

國立中山大學海洋地質研究所碩士論文

指導教授：陳 鎮 東 博士

大鬼湖無氧層的成因及其生物
地球化學作用

The Ta-Kuei Lake: Cause of the anoxia
and the lake biogeochemical processes

研究生：王 冰 潔 撰

中華民國七十八年五月二十二日

摘 要

大鬼湖爲一位於海拔 2100 公尺沒有人爲污染的高山湖泊。夏天(七月)水體有溫度層化現象，再加上有機質來源豐富、溶氧飽和程度較低，使得深度 16 公尺以下完全缺氧，無氧層厚達 18 公尺。溶氧量在 8 ~ 10 公尺處有極大值，是爲冬天冷水沈於該處所致。冬天(二月)水體完全翻滾，上下水溫一致，溶氧飽和程度只達 68 %。

夏天湖水 pH 值呈分叉型(*dichotomous*)分佈，分叉點在 16 公尺，爲溶氧陡降、進入無氧層處，此現象乃呼吸作用型態改變而引起。

夏天湖水鹼度在 16 公尺以下遞增速度加快，是由無氧呼吸作用耗掉大量 H^+ 、稱之爲“水體產生的鹼度”之機制產生。此量在冬天“繳回”水體，因此冬天的鹼度較夏天來得低。

夏天之 N/P 之值相當高，顯示磷爲大鬼湖浮游植物生長限制因子。湖水也因缺少正磷酸鹽($PO_4^{-3}-P$)，而呈現貧營養型態。造成一個既缺氧又貧營養之特殊湖泊。

在沈積物上所進行的地球化學作用，爲氧化鐵受還原硫而還原爲主，此作用並控制無氧層 pH 值的分佈。

ABSTRACT

The Ta-Kuei Lake: Cause of the anoxia and the lake biogeochemical processes

The 2100m high Ta-Kuei (Great Ghost) Lake, which receives no pollutant, is temperature stratified in summer (July). Low dissolved oxygen saturation value and high organic matter loading cause an anoxia below 10 -16 meters in summer. The anoxic hypolimnion is 18 meters thick. There is a dissolved oxygen maximum at 8 -10m, representing remnant winter water. In winter(February), the lake turns over and the dissolved oxygen saturation level is at just 68%.

The distribution of pH is dichotomous in summer. The depth of minimum pH coincides with the layer immediately above the anaerobic layer. This is caused by the change in respiration patterns.

Much of the alkalinity produced in the hypolimnion is by the anoxic respiration reaction, called " in-lake alkalinity generation ". When the lake overturns, the alkalinity

is reduced again.

The N/P value is very high in summer, suggesting that $PO_4^{-3}-P$ is the limiting factor for phytoplankton growth. It also makes the lake oligotrophic.

Fe-oxides are reduced by sulfide in the surface sediment, controlling the distribution of pH in the hypolimnion.

大鬼湖無氧層的成因及其生物地球化學作用

目 錄

	頁 次
誌謝 -----	I
中文摘要 -----	II
ABSTRACT -----	III
目錄 -----	V
圖目錄 -----	VII
表目錄 -----	IX
一. 緒 論 -----	1
1.1 背景介紹 -----	1
1.2 大鬼湖之地理特色 -----	4
二. 實 驗 方 法 -----	8
2.1 取樣時間 -----	8
2.2 取樣方法 -----	8
2.3 現場測量項目 -----	9
2.4 主要離子分析方法 -----	12
2.5 營養鹽的測定 -----	13
2.6 葉綠素甲的測定 -----	14
2.7 重金屬含量之測定 -----	14
2.8 固體懸浮量 -----	14
2.9 沈積物之分析 -----	15
2.10 湖泊之等深線及總蓄水量 -----	16
三. 結果與討論 -----	20
3.1 溫度 -----	20

3.2 溶氧量	26
3.3 pH值	33
3.4 無氧層的碳代謝	39
3.4.1 有機質的來源及初級分解	39
3.4.2 湖水鹼度之變化	40
3.4.3 夏天無氧層產生鹼度之計量關係	42
3.4.4 冬天鹼度的改變量	45
3.5 地球化學作用	48
3.6 沈積物碳含量與營養鹽	52
3.7 葉綠素甲(螢光法)與懸浮量	59
3.8 主要離子分佈情形	62
3.9 岩性與沈積物	70
四. 結論	73
五. 參考文獻	76

圖 目 錄

圖 1.1 大鬼湖四週為高度 100公尺之山嶺所包圍。-----	6
圖 2.1 大鬼湖之位置圖及採樣點。-----	9
圖 2.2 大鬼湖之等深線(公尺)。-----	17
圖 2.3 實驗流程圖。-----	19
圖 3.1 湖水溫度隨深度之變化圖。-----	21
圖 3.2 Nurberg 對湖水翻滾時間與夏季底層水之關係, 所做 的相關迴歸直線。-----	23
圖 3.3 夏季湖水含氧量隨深度之變化圖。-----	27
圖 3.4 冬季湖水含氧量隨深度之變化圖。-----	28
圖 3.5a 湖水溫度對溶氧之變化圖。-----	32
圖 3.5b 湖水溫度對溶氧飽和程度之變化圖。-----	32
圖 3.6 夏季 pH 值隨深度之變化圖。-----	34
圖 3.7 無氧狀態下之食物鏈。-----	41
圖 3.8 夏冬兩季之鹼度隨深度之變化圖。-----	43
圖 3.9 以 ΔFe^{+2} 、 ΔMn^{+2} 、 ΔNH_4^+ 、 ΔSO_4^{-2} 計算出的 ΔAlk . 與實測鹼度值之比較。-----	46
圖 3.10a 鐵含量隨深度之變化圖。-----	50
圖 3.10b 錳含量隨深度之變化圖。-----	50
圖 3.11 鐵、錳物種隨著 pH 及 Eh 之分佈情形。-----	51
圖 3.12 夏、冬湖水磷酸鹽含量隨深度之變化圖。-----	56
圖 3.13 夏、冬湖水矽酸鹽含量隨深度之變化圖。-----	57
圖 3.14 冬天湖水葉綠素甲隨深度之變化圖。-----	61
圖 3.15 冬天湖水懸浮量隨深度之變化圖。-----	61

圖 3.16	湖水 $\text{sum}(-)$ 對 $\text{sum}(+)$ 作圖。	67
圖 3.17	湖水 Cl^- 對 Na^+ 作圖。	68
圖 3.18	湖水 HCO_3^- 對 Ca^{+2} 作圖。	69
圖 3.19	SO_4^{-2} 以及 S^{-2} 隨著水深之分佈圖。	71
圖 3.20	導電度對總離子數作圖。	72

表 目 錄

表 2.1 溶氧飽和程度與位置高度之關係。-----	11
表 2.2 大鬼湖湖水之總蓄水量及平均深度之計算方法。-----	18
表 3.1 夏天湖水之溫度、溶氧量、溶氧飽和程度及 pH 值。-	22
表 3.2 1984~1987 霧台農業氣象站之平均溫度、最高溫度及 最低溫度。-----	25
表 3.3 水體翻滾後，溶氧應有值之計算方法。-----	30
表 3.4 冬天湖水之溫度、溶氧量、溶氧飽和程度及 pH 值。-	35
表 3.5 有機質分解，利用不同氧化劑之反應式。-----	36
表 3.6 夏季無氧層中，三種氧化劑之產物 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 及 S^{-2} 的含量。 -----	38
表 3.7 利用 ΔFe^{+2} 、 ΔMn^{+2} 、 ΔNH_4^+ 、 ΔSO_4^{-2} 計算出的 ΔAlk 。 與實測鹼度值之比較。-----	47
表 3.8 夏季水層中鐵、錳的含量。-----	49
表 3.9 鐵、錳氧化物與還原硫反應之反應式。-----	53
表 3.10 夏、冬兩季營養鹽之含量。-----	55
表 3.11 湖水營養型態之分類指標。-----	60
表 3.12 葉綠素甲與懸浮量。-----	63
表 3.13 夏季湖水之主要離子含量。-----	64
表 3.14 冬季湖水之主要離子含量。-----	65

一. 緒 論

儘管與海洋的面積及生命期相比，湖泊顯得相當渺小、短暫，但是湖泊的研究卻相對地提供了較簡單的狀況，而類似於水域的“試管”環境，因此得以由簡知繁，了解不同水體的各種反應過程(Stumm, 1985)。其中湖泊氧化還原變化之研究便是一例。

1.1 背景介紹

湖水除非是在強烈的攪拌下，否則氧由大氣中擴散至水體的速度是相當慢的(Boyd, 1979; Chen, 1985)，因此大部份水體的氧氣是由水生植物行光合作用而來。在一個營養鹽相當高的水體中，浮游植物能夠在溫暖季節來臨時大量繁殖，使得光合作用旺盛，釋出大量的氧氣，水體溶氧量甚至有過飽和現象。但水體生物愈茂盛，反而愈限制了浮游生物生長所需要陽光的穿透，因而影響了下層湖水的光合作用效率。下層湖水由於浮游生物自我遮蔽的效應，光合作用效率降低，含氧量因而愈來愈少，再加上夏季躍溫層(*thermocline*)的存在，勢必阻撓深層水與表層水的垂直混合循環，漸漸地氧量為呼吸作用所消耗而愈來愈少。上層湖水浮游生物愈多，死亡後有機體掉到下層湖水而分解，耗掉的氧量會愈多，使得原本含氧量已漸漸減少的下層湖水(*hypolimnetion*)終至缺氧，甚至完全無氧。

另外，在熱帶地區，即使有機質生產率相當低，也可能只是因為躍溫層的存在，使得靠表水對流及擴散而補充氧量的下層水，因為水體循環不良，溶氧量為呼吸作用消耗殆盡，而有缺氧情形存在(Riley and Skirrow, 1975)。除了溫度成層(*thermal stratification*)

會造成水體缺氧外，鹽度成層(*salinity stratification*)也具有同樣效應。一個為大家所熟知的例子就是黑海；黑海海水由於有河水流入，又加上位居高緯度，降雨大於蒸發，使得上層海水變得較輕，無法攜帶高氧水下沉，終於導致 200公尺以下形成無氧狀態。而河水若將高鹽度的水帶入湖泊中，亦會造成湖水鹽度成層。此種上層水輕下層水重的水體，與有機質豐富的水體一般，也有缺氧之虞。

綜觀上述，一個水體之所以會缺氧可以歸納為二種因子，一為化學因子，另一為物理因子；化學因子是指因無機鹽豐富，促進有機質體之繁衍，這些高量有機質分解時，消耗氧量大於供氧量，使得水體缺氧而還原。而物理因子則指或因躍溫層或因躍密層(*pycnocline*)的存在，水體循環不良，下層水得不到上層水的氧氣補充，最後為呼吸作用所耗盡。

一旦湖底缺氧，硫酸根經由細菌還原作用而產生還原態的硫。硫以硫化氫(H_2S)型態存在時，是相當毒性並且產生難聞的味道。比較嬌嫩、初生的魚苗及蝦苗對硫化氫的安全上限濃度是 1ppb，而較年長的成魚之安全上限濃度也只有 2ppb (*Boyd, 1979*)。就人類來說，有許多礦工、下水道工人因為吸入此種毒氣而喪命(*Stumm, 1985*)。此種還原硫的存在，使得水體的功能大打折扣：養殖業的魚、蝦苗暴斃，水庫飲水味道的難聞，甚至湖光山色的風景區，因還原硫的存在，在夏季時此圾拉般臭味由湖底陣陣冒出水面，而影響觀光事業。除了硫對水體有所影響外，也有實驗指出(*Compeau and Bartha, 1985*)，在無氧沈積物上，加入汞離子(Hg^{+2})，會由硫酸根還原菌合成甲基汞之有毒物質。可見一個無氧、還原水體的水質是令人擔憂的。

另外，原本在湖底沈澱的磷酸鈣、磷酸鐵及磷酸鋁，會因為還原作用而趨於易溶解，並將磷酸鹽釋放出來(*Stumm, 1985*)，也就是說會有更多的營養鹽注入水體中，使得水體缺氧之現象加劇，如此惡

性循環，終止之日可以說是遙遙無期了。

近年來由於河川污染日益嚴重，注入水庫及湖沼的營養鹽相當豐富，促使浮游植物大量繁殖。當這些浮游生物死亡分解，用掉很多的氧氣，致使下層湖水完全缺氧，優養化問題因而暴發。一個優養化的水庫，不僅有上述還原硫及甲基汞的憂慮，而且鐵也因還原作用，而變為溶解性較高的亞鐵，此溶解度高的亞鐵隨著飲水管道流出，因曝氣而氧化為紅色的氧化鐵。此種紅色的飲用水，大概沒有人敢使用了。如果不用下層缺氧水，而改取上層富氧的水為飲用水，卻因大量綠藻佈滿上層水體，水呈現濃綠色，使得水庫過濾工作的份量加重(小島, 1988)。不管是水味或是水色均無法滿足要求，使得水庫功能完全喪失。德基水庫之醬油湖即是一例。

因此不管水庫或者魚池，氧氣的管理是相當重要的。上述的影響僅僅是其中的一部份，而要了解水體缺氧所產生的各種效應，卻是相當困難，因為在水庫亦或魚池中，人為給予的影響因子較多也較複雜。為了要了解水體在缺氧狀態下的許多效應，以一個自然缺氧水體之研究最能表現其真正效應，也唯有先研究變因較少的題材，才能對複雜之缺氧水體(如水庫及魚池)做進一步、更深入的了解，並做為人為優養化水體的比照。

此外一個湖泊中若其含氧層/無氧層的分佈隨著季節變化而有所改變，此改變對於湖水的生物-地球-化學(biogeochemistry)性質會有重要影響。例如在無氧環境下，硫酸根(SO_4^{-2})還原成硫化物(S^{-2})，而鐵、錳亦由高價不溶性化合物(Fe_3O_4 , MnO_4^- , MnO_2)還原為低價溶解態元素(Fe^{+2} , Mn^{+2})；當 S^{-2} 及 Fe^{+2} 的濃度積大於溶解度積時，便形成 FeS 沈澱，此為黃鐵礦(pyrite, FeS_2)成礦作用必備之元素。而 Fe 、 Mn 及 Zn 等重金屬為若干藻類生長所必備之元素，這些重金屬的含量，如同營養鹽氮、磷、鉀一般，限制了生物的生長(Stumm, 1985)。但營養鹽含量太高時，促進了浮游植

物的大量生長，造成如上所述之人為優養化問題。因此湖泊中含氧層／無氧層的分佈隨著季節循環的改變，不僅提供了一個研究生物-地質-化學動力學(*biogeochemistry dynamics*)的良好場所(*Smith, 1987*)，也跨越了環境化學的研究。

1.2 大鬼湖之地理特色

為了符合上述二項目標：1. 以自然缺氧湖泊，作為人為優養化湖泊的對比；2. 了解缺氧水體所進行的地球化學反應特色，因此尋找自然缺氧水體，便顯得刻不容緩。環顧國內自然缺氧之水體卻相當難求；以平地湖泊的石門水庫來說，雖然夏季湖水有低氧現象(*黃, 1983*)，但人為變因太大(如水庫之洩洪、水庫之一角租給漁民養魚等)，使得研究工作無法順利進行，再加上河川注入難以估量之營養鹽，因此不適合為研究題材。而高山湖泊雖能排除人為污染之因素，但缺氧現象卻相當少見。在陳等人(*1988*)曾經研究過的高山湖泊中，僅發現大鬼湖在其底層水中有缺氧現象，在國內是相當珍貴之天然無氧湖泊，也很可能是絕無僅有。

大鬼湖位於北緯 $22^{\circ} 58'$ ，東經 $120^{\circ} 58'$ ，即高雄縣茂林鄉境內，緊臨台東縣延平鄉及屏東縣霧台鄉三縣交界的遙拜山北界(圖 2.1)，海拔 2100 公尺(*吳與謝, 1980*)，湖面長約 650 公尺，寬約 300 公尺，面積 11.25 公頃(由航照圖估算出)，最深達 34 公尺，平均深度為 14.8 公尺，總蓄水量為 1.673×10^6 立方公尺，而湖盆相當陡峭。沒有任何逕流水流入，在其西北角有流水出口，為山花奴奴溪的源頭。

依據 *Berger(1971)* 定義水體“循環不良之可能性”(*possibility of meromixis*)： P_m ，若 $P_m > 1$ ，則湖水有可能循環不良； P_m 由最深深度(Z_{max} ，公尺)及湖沼表面積(A ，平方公尺)來計算：

$$P_m = Z_{max} / A^{1/4}$$

大鬼湖之 $P_m = 34 / (112500)^{1/4} = 1.8$ ，依此推斷大鬼湖之湖水循環不良之可能性相當高，促使深層水域無法與表層水垂直循環交換，形成缺氧環境。因此大鬼湖有下列之地理特色，相當適合無氧水層之研究：

(1) 位置偏僻、人煙罕至：

大鬼湖位於三縣交界，其所在山勢雖不算險峻，但是由於路途相當遙遠，以一般人的脚程計算，約需徒步兩天半的時間才能到達，因此遊客相當稀少。根據登山口檢查哨警察表示，每年申請進入此處者不滿百人。因此大鬼湖比起平地湖泊、以及汽機車可以行駛，較容易到達的高山湖泊，如翠峰湖、小鬼湖等，更沒有人為污染，是一個保存相當良好的天然湖泊；

(2) 遮蔽良好的湖泊：

大鬼湖四週均為高出約 100公尺的山嶺所包圍(圖 1.1)，沒有任何缺口，因此有效地遮蔽了強風的吹襲。這種型態湖泊的湖水，由於引起混合作用的風吹流不旺盛，下層水補充氧氣不易，容易產生缺氧現象。綜觀國內許多湖泊，很少有此種遮蔽良好的湖泊，因此值得跋山涉水的辛勞，以研究此獨特的水域；

(3) 湖面夠大、湖水夠深：

大鬼湖的長、寬，甚至深度、體積比國內其他的天然高山湖泊要大，其水位較不易隨著乾旱、雨季之變遷而改變，適合長時期的追蹤及觀察；

(4) 湖沼四週植生茂密：

大鬼湖四週山嶺之樹木屬於熱帶雨林相，這些樹葉可能由雨水沖刷流至地勢最低的大鬼湖中，提供大鬼湖有機質來源，分解後致使大鬼湖缺氧。此種天然貧營養鹽但卻缺氧之湖泊，可以用來和富營養鹽而缺氧的人為污染湖泊來比對。

大鬼湖的底層無氧水，確實提供了上述二項目標的研究。另外，大鬼湖無氧層的成因，也在研究的範疇之中。綜合來說，研究的目的有三點：

1. 以天然無氧湖泊的資料，提供與人為無氧湖泊比對之用。
2. 了解無氧層中生物-地球-化學作用。
3. 探討大鬼湖無氧層的成因。

二. 實驗方法

2.1 取樣時間

在副熱帶地區的湖水，最可能於夏季時有成層現象，而於冬季混合最完全，因此取樣時間分別於 77 年 7 月 5 日至 10 日及 78 年 2 月 3 日至 7 日，即夏、冬兩季前往採取水樣。

2.2 取樣方法

水樣：水樣點如圖 2.1。夏冬兩季之採樣點為 A、B 二深度。採樣時，以充氣式橡皮艇划至定點，以 Hydro-Bios TPN 容積 2l 的採水器採水。採樣點依水層含氧量銳減處之深度，上下各密集採 5 點，而表水至含氧量銳減處，及含氧量銳減後趨向穩定處至湖底之深度也採 5 點，一個深度共採 10 個點。裝瓶前，先以 100ml 左右之該點水樣沖洗 PE 瓶，每點均採兩瓶 100ml。現場以 Nalgene 塑膠過濾裝置，及事先以去離子蒸餾水沖洗過的濾紙 (nylon 66, 0.45 μ m) 過濾水樣。其中一瓶加入 2ml 純化過的 HNO_3 酸化之，以測量重金屬含量，另外一瓶則為分析主要陰、陽離子用。

土樣：利用 Hydro-Bios Apparatebau GmbH 抓舉式採泥器採起湖水沈積物，裝入封口塑膠袋，充分排出袋中空氣後，再套一個封口袋，並用膠帶封緊袋口，帶回實驗室後於 4°C 冷藏。沈積物之採樣點見圖 2.1 之 A、B。

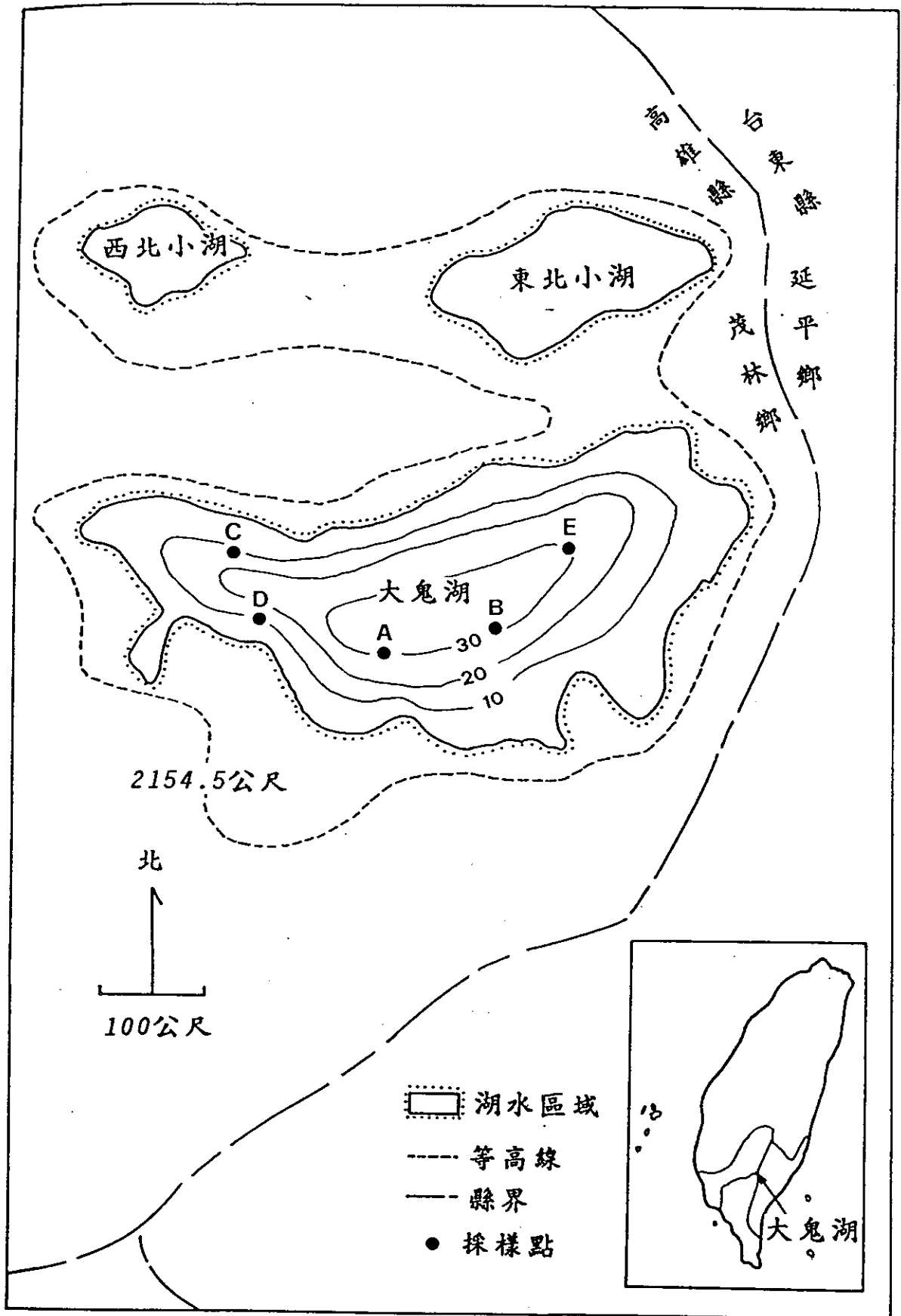


圖 2.1 大鬼湖之位置圖及採樣點。

(大鬼湖位於高雄縣茂林鄉境內，緊臨台東縣延平鄉及屏東縣霧台鄉三縣交界，海拔 2100 公尺，湖面長約 650公尺，寬約 300公尺，面積 11.25公頃，最深達 34 公尺，平均深度 14.8 公尺。採 A、B 兩點水樣並測量 pH，A ~ E則測試溶氧量及溫度)

2.3 現場測量項目

現場直接測得的項目有溫度、溶氧量、pH值以及 S^{-2} 及 NO_2^{-} 的含量；實驗方法分述如下：

- (a) 溫度及溶氧量：以 YDI model 58 DO meter 測量。儀器電源打開後，先將 salinity 調至零，再將 zero adjust 鈕歸零，轉至 % 鈕，依當時高度調飽和度(表 2.1, 大鬼湖標高 2100 公尺則調 76%)。儀器校正完畢後，將電極垂至水體欲測之深度，輕晃電極，待讀值穩定即可記錄溶氧飽和度；轉至 mg/l 鈕，記錄溶氧量；再轉鈕至 temp，記錄溫度值。測量點為圖 2.1 中 A ~ E。
- (b) pH值：將儀器之溫度調為當時之氣溫，並以該溫度下緩衝溶液應有讀值(例如 25°C 時標準值各為 pH 4.01 及 7.00) 校正 Basic pH meter。水樣取上來，倒取足以掩蓋電極前頭感應薄膜之水樣於燒杯中，搖晃電極約 30 秒至 1 分鐘，直至讀值穩定後，記錄該 pH 值。
- (c) S^{-2} 及 NO_2^{-} ：此兩種離子含量皆以離子選擇電極測量。以上述測量 pH 值之儀器，連接 S^{-2} 電極及參考電極(ISE 30-47-00, HUN systems INC.), 而測量 NO_2^{-} 含量則連接 NO_2^{-} 離子選擇電極(ISE 10-38-00, HUN systems INC.), 不需參考電極。

以單一容器法(single beaker method), 來減少水樣在攜帶、測量過程可能造成的污染。將電極放入 1 升之燒杯中，加入定量之蒸餾水及離子強度調整緩衝液(ionic strength adjustment buffer, ISAB) 並攪拌之，記錄電位。漸次增加定量之標準液於燒杯中，記錄每次之體積及濃度，每點之濃度為 C:

表 2.1 溶氧飽和程度與位置高度之關係。

(大鬼湖標高 2100 公尺，因此將溶氧儀上之溶氧飽和程度調為 76%)

高度 (公尺)	飽和度 (%)	高度 (公尺)	飽和度 (%)
-84	101	1544	83
0	100	1643	82
85	99	1743	81
170	98	1843	80
256	97	1945	79
343	96	2047	78
431	95	2151	77
519	94	2256	76
608	93	2362	75
698	92	2469	74
789	91	2577	73
888	90	2687	72
972	89	2797	71
1066	88	2909	70
1160	87	3023	69
1254	86	3137	68
1350	85	3253	67
1447	84	3371	66

$$C = C' + V_a \times C_a / V_t$$

V_a : 加入之量

C_a : 加入之濃度

V_t : 燒杯中之總體積

C' : 先前濃度

測量樣品溶液之電位(加入 ISAB, 並攪拌之)並記錄之。

以電位對標準濃度(M, 取對數)作圖, 求得線性方程式, 將樣品之電位值帶入此直線方程式, 計算出樣品的 S^{-2} 或 NO_2^- 之濃度。

2.4 主要離子分析方法

(a) 導電度: 在恆溫 25°C 下, 以 0.001 M KCl 校正 Basic Model DCM-3/Digital Conductivity Meter, 使其讀值為 $147.0\ \mu\text{S/cm}$ (Golterman et al., 1978)。測量水樣時, 亦將水樣放入 25°C 恆溫後測量。

(b) 鹼度: Gran 滴定法 (Zimmerman and Harvey, 1978)

以約 $0.01\text{--}0.02\text{ N}$ 之 H_2SO_4 稀釋液滴定水樣。滴定前先以已知濃度的標準鹼 ($NaHCO_3$) 標定酸的濃度 (N_{acid}), 至少三次, 再取其平均值。滴定系統使用 Radiometer Automatic Titrator Model ABU 80, pH 儀為 PHM85 Precision pH Meter, 事先以 pH4.01 及 7.00 緩衝溶液於 25°C 下校正, 使 pH 儀 sensitivity 達 99% 以上。滴定時, 水樣亦恆溫 25°C 。

取約 20ml (V_s) 的水樣於燒杯中, 放入滴定系統, 加入已標定之 H_2SO_4 溶液, 至 $\text{pH}=4.5$ 。記錄 pH 值及酸之毫升數。從 $\text{pH} = 4.5$ 繼續滴定至 3.5, 之間取 6~10 個滴定量

(V_a)，記錄 pH 值及酸毫升數。以 $10^{-pH} \times (V_s + V_a)$ 為 Y 軸， V_a 為 X 軸，做線性迴歸，求得截距 b ，斜率 a ，則滴定終點之體積 $V_e = -a/b$ ，水樣鹼度 = $V_e \times N_{acid} / V_s$ 。

(c) SO_4^{-2} 及 Cl^- : 離子層析法

以 DIONEX Series 2000i 離子層析儀測定。陰離子之再生劑為 $0.025N H_2SO_4$ ，淋洗液則為 $0.0018M NaHCO_3 + 0.0014M Na_2CO_3$ 。流速和補償溫度分別是 $2.3ml/min$ 和 $1.7^\circ C$ 。將水樣和標準液注入離子層析儀後，各離子依其與管柱內樹脂的吸附能力之差異，而被淋洗出來的時間有所不同，因而分離開來。再由 DIONEX 記錄器上的峰高可得離子之濃度。

(d) Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ : 火焰式原子吸收光譜法

以 Perkin Elmer Atomic Absorption Spectrophotometer MODEL 2380 測定。 Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ 所使用的波長分別是 $422.7 nm$, $285.0 nm$, $766.5 nm$ 及 $589.0 nm$ 。燃料為 air-acetylene。儀器使用前先以 $4ppm Cu$ 之標準溶液校正，使吸收值達 0.200 。標準溶液均以 stock solution $1000 ppm$ 配製。 Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ 之線性範圍各在 $5ppm$, $0.5ppm$, $2ppm$ 和 $1ppm$ 之內。

2.5 營養鹽的測定

營養鹽的測定，乃以流動注入分析法 (Flow Injection Analysis)，分析水體中各種營養鹽。其基本原理是將傳統的人手操作方法，以導管逐步轉換成連續流動的方式 (Ruzrcka and Hansen, 1981)，而後再以光電比色計之比色方法決定測試元素的濃度高低。分析的項目包括硝酸鹽、亞硝酸鹽、銨鹽、磷酸鹽、矽酸鹽等。

2.6 葉綠素甲的測定

取 100 ml 的各層水，利用 $0.45 \mu m$ 玻璃纖維濾紙過濾水中的浮游生物，過濾後的濾紙放入離心管內，並以錫箔紙包裹防止光線照射，同時進行冷藏。回到實驗室後加 90% (以水為溶劑) 的丙酮 10 ml 於離心管內，然後利用震盪器震盪二十分鐘後，放入冷藏櫃內冷藏一小時，再取出離心管放在試管混合攪拌器上，攪拌二分鐘後，放入冷藏櫃內冷藏二十四小時，次日取出離心管放置離心機內，以 3000rpm 速度離心十五分鐘後，取出離心管，將離心管上層澄清液放入螢光儀內 (Turner Model 100-05R) 測量，再根據螢光值與葉綠素甲含量的關係式，換算成葉綠素含量。

純粹的葉綠素甲溶液非常不穩定，所以使用 Coproporphyrin 當作替代的標準葉綠素甲。取美國 Sigma 藥廠生產的 Coproporphyrin tetramethyl ester 0.5 mg，以 1.5N 的鹽酸溶解並稀釋到 100 ml，然後再以此為標準液，稀釋成不同濃度的溶液，用以標定螢光儀的讀數。

2.7 重金屬含量之測定：石墨爐原子吸收光譜儀

以上述相同機型之原子吸收光譜儀之石墨爐法來測定。水樣事先加 2ml 蒸餾過之濃 HNO_3 。測定時使用各離子之固定波長，並以 1000ppm 之 stock solution 配製標準溶液，與水樣同時測定，依吸收值之大小決定其濃度。

2.8 固體懸浮量

事先以精密天平 (可精稱至小數第四位) 稱 $0.45 \mu m$ (nylon

66) 濾紙之重量 (A g), 取試水 100ml 過濾後, 將濾紙以 105°C 烘乾 24 小時, 移至乾燥皿冷卻, 精稱濾紙含有殘留物之重量 (B g), 經下列計算式即為固體懸浮量:

$$(B - A) / 0.1 \times 1000$$

2.9 沈積物之分析

(a) 無機碳含量

先將樣品以低溫 (60°C, 48小時) 烘乾、磨細。燒杯先稱乾重 (A克), 再取約 1克乾的沈積物於燒杯中, 精稱至小數第四位, 記錄之 (B克)。慢慢加入 4N 的鹽酸, 勿使氣泡四濺, 直至燒杯中的沈積物不再冒氣泡。用蒸餾水加入燒杯中清洗, 靜置之以使懸浮顆粒沈澱下來, 將澄清液倒出, 如此清洗步驟重複三次。將燒杯蓋上蓋子, 放入烘箱中, 再度以 60°C 烘乾 48小時, 稱重 (C克)。無機碳含量 (%) 為:

$$(B - C) / (B - A) \times 100$$

(b) 有機碳含量

取約 1克上述烘乾、磨細之土樣於坩鍋中, 精稱至小數第四位 (B克), 而坩鍋必須先稱重 (A克), 蓋上蓋子後, 送入高溫爐, 以 550°C 烘燒 3小時, 降溫至 60°C, 再拿至乾燥皿冷卻至室溫後, 稱重 (C克)。有機碳的含量 (%) 為:

$$(B - C) / (B - A) \times 100$$

(c) 礦物鑑定

先將樣品研磨至 50 μm 以下, 使用日本 Rigaku 廠 DMAX III V 型 X光繞射儀。使用銅靶, 電壓為 30KV, 電流 20mA, 速度每分鐘 10mm, 從 5° 掃瞄到 60°。每種礦物因晶系之不

同，在不同的繞射角度會有峰高出現。依標準礦物之 *INDEX* 記錄，找出礦物名稱。本樣品委託國科會南部貴重儀器中心（中山大學材料所及成功大學礦冶所）分析。

2.10 湖泊之等深線及總蓄水量

駕著橡皮艇，沿著湖泊各對角線划船，以 *SUZUKI ES-288* 魚探機，設定偵測範圍為 40 公尺，來測定湖水深度，並記錄其相關位置。將測得的深度，依其位置點在圖上，而後畫出 10 公尺，20 公尺，30 公尺之等深線（圖 2.2）。

估算深度 0 公尺，10 公尺，20 公尺，30 公尺及最深 34 公尺的面積（表 2.2，第一欄），則深度 0~10 公尺的體積應為 $(A_0 + A_{10}) / 2 \times 10$ （ A_0 ：0 公尺深的面積， A_{10} ：10 公尺深的面積），10 公尺~20 公尺深的體積為 $(A_{10} + A_{20}) / 2 \times 10$ （ A_{20} ：20 公尺深的面積），依此類推；求出各垂直距差（*vertical interval*）的體積，再將各值相加，即為總蓄水量。另外，將（總蓄水量 / 表面積）則可以求出平均深度（黃，1970）。此估算結果顯示，大鬼湖之總蓄水量為 1.673×10^6 立方公尺，平均深度為 14.8 公尺。

整個實驗流程見圖 2.3。

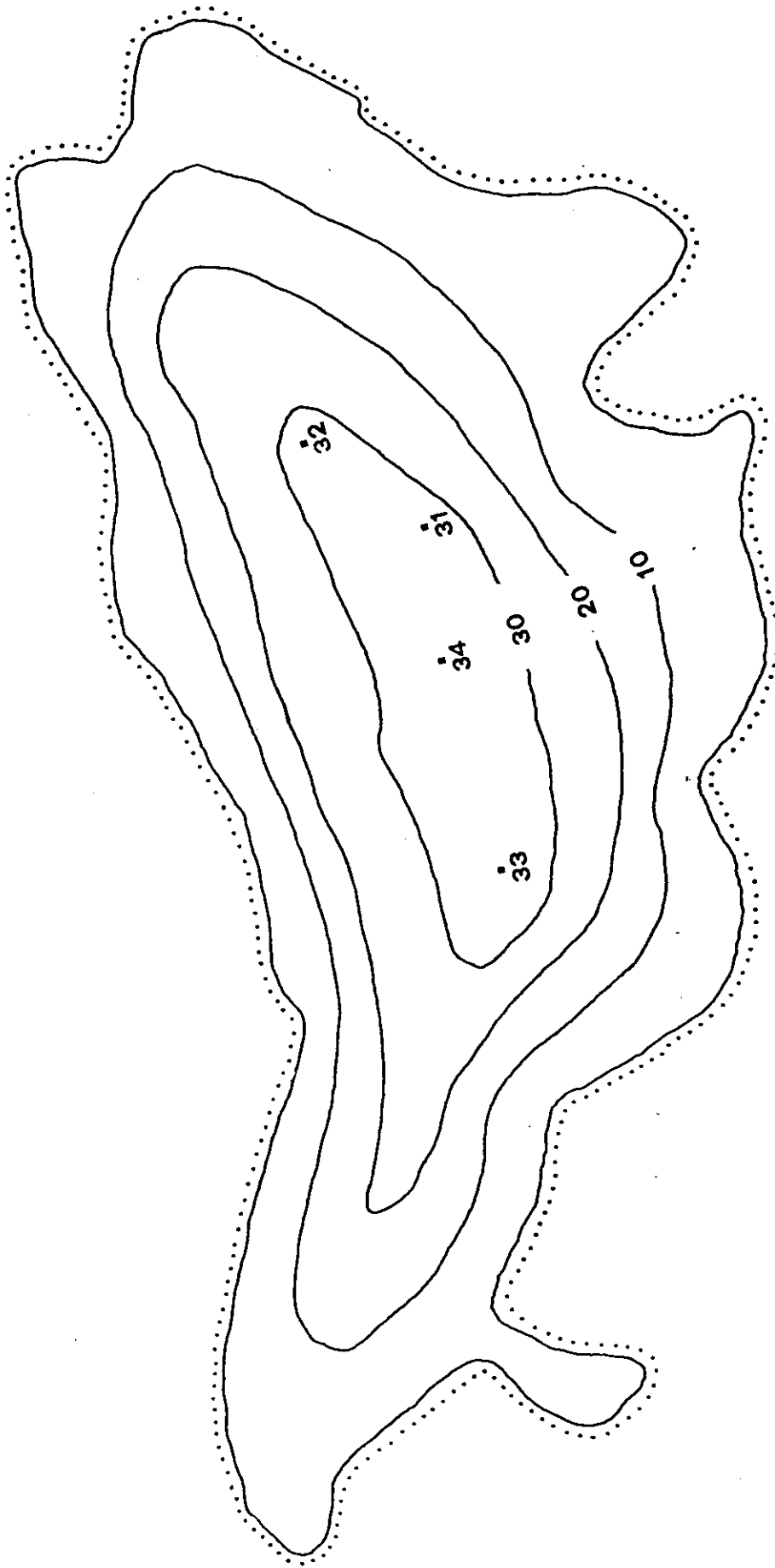


圖 2.2 大鬼湖之等深線。
(最深 34 公尺, 湖盆相當陡峭)

表2.2 大鬼湖湖水之總蓄水量及其平均深度。

深度公尺	面積 平方公尺	平均面積 平方公尺	深度差 公尺
0	1.125×10^5		
		0.885×10^5	10
10	0.645×10^5		
		0.510×10^5	10
20	0.375×10^5		
		0.252×10^5	10
30	0.129×10^5		
		0.0645×10^5	4
34	0		

$$\begin{aligned} \text{總蓄水量} &= \Sigma \text{平均面積} \times \text{深度差} \\ &= 1.673 \times 10^6 \text{ 立方公尺} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{平均深度} &= \text{總蓄水量} / \text{表面積} \\ &= 14.8 \text{ 公尺} \end{aligned}$$

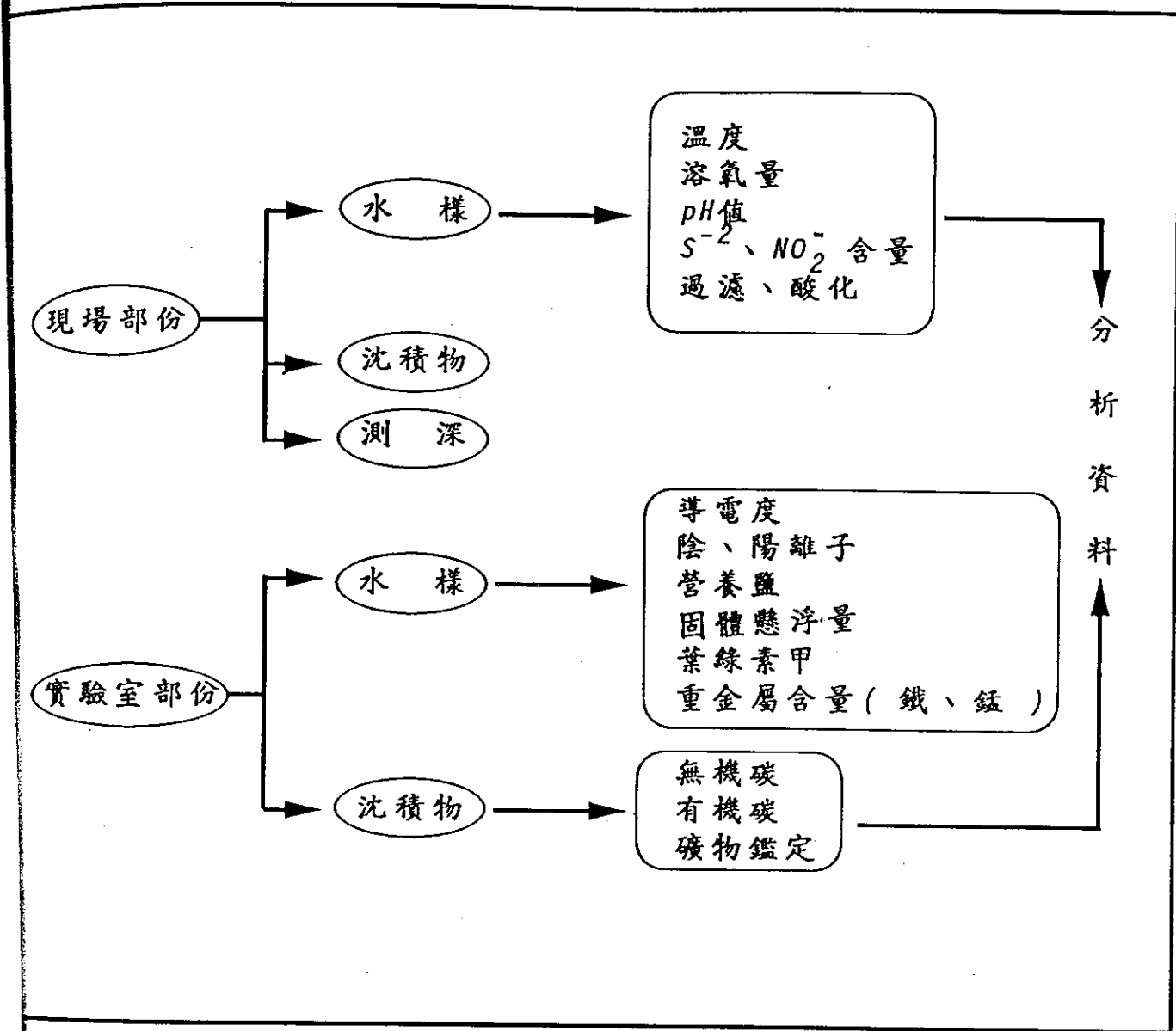


圖 2.3 實驗流程圖。

從 1.2 節的地形因素已了解到大鬼湖可能有缺氧現象；接下來將由溫度、溶氧量、pH 值、營養鹽等化學變因，來探究大鬼湖湖水之所以缺氧的其他原因，並就其生物地球化學變化情形，做一番討論。

3.1 溫度：

湖水溫度隨深度之變化如圖 3.1。夏天表層水溫約 22°C，30 公尺底層處約 10°C，於 4-12 公尺處有一明顯斜溫層存在，斜率為 $[(21 - 12)/(12 - 4)] = 1.17 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ 。湖水底層冷水是由表面湖水本身受冷變重，翻滾 (turn over) 而下；由測值 (表 3.1) 可以看到，在斜溫層以下，也就是 12 公尺到底部的下層湖水 (hypolimnetic) 水溫低至 10°C-12°C，此低溫水應由表水翻滾而來，而後穩定於此。因此我們在夏季所觀察到下層湖水的低溫，應該是冬天冷水的溫度。而由冬天湖水的溫度來看，表層水溫約 11°C，而後以非常緩減之值往下，至底層約 10.6°C，整個水體可以說是上下均一，此值與夏天下層湖水之溫度相若。因此由夏、冬兩季溫度變化之資料，証實大鬼湖夏季下層冷水是由冬天表層低溫水翻滾而來。

在夏天所觀察到的下層湖水溫度，既然可以代表冬天湖水的溫度，則此溫度應與湖水翻滾時間有一個關係存在；夏季下層湖水愈冷，表示湖水翻滾時間愈晚。Nürnberg (1988) 將安大略 (Ontario) 境內各湖翻滾時間與湖水夏季底層水溫，進行了一項簡單的直線相關迴歸模式 (圖 3.2)，所得的直線方程式為：翻滾時間 = $352 - 6.8 \times$ 夏季成層水下之溫度；因此我們嘗試將大鬼湖夏季底層湖水平均溫度

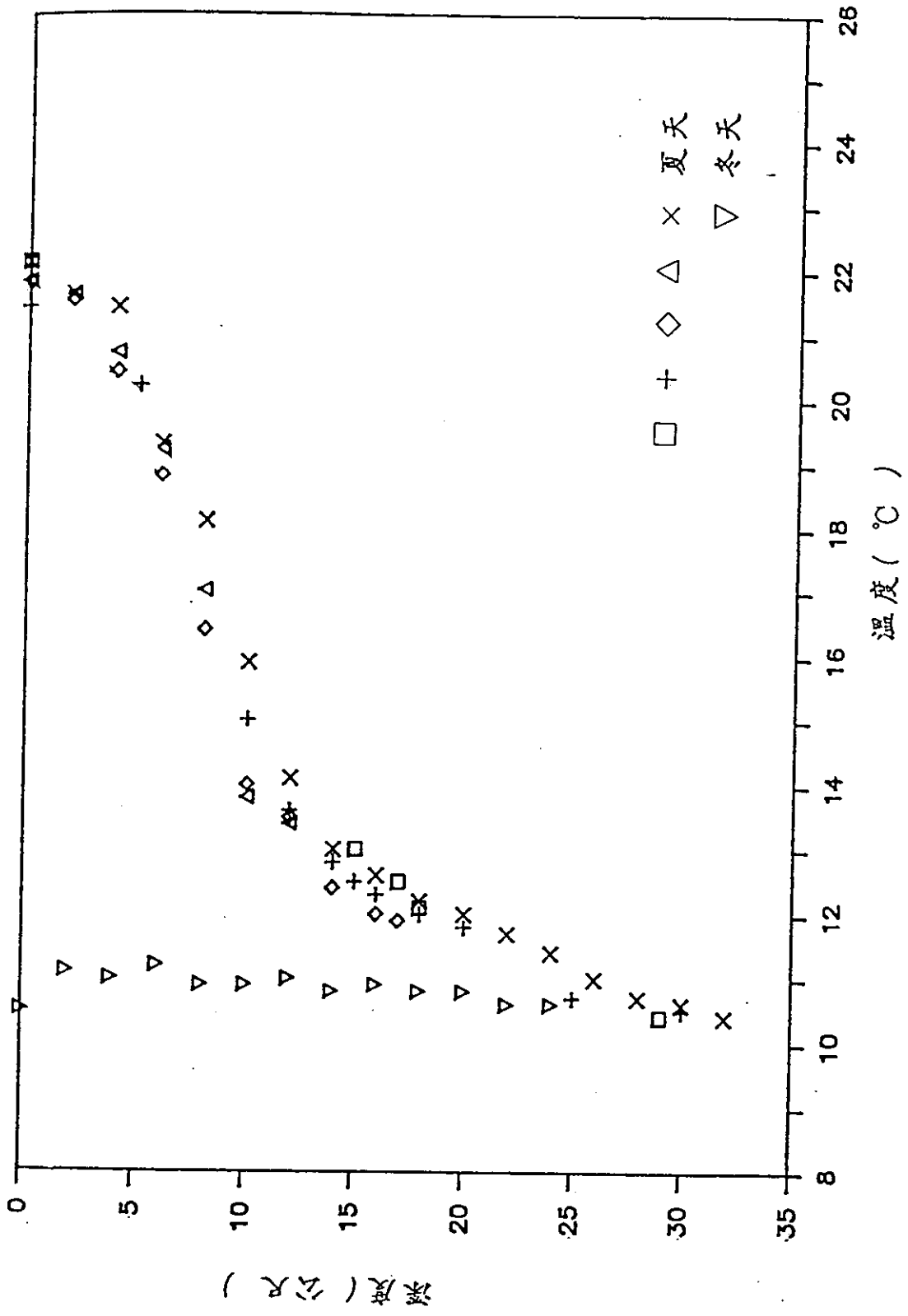


圖 3.1 湖水溫度隨深度之變化圖。
 (表層水溫約 22°C, 30公尺底層處約 10°C, 於 4-12公尺處有一明顯斜溫層存在, 斜率為 1.17 °C/m)

表3.1 夏天湖水之溫度、溶氧量、溶氧飽和程度及pH值。

測站	深度 公尺	溫度 ℃	溶氧量 mg/l	溶氧飽和程度 %	pH
A 站	0	22.1	6.4	73.4	5.83
	5	-	-	-	5.52
	12	15.2	-	-	5.34
	15	13.0	3.1	29.5	4.27
	17	12.5	0.4	3.8	4.33
	18	12.1	0.1	0.9	-
	20	-	-	-	5.02
	29	10.4	0.1	0.9	5.14
B 站	0	21.4	6.5	73.5	6.93
	5	20.2	6.7	74.0	6.45
	10	15.0	5.7	56.6	5.67
	12	13.6	3.9	37.5	5.43
	14	12.8	2.1	19.9	5.39
	15	12.5	1.2	11.3	-
	16	12.3	0.2	1.9	4.54
	18	12.0	0.1	0.9	4.60
	20	11.8	0.1	0.9	4.71
	25	10.7	0.1	0.9	5.56
	30	10.5	0.1	0.9	6.25

- : 表示沒有測值

$$\text{翻滾時間} = 352 - 6.8 \times \text{溫度}$$

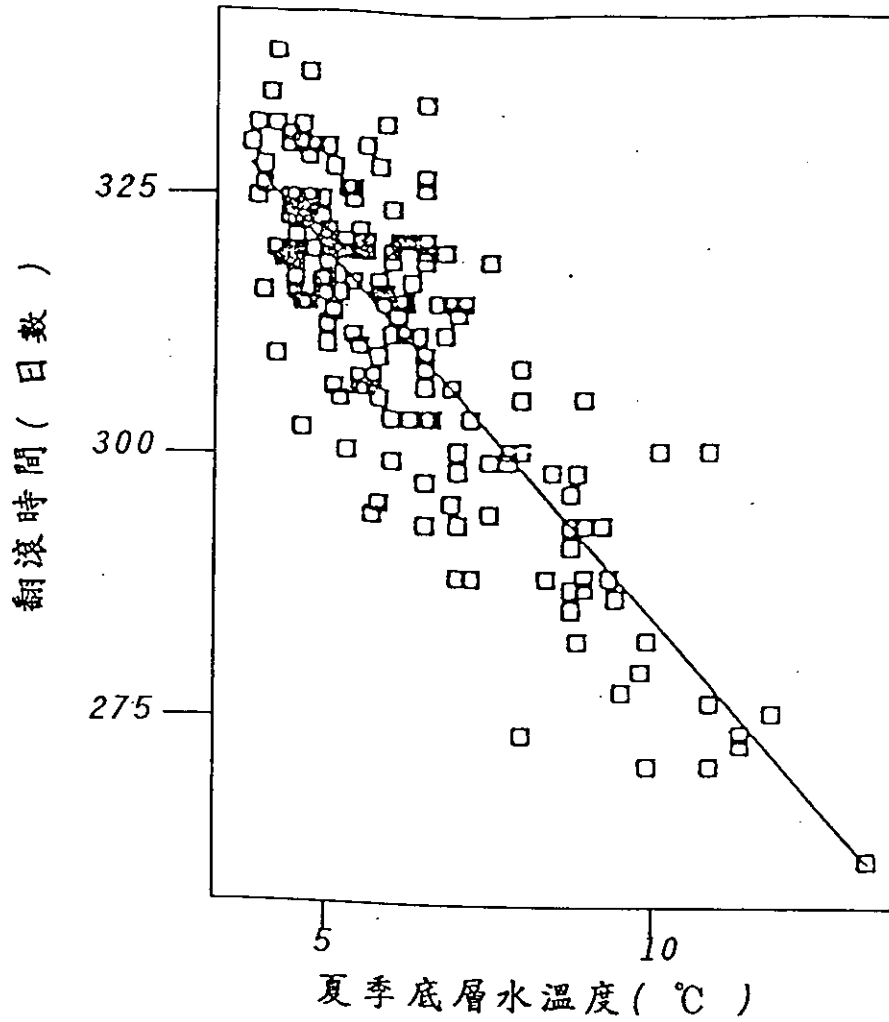


圖 3.2 Nürnberg對湖水翻滾時間與夏季底層水之關係，所做的相關迴歸直線。
(取自 Nürnberg, 1988)

11°C，代入直線方程式，計算出大鬼湖之秋季翻滾時間為277天，即為10月4日。但 Nürnberg 所發展之模式是適用於安大略州，也就是靠近加拿大南部、五大湖之位置，該處屬於溫帶氣候，其11°C的湖水溫度，也許在10月4日就能達到，但對於地處熱帶、副熱帶之大鬼湖之湖水，則需費較長的一段時間，才會有11°C的水溫出現。因此大鬼湖之湖水翻滾應該只會比10月4日晚，而不會更早。由最接近大鬼湖之恆春區霧台山農業氣象站(北緯 22° 41' 30"，東經 120° 46' 20"，海拔 2056公尺)，1984年至1987年之每月最高最低及平均氣溫資料來看(表 3.2)，11°C之氣溫要到11月才出現，若由氣溫來推算水溫，尚需配合溫度梯度、風速等變數才能估計，因此無法直接採用氣象局之氣溫來推算水溫11°C的日期。雖然如此，由於水的比熱比空氣大，因此水溫應在更晚些才能達到11°C。因此綜合 Nürnberg 的簡單模式及氣象資料，大鬼湖湖水之翻滾應發生在11月中旬至12月上旬。翻滾的時間太晚，物理環境(水溫、光度)可能較不適合藻類生長，即使有高營養鹽的水翻滾上來，亦無法促使藻類大量繁殖，冷冬一來，剩下的浮游生物更少，此可能大鬼湖貧營養的另外原因之一。

另外，值得一提的是，由氣象資料來看，12、1、2月都有6、7°C的氣溫，而89'年2月我們也實測到5°C的低溫，甚至87'年2月有3°C的記錄，如果這些低溫曾影響水溫，使水溫低至8-9°C的話，這些8-9°C的水應沈至湖底並穩定於那才對，但由資料顯示，湖水最低溫度只到10°C，而不見更低溫，理由可能有二點：

1. 夏季陽光照射之深度深達10公尺以上，使得原來8-9°C水層之溫度喪失。很可惜的，在夏天採樣工作中，我們沒有觀察湖水的穿透度，因此少了一項支持此看法之佐證！但以另一角度來看，此湖沼屬於酸性湖沼，水清濁物少，陽光能透

表 3.2 1984 -1987 霧台農業氣象站之平均溫度、最高溫度及最低溫度
(緯度:22° 41'30", 經度:120° 46'20", 高度: 2056公尺)

	月份	1	2	3	4	5	6
平均溫度	1984	15.0	15.0	18.0	18.9	20.8	21.9
	1985	14.9	16.5	17.8	19.9	22.0	23.1
	1986	16.7	15.0	19.3	22.3	21.9	23.6
	1987	18.3	19.3	21.4	22.8	24.4	23.6
最高溫度	1984	25.0	30.0	31.0	29.0	30.0	31.5
	1985	25.0	27.0	17.5	28.0	32.0	29.5
	1986	24.0	26.0	30.0	31.5	30.0	29.5
	1987	26.5	27.0	29.0	32.0	31.5	30.0
最低溫度	1984	6.0	6.0	7.0	14.0	15.5	19.0
	1985	8.0	11.0	12.0	14.5	16.5	18.0
	1986	7.0	7.0	3.0	15.0	14.0	17.5
	1987	6.0	5.0	7.0	13.0	16.0	17.0
	月份	7	8	9	10	11	12
平均溫度	1984	22.8	21.8	21.2	20.3	18.4	16.3
	1985	25.6	24.1	24.3	24.8	22.1	17.9
	1986	25.2	25.2	23.9	23.0	22.1	18.2
	1987	25.1	26.5	23.4	23.8	22.2	18.3
最高溫度	1984	30.0	30.5	30.0	29.0	30.0	30.0
	1985	30.5	30.0	30.0	31.0	28.0	27.0
	1986	30.5	31.0	29.5	30.0	29.0	26.5
	1987	31.5	32.5	30.0	28.0	28.0	25.5
最低溫度	1984	17.5	17.5	17.5	14.0	12.5	7.5
	1985	19.5	18.5	18.5	17.5	11.0	5.5
	1986	17.5	16.0	16.5	14.0	11.0	6.5
	1987	17.0	18.0	16.0	15.0	11.5	9.0

過 10 公尺厚之水層，應是可以預期的。冬天測得的賽氏板深度 (*secchi disk depth*) 約為 3 公尺左右，根據光合作用區 (*euphotic zone*) 與賽氏板深度的關係為 (*Tizer* , 1988):

$$Z_{eu} \approx 5 \times Z_s^{1/2}$$

Z_{eu} : 光合作用深度

Z_s : 賽氏板深度

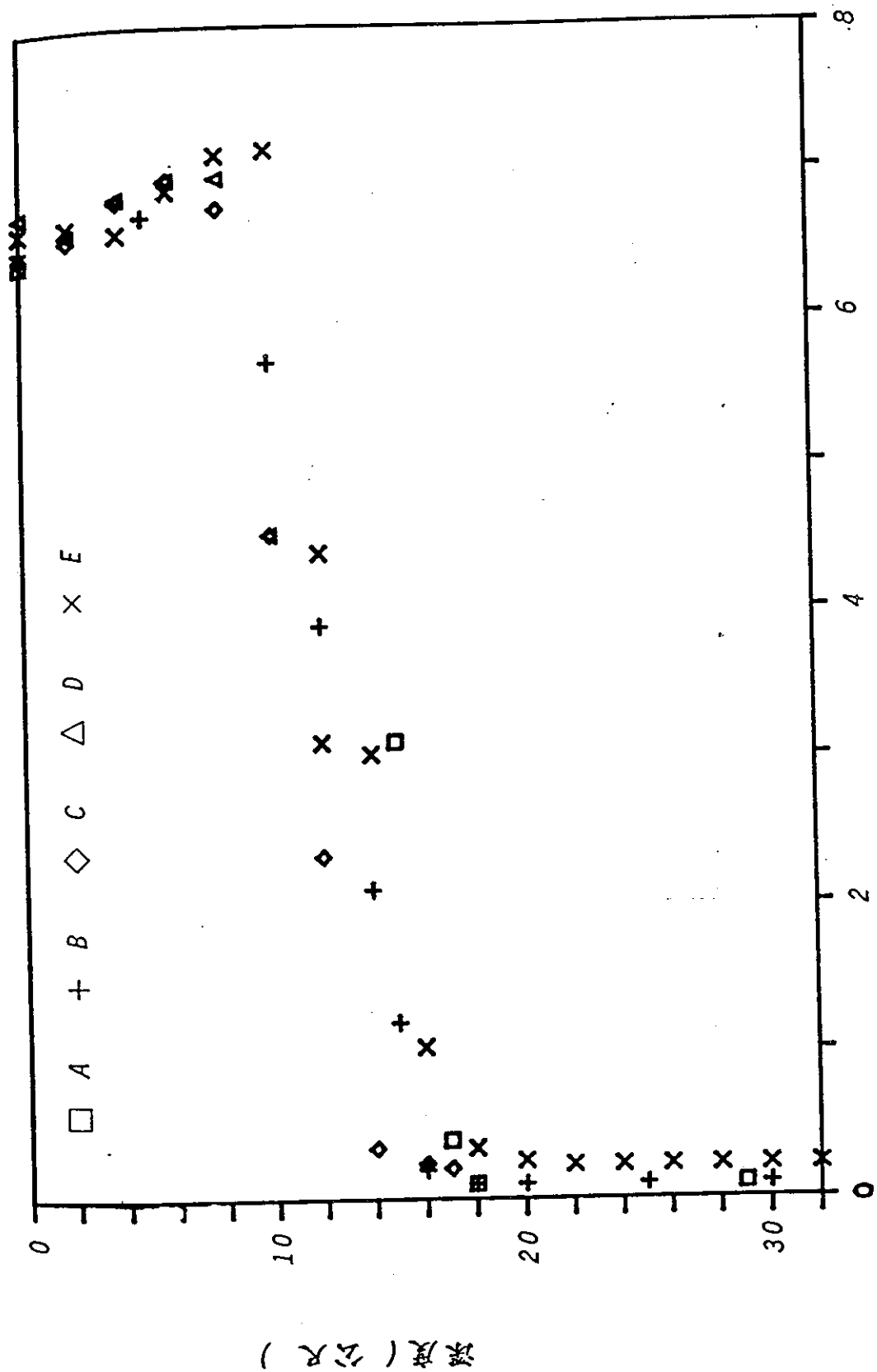
，推算出光合作用區約為 8.7 公尺。因此由冬天的資料來看，陽光照射的應該會到達 8.7 公尺以上，此值可支持上述之猜測。

2. 雖然氣溫低至 3°C，但由於沒有氣溫持續時間、風速及溫度梯度這些可憑估算水溫的記錄，因此冬天水溫可能根本沒有低於 10°C 以下，或者可能有更冷的水形成，但混合後看不出如此的低溫結果。因此於夏季觀測到的下層湖水溫度就是冬天表水溫度，沈於此並穩定於此。

可是，如果冬天湖水翻滾帶下高氧的水，那湖底又為何有缺氧現象？此時就必須考慮下沈的冷水量有多少的問題了。冷表水雖然翻滾，但帶下的量如果相當少，則不足以補充下層水之缺氧現象，因此就此問題來說，我們必須對沈水率 (公分 / 天)、耗氧率以及有機質載入量做更深一層的評估。

3.2 溶氧量:

夏、冬兩季湖水含氧量隨著深度之變化如圖 3.3、3.4。夏天表層含氧量約 6 mg/l，8 ~ 10 公尺有極大值約 7 mg/l，而於 10 公尺到 16 公尺明顯地往下銳減，16 公尺以下至底部趨於無氧狀態，並保持



溶氧量 (mg/l)

圖 3.3 夏季湖水含氧量隨深度之變化圖。

(表層含氧量約 6 mg/l , 8 ~ 10公尺有極大值約 7mg/l , 10公尺 ~ 16公尺往下銳減 , 16公尺以下至底部趨於無氧狀態)

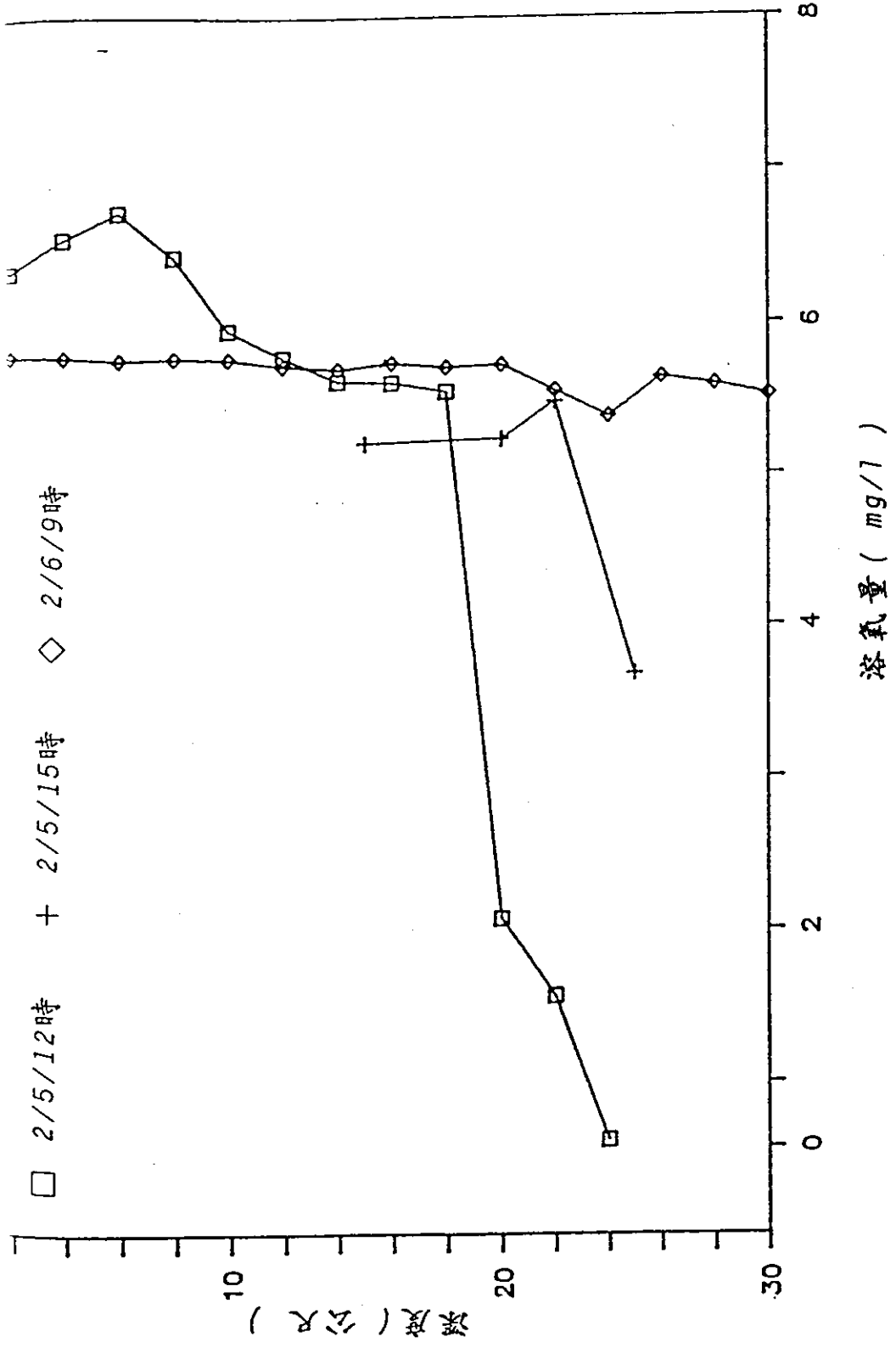


圖 3.4 冬季湖水含氧量隨深度之變化圖。

(2 月 5 日 12 時表層含氧量為 6.54 mg/l, 隨著深度漸減, 於 18 ~ 20 公尺處明顯銳減, 至底部幾乎無氧。2 月 5 日 16 時, 溶氧陡降處往下移至 22 ~ 25 公尺, 15 公尺的溶氧量降低, 25 公尺溶氧量則升高。2 月 6 日 9 時整個溶氧剖面, 已是上下均一; 顯示水體有翻滾現象)

0.1mg/l 的定值。冬天溶氧量之變化則較具戲劇性；於 2 月 5 日 12 時所測出之剖面，其表層含氧量為 6.54 mg/l，隨著深度漸減，於 18 公尺至 20 公尺處明顯銳減，至底部 (24 公尺) 幾乎為無氧狀態。採樣當時之氣溫約為 8°C，隨著寒霧愈來愈濃，整個湖面下起霧雨，氣溫到了 16 時左右，驟降至 5°C，採樣工作仍照常進行，持續了一小時，雖然只採到四個深度 (15, 20, 22 及 25 公尺)，但卻發現底層的溶氧量已有明顯變化：在 18 公尺至 20 公尺的溶氧陡降處不見了，代之而起的是溶氧陡降處往下移至 22 公尺及 25 公尺之間，而 15 公尺的溶氧量由 5.60 mg/l 減少為 5.20mg/l，25 公尺的溶氧量則由 0.62mg/l 升高為 3.68 mg/l，可見下層無氧水在這段氣溫驟降的同時，可能發生了翻滾，下層無氧水得以補充氧量，在無氧層上方的溶氧值則由於無氧水的混合，而有降低現象。隔天 9 時繼續採樣，此時整個溶氧剖面，已是上下均一，溶氧值約 5.7 mg/l，較 2 月 5 日之上層水 (表層至 18 公尺) 的 6.1 mg/l 低了 0.4mg/l，下層無氧水完全翻滾，而降低了上層水的溶氧量，溶氧飽和度由 2 月 5 日的 73%，於 2 月 6 日降為 68%，湖水在一夜之間，似乎完成了整個水體的翻滾。因此大鬼湖的湖水在冬天低氣溫時，至少可以完全循環一次。

水體翻滾時，下層無氧水勢必由上層較高氧量補充而提高氧量，相對地，上層水則因下層無氧水翻滾上來而降低。由於氣溫下降速度太快，空氣中氧氣來不及滲入湖水中，湖水與大氣之間並無交換情形存在 (Chen, 1985)，也就是說湖水本身形成一個封閉系統。因此水體若在一夜之間完成了翻滾，可以以翻滾前的溶氧量來計算翻滾後應有的溶氧量，以與實測值比較。表 3.3 為利用翻滾前各水層的溶氧量來估算翻滾後溶氧含量上下均勻的值。計算出的值為 5.14mg/l 較實測值 5.68 mg/l 來得低，計算值較低的可能原因有二：

1. 體積估算可能有偏差：體積之估算是將湖盆柱狀分割之幾何方

表 3. 3 水體翻滾後，溶氧應有值之計算法。

深度 公尺	溶氧量 mg/l	體積 l
0 ~ 10	6.42(6)*	8.85×10^8
10 ~ 18	5.63(4)*	4.48×10^8
18 ~ 22	1.81(2)*	1.51×10^8
22 ~ 34	0.62(1)*	1.89×10^8

* : 為該層溶氧之平均值，括號內為觀測數

翻滾後之溶氧值應為：

$$\Sigma (\text{該層溶氧量}) \times (\text{該層體積})$$

總體積

$$= 5.14 \text{ mg/l}$$

法求得，此計算法與真正的體積有些許出入。因此利用魚探機測量水深時，求得愈精確的深度，愈有助於體積的估算，則其結果應可以更正確。

2. 翻滾前各水層的溶氧量是以分層的平均值來計算，因此溶氧量之估計有誤差存在。

因此計算值及實測值之間有 10% 的偏差。

由於溶氧飽和程度受大氣壓力影響，高度愈高大氣壓愈小，因此在海拔 2100 公尺之高度，溶氧飽和度只有 76 %。上述溶氧飽和程度之數據皆以飽和度為 76% 來比較。飽和量則由 Chen(1981)所提供的公式計算而得。

夏天湖水溶氧量在 8~10公尺之處有極大值出現，此極大值可能是浮游生物在此聚集並且行光合作用放出氧氣，而有較表水高的溶氧值，亦可能是冬天冷水團翻滾於此，而穩定於此；為確定此訊號是浮游生物光合作用引起亦或冬天冷水團翻滾於此，我們以溫度對溶氧量以及溫度對溶氧飽和程度作圖(圖 3.5a, b)來判斷。圖 3.5 a顯示在整個系統封閉的狀況下，若溫度不變，生物之光合作用及空氣的滲入，會使得溶氧量增加，因此圖中的點水平往右移。而生物的呼吸作用會使得溶氧量降低，圖上的點會水平往左移。至於冷卻作用則不影響溶氧量(在封閉系統下，沒有空氣滲入)；以溶氧飽和程度來看，生物的呼吸、光合作用，同樣的會使得圖上的點水平左右移動，但是冷卻作用時，由於水溫降低，氣體溶解飽和量增加，相對的，使得原本飽和程度降低，所以點往左下角移(Chen, 1985; 陳, 1987)。比較 a、b 二圖可以看到溶氧量極大值的訊號，在溶氧飽和程度之圖時消失，可見此訊號應為冬天冷水留下。此外，如果此訊號為產生 O_2 ，消耗 CO_2 之生物作用所致，則 pH 值於此深度應有極大值出現，由圖 3.6 來看，pH 隨著深度之變化並沒有極大值出現，亦可見溶氧量之極

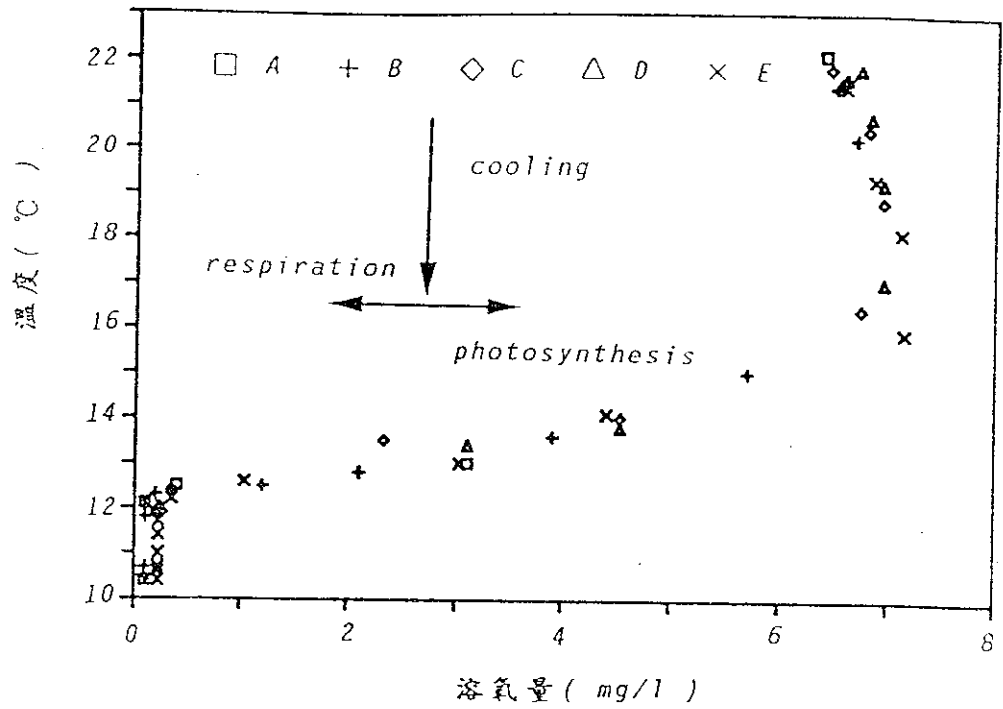


圖 3.5a 湖水溫度對溶氧之變化圖。

(在封閉系統下，若溫度不變，生物之光合作用及空氣的滲入，會使得溶氧量增加，圖中的點水平往右移。而生物的呼吸作用會使得溶氧量降低，圖上的點會水平往左移。冷卻作用則因在封閉系統下，沒有空氣滲入而不影響溶氧量)

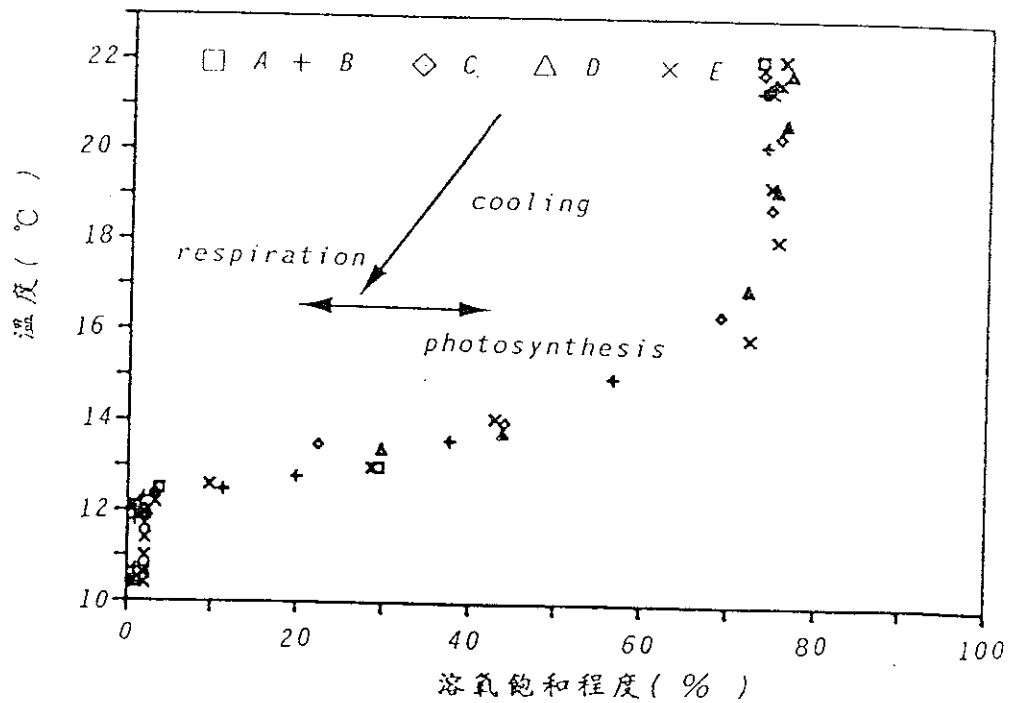


圖 3.5b 湖水溫度對溶氧飽和程度之變化圖。

(生物的呼吸、光合作用，同樣的會使得圖上的點水平左右移動，但是冷卻作用時，由於水溫降低，氣體溶解飽和量增加，相對的，使得原本飽和程度降低，圖上點往左下角移)

大值非由生物作用引起。

3.3 pH值：

夏天 pH 值隨著深度之變化如圖 3.6；表水 pH 值在 5.83-6.93 之間，往下遞減並於 16 公尺處有一極小值為 4.27~4.54 之間，再往下又遞增，至底部為 5.14~6.26。而冬天之 pH 值由於採樣時，天候惡劣，工作進度落後，無法完成現場測量，實際上只有 8 個現場測量值(表 3.4)。於是在樣品運回實驗室後(二天)，馬上進行 pH 值的測量，以彌補現場測值之不足。由表 3.4 可以看到，實驗室測值比現場測值約高了 0.2~0.8 個單位。由於現場測值之缺乏，因此對冬天 pH 值不做更深一層的闡述，但大約可以了解到冬天的 pH 值分佈在 5.32~5.95 之間，而無類似夏天極小值之剖面。

pH 之變化受控於水中的 CO_2 含量，而水中 CO_2 含量藉由：

- (1) 大氣中之 CO_2 含量；
- (2) 碳酸鹽及碳酸氫鹽系統；
- (3) 呼吸作用產生之 CO_2 含量；
- (4) 光合作用之 CO_2 利用率；

等四個系統之間平衡而達成(Wetzel, 1975)。第(1)項是一個常數，因此第(2)、(3)、(4)項之作用是為控制水中 pH 之大宗，因此我們必須對此三項反應做深一層的分析。

以一個水柱來說，在上層之光合作用區(trophogenic zone)，生物之光合作用大於呼吸作用，此層之生物作用以光合作用為主，而在異化區(tropholytic zone)，呼吸作用(即有機質分解)強於光合作用，此時生物作用則以呼吸作用為主。隨著深度愈深，pH 值之變化，主要受控於呼吸作用。有氧呼吸作用之反應式如表 3.5 (Stumm and

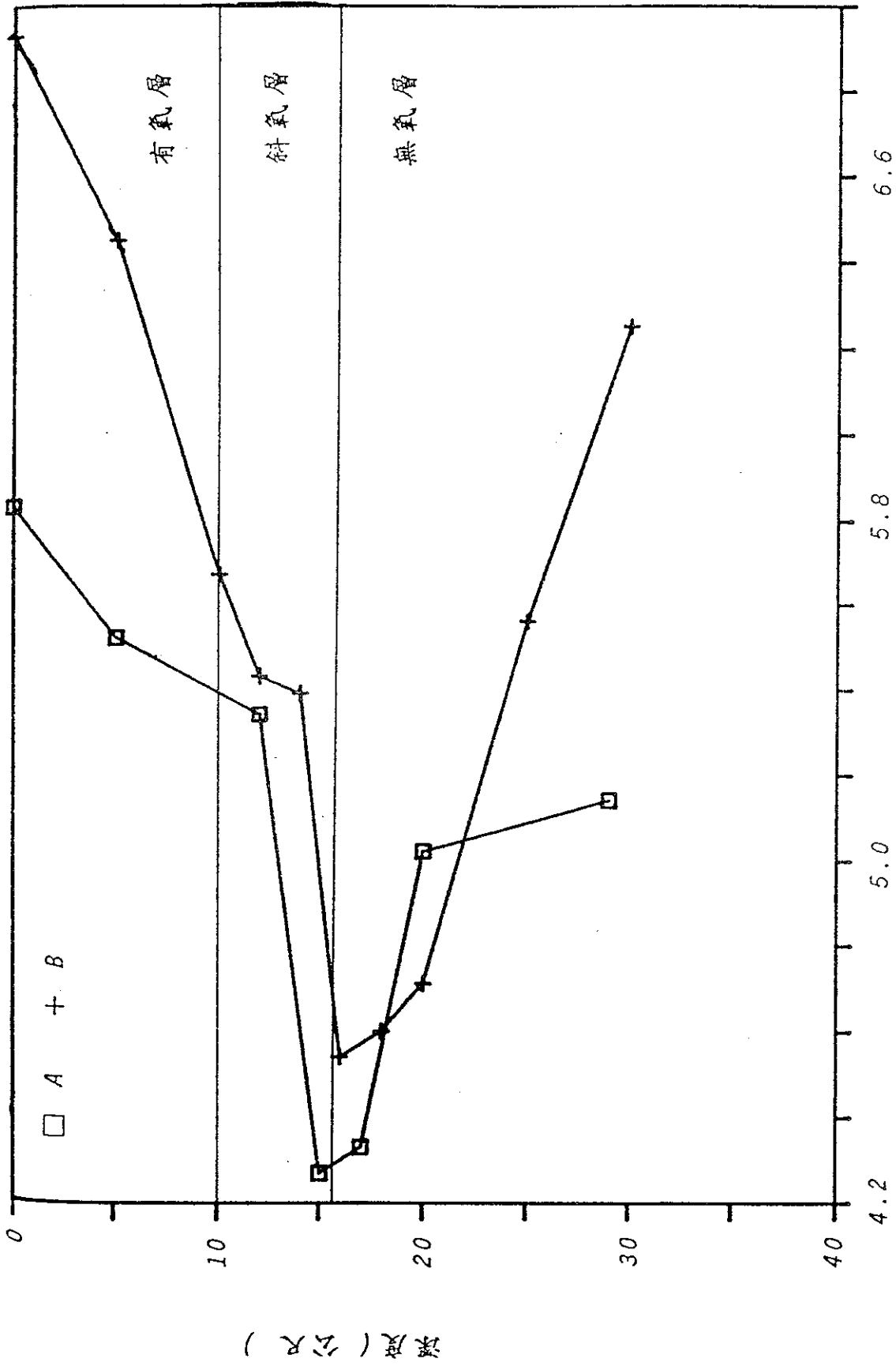


圖 3.6 夏季 pH 值隨深度之變化圖。 pH 值
 (表水 pH 值在 5.83-6.93 之間，往下遞減於 16 公尺有一極小值
 4.27~4.54，往下又遞增，至底部為 5.14~6.26)

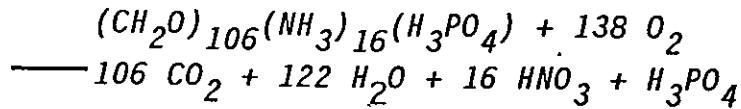
表3.4 冬天湖水之溫度、溶氧量、溶氧飽和程度及pH值。

測站	深度 公尺	溫度 °C	溶氧量 mg/l	溶氧飽和程度 %	pH
2月5日 12時 A 站	0	10.5	6.54	77.2	5.82 (6.306)
	2	11.1	6.34	75.9	-
	4	11.0	6.55	78.2	5.95 (6.376)
	6	11.2	6.72	80.7	-
	8	10.9	6.43	76.6	5.83 (6.316)
	10	10.9	5.95	70.9	-
	12	11.0	5.77	68.9	5.80 (6.085)
	14	10.8	5.61	66.7	-
	16	10.9	5.60	66.7	- (6.164)
	18	10.8	5.54	65.9	-
	20	10.8	2.06	24.5	- (6.194)
	22	10.6	1.56	18.5	- (6.113)
24	10.6	0.62	7.3	- (6.032)	
16時 A 站	15	-	5.20	62.1	5.32 -
	20	-	5.23	62.5	5.55 -
	22	-	5.48	65.5	5.53 -
	25	-	3.68	44.0	5.35 -
2月6日 9時 B 站	0	-	5.78	69.1	- (6.223)
	2	-	5.79	69.2	-
	4	-	5.78	69.1	- (6.214)
	6	-	5.76	68.8	-
	8	-	5.77	68.9	-
	10	-	5.76	68.8	- (6.225)
	12	-	5.71	68.2	-
	14	-	5.69	68.0	- (6.242)
	16	-	5.73	68.5	-
	18	-	5.70	68.1	- (6.307)
	20	-	5.72	68.3	- (6.328)
	22	-	5.55	66.3	- (6.308)
	24	-	5.38	64.3	- (6.289)
26	-	5.64	67.4	-	
28	-	5.59	66.8	-	
30	-	5.52	65.9	- (6.184)	

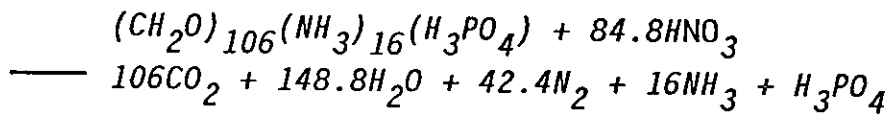
- : 表示沒有測值或沒有水樣
括號內表示實驗室之測值

表 3.5 有機質分解，利用不同氧化劑之反應式。

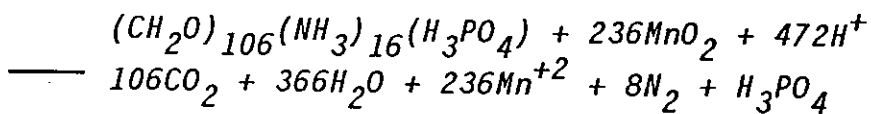
(1) Aerobic respiration:



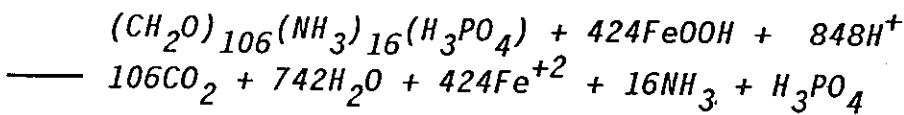
(2) Nitrate reduction:



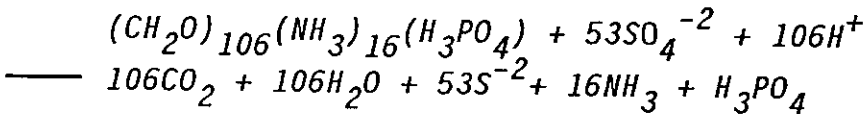
(3) Manganese reduction:



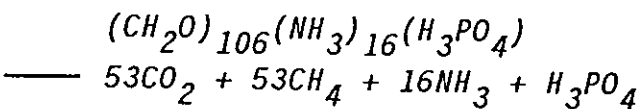
(4) Iron reduction:



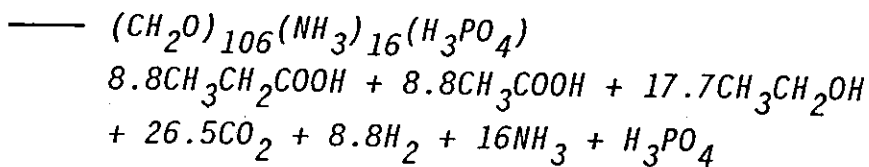
(5) Sulfate reduction:



(6) Methane production:

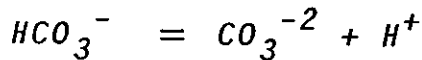
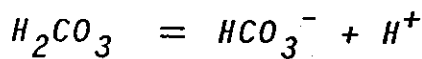
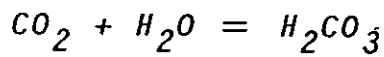


(7) Fermentation (generalized):



(取自 Stumm and Morgan, 1981; Kelly et al., 1982)

Morgan, 1981 ; Kelly et al., 1982) 之第一式所示，其產物之 HNO_3 及 H_3PO_4 不僅提供了 H^+ 的來源，另一個產物 CO_2 也藉著下列反應式而產生 H^+ ：



，因此耗氧愈多，表示 H^+ 產生愈多，使得 pH 值愈低。因此在一個有氧呼吸作用的水體中，pH 值的變化是隨著深度愈深而愈低。夏天大鬼湖湖水在 0~16 公尺之 pH 變化即依循此項原則。而 16 公尺以下，水體完全缺氧，因此有氧呼吸作用消失，代之而起的是無氧呼吸作用。表 3.5 第 2~6 式均為無氧狀態下，有機質分解之反應式；其中 2~5 式之各反應，其產物 CO_2 雖然可以增加 H^+ 離子濃度，但反應物卻同時也消耗掉 H^+ (2~5 式之各反應物)，只有第 6 式僅產生 CO_2 而提供 H^+ ，而無消耗現象。以 HNO_3 為氧化劑之例子來看，其消耗 1 莫耳的有機質，產生 38.2 莫耳的 H^+ ；但若以 MnO_2 為氧化劑，則耗掉 365 莫耳的 H^+ ，因此在無氧層的 pH 應該遞增或遞減，必須了解有機質分解所用的氧化劑以何者為主。

HNO_3 、 MnO_2 、 $Fe(OH)_3$ 及 H_2SO_4 四種氧化劑的產物分別為 N_2 、 Mn^{+2} 、 Fe^{+2} 以及 S^{-2} ，水體中這四種產物如果均由有機質分解而來，則比較這四元素在水層中的含量，即可知道在無氧層有機質分解是以何者為主。 N_2 產生後，容易以氣態方式易逸散至大氣，筆者也沒有測量此項元素，況且 HNO_3 在水體中的含量遠小於 H_2SO_4 (陳等, 1988)，因此不將 HNO_3 列入各氧化劑競爭之比較。表 3.6 為無氧層中，三種氧化劑產物含量的比較，顯示出 Fe^{+2} 的含量高於 Mn^{+2} 及 S^{-2} ，因此無氧層有機質的分解應是以 $Fe(OH)_3$ 為氧化劑之反應式為主。

表 3.6 夏季無氧層中，三種氧化劑之產物 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 、 S^{-2} 的含量

	深度 公尺	Fe^{+2} meq/l	Mn^{+2} meq/l	S^{-2} μ eq/l
A 站	0	-	-	-
	5	-	-	-
	12	-	0.001	-
	15	-	0.001	-
	17	0.006	0.001	-
	20	0.015	0.001	-
	29	0.133	0.002	-
B 站	0	-	-	-
	5	-	-	-
	10	-	-	-
	12	-	0.001	-
	14	-	-	-
	16	0.001	0.001	-
	18	0.005	0.001	0.03
	20	0.011	0.001	0.88
	25	*	*	7.60
	30	0.030	0.002	8.83

- : 低於偵測下限

* : 沒有測值

此耗氧反應使得 H^+ 離子隨著深度愈深愈少，因此 pH 值跟著深度而遞增。

由於有氧及無氧呼吸之作用，使得夏天大鬼湖湖水 pH 之變化呈現兩種型態：在有氧層，pH 值隨著深度往下遞減；在無氧層，pH 值隨著深度往下遞增。因此 pH 值有一個極小值出現，並且此極小值出現在溶氧陡降，進入無氧層的地方，也就是水深 16 公尺處。pH 值之極小值，完全是因呼吸作用型態改變所致。

此種分叉型 (*dichotomous*) 的 pH 分佈，Yoshimura 早在 1932 年，即發現日本許多湖泊有此種現象，並將此種湖泊的特色，歸納如下列幾項：

1. 湖盆深且小，並有遮蔽物擋風。
2. 有溫度梯度存在。
3. 湖底缺氧。
4. 還原作用在無氧層進行。
5. 缺氧層的鹼度高於上層水好幾倍。
6. 皆為軟水的水體有此現象。

就這些特色來說，大鬼湖深達 34 公尺，而且四週為高約 100 公尺的山嶺所包圍；溫度梯度、無氧層、還原作用皆存在；5、6 兩點將在後面幾節述及，但也都符合 Yoshimura 所描述的。雖然 Yoshimura (1932) 未能完全解釋 pH 及鹼度的變化，但卻將此種湖泊描述得相當透澈，實在令人欽佩。

3.4 無氧層的碳代謝

3.4.1 有機質的來源及初級分解

淡水水體有機質來源，是以陸地上的植物為主，也就是構造

較複雜的多醣類(*polysaccharides*) (*Benner et al.*, 1984 , 1986)。這些聚合物(*polymer*) 若落在有氣沈積物上，通常可以經由不同微生物而完全分解(*Gibson*, 1984)；但大部份沈積物上的有機質還是以無氧分解為主，微生物學家稱之為“無氧的食物鏈(*anaerobic chain* 又稱為 *trickle down*)”。此無氧的食物鏈主要包括三個步驟(圖3.7)(*Capone and Kiene*, 1988):

1. 去聚合作用(*depolymerization*);
2. 發酵作用(*fermentation*);
3. 終極代謝(*terminal metabolism*);

也就是有機質之聚合體先經水解、去聚合而產生可供發酵作用的單一分子。此單一分子經發酵後，進入終極代謝而完成整個無氧碳循環。其中第二步驟之發酵作用，可能會被其本身產物所抑制，如乙醇及氫分子，因此微生物就必須使用各種氧化劑來氧化發酵作用的產物，以利發酵作用之進行，並且完成整個無氧的食物鏈。

3.4.2 湖水鹼度之變化

有機質中的碳經由各氧化劑氧化後，其產物是以無機 CO_2 的型態存在。溶在水中的 CO_2 雖然產生了 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 的鹼性物質，但產生的 H^+ 卻將此項效應抵消，因此以 CO_2 為產物之反應式，並不會因為 CO_2 的產生而增加鹼度，其理甚明。而由有氧之有機質分解所產生的 CO_2 自然也不會增加鹼度，反而其產物 HNO_3 、 H_3PO_4 提供了 17 份的 H^+ ，而降低了鹼度(*Chen et al.*, 1982)。反觀在無氧層之有機質分解，鹼度不僅不會降低，反而會增加；以 HNO_3 還原為例，在還原 NO_3^- 的同時，因為也消耗掉相當量的 H^+ ，而增加了鹼度。 SO_4^{2-} 、*Mn-oxides* 及 *Fe-oxides* 還原，也都是依循此

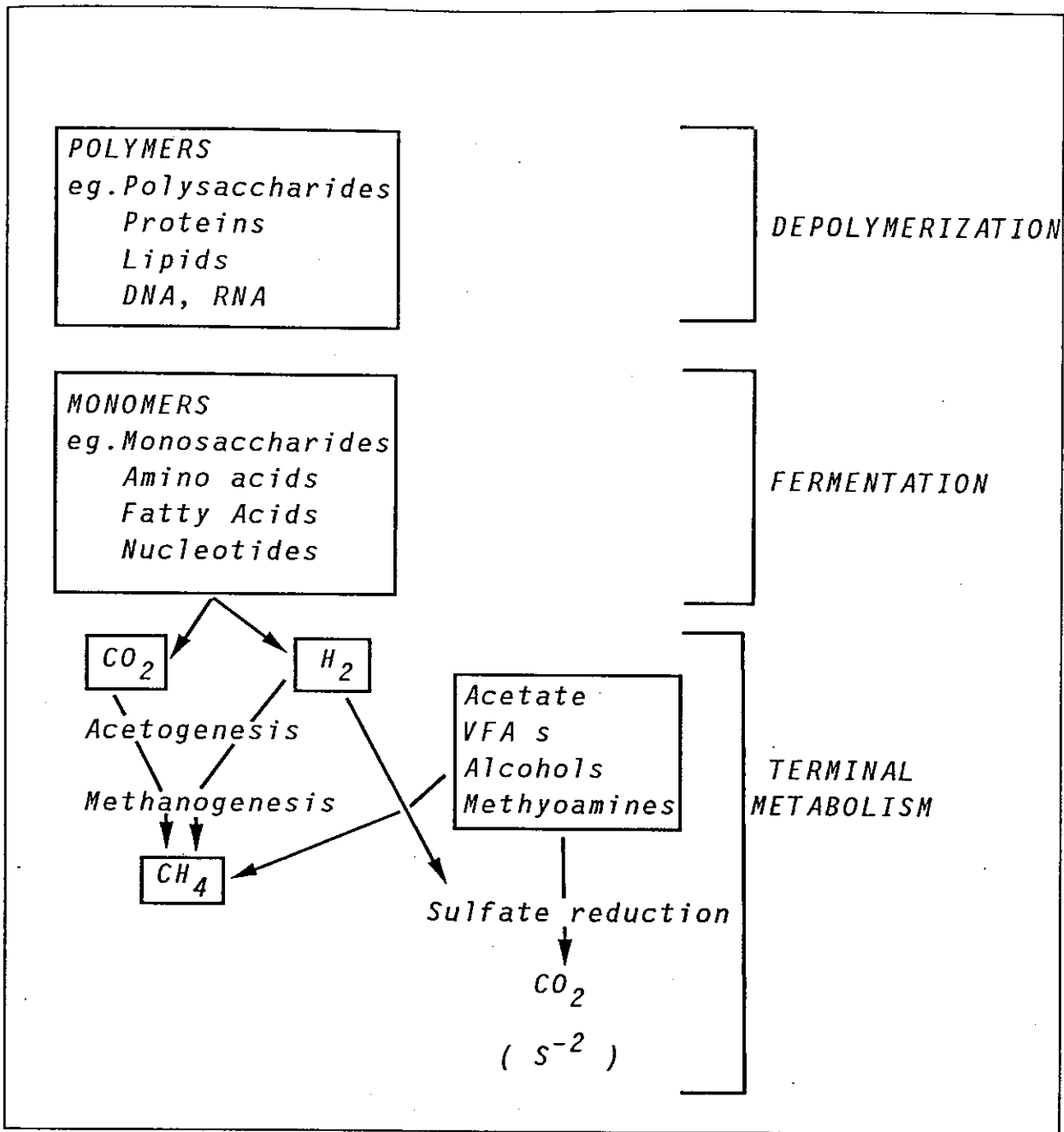
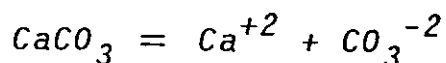


圖 3.7 無氧狀態下之食物鏈。
 (取自 Capone and Kiene, 1988)

方法而增加鹼度(Kelly et al., 1982)。綜合來說,若不考慮岩石、土壤風化之效應,完全因呼吸作用而引起水體的鹼度變化,應該分為有氧層的鹼度減少及無氧層的鹼度增加。在無氧層的鹼度增加,特別命名為"水體所產生之鹼度(in-lake generation alkalinity; IGA)" (Baker and Brezonik, 1986),以區別由河水逕流引起的土壤、岩石風化而產生的鹼度。圖 3.8 為大鬼湖湖水夏冬兩季鹼度隨著深度之變化情形;夏季鹼度從無氧層往下明顯遞增,乃無氧層中各氧化劑還原作用所引起(Kilham, 1982 ; Kelly et al., 1982 ; Einarsson and Stefansson, 1983 ; Psenner, 1988)。

至於有氧層的鹼度分佈,並沒有像上段所述應有減少情形,反而有稍微增加趨勢。其主要是因為有氧層的呼吸作用,除了上述之有機質分解反應以外,尚有生物硬質體的分解,其反應式為:



產生 CO_3^{-2} 提供了水體鹼度。一般而言,生物之有機質與硬質之比值為 4:1,因此消耗一份有機質,雖然少了 17 莫耳的鹼度,卻由硬質物質之分解步驟中,得到 52 莫耳的鹼度 ($106 / 4 \times 2$),因此整個呼吸作用(包括有機質分解及硬質體分解)使得鹼度增加 35 莫耳。夏天大鬼湖上層湖水之鹼度之所以隨著深度,稍微增加而沒有遞減現象,應是有機質分解及硬質體分解兩種效應使然。

3.4.3 夏天無氧層產生鹼度之計量關係

上述提到由水體產生的鹼度,乃是無氧層各氧化劑還原所致,因此我們可以以無氧層各反應式之反應物或產物的含量,來計算鹼度的增加量。這是相當重要的,因為在酸雨日益嚴重的今天(孫與吳, 1980; 顏, 1984; 袁, 1986; 洪與陳, 1987; Chen and Hung

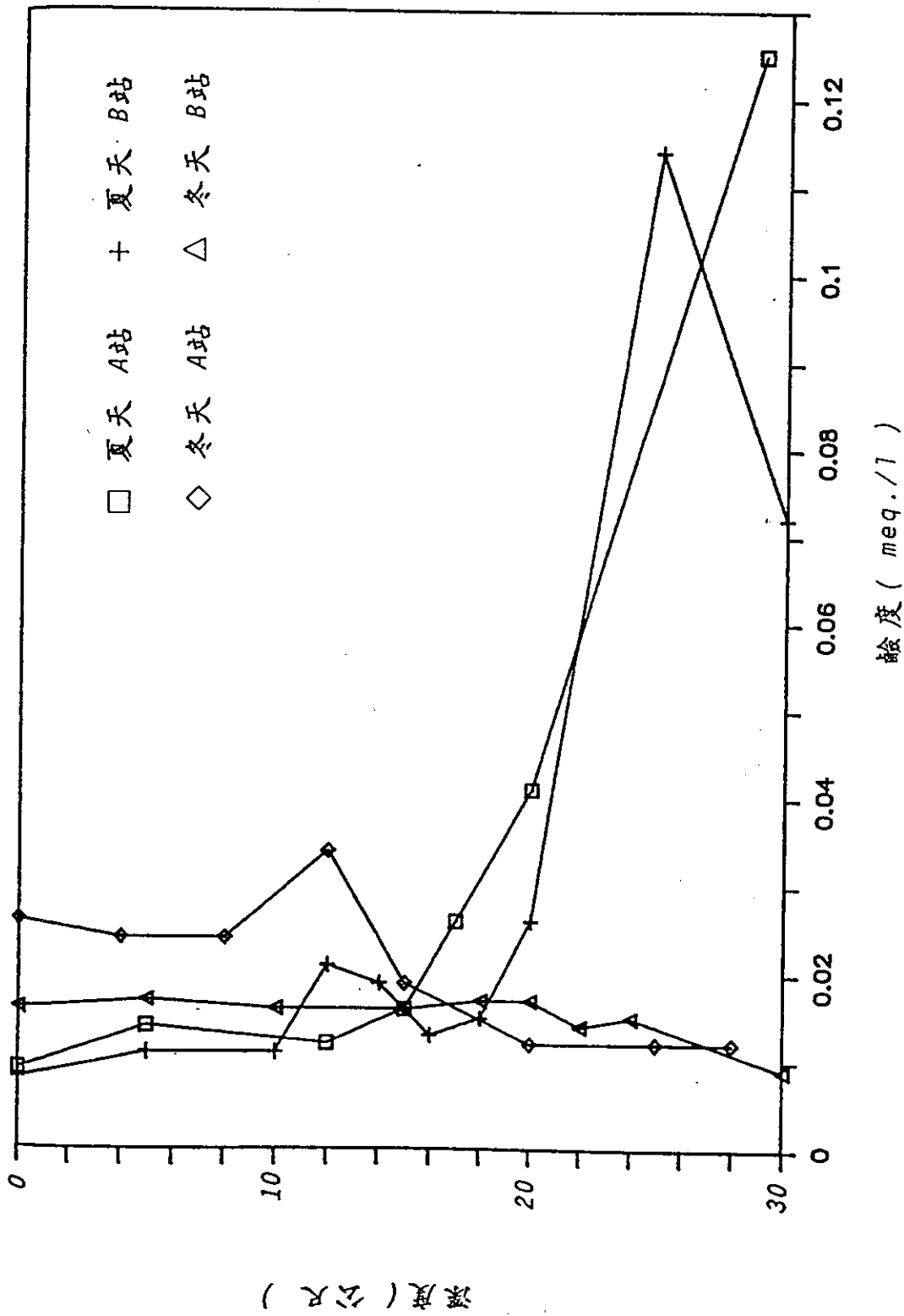


圖 3.8 夏冬兩季之鹼度隨深度之變化圖。
 (夏天鹼度從無氧層往下明顯遞增, 而且比冬天來的高, 乃無氧層中各氧化劑還原作用引起)

，1987)，此略帶酸性的湖泊，在沒有任何逕流水提供其鹼度來源的狀況下，可利用其無氧層的各项反應產生鹼度，以與酸雨抗衡 (Kelly et al., 1982; Baker and Brezonik, 1986)，不致快速酸化而能保持永久風貌。

鹼度是指在水體中，能中和 H^+ 離子之物種含量的高低。一般淡水中，貢獻鹼度之物種包括下列幾項：

$$Alk = 2[CO_3^{-2}] + [HCO_3^{-}] - [H^+] + 2[S^{-2}] + [HS^{-}] + [NH_3]$$

單位是 $mole/l$ 。矽酸根、磷酸根及有機酸根也能提供鹼度，但是在水體中這些物種的含量相當低，可以不予考慮 (Stumm and Morgan, 1981)。而且在中性、甚至酸性的水體中， CO_3^{-2} 、 S^{-2} 及 NH_3 這三種物種的含量也相當低，因此爲了實際上的效益，上式可縮減爲：

$$Alk = [HCO_3^{-}] - [H^+] + [HS^{-}]$$

若考慮無氧層中，正價離子改變量與負價離子改變量正好相等，則可以寫出另外一個式子：

$$0 = 2\Delta Fe^{+2} + 2\Delta Mn^{+2} + \Delta NH_4^{+} + \Delta H^{+} - \Delta HCO_3^{-} - \Delta NO_3^{-} - 2\Delta SO_4^{-2} - \Delta HS^{-}$$

將上式重新排列，則可得另一個式子：

$$\begin{aligned} \Delta alk &= \Delta HCO_3^{-} - \Delta H^{+} + \Delta HS^{-} \\ &= 2\Delta Fe^{+2} + 2\Delta Mn^{+2} + \Delta NH_4^{+} - \Delta NO_3^{-} - 2\Delta SO_4^{-2} \end{aligned}$$

因此在無氧層鹼度的變化量，可以利用 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 、 NH_4^+ 、 NO_3^- 、 SO_4^{-2} 的改變量來計算。假設冬天水體翻滾後，水層各物種含量上下均一，因此可以將夏天上層湖水各物種之平均值視為起始值，無氧層的量與之相減即為改變量。但以 Fe 、 Mn 來說，這兩種物種以氧化態存在時，是相當不溶性的，而以還原態存在時，則其溶解性又變得相當高，假設在上層水中，此二物種含量接近零，因此在無氧層測得的 Fe 、 Mn 含量可以視為其改變量。 Fe 雖然可以形成溶解性高的亞鐵，但若與 S^{-2} 反應形成溶解性低的 FeS ，而沈澱於沈積物上，勢必將 Fe^{+2} 一部份含量從水柱中移去，因此此沈澱掉的 Fe^{+2} ，應由 SO_4^{-2} 還原量及 S^{-2} 回到水柱中之間的差量求得 (Kelly et al., 1982)。而 SO_4^{-2} 之改變量，則由有氧層中 SO_4^{-2} 的平均量，減去無氧層中各層的 SO_4^{-2} 含量即為所求。

利用這些關係，我們將無氧層中各層的 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 、 NH_4^+ 、 SO_4^{-2} 經過運算，以與實測之鹼度值比較 (圖3.9、表3.7)。結果除了底部的點偏差較大以外，其他各深度之計算值與實測值都還蠻吻合。由理論推導，鹼度應該隨著深度而遞增，而B站底層水反而較上一層的鹼度來得低，因此該點的偏差，可能源於實測值的誤差；但A、B兩站之偏差皆為計算值高於實測值，是否有一界面化學在此進行，由於資料不足，無法更進一步做任何解釋。

3.4.4 冬天鹼度的改變量

由夏天無氧層產生的生物性鹼度並非屬於永久性的。以 Fe 、 Mn 來說，冬天水體翻滾時，帶下高氧水，能快速將 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 氧化，原本向右還原的反應式，此時卻向左反應，而耗掉鹼度。 NH_4^+ 遇有氧水，一樣也會向左氧化，只是其速度較 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 為慢。而 SO_4^{-2} 還原的 S^{-2} 若以 FeS 沈澱的型態存在，則不受有氧水的氧化，而能永久保存其產生的鹼度。至於由 NO_3^- 還原所產生的鹼度

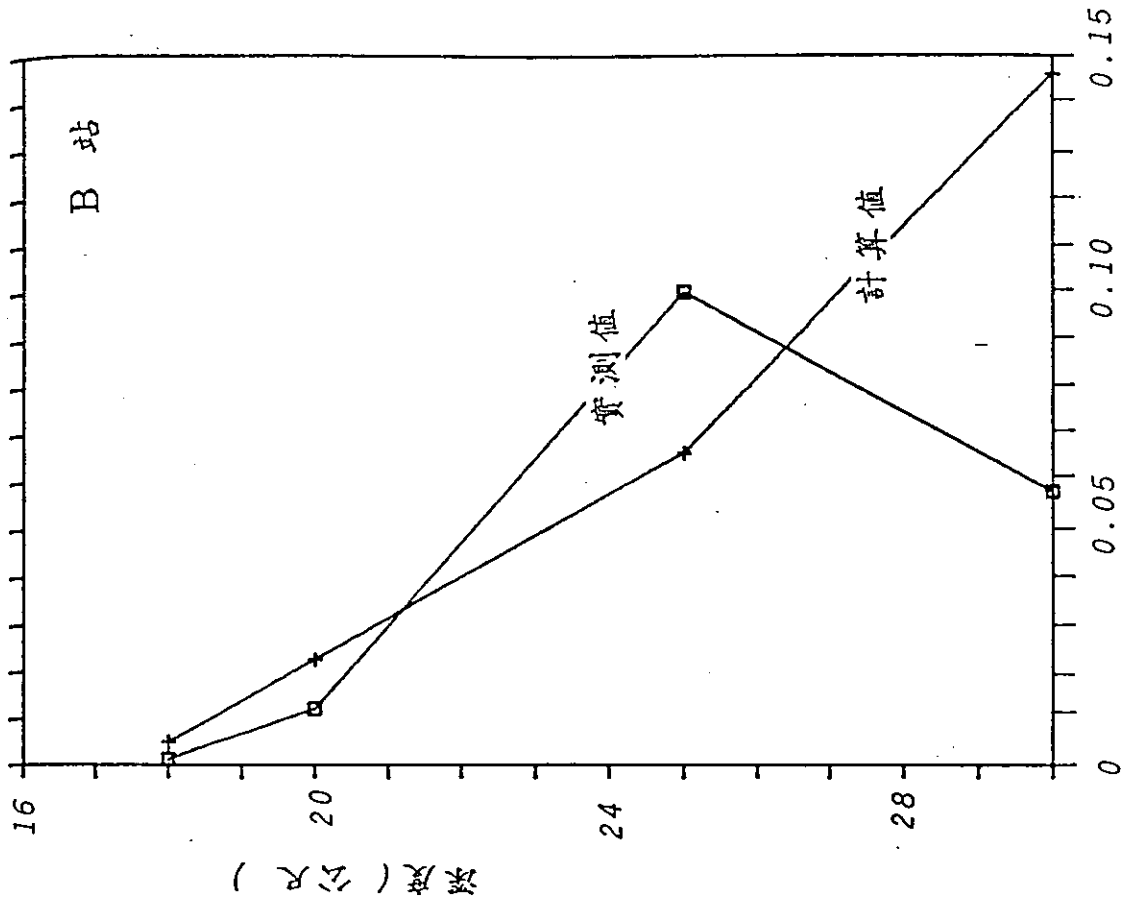
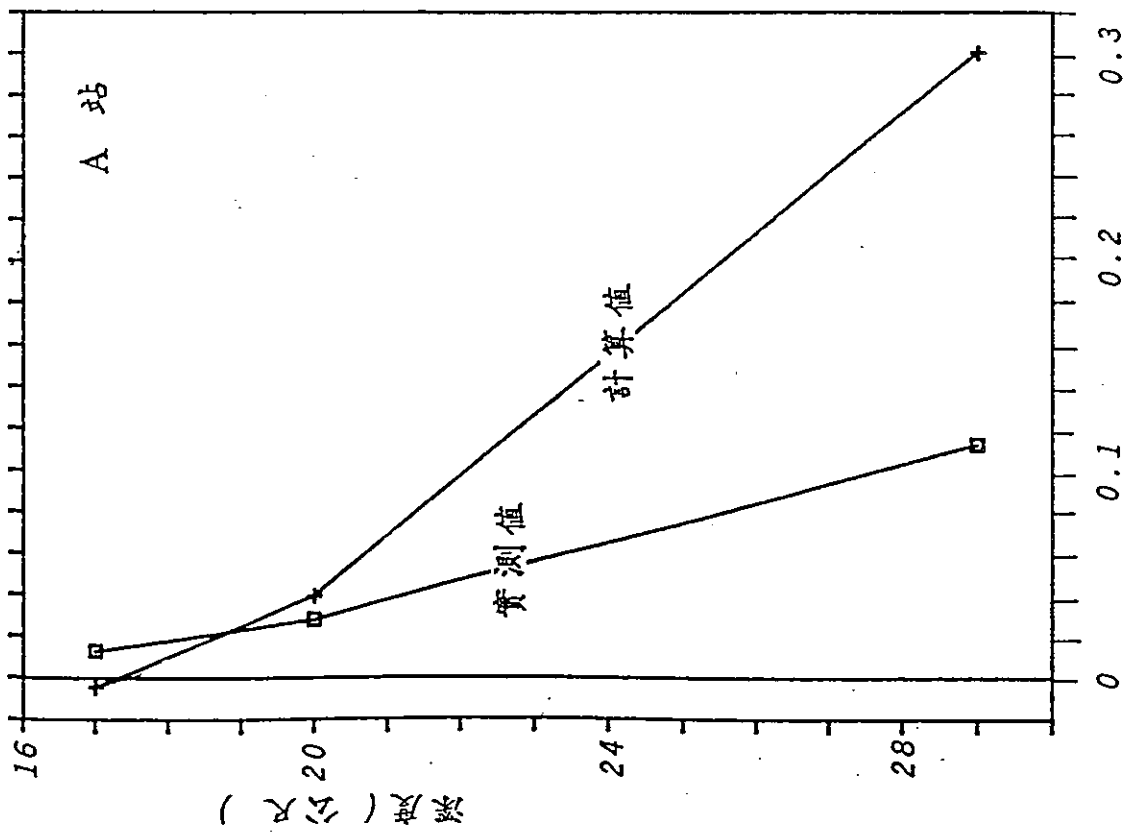


圖 3.9 以 ΔFe^{+2} 、 ΔMn^{+2} 、 ΔNH_4^+ 、 ΔSO_4^{-2} 計算出的 ΔAlk 與實測鹼度值之比較。
 (除了底部的點偏差較大以外, 計算值與實測值還算吻合)

表3.7 利用 ΔFe^{+2} 、 ΔMn^{+2} 、 ΔNH_4^+ 、 ΔSO_4^{-2} 及 ΔNO_3^- 計算出的 $\Delta Atk.$

與實測驗度值之比較。

	深度 公尺	ΔFe^{+2}	ΔMn^{+2}	ΔNH_4^+	ΔSO_4^{-2}	ΔNO_3^-	$\Delta Atk.$	實測驗度
A 站	17	6.2	0.5	-	9.0	-0.1	-4.6	13.2
	20	14.6	0.4	-	-5.4	1.7	39.3	28.2
	29	132.5	1.3	51.9	9.0	0.9	300.8	112.2
B 站	18	4.4	0.3	-	0.7	3.2	4.9	1.2
	20	10.3	0.3	-	-2.3	3.1	22.9	12.2
	25	-0.3	-0.4	63.2	-2.3	0.2	66.3	100.2
	30	29.8	1.1	87.5	-0.4	4.0	146.2	58.2

單位: $\mu mole/l$

- : 低於偵測下限

也會永遠保存下來，那是因為 NO_3^- 還原的產物為 N_2 ，而 N_2 能夠逸散至大氣中，當水體再度充滿氧時，反應式不會向左反應（沒有反應物 N_2 ），因此其由還原所產生的鹼度，也就不會消失（Kelly et al., 1982）。

整個鹼度變化之淨效應，可分為兩部份來說，一為夏天在無氧層產生生物性鹼度，冬天時又將這些鹼度“收回”，只有少量留存，如 SO_4^{-2} 還原後以 FeS 型態存在的量及 NO_3^- 還原的量。因此夏天的鹼度比冬天來的高，完全是因夏天無氧層鹼度的產生，而冬天水體有氧時又耗掉所致。

3.5 地球化學作用

觀察湖水鐵的濃度，在沈積物介面處含量最高，為 $1.68\sim 7.40$ mg/l ，往上慢慢遞減，至 16 公尺（無氧層上方， pH 值極小值處）往上到表水為止，鐵含量保持在 $7\ \mu\text{g/l}$ 左右（表 3.8，圖 3.10a）。錳亦有相同趨勢，但其在湖底處的含量約 $85\sim 93\ \mu\text{g/l}$ ，較鐵含量低了兩個數量級，往上亦有遞減趨勢（表 3.8，圖 3.10b），但並沒有類似鐵陡降的情形，而是緩減趨勢。鐵錳含量剖面圖之所以有如此不同的變化，主要與其化性相關。鐵、錳的物種分佈，在不同 pH 及 Eh 下，呈現不同的形態；圖 3.11（Wetzel, 1975）顯示在 pH 值等於 6 時，錳有可能以 Mn^{+2} 及 MnO_2 存在，而鐵可能以 Fe^{+2} 及 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 存在，一旦 Eh 小於 $0.75\ \text{V}$ ，水體中的錳即有可能完全以 Mn^{+2} 的型態溶解於水體。因此在一個 $\text{pH} < 6$ 的水體中，錳在水體表層開始即有測值出現，再加上還原作用，而有往下一路遞增現象。至於鐵在 Eh 為 $0.75\ \text{V}$ 時，仍以 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 之膠結狀態存在，因此水體中表層至 16 公尺測不到溶解態的鐵，而至 16 公尺缺氧之還原態， $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 被大量還原成 Fe^{+2} ，而以溶解態被偵測到。

在 3.3 節中我們已經了解到無氧層的 pH 值變化，是因呼吸作用

表 3.8 夏季大鬼湖湖水鐵、錳含量

	深度 公尺	Fe μg/l	Mn μg/l
A 站	0	4.82	11.26
	5	2.29	12.49
	12	0.65	29.89
	15	6.26	31.21
	17	350.92	49.98
	20	821.46	46.54
	29	7401.37	93.36
B 站	0	-	13.39
	5	21.35	13.66
	10	5.58	21.86
	12	9.04	31.84
	14	11.82	25.02
	16	35.98	38.19
	18	262.69	38.29
	20	593.54	39.83
30	1681.68	85.00	

- : 低於偵測下限

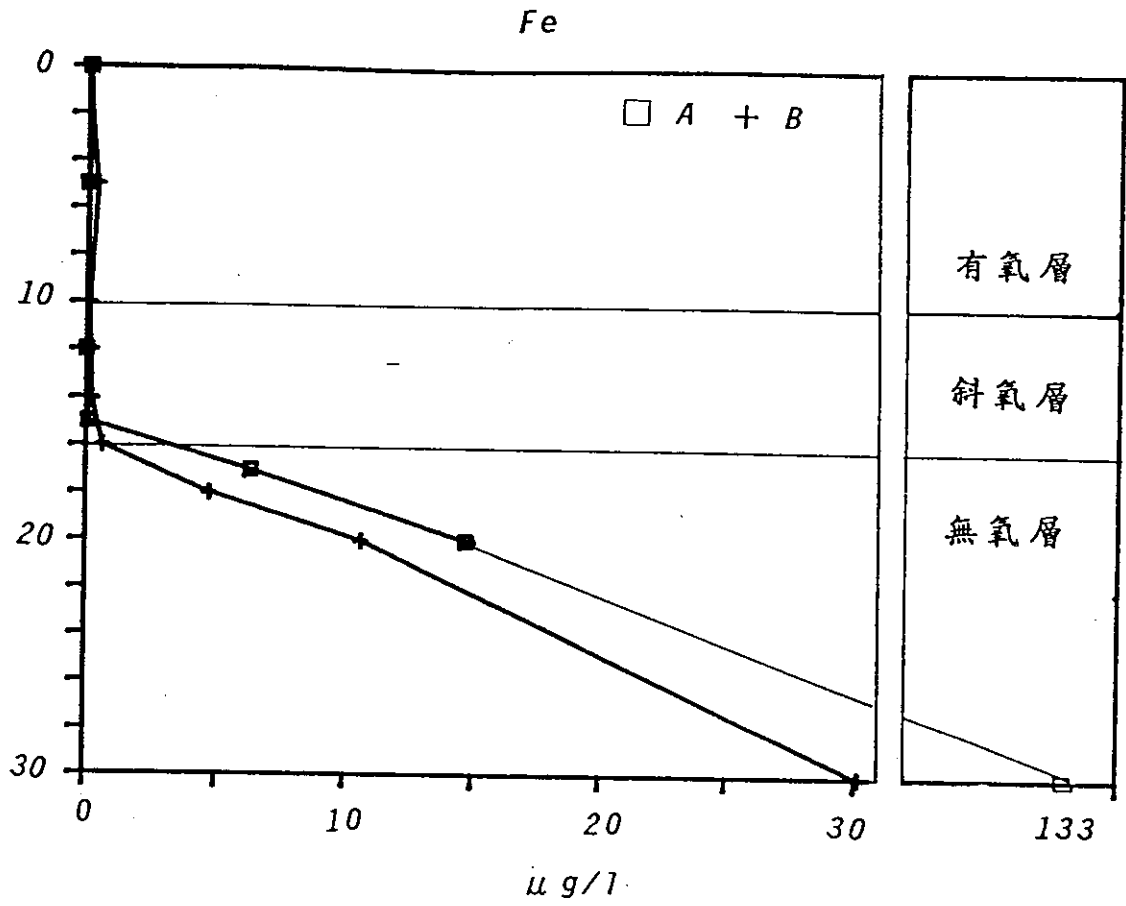


圖 3.10a 鐵含量隨深度之變化圖。

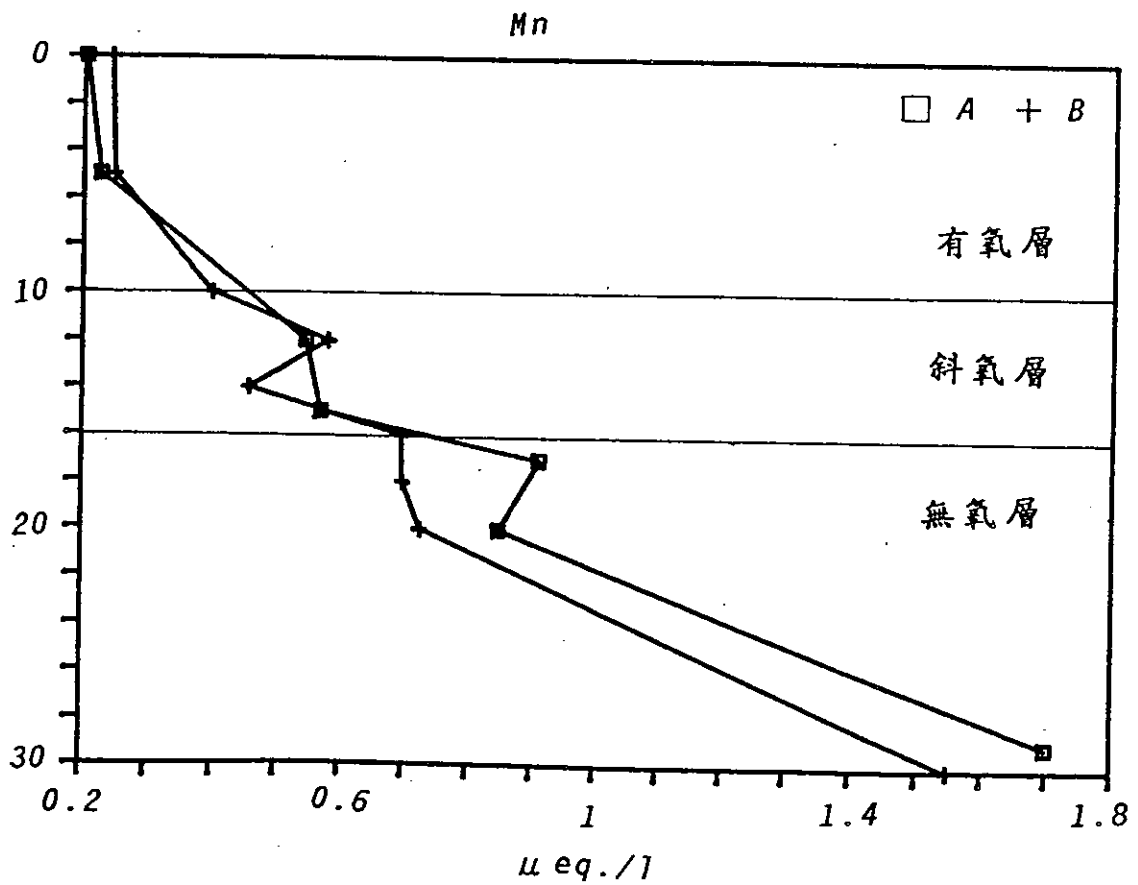


圖 3.10b 錳含量隨深度之變化圖。

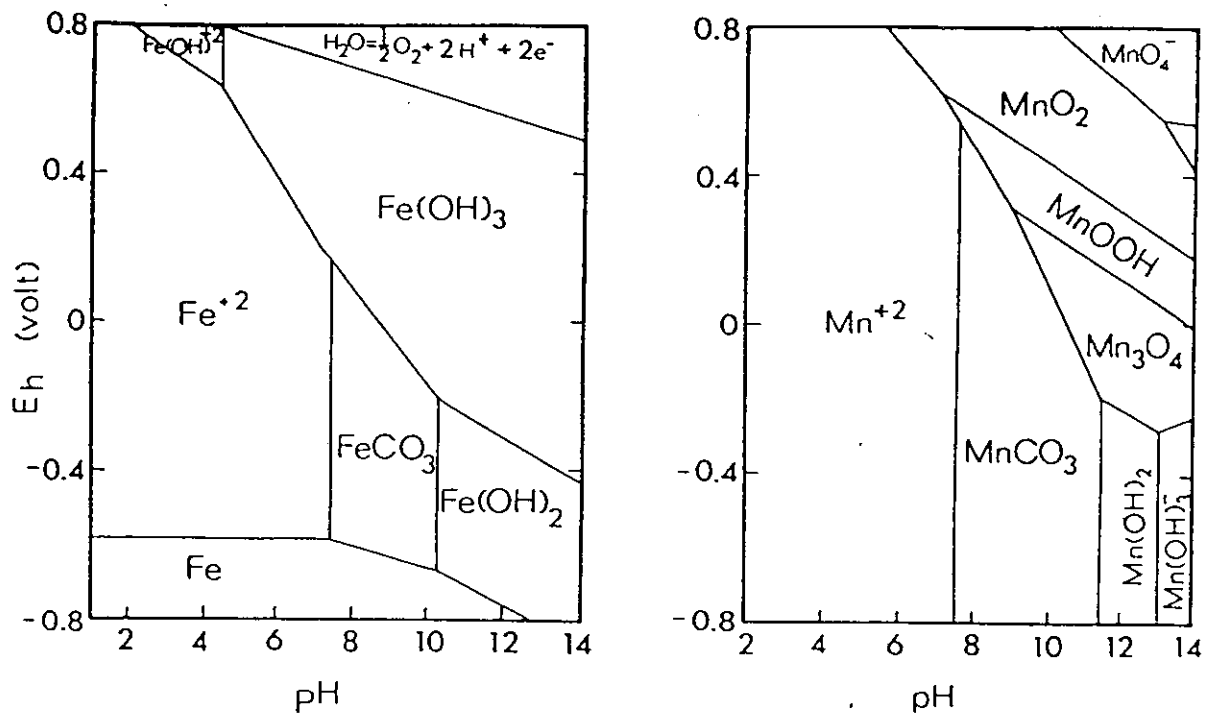


圖 3.11 鐵、錳物種隨著 pH 及 Eh 之分佈情形。
(取自 Wetzel, 1975)

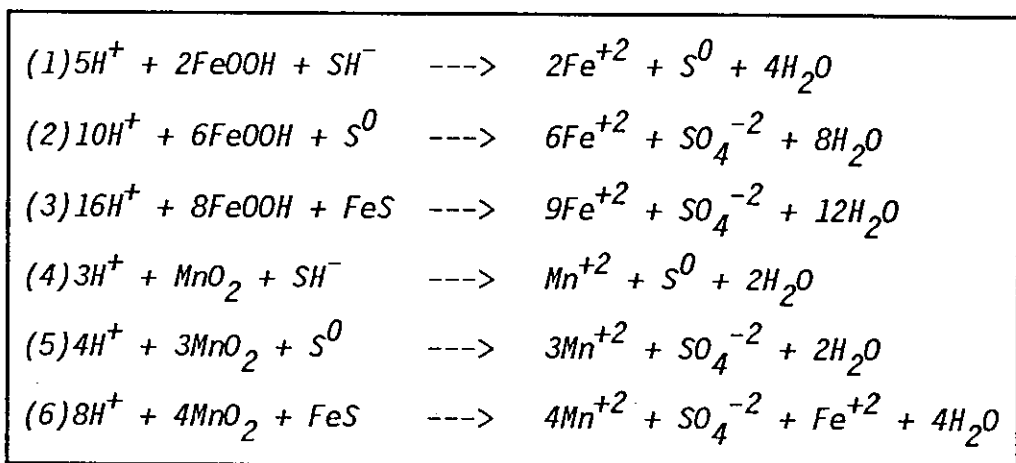
以氧化鐵為氧化劑，耗掉 H^+ 、產生 Fe^{+2} ，使得 pH 值隨著深度遞增。因此依照表 3.5 之第 (5) 式之 H 及 Fe 之比值應為 2，但由實測值之 H:Fe 卻只有 0.2，比理論值低。推論可能有兩種原因： H^+ 被耗掉或 Fe^{+2} 經由別種機制產生。

藉由物理及生物的擾動，沈積物表面的鐵、錳氧化物通常可以直接而且快速地與固態及溶態的還原硫反應，其反應式如表 3.9 (Aller and Rude, 1988)。假若大鬼湖湖底之沈積物上，進行此反應，其產生溶解性的二價鐵及二價錳會由沈積物擴散到下層湖水來，使得還原水層的 Fe^{+2} 含量增加，相對地，這些反應式皆為消耗氫的反應，因此還原水層的 H^+ 會被耗掉。表 3.9 式 (1) 屬於非生物性反應，在實驗室及野外研究已被証實 (Aller and Rude, 1988)，而式 (2) 及式 (3) 反應也在低 pH 及非海洋環境中相當著稱 (Berner, 1970; Brock and Gustafson, 1976; Pyzik and Sommer, 1981; Moses et al., 1987)。因此還原層的 pH 變化除了受控於無氧呼吸作用以氧化鐵為氧化劑之外，在沈積物上的氧化鐵被還原硫所還原，亦為另一重要反應。

3.6 沈積物碳含量與營養鹽

沈積物中的有機碳含量高達 20~27%，比永和山水庫之 8%、急水溪之 6% (未發表數據) 高出很多，顯示出水體有機質的來源相當高，而將下層湖水的溶氧完全耗盡。一般來說，水體的表面積和體積之比值較高者，湖岸淺且坡度緩和，緣帶植物 (marginal vegetation, 指微小矽藻、有足絲藻類及定著性的高等植物) 得以棲息，其死亡後有機體之分解，使得水體較富營養；相對地，坡度陡峭之水體，由於岸邊較無法供應定著性植物生長，而較貧營養 (王, 1985)。雖然大鬼湖之湖盆地形相當陡峭，無法提供緣帶植物棲息，但四週植株茂密，腐葉可能因雨水沖刷而流入最低窪的大鬼湖湖水中，提供異

表3.9 鐵、錳氧化物與還原硫反應之反應式。



於浮游生物的有機質 — 腐葉，使得沈積物有機碳含量高達 20~27%。

水體營養鹽之測量包括了硝酸鹽、亞硝酸鹽、銨鹽、磷酸鹽及矽酸鹽等五種項目，測量之結果列於表 3.10。夏天之銨鹽、磷酸鹽及矽酸鹽分佈皆有層化現象，而冬天則顯現出上下混合均一之剖面(表 3.10 第二欄、圖 3.12、3.13)。硝酸鹽該欄之值還包括亞硝酸鹽，是因為亞硝酸鹽含量低於偵測下限，而無法由硝酸鹽之測量中扣除，該欄之值大都是硝酸鹽之值。

夏天營養鹽含量： $NO_3^- - N$ 約 4 ~ 72 $\mu g/l$ ， $NH_4^+ - N$ 約 726 ~ 1225 $\mu g/l$ ， $PO_4^{-3} - P$ 約 2 ~ 9 $\mu g/l$ ， SiO_2 約 1.13 ~ 4.66 mg/l ，大都隨著深度有遞增現象，只有 $NO_3^- - N$ 的分佈較不規則。冬天營養鹽含量： $NO_3^- - N$ 約 2 ~ 12 $\mu g/l$ ， $NH_4^+ - N$ 皆小於 82 $\mu g/l$ ， $PO_4^{-3} - P$ 約 4 ~ 9 $\mu g/l$ ， SiO_2 約 1.52 ~ 1.79 mg/l ，上下水層營養鹽濃度顯得較為均勻。

由 3.2 節溶氧量之敘述，我們已經了解到冬天水體翻滾後的溶氧量約 5.68 mg/l (觀察數 16 個)。假設此冬天上下一致的溶氧量，在夏天水溫成層時，因浮游性生物之有機質的分解將底層水溶氧完全耗盡，如果依據 Redfield Ratio $O_2 / NO_3^- - N / PO_4^{-3} - P$ 之比值應為 138 / 16 / 1，此時勢必釋放出 288 $\mu g/l$ ($5.68 / 32 \times 1000 / 138 \times 16 \times 14$) 的 N 及 40 $\mu g/l$ ($5.68 / 32 \times 1000 / 138 \times 31$) 的 P 來。觀察夏天下層湖水 $NO_3^- - N$ 的含量約 8 ~ 72 $\mu g/l$ ，平均約 36 $\mu g/l$ ，而 $PO_4^{-3} - P$ 的含量約 3 ~ 9 $\mu g/l$ ，平均 5 $\mu g/l$ 。 $NO_3^- - N$ 及 $PO_4^{-3} - P$ 之實測值都較預期來得低。就 $NO_3^- - N$ 而言，偏低的原因可能有二個，第一：由於樣品採上岸距運回實驗室冰存，已有二、三天之久，因此水瓶中的生物作用可能將 $NO_3^- - N$ 耗掉。第二： NO_3^- 在無氧層中扮演氧化劑的角色而還原掉，此可由 $NH_4^+ - N$ 高達 1225 $\mu g/l$ 証

表 3.10 夏、冬兩季湖水營養鹽隨著深度之分佈值。

	深度 (公尺)		$NO_3^- + NO_2^- - N$ $\mu g/l$		$NH_4^+ - N$ $\mu g/l$		$PO_4^{3-} - P$ $\mu g/l$		SiO_2 mg/l	
	夏	冬	夏	冬	夏	冬	夏	冬	夏	冬
A 站	0	0	15	7	< 82	< 82	2	6	1.13	1.66
	5	4	6	10	< 82	< 82	4	6	1.21	1.77
	12	8	9	12	< 82	< 82	4	6	1.31	1.72
	15	12	4	6	< 82	< 82	4	7	1.55	1.78
	17	15	8	5	< 82	< 82	3	4	1.79	1.63
	20	20	32	3	< 82	< 82	3	8	2.51	1.56
	29	25	21	4	726	< 82	9	9	4.66	1.79
	28		11			< 82		7		1.64
B 站	0	0	8	5	< 82	< 82	3	6	1.28	1.55
	5	5	9	6	< 82	< 82	3	6	1.41	1.52
	10	10	24	5	< 82	< 82	2	6	1.24	1.79
	12	15	14	11	< 82	< 82	3	5	1.61	1.62
	14	18	17	*	< 82	< 82	2	5	1.58	1.67
	16	20	16	4	< 82	< 82	3	7	1.85	1.56
	18	22	61	5	< 82	< 82	3	7	1.92	1.55
	20	24	59	7	< 82	< 82	4	5	2.09	1.57
	25	30	18	2	885	< 82	8	5	3.93	1.59
	30		72		1225		9		4.12	

* : 表示無測值

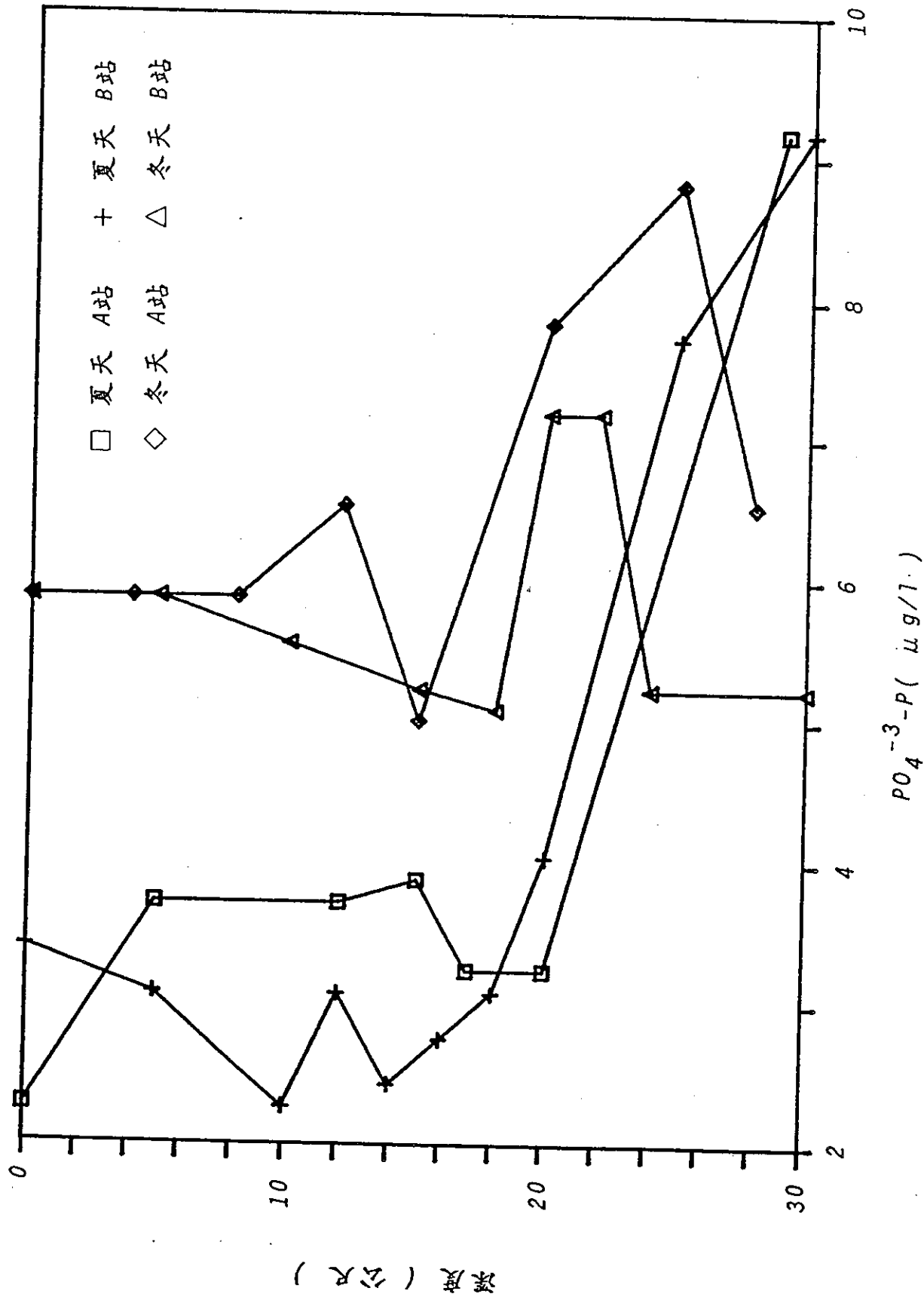


圖 3.12 夏、冬湖水磷酸鹽含量隨深度之變化圖。
 ($PO_4^{3-}P$ 含量 $2 \sim 9 \mu g/l$, 夏天有層化現象, 冬天則上下較均一)

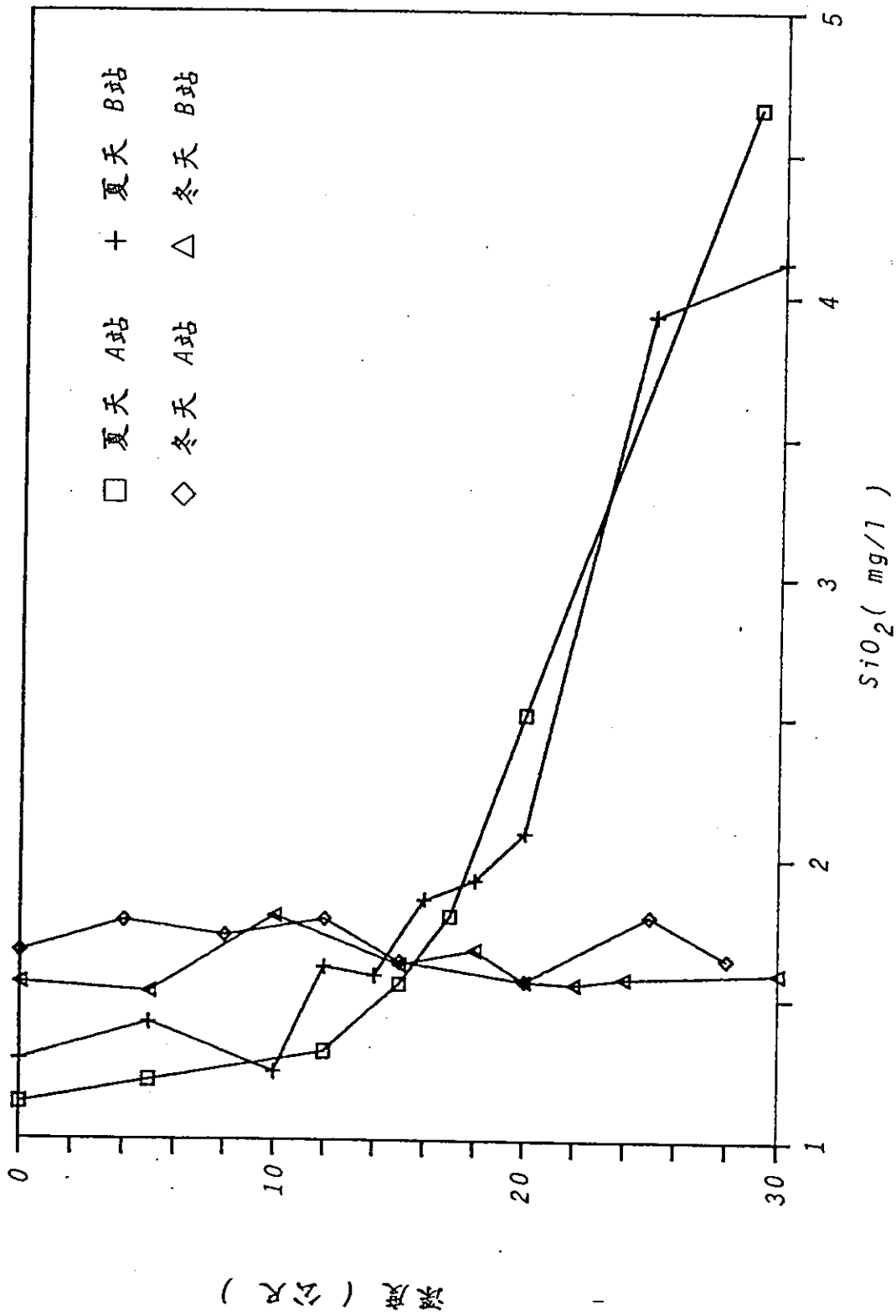


圖 3.13 夏、冬湖水矽酸鹽含量隨深度之變化圖。
 (SiO_2 約 1.13~4.66 mg/l 有層化現象，冬天約 1.52~1.79mg/l 上下較均一)

實。

而 $PO_4^{-3}-P$ 含量較預期值來得低的原因，可能就更複雜了。因為 $PO_4^{-3}-P$ 不僅可以由有機質分解而來，也可因原先在含氧環境中以沈澱型態存在的磷酸鈣、磷酸鐵及磷酸鋁，因還原作用的產生趨於溶解而釋放出來 (Wetzel, 1975)。夏天水層中 $PO_4^{-3}-P$ 含量在無氧層下有遞增現象 (圖 3.12)，可能就是此項機制之運作。有機質的分解再加上磷酸化合物的溶解，應該會使得 $PO_4^{-3}-P$ 測值高出由 Redfield Ratio 計算出的值。但我們卻看到比預期低出許多的值，可能的原因，除了上述第一個原因以外，另一個原因就是有機質中磷可能還鍵結在有機質上，未以正磷酸鹽 ($PO_4^{-3}-P$) 的型態存在。一般磷化合物有五種分類：總磷、溶解性總磷、正磷酸鹽、懸浮磷及正磷酸鹽以外的磷，而鉬藍-維他命 C 之測量方法 (molybdenum blue-ascorbic acid) 只能測到溶解磷的含量。湖水中有機質的來源通常是以陸地植物為主，其構造又以較複雜的多醣類為主 (Benner et al., 1984, 1986)。因此即使有機質分解了，磷可能還與多醣類上之單一構造鍵結為有機磷化合物的型態，沒有以溶解磷型態釋放出來，使得正磷酸鹽測值顯得相當低。

但另一個原因，也是非常可能的；那就是引據 Redfield Ratio 的錯誤。Redfield Ratio 乃指海洋中浮游生物有機質，因此若大鬼湖夏天底層水的缺氧現象是由腐葉有機質所耗盡，則不該引用 Redfield Ratio 來計算 $PO_4^{-3}-P$ 的產量。何況腐葉的成份大都以纖維素 (cellulose) 為主，相對地其含有的磷酯量就較低 (Anderson et al., 1986)，因此釋放的 $PO_4^{-3}-P$ 也就較低。

假設上述推測的第一個原因並沒有引起 N、P 太大的改變，則水體的 N/P 中的 N 實際上是包括 ($NO_3^- - N + NH_4^+ - N$)。夏天 N/P 值約在 48 之間，冬天 N/P 約 1~15 之間；依照 Redfield Ratio N/P 應為 16，如果遠大於這個值，表示 P 不夠浮游植物利用，而成

為基礎生產力的限制因子(Howarth et al., 1988)。也正因為 P 沒有以溶解態存在，或者由腐葉根本無法提供如此高量的 P，導致無法提供浮游植物生長，使得大鬼湖夏天的生物作用不旺盛，而傾向於缺磷的貧營養型態。但冬天的 N/P 值則接近 16，顯示冬天浮游植物生長所需的營養鹽不虞匱乏。但翻滾時間太晚(二月)，物理條件可能不適合藻類生長。

表 3. 11 為湖水營養型態分類指標(Johnson et al., 1985)，主要是以磷酸鹽、葉綠素甲、穿透度做為判斷標準。綜合大鬼湖此三項指標($PO_4^{-3}-P$ 約 $2 \sim 9 \mu g/l$ ，螢光法葉綠素甲約 $12 \sim 157 \mu g/l$ ，穿透度 3 公尺)，則其營養鹽型態應屬貧營養~中度營養。

3.7 葉綠素甲(螢光法)與固體懸浮量

凡是綠色植物皆含有葉綠素甲(chlorophyll a.)，因此葉綠素甲含量的高低，可以作為浮游性植物生物量的指標，進一步了解水體的基礎生產力。而葉綠素甲的測定，可分別用兩種方法測得：一為螢光法，另一為光譜比色法。海洋的基礎生產力，大都是以螢光法來測量，因為此法不僅較為靈敏，而且所用的樣品量也較少。但在淡水中，則不能用此法來測量，因為葉綠素甲分解後所產生的 pheophytin a.，與葉綠素甲的螢光吸收光譜正好相同，因而使得葉綠素甲的測值高估了(Patterson and Parsons, 1963; Vernon, 1960)。

由於事先認識不足，因此大鬼湖湖水葉綠素甲的測定，採用了螢光法，使得測定結果包括了葉綠素甲及 pheophytin a。葉綠素甲隨著深度的分佈，一般而言，在表水及風混層的含量偏低，而在風混層下才有最大值出現，也就是說溶氧最高值附近，通常也是葉綠素甲極大值處(陳, 1986)。圖 3.14 為大鬼湖湖水以螢光法測出之葉綠素甲含量，隨著深度而遞增，表水處之葉綠素甲含量為 $12 \mu g/l$ ，最底層為 $157 \mu g/l$ ，並沒有極大值出現，此乃因為螢光法葉綠素甲之測量

表3.11 湖水營養型態之分類指標。

營養型態	磷鹽 ($\mu\text{g/l}$)	葉綠素甲 ($\mu\text{g/l}$)	賽氏板深度 (Secchi disk depth) (m)
超貧營養	< 3	< 0.3	> 7
貧營養	3~9	0.3~2	7~16
中度營養	9~24	2~6	2~6
優養	24~75	6~40	0.75~2
超優養	>75	>40	<0.75

(取自 Johnson et al., 1985)

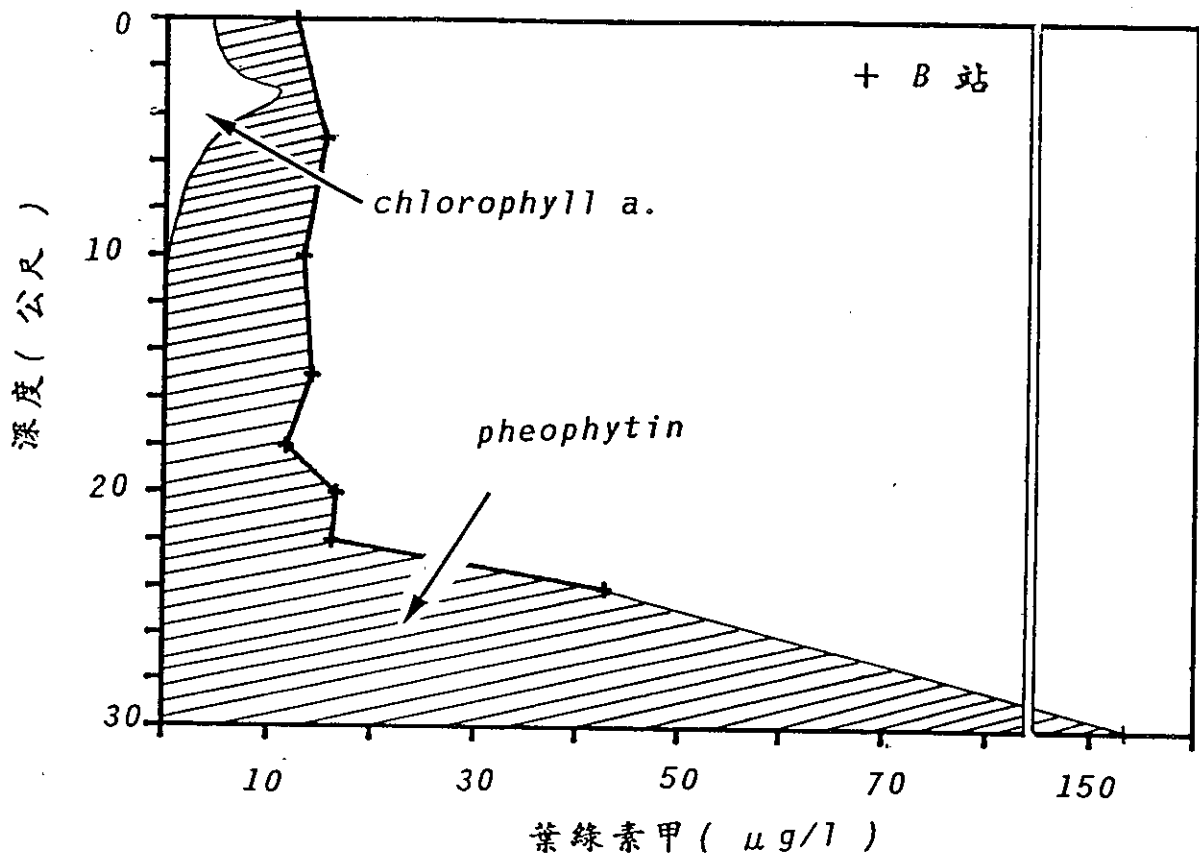


圖 3.14 冬天湖水葉綠素甲隨深度之變化圖。

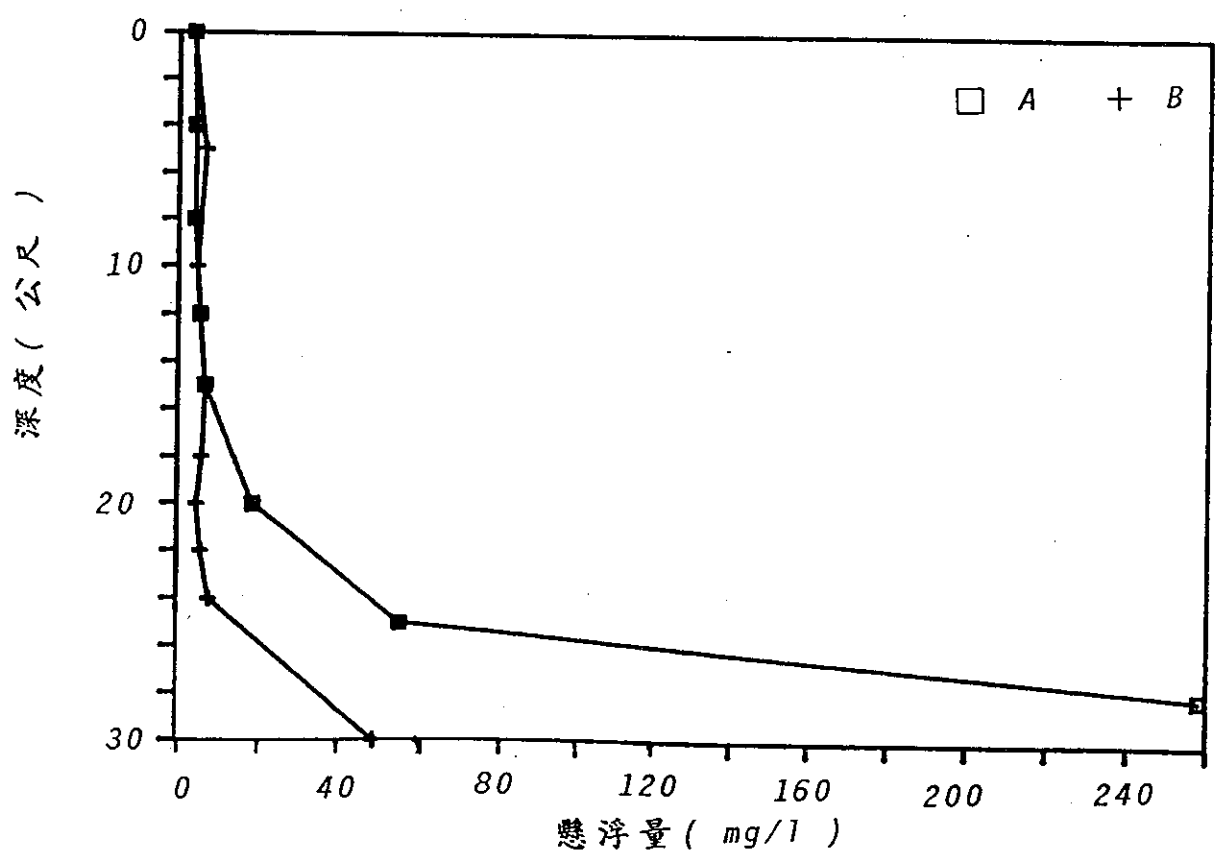


圖 3.15 冬天湖水懸浮量隨深度之變化圖。

代表了葉綠素甲及其本身分解的 *pheophytin a.*，因此在沈積物上的腐葉(有機質)，雖然已不具有葉綠素甲之螢光性，卻因為分解出 *pheophytin a.*，擴散至水層而干擾了葉綠素甲的測定，因此此分佈異於一般所見。

如果假設溶氧值最高處，也是其葉綠素甲含量最高處，由 3.2 節之溶氧量來看，冬天溶氧的最高值約是在 6 公尺左右，在此附近葉綠素甲含量(5 公尺)約 $15 \mu\text{g}/\text{l}$ ，比表水及 5~18 公尺處的葉綠素甲含量都來得高(表 3.12)，此分佈趨勢可能意味著浮游植物在 5~6 公尺有最大基礎生產力。因此扣掉下層受 *pheophytin a.* 的影響，大鬼湖湖水葉綠素甲分佈應在 5 公尺附近有極大值，往上往下皆遞減。再根據 3.1 節所述， Z_{eu} (光合作用區)約 9 公尺左右，因此葉綠素甲應該只在表層至 9 公尺處出現，圖 3.14 實際上可以大略將葉綠素甲與 *pheophytin a.* 區分出來。

由上所述可以了解到，實際上大鬼湖湖水的葉綠素甲含量，應比所偵測到的值還低許多，也就是比 5 公尺處極大值 $15 \mu\text{g}/\text{l}$ 還要低。此值顯示大鬼湖湖水的基礎生產力不算高。而於 20 公尺往下至 30 公尺處，則一路遞增到底，此現象與固體懸浮量之分佈(圖 3.15)類似，顯然是沈積物上腐葉分解使然。

3.8 主要離子分佈情形

表 3.13、表 3.14 為夏、冬兩季各主要離子之含量， $\text{sum}(-)$ 為陰離子含量的總和，包括 HCO_3^- ($[\text{HCO}_3^-] = \text{鹼度} + [\text{H}^+]$ ，因此由鹼度及 H^+ 之和來代表 HCO_3^-)、 SO_4^{2-} 、 Cl^- ， $\text{sum}(+)$ 為各陽離子含量的總和，包括 Ca^{+2} 、 Mg^{+2} 、 K^+ 、 Na^+ 及 H^+ ，而夏天無氧層還原提供 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 、 NH_4^+ 等陽離子，因此 $\text{sum}(+)$ 還必須包括這三種離子。 Σ^+ / Σ^- 表示陽、陰離子總量之比值，皆以 $\text{meq.}/\text{l}$ 為計算單位。由於水體是一個陰陽離子含量相當的電價中和體，負價離子總當量數應

表 3.12 葉綠素甲含量與懸浮量。

深 度 m		葉 綠 素 甲 $\mu g/l$		懸 浮 量 meq./l	
夏	冬	夏	冬	夏	冬
0	0	-	-	-	3.91
5	4	-	-	-	4.30
12	8	-	-	-	4.17
15	12	-	-	-	5.60
17	15	-	-	-	6.98
20	20	-	-	-	19.09
29	25	-	-	-	56.14
	28	-	-	-	258.19
<hr/>					
0	0	-	12.5	-	3.71
5	5	-	15.3	-	6.79
10	10	-	13.3	-	4.93
12	15	-	14.1	-	6.96
14	18	-	11.7	-	6.22
16	20	-	16.5	-	5.00
18	22	-	16.1	-	6.14
20	24	-	42.8	-	8.24
25	30	-	157.0	-	49.55
30					

- : 表示無測值

表 3.13 夏季湖水之主要離子含量。

(Σ^+ / Σ^- 表示陽、陰離子總量之比，此值落在 0.7~1.1 之間，顯示主要離子分析沒有明顯偏差)

深度 公尺	Alk.	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	Fe	Mn	NH ₄ ⁺	H ⁺	sum(-)	sum(+)	Σ^+/Σ^-
A 站	0	0.009	0.015	0.013	0.011	0.006	0.005	0.020	-	-	0.001	0.039	0.043	1.102
	5	0.014	0.029	0.242	0.018	0.036	0.008	0.151	-	-	0.003	0.288	0.215	0.749
	12	0.012	0.021	0.015	0.013	0.008	0.005	0.021	0.001	-	0.005	0.052	0.052	1.002
	15	0.016	0.023	0.054	0.012	0.012	0.032	0.039	0.001	-	0.054	0.146	0.150	1.022
	17	0.026	0.040	0.333	0.023	0.055	0.011	0.218	0.006	0.001	0.047	0.446	0.361	0.809
	20	0.041	0.011	0.046	0.018	0.012	0.008	0.039	0.015	0.001	0.010	0.108	0.102	0.947
29	0.125	0.040	0.288	0.028	0.060	0.015	0.232	0.133	0.002	0.052	0.007	0.460	0.528	1.147
B 站	0	0.008	0.013	0.010	0.008	0.005	0.005	0.016	-	-	-	0.031	0.033	1.085
	5	0.011	0.013	0.015	0.011	0.005	0.004	0.018	-	-	-	0.039	0.038	0.979
	10	0.011	0.020	0.066	0.013	0.013	0.006	0.057	-	-	0.002	0.099	0.092	0.927
	12	0.021	0.017	0.010	0.015	0.006	0.006	0.019	0.001	-	0.004	0.051	0.051	0.995
	14	0.019	0.025	0.109	0.019	0.020	0.008	0.091	-	-	0.004	0.158	0.142	0.904
	16	0.013	0.019	0.016	0.011	0.008	0.006	0.021	0.001	0.001	0.029	0.077	0.076	0.982
站	18	0.015	0.019	0.023	0.012	0.009	0.026	0.005	0.001	-	0.025	0.082	0.084	1.020
	20	0.026	0.013	0.018	0.013	0.009	0.023	0.011	0.001	-	0.019	0.077	0.082	1.063
	25	0.114	0.013	0.023	0.024	0.011	0.007	0.021	*	0.063	0.003	0.153	0.129	0.846
	30	0.072	0.017	0.098	0.020	0.013	0.008	0.026	0.030	0.002	0.001	0.188	0.187	0.998

單位：meq/l

-：低於偵測下限
*：沒有測值

表 3.14 冬季湖水之主要離子含量。

(Σ^+ / Σ^- -表示陽、陰離子總量之比值，此值落在 0.8~1.2之間，顯示主要離子分析沒有明顯偏差)

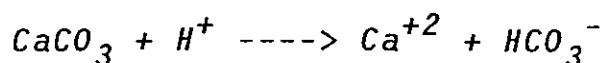
深度 公尺	Alk.	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	sum(-)	sum(+)	Σ^+ / Σ^-
	0.026	0.011	0.005	0.014	0.007	0.008	0.015	0.042	0.044	1.036
A 站	4	0.024	0.011	0.017	0.009	0.007	0.030	0.052	0.065	1.247
	8	0.024	0.014	0.026	0.012	0.007	0.040	0.064	0.075	1.173
	12	0.034	0.012	0.012	0.008	0.006	0.020	0.058	0.057	0.978
	15	0.019	0.012	0.008	0.013	0.006	0.008	0.015	0.039	1.055
	20	0.012	0.012	0.007	0.014	0.006	0.005	0.014	0.031	1.233
	25	0.012	0.014	0.005	0.009	0.005	0.004	0.011	0.031	0.944
	28	0.012	0.012	0.022	0.015	0.008	0.007	0.025	0.046	1.191
		0.016	0.012	0.008	0.008	0.005	0.005	0.012	0.036	0.030
B 站	5	0.017	0.011	0.005	0.010	0.004	0.010	0.032	0.030	0.923
	10	0.016	0.012	0.010	0.012	0.007	0.019	0.037	0.043	1.140
	15	0.016	0.011	0.005	0.012	0.006	0.005	0.011	0.032	1.034
	18	0.017	0.011	0.005	0.012	0.006	0.005	0.012	0.033	1.053
	20	0.017	0.011	0.003	0.012	0.006	0.004	0.010	0.030	1.034
	22	0.014	0.011	0.005	0.012	0.006	0.004	0.012	0.030	1.126
	24	0.015	0.011	0.005	0.011	0.005	0.004	0.010	0.030	1.003
	30	0.009	0.012	0.005	0.008	0.005	0.005	0.011	0.026	1.085

單位: meq/l

該等於正價離子當量數，因此 Σ^+/Σ^- 之值應該等於 1，若不等於 1 表示水體中有部份主要離子沒有分析出，或者數據有誤。由表 3.13 最後一欄可以看出 Σ^+/Σ^- 之值皆落在 0.8~1.25 之間，顯示主要離子之分析，包括鹼度、 SO_4^{-2} 、 Cl^- 、 Ca^{+2} 、 Mg^{+2} 、 K^+ 、 Na^+ 、 H^+ ，(夏天無氧層則 Fe^{+2} 、 Mn^{+2} 、 NH_4^+ 等陽離子也須列入)，數據沒有明顯誤差。

圖 3.16 為 $sum(-)$ 對 $sum(+)$ 作圖，其相關係數高達 0.98，斜率為 0.95。對一個水體來說，離子含量應隨著深度漸變而非遽變，但圖上除了較密集的一群外，尚有幾點遠離密集群；圖上偏高的數據分別是夏天 A 站的 5m、17m、29m 及 B 站的 30m，而這些較平均數來得高的點，主要來自 Cl^- 、 Na^+ 含量較高。圖 3.17 是 Cl^- 對 Na^+ 作圖，同樣也出現類似圖 3.18 之現象。推測這些偏高的點可能是樣品受到了 Cl^- 及 Na^+ 的污染，其途徑可經由 10% HCl 酸洗液而殘留。因酸洗液殘留而污染的水樣， Cl^- 含量勢必較各水樣來得高，再加上此 HCl 為純度不高的工業用品級，因此 Na^+ 可隨著 Cl^- 殘留於水瓶中。於冬天採樣時，特別注意洗瓶問題，果然水樣的 Cl^- 、 Na^+ 含量分佈，就不再出現隨機值。因此扣除這幾點之總離子含量，大鬼湖湖水之總離子含量在 0.05~0.30m eq./l，屬於軟水之水質，較台灣湖泊之平均離子含量偏低許多(陳等，1988)，顯示湖水受外來的離子" 貢獻 "很小，此外來離子包括由酸雨、海水鹽沫、岩石(土壤) 風化、逕流水流入、人為營養鹽(肥料) 等等而來。

水中的 Ca^{+2} 可經由碳酸鹽礦物風化而來：



若依上式反應，則水中的 Ca^{+2} 與 HCO_3^- 勢必以正比關係存在。將 HCO_3^- 對 Ca^{+2} 作圖(圖 3.18)，其相關係數只達 0.64，可見大鬼湖

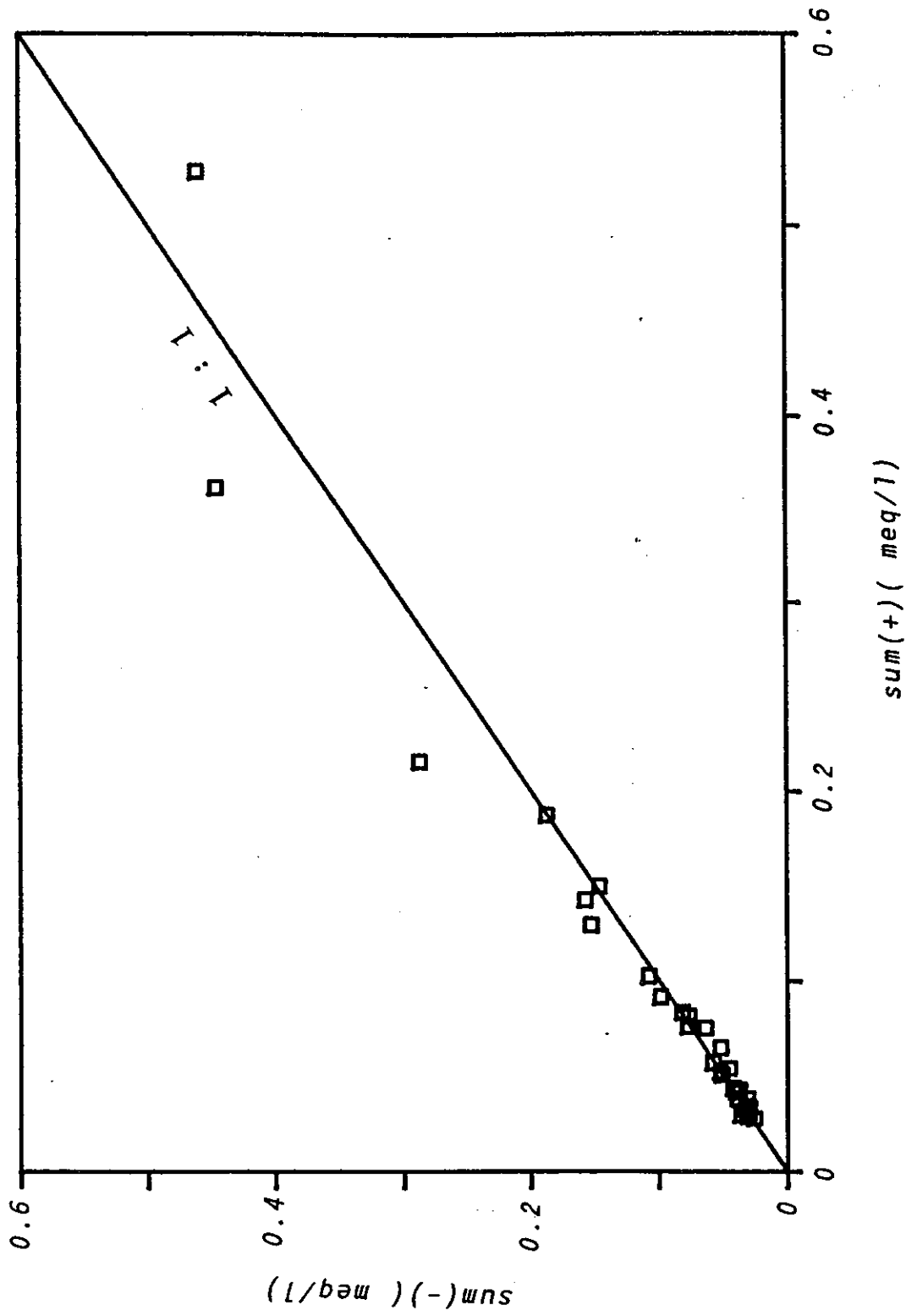


圖 3.16 湖水 $sum(-)$ 對 $sum(+)$ 作圖。

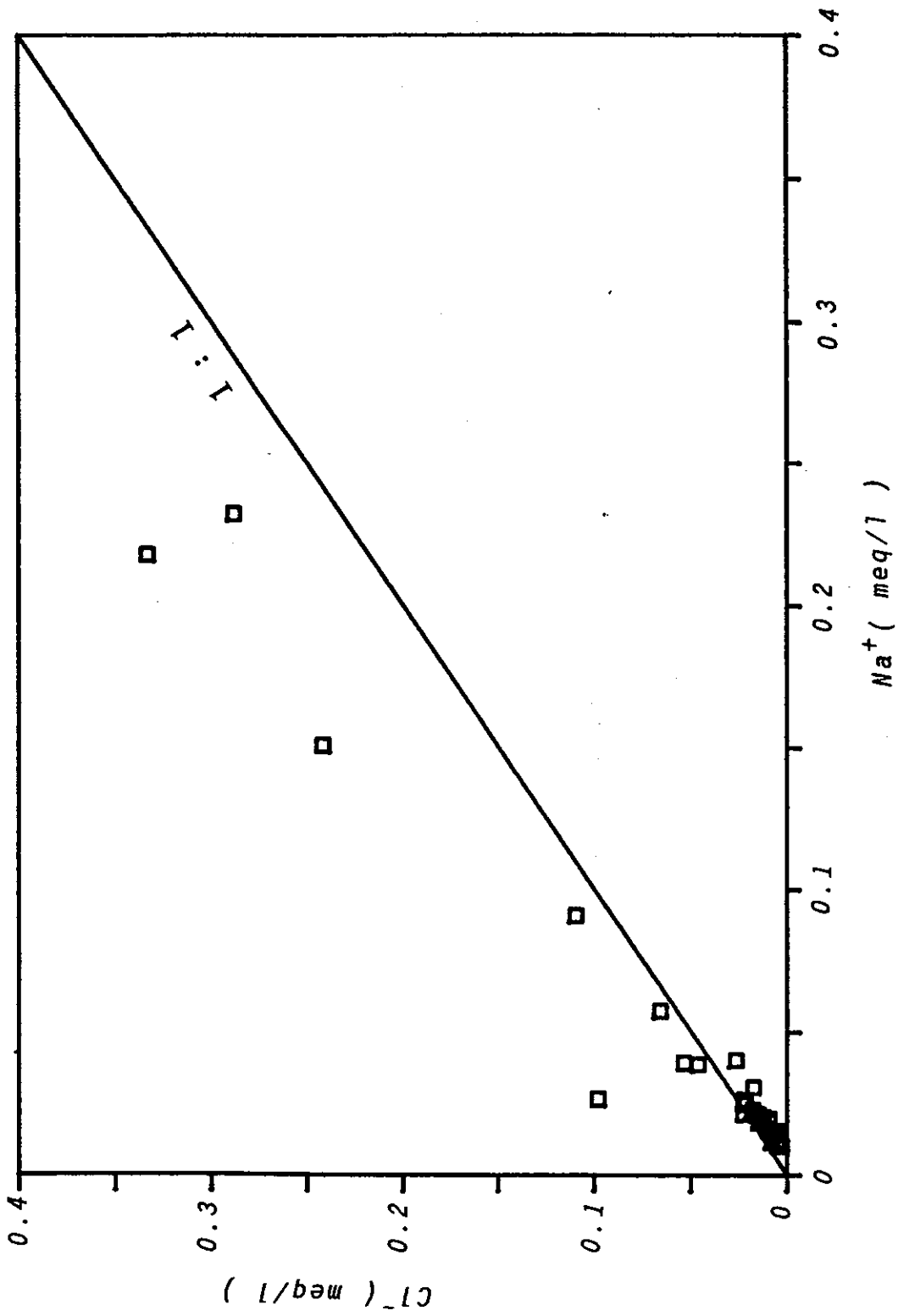


圖 3.17 湖水 Cl^- 對 Na^+ 作圖。

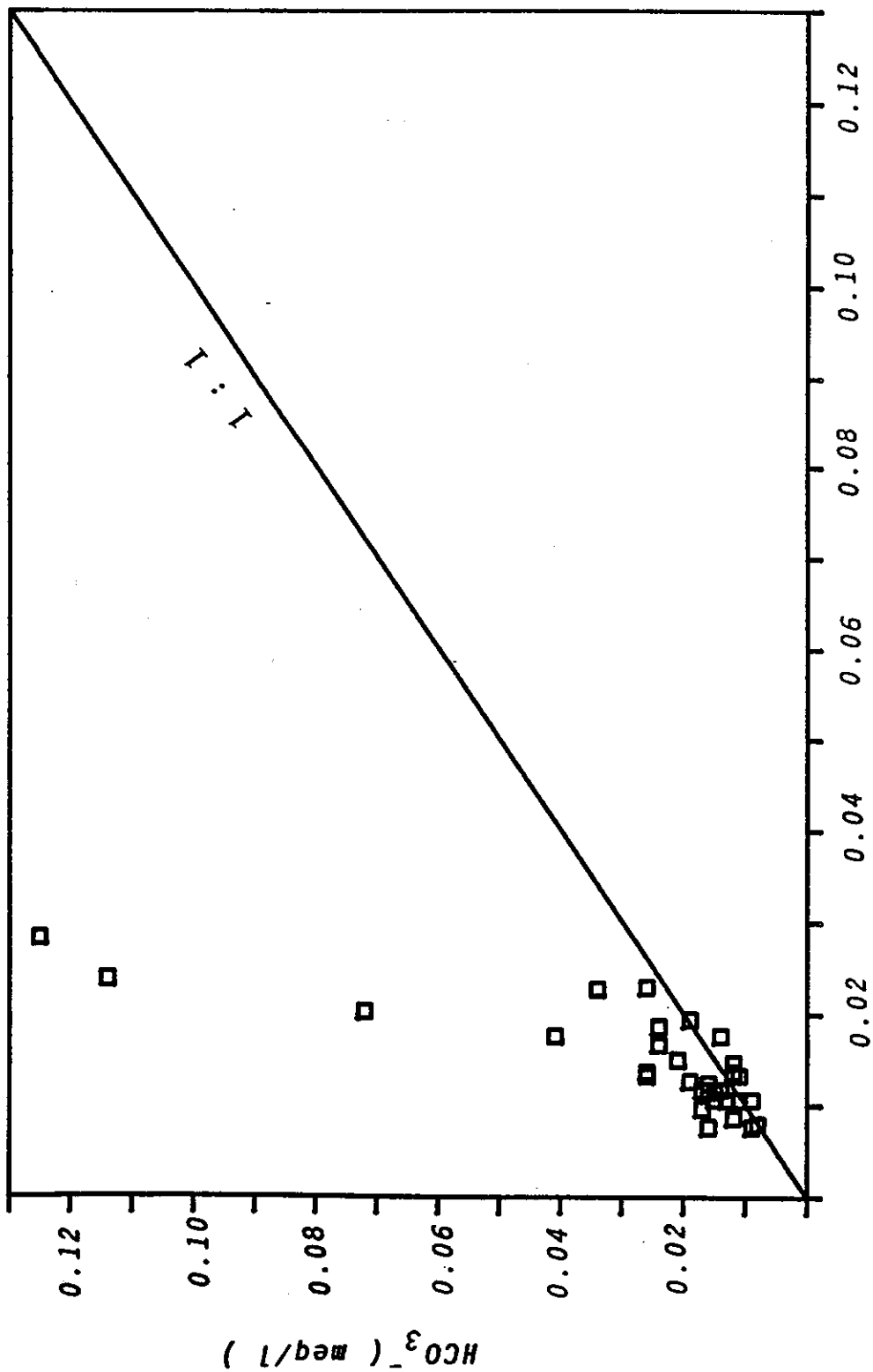


圖 3.18 湖水 HCO_3^- 對 Ca^{+2} 作圖。

之 Ca^{+2} 、 HCO_3^- 並非完全由碳酸鹽礦物風化而來。由 3.4 節的討論中，我們已經了解到夏天無氧層有“水體產生的鹼度”在運作，由此產生之鹼度 (HCO_3^-) 並不會跟著產生 Ca^{+2} ，因此使得 Ca^{+2} 、 HCO_3^- 相關並沒有很好。將夏天無氧層之 Ca^{+2} 、 HCO_3^- 剔除，只用夏天表層水及冬天整層水重新迴歸計算時，相關係數升高為 0.70。原本並沒有很好相關係數，卻因夏季無氧層數據的剔除而升高，可以說明大鬼湖的 HCO_3^- 來源並非完全由礦物風化而來，且為“水體產生之鹼度”提供另一項佐證。

SO_4^{-2} 含量於 14 -15 公尺處開始漸減，並有 S^{-2} 產生 (圖 3.19) 顯示有硫酸根還原作用在進行。兩站的 SO_4^{-2} 在底部皆有回升現象，推測可能是採到沈積物界面處的水，此界面所進行的鐵還原 - 硫氧化反應使得 SO_4^{-2} 含量升高，因此在界面處反而有回升現象。

導電度介在 $5.1 \sim 20.3 \mu S/cm$ 之間，與總離子數呈正相關，相關係數為 0.97 (圖 3.20)，相關性達 99% 以上，顯示離子含量愈高，導電度愈高。

3.9 岩性與沈積物

大鬼湖位在高雄縣茂林鄉境內，此處之岩性屬於硬頁岩、千枚岩及板岩的廬山層 (台灣省山地農牧局, 1985)，沈積物礦物以石英、長石為主，並無黃鐵礦之峰線出現。加鹽酸來測無機碳之實驗，並不見氣泡產生，顯示無機碳的含量相當低。而有機碳的含量卻高達到 20 ~ 27%，有機質的來源豐富。

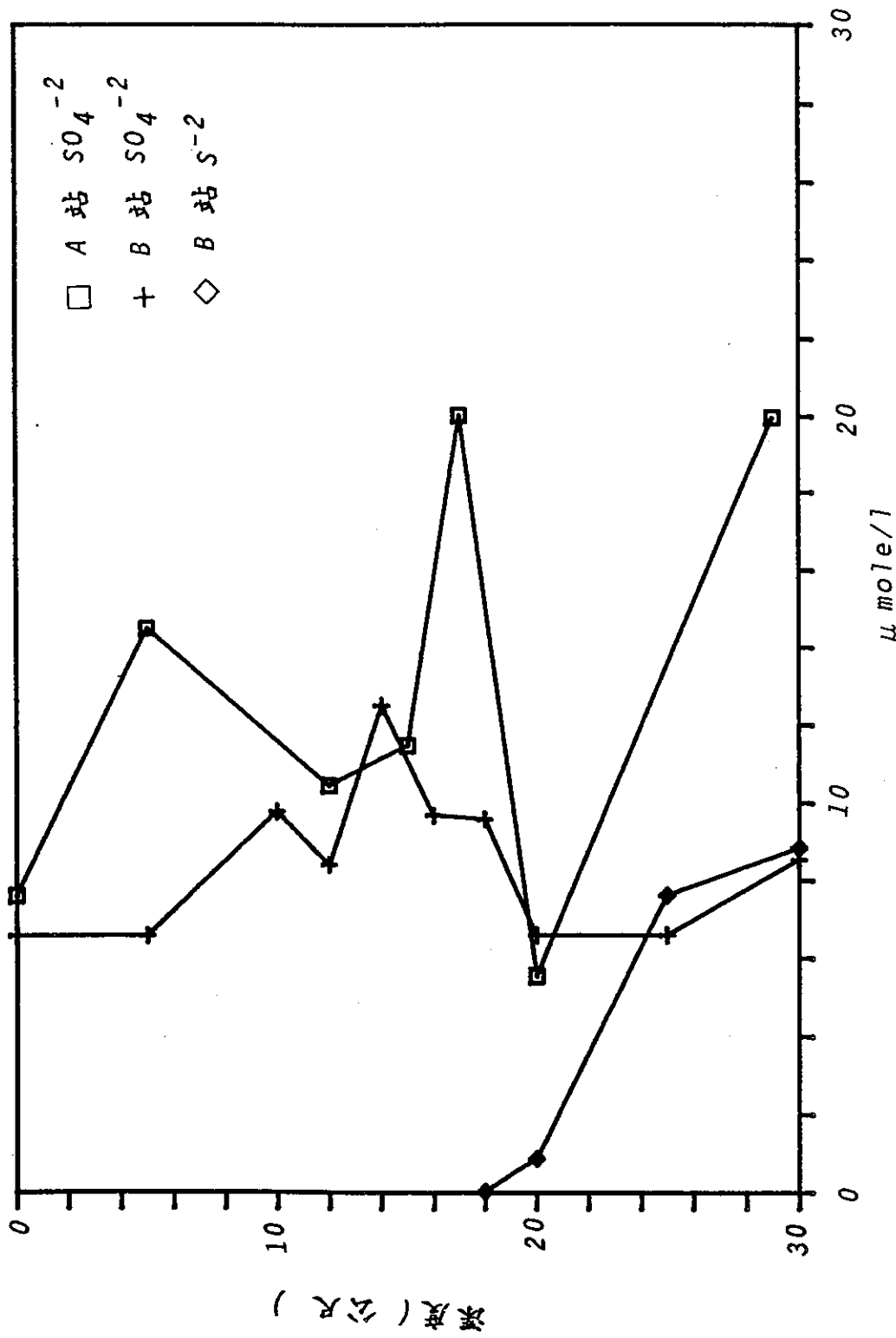


圖 3.19 SO_4^{-2} 以及 S^{-2} 隨著水深之分佈圖。

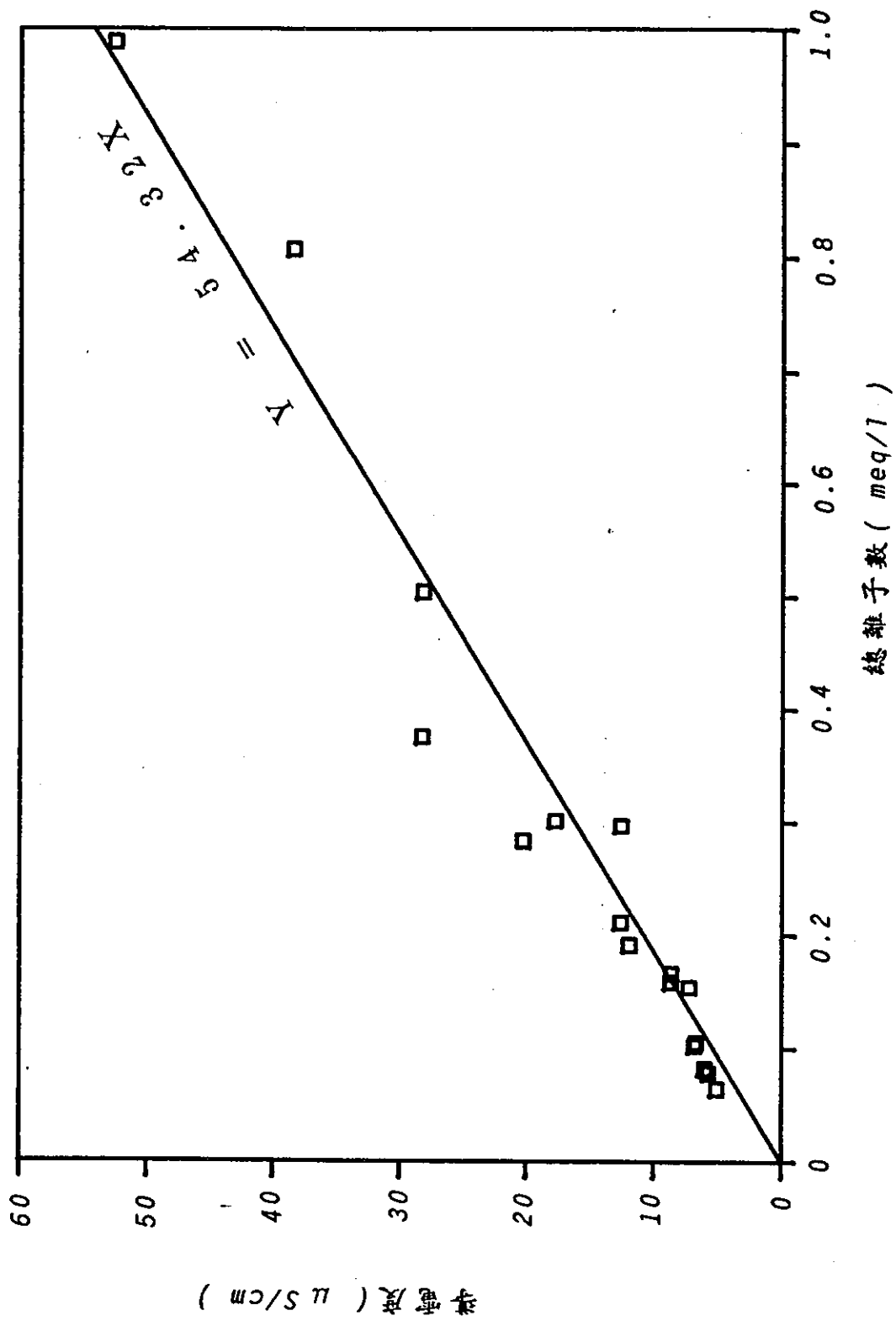


圖 3.20 導電度對總離子數作圖。

第四章 結論

大鬼湖湖水在冬天(二月)完成水體翻滾，上下水層溫度一致。由於位於海拔 2100 公尺，溶氧飽和程度隨著大氣壓降低而減少，翻滾後水體溶氧飽和程度只達 68 % (飽和點為 76 %)，約 6 mg/l。夏天(七月)時，在 4 ~ 12公尺有一明顯斜溫層存在，溫度梯度為 1.17 °C / m。此斜溫層的存在，造成水體循環不良，再加上有機質分解，而將下層溶氧量耗盡。有機質分解而釋放出來的營養鹽中，磷鹽之含量遠低於預期值，可能是磷鹽與多醣類之鍵結未打斷，而無法以溶解形態釋放出來，亦或腐葉本身含有的磷就較低。此低磷量為大鬼湖浮游植物生長限制因子，亦為湖水貧營養之主因。因此大鬼湖在夏天時，下層湖水無氧現象，除了因地理位置較高，水體溶氧飽和程度原本就較低外，再加上有機質(腐葉)不斷地從四週流入水體，分解時將原本低量的溶氧耗光。綜合來說，有下列幾點結論：

1. 大鬼湖缺氧的原因為：

- a. 大鬼湖位於高海拔，相同溫度下水中含氧量較平地湖泊為低。
- b. 由於斜溫層的存在，致使水體循環不良。
- c. 由四週來的腐葉有機質，將底層水的氧量耗盡。

2. 貧營養的原因為：

- a. 腐葉有機質分解釋出的營養鹽，以 C, N 為主，P 可能還鍵結在醣類上，或者腐葉含有的磷酯量原本就較低，使得水中 P 含

量相當低。

b. 夏天水中 N/P 值約 48, P 為浮游植物生長限制因子, 而成爲貧營養湖泊。

c. 冬天雖然 N/P 值接近 16, 但可能翻滾時間太晚, 不利藻類生長。

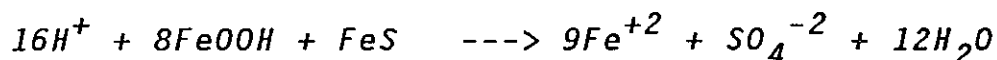
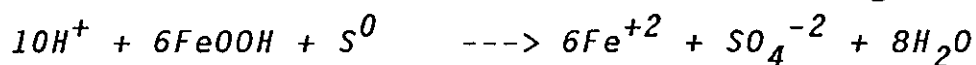
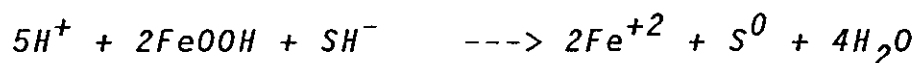
3. 夏天湖水溶氧量在 8~10 公尺有極大值, 10~16 公尺處明顯陡降, 16 公尺以下完全缺氧。溶氧量之極大值在改換成溶氧飽和程度時消失了, 而且此處之 pH 也沒有極大值, 因此溶氧量之極大值非由光合作用引起, 而是冬天含氧較多的冷水沈於此處。冬天水體上下完全翻滾, 低氧水帶上表層來, 使得原本因氣壓低而溶氧量較低的水體, 溶氧飽和程度降至 68%。低量的氧, 加上高量的有機質來源, 在夏天溫度成層時, 造成下層湖水無氧產生, 並厚達 18 公尺。

4. 夏天湖水 pH 值分佈, 呈現分叉型 (*dichotomous*), 分叉點在 16 公尺, 也就是溶氧陡降、進入無氧層處。此深度以上的有氧層, pH 值隨著深度往下遞減; 在此深度以下之無氧層, pH 值隨著深度往下遞增。此現象是受呼吸作用型態改變所致。有氧層之呼吸作用是以氧爲氧化劑, 產物中的 CO_2 、 HNO_3 、 H_3PO_4 皆提供氫離子, 使得 pH 隨著深度下降。無氧層的呼吸作用、有機質分解是以 $Fe-Oxides$ 爲主要氧化劑, 反應物耗掉的 H^+ 比產物 CO_2 所產生的 H^+ 還要多, 因此 pH 隨著深度往下遞增。此爲相當特殊的 pH 值分佈圖。

5. 夏天湖水鹼度也是隨著深度往下遞增, 在 16 公尺以下遞增速度加快。鹼度增加趨勢變大, 是因爲無氧層有機質分解時耗掉大量的 H^+ 所致。冬天湖水鹼度大致上下均一, 平均鹼度較夏天來得低, 乃源於夏天的無氧層遭到水體翻滾, 帶入高氧水而破壞, 因此無氧有機質分解之反應式向左回頭, 將鹼度 " 繳回 "。只有由 NO_3^- 還原產生的鹼度及 SO_4^{-2} 還原的 S^{-2} 以 FeS 形式存在者, 能產生永久性的

鹼度。這種在夏天無氧層產生的鹼度，稱之為“在水體產生的鹼度 (in-lake alkalinity generation)”。此量對於略為酸性、低鹼度，又沒有逕流水流入，以提供礦物性鹼度的大鬼湖而言，是相當重要的。長遠來看，即使酸雨日益嚴重，但由酸雨提供的 SO_4^{-2} 及 NO_3^- 能在無氧層中，扮演氧化劑的角色，產生若干鹼度來與酸雨抗衡，不致走向酸化湖泊。再加上磷為浮游植物生長之限制因子、湖邊土壤侵蝕不強、又沒有逕流水提供其他營養鹽，自然優養化的步調也會相當慢。簡言之，無氧層提供鹼度，緩和了酸化；低磷含量，調慢了優養化。整體來說，只要大鬼湖的環境能夠繼續保持，相信其必能長保現貌。

6. 夏天無氧層中的 $H : Fe$ 約為 0.2，除了無氧呼吸作用耗掉氫、產生亞鐵的反應以外，在沈積物上可能還有下列反應式進行地化作用：



因此在沈積物上，氧化鐵受還原硫還原的作用是另一重要反應。

參考文獻

中文部份：

小島貞男，1988，翡翠水庫之水質預測與污染防治對策，台北翡翠水庫管理局，共43頁。

王以仁，1985，湖泊河川的生態環境，中國水產，第389期，11-15頁。
台灣省山地農牧局編印，山坡地崩塌潛在地區航照調查研究報告 - 高雄縣，1985，74農建 - 7.1 - 源育11(5)。

吳澄寬與謝文誠，1980，地圖系列F19 - 雙鬼湖，戶外生活雜誌社。

洪佳章與陳鎮東，1987，高南地區酸雨現況及天然水域酸化程度，行政院衛生署環境保護局，共70頁。

袁中新，1986，台灣地區雨水水質特性研究，台灣大學碩士論文，共159頁。

孫岩章與吳瑞銓，1980，台灣地區的酸雨，科學發展月刊，第八卷，第五期，第428~434頁。

陳鎮東，1986，熱帶地區海洋基礎生產力(葉綠素)之垂直分佈，全國海洋科學學術研討會論文集，149-156。

陳鎮東，1987，極區海水含氧量之冬夏對比，海洋科學學術研討會論文集，國科會研討會專刊第十集，共10頁。

陳鎮東、洪佳章與王冰潔，1988，台灣地區湖泊酸化程度之過去、當與未來，國立中山大學海洋地質研究所研究報告第二號，共131頁。

黃炯昌，1983，台灣湖泊及水庫之熱分層研究，中華土木水利工程學

會七十二年年會暨慶祝十週年紀念研討會論文，321-329 頁。

黃廈千，1970，地學通論，正中書局，共 194頁。

顏春蘭，1984，北桃沿海區酸雨研究與分析方法之探討，中原大學碩士論文，共 139頁。

英文部份：

- Aller, R. C., and P. D. Rude. 1988. Complete oxidation of solid phase sulfides by manganese and bacteria in anoxic marine sediments, *Geochemica et Cosmochimica*. 52: 751-765.
- Anderson, L. G., P. O. J. Hall, A. Iverfeldt, M. M. R. van der Loeff, B. Sundby, and S. F. G. Westerlund. 1986. Benthic respiration measured by total carbonate production. *Limnol. Oceanogr.*, 31: 319- 329.
- Baker, L. A., and P. L. Brezonik. 1986. Model of internal alkalinity generation: sulfate retention component. *Water, Air, and Soil Pollution*, 31: 89 -94.
- Benner, R., A. E. MacCubbin, and R. E. Hodson. 1984. Anaerobic biodegradation of the lignin and polysaccharide components of lignocellulose and synthetic lignin by sediment microflora. *Appl. Environ. Microbiol.*, 47: 998 -1004.
- Benner, R., M. A. Moran, and R. E. Hodson. 1986. Biogeochemical cycling of ligno-cellulose carbon in marine and freshwater ecosystems: Relative contributions of procaryotes and eucaryotes. *Limnol. Oceanogr.*, 31: 89 -100.
- Berger, F. 1971. Zur Morphometrie der Seebecken. *Carinthia* II, Spec. Issue, 31: 29 -39. Cited in Nürnberg, G. K.

1988. A simple model for predicting the date of fall turnover in thermally stratified lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 1190 -1195.
- Berner, R. A. 1970. Sedimentary pyrite formation. *Amer. J. Sci.*, 268: 1 -23.
- Boyd, C. E. 1979. *Water Quality in Warmwater Fish Pond*. Department of Fisheries & Allied Aquacultures, 359pp.
- Brock, T. D., and J. Gustafson. 1976. Ferric iron reduction by sulfur- and -iron-oxidizing bacteria. *Appl. Environ. Microbiol.*, 32: 567 -571.
- Capone, D. G., and R. P. Kiene. 1988. Comparison of microbial dynamics in marine and freshwater sediments: Contrasts in anaerobic carbon catabolism. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 725-749.
- Chen, C. T. 1981. Oxygen solubility in seawater. In: R. Battino (ed). *Solubility Data Series V.7: Oxygen and ozone*. Pergamon Press, 41-55.
- Chen, C. T. 1985. Preliminary observation of oxygen and carbon dioxide of the wintertime Bering Sea marginal ice zone. *Continental Shelf Research*, 4: 465 -483.
- Chen, C. T., and J. J. Hung. 1987. Acid rain and lake acidification in Taiwan. *Proceedings National Science Council*, 11: 436 -442.
- Chen, C. T., F. J. Millero, and R. M. Pytkowicz. 1982. Comment on calculating the oceanic CO₂ increase: a need for caution by A. M. Shiller. *J. Geophys. Res.*, 87: 2083 -2085.

- Compeau, G. C., and R. Bartha. 1985. Sulfate-reducing bacteria: principal methylators of mercury in anoxic estuarine sediment. *Applied and Environmental Microbiology*, 50: 498-502.
- Einarsson, S., and U. Stefansson. 1983. The sources of alkalinity in Lake Miklavatu, north Iceland. *Limnol. Oceanogr.*, 28: 50 -57.
- Gibson, D. T. [ED.]. 1984. Microbial degradation of organic compounds. *Microbiol. Ser. V. 13. Dekker*. Cited in Capone, D. G., and R. P. Kiene. 1988. Comparison of microbial dynamics in marine and freshwater sediments: Contrasts in anaerobic carbon catabolism. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 725 -749.
- Golterman, H. L., R. S. Clymo, and H. A. M. Ohnstad. 1978. *IBP Handbook*, 8: 51.
- Howarth, R. W., R. Marino, and J. J. Cole. 1988. Nitrogen fixation in freshwater, estuarine, and marine ecosystems, 2. biogeochemical controls. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 688- 701.
- Johnson, D. M., R. R. Petersen, D. R. Lycan, J. W. Sweet, M. E. Neulhaus, and A. L. Schaedel. 1985. *Atlas of Oregon Lakes*. Oregon State University Press, Corvallis, Oregon, 317pp.
- Kelly, C. A., J. W. M. Rudd, R. B. Cook, and D. W. Schindler. 1982. The potential importance of bacterial processes in regulating rate of lake acidification. *Limnol. Oceanogr.*, 27: 868-882.

- Kilham, P. 1982. Acid precipitation: Its role in the alkalinization of a lake in Michigan. *Limnol. Oceanogr.*, 27: 856-867.
- Moses, C. O., D. K. Nordstrom, J. S. Herman, and A. L. Mills. 1987. Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and by ferric iron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 1561-1572.
- Nurnberg, G. K. 1988. A simple model for predicting the date of fall turnover in thermally stratified lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 1190-1195.
- Patterson, J., and T. R. Parsons. 1963. Distribution of chlorophyll a and degradation products in various marine materials. *Limnol. Oceanogr.*, 8: 355.
- Psenner, R. 1988. Alkalinity generation in a soft-water lake: Watershed and in-lake processes. *Limnol. Oceanogr.*, 33: 1463-1475.
- Pyzik, A. J., and S. E. Sommer. 1981. Sedimentary iron monosulfides kinetics and mechanism of formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 687-698.
- Riley, J. P., and G. Skirrow. 1975. *Chemical Oceanography*. Vol. 3., Academic Press, London/New York/San Francisco, 564pp.
- Ruzrcka, J., and E. H. Hansen. 1981. *Flow Injection Analysis* John-Wiley and Sons, New-York/Chickester/Brisbane/Toronto/Singapore, 207pp.
- Smith, R. L., and R. S. Oremland 1987. Big Soda Lake(Nevada). 2. Pelagic sulfate reduction. *Limnol. Oceanogr.*, 32: 794-

- Stumm, W. 1985. *Chemical Processes in Lake*. John Wiley & Sons Inc., 435pp.
- Stumm, W., and J. J. Morgan. 1970. *Aquatic Chemistry*. New-York, Wiley-Interscience, 583pp.
- Tilzer, M. M. 1988. Secchi disk-chlorophyll relationships in a lake with highly variable phytoplankton biomass. *Hydrobiologia*, 162: 163-171.
- Vernon, L. P. 1960. Spectrophotometric determination of chlorophyll and pheophytins in plant extracts. *Anal. Chem.*, 32: 1144.
- Wetzel, R. G. 1975. *Limnology*. Saunders, W. B. Company, 743pp.
- Yoshimura, S. 1932. On the dichotomous stratification of hydrogen ion concentration of some Japanese lake waters. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 9: 154-185.
- Zimmerman, A. P., and H. H. Harvey. 1978. Final report on sensitivity to acidification of waters of Ontario and neighboring state. Univ. of Ontario, 136pp.