤表層之鐵、鋁多為有機複合形態向下淋洗，進而形成淋澱層與淋澱土，然而在淋澱化物質移動的同時，黏粒移動的特性不明顯。

藉邱春媚 (2004)研究所呈現之數據一併作有機碳與無定形物質、有機型態物質之相關性迴歸分析(圖)，發現有機碳含量超過25 g/kg時，鐵與鋁離子的型態含量會開始遞減，該層為洗出層或黏聚層，在洗出層的部分，認為淋澱化作用剛開始發生，需要有一段時間的錯合反應，鐵與鋁方能有鍵結的作用；另一層次為黏聚層，推測可能為鐵與鋁離子跟黏粒形成複合物，使得其含量下降。對此，於本研究地區所呈現之現象有待後人探討。



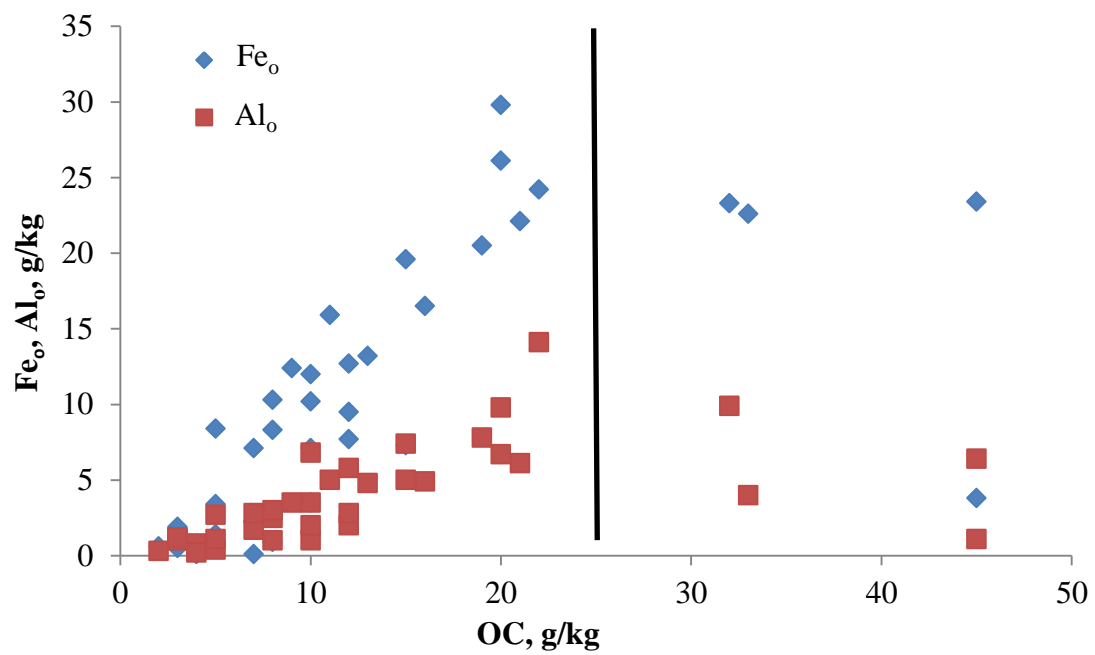
(a)



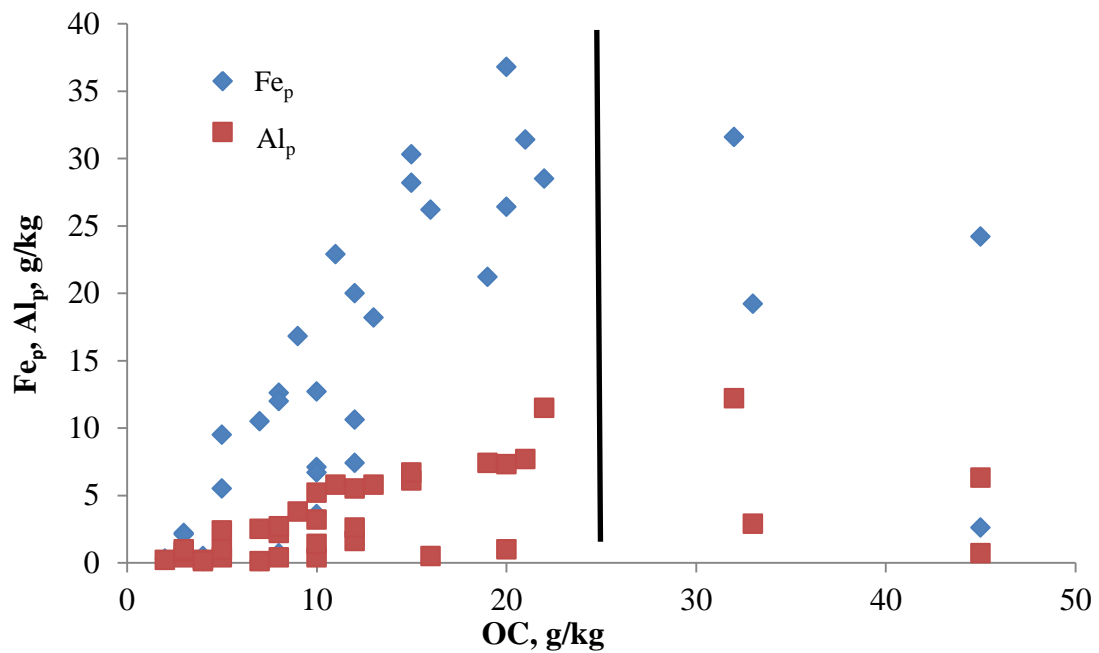
(b)

圖二十六、三個土壤樣體 E 與 B 層間 (a) 有機碳與 $Al_o+1/2Fe_o$ (%) 及 ODOE 值；及 (b) 黏粒與 $Al_o+1/2Fe_o$ (%) 及 ODOE 值線性迴歸分析圖

Fig. 26. Linear regression analysis between organic carbon and $Al_o+1/2Fe_o$, ODOE value (a); clay contents and $Al_o+1/2Fe_o$, ODOE value (b) in E and B horizons of three soil pedons



(a)



(b)

圖二十七、參照邱春媚 (2004)與本研究之E與B層間(a) 有機碳與酸性草酸銨及 (b) 有機碳與焦磷酸鈉抽出之鐵、鋁線性迴歸分析圖

Fig. 27. Linear regression analysis between organic carbon, Fe and Al extracted by (a) oxalic acid and (b) sodium pyrophosphate in E and B horizons of Chiu's thesis and three soil pedons



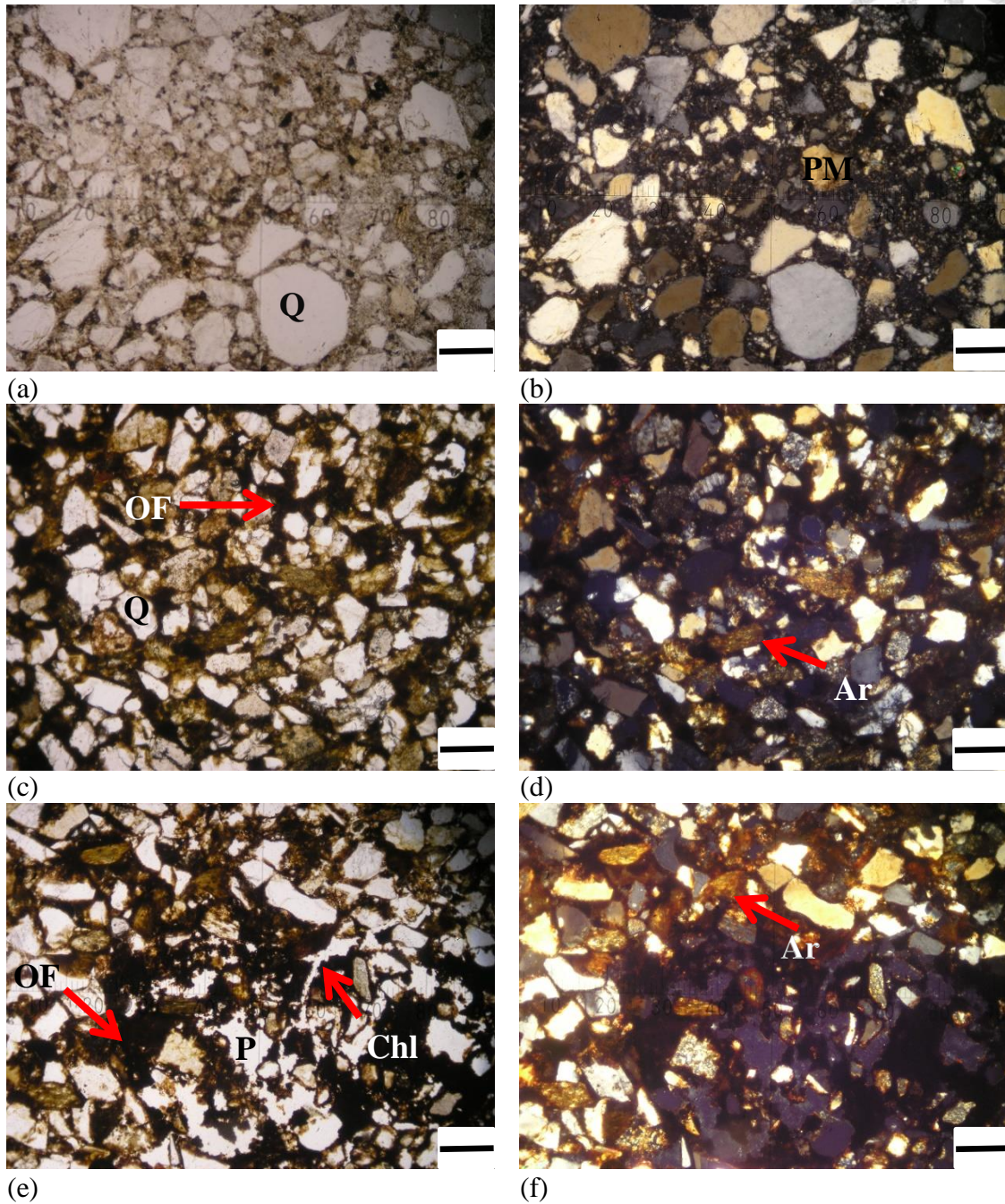
4.5 土壤樣體之微形態特徵

為探討淋澱土內有機物、鐵、鋁及黏粒在土層中移動的情形，以下將分別說明三個土壤樣體在所選定層間之微形態特徵所觀察的現象、描述及鑑定。

土壤樣體 1501

由土壤樣體所採集之土壤薄切片觀察發現，漂白層(E)中的土壤基體(soil groundmass)主要以不同大小之礦物粒子緊密堆積而成，稱為該土體之骨骼粒子，以白色的石英為主的粗顆粒礦物粒子(coarse mineral fragments)，伴隨其他多種原生礦物(圖二十八、a)。在正交偏光之視野下可以依靠不同晶格組成之礦物，再經過折射後的顏色差異進而判斷，因此土壤構造多以骨骼粒子離析物(skelseopic)為主。顆粒間孔隙較不明顯，且多數礦物粒子表面並無披覆體(圖二十八、b)。孔隙則被髓質物質所填，由於洗出作用強烈，因此在該層黏粒表現少，在平面偏光下顯示，土體的微構造(microstructure)主要以緊密(compact grain)及薄膜 (pellicular grain)的構造，由此亦可說明該層之總體密度大致較其他土層高。土層中存在少部分之土壤孔隙，屬於簡單型填集孔隙(simple packing voids)，同時孔隙中亦有微量暗黑色粒子(dark pellets)，此為殘留於該層之黑色腐植質或有機物粒子。土壤組態透過粗細粒子相對分布態(c/f relative distribution)描述呈現”穴藏的(enaulic)” ，整體來說，漂白層屬於土壤物質之洗出層，對黏粒與陽離子而言屬於耗竭(depletion)之區域，通常不具有暗黑色粒子、龜裂的披覆體(cracked coating)、鐵結皮(ferrans)、有機物結皮(organs)、黏粒結皮(argillans)等土壤特徵(pedofeatures)，顯示土層內大部分的物質均已由土壤孔隙向下淋洗，僅剩少量殘留於孔隙周遭之物質。

取自於漂白層(E)和淋澱層具黏粒洗入特徵(Bhs/Bt)之間的薄切片，可觀察到大量有機物、鐵與黏粒混合形成深褐色的髓質物質綿密的分佈於孔隙以及孔洞邊緣，主要由等向性(isotropic)到弱的非等向性(ant isotropic)之無定形有機物，延著孔隙從上層向下淋洗，不均勻的分佈並覆蓋在土壤基體上，形成土層中有高濃度之有機金屬錯合物澱積(圖二十八、c和d)。髓質物質亦有少量之黏粒存在而呈現黃褐色或亮黃色，但以有機金屬錯合物較多，並不容易發現定位排列之黏粒。土層之微構造以連結橋(bridged grain)、團粒狀(granular)、碎屑狀(crumb)、海綿狀(sponpy)等型式，導致在土壤基體與洗入物質之相互作用上，會生成不規則排列之孔隙(voids)、



圖二十八、土壤樣體 1501 之微形態照片，線條長度為 0.25 mm: (a) 漂白層(E) PPL 40x; (b) XPL 40x; (c)漂白層/淋澱層過渡帶(E/Bhs/Bt) PPL 40x; (d) XPL 40x; (e)右側 20-30 公分處 PPL 40x; (f) XPL 40x。Q：石英，P：孔隙，Chl：管隙，Ar：黏粒披覆體，OF：有機金屬披覆體，PM：原生礦物

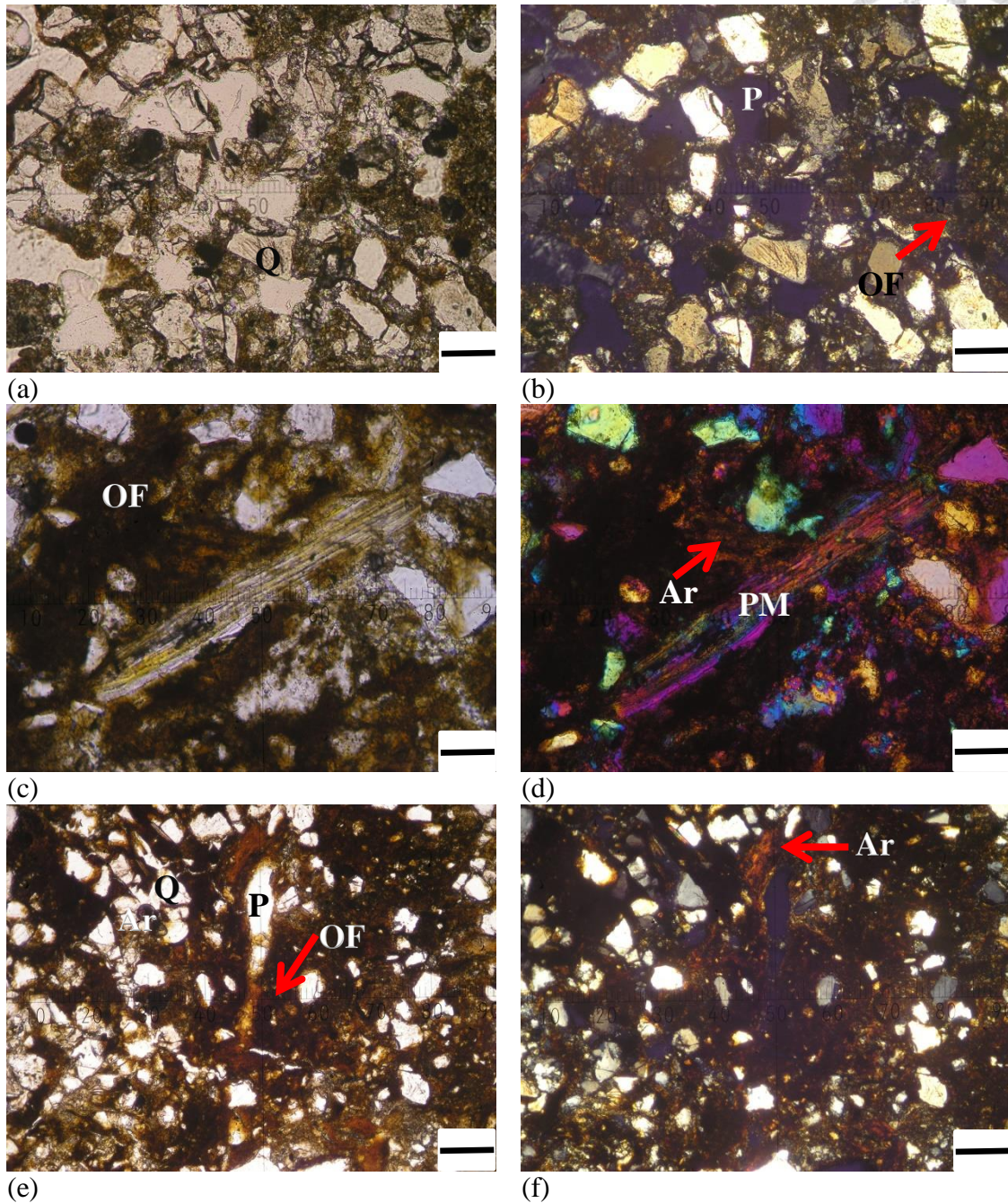
Fig. 28. Microphotograph of soil pedon 1501. Lengths of bar are 0.25 mm; (a) E horizon. Plane polarized light, 40x, (b) Cross polarized light, 40x; (c) E/Bhs/Bt horizon. Plane polarized light, 40x, (d) Cross polarized light, 40x; (e) Right side 20-30 cm. Plane polarized light, 40x, (f) Cross polarized light, 40x; Q: quartz, P: pore, Chl: channel, Ar: argillan, OF: organo-ferran, PM: primary mineral

空洞型(vughs)、管隙(channels)及腔隙(chambers)等土壤孔隙。在土壤孔隙周圍可以發現大量有機物金屬錯合物，以黑色有機粒子的型態，自上層土壤中洗入，而逐漸溶解覆蓋在土壤基體上方或其周圍，形成暗黃色之披覆體。另外有少量黏粒覆蓋於土壤基體，因此認為在本土層有黏粒洗入特徵，在100倍的視野下可以觀察到粗顆粒石英粒子表面包覆著暗黃色之有機金屬錯合與一層薄黏粒膜。土壤基體粗細顆粒間的相對分佈，以披裹的(chitonic)及聯結的(gefuric)為主。在土壤特徵上則以有機粒子、有機-鐵披覆體及少量之黏粒膜表現。

在20至30公分處的土壤薄切片中，主要代表的是鐵、鋁與有機物澱積的土層，可以觀察到大量的被有機金屬錯合物披覆的土壤基體，其主要之土壤微構造為碎屑狀、團粒及混合式(complex)等，同時具有不規則之孔隙，在孔隙與孔洞周圍也可觀察到少量洗入黏粒膜，但這些黏粒膜之雙折性較一般黏聚層中黏粒膜較弱，以致於較不清楚(圖二十八、e和f)。此層中並無法明顯將黏粒洗入帶與有機金屬錯合物洗入帶完全區分，僅觀察到洗入程度差異，由正交偏光視野下即可看到，黏粒出現在不具有有機物洗入之區域，係為本層之特色。紅黑色淋澱層之土壤特徵主要由上層的暗黑色粒子，因低pH及有機酸影響使土壤有機質大量溶解，鐵和鋁由礦物中釋出，兩者結合形成黑色或紅黑色之粒子，透過大量降雨淋洗至下方土層，便在土壤基體邊緣或其上方溶解沉澱，進而形成(劉禎祺，2004)。而黏粒則是透過孔隙隨淋洗向下，在土壤基體上聚積(黏粒膜)，同時亦有與鐵結合形成黃棕色之鐵-黏粒(ferri-argillans)形成披覆體，或者有機-鐵-黏粒洗入(infillings)的微形態，因此在土壤基體粗細粒子間的相對分佈，同樣呈現包裹的及聯結的排列方式。整體而言，土壤樣體1501之微形態特徵顯示，在淋澱層中黏粒洗入作用可能先發生，使得多數土壤基體表面有黏粒之披覆體，爾後在淋澱化作用下，有機金屬錯合物再次覆蓋於上方。

土壤樣體 1502

本土體由質地分析資料顯示屬於黏粒含量較高之土壤剖面，在12到20公分之漂白層(E1)中，土壤物質並未完全洗出，土壤孔隙尚殘留暗色有機物粒子、有機金屬錯合物及黏粒，剩餘部分仍以洗出漂白層形態特徵為主(圖二十九、a)。由不同



圖二十九、土壤樣體 1502 之微形態照片，線條長度為 0.25 mm:(a)漂白層(E1) PPL 40x；(b) XPL 40x；(c)右側黏聚層(Bt1-R) PPL 100x；(d) XPL 100x，線條長度為 0.1 mm；(e)右側黏聚層(Bt1-R) PPL 40x；(f) XPL 40x。Q：石英，P：孔隙，Chl：管隙，Ar：黏粒披覆體，OF：有機金屬披覆體，PM：原生礦物。

Fig. 29. Microphotograph of soil pedon 1502. Lengths of bar are 0.25 mm;(a) E1 horizon. Plane polarized light, 40x, (b) Cross polarized light, 40x; (c) Bt1-R horizon. Plane polarized light, 100x; (d) Cross polarized light, 100x, Lengths of bar are 0.10 mm; (e) Bt1-R horizon. Plane polarized light, 40x, (f) Cross polarized light, 40x; Q: quartz, P: pore, Chl:channel, Ar: argillan, OF:organo-ferran; PM: primary mineral

大小之礦物粒子所緊密堆積而成的土壤基體，土層的孔隙稍微多，屬於簡單型填集孔隙與空洞型且被細物質所填充，土體之微構造以緊密及薄膜的構造，土壤組態透過粗細粒子相對分布態描述呈現穴藏的。

下方20到27公分處之E2層，其土壤基體主要由較小之礦物粒子緊密堆積而成，無明顯得粒間孔隙，顯示該層中土壤主要由黏粒、粉粒及少量之砂粒等礦物粒子構成，石英及其他原生礦物鑲嵌在其中。與上層E1微構造相比，以整塊狀與亞稜角塊狀為主，其表現出土壤物質大量被洗出，使得該土層有較多的礦物粒子與石英，同樣形成多數粒子相互緊密排列產生的簡單型填集孔隙，從圖上來看有管隙出現，其周圍的土壤物質受淋洗作用直接向下層移動，鮮少發現有機物、鐵及黏粒的分佈，因此土壤特徵屬於耗竭之區域，且由於該土層孔隙較稀少，植物根系穿透及生長較困難。土壤組態呈現穴藏的粗細粒子相對分布態。

觀察25-38公分處Bhs/Bt層之土壤薄切片微形態，土壤中的孔隙黏粒洗入較多，髓質物質多以無定形有機物、鐵與黏粒充分混合，形成暗色或黃色粒子填充在土壤機體上。呈現密集型、連結橋、團粒狀與混合型等之土壤微構造；進而形成有機物披覆體、有機物-鐵披覆體與黏粒-鐵披覆體之土壤特徵，而在石英及原生礦物上有發現定位排列之黏粒，孔隙與孔洞周圍也可觀察到少量洗入黏粒膜，但這些黏粒膜之雙折性較一般黏聚層中黏粒膜較弱，以致於較不清楚，推測黏粒洗入在此土體中會先發生，淋澱化物質再向下移動覆蓋。土壤基體粗細顆粒間的相對分佈以包裹的及聯結的為主。

在土壤樣體32到40公分處，位於E2邊界破裂區右側的Bt1，在現地土壤顏色方面具有有機物洗入染色之現象，透過微形態觀察(圖二十九、c和d)，可發現到有機物、鐵與黏粒混合形成深褐色的髓質物質分佈於孔隙以及孔洞邊緣，無定形有機物隨著孔隙從漂白層向下淋洗，不均勻的分佈並覆蓋在土壤基體上，造成土層中有稍高濃度之有機金屬錯合物澱積。然而該層的土壤形態上判斷為黏聚層，透過圖c觀察其髓質物質主要以大量黏粒與鐵複合物的存在，造成土壤顏色呈現黃褐色或亮黃色。土層之微構造以粒間管隙(intergrain channel)、緊密狀與混合型式，較多不規則排列之孔隙(voids)、空洞型(vughs)、管隙(channels)及腔隙(chambers)等土壤孔隙。在正交偏光下放大100倍之管隙中出現黏粒膜，且可清楚觀察到粗顆粒石英粒子表

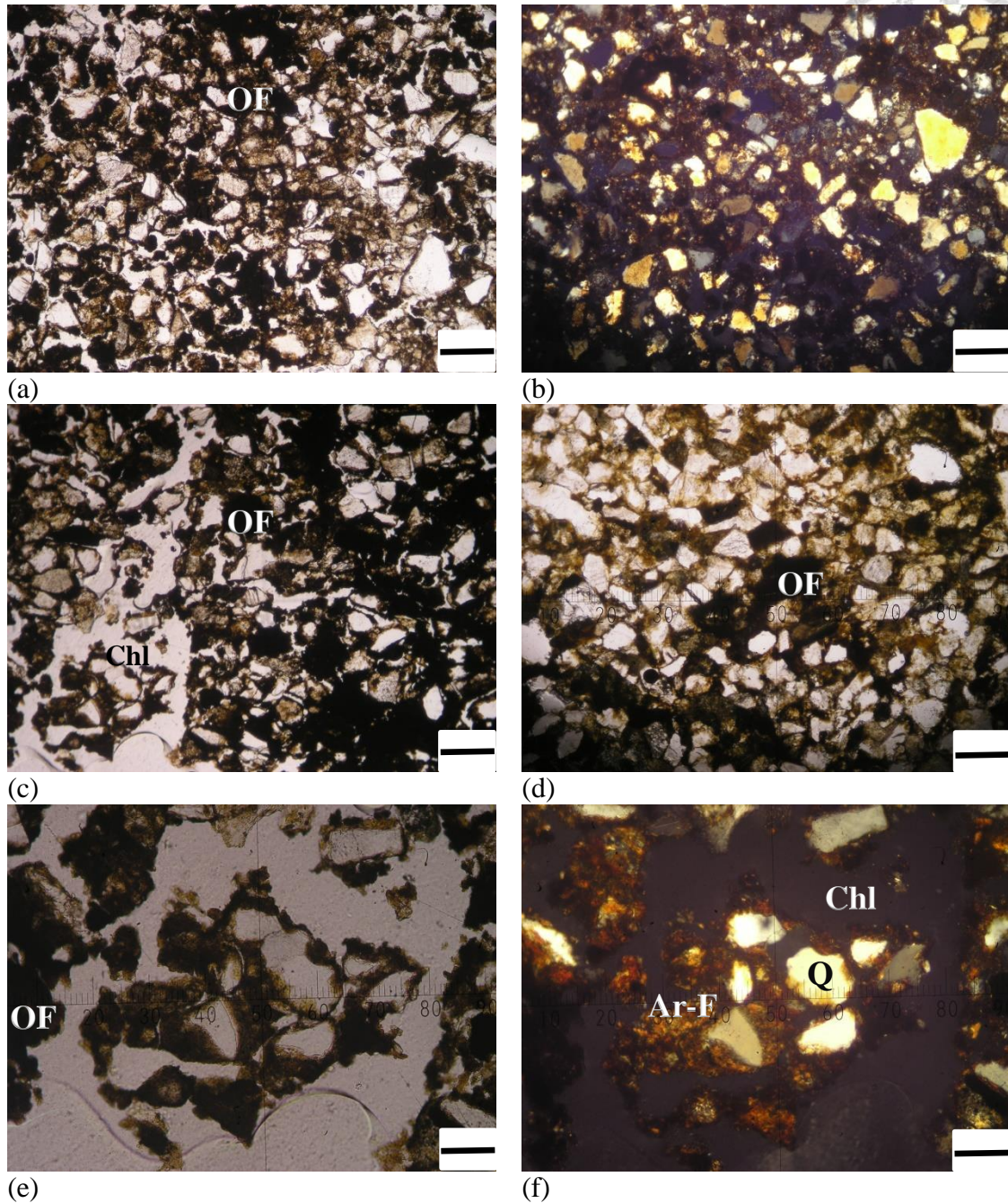
面包覆著一層洗入之黏粒膜，而在黏粒膜外又被一層薄有機質與鐵物質包覆。因此由本層有石英顆粒被包埋於髓質物質中之現象，在粗細粒子相對分佈態則以濃髓質包裹粗粒的(porphric)土壤組態。

Bt2之微形態顯示，在整個土壤微形態上，以黃棕色髓質物質遍布於土壤基體上，土壤基體由細密礦物以結晶性組構(crysallitic b-fabric)為主，有機物含量稀少，孔隙中大多由黏粒與鐵之複合物為主，對此土壤微構造則是碎屑狀，粒間管隙及亞稜角狀，粗細粒子相對分佈態由黏粒組成單晶的(Monic)。該層內淋澱化作用之特徵缺乏，顯示在本土體深層位置土壤化育作用倚賴黏粒洗入為主要。

土壤樣體 1503

漂白層(E)與淋澱層(Bhs/Bt1)過渡層中的土壤基體(soil groundmass)主要以不同大小之礦物粒子緊密堆積而成，同樣由白色的石英為主的粗顆粒礦物粒子，伴隨其他多種原生礦物。顆粒間孔隙較不明顯，孔隙多被髓質物質所填，由於洗出作用在交界處有些減緩，雖然多數礦物粒子表面並無披覆體，但在該層黏粒表現於孔隙中，與有機物和有機金屬錯合物形成髓質物質，在平面偏光下顯示，土體的微構造主要以緊密及薄膜的構造(圖三十、a和b)。土層中存在少部分之土壤孔隙，屬於簡單型填集孔隙。在漂白層與淋澱層過渡層中，推測該區域屬於淋澱化物質的沉澱堆積區域，也就是在於E層下方之淋澱層處，因此在孔隙中出現大量微量暗黑色粒子，此為該層之黑色腐植質或有機物粒子(圖三十、b)。從孔隙中黏粒與有機物的分佈能發現在土層中有定位排列之現象，推測物質由右下角向左上角洗入。土壤組態描述粗細粒子相對分佈態呈現”穴藏的”，對於過渡層的土壤微形態觀察，可以看到屬於上方土壤物質之洗出層的微形態特徵，對黏粒、有機物與陽離子而言為耗竭(depletion)之區域，此外在某些地區開始出現物質沉澱堆積越盛的現象，進而在孔隙中發現由上方洗入之過程。在土壤基體的變化上是周遭無披覆體且未被覆蓋，直到進入淋澱層後先有黏粒膜於孔隙間及擴散於石英或原生礦物上，在受到有機金屬錯合物覆蓋的特徵。

土壤樣體25到35公分處之Bhs/Bt1，為鐵、鋁與有機物澱積的土層，整體來說與上述過渡層下緣之土壤微形態相似，可以發現被大量有機金屬錯合物披覆的土



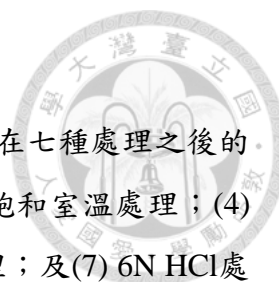
圖三十、土壤樣體 1503 之微形態照片，線條長度為 0.25 mm:(a)漂白層/淋澱層過渡帶(E/Bhs/Bt) PPL 40x, (b) XPL 40x ; (c)淋澱層(Bhs/Bt1) 40x PPL ; (d) 淋澱層(Bhs/Bt2) PPL 40x (e)淋澱層(Bhs/Bt2) PPL 100x，線條長度為 0.1 mm, (f)XPL 100x。Q：石英，P：孔隙，Chl：管隙，Ar：黏粒披覆體，Ar-F：黏粒金屬披覆體，OF：有機金屬披覆體

Fig. 30. Micromorphology of soil pedon 1502. Lengths of bar are 0.25 mm;(a) E/Bhs/Bt horizon. Plane polarized light, 40x, (b) Cross polarized light, 40x; (c) Bhs/Bt1 horizon. Plane polarized light, 40x; (d) Bhs/Bt2 horizon. Plane polarized light, 40x, (e) Plane polarized light, 100x, (f) Cross polarized light, 100x, Lengths of bar are 0.10 mm; Q: quartz, P: pore, Chl:channel, Ar: argillan, Ar-F: argillan- ferran, OF:organo-ferran

壤基體，主要土壤微構造為團粒、緊密型與混合式等，孔隙與孔洞可以在圖上看到皆被髓質物質所填充，且多數礦物表面有被黏粒所覆蓋之現象，黏粒同樣有定位排列(圖三十、d)。在本土體中無法明顯將黏粒洗入帶與有機金屬錯合物洗入帶完全區分，但是淋澱化作用程度相當良好，紅黑色淋澱層之土壤特徵主要由黑色有機物結皮或紅黑色有機-鐵結皮構成，而黏粒則是透過孔隙隨淋洗向下，在土壤基體上聚積(黏粒膜)，同時亦有與鐵結合形成黃棕色之鐵-黏粒形成披覆體，或者亦出現機-鐵-黏粒三者洗入(infilling)的微形態。在土壤基體粗細粒子間的相對分佈，呈現包裹的及聯結的排列方式。

下方35到45公Bhs/Bt2層中，土壤顆粒間孔隙較明顯，有利於淋澱化作用地發生，與De Coninck (1980b)所描述的膠結淋澱層相似，在礦物粒子表面發現有機物、鐵及鋁等向性無定形混合物，其具有完整之龜裂披覆體，形成單晶狀有機物特徵，其具有連續的顏色及密度(圖三十、e)。土壤微構造為團粒、碎屑狀與海綿狀，導致生成不規則排列之孔隙、空洞型、管隙及腔隙，整體來說有機金屬錯合物在本層次分佈較上層多，在與土壤化學性質對照下，確實於該層測得有機碳含量較高，且於選擇性化學抽出的鐵和鋁含量方面，有一致的狀況，因此對於整個土體來說，1503土壤層間中確實以淋澱化作用為主要之土壤生成化育機制。在黏粒的部分，將淋澱層孔隙中出現的團粒構造之微形態放大100倍，於正交偏光視野下觀察，石英顆粒周圍被非等向性無定形物質披覆(coating)，且可以明顯得看出石英外先被黏粒與鐵形成的複合物披覆，而在黏粒披覆外再以有機金屬錯合物圍繞，孔隙裡的無定形物質則可透過正交偏光將有機物與黏粒和鐵復合物分佈區分(圖三十、f)。土壤基體粗細粒子間的相對分佈描述以包裹的及聯結的排列方式。

整體而言，若藉De Coninck (1980b)淋澱層微形態分類，在阿里山地區主要可以鬆散的淋澱層為主，在礦物表面發現以有機物與黏粒及坩粒完全混合，形成不透明多型的有機物暗色粒子與團粒構造，多型的有機物具不連續的顏色和密度，但較缺少植物根系，此外，應該可再細分為坩粒較高的類型。土壤層間可見龜裂的披覆體及暗色粒子，顯示該土體中確實有累積淋澱化物質，對於淋澱層的判斷來說更是相當明確之證據，且對於黏粒洗入的過程，藉由黏粒洗入之特徵觀察來做為解釋化育作用發生時間之順序，有利於明瞭整個地區性的土壤化育過程。



4.6 黏土礦物之組成與鑑定

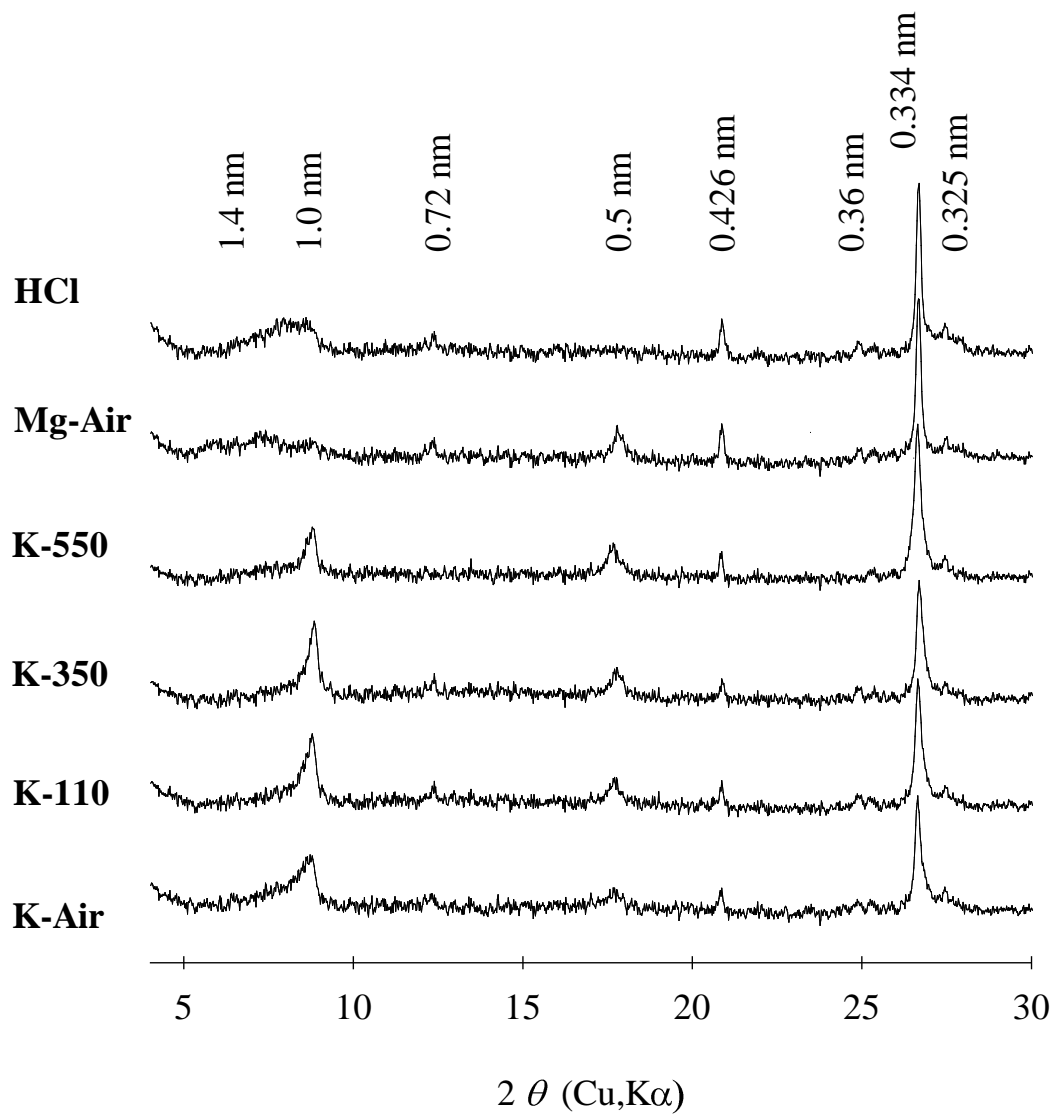
研究區土壤樣體黏土礦物組成，是以X射線繞射法分析黏粒在七種處理之後的變化，分別為(1)鎂飽和室溫處理；(2)鎂飽和甘油處理；(3)鉀飽和室溫處理；(4)鉀飽和110 °C處理；(5)鉀飽和350 °C處理；(6)鉀飽和550 °C處理；及(7) 6N HCl處理。此外將未經處理之砂粒，研磨過100 mesh之篩網，再直接放置於玻璃載片。經過這些處理之黏粒和砂粒定位片分別進行X射線繞射分析，所得到之繞射光譜，依據Chen(1977)所整理之黏土礦物鑑定波峰出現位置，進而判斷土壤中黏土礦物之種類。各土壤化育層中之黏土礦物含量透過半定量法 (John et al., 1954; Kahle et al., 2002)，此外也藉由Soil Survey Staff (2014)所表示透過XRD呈現繞射峰位置及繞射強度將半定量結果分為五個等級，推估約略之百分組成，以下簡述說明研究區三個土壤樣體之礦物組成。

本研究土壤樣體之黏土礦物組成在各剖面中挑選的土壤層次皆不相同，係以漂白層與B化育層為主，輔以前人文獻由林經緯(2000)與邱春媚(2004)所呈現之研究進行討論，此外在鎂飽和甘油處理與部分6N HCl處理之數據並未整理至圖片中，主要以表格做討論。

土壤樣體 1501

土壤層間黏土礦物組成選擇E層、Bhs層、Bt1層與Bt2層進行探討，該地區表層的部分於林經緯(2000)之研究中指出，含有大量的蛭石、混層礦物及伊萊石等主要礦物，高嶺石佔少量，另外在鉀飽和室溫處理，可發現1.4 nm到1.0 nm的連續性繞射峰，加熱至350°C即收縮到1.0 nm，顯示含有水化蛭石。

此地區漂白層(E)土壤黏粒之X射線繞射分析圖(圖三十一)。由繞射分析圖形中可見黏粒在鎂飽和室溫乾燥處理後，在0.72 nm、0.5 nm與0.334 nm具有明顯繞射峰的出現，而在1.4 nm、1.0 nm、0.426 nm與0.36 nm處有較弱之繞射峰，將所有處理與鎂飽和室溫乾燥處理相比下，在1.0 nm、0.5 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失，顯示有相當含量之伊萊石存在。在0.426 nm與0.334 nm位置之繞射峰，則表示土層中含有多量石英存在。鎂飽和室溫乾燥處理在1.4 nm處繞射峰較弱且波折，再經鉀飽和室溫乾燥處理下，1.4 nm處之繞射峰則完全消失，顯示此層有少量蛭石存在；再與鎂飽和室溫乾燥處理作比對後，顯示此層應有一定含量之蛭石-伊萊石混層礦

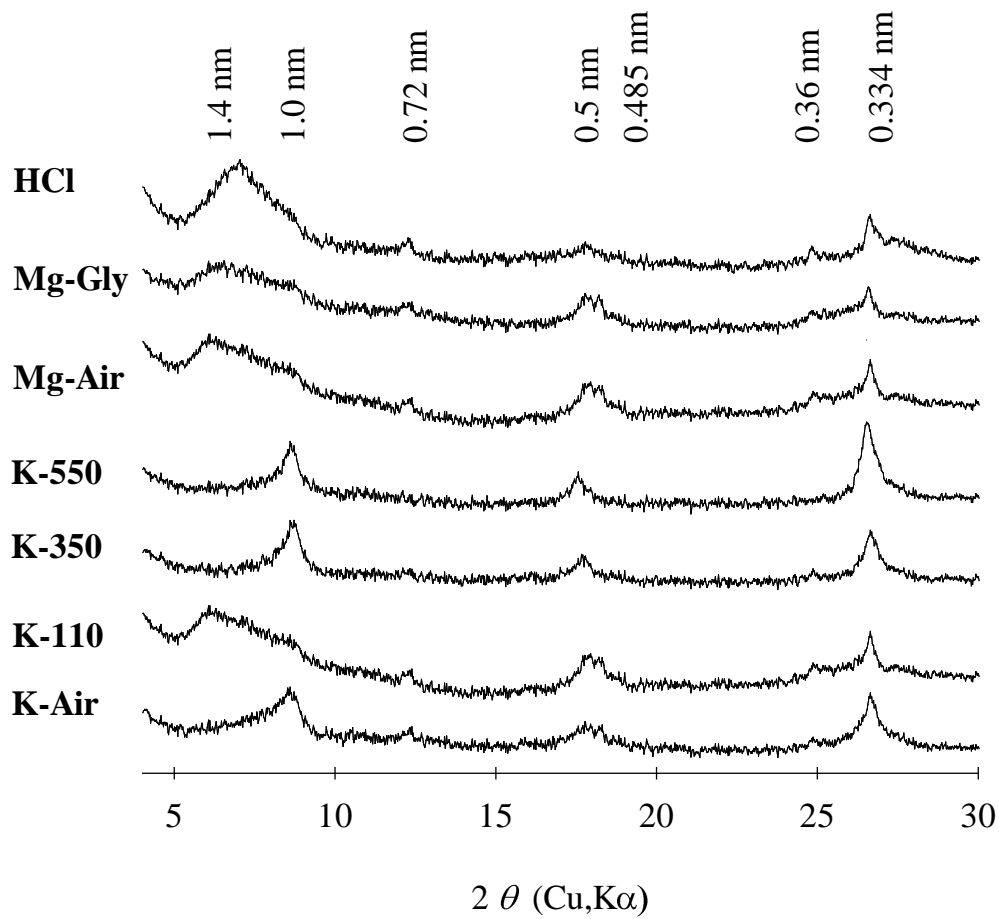


圖三十一、土壤樣體 1501 E 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 31. X-ray diffraction patterns for clay fraction of E horizon in pedon 1501

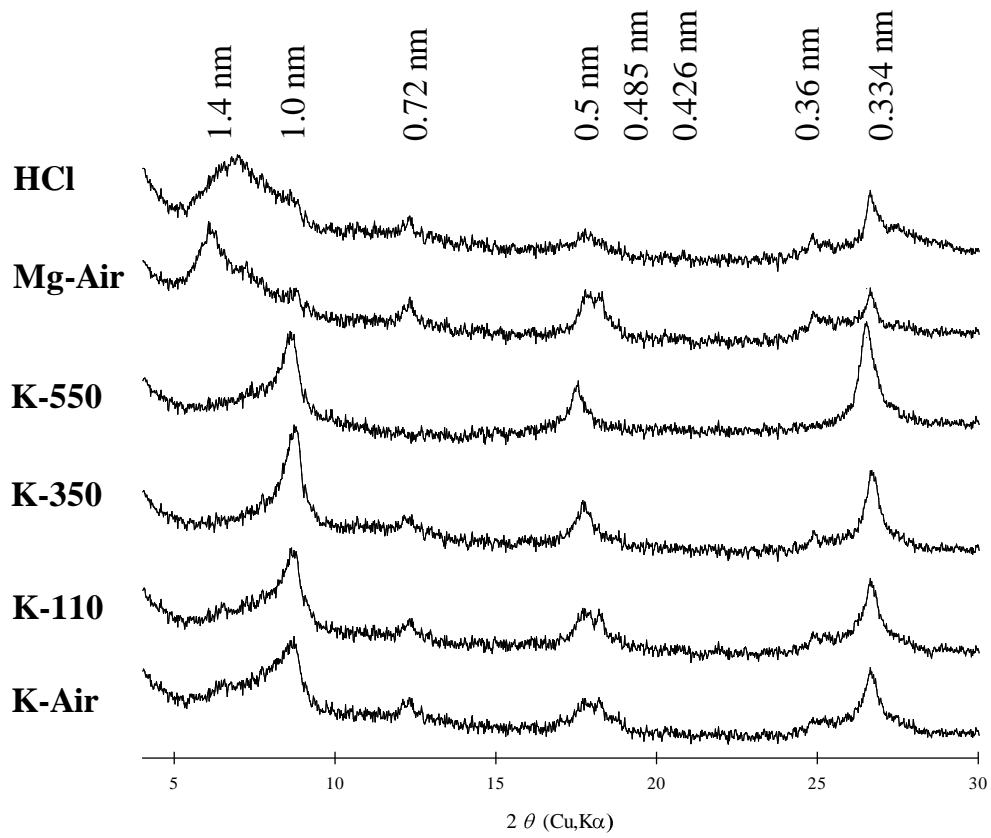
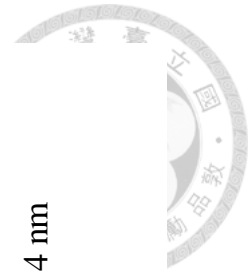
物存在 (劉禎祺, 2004)。此外可以看到鎂飽和室溫乾燥處理與6N HCl處理下, 於0.72 nm處有一較弱之繞射峰存在, 再透過鉀飽和550 °C加熱處理後消失, 表示此土層含有少量之高嶺石存在, 而非綠泥石 (劉禎祺, 2004)。除此之外, 在0.325 nm處亦有一相對較弱之繞射峰存在, 經過七種處理均未消失, 此一礦物應為長石類礦物。而該層的鉀飽和室溫處理則無連續性波峰出現, 在室溫即收縮至1.0 nm, 顯示其蛭石屬性皆為高電荷蛭石, 而缺乏中低電荷的水化蛭石存在。

黏聚層(Bhst1-L)土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖三十二)。由X射線繞射分析圖顯示, 在鎂飽和室溫乾燥處理後, 在1.4 nm、0.5 nm、0.334 nm處均有明顯繞射峰存在, 而在1.0 nm、0.72 nm、0.36 nm有較弱之繞射峰存在, 黏粒經過六種不同處理後1.0 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失, 顯示有少量伊萊石存在。由0.334 nm位置之繞射峰之存在顯示, 此土層有少量石英存在。經由鎂飽和甘油處理下, 在1.4 nm仍維持有一繞射峰, 且經過鉀飽和110 °C加熱處理後, 1.4至1.0 nm之間的繞射峰並未完全消失, 此繞射峰漸漸減少且收縮, 至350 °C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm, 顯示該土層中有蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在, 且與鎂飽和室溫乾燥處理相比對下, 顯示亦應有蛭石—伊萊石之混層礦物存在。在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在, 與鉀飽和550 °C加熱處理後比對該繞射峰消失, 且經過6N HCl處理後仍有繞射峰存在, 表示此土層含有少量之高嶺石存在。

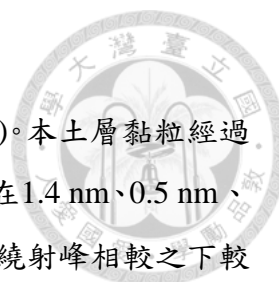
淋澱層(Bhst-R)土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖三十三)。由X射線繞射分析圖顯示, 由鎂飽和室溫乾燥處理的圖顯示, 在1.4 nm、0.5 nm、0.334 nm處均有明顯繞射峰存在, 而在1.0 nm、0.72 nm、0.36 nm有較弱之繞射峰存在, 黏粒經過六種不同處理後1.0 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失, 顯示有少量伊萊石存在。由0.426 nm與0.334 nm位置之繞射峰之存在顯示, 此土層有少量石英存在。經過鉀飽和室溫乾燥處理後, 1.4至1.0 nm之間具有波折狀繞射峰, 隨著加熱處理後, 此繞射峰漸漸減少且收縮, 至350 °C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm, 顯示該土層中有大量蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在, 而在鎂飽和室溫乾燥處理下, 顯示亦應有一定含量之蛭石存在。而在0.485 nm處有一較弱之波峰, 經過鉀飽和350 °C加熱處理後完全消失, 顯示土層中含有少量水鋁氧。在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在, 與鉀飽和550 °C加熱處理後比對該繞射峰消失, 且經過6N HCl處理後仍



圖三十二、土壤樣體 1501 Bhst1-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 32. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bt1-L horizon in pedon 1501



圖三十三、土壤樣體 1501 Bhst-R 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
Fig. 33. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bhst-R horizon in pedon 1501



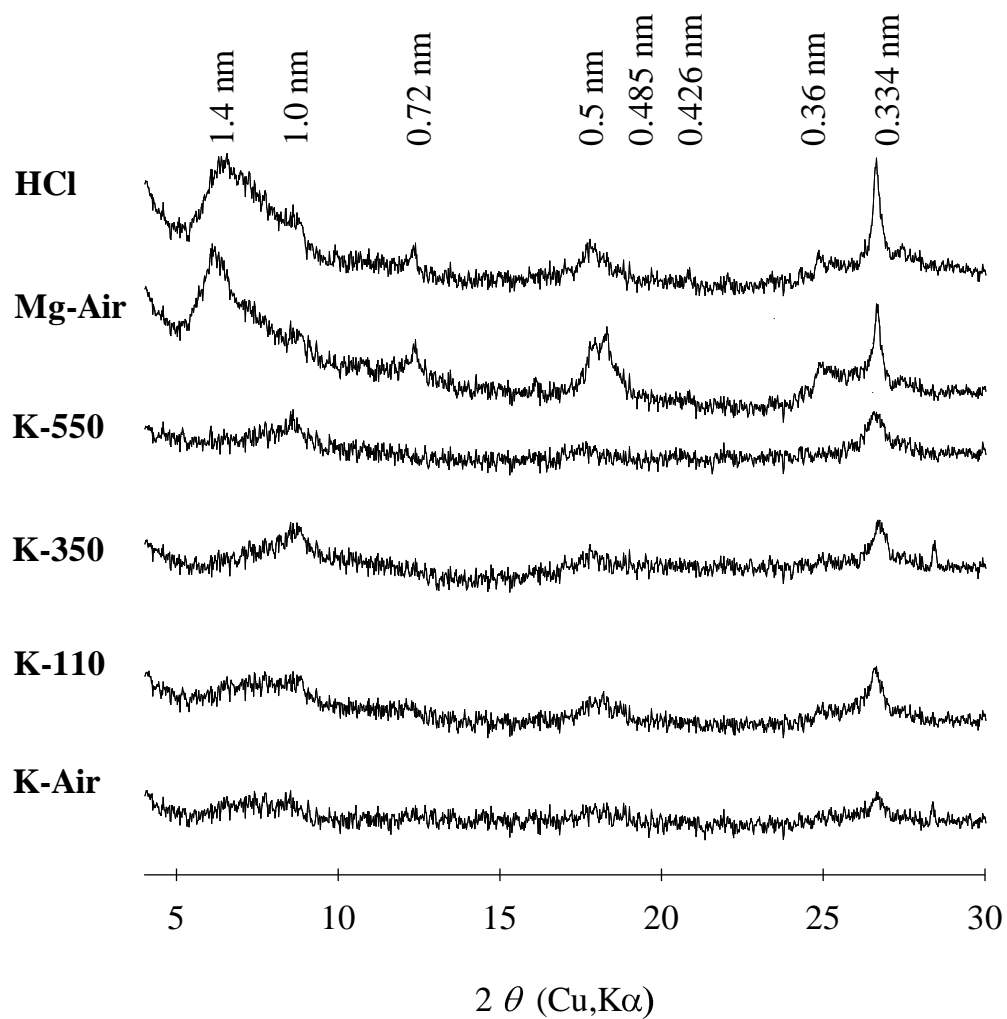
有繞射峰存在，表示此土層含有少量之高嶺石存在。

黏聚層(Bst2-L)土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖三十四)。本土層黏粒經過六種不同處理後發現，主要由蛭石為首，由鎂飽和室溫乾燥處理在1.4 nm、0.5 nm、0.334 nm有較強的繞射峰，且在1.0 nm、0.426 nm與0.334 nm之繞射峰相較之下較弱，顯示仍有少量伊萊石和石英存在。經過鉀飽和室溫乾燥處理後，1.4 nm繞射峰漸漸減少且收縮至1.0 nm位置的特性，顯示該土層中有中等含量蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在，而在鎂飽和室溫乾燥處理下，顯示亦應有一定含量之蛭石存在。另外土層中含有少量水鋁氧。與6N HCl處理後在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在，與鉀飽和550 °C加熱處理後比對該繞射峰消失表示含有少量之高嶺石存在。

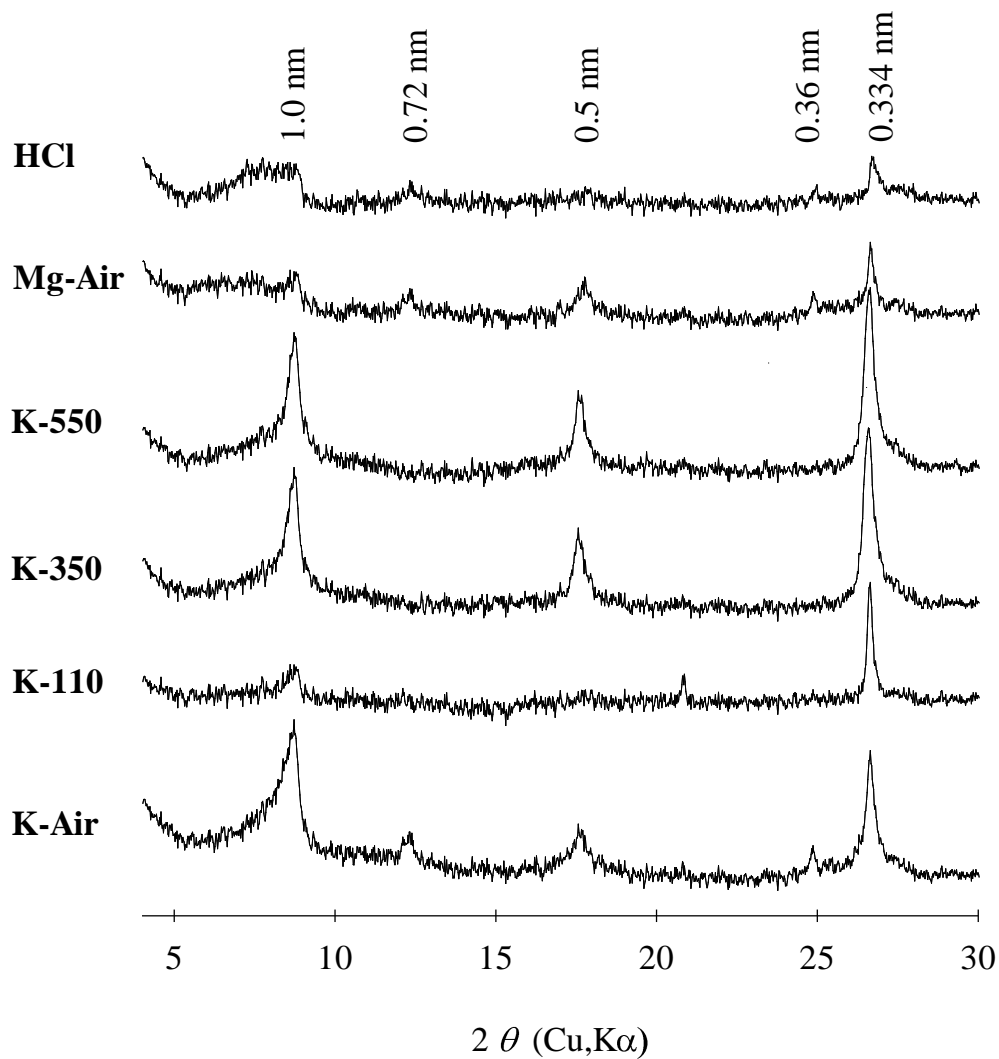
土壤樣體 1502

O/A層之土壤黏粒部分X射線繞射分析圖(圖三十五)。由X射線繞射分析圖顯示，在鎂飽和室溫乾燥處理後，在1.0 nm、0.5 nm、0.334 nm處均有明顯繞射峰存在，而在0.72 nm、0.36 nm有較弱之繞射峰存在，黏粒經過六種不同處理後1.0 nm與0.334 nm之繞射峰未消失，顯示有少量伊萊石存在。由0.426 nm與0.334 nm位置之繞射峰之出現，表示土層有石英存在。在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在，與鉀飽和550°C加熱處理後比對該繞射峰消失，且經過6N HCl處理後仍有繞射峰存在，表示此土層含有少量之高嶺石存在。

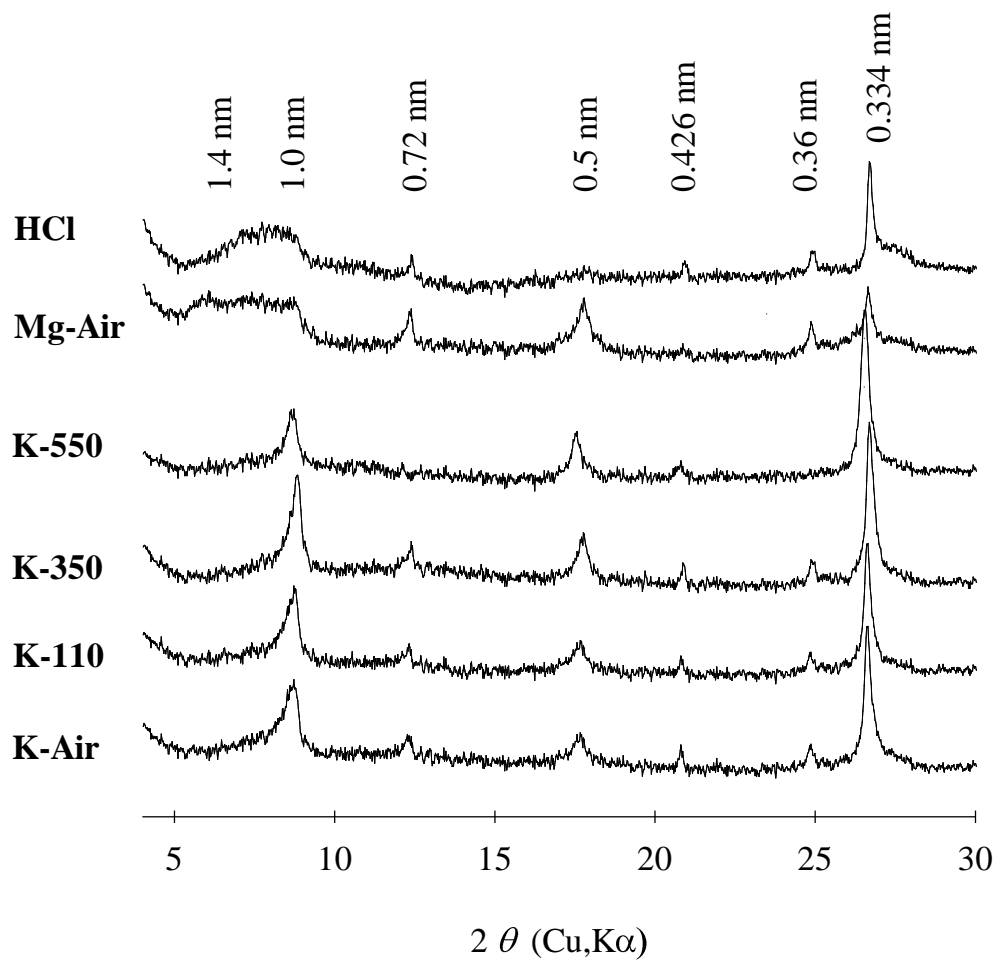
漂白層(E)土壤黏粒之X射線繞射分析圖(圖三十六)。由圖形中可見，與上層O/A大致相同，黏粒在鎂飽和室溫乾燥處理後，在1.0 nm、0.72 nm、0.5 nm與0.334 nm具有明顯繞射峰的出現，而在1.4 nm、0.426 nm與0.36 nm處有較弱之繞射峰，將所有處理與鎂飽和室溫乾燥處理相比下，在1.0 nm、0.5 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失，但由於鎂飽和室溫乾燥處理波峰較不明顯，僅有少量之伊萊石存在。在0.426 nm位置之繞射峰，則表示土層中含有微量石英存在。鎂飽和室溫乾燥處理在1.4 nm處繞射峰較弱且波折，過鉀飽和加熱處理後，此繞射峰漸漸減少且收縮，至350 °C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm，顯示該土層中有大量不規則混層礦物存在，而在鎂飽和室溫乾燥處理下，顯示亦應有中等含量之蛭石存在。此外可以看到鎂飽和室溫乾燥處理與6N HCl處理下，於0.72 nm處有一較弱之繞射峰存在，再透過



圖三十四、土壤樣體 1501 Bhst2-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 34. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bhst2-L horizon in pedon 1501



圖三十五、土壤樣體 1502 O/A 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 35. X-ray diffraction patterns for clay fraction of O/A horizon in pedon 1502



圖三十六、土壤樣體 1502 E1 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 36. X-ray diffraction patterns for clay fraction of E1 horizon in pedon 1502

鉀飽和550°C加熱處理後消失，表示此土層含有少量之高嶺石存在。

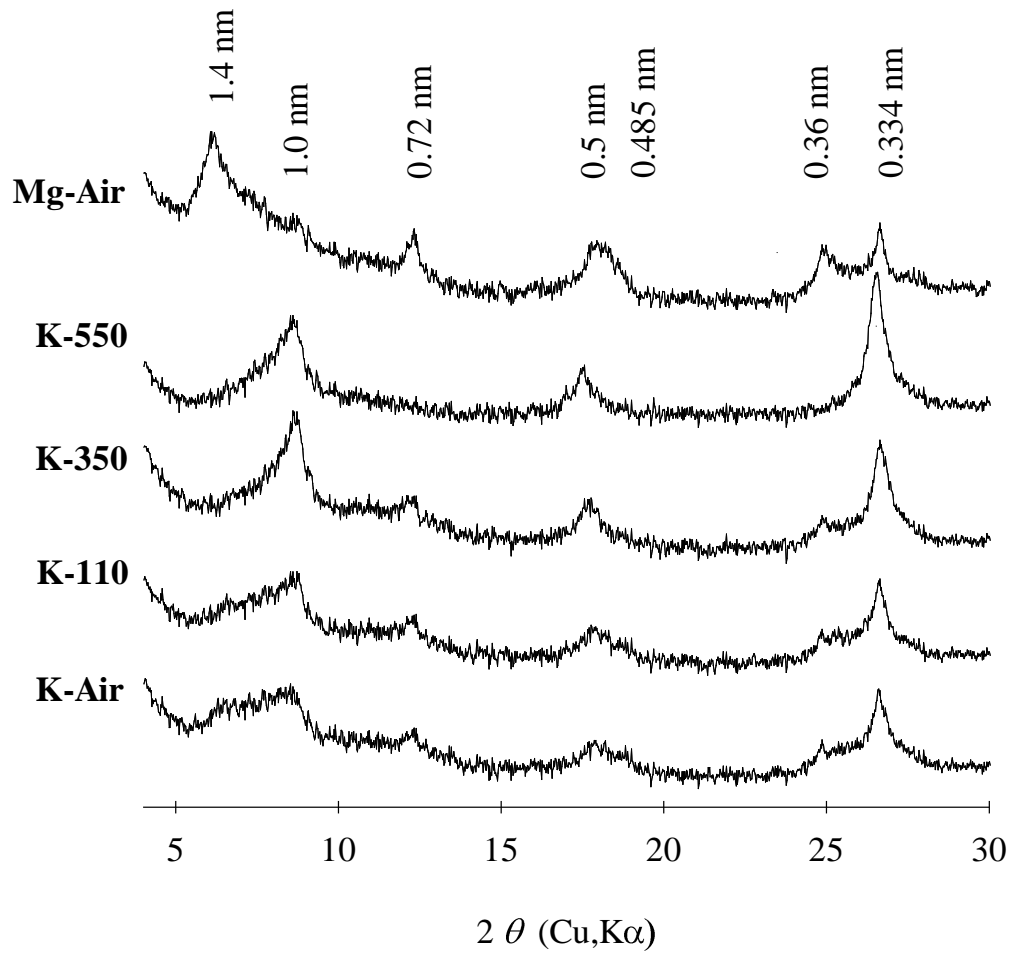
淋澱層(Bhst-L)土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖三十七)。由X射線繞射分析圖顯示，由鎂飽和室溫乾燥處理的圖顯示，在1.4 nm、0.72 nm、0.5 nm、0.334 nm處均有明顯繞射峰存在，而在1.0 nm、0.36 nm有較弱之繞射峰存在，同樣黏粒經過六種不同處理後1.0 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失(鎂飽和甘油處理與6N HCl未顯示)，顯示有少量伊萊石存在。由0.426 nm與0.334 nm位置之弱繞射峰之存在顯示，土層亦有少量石英存在。經過鉀飽和室溫乾燥處理後，1.4至1.0 nm之間具有波折狀繞射峰，隨著加熱處理後，至350°C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm，代表土層中有大量蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在，而在鎂飽和室溫乾燥處理下，顯示有中等含量之蛭石存在。在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在，與鉀飽和550°C加熱處理後比對該繞射峰消失，且經過6N HCl處理後仍有繞射峰存在，表示此土層含有少量之高嶺石存在。

Bt2層土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖三十八)。由鎂飽和室溫乾燥處理在1.4 nm、0.5 nm、0.334 nm有較強的繞射峰，且在六種不同處理後0.72 nm與0.334 nm之繞射峰相較之下較弱，顯示仍有少量伊萊石和石英存在。經過鉀飽和室溫乾燥處理後，1.4nm及1.4至1.0nm之間的繞射峰並未完全消失，1.4 nm繞射峰隨加熱處理，波峰漸漸收縮至接近1.0 nm位置，由350°C加熱處理1.0 nm處之波峰強度，顯示該土層中有少量蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在。而在鎂飽和室溫乾燥處理下1.4 nm處，顯示具有大量之蛭石存在。另外土層中含有少量水鋁氧與高嶺石存在。

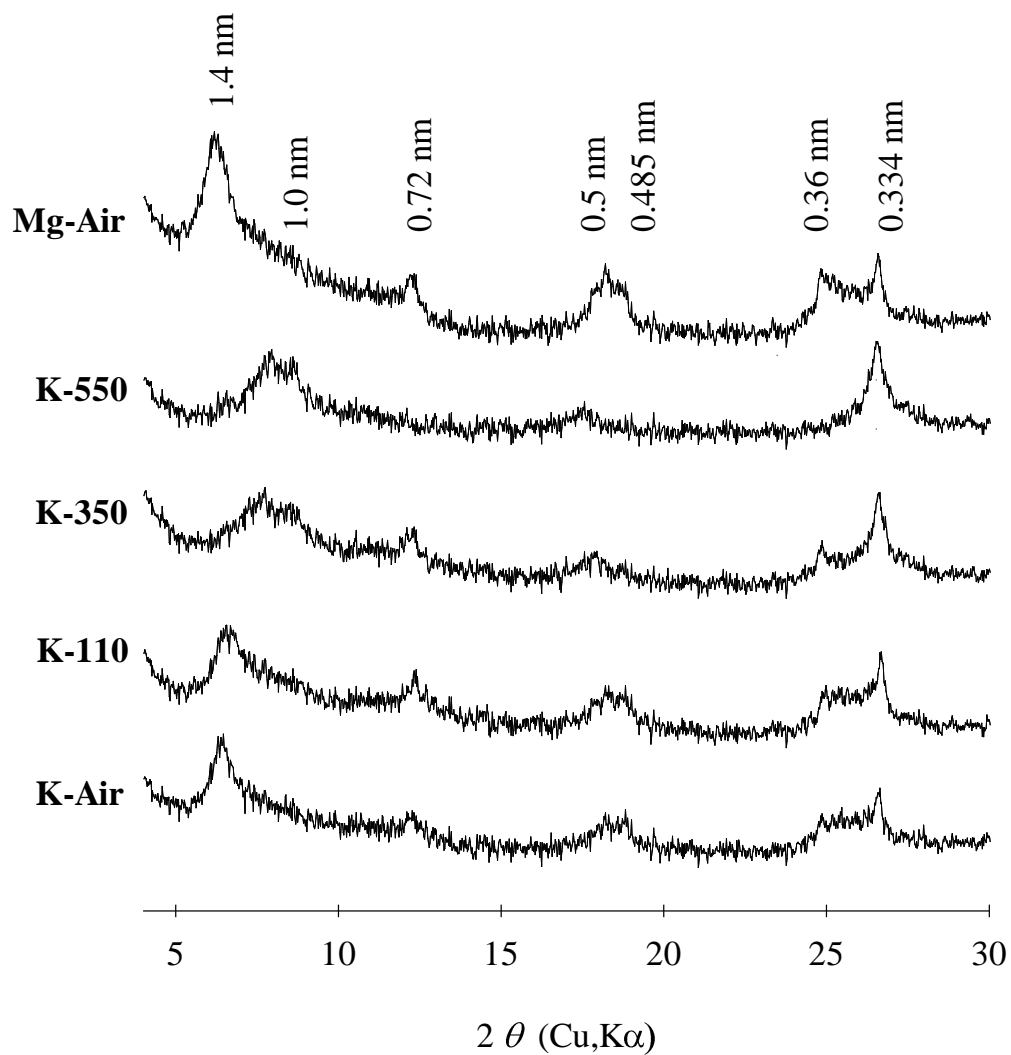
土壤樣體 1503

表層的部分在邱春媚 (2004)之研究中表示，含有豐富之伊萊石，少量的蛭石、混層礦物及石英等主要礦物，高嶺石佔少量，且具有長石。

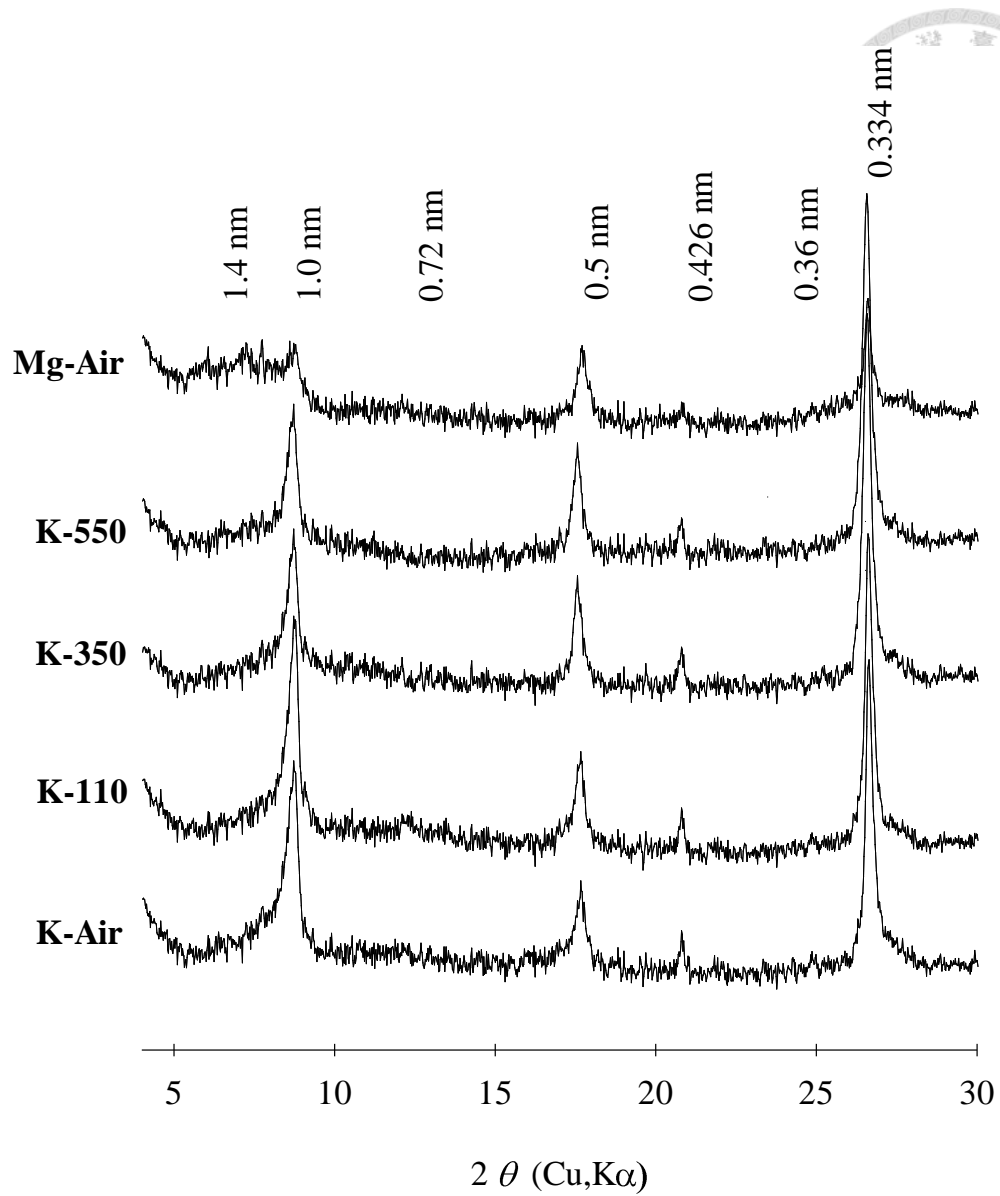
漂白層(E)土壤黏粒之X射線繞射分析圖(圖三十九)。由繞射分析圖形中可見黏粒在鎂飽和室溫乾燥處理後，在1.0 nm、0.5 nm與0.334 nm具有明顯繞射峰的出現，而在1.4 nm與0.426 nm處有較弱之繞射峰，將所有處理與鎂飽和室溫乾燥處理相比下，在1.0 nm、0.5 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失，有少量之伊萊石存在。在0.426



圖三十七、土壤樣體 1502 Bhst-L 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 37. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bhst-L horizon in pedon 1502



圖三十八、土壤樣體 1502 Bt2 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 38. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bt2 horizon in pedon 1502



圖三十九、土壤樣體 1503 E 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖
 Fig. 39. X-ray diffraction patterns for clay fraction of E horizon in pedon 1503

nm位置具有繞射峰，表示含有微量石英存在。鎂飽和室溫乾燥處理在1.4 nm處繞射峰較弱且波折，經過鉀飽和加熱處理後，此繞射峰漸漸減少且收縮，同樣350°C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm，顯示該土層中有大量不規則混層礦物存在，而在鎂飽和室溫乾燥處理下，波峰較不明顯，有微量之蛭石存在。

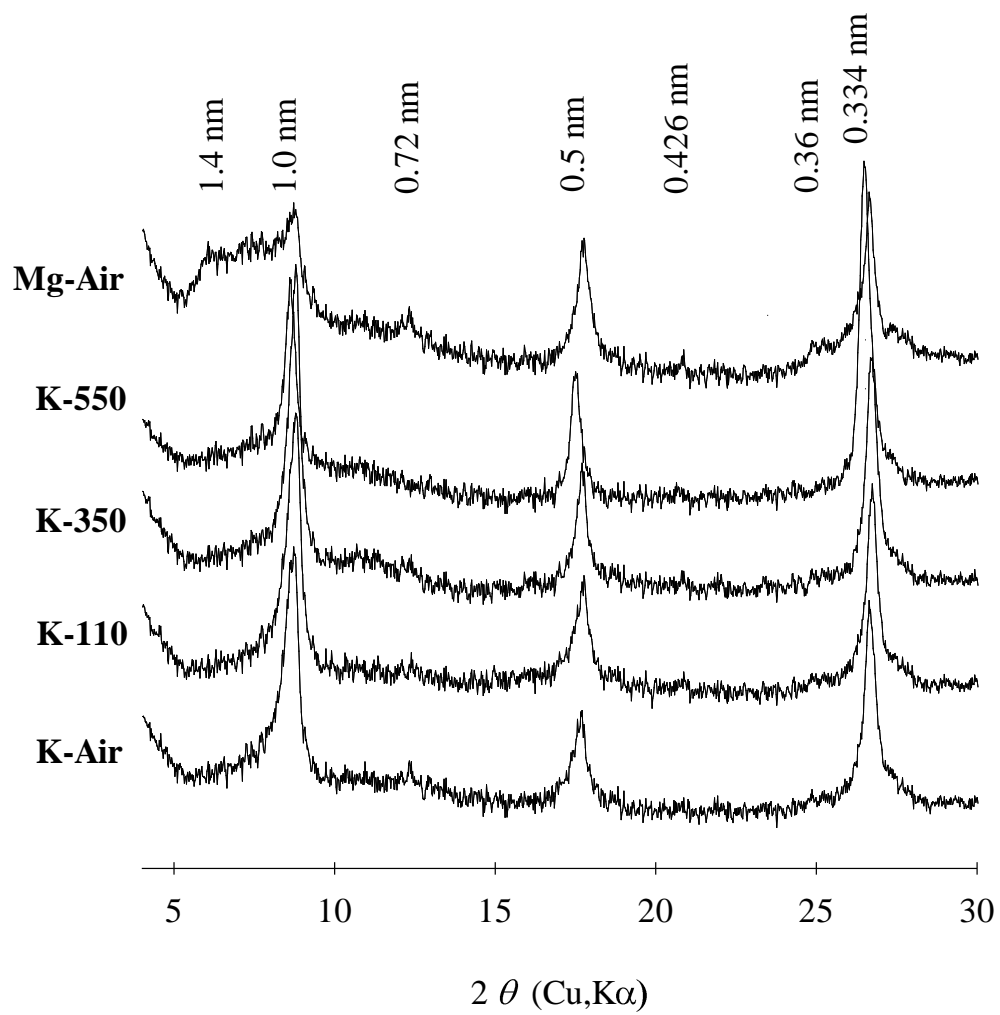
淋澱層(Bhst1)土壤黏粒部分之X射線繞射分析圖(圖四十)。由X射線繞射分析圖顯示，從鎂飽和室溫乾燥處理的圖顯示，在1.0 nm、0.5 nm、0.334 nm處均有明顯繞射峰存在，而在1.4 nm、0.72 nm、0.36 nm有較弱之繞射峰存在，經過六種不同處理後1.0 nm、0.5 nm與0.334 nm之繞射峰均未消失，顯示有大量伊萊石存在。此外在0.426 nm與0.334 nm位置之弱繞射峰之存在顯示，土層有少量石英存在。經過鉀飽和室溫乾燥處理後，同樣看到1.4至1.0 nm之間具有波折狀繞射峰，隨著加熱處理後趨向1.0 nm，至350°C加熱處理後則完全消失且收縮至1.0 nm，代表土層中有大量蛭石、水化蛭石及不規則混層礦物存在，但在鎂飽和室溫乾燥處理下，僅有少量之蛭石存在。在0.72 nm有一較弱之繞射峰存在，與鉀飽和550°C加熱處理後比對該繞射峰消失，且經過6N HCl處理後仍有繞射峰存在，表示此土層含有少量之高嶺石存在。

土壤樣體砂粒之礦物鑑定

研究地區三座山頭透過母質層砂粒，大致以抗風化性高的原生礦物石英(quartz)為主，而與強烈的風化作用後之產物赤鐵礦(hematite)與水鋁氧(gibbsite)次要，另有少部分長石(feldspar)，該區域母質多以沉積岩類之砂岩及頁岩為主，因此由上面鑑定的結果，確實能符合其風化後所產生的黏土礦物(表八)。經X射線繞射分析圖(圖四十一)，各剖面中石英在繞射波峰上出現頻率較高，係由不同繞射角度所呈現，而在土壤樣體1501所代表的萬歲山與土壤樣體1503代表之祝山林道的部分，具有長石之訊號。土壤樣體1501中水鋁氧含量最多，因此可以推論其風化程度為較高，也促成鋁離子從礦物中釋放到土壤內。

黏土礦物的風化過程

透過半定量法將土層中之黏土礦物粗估計算為組成百分率，分別將三個土體



圖四十、土壤樣體 1503 Bhst1 層黏粒部分之 X 射線繞射分析圖

Fig. 40. X-ray diffraction patterns for clay fraction of Bhst1 horizon in pedon 1503

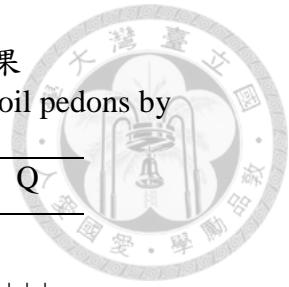
表八、三個土壤樣體之砂粒礦物組成及其半定量結果

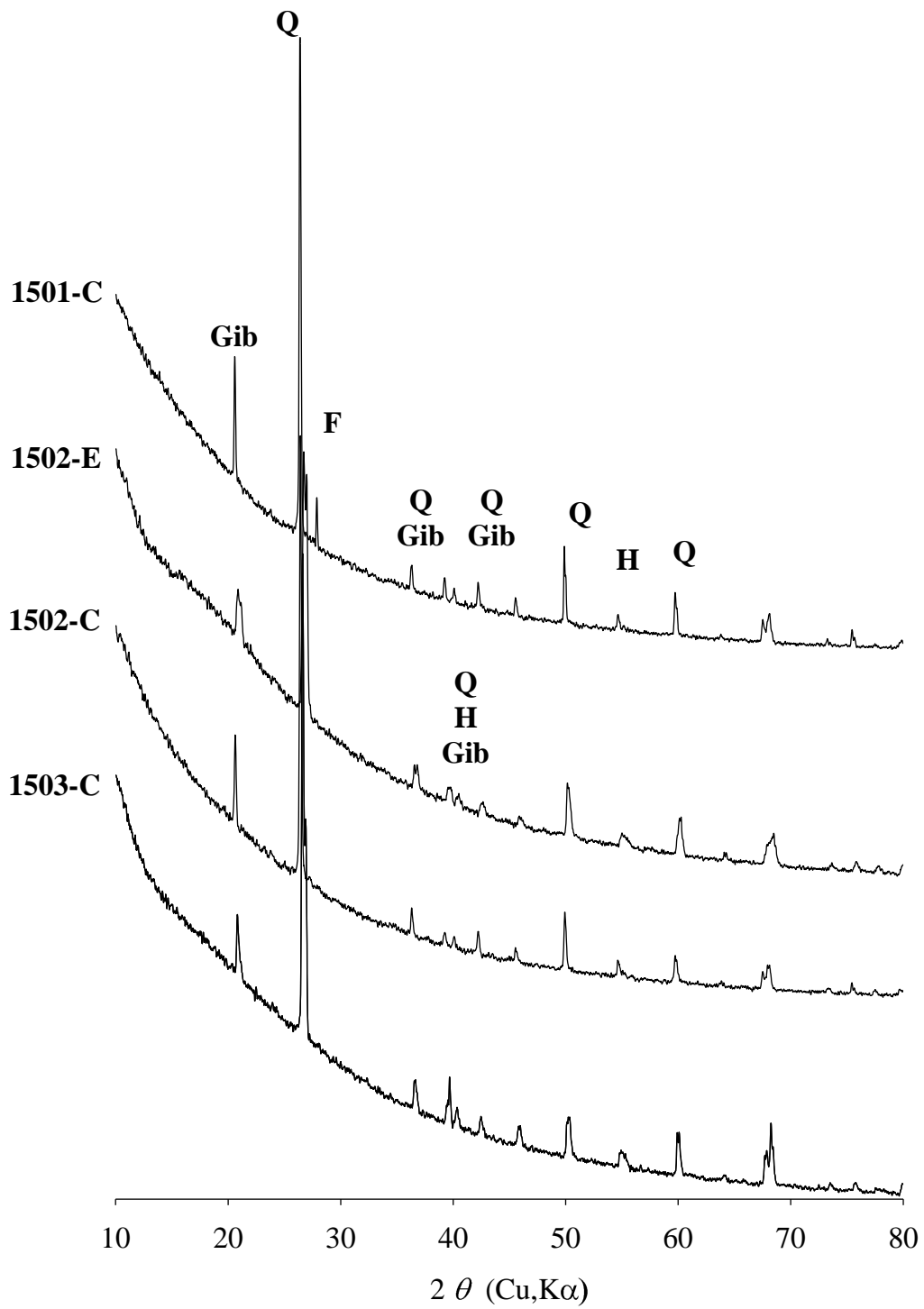
Table 8. Mineral composition in sand fraction of three soil pedons by XRD

Pedon	Horizon	Depth cm	F	Gib	H	Q
1501	C	45-65	++	+	+	+++
1502	E	10-18	-	-	+	+++
	C	60-80	-	++	+	+++
1503	C	40-45	++	+	+	+++

F: feldspar, H: hematite, Q: quartz, Gib: gibbsite

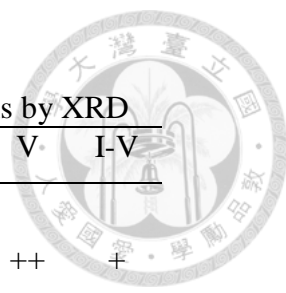
-: non-detectable, +: < 10%, ++: 10–25%, +++: 25–50%, ++++: > 50%





圖四十一、土壤樣體砂粒部分 X 光繞射圖。Q：石英；F：長石；H：赤鐵礦；Gib：水鋁氧

Fig. 41. X-ray diffraction patterns for sand fraction. F: feldspar, H: hematite, Q: quartz, Gib: gibbsite



表九、三個土壤樣體黏土礦物組成及其半定量結果

Table 9. clay mineral composition in clay fraction of three soil pedons by XRD

Pedon	Horizon	Depth cm	Chl	G	HIV	I	K	Q	V	I-V
1501	E	10-20	-	-	-	++	+	++	++	+
	Bhs/Bt1-L	20-30	-	-	++	++	+	+	++	+
	Bt1-R	20-30	-	+	++	+	+	+	++	+
	Bhs/Bt2-L	30-45	-	+	++	+	+	+	++	+
1502	A	0-12	-	-	-	++	+	+++	-	-
	E1	12-20	-	-	-	+	+	+	++	++
	Bhs/Bt-L	25-38	-	-	++	+	+	+	++	+
	Bt2	38-60	-	+	+	+	+	+	+++	+
1503	E	20-25	-	-	-	++	-	+	+	+
	Bhs/Bt1	25-30	-	-	++	++	+	+	++	+

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

Chl: Chlorite, G: gibbsite, HIV: hydroxyl-interlayered vermiculite, I: illite, K: kaolinite, Q: quartz, V: vermiculite

-: non-detectable, +: < 10%, ++: 10–25%, +++: 25–50%, ++++: > 50%



中黏土礦物之相對含量(表九)，並探討風化過程。

土壤樣體1501以蛭石、水化蛭石及混層礦物為主，另有少量伊萊石、高嶺石、石英、水鋁氧及長石的存在。石英與伊萊石隨著深度漸減，水鋁氧則是在淋澱層及其下方的黏聚層(Bt2)才出現。水化蛭石分布整個土體中。土壤樣體1502則同樣以蛭石為主，全層剖面均含有伊萊石、高嶺石和石英；另外在土壤表層並無水化蛭石的存在，於漂白層才開始出現；水鋁氧則存在於母質層上方的黏聚層，蛭石有隨土壤深度漸增。土壤樣體1503的部分，土層中之黏土礦物以水化蛭石及混層礦物為主，伊萊石、高嶺石、石英及蛭石次之。

整體來說，本研究區三個土壤樣體黏土礦物之組成，在漂白層(E)之黏土礦物組成，以蛭石、伊萊石及蛭石-伊萊石混層礦物為主，並含有少量高嶺石、石英與水鋁氧，並未發現有水化蛭石的存在。淋澱層(Bhst, Bhs1-L, Bhs1)之蛭石含量最多，且蛭石-伊萊石混層礦物亦含有相當量，其他礦物含量較少，此層大多含有大量水化蛭石存在。黏聚層(Bt1-L, Bt2-L, Bt2)的黏土礦物主要以蛭石含量較多，蛭石-伊萊石混層礦物含量有減少趨勢，水化蛭石有增加趨勢，其他礦物含量較少，在接近母質層的部分水鋁氧含量較高。

由於研究區具有冷涼潮濕且多雨的氣候特性，使得淋洗作用相當強烈，加上地表植被經過微生物分解生成之有機酸含量高，導致土體呈現強酸性，促成本地區土體中並不具綠泥石和蒙特石，多數以蛭石及伊萊石為主，因為在pH小於4的環境下，母質中的綠泥石可加速風化成為膨脹性或半膨脹性礦物，如蒙特石或蛭石之生成(劉禎祺，2004)。但因為層間並未發現膨脹性蒙特石，因此推斷其以進一步風化為蛭石。另外Fanning et al. (1989)指出，低pH值與交換性鉀離子濃度低時有利於伊萊石的生成，且可使得伊萊石或綠泥石進一步風化為蛭石或蒙特石。本研究區之交換性鉀離子皆相當低，在0.70至0.02 cmol(+)/kg間，此外pH也較低，有相同之環境生成伊萊石。而在淋澱層中出現的黏土礦物，蛭石可能由伊萊石轉變而來，水化蛭石則因為強酸性且低鹽基的狀態下，使得膨脹性2:1礦物進一步風化，釋出矽、鋁、鐵、鎂離子，而釋出的鋁或多餘的鋁則由淋洗作用向下移動至膨脹性礦物-蛭石層間，進而生成(Fanning et al., 1989)。同時受到強烈淋洗作用影響，導致土壤中礦物風化釋出鋁離子，造成這些鋁離子可能與有機物錯合物向下移動，

或進入蛭石層間，另外在B化育層中生成水鋁氧，可推斷該地區風化作用相當興盛。綜合上述結果，推測本研究區中三個土壤樣體，黏土礦物的風化序列趨勢可能為：伊萊石→蛭石或蛭石－伊萊石混層礦物→蛭石或水化蛭石。



4.7 淋澱化與黏粒洗入作用之化育機制

本研究區位於阿里山地區，海拔2200公尺以上，植生受到氣候低溫多雨影響，以針葉林帶為主，因此在土壤表層容易生成苔癬等多樣植物，造就累積大量有機物質存在，且因為低溫使得有機質分解速率降低，所以上層含有大量之有機碳。長期大量的雨勢與粗質地的表層造成土體受到強烈之淋洗作用，使得分解後的有機酸向下移動，造成土壤呈現強酸性，同時也導致可溶性鹽基含量極少及鹽基飽和度極低的情形，交換性酸度由交換性鋁佔大部分，且由於表層低pH值與大量有機碳存在的影響，土壤中的鐵與鋁離子多以有機金屬錯合物的型態向下移動，形成淋澱化作用第一部分。然而同時觀察到研究區中土壤質地屬於細至中質地土壤，在土壤下層中開始出現質地轉變的現象，但因雨量高造成淋洗作用旺盛，對於淋澱化物質的移動仍有利，而逐漸在B層中出現累積現象，為淋澱化作用第二部分之固定化作用。此外黏粒亦在該層間開始累積，顯得土壤中的黏粒確實會在此區域高山淋澱化土壤之生成機制上佔有一席之地。根據臺灣森林土壤之化育模式研究顯示，母質種類與高雨量淋洗作用的關係，使得有機金屬錯合物、無機鐵鋁膠溶體複合物、黏粒與鐵之複合物或黏粒洗入作用等模式，均有存在於臺灣高山或亞高山森林土壤中的可能（林光清等人，1988；李心儀，1995；林經緯，2000；劉禎祺，2004；Hseu et al., 2004）。

從研究結果探討，土壤的生成化育機制主要來自於淋澱化作用，可以由土壤樣體之洗出層(E)及洗入層(Bhs or Bt)間的化學性質變化判斷(表十)，以淋澱化作用之指標因子作為判斷，土層中具有漂白層，有機碳含量、無定形鐵、鋁與有機型態鐵、鋁含量均有遞減後累積於其下層之現象，且增加幅度極大，顯示淋澱化物質確實有洗入作用發生，而在土壤形態觀察上，淋澱層之土壤顏色受到黏粒洗入影響為7.5YR 5/8之亮棕色，土壤樣體1503則屬於典型淋澱層之暗棕色7.5YR 3/3，明顯與上層有顏色對比，此外在土壤分類檢索中，對土壤顏色7.5YR 5/6左右之洗

表十、三個土壤樣體之漂白層與 B 化育層間特性差異

Table 10. The different characteristics between the E horizon and B horizon in three soil pedons.

Horizon	Depth	OC	ODOE	Fe _p	Al _p	Fe _o	Al _o	Al _o +1/2Fe _o	Ratio	
									ODOE	Al _o +1/2Fe _o
		g/kg	g/kg			%				
Pedon1501 elevation : 2460 m										
E	10-20	4	0.09	0.5	0.2	0.5	0.8	0.11	-	-
Bt-R	20-30	18	0.96	32	7.8	19.5	5.4	1.52	10.7	5.5
Bhs/Bt-R	30-45	26	0.94	32.8	12.7	19.6	8.3	1.81	10.4	8.1
Bhs/Bt1-L	20-30	15	0.37	30.7	6.2	19.9	5.1	1.51	4.1	7.2
Bhs/Bt2-L	30-45	13	0.40	18.4	5.9	13.3	4.9	1.16	4.4	5.6
Pedon 1502 elevation : 2480 m										
E1	12-20	8	0.07	0.7	0.4	0.9	1	0.15	-	-
E2	20-27	3	0.04	0.6	0.4	0.5	1.1	0.14	-	-
Bt1-R	27-38	10	0.38	12.8	5.2	12	6.9	1.29	9.5	8.4
Bhs/Bt-L	25-38	14	0.22	28.4	6.8	11.1	6.8	1.24	5.5	5.0
Bt2	38-60	18	0.54	29.4	11.8	20.7	12.1	2.25	13.5	7.5
Pedon 1503 elevation : 2329 m										
E	20-25	10	0.27	3.6	0.4	3.5	1	0.28	-	-
Bhs/Bt1	25-35	31	1.17	19.3	2.9	21.3	3.8	1.45	4.3	3.4
Bhs/Bt2	35-40	41	1.29	24.4	6.4	21.3	5.8	1.65	4.8	4.5

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

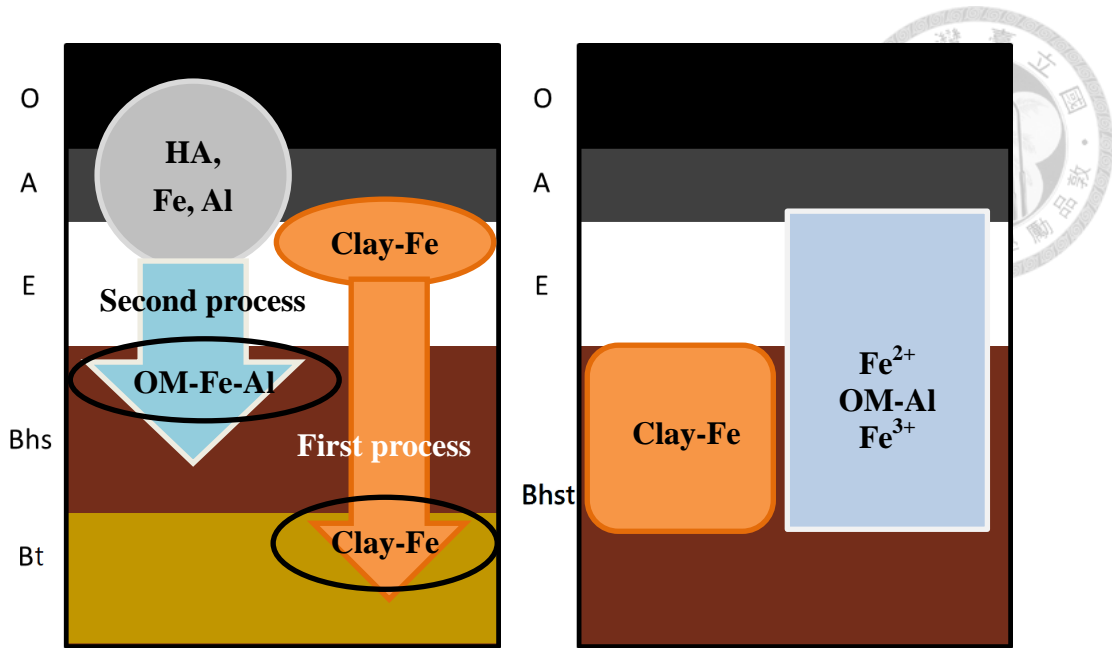
OC:organic carbon

The ratio of ODOE and Al_o+1/2Fe_o in the B/E

入層有進一步的化學性質規定，以洗入層之 $Al_0+1/2Fe_0$ 值 $\geq 0.5\%$ 且為漂白層的兩倍以上，及ODOE值 ≥ 0.25 ，二個土體皆達到該標準且高出許多，顯示有高含量之淋澱化物質洗入，符合淋澱土之生成化育機制。

在土壤物理分析方面，由於研究區母質以砂岩及頁岩互層為主，所形成之土壤內黏粒含量稍多，土壤樣體1502內黏粒含量多在400 g/kg以上，以B化育層內所含之黏粒明顯高於上層土壤，且在砂粒分級部分，該土體風化程度較高，因此認為黏粒是由母質風化而生成之細質地顆粒，少部分從上層洗入。透過土壤微形態觀察可以發現，在土壤基體或粗石英顆粒周圍具有黏粒披覆體，同時亦發現黏粒膜之存在，說明黏粒洗入作用在質地較細緻之淋澱化土壤中有一定作用。且在土層之中，可能使得土壤中的鐵與鋁離子伴隨黏粒，形成黏粒金屬複合物，向下移動，造成在B化育層內有聚積之現象。而受到該區域強淋洗作用的影響，黏粒洗入作用在土壤生成初期可能先發生，生成黏聚層，其後則發生有機物與鐵、鋁錯合，形成大量淋澱化物質洗入而生成淋澱層，造成在土體中原先出現的黏粒披覆外還出現有機金屬錯合物的包覆，且黏粒在孔洞中的定位排列亦被破壞；而另外兩個土體在黏粒方面稍低，但仍有觀察到黏粒與鐵在土壤孔隙的定位排列，且在化學分析資料顯示，黏粒與 Fe_d 相關性佳且同時有機碳與 Fe_0 和 Al_p 在化育層內有一致的關係。

顯示本研究區之土壤化育機制，目前係由淋澱化作用為主要，而在淋澱化作用的初期，地表尚未被豐富之植被覆蓋，因為強淋洗作用的影響且上層土壤質地砂粒較多，使得黏粒洗入作用先行向下生成黏聚層，導致在較深處土壤有黏粒較高之現象(圖四十二)，爾後才發生目前所主導的植生環境，使得有機金屬錯合物形成而移動，進而產生較黃之土壤樣體顏色，如土壤樣體1502所發現之現象，且具有有機物的累積。此外由於微地形之影響，需要在較平坦之區域才對淋澱土生成來得較有利，同時亦有黏粒洗入作用的似淋澱化之極育土(顏色亮黃)之生成。



圖四十二、阿里山地區土壤化育作用之模式假說：(A)土壤樣體 1501 淋澱化物質與黏粒移動之機制；(B) 土壤樣體 1501 與 1503 淋澱化物質與黏粒移動之固定機制

Fig. 42. The model of pedogenesis process in Alishan: (a) mobilization mechanism of pedon 1502; (b) immobilization mechanisms of pedon 1501 and 1503



4.8 土壤樣體分類

依據 Soil Survey Staff (2014) 所出版之美國土壤分類系統第十二版 (Soil Taxonomy)，其對淋澱土相關之定義如下：

“淋澱層 (Spodic horizon) 為一洗入層，厚度大於 2.5 公分，且不為耕犁層的一部份，並含有 85% 以上之淋澱化物質 (spodic materials)。而淋澱化物質之定義為是礦質土壤物質，且不具有黏聚層或高嶺層全部特性，主要由洗入之活性無定形物質 (如有機物、鋁或有無鐵) 所構成，並且需具備下列兩項特徵：

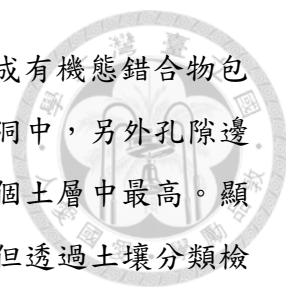
1. 土水比 1:1 之 pH 值等於或小於 5.9，且有機碳含量等於或大於 0.6 %；且
2. 具有下列一種或兩種特徵：
 - a. 大於 50 % 的土體上覆漂白層 (E)，且在漂白層之下，濕潤時土壤顏色為：
 - (1) 色彩為 5YR 或更紅；或
 - (2) 色彩為 5YR，色值 ≤ 5 ，色度 ≤ 4 ；或
 - (3) 色彩 10YR，或灰色，色值與色度均 ≤ 2 ；或
 - (4) 顏色 10YR 3/1；或
 - b. 漂白層有或無，且具有上列色彩之一，或色彩為 7.5YR，或土壤濕潤時色值 ≤ 5 ，色度為 5 或 6，且具有下列一種或更多的形態或化學性質：
 - (1) 大於 50 % 的土體被有機物、鋁、有或無鐵所膠結，膠結部分的結持度為非常緊密或較緊密的；或
 - (2) 砂粒上有 ≥ 10 % 的龜裂披覆；或
 - (3) $Al_0 + 1/2Fe_0 \geq 0.5$ %，且在其上之黑瘠表育層、淡色表育層或漂白層中含量，僅為本層該數值之一半或更少；或
 - (4) ODOE 值 ≥ 0.25 ，且在其上之黑瘠表育層、淡色表育層或漂白層中含量，僅為該數值之一半或更少。”

三個土壤樣體均屬於高度淋洗之強酸性土壤，本區除冬季之外，其餘時間降雨量遠大於蒸發散量，因此在劇烈淋洗下造成低 pH 值、低鹽基 (交換性鉀、鈉、鈣、鎂離子) 含量與低鹽基飽和度，而除了強烈淋洗外，土壤表層所覆蓋的有機質層，

同時提供大量有機酸的生成，使得鹽基更容易經淋洗液而流失。三個土壤樣體雖地形位置、海拔高度與坡度變化有所不同，但均屬於強酸性土壤。

仔細觀察三個土壤樣體之形態特徵、理化性質與微形態，從淋澱層的土壤顏色上判斷，土體1501與1502需要在上述2.b的條件下，藉由理化性質進行判斷，而1503土體則明顯地符合2.a的條件。在土壤物理性質方面大致以土壤質地將三個土壤樣體分成二類，第一類為土壤樣體1501與1503，此一土壤符合淋澱土的特性，具有鬆散之淋澱層，且黏粒含量較少之種類，為砂質黏壤土。此類土壤在微形態特徵不但有淋澱化物質存在，同時亦有黏粒移動之特性，透過土壤pH值在土層的變化，能得知此類土壤表層有機物豐富，可提供大量有機酸，使之更加有利於黏土礦物風化釋放出鐵、鋁，並與鐵、鋁形成有機錯合物一起向下移動。在選擇性化學抽出的相關性分析中，此土壤樣體中之有機態鐵、鋁以及無定形態鐵、鋁較第二類土壤高得到證明。另外Bhs層微形態特徵，可見大量有機物與鐵、鋁形成有機態錯合物已經包覆在礦物粒子的表面或孔隙與孔洞中，顯示淋澱化作用為該土壤樣體之主要土壤化育作用。因此在分類上土壤樣體1501，具淡色表育層，在土壤形態上有明顯之漂白層與淋澱層，雖然淋澱層顏色為7.5YR 5/8，但其下方之黏聚層及整體B化育層顏色在7.5YR 5/6，透過化學分析，其有機碳含量大於0.6%， $Al_{o+1}/2Fe_o \geq 0.5$ %且ODOE值大於0.5，綜合其結果將其分為簡育正常淋澱土(Haplorthods)，由於土層內具有黏粒聚積之現象，在亞類上以極育型簡育正常淋澱土(Ultic Haplorthods)。土壤樣體1503則從穩定生成之漂白層與淋澱層之形態特徵上判斷，其淋澱層為黑棕色7.5YR 3/3，符合淋澱土診斷標準，且化學性質亦符合，故將其分類為簡育正常淋澱土(Haplorthods)，在亞類上則是為典型簡育正常淋澱土(Typic Haplorthods)，進一步到土族分類的部分，依照環境因子，取粒徑大小來看屬於壤質，礦物表現為混合，溫度屬溫和，綜合得到分類結果為壤質混合溫和極育型簡育正常淋澱土(Loamy, mixed, mesic, Ultic Haplorthods)。

第二類土壤為土壤樣體1502，此一土壤符合淋澱土的特性，但具有較黏之淋澱層，且黏粒含量最多之種類，為黏土。此類土壤亦有淋澱化物質存在，但在黏粒移動之特性較明顯，此外研究區土壤表層有機物豐富，可提供大量有機酸，使之更有利於造成黏土礦物風化釋放出鐵、鋁，並由黏粒與鐵、鋁形成複合物先下



移動，爾後在土壤微形態中便可觀察到大量有機物與鐵、鋁形成有機態錯合物包覆在已經被黏粒金屬錯合物洗入之礦物粒子的表面、孔隙與孔洞中，另外孔隙邊緣與孔洞中亦有黏粒之定位排列，同時此層之黏粒含量亦為整個土層中最高。顯示淋澱化作用與黏粒移動為該土壤樣體之主要土壤化育作用，但透過土壤分類檢索(Keys to soil taxonomy, 2014)，土體中具有黏聚層(Bt)且鹽基飽和度 $< 35\%$ ，由於黏聚層質地屬於細質地土壤，厚度超過7.5公分，且黏粒含量超過表層黏粒含量的1.2倍，在土壤形態中發現黏粒膜，因此在分類上以簡育濕潤極育土(Hapludults)，而在亞類的部分，由於分類檢索上仍未將具淋澱化之淋澱型簡育濕潤極育土(Spodic Hapludults)(劉禎祺，2004)，因此僅能以典型簡育濕潤極育土(Typic Hapludults)做代表。土族在粒徑大小部分為黏質，礦物族為混合，溫度則為溫和，整合起來分類為黏質混合溫和典型簡育濕潤極育土(Clayey, mixed, mesic, Typic Hapludults)。

目前世界土壤圖同樣被採用之土壤分類，係由聯合國農糧組織(FAO)與國際土壤科學聯盟(IUSS)所建立之世界土壤參比分類系統(World reference base for soil resources)，為促使不同國家之土壤分類系統能趨系統一，方便綜合性討論，本研究係藉由其公告之土壤分類檢索，進行分類判斷，兩者在淋澱層之標準差異(表十一)，在化學性質方面兩者大致相同，僅在形態判斷上有些不同，為了在野外能有較明確之判斷。根據檢索，土體1501與1503在土壤層間具有明顯的有機質與/或鐵鋁之氧化物存在，因此分類上為Podzols，在土壤中出现albic horizon及argic horizon因此其修飾詞為Albic與Alic，為Albic epiAlic Podzols(Loamic)。土壤樣體1502亞表層內具有高含量之黏粒，低鹽基飽和度，因此分類以Alisols，此外在主要修飾詞方面並無符合之性質，以Haplic作為形容，補充則由質地形容為Clayic及程度較弱之淋澱化作用Protospodic，整個分類為Haplic Alisol(Endoclayic, Protospodic)(表十二)。

表十一、美國土壤分類與世界土壤參比分類系統之淋澱層標準

Table 11. Criteria of spodic horizons between soil taxonomy and WRB

Criteria	Soil taxonomy (2014) “Spodic materials”	WRB (2014) ” Spodic horizon”
Color	5YR or redder, or 7.5YR and $\leq 5/4$, or 10YR and $\leq 2/2$, or 10YR 3/1	7.5YR or redder; or 10YR, dark
Cementation	Yes	Yes
Organic pellets	-	Yes
Cracked coatings	Yes	-
Org. C [#]	> 0.6 %	> 0.6 %
pH	< 5.9	< 5.9
Al _o +1/2Fe _o	> 0.5 %	> 0.5 %
ODOE	> 0.25	> 0.25
Additional	Movement of OM	-

[#]Org. C: organic carbon content

表十二、美國土壤系統與世界土壤參比系統中土壤樣體之分類

Table 12. Soil classification of soil taxonomy in 2014 and WRB in 2014

Criteria	Spodic horizon properties					Argillan
	#OC > 6 g/kg	pH < 5.9	Muncell color	Al _o +1/2Fe _o > 0.5 %	ODOE > 0.25	
Soil Taxonomy system (2014)						
pedon 1501, classification: Loamy, mixed, mesic, Ultic Haplorthods						
Bhs/Bt1-L	+ [§]	+	7.5YR 5/6	+	+	Yes ^ψ
pedon 1502, classification: Clayey, mixed, mesic, Typic Hapludults						
Bhs/Bt-L	+	+	7.5YR 5/6	+	-	Yes
pedon 1501, classification: Loamy, mixed, mesic, Ultic Haplorthods						
Bhs/Bt1	+	+	7.5YR 3/3	+	+	-
WRB system (2014)						
pedon 1501, classification: Albic epiAlic Podzols(Loamic)						
Bhs/Bt1-L	+	+	7.5YR 5/6	+	+	-
pedon 1502, classification: Haplic Alisol(Endoclayic, Protospodic)						
Bhs/Bt-L	+	+	7.5YR 5/6	+	-	Yes
pedon 1503, classification: Albic epiAlic Podzols(Loamic)						
Bhs/Bt1	+	+	7.5YR 3/3	+	+	-

-R: right side of pedon; -L: left side of pedon; Bhs/Bt: both have the characteristics of each horizon

#O. C.: organic carbon content

[§]+:meet the criteria of Spodic horizon properties; -:not meet the criteria of Spodic horizon properties

^ψ:observed the argillan in microphotograph of soil pedon

第五章 結論



1. 對嘉義阿里山地區來說，氣候與植生方面符合淋澱土的生成環境，但受到高強度之降雨，造成黏粒洗出洗入作用同時盛行，甚至有與淋澱化作用一起進行之證據，此外因山區地形不穩定，較不利淋澱化作用進行，因此只有在局部平坦處生成。
2. 本研究區三個土壤樣體，依據其土壤黏粒含量可分為二類，第一類土壤樣體 1501 與 1503 土壤質地為砂質黏壤土，第二類土壤樣體 1502 土壤質地為黏土。由三個土體之各性質觀察，第一類皆符合淋澱土標準，淋澱化作用為該土壤樣體之主要土壤化育作用，分類上為壤質混合溫和極育型簡育正常淋澱土 (Loamy, Mixed, Mesic, Ultic Haplorthods)。第二類土壤在化學性質雖然具淋澱化作用之特性，但以黏粒洗入作用較明顯，使得黏粒含量較高土壤較亮，且以黏聚層為主要，在分類上為黏質混合溫和典型簡育濕潤極育土 (Clayey, Mixed, Mesic, Typic Hapludults)。
3. 土壤樣體 1501 與 1503 在世界土壤參比分類系統 (WRB) 中分類以 Albic epiAllic Podzols (Loamic)，而在 1502 土體亞表層內具有高含量之黏粒，低鹽基飽和度，因此分類以 Haplic Alisol (Endoclayic, Protospodic)。
4. 三個土壤樣體之黏土礦物組成，在漂白層 (E) 中主要以蛭石、伊萊石及蛭石—伊萊石混層礦物為主，在淋澱層 (Bhs) 中主要以蛭石含量較豐，且亦有相當量之蛭石—伊萊石混層礦物，同時水化蛭石含量也漸增。風化次序依結果推測應為：伊萊石→蛭石或蛭石—伊萊石混層礦物→蛭石或水化蛭石。
5. 本研究區之較粗質地土壤之化育作用，主要以有機物與鐵和鋁形成錯合物一起向下移動之淋澱化作用為主，但有機物與鋁鍵結則較不明顯，除了有機金屬錯合之淋澱化作用之外，同時亦伴隨著黏粒移動作用一起進行，但黏粒洗入作用發生在淋澱化作用的前期，尤其是在粗質地的土體 1501 及 1503 中可能發生。在較細緻的土壤內，黏粒移動之趨勢較明顯，因此生成黏聚層，使得少部分淋澱化物質洗入。

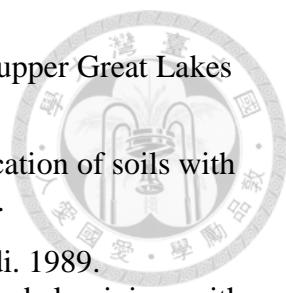
第六章 參考文獻

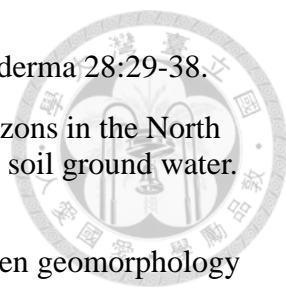


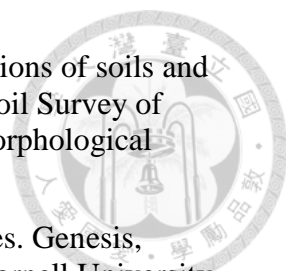
- 中央氣象局。2010。阿里山氣象站氣候資料(1981-2010)。
- 中央氣象局。2015。中華民國 102 年氣候資料年報第一部分 - 地面資料。18, 109 頁。
- 吳森博。2005。宜蘭太平山地區淋澱化土之特性化育與分類。國立臺灣大學農業化學研究所博士論文。
- 李心儀。1995。臺灣中部人倫林道淋澱土之特性、化育與分類。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。121 頁。
- 林光清、陳尊賢、張仲民。1988。拉拉山土壤之形態、理化性質與分類。中國農業化學會誌 26: 94-103。
- 林朝榮。1957。臺灣地形。臺灣省文獻委員會印行. p.178-246.
- 林經維。2000。祝山與萬歲山區土壤之特性、化育與分類。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 邱春媚。2004。嘉義祝山地區砂質與壤質淋澱土土壤之特性與化育作用。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 柳楮。1968。臺灣植物群落分類之研究(I)：臺灣植物群系之分類。臺灣省林業試驗所研究報告第 166 號。
- 柳楮。1971。臺灣植物群落分類之研究(II)：臺灣高山寒原及針葉林群系。臺灣省林業試驗所研究報告第 203 號。
- 茹皆耀、孟華。1947。臺中縣之土壤。臺灣省農業試驗所報告第六號。
- 陳玉峯、陳月霞，2003。阿里山地區自然、人文與產業變遷史，行政院農委會林務局印行。
- 陳培源。1973。臺灣黏土礦物與黏土礦物區域。地質創刊號：41-52。
- 陳尊賢、林光清、張仲民。1989。北插天山土壤之特性、化育與分類。中國農業化學會誌。27: 145-155。
- 陳尊賢、蔡呈奇。2000。臺灣地區淋澱化土的形態特徵與分類。土壤與環境 3: 49-62。
- 劉禎祺、楊家宏、蔣先覺、郭鴻裕、陳尊賢。1994。棲蘭地區中海拔兩森林土壤之性質、黏土礦物與化育作用。中國農業化學會誌 32: 612-626。
- 劉禎祺。2004。臺灣中部亞高山森林地區具黏粒聚積之淋澱化土壤之特性與化育作用。國立臺灣大學農業化學研究所博士論文。

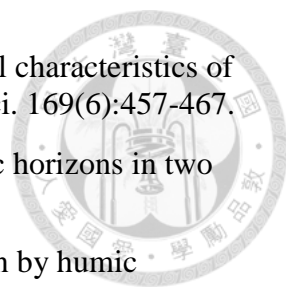
蘇鴻傑。1978。中部橫貫公路沿線植被、景觀之調查與分析。臺灣大學與觀光局合作研究報告：95-176。

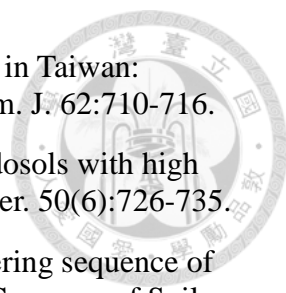
- Adams, W.A. 1976. Experimental evidence on the origin of vermiculite in soils on lower Palaeozoic sediments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40:793-796.
- Alexander, E. B., C. L. Ping, and P. Krosse. 1994. Podzolization in ultramafic materials in southeast Alaska. *Soil Sci.* 157:46-52.
- Anderson, H. A., M. L. Berrow., V.C. Farmer., A. Hepburn., J. D. Russell., and A. D. Walker. 1982. A reassessment of podzol formation process. *J. Soil. Sci.* 33:125-136.
- Andriessse, J.P. 1969. A study of the environment and characteristics of tropical podzols in Sarawak (East Malaysia). *Geoderma* 3:201-227.
- Anonymous. 1987. Glossary of soil science terms. *Soil Sci. Soc. Am.*, Madison, WI, p. 44.
- Bailey S.W., P.A. Brousseau, K.J. McGuire, and D.S. Ross. 2014. Influence of landscape position and transient water table on soil development and carbon distribution in a steep, headwater catchment. *Geoderma* 226-227:279-289.
- Banik, C., W.G. Harris, R. Ellis, W. Hurt, and S. Balboa. 2014. Relations of iron, aluminum, and carbon along transitions from Udults to Aquods. *Geoderma* 226-227:332-339.
- Bardy, M., E. Fritsch, S. Derenne, T. Allard, N.R. do Nascimento, and G.T. Bueno. 2008. Micromorphology and spectroscopic characteristics of organic matter in waterlogged. *Geoderma* 145:222-230.
- Barett, L. R., and R. J. Schaetzel. 1992. An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions. *Can. J. Soil. Sci.* 72:527-541.
- Blake, G.R., and K.H. Hartage. 1986. Bulk density. pp.363-375. In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis, part 1. Physical and mineralogical methods.* 2nd ed. *Agronomy monograph.* Madison, WI.
- Blakemore, L. C., P. L. Searle, and B. K. Daly. 1981. *Laboratory methods: A. Methods for chemical analysis of Soil Sci. Rep. 10 A.* Revised ed. New Zealand Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.
- Bloomfield, C. 1953a: A study of podzolization. Part I. The mobilization of iron and aluminium by Scots Pine needles. *J. Soil Sci.* 4:5-23.
- Bloomfield, C. 1953b: A study of podzolization. Part II. The mobilization of iron and aluminium by the leaves and bark of *Agathis australis* (Kauri). *J. Soil Sci.* 4:17-23.
- Bloomfield, C. 1954: A study of podzolization. Part III. The mobilization of iron and aluminium by Rimu (*Dacrydium cupressinum*). *J. Soil Sci.* 5:39-45.
- Bockheim, I., and F.C. Ugolini. 1990. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of southern circumpolar region. *Quat. Res.* 34:47-66.

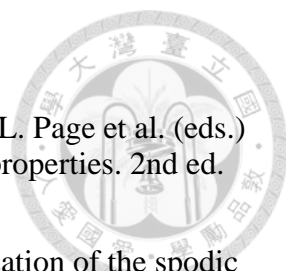
- 
- Bockheim, J.G. 2003. Genesis of bisequal soils on acidic drift in the upper Great Lakes region, USA. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67:612-619.
- Bockheim, J.G., and A.E. Hartemink. 2013. Distribution and classification of soils with clay-enriched horizons in the USA. *Geoderma* 209-210:153-160.
- Boudot, J.-P., A. Bel Hadj Brahim, R. Steiman, and F. Seigle-Murandi. 1989. Biodegradation of synthetic organo-metallic complexes of iron and aluminium with selected metal to carbon ratios. *Soil Biol. Biochem.* 21:961:966.
- Bourgault, R. R., D. S. Ross, and S. W. Bailey. 2015. Chemical and morphological distinctions between vertical and lateral podzolization at Hubbard Brook. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 79:428-439.
- Bravard, S., and D. Righi. 1990. Podzols in Amazonia. *Catena* 17:461-475.
- Bretz, J.H. 1965. Geomorphic history of the Ozarks of Missouri: Rolla, Mo., Missouri Department of Business and Administration Division of Geological Survey and Water Resources, 147 p.
- Bullock, P., and B. Clayden. 1980. The morphological properties of Spodosols. pp. 45-65. In B. K. G. Theng (ed.) *Soils with variable charge*. New Zealand Society of Soil Science Soils Bureau, Department of Science and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand.
- Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops, and T. Tursina. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, U.K.
- Byers, H.G., C.E. Kellogg, M.S. Anderson, and J. Thorp. 1938. Formation of soil. pp. 948-978. In G.E. Kellogg (Editor), *Soils and Men*. Yearbook of Agriculture, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Chen, P. Y. 1977. *Table of Key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks*. Printed by authority of the state of Indiana Bloomington, Indiana.
- Chen, Z. S. 1988. Spodosols of Taiwan. *Soil and Fert in Taiwan* 3-16.
- Chen, Z.S., J.C. Liu, and H.C. Chiang. 1995. Soil properties, clay mineralogy, and genesis of some alpine forest soils in Ho-Huan Mountain area of Taiwan. *J. Chinese Agric. Chem. Soc.* 33(1):1-17.
- Chesworth, W., and F. Macias-Vasquez. 1985. pe, pH and podzolizaion. *Am. J. Sci.* 285:18-146.
- Dahlgren, R. A., and D. J. Marrett. 1991. Organic carbon sorption in Arctic and subalpine Spodosol B horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1382-1390.
- Dahlgren, R.A., and Ugolini, F.C., 1989. Aluminium fractionation of soil solutions from unperturbed and tephra-treated spodosols, Cascade Range, Washington, USA. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:559-566.
- Daly, B. K. 1982. Identification of podzols and podzolized soils in New Zealand by

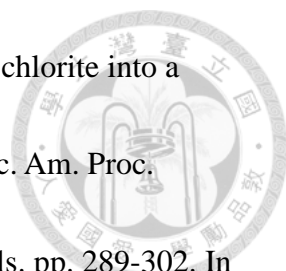
- 
- relative absorbance of oxalate extracts of A and B horizons. *Geoderma* 28:29-38.
- Daniels, R.B., E.E. Gamble, and C.S. Holzhey. 1975b. Thick Bh horizons in the North Carolina coastal plain: I. Morphology and relation to texture and soil ground water. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:1177-1181.
- Daniels, R.B., E.E. Gamble, and J.G. Cady. 1971. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Adv. Agron.* 23:51-88.
- Daniels, R.B., E.E. Gamble, and W.H. Wheeler. 1978. Age of soil landscapes in the coastal plain of North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42:98-105.
- Daniels, R.B., E.E. Gamble, S.W. Buol, and H.H. Bailey. 1975a. Free iron sources in an Aquult-Udult sequence from North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:335-340.
- De Coninck, F. 1980a. Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma* 24:101-128.
- De Coninck, F. 1980b. The physical properties of Spodosols. p. 325-349. In B. K. G. Theng (ed.) *Soils with variable charge*. New Zealand Society of Soil Science Soils Bureau, Department of Science and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand.
- De Coninck, F., and J. A. McKeague. 1985. Micromorphology of Spodosols. p. 121-144. In L. A. Douglas and M. L. Thompson (eds.) *Soil Micromorphology and Soil Classification*. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin, USA.
- Evans, L. J. 1980. Podzol development north of Lake Huron in relation to geology and vegetation. *Can. J. Soil Sci.* 60:527-539.
- Fanning, D. S., V. Z. Keramidas, and M. A. El-Desoky. 1989. Micas. pp.551-634. In J. B. Dixon and S. B. Weed (eds.) *Minerals in soil environments*. Second Edition. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Farmer, V.C., and D.G. Lumsdon. 2001. Interactions of fulvic acid with aluminium and a proto-imogolite sol: the contribution of E-horizon eluates to podzolization. *Eur. J. Soil Sci.* 52:177-188.
- Farmer, V.C., 1981. Possible roles of a mobile hydroxyaluminium orthosilicate complex (proto-imogolite) in podzolization, in: *Migrations Organominérales dans les Sols Tempérés*. Colloques Internationaux du CNRS 303:275-279.
- Farmer, V.C., 1982. Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizon for podsolization mechanisms: a review. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28(4):571-78.
- Farmer, V.C., J.D. Russell, and M.L. Berrow. 1980. Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons: evidence for a mobile aluminium silicate complex in Podzol formation. *J. Soil Sci.* 31:673-684.
- Farmer, V.C., W.J. McHardy, L. Robertson, A. Walker, and M.J. Wilson. 1985. Micromorphology and sub-microscopy of allophane and imogolite in a Podzol Bs horizon: evidence for translocation and origin. *J. Soil Sci.* 36:87-95.

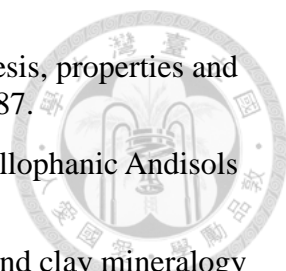
- 
- FitzPatrick, E.A., 1970. A technique for preparation of large thin sections of soils and unconsolidated material. In: Osmond, D.A., Bullock, P. (eds.), *Soil Survey of England and Wales*, Harpenden, Technical Monograph. Micromorphological Techniques and Applications, 2:3-13.
- Flach, K. W. 1960. Soil bruns acides in the Northeastern United States. Genesis, morphology, and relationship to associated soils. Ph.D. thesis, Cornell University. Ithaca, N.Y., (Diss. Abstr. 21-283).
- Franzmeier, D.P., and E.P. Whiteside. 1963. A Chronosequence of podzols in northern Michigan. I. Ecology and description of pedons, II. Physical and chemical properties. Michigan State University Agricultural Experiment Station Quarterly Bulletin, 46:1-36.
- Franzmeier, D.P., E.P. Whiteside, and M.M. Mortland. 1963. A Chronosequence of podzols in northern Michigan III. Mineralogy, micromorphology, and net changes occurring during soil formation. Michigan State University Agricultural Experiment Station Quarterly Bulletin, 46:37-57.
- Gamble, E.E., R.B. Daniels, and W.D. Nettleton. 1970. Geomorphic surfaces and soils in the Black Creek Valley, Johnston County, North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34:276-281.
- Gardner, W. H., and K. H. Hartage. 1986. Bulk density. In Klute, A. (ed.) *Methods of soil analysis, part 1. Physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Agronomy monograph 9:493-544.
- Gee, G.W., and J.W. Bauder. 1986. Partical-size analysis. pp.383-411. In A. Klute(ed.) *Methods of soil analysis, part 1. Physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Agronomy monograph. Madsion, WI.
- Gjems, O. 1970. Mineralogical composition and pedogenic weathering of the clay fraction in podzol soil profiles in zalesine, Yugoslavia. *Soil Sci.* 110:237-243.
- Greenland, D. J. 1970. Interactions between humic and fulvic acids and clays. *Soil Sci.* 111:34-41.
- Guillet, B., J.Rouiller, and B. Souchier. 1975. Podzolization and clay migration in spodosols of eastern France. *Geoderma* 14:223-245.
- Gustafsson, J. P., P. Battacharya, D.C. Bain, A.R. Fraser, and W.J. McHardy. 1995. Podzolisation mechanisms and the synthesis of imogolite in northern Scandinavia. *Geoderma* 66:167-184.
- Harris W.G., S.H. Crownover, and N.B. Comerford. 1995. Experimental formation of aquod-like features in sandy coastal plain soils. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 59:877-886.
- Harris, W.G., and K.A. Hollien. 1999. Changes in quantity and composition of crystalline clay across E-Bh boundaries of Alaquods. *Soil Sci.* 164:602-608.
- Higashi, T. 1983. Characterization of Al/Fe-humus complexes in Dystrandepths through comparison with synthetic forms. *Geoderma* 31: 277-268.

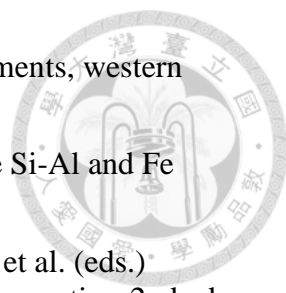
- 
- Hseu, Z.Y., C.W.Lin, C.C.Tsai, and Z.S. Chen. 2004. Transitional soil characteristics of Ultisols and Spodosols in the subalpine forest of Taiwan. *Soil Sci.* 169(6):457-467.
- Hseu, Z.Y., Z.S. Chen and Z.D., Wu. 1999. Characterization of placic horizons in two subalpine forest Inceptisols. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 63:941-947.
- Inoue, K., and P. M. Huang. 1990. Perturbation of imogolite formation by humic substances. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 54:1490-1497.
- Jabiol B., A. Zanella, M. Englisch, H. Hager, K. Katzensteiner, and R.W. de Waal. 2004. Towards an European classification of terrestrial humus forms. *Eurosoil Congress*, 4-12.
- Jackson, M.L. 1956. *Soil chemical analysis. Advan. course.* SSSA, Madison, WI.
- Jankowski M. 2014. The evidence of lateral podzolization in sandy soils of Northern Poland. *Catena* 112:139-147.
- Jansen, B., K. G. Nierop., and J. M. Verstraren. 2003. Mobility of Fe(II), Fe(III) and Al in acidic forest soils mediated by dissolved organic matter: influence of solution pH and metal/organic carbon ratios. *Geoderma* 113:323-340.
- Jardine, P.M., N.L.Weber, and J.F. McCarthy. 1989. Mechanisms of dissolved carbon adsorption on soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1378-1385.
- Joffe, J.S. 1936. *Pedology*, Rutgers University Press, New Brunswick, N.J. p. 575.
- Jones, D.L., and D.S.Bassington. 1998. Sorption of organic acids in acid soils and its implications in the rhizosphere. *Eur. J. Soil Sci.* 49:447-455.
- Johns, W.D., R.E. Grim, and W.F. Bradley. 1954. Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. *J. Sed. Petrol.* 24:242-251.
- Kahle, M., M. Kleber, and R. Jahn. 2002. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: The suitability of mineral intensity factors. *Geoderma* 109: 191-205.
- Khan, S.U. 1969. Interaction between the humic acid fraction of soils and certain metallic cations. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:851-854.
- Khanna, S.S. and F. J. Stevenson. 1962. Metallo-organic complexes in soil: I. potentiometric titration of some soil organic matter isolates in the presence of transition metals. *Soil Sci.* 93(5):298-305.
- Kodama, H. and J.E. Brydon. 1968. A study of clay minerals in podzol soils in New Brunswick, Eastern Canada. *Clay Miner.* 7:295-309.
- Kundler, P., 1961. Lessivés (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm Eiszeit im norddeutschen Tiefland. *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd.*, 95(2):98-110.
- Li, S. Y., Z. S. Chen, and J. C. Liu. 1998b. Weathering sequence of clay minerals in loamy Spodosols of central Taiwan. *J. Agric. Associ. China* 183:51-68.

- 
- Li, S.Y., Z.S. Chen, and J.C. Liu. 1998a. Subalpine loamy Spodosols in Taiwan: Characteristics, micromorphology, and genesis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:710-716.
- Lin, C.W., Z.Y. Hseu, and Z.S. Chen. 2002. Clay mineralogy of Spodosols with high clay contents in the subalpine forests of Taiwan. *Clays Clay Miner.* 50(6):726-735.
- Liu, J. C., and Z. S. Chen. 1998a. Mineral transformation and weathering sequence of Loamy Spodosols in Taiwan. In *Proceedings of the 16th World Congress of Soil Science*. August 20-26, 1998, Montpellier, France.
- Liu, J. C., and Z. S. Chen. 1998b. Soil characteristics and pedogenesis of loamy Spodosols near Wanghsiang Mountain in central Taiwan. *J. Chinese Agric. Chem. Soc.* 36:151-162.
- Loveland, P.J., and P. Digby. 1984. The extraction of Fe and Al by 0.1 M pyrophosphate solutions: a comparison of some techniques. *J. Soil. Sci.* 35:243-250.
- Lundström, U.S., N. van Breemen, and A.G. Jongmans. 1995. Evidence for microbial decomposition of organic acids during podzolization. *Eur. J. Soil Sci.* 46:489-496.
- Lundström, U.S. 1993. The role of organic acids in the soil solution chemistry of a podzolized soil. *J. Soil Sci.* 44:121-133.
- Lundström, U.S., N. van Breemen., and D. Bain. 2000. The podzolization process. A review. *Geoderma* 94:91-107.
- Ivanov A., S. Shoba, and P. Krasilnikov. 2014. A pedogeographical view of volcanic soils under cold humid conditions: the Commander Islands. *Geoderma* 235-236:48-58.
- Malcolm, R. L., W. D. Nettleton, and R. J. McCracken. 1969. Pedogenic formation of montmorillonite from a 2:1-2:2 intergrade clay mineral. *Clays Clay Miner.* 16:405-414.
- McCaleb, S.B. 1959. The genesis of the Red-Yellow Podzolic soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23:164-168.
- McKeague, J.A., and J.H. Day. 1966. Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.* 46:13-22.
- McKeague, J.A., F. DeConnick, and D.P. Franzmeier. 1983. Spodosols. pp.217-252. In L.P. Wilding, N.E. Smeck, and G.F. Hall (eds.) *Pedogenesis and Soil Taxonomy, II. The soil orders*. Elsevier Sci. Publ. Comp., New York, U.S.A and Amsterdam, The Netherlands.
- McKeague, J.A., G. J. Ross, and D.S. Gamble. 1978. Properties, criteria of classification and genesis of podzolic soils in Canada. pp. 27-60. In Mahaney, W. C. (ed.): *Quaternary soils*. Geo Abstracts, Norwich.
- McKeague, J.A., J.E. Brydon, and N. M. Miles. 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:33-38.
- McKeague, J.A., and H. Kodama., 1981. Imogolite in cemented horizons of some British

- 
- Columbia soils. *Geoderma* 25:189-197.
- Mclean, E.O. 1982. Soil pH and lime requirement. pp.199-244. In A.L. Page et al. (eds.) *Methods of soil analysis, part 2. Chemical and microbiological properties*. 2nd ed. Agronomy monograph. Madsion, WI.
- McSweeney K., and E. A. FitzPatrick. 1990. Microscopic characterization of the spodic horizon. p. 211-220. In J. M. Kimble and R. D. Yeck (eds.) *Proceedings of the 5th International Soil Correlation Meeting (V ISCOM): Characterization, Classification and Utilization of Spodosols*. USDA-SCS and Soil Management Support Service.
- Mehra, O. P., and M. L. Jackson. 1960. Iron oxides removed from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.* 7:317-327.
- Miller, B. J. 1983. Ultisols. p.283-323. In L. P. Wilding, N. E. Smeck, and G. F. Hall (ed.) *Pedogenesis and Soil Taxonomy, II. The soil orders*. Elsevier Sci. Publ. Comp., New York, U.S.A and Amsterdam, The Netherlands.
- Mokma, D. L. 1993. Color and amorphous materials in Spodosols from Michigan. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 57:125-128.
- Mokma, D. L., and P. Buurman. 1982. *Podzols and podzolization in temperate regions, ISM Monograph 1*. International Soil Museum, Wageningen, The Netherlands.
- Muir, A. 1961. The podzol and podzolic soils. *Adv. Agron.* 13:1-57.
- Nanzyo, M., S. Shoji., and R. Dahlgren. 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. pp. 145-187. In S. Shoji et al. (ed.) *Volcanic ash soil: genesis, properties and utilization*. Elsevier Sci. Publ., B. V. The Netherlands.
- Nelson, D.W., and L.E. Sommer. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. pp.539-577. In A.L. Page et al. (eds.) *Methods of soil analysis, part 2. Chemical and microbiological properties*. 2nd ed. Agronomy monograph. Madsion, WI.
- Nishiue, A., M. Nanzyo, H. Kanno, and T. Takahashi. 2014. Properties and classification of volcanic ash soils around Lake Kuwanuma on the eastern footslope of Mt. Funagata in Miyagi prefecture, northeastern Japan. *Soil Sci. Plant Nutri.* 60:848-862.
- Petersen, L., 1976. *Podzols and podzolization*. PhD thesis, Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen.
- Ping, C. L. S. Shoji, and T. Ito. 1988. Properties and classification of three volcanic ash-derived pedons from Aleutian Island and Alaska Peninsula, Alaska. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:455-462.
- Ponomareva, V.V., and A.L. Ragim-Zade. 1969. Comparative study of fulvic and humic acids as agents of silicate mineral decomposition. *Sov. Soil Sci.* 2:157:166.
- Prosser, I. P., and S. J. Roseby. 1995. A chronosequence of rapid leaching of mixed podzol soil materials following sand mining. *Geoderma* 64:297-308.

- 
- Ross, G. J., and H. Kodama. 1974. Experimental transformation of a chlorite into a vermiculite. *Clays Clay Miner.* 22:205-211.
- Ross, G. J., and M. M. Mortland. 1966. A soil beidellite. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30:337-343.
- Ross, G. J., C. Wang, and H. Kodama. 1990. Mineralogy of Spodosols. pp. 289-302. In J. M. Kimble and R. D. Yeck (eds.) *Proceedings of the 5th International Soil Correlation Meeting (VISCOM): Characterization, Classification and Utilization of Spodosols.* USDA-SCS and Soil Management Support Service.
- Ruhe, R.V. 1975. *Geomorphology: Geomorphic processes and surficial geology.* Houghton Mifflin Company, Boston, p. 246.
- Sauer, D., H. Sponagel, M. Sommer, L. Giani, R. Jahn, and K. Stahr. 2007. Review article podzol: soil of the year 2007 a review on its genesis, occurrence, and functions. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 170:581-597
- Schaetzl, M., and S.I.M. Skinner. 1963. Organometallic interactions in soils: 1. Reactions between a number of metal ions and the organic matter of a podzol Bh horizon. *Soil Sci.* 96:86-94.
- Schaetzl, M., and S.I.M. Skinner. 1963. Organometallic interactions in soils: 2. Reactions between different forms of iron and aluminum and the organic matter of a podzol Bh horizon. *Soil Sci.* 96:181-186.
- Schaetzl, R. J., and S.A. Isard. 1996. Regional-scale relationships between climate and strength of podzolization in the Great Lakes Region, North America. *Catena* 28:47-69.
- Schaetzl, R.J. 1996. Spodosol-Alfisol intergrades: bisequal soils in NE Michigan, USA. *Geoderma* 74:23-47.
- Schlichting, E. 1965. Die Raseneisenbildung in der nordwestdeutschen Podsol-Gley-Landschaft. *Chemie der Erde* 24:11-26.
- Schnitzer, M. 1969. Reactions between fulvic acid, a soil humic compound and inorganic soil constituents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26:362-365.
- Schnitzer, M., and H. Kodama. 1976. The dissolution of micas by fulvic acid. *Geoderma* 15:381-391.
- Scrivner, C.L., J.C. Baker, and B.J Miller. 1966. *Soils of Missouri: a guide to their identification and interpretation.* Extension Division, University of Mo. Columbia, Mo. Pubi C823. 10/66/4M. 47 p.
- Shoji, S., and T. Ono. 1978. Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami, Japan. *Soil Sci.* 126:297-312.
- Shoji, S., and Y. Fujiwara. 1984. Active Al and Fe in the humus horizons of Andisols from northeastern Japan: Their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Sci.* 137:216-226.

- 
- Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R.A., 1993. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science*, Vol. 21. Elsevier, p. 287.
- Shoji, S., T. Ito, M. Saigusa, and I. Yamada. 1985. Properties of nonallophanic Andisols from Japan. *Soil Sci.* 140:264-277.
- Shoji, S., Y. Fujiwara, I. Yamada, and M. Saigusa. 1982. Chemistry and clay mineralogy of Ando soils, Brown forest soils, and Podzolic soils formed from recent Towada ashes, northeastern Japan. *Soil Sci.* 133:69-86.
- Skjemstad, J.O., A.G. Waters, J.V. Hanna, and J.M. Oades. 1992. Genesis of Podzols on coastal dunes in southern Queensland: IV. Nature of the organic fraction as seen by ¹³C nuclear magnetic resonance spectroscopy. *Aust. J. Soil Res.* 30:667-681.
- Sodek, F., V.W. Carlisle, M.E. Collins, L.C. Hammond and W.G. Harris. 1990. Characterization data for selected Florida soils. *Soil Sci. Res. Rpt. No. 90-1*. Soil and Water Science Dept., Univ. of Florida, Gainesville.
- Soil Geography Unit, 1972. *Soils of the World. Map*. U.S.D.A. Soil Conservation Service, Washington, D.C.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey*. USDA-SCS Agric. Handb. 436. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C.
- Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil survey manual*. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2nd ed. USDA-NRCS Agric. Handb. 436. U. S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 2014. *Kellogg Soil Survey Laboratory Methods Manual*. Soil Survey Investigations Report No. 42, Version 5.0. R. Burt and Soil Survey Staff (ed.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to soil taxonomy*. 12th ed. USDA–NRCS.
- Sommer, M., D. Halm, C. Geisinger, I. Andruschkewitsch, M. Zarei, and K. Stahr. 2001. Lateral podzolization in a sandstone catchment. *Geoderma* 103:231-247.
- Stanley, S. R., and E. J. Ciolkosz. 1981. Classification and genesis of Spodosols in the central Appalachians. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:912-917.
- Steila, D., and T.E. Pond. 1989. *The Geography of Soils, Formation, Distribution, and Management*. 2nd edn. Rowman and Littlefield, Savage, NJ.
- Stobbe, P.G. and J.R. Wright. 1959. Modern concept of the genesis podzols. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23:161-164.
- Stoops, G. 2003. *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. SSSA, Madison, WI.

- 
- Stützer, A. 1998. Early stages of podzolisation in young aeolian sediments, western Jutland. *Catena* 32:115-129.
- Taylor, R.M. 1988. Proposed mechanism for the formation of soluble Si-Al and Fe (III)-Al hydroxy complexes in soils. *Geoderma* 42:65-77.
- Thomas, G.W. 1982. Exchangeable cation. pp.149-157. In A.L. Page et al. (eds.) *Methods of soil analysis, part 2. Chemical and microbiological properties*. 2nd ed. Agronomy monograph. Madsion, WI.
- Ugolini, F.C., and R. Dahlgren. 1987. The mechanism of podzolization as revealed by soil solution studies. In: Righi, D., Chauvel, A. (Eds.), *podzols and podzolisation*. INRA, Assoc. Franc. Etude Sol. Plaisir et Paris, Paris.
- Ugolini, F.C., H. Dawson, and J. Zachara. 1977. Direct evidence of particle migration in the soil solution of a Podzol. *Science* 198:603-605.
- Ugolini, F.C., R. Dahlgren., S. Shoji., and T. Ito. 1988. An example of andosolization and podzolization as revealed by soil solution studies, south Hakkoda, northeastern Japan. *Soil Sci.* 145:111-125.
- Wang, C., and J. A. McKeague. 1982. Illuviated clay in sandy podzolic soils of New Brunswick. *Can. J. Soil Sci.* 62:79-89.
- Wang, C., J. A. McKeague, and H. Kodama. 1986. Pedogenic imogolite and soil environments: Case study of Spodosols in Quebec, Canada. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:711-718.
- Whittig, L. D., and W. R. Allardice. 1986. X-ray diffraction techniques. pp. 331-362. In A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis, Part 1. Physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Agronomy monograph 9. ASA and SSSA, Madison, Wisconsin, USA.
- Wiechmann, H. 1975. Bildung von humusakkumulations horizonten in podsolen. *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 22:629-623.

附錄



Pedon No : 1501

Date : May 6, 2015

Classification : **Ultic Haplorthods**

Location : Wansueishan

Longitude: 120°48'45.6"

Latitude: 23°30'28.9"

Parent material : Sandstone and shale

Vegetation : 紅檜(*Chamaecyparis formosensis*)、臺灣鐵杉(*Tsuga chinensis*)、華山松(*Pinus armandii*)、雲葉(*Trochodendron aralioides*)、白花八角(*Illicium tashiroi*)、森氏杜鵑(*Rhododendron morii*)、臺灣扁柏(*Chamaecuparis obtusa*)、玉山箭竹(*Yushania niitakayanensis*)、火炭母草(*Polygonum Chinese*)、芒草(*Miscanthus floridulus*)和一些蕨類及苔蘚類植物。

Elevation : 2460 m

Precipitation : 4000 mm/year

Physiographic position : backslope landscape

Drainage : poor

Soil moisture region : Perudic

Soil temperature region : Mesic

Diagnostic epipedon : Ochric epipedon (0-20 cm depth)

Diagnostic horizon : Albic horizon (E) (10-20 cm depth)
Spodic horizon (Bhs) (20-35 cm depth)
Argillic horizon (Bt) (20-45 cm depth)

Slope : 3 degree

Face : 50 degree

Stoniness : > 65 cm (predicted)

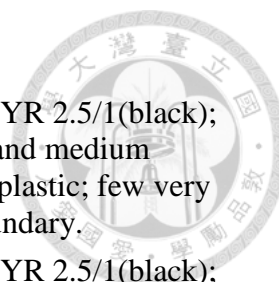
Describer : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, and X.N. Liu.

Sampler : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, C.H. Lee, X.N. Liu, C.Y. Lin, T.L. Fu, C.C. Tsui, and C.C. Tsui.

Soil color was shown in moist, except special explanation.

O/A 0-10cm, 7.5YR 2.5/1(black); organic material; weak very fine and fine granular structure; firm(wet); non-sticky and non plastic consistence; few coarse roots and many very fine and fine roots; many very fine and fine continuous biopores; abrupt irregular boundary.

E 10-20cm, 7.5YR 6/1(gray) mixed with 5% mottle 7.5YR 4/2(black); texture; strong very fine, fine, medium and coarse subangular blocky structure; many very fine and fine roots; hard(dry); non-sticky and non-plastic consistence; common medium roots and few very fine roots; few very fine biopores; abrupt wave boundary.



Right side

- Bhst 20-35cm, 7.5YR 5/8(strong brown) mixed with 10% mottle 7.5YR 2.5/1(black); texture; moderate fine granular structure parting to strong fine and medium subangular blocky structure; firm(wet); slight sticky and slight plastic; few very fine roots; common very fine and fine biopores; clear wave boundary.
- Bt 35-45cm, 7.5YR 4/6(strong brown) mixed with 10% mottle 7.5YR 2.5/1(black); texture; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate fine subangular blocky structure; firm(wet); slightly sticky and slight plastic consistence; significant clayskin coating on the pedosurface; few very fine and fine roots; common very fine and fine discontinuous biopores; diffuse boundary.
- C 45-65cm, 7.5YR 4/4 (brown); texture; moderate medium granular structure parting to moderate medium angular blocky structure; firm; slightly sticky and slight plastic; few very fine roots; few very fine biopores; diffuse boundary.

Left side

- Bt1 20-35cm, 7.5YR 5/6(strong brown) mixed with 5% mottle 7.5YR 2.5/2(very dark brown); texture; moderate medium granular structure parting to moderate medium subangular blocky structure; firm; slight sticky and slight plastic consistence; significant clayskin coating on the pedosurface; few very fine roots; few very fine discontinuous biopores; clear wave boundary.
- Bt2 35-45cm, 7.5YR 5/6(strong brown) and mixed with 5% mottle 7.5YR 2.5/2(very dark brown); texture; moderate coarse angular blocky structure; firm; slightly sticky and slight plastic consistence; significant clayskin coating on the pedosurface; few very fine and fine roots; common very fine discontinuous biopores; diffuse boundary.
- C 45-65cm, 7.5YR 5/6 (strong brown) and mixed with 5% mottle 7.5YR 3/1(very dark gray); texture; moderate medium angular blocky structure; firm; slightly sticky and slight plastic; few very fine roots; few very fine biopores; diffuse boundary.
- R >65cm



Pedon No : 1502

Date : May 5, 2015

Classification : **Typic Hapludults**

Location : Ogasawara

Longitude: 120°49'24.1"

Latitude: 23°30'26.6"

Parent material : Sandstone and shale

Vegetation : 紅檜(*Chamaecyparis formosensis*)、臺灣鐵杉(*Tsuga chinensis*)、雲杉(*Picea morrisonicola*)、華山松(*Pinus armandii*)、臺灣紅榨楓(*Acer morrisonense*)、臺灣扁柏(*Chamaecyparis obtuse*)、臺灣鵝掌柴(*Schefflera taiwaniana*)、森氏櫟(*Cyclobalanopsis morii*)、臺灣赤楊(*Alnus formosana*)、玉山假沙梨(*Photinia nitakayamensis*)、臺灣江某(*Schefflera taiwaniana*)、森氏杜鵑(*Rhododendron morii*)、火炭母草(*Polygonum chinense*)、臺灣澤蘭(*Eupatorium formosanum*)、高山芒(*Miscanthus transmorrisonensis*)、艾(*Artemisa princeps*)、菽草(*Trifolium repens*)和一些蕨類及苔蘚類植物。

Elevation : 2480m

Precipitation : 4000 mm/year

Physiographic position : summit landscape

Drainage : poor

Soil moisture region : Udic

Soil temperature region : Mesic

Diagnostic epipedon : Ochric epipedon (0-27 cm depth)

Diagnostic horizon : Albic horizon (E) (10-20 cm depth)

Argillic horizon (Bt) (27-60 cm depth)

Spodic horizon (Bhs)(25-38 cm depth)

Slope : 4.5 degree

Face : 250 degree W 20 S degree

Describer : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, and X.N. Liu.

Sampler : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, C.H. Lee, X.N. Liu, C.Y. Lin, T.L. Fu, C.C. Tsui, and C.C. Tsui.

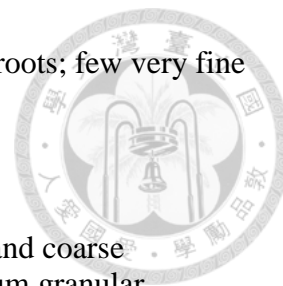
Soil color was shown in moist, except special explanation.

O/A 0-12cm, 7.5YR 2.5/1(black); texture; moderate fine granular structure; firm; non-sticky and non-plastic consistence; many very fine and fine roots; many very fine and fine continuous biopore; abrupt smooth boundary.

E1 12-20cm, 7.5YR 5/1(gray); texture; moderate fine and medium angular blocky structure; firm; non-sticky and non-plastic consistence; common very fine and fine roots; few very fine and fine discontinuous biopores; abrupt smooth boundary.

E2 20-27cm, 7.5YR 7/1(light gray) mixed with 10% mottle 7.5YR 6/8(reddish yellow); texture; moderate fine and medium and coarse angular blocky; hard(dry);

non-sticky and non-plastic consistence; few very fine and fine roots; few very fine and fine biopores; abrupt broken boundary.



Right side

Bt1 27-38cm, 7.5YR 6/7(reddish yellow); texture; strong medium and coarse subangular blocky structure parting to moderate fine and medium granular structure; firm; strong sticky and strong plastic consistence; significant clayskin coating on the pedosurface; few very fine and fine roots and few medium roots; few very fine and fine biopores; diffuse boundary.

Left side

Bhs 25-38cm, 7.5YR 5/6(strong brown); texture; moderate very fine and fine subangular blocky structure parting to moderate fine and medium granular structure; firm; slightly sticky and slight plastic consistence; significant organic matter coating on the pedosurface; few very fine and fine roots and few medium roots; few medium biopores; diffuse boundary.

Bt2 38-60cm, 7.5YR 5/8(strong brown); texture; moderate fine granular structure parting to moderate fine angular blocky structure; firm; slightly sticky and slightly plastic consistence; significant clayskin coating on the pedosurface; few very fine roots and few medium roots; few very fine and fine biopores; diffuse boundary.

C 60-80cm, 7.5YR 6/8(reddish yellow); texture; moderate fine granular structure parting to moderate fine subangular blocky structure; firm; slightly sticky and slightly plastic consistence; few medium roots; few very fine and fine biopores; diffuse boundary.

R >80cm



Pedon No : 1503

Date : May 6, 2015

Classification : **Typic Haplorthods**

Location : Jushan forest road

Longitude: 120°48'30.3"

Latitude: 23°30'37.6"

Parent material : Sandstone

Vegetation : 紅檜(*Chamaecyparis formosensis*)、臺灣鐵杉(*Tsuga chinensis*)、華山松(*Pinus armandii*)、森氏杜鵑(*Rhododendron morii*)、臺灣扁柏(*Chamaecyparis obtusa*)、昆欄樹(*Trochodendron aralioides*)、臺灣杉(*Taiwania cryptomerioides* Hay)、柳杉(*Cryptomeria japonica*)、臺灣紅榨楓(*Acer morrisonense* Hayata)、褐毛柳(*Salix fulvopubescens* Hayata)、高山新木薑子(*Neolitsea acuminatissima* (Hayata) Kanehira & Sasaki)、玉山假沙梨(*Photinia niitakayamensis* Hayata)、南燭(*Lyonia ovalifolia* (Wall.) Drude)、紅毛杜鵑(*Rhododendron rubropilosum* Hayata)、臺灣江某(*Schefflera taiwaniana*)、玉山灰木(*Symplocos morrisonicola* Hayata)、戟葉蓼(*Polygonum thunbergii* Sieb. & Zucc. f. *biconvexum* (Hayata) Liu, Ying & Lai)、火炭母草(*Polygonum chinense*)、玉山箭竹(*Yushania niitakayanensis*)、玉山抱莖籜蕭(*Anaphalis margaritacea* Benth. & Hook. f. ssp. *morrisonicola*(Hay.)Kitamura)、高山芒(*Miscanthus transmorrisonensis*)和一些蕨類及苔蘚類植物。

Elevation : 2329 m

Precipitation : 4000 mm/year

Physiographic position : backslope landscape

Drainage : poor

Soil moisture region : Udic

Soil temperature region : Mesic

Diagnostic epipedon : Ochric epipedon (0-25 cm depth)

Diagnostic horizon : Albic horizon (E) (20-25 cm depth)
Spodic horizon (Bhs) (25-40 cm depth)

Slope : 1 degree

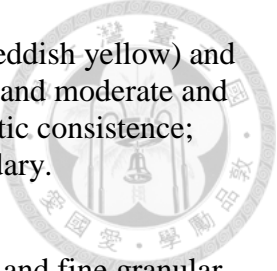
Face : 290 degree W 20 N

Describer : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, and X.N. Liu.

Sampler : J.Y. Hsu, Z.S. Chen, C.H. Lee, X.N. Liu, C.Y. Lin, T.L. Fu, C.C. Tsui, and C.C. Tsui.

Soil color was shown in moist, except special explanation.

O/A 0-20cm, 7.5YR 2.5/1(black); texture; moderate very fine and fine granular structure; firm; non-sticky and non-plastic consistence; common very fine roots and few coarse roots; abrupt irregular boundary.

- 
- E 20-25cm, 7.5Y 6/1(gray) mixed with 10% mottle 7.5YR 6/6(reddish yellow) and 5% 7.5YR 4/3() mottles; texture; moderate very fine and fine and moderate and coarser angular blocky structure; firm; non-sticky and non-plastic consistence; many very fine roots and few medium roots; clear wave boundary.
- Bhs1 25-35cm, 7.5YR 3/2(dark brown); texture; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate fine and medium angular blocky structure; firm; slight sticky and slight plastic consistence; few medium roots and many very fine roots; many very fine and fine biopores; clear smooth boundary.
- Bhs2 35-40cm, 7.5YR 3/3(dark brown); texture; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate fine and medium angular blocky structure; firm; slight sticky and slight plastic consistence; common very fine and fine roots; many very fine and fine biopores; clear smooth boundary.
- C 40-45cm, 7.5YR 5/6(strong brown); loam; moderate very fine and fine granular structure parting to weak very fine and fine subangular blocky structure; firm; non-sticky and non-plastic consistence; many very fine roots; common very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- R >45