國立臺灣大學理學院海洋研究所

博士論文

Institute of Oceanography
College of Science
National Taiwan University

Doctoral Dissertation

南海沈積物中現代極端事件紀錄特徵

Characteristics of Modern Extreme Event Deposits in the South China Sea

陳宇璜

Yu-Huang Chen

指導教授：蘇志杰博士

Advisor: Chih-Chieh Su, Ph.D.

中華民國 114 年 1 月

January, 2025

doi:10.6342/NTU202500596

口試委員會審定書

國立臺灣大學博士學位論文
口試委員會審定書
PhD DISSERTATION ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

南海沈積物中現代極端事件紀錄特徵

Characteristics of Modern Extreme Event Deposits in the South China Sea

本論文係陳宇璜（D05241002）在國立臺灣大學海洋研究所完成之博士學位論文，於民國 114 年 1 月 17 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department / Institute of oceanography on 17.1.2025 have examined a PhD dissertation entitled above presented by Yu-Huang Chen (D05241002) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

（指導教授 Advisor）

系主任/所長 Director: 黃千芬

doi:10.6342/NTU202500596

致謝

身為一個博士生，理所當然的看過數不清學弟妹的致謝。在看這些致謝涕淚縱橫的同時，不禁會想，當自己寫致謝時，到底該感謝多少人呢？碩班學生在學期間兩年，完成一個研究，所感謝的人足以寫滿兩頁。而就學期間就經歷過兩任總統大選的我到底該寫多少呢？每當思緒飄到此處，總是趕緊作罷，「想這幹嘛？還不如想該怎麼趕快畢業。」如今真正坐下來寫致謝，才發現過去的躊躇反而讓當下的心情更加複雜，百感交集之際，只能嘗試用短短的篇幅表達自己的感謝之情。

得之於人者太多，出之於己者太少。要感謝的人太多了，不如就感謝天吧！在寫致謝的此時，第一時間竟是想到這句流傳到有點俗爛的話，不禁莞爾，但這確實是我現在最真切的感受。當時在決定要在海研所讀博士班的時候，朋友在酒酣耳熱後，開玩笑的說「你確定嗎？在台灣讀博士，非胖即禿」。先不論最後那位朋友體態這幾年隨著台積電股票大漲而大漲，而我現在並不算太胖，頭髮也都還健在，但可以理解這句話的涵義。總體而言，博士班的學習歷程是符合達克效應的，隨著對一項知識的越發追求，發現自己所知甚少。並且在追求的過程中，還可能經歷各種實驗失敗、寫作不順、投稿失利，種種不順伴隨著難以言喻的痛苦。過去幾年有數不清的深夜，我常常獨自一人待在海研所思考自己是否適合研究之路。幸好身邊總是會有適時伸出援手的人，感謝家人們總是無條件的支持我，感謝老師這幾年來的忍讓與支持，與老師討論事情是博

doi:10.6342/NTU202500596

士班的快樂時刻。感謝這幾年跟我一起出海、做實驗、泡咖啡、爬山、跑步、喝酒和聊天的海研所好友們，恕我沒辦法一一列名，怕這本論文厚度媲美哈利波特，但我知道我自己是幸運的人，上輩子拯救地球，這輩子才能生在健康的家庭、碰到教學不倦的老師和遇到一群志趣相投的好友。

也幸好自己在博班的最後兩年開始跑步，除了變健康不少外，心靈的穩定更是難能可貴，可以說博士論文是用「跑」出來的。跑步圈有一句很有名的名言叫做「什麼都會欺騙你，跑量不會欺騙你」，意指著努力的積累可能當下不明顯，但長期來看一定會有所成長。其實研究何嘗不是，在畢業的這個當下，深入研究海底沈積物流多年的我似乎已經脫離達克曲線的谷底，緩慢進入見山又是山的田地。而這幾年不論是辛苦或快樂的研究過程，和身邊人合作相處的點點滴滴，相信都會變成未來邁出下一步的重要養分。

doi:10.6342/NTU202500596

中文摘要

自然災害（地震、洪水和火山等）對人類社會不論是經濟和人身安全上都造成極大的威脅。但對於災害評估和重建災害歷史而言，現代的觀測紀錄難以涵蓋百年尺度以上大型自然災害。深海沈積物具有沈積環境穩定，並具有記錄大型自然災害的特性，為良好的災害紀錄器。不同災害事件所引發的重力流沈積物十分相似。近年來，多篇研究利用地震會造成大規模崩塌的特性和事件後的即時採樣建立大型地震事件層的特徵，將地震災害歷史延伸到千年以前。相比之下，颱風並不像地震會造成大規模的海底崩塌，難以於深海辨識颱風層位並建立大型颱風事件層的特徵。本研究於 2013 年海燕颱風侵襲菲律賓的四個月後在南海海盆採集重力岩心，在表層發現近百公分厚具有泥質濁積層層序的颱風層位，因此區缺乏大型峽谷系統的緣故，推測沈積物受到颱風懸浮傳輸至海盆堆積，顯示強烈颱風懸浮傳輸沈積物時，因水力淘選的緣故，在深海會同樣堆積出典型的濁積層層序，此發現拓寬傳統認知中粒級層為透過沈積物重力流沿海床傳輸形成的窠臼，對未來評估深海事件層提供更多討論。並且在颱風層的底部觀察到錳富集的特性，推測源自菲律賓中部富含錳的土壤與洪水引發沈積物孔隙中的錳釋放於水層後，水層中的顆粒與錳離子結合受懸浮傳輸至深海。此錳富集的特性可望為區分洪水和地震事件層的利器，因此本研究利用在高屏海底峽谷下部斜坡中前人已辨識出 2009 年莫拉克颱風和 2006 年屏東地震的岩心站位來驗證錳富集層於其他地區的適用程度。結果顯示，莫拉克颱風的層位

doi:10.6342/NTU202500596

同樣具有錳富集的特性，但其形成機制有所差異，莫拉克颱風的層位主要為洪水引發沈積物中的錳釋放於水層後，錳離子與水層中的顆粒結合後受異重流傳輸至深海。在颱風較為稀少，沈積物組成以生物源沈積物為主的南沙海域同樣有觀察到錳富集的特性，推測為南沙海域近年來頻繁的人為工程活動擾動表層的沈積物，降低海床的穩定性並導致表層沈積物孔隙水中的錳離子釋放並和颱風所懸浮的顆粒結合，傳輸至深海。根據颱風傳輸沈積物機制的不同，南海海盆適合建立強風型颱風紀錄，而高屏峽谷則適合重建強降雨型颱風歷史。本研究所發現的現代颱風層位特徵，可良好的區分地震和颱風事件層，為重建古颱風歷史的重要依據，為深海古颱風研究開啟新的篇章。

關鍵字：颱風、洪水、南海、深海沈積物、水下沈積物流、錳層

doi:10.6342/NTU202500596

Abstract

Natural disasters (earthquakes, floods, and volcanic eruptions) pose significant threats to human society in terms of economic and personal safety. While modern observational records are insufficient for assessing centennial-scale natural disasters, deep-sea sediments serve as excellent disaster archives due to their stable depositional environment. Although gravity flow deposits triggered by different disaster events are similar, recent studies have utilized post-earthquake immediate sampling and characteristics of large-scale submarine landslides to establish earthquake event layer features, extending earthquake history records to millennia. In contrast, typhoons rarely cause massive submarine landslides, making it challenging to identify typhoon layers and establish their characteristics in deep-sea sediments.

In this study, we collected gravity cores from the South China Sea basin four months after Typhoon Haiyan struck the Philippines in 2013. We found meter-thick typhoon layer with typical mud turbidite sequences in the surface. Due to the absence of major submarine canyon systems in this area, we suggest that sediments were transported to the basin through suspension. This suggests that intense typhoons can produce typical turbidite sequences through hydrodynamic sorting during suspension transport, expanding the traditional understanding that graded beds are formed by sediment gravity flows along the seafloor. On the other hand, we found manganese

doi:10.6342/NTU202500596

enrichment at the base of the typhoon layer. We speculate sourced from manganese-rich soils in central Philippines and manganese released from the pore water after the sediment disturbance by flooding, combining with suspended particles before transport to the deep-sea.

To validate the applicability of manganese enrichment as a tool for distinguishing flood and earthquake event layers, we examined previously identified cores from the 2009 Typhoon Morakot and 2006 Pingtung earthquake in the lower slope of the Kaoping submarine canyon. Results showed manganese enrichment in the Morakot layer, though a different mechanism involving flood-induced manganese release and gravity flow transport. Similar manganese enrichment was observed in the Nansha area, characterized by slow sedimentation rates and biogenic sediments, potentially due to recent anthropogenic activities disturbing surface sediments and releasing manganese from pore water. Based on these different typhoon sediment transport mechanisms, the South China Sea basin is suitable for reconstructing strong-wind typhoon records, while the Kaoping submarine canyon are better for heavy-rainfall typhoon history reconstruction. These modern typhoon layer characteristics effectively distinguish between earthquake and typhoon event layers, providing crucial evidence for paleotyphoon reconstruction and shed the new light for deep-sea paleotyphoon research.

Keywords: Typhoon, Flooding, South China Sea, Deep-sea sediment, Underwater

doi:10.6342/NTU202500596

sediment flows, Manganese layer

doi:10.6342/NTU202500596

目次

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

圖次

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

表次

doi:10.6342/NTU202500596

1 序論

自然災害（如火山、海嘯、地震和颱風等）的再現週期和未來趨勢，是全球永續發展面臨的主要科學挑戰之一。重建自然災害歷史對於災害評估、減災與調適至關重要，然而大型自然災害的再現週期常超過百年之久，除了少數人類很早就開始活動的區域以外，過去有關大型災害的文書紀錄十分稀少，並且有限的文字紀錄難以判斷過去自然災害的規模和影響範圍。

自然災害所引發的水下沈積物流，會於深海沈積物留下事件沈積層，為研究古代自然災害事件之指標，其沈積特徵可供辨識並重建過往災害事件。然而不同災害事件所堆積的事件沈積層常十分相似，原因為不同的自然災害所引發的水下沈積物流的傳輸機制可能類似。由於各地區的事件沈積物特徵並不完全相同，因此辨識並建立區域性自然災害事件之沈積特徵，可作為自然災害歷史評估研究的關鍵突破點。近年來多篇研究致力於地震災害於深海沈積物中的沈積特徵，並將古地震紀錄延伸到人類歷史以前（Adams et al., 1990; Moernaut et al., 2007; Goldfinger et al., 2012; Pouderoux et al., 2012; Van Daele et al., 2014），然而深海沈積物中，古颱風紀錄則相對稀少。本研究利用 2013 年超級颱風海燕後的即時採樣，嘗試建立颱風事件沈積紀錄的現代類比（modern analogue）案例。

論文第一章將先介紹水下沈積物流的研究發展和其沈積物特徵；第二部分介紹前人如何區分地震事件層，並建立大型地震事件層特徵的方法；第三部分介紹

doi:10.6342/NTU202500596

本研究所利用的颱風案例，包括海燕颱風及莫拉克颱風。第二章將介紹本研究的研究方法。第三、四和五章將依序介紹本研究的研究區域，分別為南海北坡的臺灣西南海域、南海海盆和南海南部大陸斜坡。三個區域分別代表受到大量且單一沈積物來源的活動大陸邊緣；多沈積來源，沈積速率緩慢的深海盆地；以及生物源沈積物為主的南海南部大陸斜坡。第六章將比較各區域颱風層位的差異；並於附錄附上本研究於國際期刊 Journal of Marine Science and Engineering 所發表的研究文章，其內容為本論文第三章內容。本研究旨在建立南海現代颱風事件沈積物的特徵並探討其傳輸機制，為古颱風事件沈積紀錄建立現代類比基礎，以利未來建立長時間尺度西太平洋地區颱風事件目錄。

1.1 水下沈積物流（Underwater sediment flows）

沈積物重力流是自然界中傳輸沈積物的主要方法，單一的沈積物流可傳輸超過 100 立方公里的沈積物（1929 Grand Bank 大地震; Talling et al., 2007a），在約僅 1 度的斜坡上以最快速度每小時 60 公里的速度傳輸至 1500 公里遠的深海，僅一次沈積物流所傳輸的沈積物量超過全世界河川每年總傳輸量的 10 倍（Milliman and Syvitski et al., 1992）。然而深海環境中沈積物重力流的傳輸過程很少被直接觀測，目前大多依靠海底電纜斷裂紀錄和水下錨碇所配載的流速計、濁度計和沈積物收集器實驗結果（Zhang et al., 2018）。

doi:10.6342/NTU202500596

沈積物重力流的研究起於 Forel（1895）在瑞士日內瓦湖（Lake Geneva）中的隆河水下三角洲（Rhone river delta）觀測到水道（channel）的出現，此水道長 10.25 公里、寬 500 公尺且深達 50 公尺，水道在靠近陸地側較深，離岸遠則淺，並且在湖水中量測到明顯由河水輸入所造成明顯低溫。Forel 推測水道是由隆河輸出高密度的水下沈積物流注入湖水後下沈，猶如水下瀑布一般沈入湖底，此推測在接下來的百年利用高解析地形資料、溫鹽觀測和沈積物岩心得到了證實（Girardclos et al., 2013）。自此之後，沈積物重力流被廣泛地研究，為地質學的研究翻下嶄新的一頁。

在 1948 年倫敦舉辦的國際地質大會上，當時國際沈積學會（IAS, International Association of Sedimentologists）主席 F.P. Shepard 在會議中展示一系列陡峭的海底峽谷谷壁照片，啟發 Kuenen 對於海底重力流的想法，並利用水槽實驗證實在海底廣泛出現的粒級層及砂層為濁流（Turbidity current）所造成（Kuenen and Migliorini, 1950），推翻當時普遍認為深海只有細顆粒泥質沈積物緩慢堆積的安靜印象（Maury, 1855；Murray and Renard, 1891；Friedman and Sanders, 1998），並認為深海峽谷的出現與濁流有關。從 1940 年代起，許多位於大陸邊緣的海洋岩心都發現因濁流所堆積的沈積物濁積岩（Turbidite）的存在，更加驗證了前述的論點。Heezen 和 Ewing（1952）推斷濁流為 1929 加拿大的 Grand Bank 大地震造成一系列的海底電纜斷裂的原因，並利用斷裂時間觀測到濁流流速最高可達每秒

doi:10.6342/NTU202500596

19 公尺，並且傳輸距離可達數百公里，為第一次在深海環境觀測到濁流傳輸的研究。

Kuenen 的學生 A. H. Bouma（1964）以法國東南部 Annot Sandstone 的觀察，發表濁積沈積物的標準層序（鮑馬序列；Bouma Sequence）與其在海底沖積扇的空間分佈（圖 1-1），此鮑馬序列包括五個沈積單元（Ta、Tb、Tc、Td 和 Te），在沖積扇扇頂處具有最完整的層序（圖 1-1），這套層序不僅指示著濁流沈積的流場變化，並指示著濁流的方向。

位於層序最底部的沈積單元 Ta 為沈積物快速沉降的粒級層，一般為砂岩或礫岩組成，而如果粒級層不明顯，則可能為濁流底部的高濃度沈積物特性導致紊流無法發展，懸浮沉降來不及發生，暗示濁流底部呈現層流的狀態。Tb 為水平沈積的平行層理（parallel lamination），Tc 為具有交錯層（cross lamination）或小型波紋狀層理的粉砂層，此兩個沈積單元為受到濁流能量逐漸降低而形成。Td 為具有平行層理的粉砂層位（Upper parallel lamination），Te 為具有生物擾動特徵的泥質沈積層，此兩個沈積單元代表著沈積物主要受到懸浮沉降所堆積的層位。

雖然 Kuenen and Migliorini（1950）最初假設濁流主要是紊流懸浮顆粒流，然而鮑馬序列並非單純由紊流搬運堆積，其中 Ta-Tc 受到具高濃度沈積物的層流影響。此外，在鮑馬序列中，所有的細顆粒都被歸類為 Te，但 Stow 和 Piper（1984）進一步將細顆粒（超過一半的顆粒<63 微米）的濁積層沈積相分為粉砂質濁積岩

doi:10.6342/NTU202500596

沈積相（silt turbidite facies）、泥質濁流岩沈積相（mud turbidite facies）和生物源濁積沈積相（biogenic turbidite facies）（圖 1-2）。其中，粉砂質濁積岩沈積相與鮑馬序列相似，但完整的粉砂質濁積岩相序列因為粉砂質顆粒容易受水流搬運的緣故十分罕見，並且其厚度相對於鮑馬序列較薄；泥質濁積沈積岩相則是由鮑馬序列的 Te 層和 Tf 層組成，並將 Te 層分為 E1、E2 和 E3 三個層位與 T_0-T_8 九個子層位（圖 1-2），T_0-T_5 隨透鏡狀層理變化至水平層理的層位，代表顆粒從牽引狀態轉變到懸浮狀態的過程，T_6-T_7 的粒級層為懸浮堆積的結果；生物濁積岩相在海洋中廣泛分布，特別是在陸源輸入較少的地區，在中洋脊和海底山等地形陡峭之處矽質和碳酸鹽質軟泥會通過海床滑塌、碎屑流和濁流再沈積，生物濁積岩相的層位與泥質濁流岩相大致相同，但從生物源濁積岩的 E1 層中有孔蟲和貝殼碎屑與富黏土的陸源薄層常交替出現，層理較不明顯，造成此現象的原因與生物源沈積物絮凝作用較弱相關（圖 1-2）。

然而因為難以實際量測濁流在水下的真實數據，Kneller and Buckee（2000）指出科學界並不是全然瞭解濁流沈積作用，並強調在自然界中，沈積物重力流可能同時受到多種支撐顆粒的作用力影響，而濁流此詞的定義初始為由紊流支撐顆粒傳輸的沈積物流（Kuenen and Migliorini, 1950），濁流和濁積岩經常在其他研究中被誤用（Mutti et al., 1999; Shanmugam, 2002a）。並且觸發沈積物重力流的機制與其所堆積的沈積物類型之間並不存在簡單的關係。具有粒級層的層位其成因

doi:10.6342/NTU202500596

可能來自於多種事件，如 1929 加拿大的 Grand Bank 大地震所發生的海底崩塌（Piper and Aksu, 1987），颱風在美國 La Jolla 外海所觸發的濁流，異重流在地中海所堆積的沈積物（Piper and Savoye, 1993）都有觀察到粒級層的出現。Shanmugam（2000a）根據流變學（Rhelogy，沈積物流體剪應力和剪應變的比例）和支撐顆粒應力的種類區分沈積物流，Shanmugam （2020）統合各項分類依據，將沈積物重力流分成六類（表 1-1），分別是異重流（Hyperpycnal flow）、濁流（Turbidity current）、碎屑流（Debris flow）、液化流（Liquefied flow）、顆粒流（Grain flow）和等深流（Contour current），並闡述其觸發機制和辨識方式。

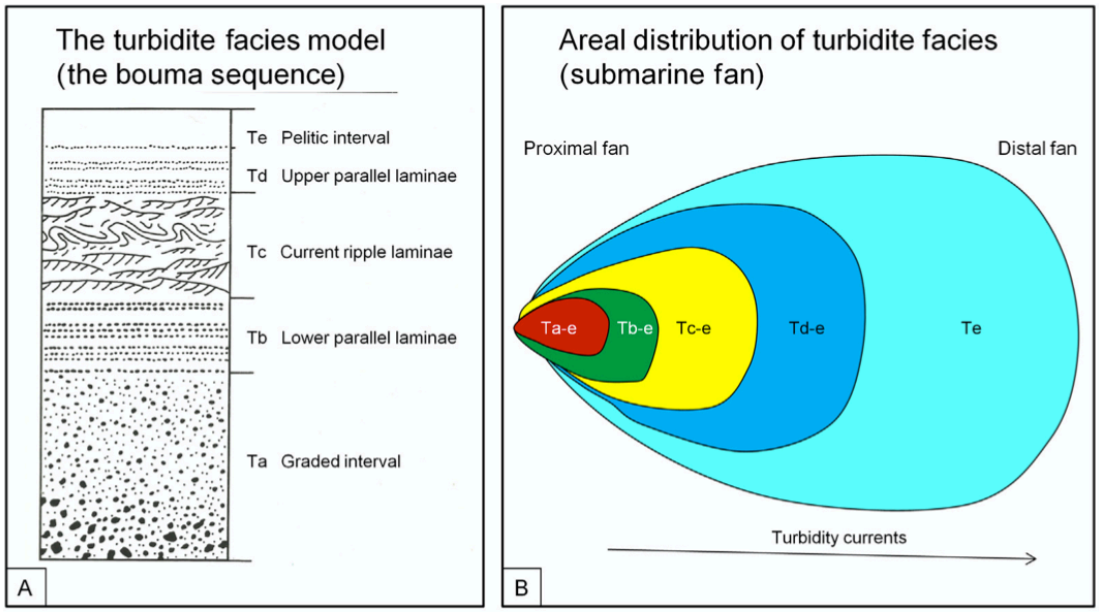


圖 1-1 濁積標準層序 Bouma sequence。（圖取自 Bouma, 1964, Figure 25）

doi:10.6342/NTU202500596

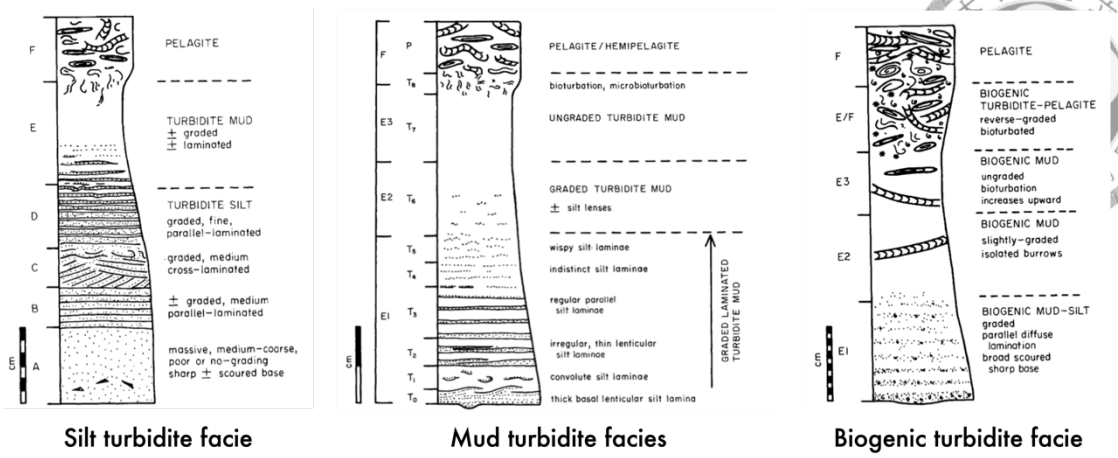


圖 1-2 粉砂、泥和生物型濁積岩相。修改自 Stow and Piper (1984)。

1.2 災害事件記錄指標

地震、隕石、火山爆發、海嘯、颱風、內波、潮汐、強降雨和人為活動等等原因都可能觸發沈積物流（Piper and Normark, 2009），利用事件沈積物特徵區分是何種災害觸發沈積物流為此類研究研究的關鍵點。為釐清不同觸發機制，沈積物流的來源、傳輸的路徑、沉降時的沈積特性都是至關重要的，若對傳輸機制缺乏理解，研究成果可能會受到採樣站位點的影響。像是古地震災害紀錄重建的研究，岩心選取的站位點就會避免選在大量陸源沈積物能直接輸入的區域（淺海或是河川連接型峽谷），以免發生難以區分地震和洪水層位的困境。

近年來，多篇研究利用詳細的定年或事件後的即時採樣辨識大型地震的沈積層，並建立大型地震沈積層的辨識指標，像是 1700 年規模 9.0 的美國卡斯卡迪亞

doi:10.6342/NTU202500596

（Cascadia）地震（Goldfinger et al., 2012）；1908 年地中海的地震（Polonia et al., 2016）；2004 年芮氏規模 9.2 蘇門答臘地震（Sumner et al., 2013）；2011 年日本東北地震（Fujiwara et al., 2011; Strasser et al., 2013; Mountjoy et al., 2018; Bao et al., 2018; Kioka et al., 2019b; McHugh et al., 2020）；2016 年規模 7.8 的紐西蘭凱庫拉（Kaikōura）地震（Howarth et al., 2021）。使用的地震指標包括，

（1） 沈積動力的不同：災害事件所觸發沈積物重力流會沈積較大的顆粒、特定的沈積層序及沈積構造。

（2） 沈積物物源的不同：地震所引發的海床破壞、海底山崩等作用，導致岩心站位點所接收的沈積物與平時來源不同，沈積物礦物組成、有機物特性、放射性核種皆可能有其特徵（Polonia et al., 2016；Bao et al., 2018；McHugh et al., 2020）。

（3） 事件型沈積物在堆積後所產生的生地化作用（Polonia et al., 2016；Goldfinger et al., 2017）。

（4） 利用地震會引發大範圍的海底崩塌的特性，比較同個區域內廣泛分佈的岩心，是否上下游有同樣數目的事件層（Confluence test: Adams et al., 1990; Goldfinger et al., 2012; Howarth et al., 2021）、是否於同一時間段內不同盆地都有事件層沈積的出現（Synchronous deposition: Sumner et al., 2013; Gràcià et al., 2010）來辨識地震的沈積物。

doi:10.6342/NTU202500596

相比起利用深海沈積物重建古地震研究的蓬勃發展，古颱風的研究多位於淺海（Liu et al., 2000; Donnelly and Woodruff, 2007; Lambert et al., 2009; Donnelly et al., 2015; Wallace et al., 2019），然而淺海、潟湖或湖泊的颱風紀錄容易受到侵蝕作用影響。相對於淺海，深海環境較為穩定，且較規模較小的颱風、洪水和潮汐等原因所引發的沈積物流較不容易堆積到深海，具有天然的災害濾波器的功能。然而深海難以辨識颱風層位其中原因之一為颱風並不像地震會造成大規模的海底崩塌，主要為單一沈積物流的輸出（Piper and Normark, 2009），並不會廣泛地在同一區域都同時堆積層位，如缺乏精準的定年或事件後即時採樣，難以辨識颱風的層位，更難以建立深海的颱風沈積物指標。

南海位於西太平洋颱風廊道，每年約會有十次颱風侵襲此區域，其中 2009 年及 2013 年的莫拉克和海燕颱風在臺灣和菲律賓造成極大的災情並留下沈積紀錄（Lin et al., 2011; Soria et al., 2017），本研究利用颱風後於深海的即時採樣，嘗試建立深海沈積物的指標。

1.3 海燕颱風（Typhoon Haiyan）

超級颱風海燕是二十一世紀最具破壞性的颱風之一，造成超過 6000 人死亡和 130 億美元的經濟損失。海燕颱風的風速最強曾達到每小時 315 公里，為至 1945 年有氣象資訊統計以來風速最強的颱風，如以海燕颱風的風速推估，其再現期估

doi:10.6342/NTU202500596

計約為 188 年（Takagi and Esteban, 2016）。海燕颱風於 2013 年 11 月 7 日在菲律賓中部登陸，引發菲律賓中部沿海地區受到強烈風暴潮的侵襲（Mas et al., 2015）。在菲律賓的中部 Leyte 地區，超級颱風海燕所堆積的沈積物向內陸延伸約 1.6 公里（Soria et al., 2017），在侵襲菲律賓後，海燕颱風向西穿越南海。

1.4 莫拉克颱風（Typhoon Morakot）

莫拉克颱風是臺灣地區有紀錄以來損失最為慘重的颱風，造成 397 人死亡、53 人失蹤、100 多戶房屋遭掩埋。雖然其最大風速約為每小時 148 公里，屬於中颱的範疇，但其雨量為臺灣有紀錄以來之最，在臺灣山區的 15 個測站紀錄到超過 2000 mm 的累積降雨量，甚至有 31 個雨量站的 24 小時累積雨量超過 1000 mm，46 個測站降雨量超過 200 年再現週期（水利署莫拉克颱風暴雨量及洪流量分析，2009）。莫拉克颱風的降雨集中在嘉義縣、高雄縣和屏東縣等山區，包含濁水溪、八掌溪、曾文溪及高屏溪等上游集水區，在山區造成上萬處崩塌（Lin et al., 2011），並且 70.97 %的崩塌主要發生在板岩區。

本研究在海燕颱風侵襲菲律賓後，在南海海盆沿著颱風路徑採樣，建立南海海盆颱風沈積物的標準層序，並發現錳富集層容易在洪水沈積物中發現的特性。後續至台灣西南外海前人已辨識出莫拉克颱風和屏東地震的層位（Su et al., 2018）驗證錳富集層為洪水沈積物特徵於其他區域的適用程度，同時伴以黏土礦物結果

doi:10.6342/NTU202500596

討論地震和颱風沈積物的傳輸機制的異同。而後將錳富集層的特徵延伸至南沙群島，每年平均僅有 0.5 個颱風經過此地區。最後將討論各地區錳富集層形成原因的差異，本研究望能利用此特徵開啟深海沈積物中古颱風紀錄研究的大門。

doi:10.6342/NTU202500596

表 1-1 沈積物重力流分類（修改自 Shanmugam, 2021）

沈積物流	定義	觸發機制	辨識方式
異重流（Hyperpycnal flow）	密度大於海水的沈積物流，沈積物濃度達 25 kg/m^3（Wright 和 Nittrouer, 1995）。	洪水期的河川輸出高密度的沈積物流。	反粒級層至粒級層之層序、層位內有侵蝕面。
濁流（Turbidity current）	沈積物流為牛頓流體，沈積物流密度為 1.1 g/cm^3（Kuenen, 1966）。	地震、颱風、火山和隕石撞擊等等天然災害。	粒級層、流形鑄狀、顆粒大小為細沙至粉沙、底部有侵蝕面
碎屑流（Debris flow）	非牛頓流體，層狀（Laminar）結構，沈積物流密度為 2 g/cm^3（Hampton, 1972）。	地震、颱風、火山和隕石撞擊等等天然災害。	顆粒大小從礫石到泥皆有可能、底部有水平絲狀構造、在砂層中包覆大塊泥岩懸浮其中、反粒級層至粒級層的層序、層序中各沈積單元的淘選度差和透鏡狀的沈積構造。
液化流（Liquefied flow）	沈積物流流體向上運動，沈積物流密度為 1.8 g/cm^3（Breien et al., 2010）。	地震、颱風、火山和隕石撞擊等等天然災害。	流體逃脫構造、柱狀或盤狀構造和脫水構造的孔道
顆粒流（Grain flow）	顆粒碰撞的摩擦應力為支撐顆粒的沈積物流，沈積物流密度為 2.1-2.3 g/cm^3（Parsons et al., 2001a,b）。	在陡峭的斜坡或海底峽谷受到地震、颱風、火山等天然災害較。	巨厚的砂層、淘選度高、反粒級層
等深流（Contour current）	沈積物顆粒受到底流擾動懸浮移動，以南極底層水（AABW）擾動沈積物為例，其中性密度（Neutral density）為 0.03 g/cm^3（Purkey et al., 2018）	海床沈積物受到底流如南極底層水（AABW）和北極底層水（ABW）等底流擾動。	具有與濁積層相似的沈積構造，但在震測剖面上濁積層在峽谷兩側為對稱的出現，而底流則有方向性。在層序中較容易有交錯層、拖曳構造（Traction Structure）

doi:10.6342/NTU202500596

2 方法

2.1 採樣方法及實驗流程

本研究利用海研五號於高屏海底峽谷所採集的活塞型岩心和海研一號在南海海盆及南沙群島所採集的重力岩心分析（表 2-1）。岩心回收至後甲板後，排除岩心管上層海水後利用圓鋸將多餘管長切除，將包著保鮮膜的保麗龍放置於沈積物表層，以防後續的沈積物擾動。將岩心的上下兩端用蓋子封好，並於岩心管上標示頂部（Top）、底部（Bottom）、航次、站位、長度後，固定於陰涼不受太陽直射處，並在航次期間保持直立。待航次結束後送至國研院海洋科技研究中心（Taiwan Ocean Research Institute; TORI）進行多重感應元岩心記錄儀（Multi Sensor Core Logger; MSCL）的掃描，隨後進行岩心剖半，將岩心分為保存半管（Archive half）和工作半管（Working half）並進行高解析表面攝影，對岩心顏色、粒徑大小和沈積結構做岩心描述，最後將工作半管以保鮮膜及厚塑膠袋封裝後，裝入岩心盒中，送至國立臺灣大學地質系進行 XRF 岩心掃描儀（Itrax）分析。其後，於臺灣大學海洋研究所海洋沈積學暨環境放射化學實驗室，利用長 25 公分、寬 5 公分、厚 1 公分的壓克力板壓入岩心表面，以釣魚線將壓克力板與岩心分開，取出厚 1 公分的樣本刮平後放入櫃型 X 光機（AXR Model M160NH Cabinet X ray System）進行 X 光攝影，剩餘樣本則以 1 公分間隔分別裝入厚夾鏈袋中秤重，並

doi:10.6342/NTU202500596

利用冷凍乾燥機將樣本乾燥保存並求得樣本含水量，後續可供粒徑、超量 ^{210}Pb、黏土礦物和顯微 X 光螢光分析等實驗分析，岩心處理流程如圖 2-1 所示。

doi:10.6342/NTU202500596

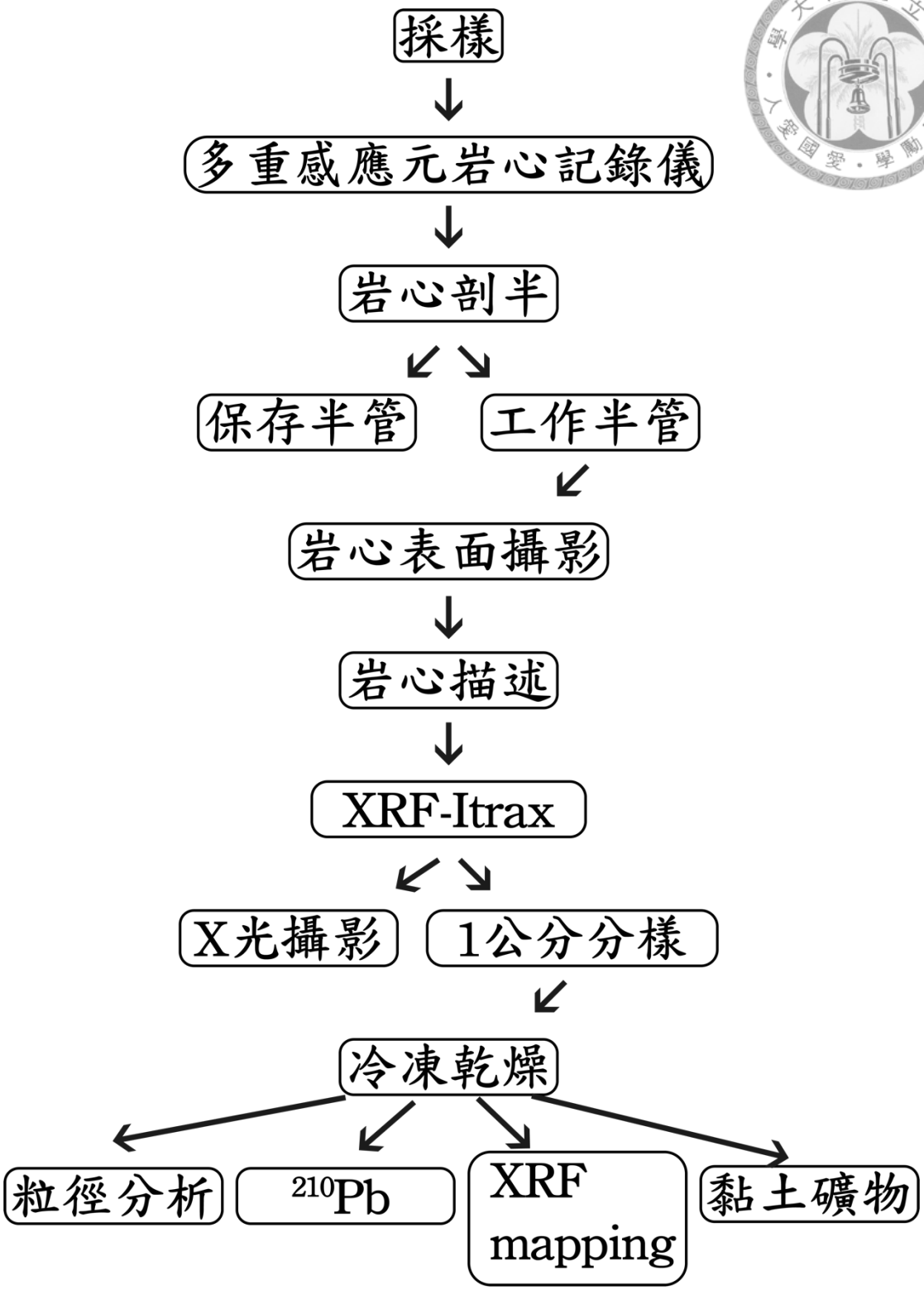


圖 2-1 岩心採樣分析流程圖。

doi:10.6342/NTU202500596

2.2 非破壞性檢測

非破壞性檢測為在不破壞樣本狀態下，提供樣本定量或定性的分析。本研究使用多重感應元岩心記錄儀（MSCL）、XRF 岩心掃描儀（Itrax）和 X 光攝影（X-radiography）進行岩心非破壞性檢測。此三種非破壞性檢測在海洋沈積學領域已行之有年，為指示沈積物特性、沈積構造和沈積環境的重要指標。

本研究所使用的多重感應元岩心記錄儀為英國 GEOTEK 公司所生產，此儀器將多組感測器裝設於載台上，利用馬達推動岩心依序通過以 ^{137}Cs 為射源的密度感測器、P 波速度感測器、磁感率線圈和電阻線圈等各個感測器，以非破壞的方式得到岩心的 P 波速度、統體密度、電阻率和磁感率的深度剖面。

（1）γ射線統體密度（Gamma ray attenuation bulk density）：感測器由 ^{137}Cs 射源照射出γ射線穿透岩心，比較接收端γ射線所損失的量則可求得該樣本的統體密度。由於岩心樣本的密度和厚度不同，γ射線於樣本所產生的康普頓散射程度也會有所不同。感測器利用在裝滿水的岩心管中，放入不同厚度的鋁柱（密度 2.7 g/ cm^3）作為校正管繪製檢量線以求得岩心樣本的統體密度。

（2）P 波速度（P-wave velocity）：P 波速度為利用 230 千赫茲的超音波穿透岩

doi:10.6342/NTU202500596

心，計算超音波走時，求得聲波通過岩心樣本之速度。聲波在空氣中的傳播速度約為 340 m/s 、在水約為 1500 m/s、在破碎的沈積岩約為 1500 m/s ～ 2500 m/s，在頁岩和風化之變質岩、花崗岩和石灰岩約為 2500 m/s ～ 3700 m/s（Hunter et al., 1989）。利用 P 波速度，可以推測沈積物的組成、孔隙率與膠結度。

（3） 電阻率：電阻率感測器為透過發射器線圈產生高頻的磁場，進而在岩心中產生與電阻成反比的微弱電流，感測器將量測此電流所產生的磁場並將其換算為電阻率。由於礦物顆粒為不良導體，孔隙水的導電度較好，因此電阻率可用於指示孔隙率變化。

（4） 磁感率：磁感率是當物質在外在磁場下，所感應產生的磁化強度，如果磁感率是正值的話，代表著樣本具有順磁性或磁性礦物。感測器為利用直徑 9 cm 的 Bartington MS2C 偵測器量測岩心的磁感率，感應器會產生頻率 0.565 千赫茲，強度 80 安培每公尺的交變磁場，當岩心通過此磁場時，樣本中的磁性礦物或金屬會改變感測區的交變磁場的頻率，而其變化將換算回樣本的磁感率。

XRF 岩心掃描儀（Itrax）提供岩心表面光學攝影、X 光攝影和 X 光螢光分析三種功能，為岩心提供高解析的非破壞性檢測，X 光螢光分析的原理為利用鉬（Mo）靶的 X 光管照射沈積物樣本，使樣本中元素之內層電子被擊出後，外層的

doi:10.6342/NTU202500596

電子向內遞補產生螢光，利用不同元素螢光能量不同的特性，計算沈積物原子中從鋁（Al）到鈾（U）的半定量結果，此儀器被廣泛的應用在古海洋、古氣候和地質學的研究（Croudace et al., 2015; Löwemark et al., 2019）。不同元素的半定量結果具有不同指標意義，在海洋沈積物中，鈦（Ti）、鐵（Fe）和鋁（Al）的來源通常為陸地岩石受侵蝕傳輸而來（Croudace et al., 2019），而海源沈積物因含有碳酸鈣殼體，殼體中所含的鈣（Ca）、鎂（Mg）和鍶（Sr）就為指示海源沈積物良好的指標。錳（Mn）和鐵（Fe）的氧化還原電位低，沈積後容易受到氧化，並且其濃度也受到沈積物源區是否有重金屬污染影響，為指示成岩作用和陸源污染的指標。本研究在呈現 Itrax-XRF 資料上，將加上錳和鐵的比值指示成岩作用所造成的變化，並加上鈣和鈦的比值來指示海陸源沈積物變化。

本研究利用數位 X 光攝影系統（AXR MODEL M160NH Cabinet X-ray System）進行 X 光攝影。X 光攝影被廣泛應用在醫療、科學和工業上，Hamblin（1962）初次將 X 光攝影應用於沈積物研究中，X 光攝影對於不同粒徑和密度的沈積物會有不同的穿透度，成為觀測岩心沈積構造的利器。

2.3 含水量與統體密度

在完成非破壞檢測後，沈積物以 1 公分間隔分樣置入夾鏈袋中，以方便後續實驗的取出及儲放。在量完樣本的濕重後，利用 Kingmech 公司冷凍乾燥機，以

doi:10.6342/NTU202500596

低於 -45℃ 和真空度低於 200 millitorr 的狀態下，將樣本冷凍乾燥三至四天，其後量測乾燥樣本的重量，並求得沈積物的含水率。含水率的計算公式如下：

$$Water\ Content = \frac{wet - dry}{wet - bag} \times 100\%$$

wet: 沈積物之濕重

dry: 沈積物之乾重

bag: 夾鏈袋之重量

假設海水的鹽度為 35‰、水的密度為 1 g/cm^3、鹽的密度為 2.165 g/cm^3、沈積物的密度為 2.65 g/cm^3，即可利用下列公式計算沈積物的統體密度（ρ，Bulk Density）。

$$\rho = \frac{W_{water} + W_{sediment} + W_{salt}}{V_{water} + V_{sediment} + V_{salt}}$$

W_{water}：沈積物中的水重

W_{sed}：沈積物中的顆粒重量

W_{salt}：沈積物中的鹽重

V_{water}：沈積物中的水體積

V_{sed}：沈積物中的顆粒體積

V_{salt}：沈積物中的鹽體積

統體密度的大小與沈積物的孔隙率和粒徑大小高度相關，泥質沈積物的統體密度約介於 1.185g/ cm^3–1.837g / cm^3 之間，而砂質沈積物的統體密度約介於 1.837 g/ cm^3–2.243 g/ cm^3 之間（Bjørnø et al., 2017），除此之外，越深層的沈積物，可

doi:10.6342/NTU202500596

能會因為壓密作用導致統體密度較高。

2.4 粒徑分析

本研究利用雷射粒徑儀（Laser Diffraction Particle Analyzer; Beckman Coulter LS13 320）分析樣本之顆粒大小，其原理為利用光散射的特性，當雷射光照射到越大顆粒上時，會產生越小的散射角，反之越小的顆粒則會產生越大的散射角，此儀器的偵測範圍從 0.375 微米至 2000 微米。沈積物的顆粒大小反映傳輸過程中的水動力條件與當下沈積環境，而本研究主要使用的粒徑指標為中值粒徑（median）與淘選度（sorting），並會觀察特定層位的粒徑分佈。海洋沈積物的粒徑分佈多以雙峰（bimodal）為主，中值粒徑較不易被偏態所影響，因此沈積學中常使用中值粒徑來作為顆粒大小的指標。淘選度為粒徑分佈的標準差，數值越大代表著淘選度越差，反之則越好。由於本研究所要探討的為陸源顆粒的粒徑大小，因此先以雙氧水及鹽酸將沈積物中的生物碳酸鈣殼體及有機物去除。詳細步驟如下：

（1） 洗鹽：取約 0.2 克的樣本放置入離心管中，加入約 35 毫升的 RO 水震盪，放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，再將上層液倒出。

（2） 去除有機物：在離心管內加入約 10 毫升 15%的雙氧水，震盪後放入超音波震盪機反應兩日，待反應完成後將 RO 水加入離心管至 35 毫升處，放入離

doi:10.6342/NTU202500596

心機以每分鐘4500轉的速度離心3分30秒，再將上層液倒出洗去雙氧水，重複上述洗雙氧水步驟兩次完成去除有機物。

（3） 去除碳酸鈣：在離心管內加入約10毫升的10%的鹽酸，震盪後放入超音波震盪機反應一日，待反應完成後將RO水加入離心管至35毫升處，放入離心機以每分鐘4500轉的速度離心3分30秒，再將上層液倒出洗去鹽酸，重複上述洗鹽酸步驟三次完成去碳酸鈣。

（4） 上機：在離心管內加入10毫升1%的六偏磷酸鈉，震盪確認細顆粒沒有膠結的情況，再將樣本上機。

2.5 超量 ^{210}Pb 分析

超量 ^{210}Pb 分析為 Goldberg（1963）對南極的冰心定年所發展出的定年技術，Koide 等人（1972, 1973）將此方法運用於深海沈積物上。^{210}Pb 為 ^{238}U 衰變鏈中的一種天然放射性核種，半衰期為 22.3 年，如果在封閉的環境中維持超過 150 年，會與半衰期為 1600 年的母核種 ^{226}Ra 達成永世平衡（secular equilibrium）。但在現代（百年內）的海洋沈積物中，^{210}Pb 與 ^{226}Ra 常出現不平衡的狀況，代表著深海並不是封閉環境，海洋沈積物中除了與 ^{226}Ra 平衡的穩定 ^{210}Pb（supported ^{210}Pb），還有來自（1）大氣中的 ^{222}Rn 衰變產生的 ^{210}Pb 經過乾、濕沉降至海底、（2）海水的 ^{226}Ra 衰變成 ^{210}Pb 後受到懸浮顆粒清除（scavenging processes）沈積

doi:10.6342/NTU202500596

於海床和（3）陸地河川輸入的 ^{210}Pb。這些額外輸入的 ^{210}Pb 稱為超量 ^{210}Pb（excess ^{210}Pb），在沈積速率及超量 ^{210}Pb 的通量都處於穩定狀態，並且沈積物沒有受到擾動的狀況下，超量 ^{210}Pb 隨著深度呈對數遞減。

本研究使用沈積速率穩定且起始 ^{210}Pb 活度固定的年代模式（constant initial concentration; CIC model）進行沈積速率計算。此模型沈積物年代與深度關係如下：

$$t = m/s$$

其中 m 代表深度，s 為沈積速率，而超量 ^{210}Pb 隨著深度的變化如下：

$$A(m) = A(O)e^{-\lambda m/t}$$

此處$A(m)$為在深度 m 處的超量 ^{210}Pb 活度，$A(O)$則為沈積物表層的超量 ^{210}Pb 活度。因此在半對數座標下，超量 ^{210}Pb 活度與深度呈現線性關係，利用對流與擴散模式（由於沈積作用具方向性，混合作用無方向性，因此可以利用對流及擴散模式分別代表沈積作用及混合作用）計算沈積物的沈積速率。沈積速率與混合速率的關係式如下：

$$D\frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} - S\frac{\partial C}{\partial Z} - \lambda C$$

其中 D 為混合速率（cm^2/year），S 為沈積速率（cm/year，g/cm^2/year），Z 為樣本深度（cm、g/cm^2），C 為樣本在深度 Z 時的活度（dpm/g），λ為 ^{210}Pb 的衰變常數（0.0311/ year）。假設在 Z = 0 時 C = C_0，Z = ∞時 C = 0，則 C 的解為：

doi:10.6342/NTU202500596

$$C = C_0 \exp\left(\frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D}}{2D}\right) Z$$

或

$$lnC = lnC_0 + \frac{S - \sqrt{S^2 + 4\lambda D}}{2D} Z$$

因此，活度與深度在半對數座標下的斜率為$\frac{S-\sqrt{S^2+4\lambda D}}{2D}$，由於此方程式內含兩個未知數，因此在計算沈積速率時，如果配有另一核種（如 ^{137}Cs）才能算出沈積速率及混合速率。在缺乏其它核種情況下，假設混合速率為 0（D = 0），則上述的對流與擴散方程式可改寫為：

$$-S\frac{\partial C}{\partial Z} - \lambda C = 0$$

其解為

$$C = C_0 \exp\left(-\frac{\lambda}{S}\right) Z$$

或

$$lnC = lnC_0 - \frac{\lambda}{S} Z$$

此時在半對數座標下，^{210}Pb 活度與深度的斜率為$-\frac{\lambda}{S}$，由於λ為已知的（0.0311/year），可進一步求出沈積速率。由於計算所得沈積速率忽略生物擾動等後續混合作用，此沈積速率又被稱為表觀沈積速率（apparent sedimentation rate），為真實沈積速率的上限。

本研究利用α能譜儀測定 ^{210}Pb 的子核種 ^{210}Po，並於樣本內添加定量的 ^{209}Po 作為示蹤劑。計算公式如下：

doi:10.6342/NTU202500596

$$\frac{C_{210}}{C_{209}} \times \frac{S_{209}}{W} \times e^{-\lambda_{210Po}(t_{counting}-t_{plating})} \times e^{-\lambda_{210Pb}(t_{plating}-t_{sampling})}$$

其中，C_{210} 為 ^{210}Po 在α能譜儀的總計數值，C_{209} 為 ^{209}Po 在α能譜儀的總計數值，S_{209} 為於樣本中所添加的 ^{209}Po 活度，W 為樣本重量，λ_{210Po} 為 ^{210}Po 的衰變常數，λ_{210Pb} 為 ^{210}Pb 的衰變常數，$t_{counting}$ 為上機測量的時間，$t_{plating}$ 為鍍片的時間，$t_{sampling}$ 為採樣的時間。

沈積物樣本的 ^{210}Pb 實驗步驟如下

（1） 去除水分： 在小坩鍋中加入混合均勻的 0.5g 沈積物樣本，放入烘箱中加溫至 105 ℃8 小時以上。

（2） 去除有機質：將樣本從烘箱中取出秤重後再放入高溫爐中加溫至 550℃至少六小時以上。

（3） 添加示蹤劑：將樣本從高溫爐取出並秤重，將鐵氟龍杯加入約 0.1g ^{209}Po 示蹤劑並秤重，其後將沈積物樣本加入鐵氟龍杯中。

（4） 樣本消化：將鐵氟龍杯放到加熱板上，先加入濃硝酸（HNO_3）約 5 ml，加溫至 150℃約 1~2 小時。隨後加入氫氟酸（HF）約 5 ml，加溫至 200℃約 8 小時。確認沈積物樣本是否完全消化溶解，若仍有矽酸鹽類顆粒存在，則重複加入濃硝酸及氫氟酸步驟。

（5） 去除有機物：加入過氯酸（$HClO_4$）約 1 ml，加溫至 200 ℃，確認溶液是否呈現清澈。

doi:10.6342/NTU202500596

（6） 共沈澱：開蓋將溶液以溫度 200 ℃加熱至濃稠狀，加入約 15 ml 的 RO 水，再加入氨水（NH_4OH）使溶液中和，並用石蕊試紙確認溶液是否中和完全。中和的過程中會產生黃棕色的沈澱物產生，將溶液及沈澱物倒入離心管。

（7） 去除氨水：將 RO 水加入離心管至 35 ml 處，放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，將上層液倒出洗去氨水。重複上述步驟三次確認離心管無氨水氣味後，加入 2 ml 9N 鹽酸（HCl）至離心管中震盪，確認沈澱物是否完全溶解。最後以 RO 水定量至 20 ml 後，再加入 1 ml 9N 鹽酸（HCl）至離心管。

（8） ^{210}Po 自鍍：將離心管放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，之後將離心管中樣本溶液倒入 100 ml 燒杯，加入抗壞血酸（ascorbic acid），使溶液還原成清澈透明狀態後放入銀片，以 85 – 90 ℃熱鍍 1 - 2 小時。

（9） 上機：將銀片從燒杯取出，利用 RO 水及丙酮清洗表面，等待銀片晾乾後，即可上機。

2.6 黏土礦物分析

黏土礦物為顆粒小於 2 μm 的片狀矽酸鹽礦物，為深海矽酸鹽碎屑沈積物的主要成分，主要由含矽氧四面體（tetrahedra）和含鋁八面體（octahedral）兩種矽酸鹽構造所組成。由一群矽氧四面體組成的矽氧四面體層和鋁八面體層會依不同的

doi:10.6342/NTU202500596

比例相互結合，分別是以 1:1 型的高嶺土黏土礦物群和兩層矽氧四面體層夾一層鋁八面體層的 2:1 型的伊萊石群、澎潤石群和綠泥石群。雖然有著相似的組成，但因矽氧四面體層和鋁八面體層的排列方式不同，不同黏土礦物族的物理和化學特性相差甚大。

黏土礦物的形成受到原生母岩的種類、風化作用、換質作用和沈積環境的影響，黏土礦物的種類分佈、來源及成岩變化指示著沈積環境的變化，黏土礦物相的變化也可作為地質溫度計。本研究主要分析以下四種黏土礦物族的比例，並探討其沈積物來源。

（1） 高嶺石是矽氧四面體層和鋁八面體層 1:1 結合的片狀結構，其結構式為 $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$，為花崗岩和流紋岩等酸性岩類風化或低溫熱水變質作用產生的黏土礦物，主要為酸性岩類造岩礦物中的長石、白雲母或其他含較多鋁矽酸鹽類礦物之水解作用造成，其層間距（basal spacing）約為 7 Å。

（2） 伊萊石為雙層矽氧四面體層夾鋁八面體層的片狀結構，為雲母族、高嶺石、澎潤石和長石轉化生成。伊萊石層間陽離子為鉀，鉀的大小、電荷和配位數恰到好處，使其可以緊密地將矽氧四面體層連接在一起，因此伊萊石並不會有層間水分子存在的空間，伊萊石的層間距為 10 Å。

（3） 澎潤石為雙層矽氧四面體層夾鋁八面體層的結構，水分子和陽離子會在層間出現，其結構式為 $(OH)_4Si_8Al_4O_{20}\cdot nH_2O$ 主要為基性火成岩風化而來，最

doi:10.6342/NTU202500596

常見的澎潤石為鈣蒙脫石，其層間距為 14.2 Å，澎潤石的顆粒在黏土礦物族中為最小的。

（4） 綠泥石為雙層矽氧四面體層夾鋁八面體層的結構，層間夾著水鎂石層（Brucite sheet，$Mg(OH)_2$），其結構式為$(OH)_4(SiAl)_8(MgFe)_6O_{20}$，其陽離子容易被置換，常見於綠泥石中的陽離子為 Mg^{2+}、Fe^{2+}、Al^{3+}和 Fe^{3+}，其層間距為 14 Å。綠泥石不論是在變質岩和沈積岩中都很常見，通常由鐵鎂礦物經換質作用轉變而來，其中鮞綠泥石（chamosite）的陽離子以鐵為主，斜鎂綠泥石（clinochlore）的陽離子則以鎂為主。

本研究的分析方法參考美國地質調查所（United State Geological Survey; USGS）的黏土礦物分析方法，利用 X 光在通過晶格時會產生建設性干涉的特性來鑑定礦物組成。會產生建設性干涉的原理為當波長為λ的 X 光入射晶面距離為 d 的晶體時，波會被晶格平面所散射，而各個平面所散射出的波會在相位相同時產生疊合，產生建設性干涉。這個現象於 1913 年由布拉格父子所發表，也被稱為布拉格定律（Bragg’s law），如下式：

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

其中 n 為整數，λ為入射波的波長，d為晶格內的平面間距，而θ為入射波與散射平面的夾角（圖 2-2）。

相異的礦物其晶格間距也有所不同，本研究的黏土礦物分析利用 Rigaku

doi:10.6342/NTU202500596

MiniFlexII X 光繞射儀測量，此儀器 X 光管使用銅靶，操作電壓為 30 kV，電流 15 mA，以每分鐘 1 度的速度掃描 4 至 30 度，並利用每分鐘 0.05 度的速度掃描 24-26 度。而所使用的半定量公式為 Biscaye（1965）年所提出的經驗公式，膨潤石使用經過飽和處理後膨脹至 17 Å的繞射峰、伊萊石使用 10 Å的繞射峰、高嶺石和綠泥石使用於 7 Å的繞射峰的面積比例求出三者的百分比，公式如下：

$$\frac{I_{17}}{4}+\frac{I_{10}}{1}+\frac{I_{7}}{2}=100$$

I_{17} 為經過飽和後的膨潤石繞射峰面積，I_{10} 為伊萊石繞射峰面積，I_{7} 為高嶺石和綠泥石的繞射峰面積。

由於高嶺石跟綠泥石的繞射峰位置相近，利用波形擬合慢速掃描 24–26 度兩種礦物的疊合峰，計算代表兩礦物的疊合峰的面積求得比例。

在上機前需將海洋沈積物中的鹽分、有機物、碳酸鹽去除，並利用離散劑使沈積物解膠。解膠後的樣本放入玻璃瓶中，利用 Stoke’s law 沉降速度與顆粒直徑平方成正比的關係，抽取表層 2 公分的懸浮液以獲得小於 2 μm 的顆粒並利用滴管滴於載玻片進行順向片原片上機測量。其後，將樣本片置於裝有乙烯乙二醇的真空皿中飽和，使得膨潤石的層間距膨脹至 17 Å後上機測量。最後將樣本片以 550℃加熱，以求得鮞綠泥石和斜鎂綠泥石的比例。

實驗步驟詳述如下。

1. 洗鹽：取約 3 g 沈積物樣本放入離心管，將 RO 水加入離心管至 35 ml 處，放

doi:10.6342/NTU202500596

入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，再將上層液倒出洗去鹽分。

2. 去除有機物：加入 15%的雙氧水至 20 ml 後放至超音波震盪機震盪兩日，確定反應完成後，將 RO 水加入離心管至 35 ml 處，放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，再將上層液倒出，重複此步驟兩次將雙氧水洗淨。

3. 去除碳酸鹽：加入 20%的冰醋酸至 10 ml 後放至超音波震盪機震盪兩日，確定反應完成後，將 RO 水加入離心管至 35 毫升處，放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，再將上層液倒出，重複此步驟三次將碳酸鹽洗淨。

4. 解膠：加入離散劑（六偏磷酸鈉），放入超音波震盪機中，反應約 6 小時後即可放入玻璃瓶中，準備抽取懸浮液。

5. 抽取懸浮液：將懸浮液倒入標記高度的玻璃瓶中，加入 1 %的六偏磷酸鈉溶液至水位 10 公分處，充分攪拌玻璃瓶，靜置約兩小時後即可用針筒抽取最上層 2 公分的懸浮液至離心管。重複上述步驟直至懸浮液澄清。抽取出的懸浮液放入離心機以每分鐘 4500 轉的速度離心 3 分 30 秒，將上層澄清液倒出。

6. 製作順向片：將懸浮液混合少許 RO 水震盪至均勻後，以滴管吸取樣本滴至載玻片上風乾，風乾後即可上機。

7. 製作飽和片：將上機完的順向片放入裝有乙烯乙二醇的真空皿中，放入烘箱以 70℃加熱 8 小時，讓膨潤石層間膨脹至 17 Å後上機測量。

8. 製作高溫片：將上機完的飽和片放入高溫爐以 550℃加熱約 6 小時，比較加熱

doi:10.6342/NTU202500596

前後的礦物相差別。

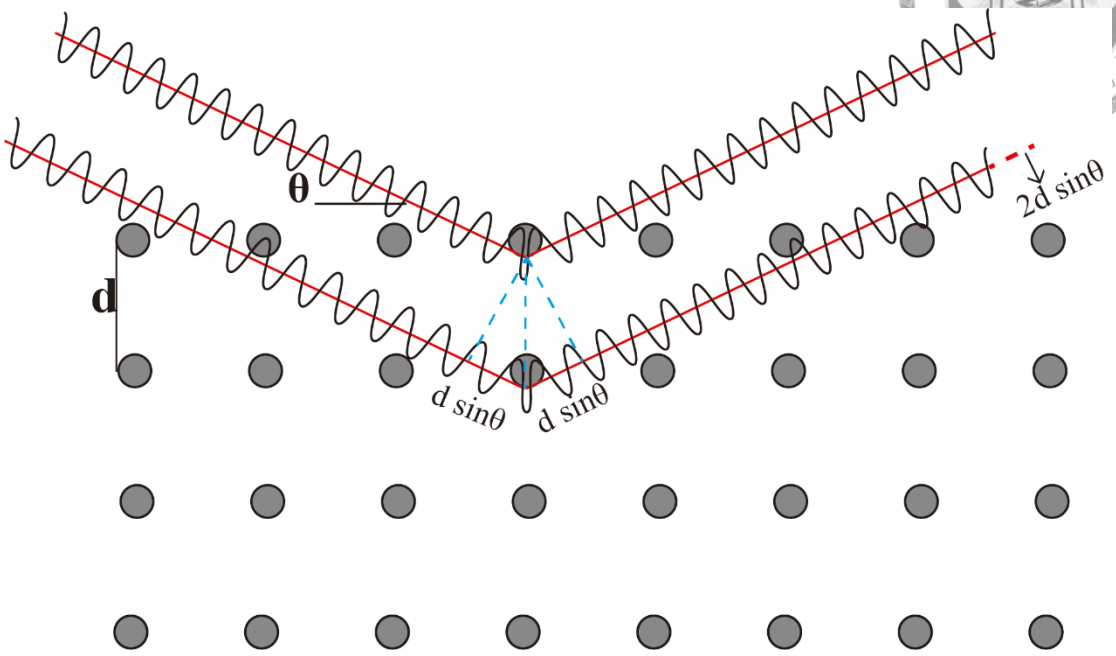


圖 2-2 布拉格定律（Bragg’s law）示意圖。

doi:10.6342/NTU202500596

2.7 顯微 X 光螢光分析

本研究選定特定的層位取樣，進行顯微 X 光螢光分析。取少量沈積物樣本，將沈積物均勻分散在直徑 25 mm 圓形鑲埋模具底部，以防後續難以鑑定，盡可能避免沈積物彼此堆疊，再以環氧樹脂將沈積物包埋。環狀樹脂硬化後使用砂紙將底部沈積物研磨露出，再以鑽石懸浮液拋光。試片沒有沈積物之另一側亦將其研磨平、拋光。

後續將拋光試片送至國立臺灣工藝研究發展中心鶯歌分館，利用 Bruker M4 Tornado micro-XRF 分析儀進行元素面（XRF-Mapping）掃描。Bruker M4 Tornado micro-XRF 分析儀採用銠（Rh）靶 X 射線管，配備 XFlash® 矽飄移（silicon drift detector, SDD）偵測器，儀器設定電壓為 50 kV、電流 200 mA，以每隔 10 μm 接收 1 ms 之解析度進行沈積物元素面掃描。

doi:10.6342/NTU202500596

表 2-1 本研究所使用岩心站位表。

站位點	採樣時間（GMT）	緯度	經度	水深（公尺）	地區
OR5-1302-2-MT06	2013/3/6 22:00	21.29194	120.06024	3078	高屏峽谷
OR5-1302-2-MT07	2013/3/7 2:48	21.30443	120.08861	2654	高屏峽谷
OR1-1068-1	2014/3/26 0:20	10.78980	115.41170	2864	南沙群島
OR1-1068-2	2014/3/27 7:46	10.64980	114.71680	2252	南沙群島
OR1-1068-3	2014/3/27 17:27	10.51670	114.21430	1998	南沙群島
OR1-1068-4	2014/3/28 0:35	10.03320	114.23300	1690	南沙群島
OR1-1068-5	2014/3/28 6:40	10.14970	114.61180	2202	南沙群島
OR1-1068-6	2014/3/28 18:09	10.31750	114.88930	2465	南沙群島
OR1-1068-8	2014/3/31 17:41	13.00020	116.09190	4389	南海海盆
OR1-1100-C1	2015/3/19 20:10	10.50020	113.91630	2595	南沙群島
OR1-1100-C2	2015/3/22 13:57	10.46380	114.43100	1864	南沙群島
OR1-1100-C3	2015/3/22 21:15	10.83550	114.70100	2296	南沙群島
OR1-1100-C4	2015/3/23 3:25	11.00050	114.86650	2492	南沙群島
OR1-1100-C5	2015/3/23 11:12	11.37000	115.29950	2384	南沙群島
OR1-1133-A1	2016/3/23 21:42	14.43080	116.62320	4174	南海海盆
OR1-1133-A2	2016/4/6 12:30	10.94070	114.41290	1982	南沙群島
OR1-1133-A3	2016/4/6 17:03	11.27330	114.43750	2642	南沙群島
OR1-1133-A5	2016/4/7 9:24	12.09730	114.99850	4370	南海海盆
OR1-1159-C1	2017/3/21 21:55	13.29970	114.72590	4443	南海海盆
OR1-1159-C2	2017/3/16 21:00	10.01670	113.47710	2965	南沙群島
OR1-1159-C4	2017/3/15 20:33	10.59720	113.76470	3371	南沙群島
OR1-1159-C5	2017/3/17 4:35	9.76000	113.63530	2687	南沙群島
OR1-1159-C6	2017/3/10 6:25	11.35630	118.11680	1663	南沙群島
OR1-1159-C8	2017/3/8 16:06	12.90360	117.60180	3865	南海海盆
OR1-1189-C1	2018/3/14 15:03	13.00020	116.09100	4350	南海海盆
OR1-1189-C2	2018/3/18 7:15	10.12050	115.44480	1846	南沙群島
OR1-1218-C1	2019/3/21 13:40	10.68960	113.53710	3718	南沙群島
OR1-1218-C2	2019/3/22 20:05	10.90090	115.30750	2204	南沙群島

doi:10.6342/NTU202500596

3 南海海盆沈積物

3.1 南海海盆

南海為西太平洋最大的邊緣海，周圍被各個陸塊環繞，北接臺灣與中國，西接中南半島與馬來半島，南接蘇門答臘和婆羅洲，東接巴拉望和呂宋，最北大致以臺灣海峽北迴歸線為界，最南約為印尼勿里洞島（Belitung）北邊。南海的外型大致為菱形，長軸呈現東北西南走向，約 3140 公里，短軸西北東南走向，約為 1250 公里，面積約 350 萬平方公里。南海的平均水深約為 1140 公尺，大陸棚、大陸坡和深海盆地的比例分別為 47 %、38 %和 15 %。南海的中央海盆面積約為 55.1 萬平方公里，深海盆地的平均水深為 4700 公尺，盆地的地勢呈現西北向東南傾斜，水深最深處為在東部的馬尼拉海溝為 5559 公尺（Wang and Li, 2009）。

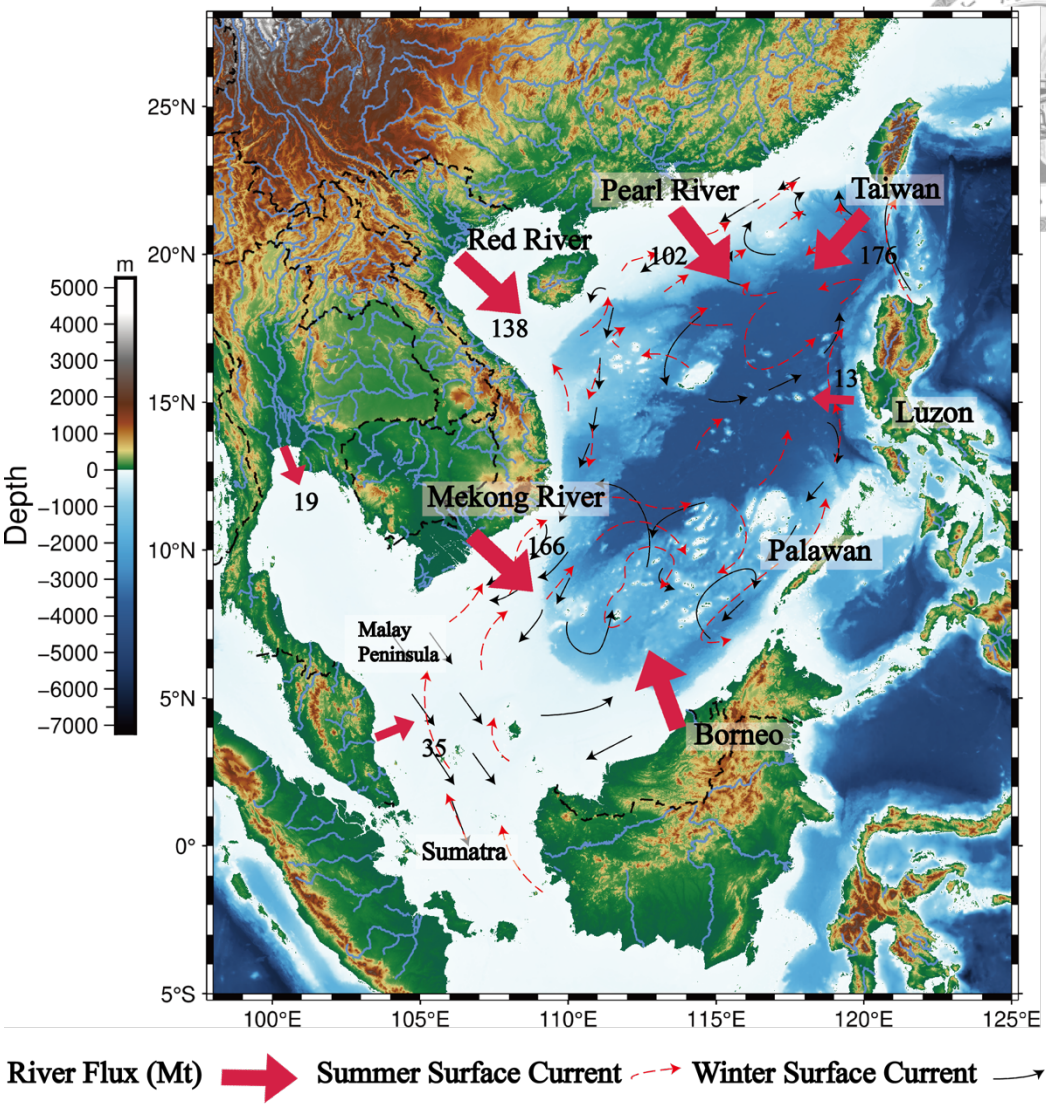
南海張裂發生於 33 至 16 百萬年（Ma）前，張裂機制有兩個主要假說，一為印度和歐亞版塊碰撞，讓中南半島沿著紅河－哀牢山（Ailao Shan-Red River）斷裂帶向東南滑脫（Tapponnier et al., 1982; Briais et al., 1993），二則是古南海隱沒至沙巴和婆羅洲下，隨之產生的板塊拉力（slab pull; Taylor and Hayes, 1980, 1983; Hall, 2002）。在 23.6 Ma 時，南海張裂發生洋脊跳躍（Ridge jump），擴張軸從原本的東西向改為東北－西南走向，並在 16 Ma 張裂結束。環繞南海的大地構造具有明顯的不同，北部以張裂構造為主，西部則為走向滑移構造，東部為馬尼拉

doi:10.6342/NTU202500596

隱沒帶，南部為隱沒碰撞帶，規模大於六的地震也多集中在東部和南部，各個陸塊與島弧岩性組成大相徑庭，造就輸入南海的河川沈積物也具有各自的代表性（Liu et al., 2016）。

南海的海流主要受到地形和季風的影響，具有季節性的變化，以北緯 12 度分為南部和北部，相較起南部海盆，北部的鹽度較高、溫度較低。在冬季時，受東亞冬季季風影響，南部和北部的表層流都以逆時針為主（圖 3-1

doi:10.6342/NTU202500596



），

並在呂宋西邊有湧升流的出現。夏季則受東亞夏季季風影響，北部逆時針海流減弱，南部則以順時針為主（圖 3-1）。越南東部會受到湧升流的影響，南海北部的環流主要受到季風所影響，而南部則屬於北太平洋暖池，受季風影響較小。

南海每年接收來自周圍河川的沈積物高達 700 百萬噸（Liu et al., 2016；圖 3-1），自末次冰期以來沈積速率約為 8.17 g/cm^{-2}/kyr，80 %為陸源物質，另外 20 %為生物源沈積物和火山灰（Wang and Li, 2009）。大部分沈積物堆積在大陸棚

doi:10.6342/NTU202500596

（43%）和大陸斜坡上（52%），海盆沈積物粒徑主要以粉砂質黏土和黏土為主，因海盆水深深於碳酸鈣補償深度（Carbonate Compensation Depth；CCD；3800 m），生物軟泥組成為放射蟲、矽藻和少量的膠結有孔蟲。陸源沈積物來自兩個主要地區，北邊和西邊分別為臺灣和亞洲大陸（包含珠江、紅河和湄公河），東邊和南邊則分別為群島（印尼和婆羅洲）和火山島弧（呂宋），而上述地區風化後的沈積物進入南海後隨著洋流傳輸（圖 3-1）。黏土礦物的組成為分辨南海海盆沈積物來源的方法之一，黏土礦物的組成分佈受到源區的地質條件和風化作用的影響，河川母岩的岩性決定下游流域、海床的黏土礦物分佈。

珠江流域因其溫暖潮濕的氣候與較和緩的地形，造就其容易發生化學風化作用。花崗岩和沈積岩造就珠江沈積物的黏土礦物組成以高嶺石（30–67 %；平均46%）為主，並含有次量的綠泥石（15–37 %）、伊萊石（6–40 %）和少量的膨潤石（0–11 %；Liu et al., 2016；圖 3-2）。在臺灣和婆羅洲方面，雖與珠江流域同樣為溫暖潮濕的氣候，但因地勢陡峭，物理風化較為強烈，岩層中的雲母容易風化成伊萊石，因此臺灣西南的沈積物黏土礦物組成主要以伊萊石（44–66%）和綠泥石（33–48%）為主（圖 3-2），高嶺石（0–4 %）和膨潤石（0–8 %）的含量十分稀少；北部婆羅洲沈積物的黏土礦物組成以伊萊石（63 %）和綠泥石（24 %）和少量的高嶺石（12 %；圖 3-2）。呂宋及印尼因為其廣泛的火山分佈，導致其沈積物的黏土礦物組成含有高量的膨潤石，呂宋沈積物的黏土礦物以膨潤石為主

doi:10.6342/NTU202500596

（83–92 %；圖 3-2），並含有少量的高嶺石（平均 9 %）；印尼以豐富的膨潤石（41–76 %）和高嶺石（17–41%）為主，綠泥石次之（6–24%），與少量的伊萊石（0–2%）。紅河沈積物的黏土礦物組成則是以伊萊石（31–57 %；平均 43 %；圖 3-2）為主，高嶺石（17–38 %）和綠泥石（6–29 %）次之，同樣含有少量的膨潤石（1–14%）；湄公河沈積物的黏土礦物組成則是除膨潤石（6–18%）的含量稍少以外，其他三種黏土礦物具有相似的含量（高嶺石：24–41 %；伊萊石：21–38 %；綠泥石：21–30 %；圖 3-2）。南海海盆的表層沈積物黏土礦物組成受沈積物源區影響，Liu et al（2016）將南海海盆分為八個不同的沈積分區（圖 3-3），分別是受到臺灣沈積物影響的南海東北部、受到呂宋影響的南海東部、受到強烈混合而導致四種黏土礦物有著相似含量的南海西北部和南海南部、受到泰國沈積物影響具有高含量膨潤石的泰國灣沈積區、具有高含量高嶺石的馬來西亞沿海、受到紅河影響而導致四種黏土礦物有相似含量的越南北部的東京灣和受到珠江沿海具有較高含量高嶺石的中國南方沿岸。

前人在南海海盆發現多層水下沈積物流堆積物的層位，這些水下沈積物流可能來自於地震產生的海嘯、颱風和海底山崩等等（Wetzel and Unverricht, 2013；Li et al., 2015；Miao et al., 2017）。本研究站位點位在南海海盆南部，南沙群島的北邊及馬尼拉海溝的西邊，相較於海底峽谷眾多的南海北部（Bührig et al., 2022；高屏海底峽谷、枋寮海底峽谷、澎湖海底峽谷、東沙海底峽谷和珠江海底峽谷），

doi:10.6342/NTU202500596

南海海盆南部目前有詳細測繪的峽谷只有位於東側的北巴拉望海底峽谷（Bührig et al., 2022；Yin et al., 2020）。北巴拉望海底峽谷長度為 178 公里，始於水深 140 公尺處，終結於 3350 公尺，因其峽谷頭部水深淺於大陸棚棚裂（Shelf break）的水深（290 公尺），因此被歸類於陸棚嵌入（shelf-indenting）型海底峽谷。南沙群島為位於南海大陸斜坡上的碳酸鹽群礁，在水深 0-400 公尺處的沈積物以生物源碎屑沈積物為主，水深 400-3000 公尺處則以細顆粒的鈣質軟泥為主（Wang and Li, 2009）。

doi:10.6342/NTU202500596

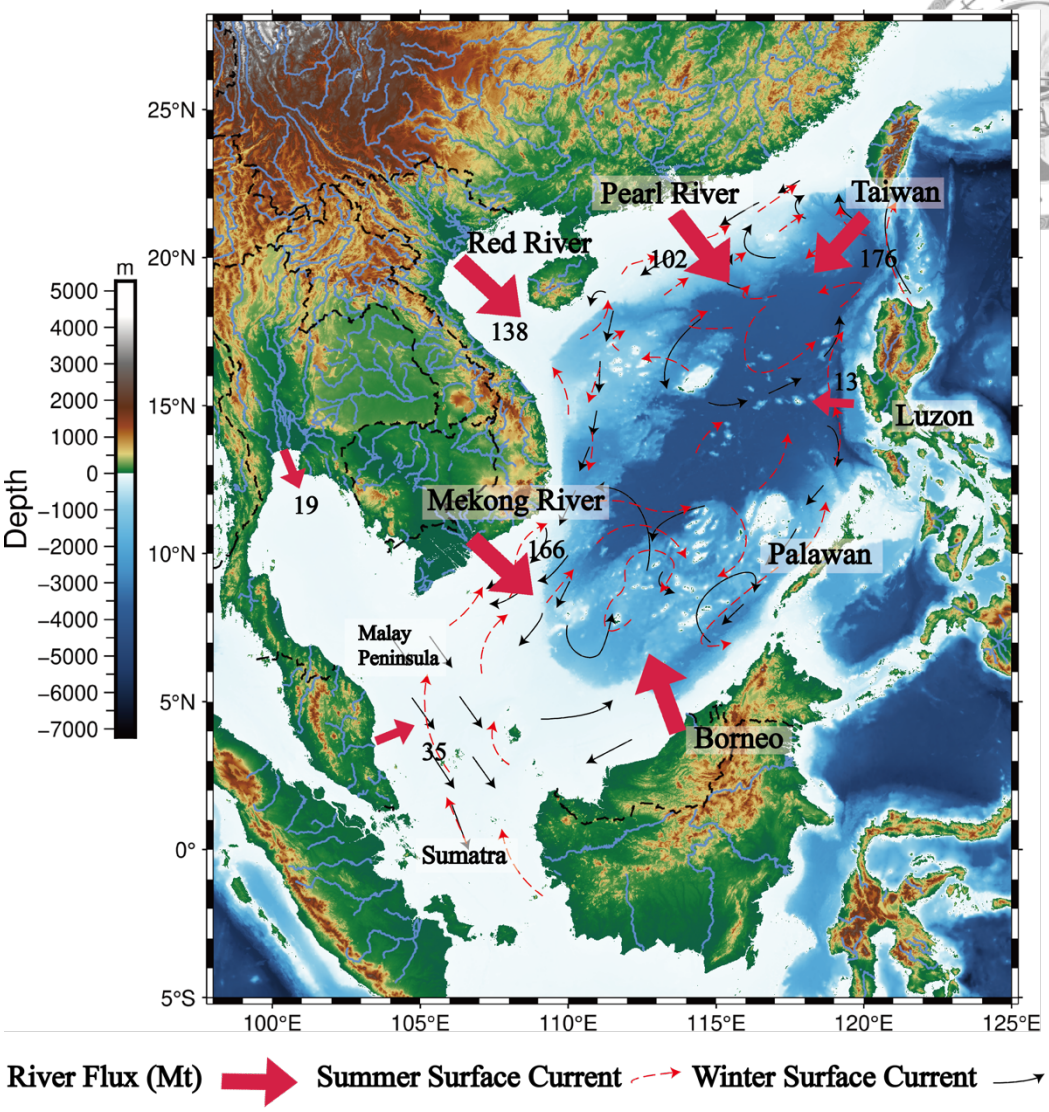


圖 3-1 南海河流沈積物傳輸通量與表層海流圖（修改自 Liu et al., 2016）。紅色箭頭與其旁邊數字表示該地區河川年輸出量（Mt），黑色箭頭為冬季時的表層海流，紅色虛線箭頭為夏季的表層海流。

doi:10.6342/NTU202500596

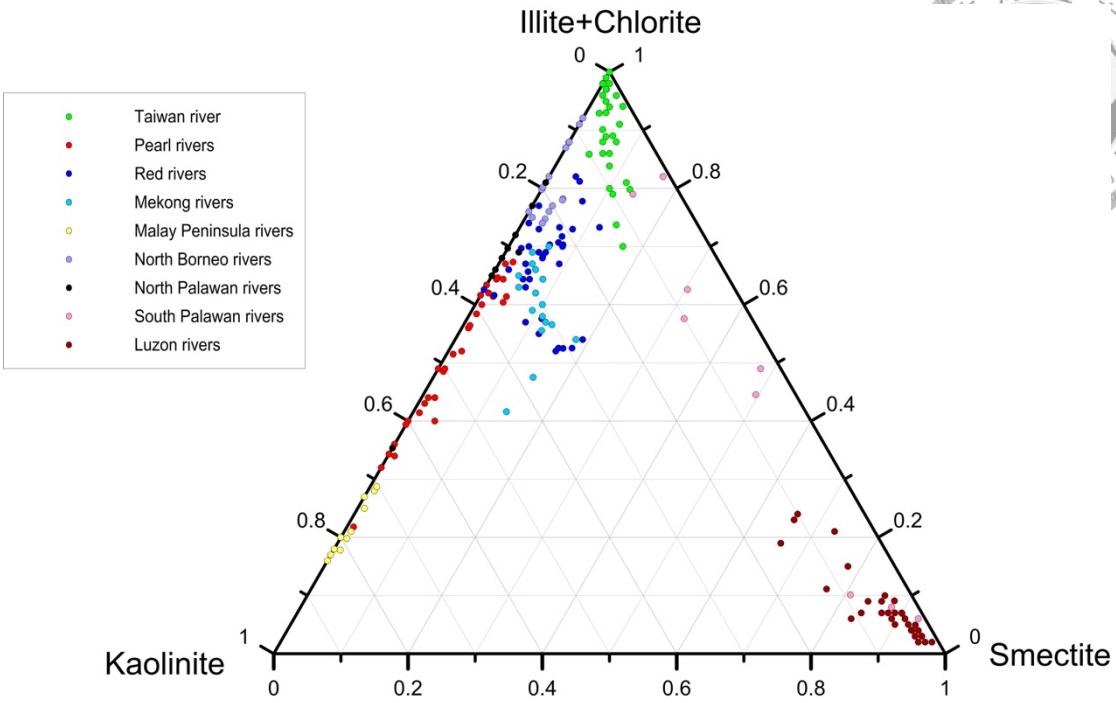


圖 3-2 南海黏土礦物組成分佈圖。各地區的黏土礦物組成以不同顏色的原點指示（修改自 Liu et al., 2016）。

doi:10.6342/NTU202500596

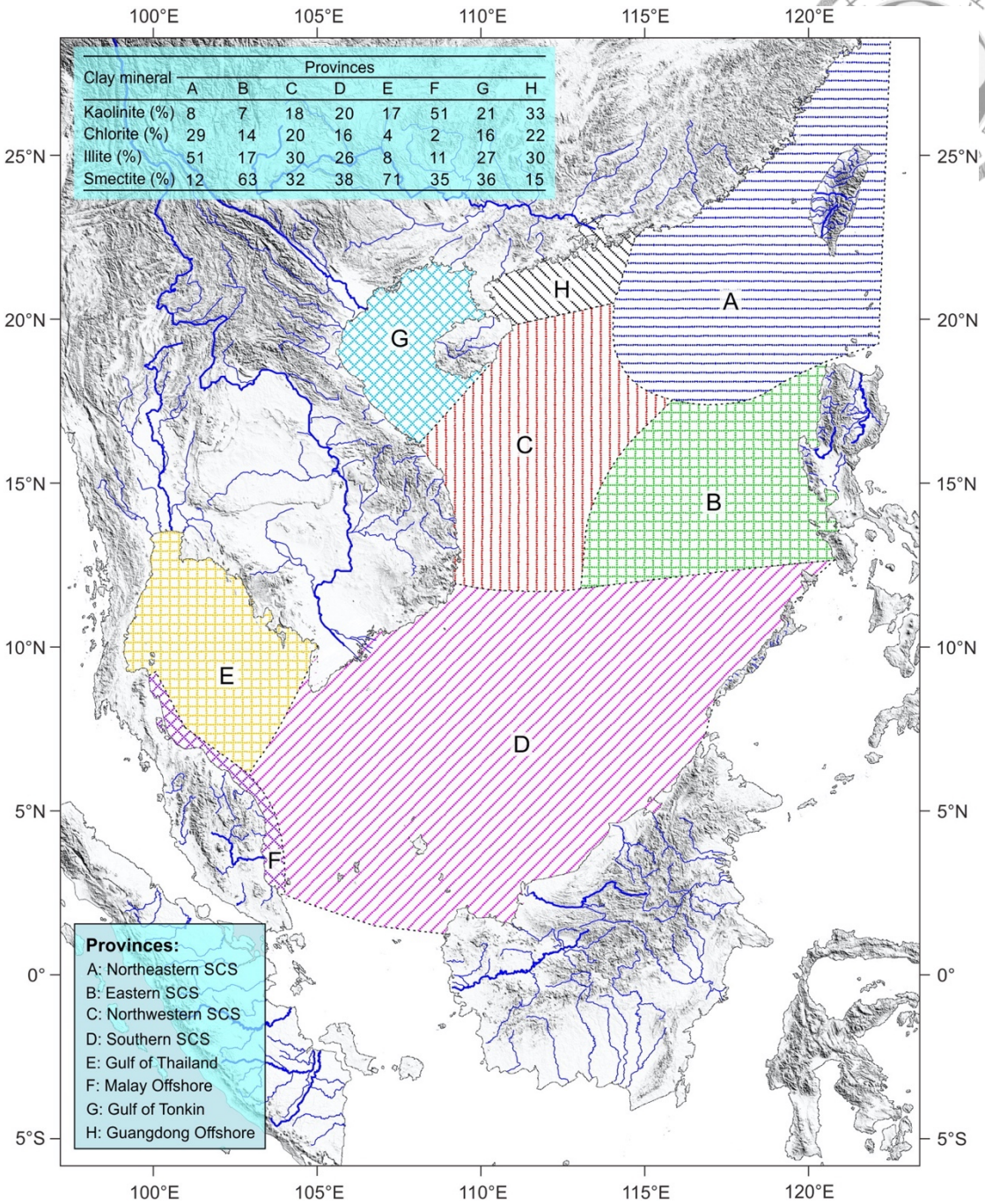


圖 3-3 南海海盆沈積分區圖。（取自 Liu et al., 2016），分別是（A）臺灣沈積物影響的南海東北部；（B）受到呂宋影響的南海東部；受到強烈混合而導致四種黏土礦物有著相似含量的（C）南海西北部和（D）南海南部；受到泰國沈積

doi:10.6342/NTU202500596

物影響的（E）泰國灣沈積區；（F）馬來西亞沿海，到紅河影響的（G）越南北部的東京灣和受到珠江沿海（H）中國南方沿岸

3.2 南海海盆岩心分析結果

3.2.1 岩心沈積單元

本研究利用在海燕颱風侵襲菲律賓後，沿著颱風路徑於南海海盆採集的五支重力岩心（表 2-1；圖 3-4），以岩心表面攝影、X 光影像、統體密度、粒徑大小和 Itrax-XRF 隨深度的變化，將南海海盆的岩心沈積物區分為 8 個沈積單元（圖 3-5、圖 3-6）。以下將分別介紹各個沈積單元的特性。

Unit A

Unit A 位於 OR1-1133-A5 的表層（0–12 cm），其為均質、墨綠色、淘選度佳的粉砂，中值粒徑約為 7.5 ϕ，淘選度約為 1.15 ϕ，此層位的 ^{210}Pb 活度相對於其下的 Unit B 偏低，鈣鈦比值和錳鐵比值於此層位並無太大變化（圖 3-5、圖 3-6）。

Unit B

Unit B 位於 OR1-1068-8 的表層（0–5 cm）和 OR1-1133-A5 的次表層（12–22 cm），其組成為棕黃色、淘選度佳的粉砂，中值粒徑約為 7.5 ϕ，淘選度約為 1.2 ϕ，此層位的 ^{210}Pb 活度相對於 Unit A 和 Unit C 高，並且其鈣鈦比值明顯偏低，錳

doi:10.6342/NTU202500596

鐵比值明顯較高（圖 3-5、圖 3-6）。

Unit C

Unit C 在每一支岩心都有觀察到（OR1-1068-8：5–57 cm、OR1-1133-A1：0–12 cm、OR1-1133-A5：22–218 cm、OR1-1159-C1：0–18 cm 和 OR1-1159-C8：0–6 cm），特性為其為均質的墨綠色粉砂，中值粒徑約為 7.5 ϕ，淘選度約為 1.2 ϕ，^{210}Pb 活度相對較低，鈣鈦比和錳鐵比並無明顯變化（圖 3-5、圖 3-6）。

Unit D

Unit D 存在於 OR1-1068-8（57–71 cm）和 OR1-1133-A5（218–231 cm），中值粒徑約為 5.0 ϕ，淘選度約為 1.5 ϕ，粒徑明顯相比起其他層位粗，統體密度也較高，在 X 光影像上可以看到明顯的層理，具有泥質濁積層層序 E1（圖 1-2）的特性，鈣鈦比具有明顯的高值（圖 3-5）。

Unit E

Unit E 的顏色為棕黃色的粉砂與 Unit B 相似，且於每一支岩心中都有觀察到具有明顯的錳鐵比高值和鈣鈦比低值，其 ^{210}Pb 活度隨著深度逐漸增加，並在此層位之下達到最高值。此層位的中值粒徑相較於 Unit A、Unit B 和 Unit C 大，且在所有層位中淘選度最差（OR1-1068-8：71 − 86 cm、OR1-1133-A1：8–22 cm、

doi:10.6342/NTU202500596

OR1-1133-A5：231–240 cm、OR1-1159-C1：18–24 cm 和 OR1-1159-C8：6–20 cm；圖 3-5、圖 3-6）。

Unit F

Unit F 為綠色的粉砂層，在每一支岩心都有觀察到（OR1-1068-8：86－106 cm、OR1-1133-A1：21－39 cm、OR1-1133-A5：240–290 cm 和 OR1-1159-C8：20－61 cm），此層位的 ^{210}Pb 隨深度降低，鈣鈦比值增加（圖 3-5、圖 3-6）。

Unit G

Unit G 為淺綠色的粉砂層，存在於 OR1-1068-8 的 106－135 cm、OR1-1133-A1 的 39－62 cm 和 OR1-1159-C8 的 61－73 cm，此層位中具有鈣鈦比和錳鐵比高值，並且於此層位底部發現火山玻璃碎片（圖 3-5、圖 3-6、圖 3-7）。

Unit H

Unit H 存在於 OR1-1068-8 的 135–212 cm 、OR1-1133-A1 的 62－200 cm、OR1-1159-C1 的 24–100 cm 處和 OR1-1159-C8 的 73–100 cm 處，此層位具有重複出現的高密度層位，層位中具有錳的高值，層位底部有較高的鈣鈦比、較粗的顆粒大小和較差的淘選度（圖 3-5、圖 3-6）

doi:10.6342/NTU202500596

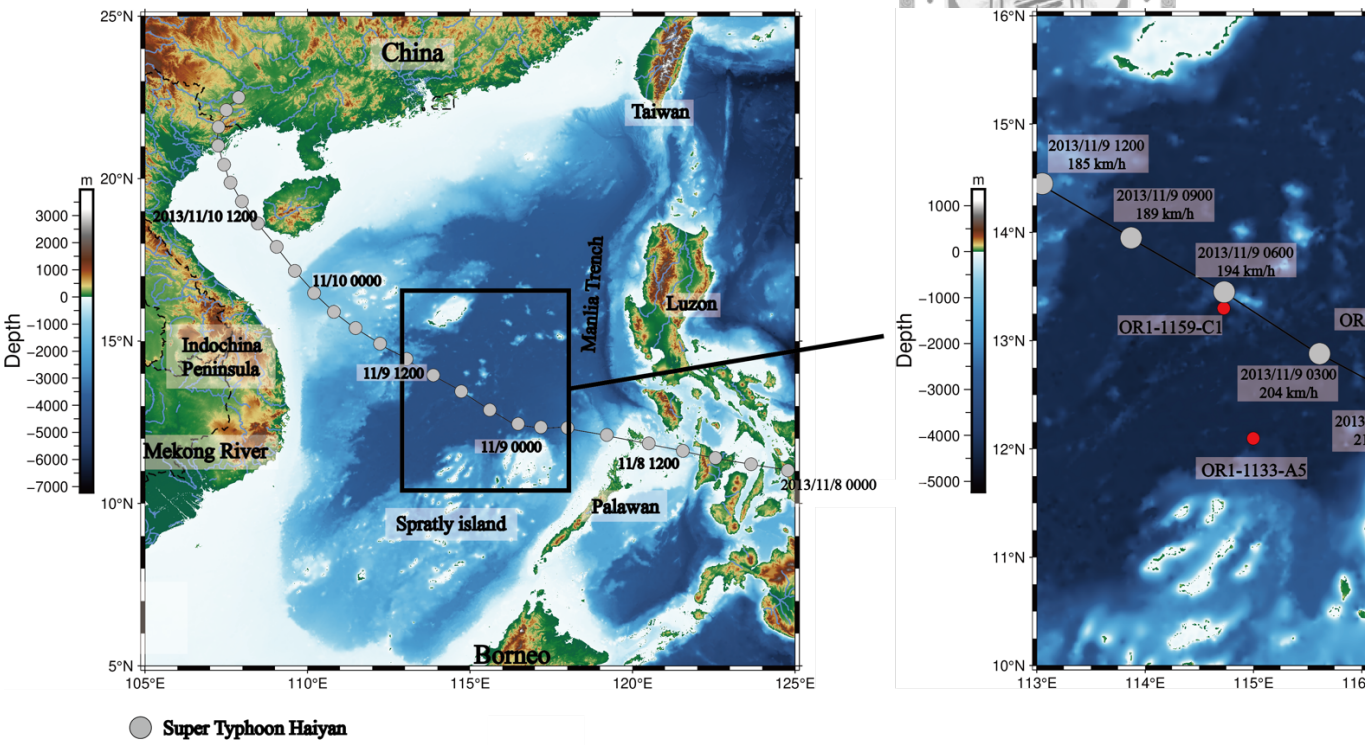


圖 3-4 岩心採樣站位與海燕颱風路徑圖。

doi:10.6342/NTU202500596

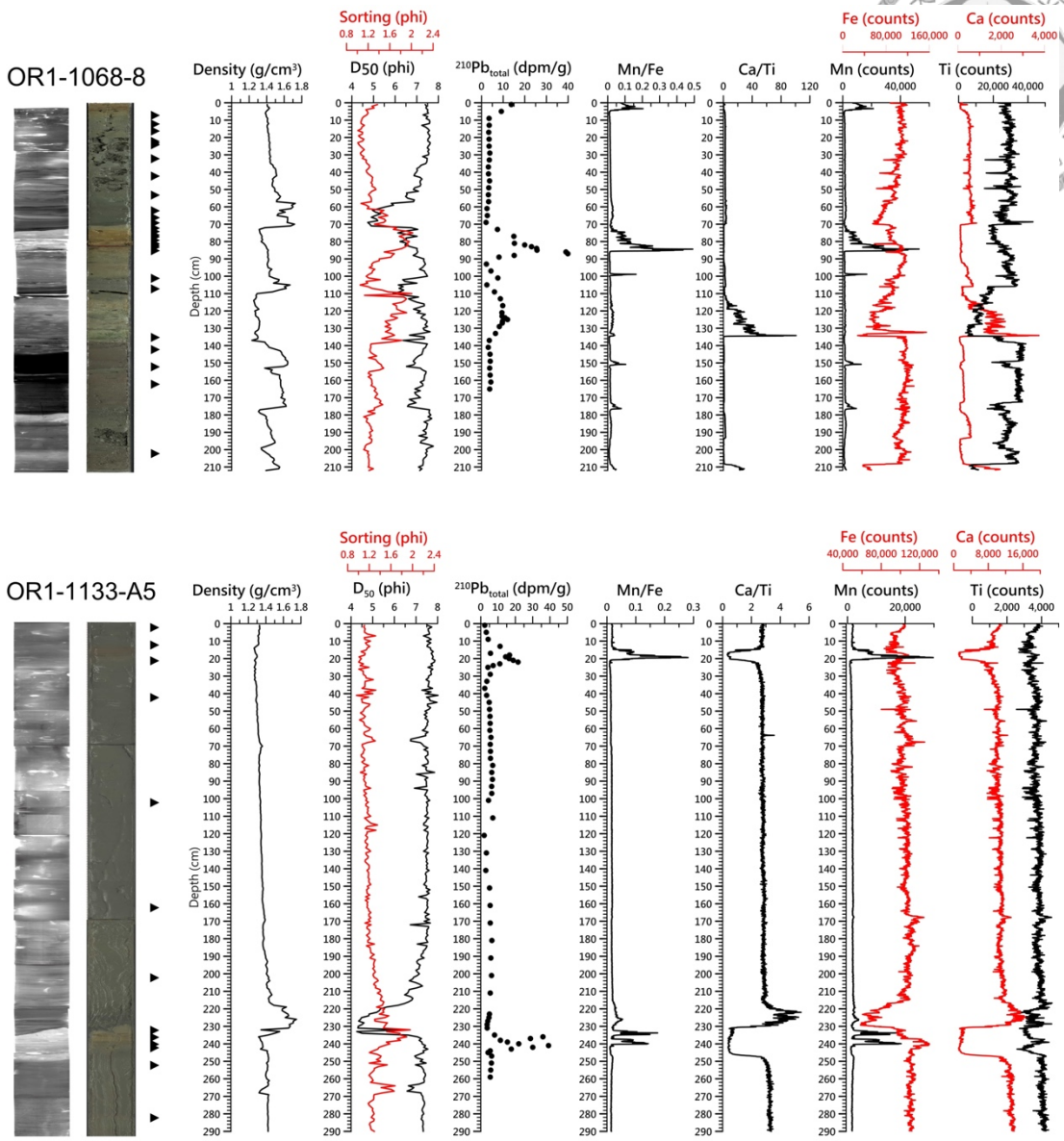


圖 3-5 OR1-1133-A5 和 OR1-1068-8 岩心統體密度、粒徑中值、淘選度、210Pb 活度、Itrax-Mn/Itrax-Fe 比例和 Itrax-Ca/ Itrax-Ti 比例。岩心影像右側的三角形為施作黏土礦物實驗的採樣點。

doi:10.6342/NTU202500596

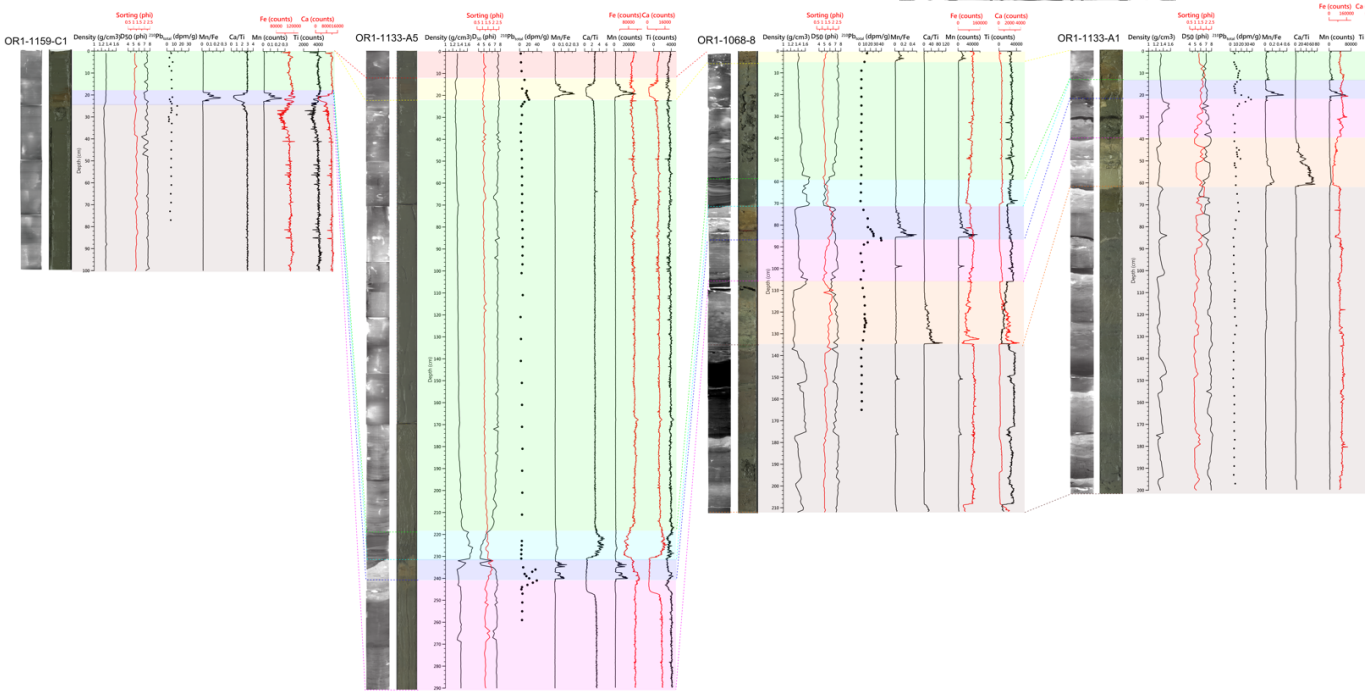


圖 3-6 南海海盆岩心之岩心統體密度、粒徑中值、淘選度、^{210}Pb 活度、Itrax-Mn/Itrax Fe 比例和 Itrax Ca/ Itrax Ti 比例。不同顏色的方塊代表著不同的沈積單元。

doi:10.6342/NTU202500596

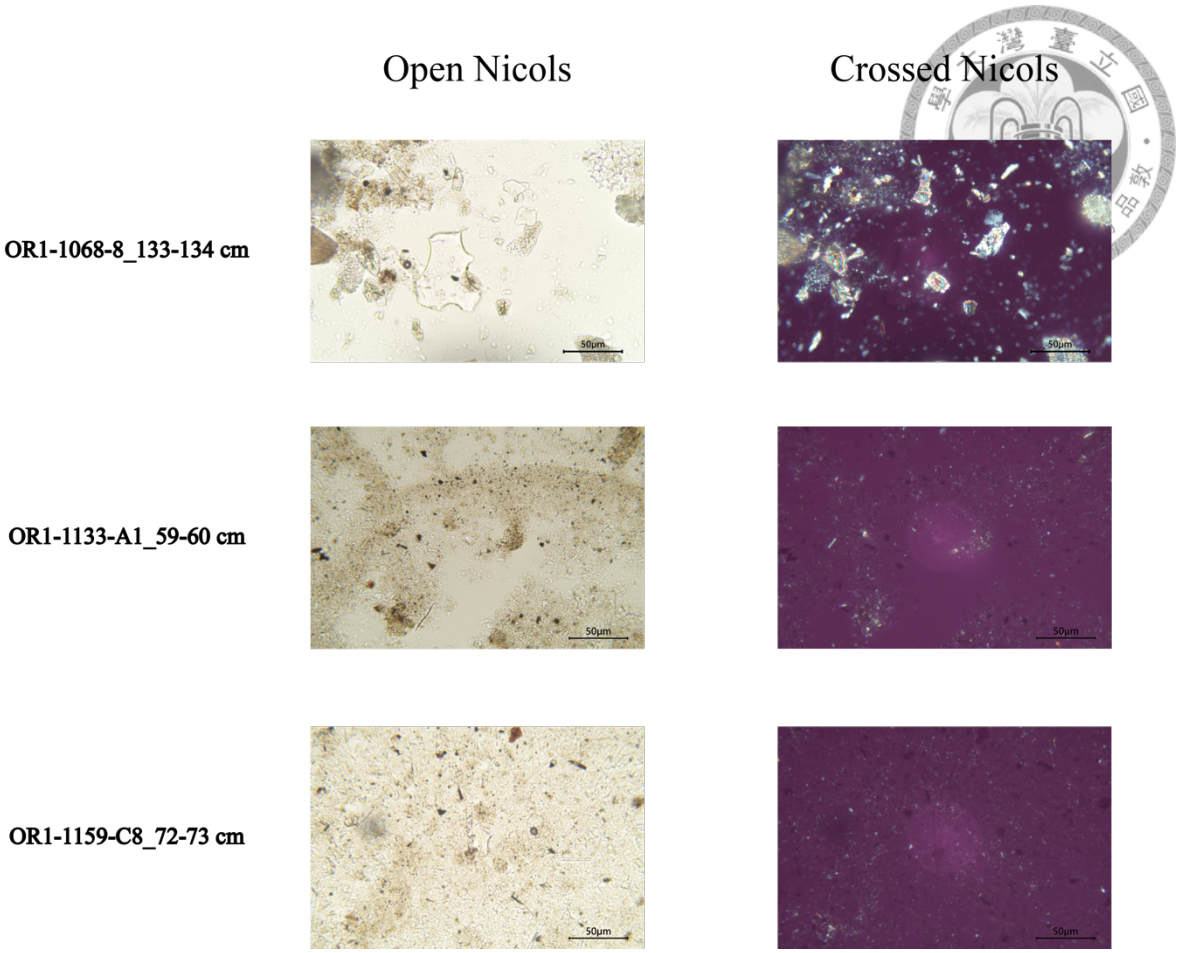


圖 3-7 OR1-1068-8 133-134 cm 偏光顯微鏡火山玻璃圖。

doi:10.6342/NTU202500596

3.2.2 粒徑分析頻譜

OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 兩支岩心的表層沈積單元組成相似（圖 3-5），此小節將比較這兩支岩心表層各個不同沈積單元的粒徑分佈，推估各個沈積單元堆積時的沈積環境。其中，Unit A、B、C、H 和 F 的粒徑分佈十分相似（圖 3-8），都以雙峰分佈為主，主要顆粒大小集中在 6 ϕ和少量的 8 ϕ（圖 3-8）。Unit D 的顆粒組成則是以單峰為主，顆粒集中在 5 ϕ，Unit D 具有各個沈積單元中最大的中值粒徑。Unit E 的顆粒組成為 4 ϕ和 8 ϕ的雙峰，也因此具有最大的淘選度，並且具有整支岩心中最大的 D_{10} 值（圖 3-8）。Unit G 則是呈現多峰分佈，顆粒組成以 3 ϕ、5 ϕ、6 ϕ和 8 ϕ為主（圖 3-8）。

doi:10.6342/NTU202500596

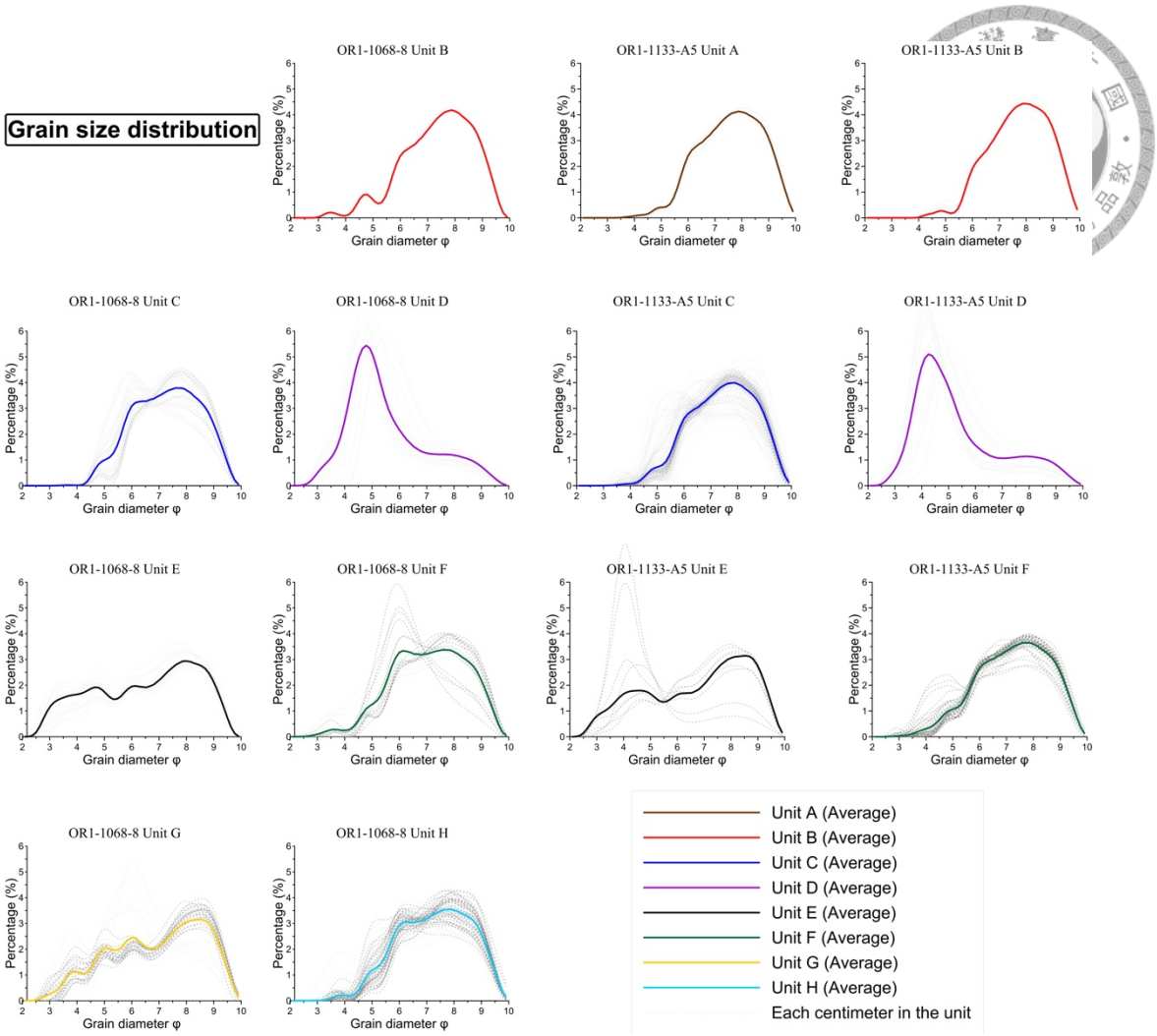


圖 3-8 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 不同沈積單元粒徑頻譜圖。

doi:10.6342/NTU202500596

3.2.3 黏土礦物

本研究於各個沈積單元中選取 74 個樣本分析黏土礦物組成（表 3-1），儘管岩心採集地點皆位於南海海盆南部，但各站位點間的黏土礦物組合略有差異。靠近呂宋的 OR1-1133-A1 和 OR1-1159-C8 岩心中的膨潤石比例較其他岩心高（圖 3-9）。OR1-1068-8、OR1-1133-A5 和 OR1-1159-C1 的黏土礦物組合相對相似，特徵是膨潤石和高嶺石含量較低，較符合前人研究中南海海盆南部所觀查到的黏土礦物組成（Liu et al., 2016；圖 3-3、圖 3-9、表 3-1）。比較 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 的表層各沈積單元時，Unit E 具有明顯較低的高嶺石和膨潤石，與北婆羅洲和北巴拉望的組成相似。表層其他沈積單元的黏土礦物組成顯示介於湄公河、北部巴拉望、北部婆羅洲和呂宋之間的廣泛分佈（圖 3-10）。

doi:10.6342/NTU202500596

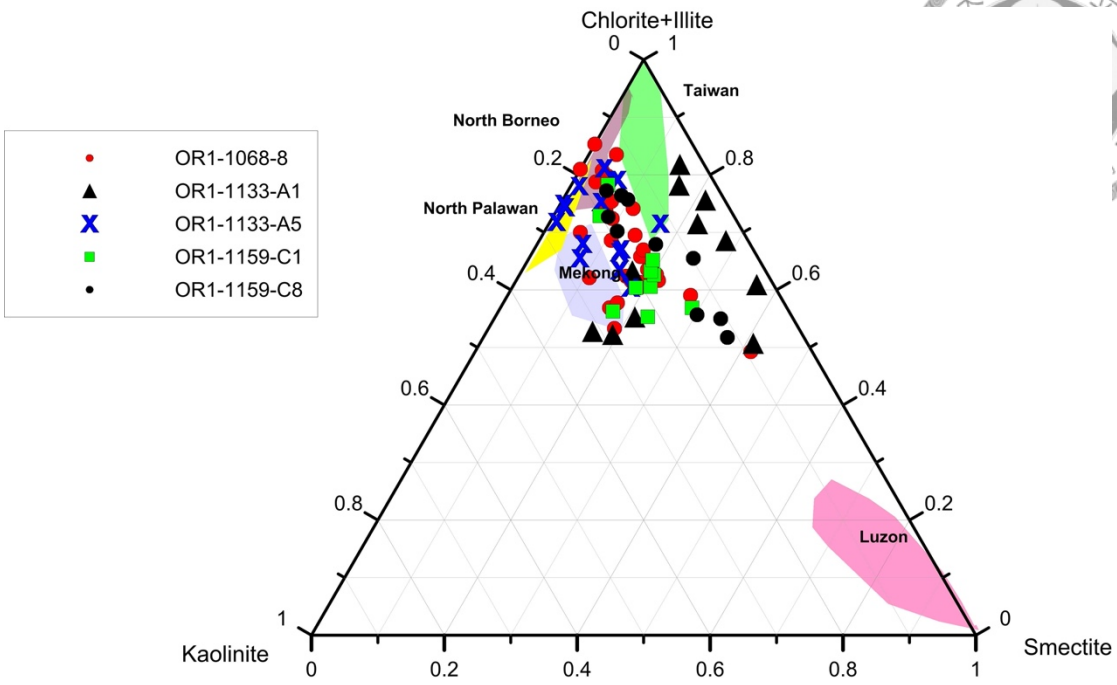


圖 3-9 南海海盆各站位點黏土礦物組成分佈三角圖。

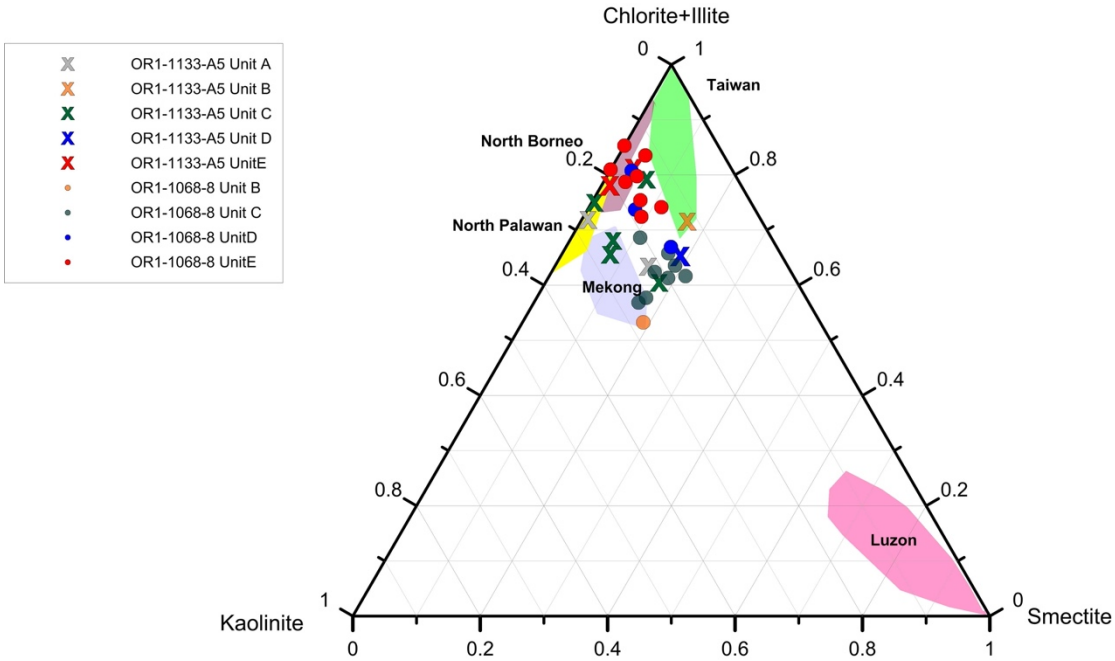


圖 3-10 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 表層事件層不同沈積單元黏土礦物組成分佈三角圖。

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

3.2.4 顯微 X 光螢光分析

本研究分別對具有 Mn/Fe 高值的沈積單元（Unit B：OR1-1133-A5 18-19 cm 和 Unit E：OR1-1068-8 83-84 cm 和 OR1-1133-A5 233-234 cm）進行顯微 X 光螢光分析。在 OR1-1068-8 的 83-84 cm 深度，光學影像顯示此層位具有大顆粒與小顆粒混合的現象（圖 3-11），這與粒徑分析結果顯示此層位淘選度最差一致（圖 3-8）。此層位含量最高的四種元素為矽（Si）、鋁（Al）、鐵（Fe）和錳（Mn），其在樹脂中的元素濃度的分佈與顆粒大小的分佈一致（圖 3-11）。樹脂中單獨顆粒的 XRF 分析顯示（圖 3-11），大顆粒上鐵的含量最高，其次是矽、錳、鋁和鉀。同樣的結果在 OR1-1133-A5 岩心的 18-19 cm 深度（Unit B）和 233-234 cm（Unit E）深度觀察到（圖 3-12），矽、鋁和鉀是長石中常見的化學成分，鐵和錳則經常出現在主要由碎屑物質輸入和與氧化環境改變的沈積物中（Kylander et al., 2012; Moreno et al., 2008）。

doi:10.6342/NTU202500596

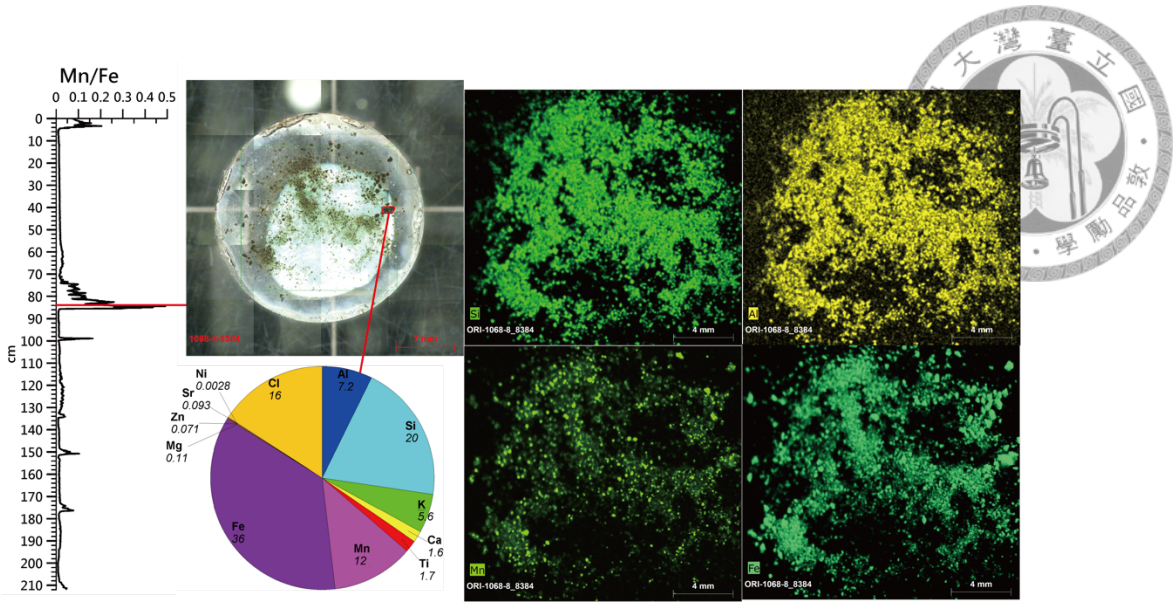


圖 3-11 OR1-1068-8 Itrax-Mn/Fe 的比例和 83-84 cm 的顯微 X 光螢光分析結果。

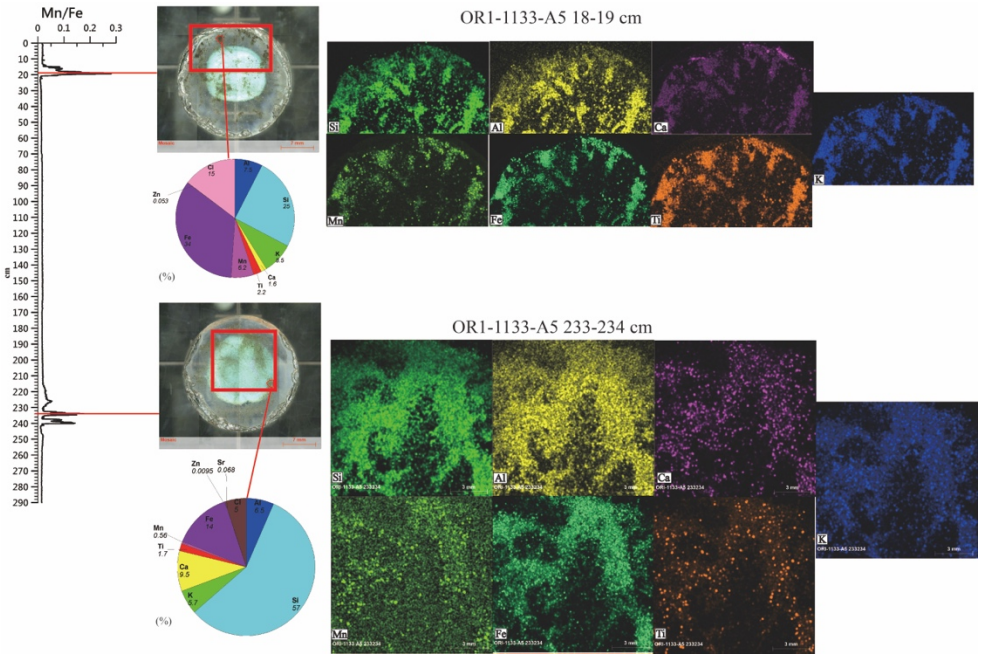


圖 3-12 OR1-1133-A5 Itrax-Mn/Fe 的比例和 18-19 cm 與 233-234 cm 的顯微 X 光螢光分析結果。

doi:10.6342/NTU202500596

3.3 南海海盆討論

3.3.1 南海颱風事件層

本研究於南海海盆岩心中發現海燕颱風沈積層序列（圖 3-6），Unit C、Unit D 和 Unit E 為海燕颱風所傳輸的沈積物堆積而成，在颱風沈積序列最底部的沈積單元為 Unit E，其粒徑分佈呈現雙峰分佈（圖 3-8），且具有最差的淘選度和最大的 D_{10} 大小，層位中的 ^{210}Pb 活度隨著深度增高（圖 3-5），在各個岩心的 Unit E 與 Unit F 界面具有最高的 ^{210}Pb 活度（圖 3-6），推測 Unit E 可能為颱風海燕攜帶的大顆粒沈積物與海床沈積物混合形成。

Unit D 主要由綠色粉砂組成，具有相對單峰的粒徑分佈（圖 3-8），X 光影像顯示出泥質濁積層 E1 的特徵（圖 1-2；Stow and Piper, 1984），Unit D 推測是颱風所攜帶的粗顆粒沈積物，隨著 Unit E 堆積後沉降至海床。Unit C 表現出相對單峰的粒度分佈（圖 3-8），與泥質濁積層 E3 的特徵一致（圖 1-2；Stow and Piper, 1984），推測是由懸浮的細顆粒沈積物後續沉降形成。

岩心頂部的 Unit A 和 B 分別與 Unit C 和 E 具有相似的特性，Unit B 具有較高的 ^{210}Pb 活度和較高含量的錳，Uni A 則是具有低 ^{210}Pb 活度和較低含量錳的特徵。這兩個沈積單元的顆粒組成都是以細顆粒為主，粒徑分佈並無太大變化（圖 3-8），Unit B 具有相對較高的 ^{210}Pb 活度，推測為水體中被海燕颱風攜帶的顆粒

doi:10.6342/NTU202500596

所清除的 ^{210}Pb 含量隨著時間回補，並藉由還在海水中懸浮的細顆粒吸附清除。Unit A 的厚度為 12 公分，而 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 的採樣時間相隔三年，如以前人研究中沈積速率約為每千年 8.17 g/cm^2（Wang and Li, 2009）估算，此三年堆積厚度應不足 0.1 公分，因此推測此層位並非自然堆積而成，而為海燕颱風所輸出之懸浮沈積物在颱風過後仍持續緩慢沉降形成。

Unit C 和 Unit D 具有較低的 ^{210}Pb 活度，活度最高的深度出現在 Unit F，此表層低活度的現象在颱風或地震所引發的水下沈積物流沈積物中十分常見（Huh et al., 2004; Huh et al., 2009; Hale et al., 2012; Su et al., 2012; Burnett et al., 2023）。^{210}Pb 在水體中透過沉降顆粒的吸附而自海水中移除，並在沈積物中以超量 ^{210}Pb 的形式存在。然而水體中 ^{210}Pb 的供應有限，而在災害事件後，水體中的懸浮顆粒急遽增加，導致沈積顆粒上吸附的 ^{210}Pb 活度被稀釋。此一現象 Huh et al.（2009）在高屏海底峽谷中錨碇串列上的沈積採集器也同樣觀察到。在 2008 年卡玫基（Kalmaegi）颱風前後，沈積物採集器中超量 ^{210}Pb 活度分別為 9.9 dpm/g（2008/1/10-2008/3/20）和 1.0 dpm/g（2008/7/8-2008/9/11），並且在沈積物採集器下方的岩心中發現同樣的現象，其表層沈積物中超量 ^{210}Pb 活度分別為 7.4 dpm/g（2008/3/20 採集）和 1.8 dpm/g（2008/9/11 採集）。因此，^{210}Pb 活度可作為獨立指標來識別沈積物中的事件紀錄，並且其具有與現代儀器紀錄相同時間尺度的優勢，可建立極端事件沈積紀錄。在本研究中，雖然 ^{210}Pb 剖面無法用於計算沈積速

doi:10.6342/NTU202500596

率，但 Unit E 以下的超量 ^{210}Pb 表明岩心上部的類濁積層沈積紀錄是由近期自然災害所形成。此外，OR1-1068-8 岩心是在超強颱風海燕登陸菲律賓後四個月採集（表 1-1），在這四個月內，南海海盆並沒有其他重大自然災害，因此，岩心頂部（Unit A-Unit E）的事件層可確認為 2013 年的超級颱風海燕所造成。

在颱風海燕事件層之下是 Unit F（出現在 OR1-1068-8、OR1-1133-A1、OR1-1133-A5 和 OR1-1159-C8）、Unit G（出現在 OR1-1068-8、OR1-1133-A1 和 OR1-1159-C8）和 Unit H（OR1-1068-8、OR1-1133-A1 和 OR1-1159-C8）。Unit F 和 Unit C 具有相似的特性，推測此沈積單元的形成可能與 Unit G 有關，Unit G 特徵是具有最高值的鈣和鈣鈦比值，以及最低的鐵和鈦值，錳值和錳鐵比值也在此沈積單元隨深度增加，特別是在 OR1-1133-A1 岩心中（圖 3-6）。利用偏光顯微鏡於此層位底部發現火山玻璃碎片（圖 3-7），推測該層可能對應於 1991 年皮納圖博火山事件（Mount Pinatubo；Wiesner et al., 2004）。Unit G 出現在 OR1-1068-8、OR1-1133-A1 和 OR1-1159-C8 等岩心中，其中位在於北部且最接近皮納圖博火山的 OR1-1133-A1 岩心特徵最為明顯。此外，Unit G 也具有最高的膨潤石含量（圖 3-10）。此層位提供三支岩心額外的年代控制，間接支持 Unit A 至 Unit E 與超級颱風海燕有關。Unit H 的特徵是鈣、錳值和鈣鈦、錳鐵比值呈現明顯的反覆性變化（圖 3-6），根據 ^{210}Pb 活度剖面，Unit H 不是由現代（<100 年）沈積物組成，推測為重複出現的相似古災害事件紀錄。

doi:10.6342/NTU202500596

根據聯合颱風警報中心（Joint Typhoo Warning Center, JTWC）的紀錄，海燕颱風在 OR1-1159-C8 站位點的最大風速為每小時 222 公里，OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 的風速為每小時 204 公里，OR1-1159-C1 為每小時 194 公里（圖 3-4）。可以觀察到海燕颱風層位（Unit C-Unit E）的厚度隨著風速的強弱同步變化。各岩心的颱風海燕層厚度有所不同，OR1-1133-A5 的颱風海燕層厚度為 228 公分，是本研究中海燕層最厚的站位點（圖 3-5、圖 3-6），OR1-1068-8 的颱風海燕層厚度為 82 公分（圖 3-5、圖 3-6），OR1-1133-A1、OR1-1159-C1 和 OR1-1159-C8 中颱風海燕層厚度為 20－24 公分（圖 3-6）。僅管海燕颱風在 OR1-1159-C8 有最高的風速，卻僅記錄 24 公分的海燕層位，並且其 Unit C 僅 6 公分厚，顯示在強烈的風速帶動海水流速之下，沈積物顆粒不易沉降的特性。此外，現今南海的碳酸鈣補償深度約為 3700 - 4000 公尺（Zhang et al., 2012），OR1-1159-C8 的水深為 3865 公尺，此層位內含的有孔蟲砂推測受到側向傳輸的影響，可能是由淺水區域海床所引發的沈積物再懸浮所形成。另一方面，導致在 OR1-1159-C8 站位點海燕颱風事件層的厚度較薄，可能為受到侵蝕作用的影響，並且此層中具有較高比例的膨潤石，推測受到呂宋輸出的沈積物影響（Liu et al., 2016；圖 3-9、表 3-1）。

在風速下降，海水流速減緩後，沈積物顆粒在 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 大量沉降，當颱風到達離菲律賓最遠的 OR1-1159-C1 站位時，其所攜帶的沈積物量也減至最少，表層僅觀察到 Unit C 和 Unit E（圖 3-6）。OR1-1133-A1 站位點推測

doi:10.6342/NTU202500596

因為在颱風暴風圈的外圍（圖 3-4），所攜帶的沈積物量較小，同樣在表層也只觀察到 Unit C 和 Unit E 的出現。

3.3.2 颱風事件的沈積物傳輸機制

在 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 上觀察到粒級層的出現（Unit D；圖 3-5），而 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 Unit E 的黏土礦物組成和北巴拉望和北婆羅洲的河流沈積物相似（圖 3-9；Liu et al., 2016），但如果沈積物是從北婆羅洲傳輸至站位點，必須通過海床沈積物富含碳酸鹽的南沙群島（Wang and Li, 2009），此兩支岩心表層沈積物的碳酸鹽含量並不高，因此推測各岩心表層的事件沈積物可能來自受到颱風引發強烈風暴潮影響的北巴拉望沿海地區。一般而言，在深海中發現粒級層（或泥質濁積層的 E1 層位）大多與海底峽谷的傳輸相關（Piper and Normark, 2009; Tombo et al., 2015; Fournier et al., 2017），此類層位在峽谷眾多的南海北坡廣泛地被發現（Liu and Lin, 2004; Liu et al., 2006; Hsu et al., 2008; Yu et al., 2009; Hsiung and Yu, 2013; Su et al., 2015; Liu et al., 2016; Bührig et al., 2022）。然而，在南海海盆南部，唯一有機會傳輸事件沈積物至研究地點的峽谷為陸棚嵌入型的北巴拉望峽谷，其峽谷頭部並未與陸地上河流連接（Yin et al., 2020; Bührig et al., 2022）。並且在記錄到近百公分颱風層位的 OR1-1068-8 站位點周遭被海山所包圍（圖 3-13），沈積物流難以傳輸四百公里後再跨越數百公尺的海底山並堆積

doi:10.6342/NTU202500596

如此大量的沈積物至站位點。

因此本研究推測調查區海燕颱風事件沈積物的傳輸機制，可能並非颱風或洪水所引發的高濃度沈積物流隨峽谷的傳輸作用（Mulder et al., 2001），風暴潮所引發的沈積物可能藉由颱風造成的高能量水體懸浮並傳輸到採樣點。另一方面，前人研究於颱風期間部署在高屏海底峽谷（距海床 42 公尺）的水下沈積物收集器中也記錄到粒級層的出現，表示懸浮傳輸的水力淘選可以在水體中形成顆粒粒級的分布（Liu et al., 2016）。在 OR1-1133-A5 和 OR1-1068-8 中，颱風海燕事件層的厚度分別為 240 和 86 公分，這些地點距菲律賓約 450 公里，顯示颱風造成的顆粒懸浮作用，可將沈積物傳輸到數百公里以外。

此現象也在墨西哥灣艾薩克（Isaac）颱風研究中發現，颱風所引發的 Stokes drift 將墨西哥灣內的水上漂流器帶離百公里遠，顯現颱風對表層水團的傳輸能力有重大影響，而傳統的海洋環流模型低估了強風條件下表層水團的傳輸能力（Curcic et al., 2016）。海燕颱風的風力強度為百年一遇事件（Takagi and Esteban, 2016），大於艾薩克颱風數倍，合理推測其具有將顆粒懸浮傳輸至數百公里的能力。Unit A 到 Unit D 的黏土礦物組成分佈廣泛，推測在懸浮傳輸過程中有來自呂宋（圖 3-9；高比例膨潤石）和北巴拉望（圖 3-9；高比例的綠泥石和伊利石）的沈積物混合。本研究顯示典型的泥質濁積層序列不僅止源於沿峽谷的重力流傳輸（Stow and Piper, 1984; Mulder et al., 2001），也可能以懸浮傳輸的機制將沈積物

doi:10.6342/NTU202500596

從陸地傳輸到深海。

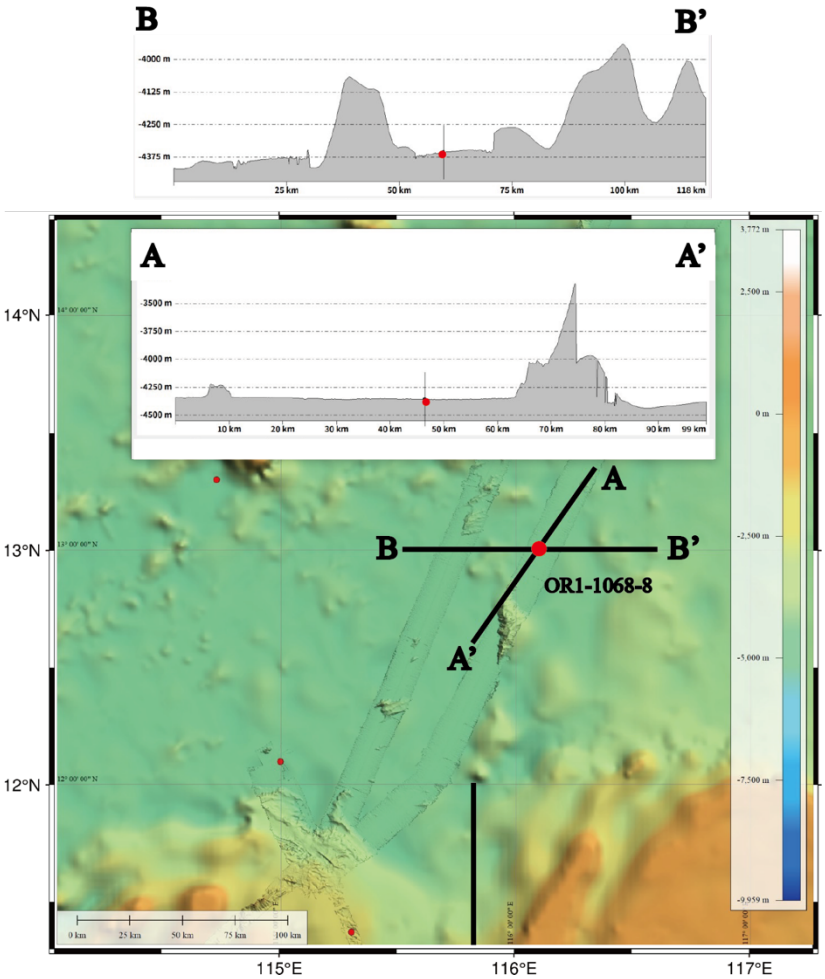


圖 3-13 OR1-1068-8 岩心站位地形剖面圖。

doi:10.6342/NTU202500596

3.3.3 錳與颱風層位

除上述的指標以外，本研究另外發現在 Unit B 和 E 具有錳富集的現象（圖 3-5、圖 3-6），此特性並沒有在其他的層位中發現，且錳富集的特性同樣在其他地區的洪水沈積層發現（Rapuc et al., 2019; Sabatier et al., 2017），然而現階段對於錳層富集的原因眾說紛紜，本節將描述錳的特性並推測錳在海燕颱風層位富集的原因。

錳（Mn）是在地殼中豐度排名 12 的元素，濃度約為 1000 ppm（Emsley et al., 2001），錳常附於氧化物、矽酸鹽和碳酸鹽中，以軟錳礦（pyrolusite; MnO_2）和菱錳礦（rhodochrosite；$MnCO_3$）最為常見。在深海沈積物中，錳多來自熱液活動和早期成岩作用，而在沈積速率緩慢或是火成活動發達的區域，海床上常觀察到錳核的出現。錳由於氧化還原電位較低的原因，使得其對氧化還原反應非常敏感，常用來應用於成岩作用的過程，與其他同樣對氧化還原反應敏感的元素（例如鐵）的比例變化可以指示此地區底水的含氧量。在氧化環境中，鐵會以三價鐵（Fe^{3+}）型態存在，而錳則是以四價錳存在（Mn^{4+}）；而在缺氧或次氧化的環境下，四價錳會被還原成二價錳（Mn^{2+}），二價錳具有較高的溶解度，會從沈積物中釋放出來，並且在氧化邊界重新氧化成四價錳沈澱。相較之下，二價鐵在次氧化環境下不如二價錳易於遷移，因此當環境發生變化時，鐵的濃度通常較為穩定，

doi:10.6342/NTU202500596

沈積物中錳和鐵比值變化（如錳鐵比值的峰值）可以反映過去底水含氧量的變化。

前人在湖泊的洪水沈積物中發現高濃度的錳，推測為洪水引發的水下沈積物流帶著豐富的氧氣通過海床，讓沈積物的氧化還原過渡帶改變至沈積物海床交界面並促進錳的沈澱（Wilhelm et al., 2016b; Sabatier et al., 2017; Rapuc et al., 2019）。除湖泊岩心觀察到此現象以外，在日本東北的 311 海嘯過後，沿海貽貝殼體記錄到錳鈣比值顯著的上升，並且此現象維持 40 天後比值才回歸穩定值，推測在海嘯發生時，原本海床沈積物孔隙中溶解的二價錳和海嘯回流沈積物中所挾帶的溶解態二價錳和顆粒態二氧化錳都被大量被釋放至水層中，且耗時 40 天後才被清除（Murakami-Sugihara et al., 2019）。

依上述前人研究結果，推測颱風層位錳層的形成可能為以下三種原因。（1）因水下沈積物流攜帶高含氧量傳輸至站位點，引發海床沈積物產生氧化還原作用，孔隙中的溶解態的二價錳氧化成顆粒態的二氧化錳在沈積層底部堆積。（2）颱風引發的洪水造成陸上土壤中的溶解中的二價錳和顆粒態的二氧化錳釋出至水層，並隨著沈積物流傳輸至站位點。（3）本身陸源沈積物就具有高含量的錳。

由於綜合本研究各項分析結果推測海燕颱風事件層沈積物為受颱風懸浮傳輸至海盆堆積，此種傳輸機制難以將氧氣攜帶至 4000 公尺水深的南海海盆，因此推測水下沈積物流攜帶高含量的氧傳輸至站位點難以為南海海盆海燕颱風事件層中形成錳層的主要機制。而颱風海燕在沿海地區引發廣泛風暴潮，洪水淹沒中部菲

doi:10.6342/NTU202500596

律賓的沿海地區（Soria et al., 2018），因此不排除本研究所發現的錳層為沿海陸上土壤孔隙中的錳受到洪水釋出後傳輸至深海。

此外，Unit E 層位（圖 3-10）的黏土礦物組成表明此層的沈積物可能來自巴拉望地區，而顯微 X 光螢光分析結果亦顯示，錳與矽、鋁、鉀和鐵共存在於較大顆粒中（圖 3-11；圖 3-12）。矽、鋁和鉀是鉀長石的主要組成，是北巴拉望富含的岩石組成之一（Forster et al., 2014），Monjardin et al.（2022）發現菲律賓馬林杜克島（Marinduque）土壤中錳的累積與頻繁的颱風引發的洪水事件有關。1993 年和 1996 年的兩次礦災導致博克河（Boac Rivers）和莫格波格河（Mogpog Rivers）上游的錳礦場儲存設施被原地棄置，造成兩條河川流域的地下水和土壤受到嚴重污染，並且在土壤中量測到高含量的錳出現，而此區就是海燕颱風侵襲最嚴重的區域之一。

如錳層的來源僅為沿海的土壤經懸浮傳輸至站位點，應在整層颱風層位都會觀察到高含量錳的現象，然而南海海盆岩心中的錳層具有富集在 Unit E 的特性，因此推測南海海盆颱風層位中的錳層來源除沿海地區受洪水侵襲後大量釋出到水層的錳，此地區的母岩特性更為導致錳的含量在此地區如此顯著的原因。

除海燕颱風事件層外，其下方的沈積單元也表現出高錳鐵比值特徵（Unit G 和 Unit H；圖 3-5 和圖 3-6），推測這些層位可能也經歷類似的沈積事件，進一步證明錳層在南海中央盆地是研究極端颱風事件強力指標。

doi:10.6342/NTU202500596

doi:10.6342/NTU202500596

表 3-1 南海海盆岩心黏土礦物組成比例。

Sample name	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)
OR1-1068-8				
5-6 cm	19	43	10	28
10-11 cm	19	52	12	18
14-15 cm	16	47	10	27
20-21 cm	21	48	14	17
21-22 cm	16	45	17	21
22-23 cm	17	50	8	25
30-31 cm	11	55	14	21
41-42 cm	19	45	16	20
51-52 cm	17	50	16	18
60-61 cm	16	47	20	17
64-66 cm	3	58	23	16
67-68 cm	7	54	20	19
70-71 cm	28	44	15	13
72-73 cm	7	56	20	17
74-75 cm	11	55	19	14
75-76 cm	4	56	27	12
77-78 cm	0	54	31	15
79-80 cm	3	59	20	18
80-81 cm	9	56	17	19
81-82 cm	5	54	26	15
83-84 cm	0	51	30	19
99-100 cm	14	55	14	17
105-106 cm	11	46	16	27
133-134 cm	41	44	5	9
140-141 cm	17	48	13	21
150-151 cm	21	43	19	17
160-161 cm	19	45	16	20
200-201 cm	20	50	12	18
210-211 cm	5	54	16	25
Average	14	50	17	19
OR1-1133-A1				
1-2 cm	17	54	9	20
10-11 cm	16	58	20	6
18-19 cm	22	47	24	6

doi:10.6342/NTU202500596

22-23 cm	37	46	15	3

表 3-1 南海海盆岩心黏土礦物組成比例（續）。

Sample name	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)
30-31 cm	15	61	20	4
50-51 cm	21	40	15	24
54-55 cm	19	40	12	29
70-71 cm	41	39	12	8
80-81 cm	16	27	26	31
86-87 cm	28	56	13	3
90-91 cm	22	63	13	3
Average	23	48	16	12
OR1-1133-A5				
0-1 cm	15	55	8	22
10-11 cm	1	55	17	27
19-20 cm	17	51	21	12
24-25 cm	18	45	15	22
40-41 cm	7	50	18	25
100-101 cm	8	51	14	27
160-161 cm	0	61	14	25
200-201 cm	7	61	18	14
231-232 cm	1	57	17	25
235-236 cm	1	54	24	21
238-239 cm	4	60	21	15
240-241 cm	13	47	20	20
250-251 cm	13	51	16	20
280-281 cm	6	61	14	19
Average	15	51	17	17
OR1-1159-C1				
0-1 cm	21	49	11	19
5-6 cm	5	64	14	16
10-11 cm	7	61	12	20
20-21 cm	20	48	14	17
23-24 cm	19	46	15	21
28-29 cm	19	51	13	17
30-31 cm	17	39	17	26
40-41 cm	29	48	9	14
60-61 cm	19	55	10	16
100-101 cm	23	43	12	22

doi:10.6342/NTU202500596

Average	18	50	13	19
OR1-1159-C8				

表 3-1 南海海盆岩心黏土礦物組成比例（續 2）

Sample name	**Smectite (%)**	**Illite (%)**	**Chlorite (%)**	**Kaolinite (%)**
0-1 cm	34	36	19	11
5-6 cm	30	36	20	14
15-16 cm	25	55	10	10
20-21 cm	37	38	14	12
25-26 cm	11	45	25	19
30-31 cm	8	49	24	19
35-36 cm	10	52	24	15
39-40 cm	8	52	25	15
50-51 cm	6	55	22	17
55-56 cm	18	52	16	14
Average	19	47	20	15

doi:10.6342/NTU202500596

4　南海北坡：臺灣西南外海事件沈積物

4.1 高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷

臺灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的聚合處，地形陡峭崎嶇。臺灣西南外海地形特徵為狹窄的大陸棚，水深一路從 80 公尺延伸到 3400 公尺的寬廣大陸坡。大陸坡上散佈多條海底峽谷，從西北到東南分別是澎湖海底峽谷、高雄海底峽谷、壽山海底峽谷、高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷，其中高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷為主要傳輸沈積物的峽谷，並且過去有水下沈積物流導致海底電纜斷裂的事件紀錄（Hsu et al., 2008; Su et al., 2012; Gavey et al., 2017）。

高屏海底峽谷為此區為傳輸陸源沈積物的主要通道，高屏海底峽谷屬於河流相接型的峽谷，上游連接高屏溪，其為臺灣第二長的河流，僅次於濁水溪，發源於玉山東峰，流域面積為全臺最大的 3257 平方公里，包含著中央山脈、西部麓山帶和沖積平原，每年傳輸約 49 百萬噸的沈積物入海（Dadson et al., 2003）。高屏海底峽谷地形蜿蜒，長約 260 公里，一路延伸至深海馬尼拉海溝（Manila Trench）。Chiang and Yu（2006）根據峽谷兩個急遽的轉折點將峽谷分為上、中、下游三個部分，上游（upper reach）包含著高屏陸棚和高屏陸坡，位於水深 100 公尺至 1800 公尺並往西南方向延伸，中游（middle reach）水深位於 1800 公尺至 2600 公尺之間往東南方向延伸，下游（lower reach）水深介於 2600 公尺至 3600

doi:10.6342/NTU202500596

公尺深，並往西南方向連接至馬尼拉海溝（圖 4-1）。峽谷谷深最深處達 500 公尺至 700 公尺，上游與中游為峽谷剖面呈現 V 型，而下游則呈現 U 型，地形主要受控於此區旺盛的泥貫入體和逆衝斷層的影響（Chiang and Yu, 2006）。

枋寮海底峽谷屬於陸棚嵌入型的峽谷，與陸地河川並無相連，長度約 60 公里，根據流徑可以分為上下游，上游往南延伸，長度約 40 公里，水深介於 100 公尺至 600 公尺之間，峽谷兩側有崩移的現象，下游轉向西南向連接至高屏海底峽谷中游，長約 20 公里，水深介於 600 公尺至 1000 公尺之間（圖 4-1）。而在淺層地層上，枋寮海底峽谷的東西兩側呈現截然不同的層序特徵，枋寮海底峽谷西側的海底地形較為平坦，淺層地層呈現平行層狀的特徵，相比之下，枋寮海底峽谷的東側區域的地形相對崎嶇，層序也偏混亂（Su et al., 2012）。

臺灣西南海域的沈積物來源以高屏溪為主，並堆積在高屏海底峽谷上游的兩側（Huh et al., 2009; Su et al., 2018），其中事件所引發的水下沈積物流傳輸的沈積物和非事件懸浮傳輸至此的沈積物之空間分佈雖然類似，但總量具有一定差距。利用 ^{210}Pb 推估，過去 150 年，事件沈積物在此區域每公里約堆積 1922 百萬噸，而非事件沈積物則是每公里 632 百萬噸（Su et al., 2018）。前人利用放置於高屏海底峽谷下游水深 2104 公尺的沈積物收集器，推測高屏海底峽谷每年接受濁流（事件型）的沈積物約 25.5 百萬噸，佔高屏溪輸出沈積物的一半以上（Zhang et al., 2018）。由此可知，臺灣西南海域的沈積物多是來自於事件沈積物輸入。而

doi:10.6342/NTU202500596

在非事件時期，高屏峽谷內的沈積物主要為高屏溪的懸浮輸出，並受到潮汐影響（Liu et al., 2010）。

臺灣西南外海受到強烈的內波、潮汐作用和海床液化的影響導致沈積物不穩定。在觀測水下沈積物流上，海底電纜的斷裂為判斷沈積物流流速和傳輸路徑的有效方法，臺灣西南外海到馬尼拉海溝總共有 17 條海底電纜負擔著重大的語音、網路和經濟任務（Carter et al., 2012）。前人研究認為此地區產生沈積物流的主要機制分為兩種，（1）地震引發海底山崩（Hsu et al., 2008; Su et al., 2012）和（2）颱風在陸地引發洪水於出海口產生異重流（Carter et al., 2012）。

在觀測水下沈積物流上，海底電纜的斷裂為判斷沈積物流流速和傳輸路徑的有效方法。臺灣西南外海到馬尼拉海溝總共有 17 條海底電纜負擔著重大的語音、網路和經濟任務（Carter et al., 2012）。前人研究認為此地區產生沈積物流的主要機制分為兩種，（1）地震引發海底山崩（Hsu et al., 2008; Su et al., 2012）和（2）颱風在陸地引發洪水於出海口產生異重流（Carter et al., 2012）。臺灣西南外海受到強烈的內波、潮汐作用和海床液化的影響導致沈積物不穩定。

近年來，在高屏海底峽谷引發海底電纜斷裂的沈積物流事件分別為 2006 年芮氏規模 7.0 導致 14 條海底電纜斷裂的屏東地震，2009 年在三天內累積雨量高達 2800 毫米並導致 9 條海底電纜斷纜的莫拉克颱風，2010 年芮氏規模 6.4 導致 9 條海底電纜斷裂的甲仙地震，2015 年累積雨量高達 750 毫米並導致 6 條海底電纜斷

doi:10.6342/NTU202500596

裂的蘇迪勒颱風（Hsu et al., 2008; Gavey et al., 2011）。值得注意的是莫拉克颱風和屏東地震都不只發生一次水下沈積物流事件，屏東地震後續發生一系列規模大於 5.0 的餘震，莫拉克颱風極高的降雨量都容易導致原本就十分不穩定的海床產生海底山崩地滑（Su et al., 2012）。前人研究認為高屏海底峽谷的事件型沈積物以颱風為主（Zhang et al., 2018），其辨識事件的方法為利用設置於峽谷的沈積物採樣器輔以現代氣象資料做為比對，然而對於近 20 年能夠造成海底電纜斷裂的極端事件中，地震佔不容小覷的比例。此外，佈放沈積物採集器不可避免的會碰到時間的侷限性，Zhang et al.（2018）研究中，沈積物採集器佈放期間內，臺灣西南地區並無發生芮氏規模大於 6.0 的地震。

除非是在事件後的即時採樣（屏東地震和莫拉克颱風；蔡帛軒，2014；Su et al., 2018），或是搭配現代氣象觀測資料的沈積物採集器（Zhang et al., 2018），難以從沈積物的粒徑、組構、顏色等特性區分來自不同機制的事件紀錄。Huang et al.（2023）比較高屏海底峽谷下游的岩心中事件型沈積物和非事件型沈積物的黏土礦物組成，發現兩者的黏土礦物組成雖都以伊萊石和綠泥石為主，但在非事件型沈積物中含有少量的高嶺石與膨潤石，推測為來自二仁溪、曾文溪、八掌溪或高屏陸棚的沈積物。

doi:10.6342/NTU202500596

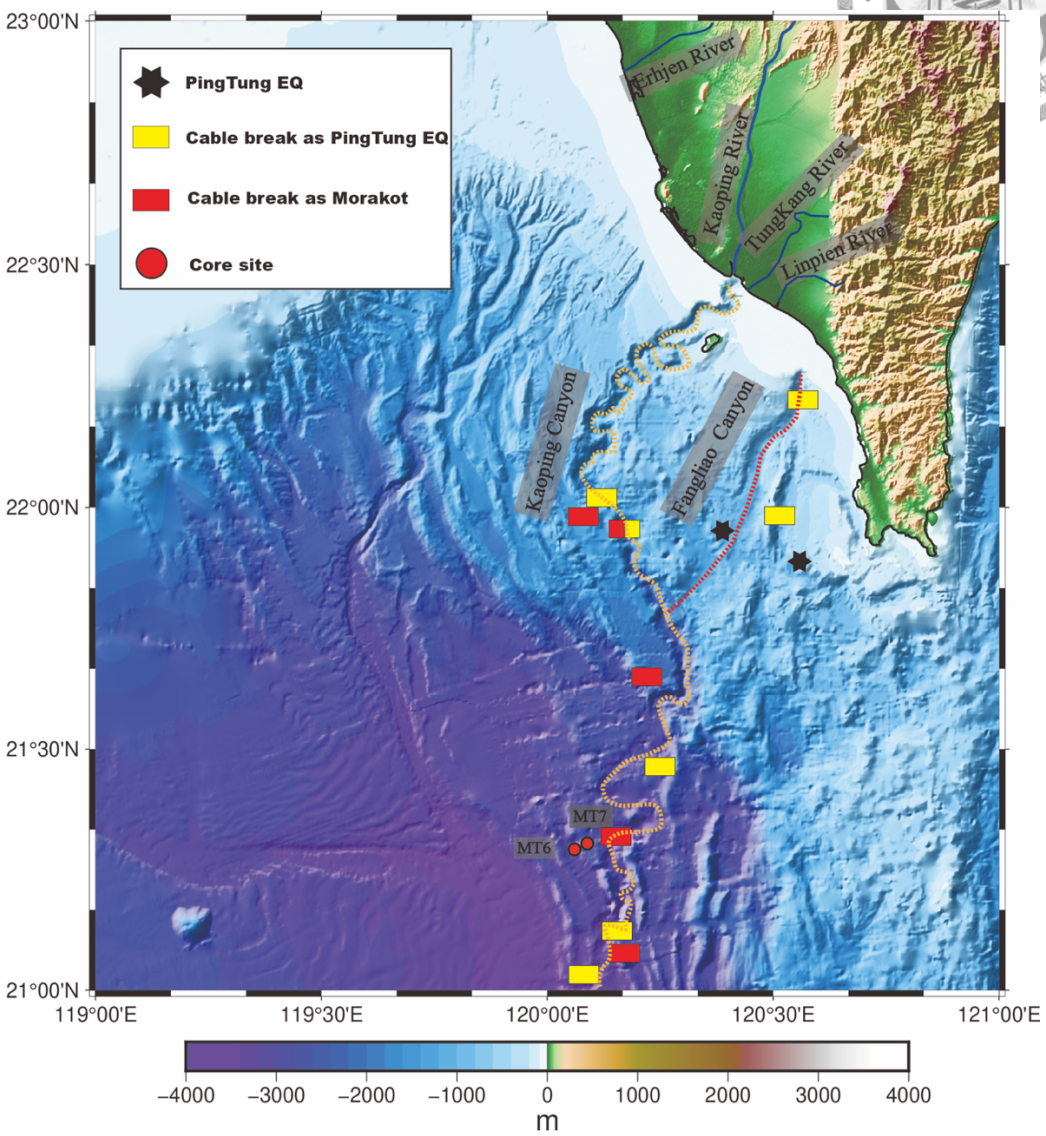


圖 4-1 臺灣西南外海岩心站位與海底地形圖。圖中藍色實線為陸地河川的位置，橘色虛線為高屏峽谷，紅色虛線為枋寮峽谷，黑色星形為 2006 年屏東地震所發生的位置，黃色矩形和紅色矩形分別為屏東地震和莫拉克颱風所導致的海底電纜斷裂位置，紅色圓形為本研究所利用到的岩心站位。

doi:10.6342/NTU202500596

4.2 地震和颱風的沈積物

前人研究利用黏土礦物區分高屏海底峽谷岩心中事件層與非事件層的層位，但並未討論到地震和颱風層位的差異（Huang et al., 2023），而本研究於南海海盆海燕颱風事件層中發現颱風沈積物具有錳富集的特徵（Chen et al., 2024），因此本研究欲利用前人辨識出的莫拉克颱風和屏東地震的岩心層位驗證錳富集特徵應用於辨識事件型沈積引發機制的可行性（OR5-1302-MT7；蔡帛軒，2014；Su et al., 2018）。

本研究利用於高屏峽谷下游燦堯海脊上的 OR5-1302-MT7 岩心和位於水道內的 OR5-1302-MT6 岩心進行比較（圖 4-1），通常水道易受侵蝕作用影響，不易於保存沈積紀錄，而脊頂較不易受到侵蝕，容易記錄到溢堤傳輸的水下沈積事件。OR5-1302-MT7 的表層 25 公分 ^{210}Pb 活度值呈現低值（圖 4-2），推測為短時間內大量沈積物傳輸至站位點，導致沈積物顆粒所能吸附的 ^{210}Pb 量減少，此現象於第三章節已詳述，此特性為水下沈積物流沈積物的良好指標。同樣的現象也在高屏海底峽谷實地施放的錨碇與其下的海床沈積物中發現（Huh et al., 2009）。根據採樣時間和粒徑大小，OR5-1302-MT7 表層 25 公分為 2006 年的屏東地震（13–25 cm）和 2009 年的莫拉克地震（0–13 cm）的沈積物。在表層 25 公分以下 ^{210}Pb 呈現活度高值且隨深度呈指數型遞減，指示著在表層事件之前，此站位點在近百年內具

doi:10.6342/NTU202500596

有穩定的沈積物速率。位於水道內的 OR5-1302-MT6 岩心的 ^{210}Pb 活度則自表層隨深度呈指數型遞減（圖 4-3），指示百年尺度下，岩心所記錄沈積物沈積速率穩定，並且溢堤的事件沈積物並未沉降於水道中（蔡帛軒，2014）。

屏東地震所引發的沈積物流為海底崩移所導致，根據海底電纜斷裂的順序，水下沈積物流一路沿著枋寮海底峽谷頭部傳輸至高屏海底峽谷下游，並堆積於深海（Su et al., 2012）。而莫拉克颱風則主要為接收來自高屏溪因洪水產生的異重流沈積物。本研究將利用此兩支岩心的 Itrax 資料、顯微 X 光螢光分析和黏土礦物組成探討不同誘發機制所形成事件層的異同。

doi:10.6342/NTU202500596

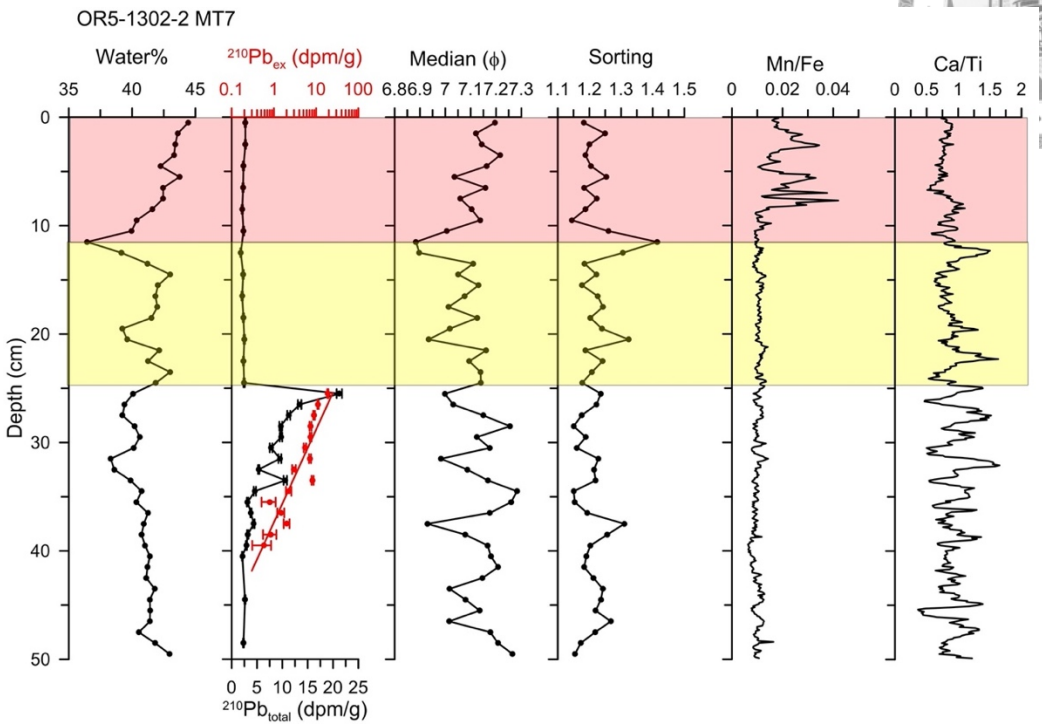


圖 4-2 OR5-1302-MT7 岩心剖面，（修改自 Su et al., 2018）。

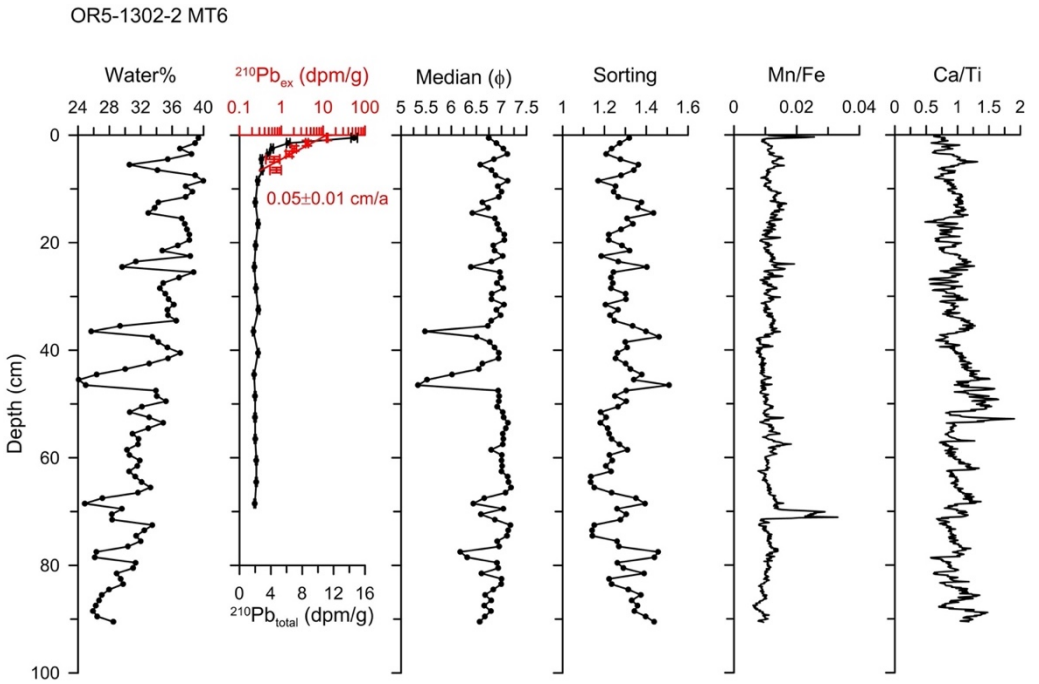


圖 4-3 OR5-1302-MT6 岩心剖面，（修改自 Su et al., 2018）。

doi:10.6342/NTU202500596

4.3 Itrax-XRF、顯微 X 光螢光分析和黏土礦物結果

本研究於 OR5-1302-MT7 的莫拉克颱風的層位中有發現高比例 Mn/Fe 的層位出現（圖 4-2），在屏東地震的層位中 Mn/Fe 比值明顯較低，並觀察到較高的鈣鈦比值，而高錳鐵比值的層位則未出現於非事件沈積物層位，此外，岩心中觀察到較高的鈣鈦比值反覆出現於非事件層的層位（圖 4-2），在 OR5-1302-MT6 站位的最表層和 70 公分處有觀察到高錳鐵比值層位，而其鈣鈦比值則是與粒徑中值有共變的趨勢（圖 4-3）。在莫拉克層位的顯微 X 光螢光分析中，沈積物顆粒主要以矽、鋁和鐵為主，顆粒中錳的含量僅佔 0.28%（圖 4-4）。

在黏土礦物組成上，各層位的黏土礦物組成都是以綠泥石和伊萊石為主（圖 4-5），此組成與臺灣西南部河川的黏土礦物組成大致相同（伊萊石：63%；綠泥石；35%）（Liu et al., 2008; Nayak et al., 2021）。在比較綠泥石、伊萊石和膨潤石三者的比例後發現，伊萊石在各個層位的比例十分相似，而 OR5-1302-MT7 的莫拉克颱風層位具有最高的膨潤石和高嶺石比例（圖 4-5），並且斜綠泥石的比例最低（圖 4-6）；相較之下，屏東地震層位的斜綠泥石比例最高（圖 4-6），膨潤石和高嶺石的含量則較少（圖 4-5）。OR1-1302-MT7 岩心頂部事件層以下的沈積物和 OR5-1302-MT6 岩心沈積物則幾乎沒有膨潤石和高嶺石（圖 4-5），斜綠泥石的比例則介於兩者之間（圖 4-6）。

doi:10.6342/NTU202500596

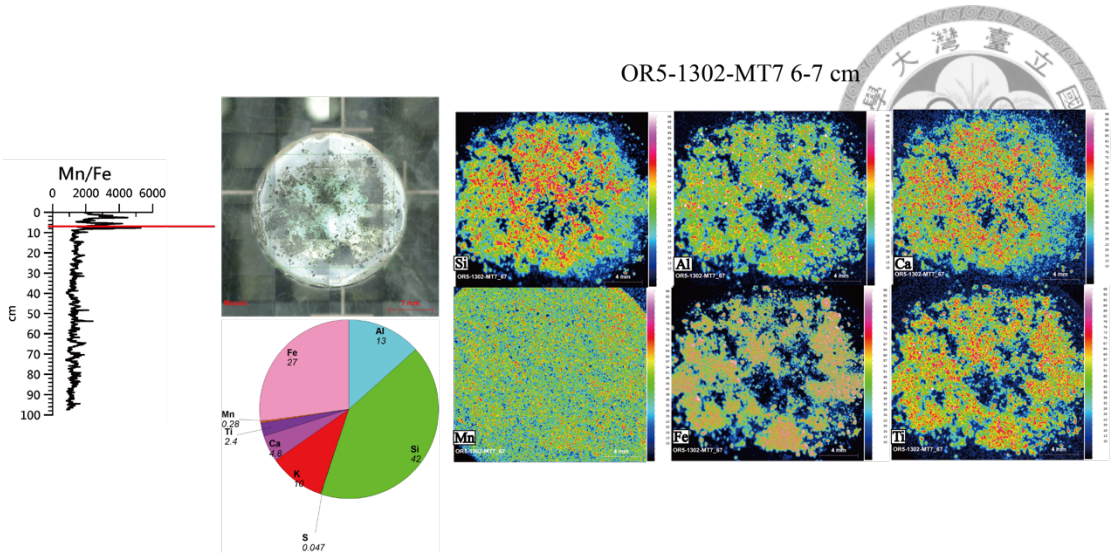


圖 4-4 OR5-1302-MT7 Itrax-Mn/Fe 的比例和 6-7 cm 的顯微 X 光螢光分析結果

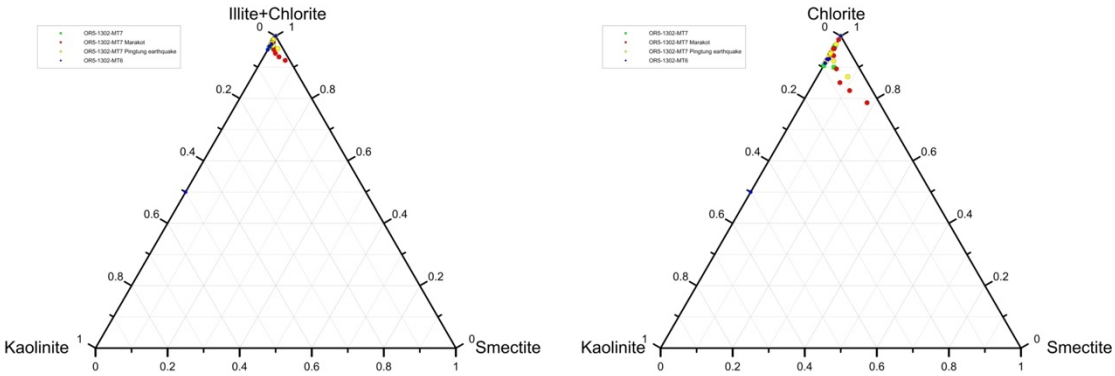


圖 4-5 OR5-1302-MT7 和 OR5-1302-MT6 黏土礦物組成圖，因伊萊石的比例穩定，因此右圖為單純比較綠泥石、澎潤石和高嶺石的比例。

doi:10.6342/NTU202500596

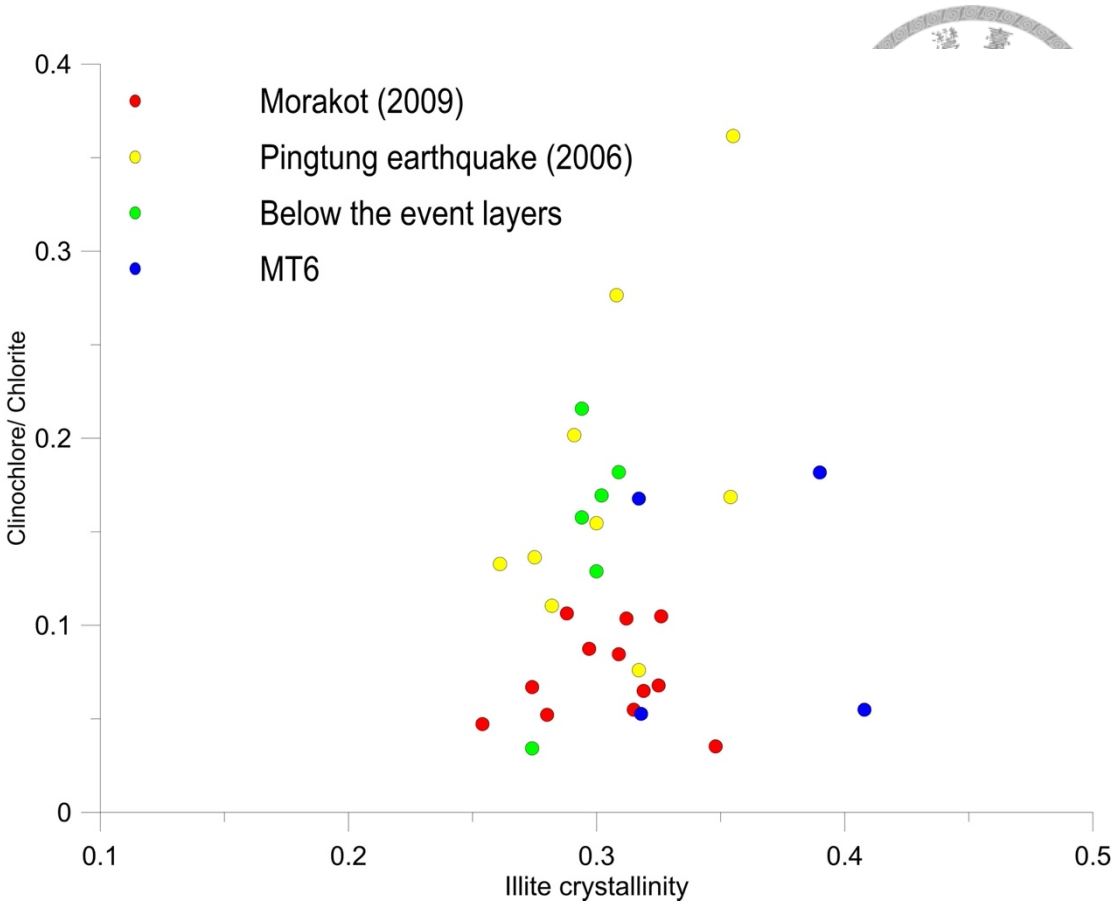


圖 4-6 OR5-1302-MT6 和 MT7 的伊萊石結晶度和斜鎂綠泥石關係圖。

doi:10.6342/NTU202500596

4.4 Itrax-XRF、顯微 X 光螢光分析和黏土礦物討論

本研究同樣的在莫拉克颱風的層位中發現錳含量較高的層位（圖 4-4），如同第三章節的討論，錳為良好的洪水指標。然而與海燕颱風層位的不同是，高屏沿海地區並沒有如菲律賓中部具有錳礦場或錳金屬污染的紀錄，並且在錳層的顯微 X 光螢光分析中，沈積物顆粒主要以矽、鋁和鐵為主，並非如海燕颱風的錳層沈積物顆粒具有高含量的錳（圖 3-11）。臺灣西南部平原區的洪氾同時也造成此層位具有較低含量的斜鎂綠泥石的出現，莫拉克颱風侵襲臺灣期間，臺灣西南部多條山區河川都有暴漲的紀錄（經濟部水利署，2009），包括高屏溪、二仁溪、八掌溪和曾文溪。推測本層位具有相對較高的膨潤石的原因，可能受到高屏溪上游寶來和內門等地區火成岩的影響，並且二仁溪、八掌溪和曾文溪都具有較高量的膨潤石含量（8-17%；Liu et al., 2008），因此未排除受到此三條河川影響的可能性。

在屏東地震的層位中，並未觀察到錳層的出現，而且顯示出較高的鈣鈦比值。屏東地震的沈積物主要來自於枋寮海底峽谷頭部海床液化破壞（Su et al., 2012），沈積物相對的更偏海源，且枋寮海底峽谷頭部的沈積物主要來自於高屏溪的輸出和地震或颱風時事件時中央山脈南段直接剝蝕入海的沈積物（Hale et al., 2012; Su et al., 2012），其中中央山脈南段的岩性以板岩、硬頁岩夾薄層變質砂岩為主（林

doi:10.6342/NTU202500596

偉雄與林啟文，1994），黏土礦物組成以伊萊石和綠泥石為主，斜鎂綠泥石主要產自變質岩區，造成屏東地震的層位具有較高比例的斜鎂綠泥石與伊萊石。OR5-1302-MT7 非事件層位和 OR5-1302-MT6 的沈積物則未觀測到膨潤石的出現，其斜鎂綠泥石的比例也介於屏東地震和莫拉克颱風之間，代表此地區沈積物在沒有水下沈積物流事件時期，沈積物來源以高屏溪為主體。

此結果顯示雖然形成機制不同，但錳富集層的特性同樣適用於區分臺灣西南海域洪水及地震源沈積物，並能有效的驗證沈積物傳輸機制，對未來古沈積事件引發機制辨識和傳輸途徑的探討開啟一道曙光。

doi:10.6342/NTU202500596

5　南海南部：南沙群島沈積物

5.1 南沙群島

南沙群島位於南海中南部，位處東經 109°至 117°，北緯 3°至 12°之間，東西長約 905 公里，南北長約 887 公里，是南海面積最大的群島，由雙子、中業、鄭和、九章、道明、尹慶六個群礁和超過 200 個島礁、沙洲和暗沙組成（Hutchison and Vijayan, 2010）。除中國和臺灣多稱呼此地區為南沙群島以外，1843 年英國捕鯨船船長 Richard Spratly 發現日積礁（Ladd Reef）後，西方國家和菲律賓多稱此地區為 Spratly Islands，島礁之間水深變化劇烈，且暗礁繁多，航行頗具危險性，也具有危險區（Dangerous Ground）這個別名。

南沙海域的地形變化由南向北逐漸變深，其中大陸棚、大陸坡和深海盆地的面積分別佔海域的 17.2 %、77.6 %和 5.2 %（謝以萱，1981），佔地形主體的大陸斜坡水深介於 150－4000 公尺。大陸斜坡主要分成上、中、下三部分，主要水深集中在 1500－2000 公尺的平緩中陸坡台地地形，像一座海底高原稱之為南沙台地。南沙台地受到大陸地殼張裂時，產生一系列正斷層而衍生的地塹、半地塹、單面山地形。南沙台地受到縱橫交錯的海槽切割及分離，而碳酸鹽較容易堆積在山脊上，因而形成一系列群島（Hutchison and Vijayan, 2010; Ding and Li, 2011），即為南沙群島。

doi:10.6342/NTU202500596

南沙群島主要是由各種珊瑚礁組成，缺少岩石露頭的紀錄，大部分的島礁在漲潮時都在海平面以下，而少部分在海面上的島礁具有熱帶植物及海鳥的蹤跡，其中最大的天然島嶼為中華民國的領土太平島，面積為 0.49 平方公里，地表由鳥糞及腐植土所覆蓋（宮守業，2016）。

南沙海域的底質沈積物分區明顯，在陸棚南側為巽它陸棚（Sunda Shelf），陸棚上具有多個水下三角洲匯聚，西北部為湄公河古三角洲，東南部則為加里曼丹河系古三角洲的位置。南沙海域的陸棚沈積物主要以砂質沈積物為主，其成分以石英為主，其次為長石和雲母，整體粒徑的分佈受到湄公河輸出影響，砂質沈積物的分佈以湄公河為中心舌狀向南延伸。陸棚其他區域，如加里曼丹島和巴拉望，沈積物則以生物碎屑砂和砂質沈積物的混合為主，常見的顆粒為石英、長石和海綠石，生物顆粒則是以有孔蟲、腹足類、雙殼類以及海綿骨針的破碎生物殼體為主（劉昭蜀，2002）。除了環礁淺海區域以外，陸坡區地底質沈積物則以有孔蟲砂為主。

環礁淺海區域的沈積物 XRD 結果幾乎都以碳酸鹽礦物為主，主要由文石、高鎂方解石和低鎂方解石組成。水深 50 公尺以上以文石質造礁生物碎屑（六射珊瑚、多孔螅和仙掌藻）為主，在水深 50 公尺以下，因水溫低且缺少陽光照射，不利於文石質造礁生物生長，所以在水深 50–400 公尺的生物碎屑沈積物以高鎂方解石（八射珊瑚、棘皮動物和苔蘚蟲）為主，在水深 400 公尺以深，高鎂方解石的優

doi:10.6342/NTU202500596

勢物種迅速減少，生物碎屑沈積物則是以低鎂方解石（浮游有孔蟲）為主。如以沈積物中鈣質沈積物的含量區分沈積物性質，大陸棚的西側受到湄公河的輸出，陸源沈積物含量較多，鈣質沈積物低於 25 %，除西側外，陸棚其他區域的鈣質沈積物約在 25 %–50 %，而淺海環礁區的鈣質沈積物比例則高達 95 %以上（劉昭蜀，2002）。

南海南部南沙群島區域的沈積速率偏慢，且受到海水面升降的影響，根據 Wang et al.（1999a）利用 Sonne 17961-2 岩心有孔蟲殼體的 ^{14}C 和 ^{18}O 地層所得出的沈積速率，發現在冰期和間冰期時沈積速率分別是每千年 11 公分和 7 公分，推測來自巽它陸棚和湄公河的沈積物因海水位較低，而傳輸到南沙的量增加。相較於南海北部受到多條河川沈積物的輸入（臺灣西南部河川、珠江、紅河），沈積速率較快（每千年 20-66 公分），南沙海域的沈積速率偏慢。根據 Huang et al.（1997）發現南沙群島全新世沈積物的累積速率為每千年 1.92 g/cm^2，而碳酸鈣的沈積速率則為每千年 1.04 g/cm^2。在過去研究中，利用沈積物岩心中有孔蟲殼體的 ^{14}C 和 ^{18}O 地層的年代模式，沈積速率介於每千年 0.93–7 公分（Büehring et al., 2000; Wang and Chen, 1990; Wang et al., 1999a; Jian et al., 2000b; Shyu et al., 2001）。

南沙海域因位於被動大陸邊緣，幾乎無地震的紀錄，然而此區具有颱風事件的紀錄。過去前人研究指出約每 150 年就會有一大型颱風侵襲此區域（Yu et al., 2004, 2009），因此本研究將利用岩心表面攝影、岩心描述、Itrax-XRF、顯微 X

doi:10.6342/NTU202500596

光螢光分析和 ^{210}Pb 分析尋找此區域的古颱風紀錄，並探討是否能利用錳富集層位的特徵，辨識出此區域的颱風事件。

doi:10.6342/NTU202500596

5.2 南沙群島岩心特性

本研究岩心位於南沙海域的北部地區，介於雙子群礁、中業島、道明群礁、鄭和群礁、九章群礁和禮樂灘之間的深水區，水深介於 1500 公尺至 3000 公尺之間（圖 5-1、表 2-1）。南沙群島的岩心以鈣質軟泥為主，且具有以下相似的特徵（圖 5-2）：（1）表層具有一棕黃色層，此層位在 X 光影像中呈現生物擾動的構造，厚度變化於 8 至 36 公分之間（圖 5-2），具有不連續且伴隨著高含量錳的暗褐色層位和斑狀構造；（2）棕黃色層位之下為一灰綠色黏土層，部分岩心於下層具有有孔蟲砂層的堆積（圖 5-2）；（3）棕黃色層位具有 ^{210}Pb 活度的高值；（4）棕黃色沈積物的碳酸鈣比例明顯高於其下的灰綠色層位（圖 5-3）；（5）南沙海域的沈積速率較低，表層 10 公分處的有孔蟲 ^{14}C 年代超過 5000 年，然而棕黃色層位具有代表現代沈積物的超量 ^{210}Pb 值（圖 5-4 和圖 5-5）。

doi:10.6342/NTU202500596

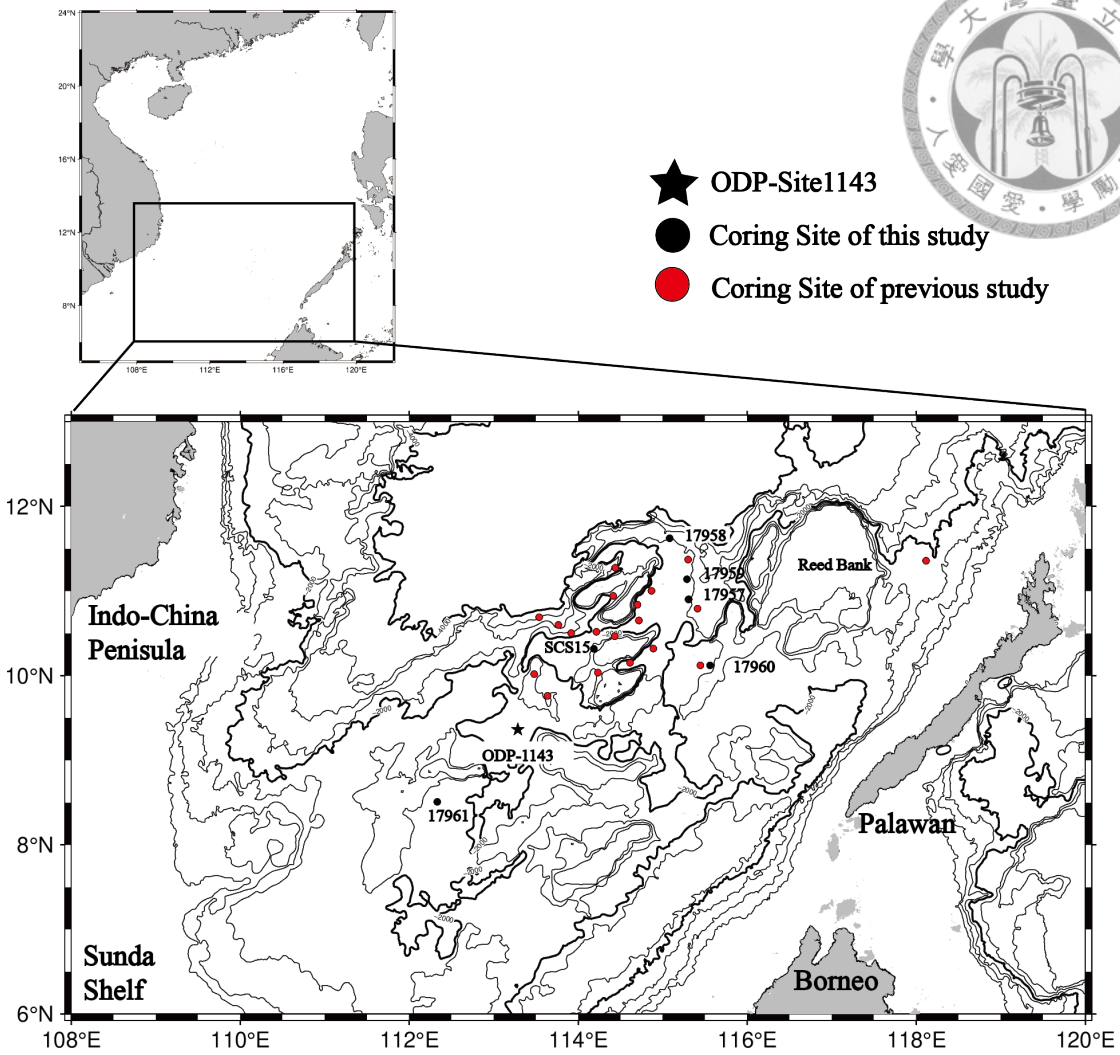


圖 5-1 南沙群島岩心站位圖。紅色的圓點為本研究所使用的重力岩心，黑色的圓點為過去研究利用太陽號（Sonne 95 航次；Bühring et al. 2000）於此區所採集的岩心，黑色星型為 ODP-1143 站位點

doi:10.6342/NTU202500596

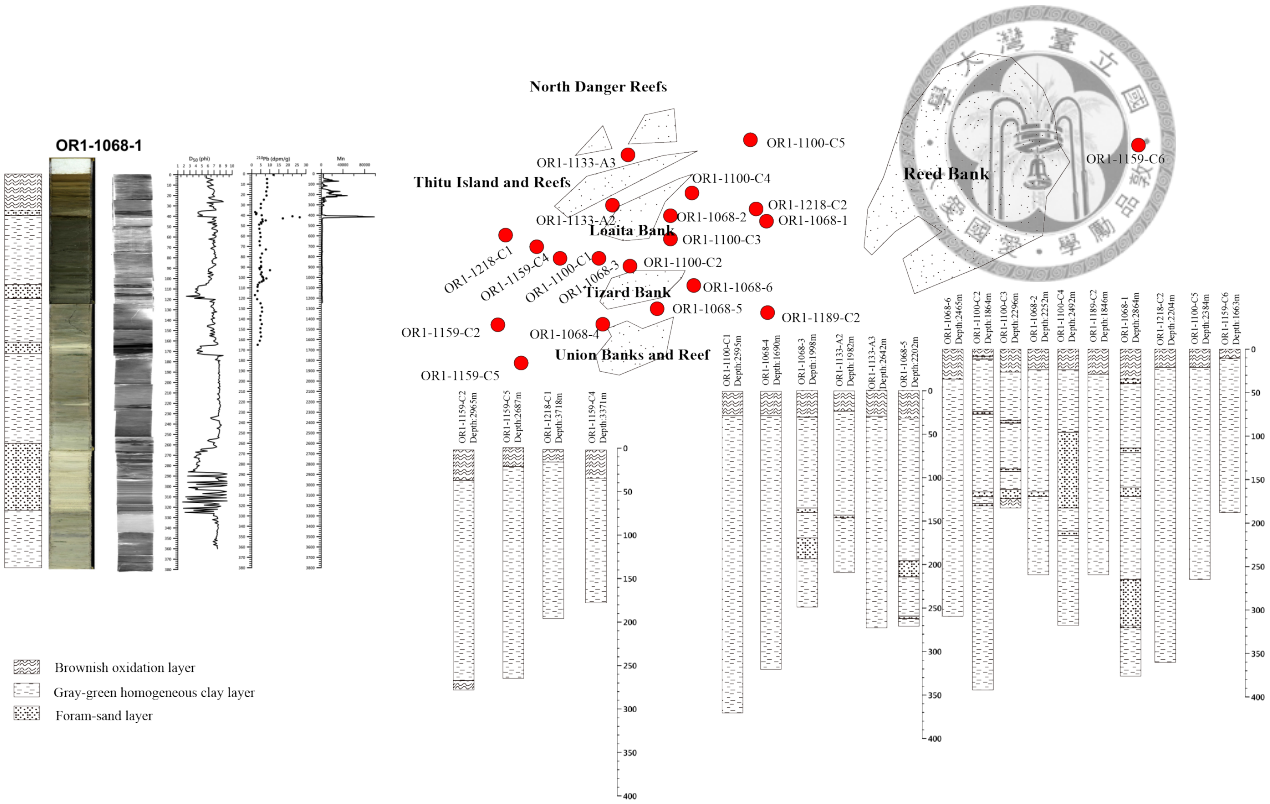


圖 5-2 南沙海域的岩心特性比較。南沙海域岩心具有相似的特性，以 OR1-1068-1 為例（圖左側），表層為明顯的棕色氧化層，表層會具有較高的 ^{210}Pb 值，配上褐色具有錳層高值得層位，棕黃色層位以下為灰綠色的鈣質軟泥層位，其中些許的岩心具有有孔蟲砂層的層位於其中。右側為南沙海域各個岩心以上述特性分層所表示的示意圖與其和島礁相關位置的站位圖。

doi:10.6342/NTU202500596

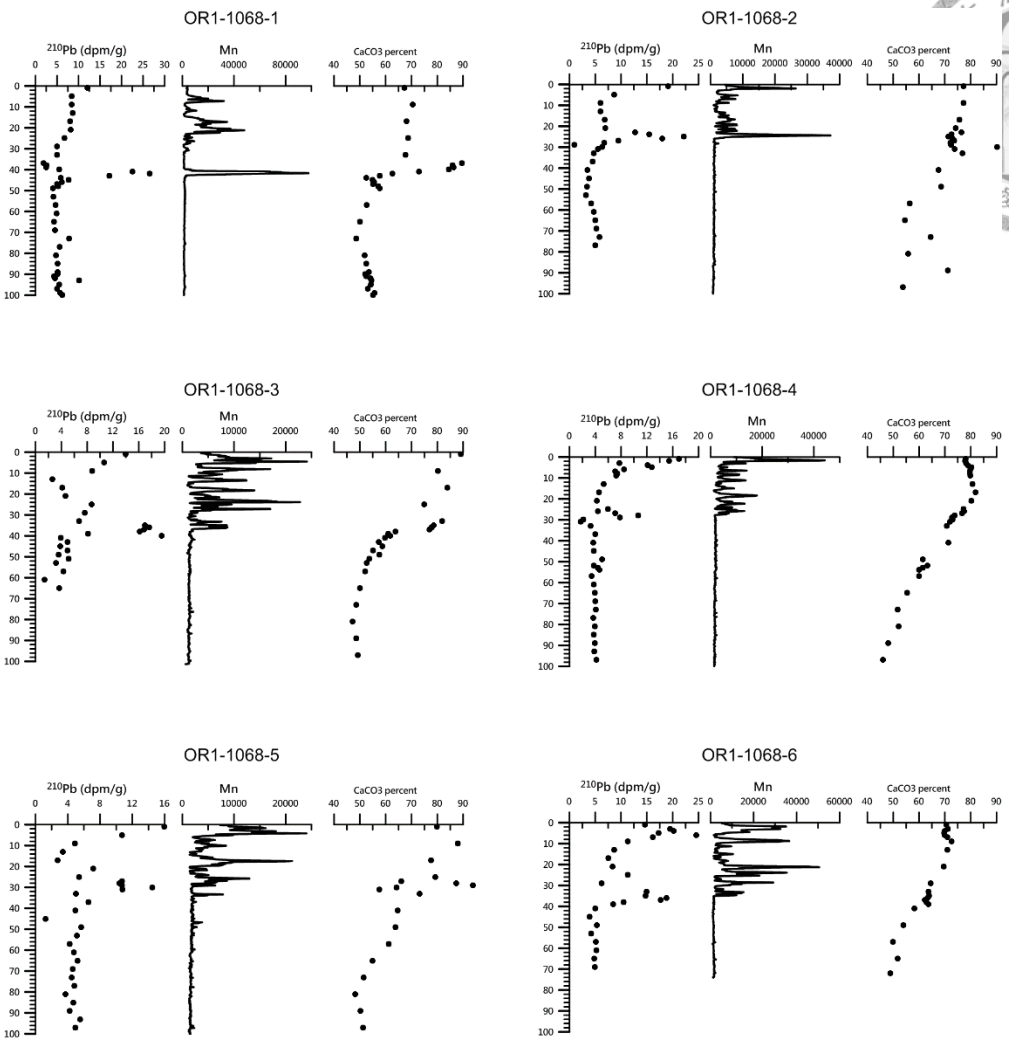


圖 5-3 南沙海域岩心表層的 ^{210}Pb 活度、Itrax Mn 和 $CaCO_3$ 含量圖。（$CaCO_3$ 含量引用自阮行健，2017）

doi:10.6342/NTU202500596

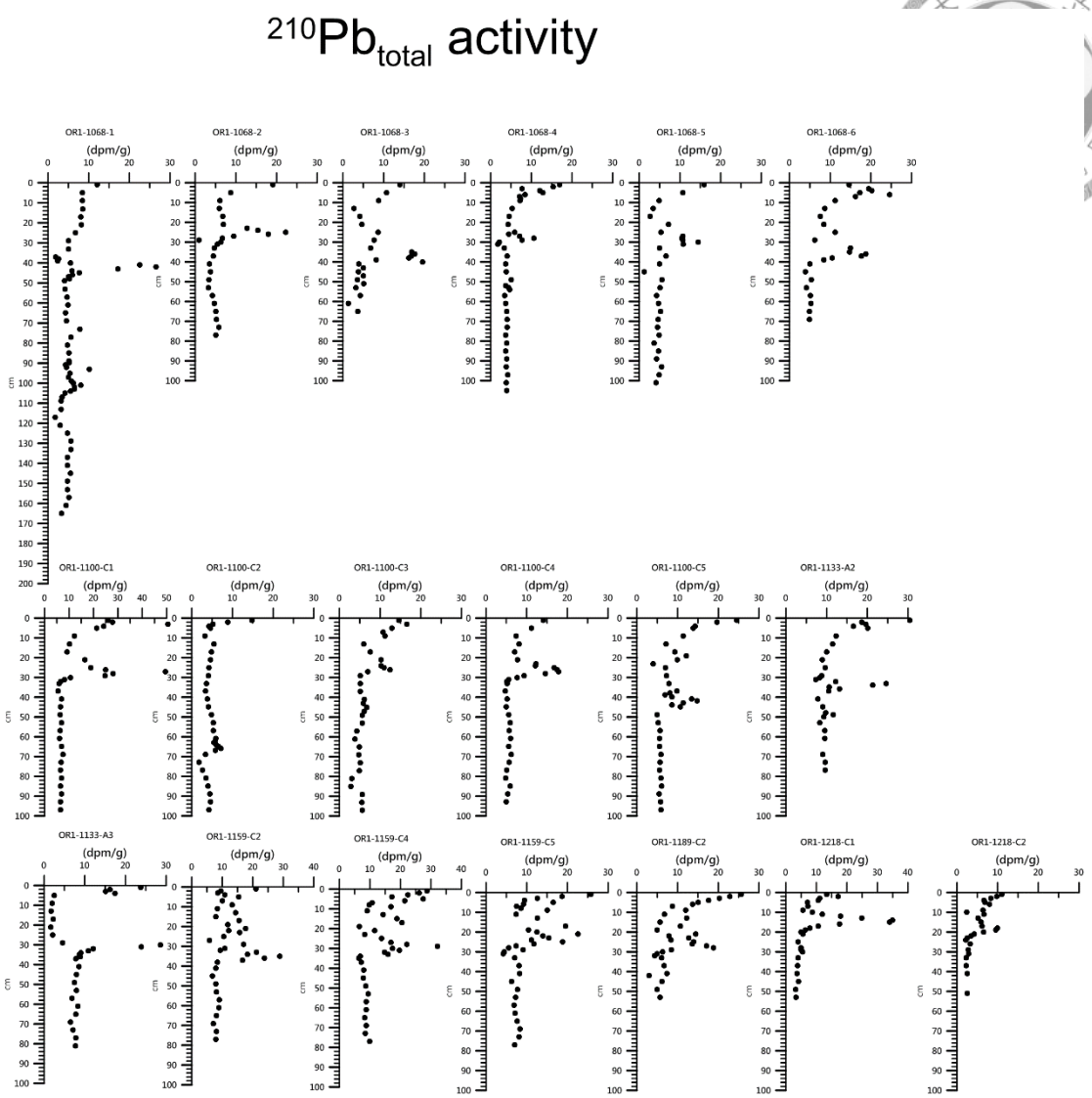


圖 5-4 南沙海域岩心的 $^{210}Pb_{total}$ 活度圖。岩心的表層和次表層具有較高的 ^{210}Pb 活度。

doi:10.6342/NTU202500596

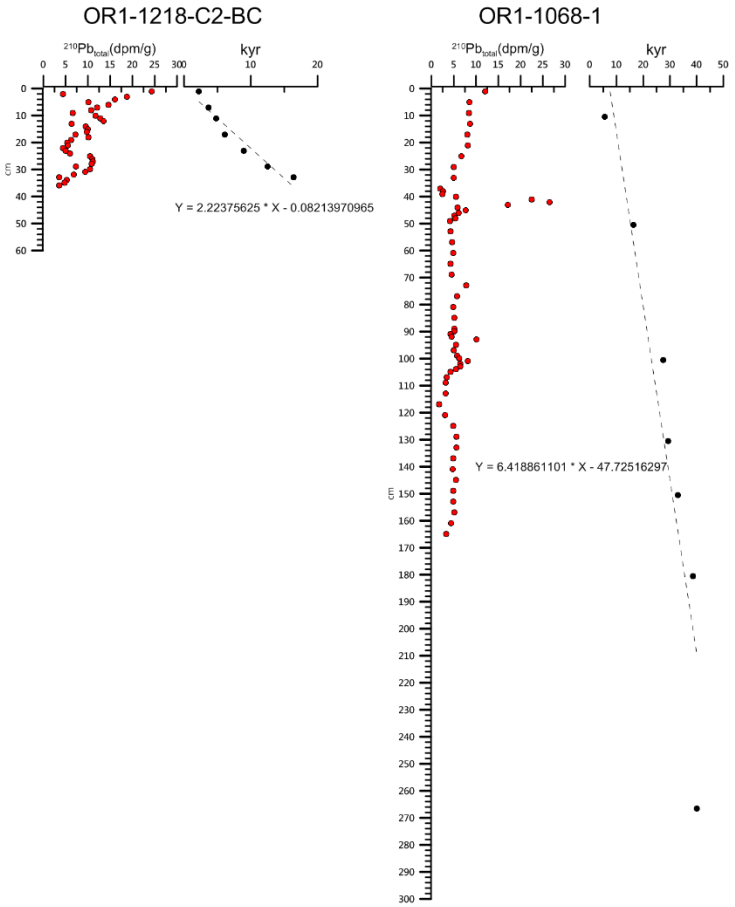


圖 5-5 OR1-1218-C2 和 OR1-1068-1 的 ^{210}Pb 活度和 ^{14}C 年代比較圖。

5.3 南沙群島事件沈積物討論

過去研究於南沙海域的岩心同樣在表層觀察到棕黃色層位的出現，並推測其為氧化層（Büehring et al., 2000），而氧化層的厚度受到有機物的多寡、底水的含氧量以及沈積物孔隙率等因素的控制（Lyle, 1983）。因南沙海域的底水含氧量穩定（Büehring et al., 2000），推測氧化層厚度主要受到有機物多寡的影響，在有機物較多時，岩心中的三價鐵和四價錳較快還原成二價鐵和二價錳，沈積物也會從

doi:10.6342/NTU202500596

棕黃色轉成灰綠色。因此前人研究發現在南沙海域水深越淺的岩心，氧化層會因有機物的含量越多而越薄（圖 5-6 紅色點位；Büehring et al. 2000）。

本研究岩心棕黃色層位厚度與深度雖具有一定的線性關係（圖 5-6 黑色點位；Büehring et al. 2000），但斜率和厚度都較前人研究為高（圖 5-6）。其中 OR1-1218-C2 與 17957 岩心為相同站位點的重複採樣，17957 站位岩心的棕黃色氧化層僅有 9 公分厚（Büehring et al., 2000），而在 OR1-1218-C2 站位岩心厚達 21 公分。前人研究與本研究岩心採樣時間相隔未滿 20 年，而此區的沈積速率十分緩慢（Büehring et al., 2000; Wang and Chen, 1990; Wang et al., 1999a; Jian et al., 2000b; Shyu et al., 2001），17957 站位利用有孔蟲殼體的 ^{14}C 定年所得沈積速率為 0.93 cm/ky（Jian et al., 2000b），而 OR1-1218-C2 岩心的有孔蟲殼體 ^{14}C 定年的沈積速率則約為每千年 2 公分（Zuhr et al., 2022），因此較厚氧化層位出現的原因並非來自近二十年所自然堆積的沈積物。值得注意的是 OR1-1159-C2 和 OR1-1100-C3 岩心不僅在岩心的表層具有棕黃色層位，底部也有觀察到棕黃色層位的出現（圖 5-2）。南沙海域岩心的錳高值在棕黃色的層位反覆出現（圖 5-3），與過去認為沈積物受到成岩作用後在沈積層中沈澱單一的錳層並不相同，在此推測表層棕黃色的層位形成原因並非海床沈積物的成岩作用。

表層棕黃色層位的碳酸鹽含量相較起其下的層位明顯較高（圖 5-3），推測高含量的碳酸鹽顆粒受到來自於淺海環礁區海床崩塌所引發的重力流堆積事件影

doi:10.6342/NTU202500596

響，造成環礁區發生海床破壞的原因可能為人為和自然災害的加總。近年來，南沙海域建設不斷，包括越南、中國、菲律賓和臺灣都有相關工程紀錄，尤其中國積極的在永暑礁、赤瓜礁、東門礁、南薰礁、渚碧礁和美濟礁進行抽砂造礁的填海造陸工程（圖 5-7；蔡志銓，2017），此類工程無疑會造成海床破壞及減弱淺海海床的穩定度。在自然災害方面，南沙海域位於被動大陸邊緣，地震較少，但此海域會受到颱風侵襲的影響，過去在永暑礁環礁內的岩心和珊瑚礁碎片研究指出此區域大型颱風的再現週期約為 150 年（Yu et al., 2004, 2009）。

棕黃色層位中具有多層錳層的出現，其形成原因並非為颱風引發洪水，造成沿海地區土壤孔隙中的錳離子釋放並不相同，因此區為島礁區，颱風侵襲此地區時，並不會引發洪水現象。此區域也沒有如菲律賓中部有錳污染的紀錄。在顯微 X 光螢光分析的結果中，可以觀測到顆粒同時具有高含量錳和鈣（圖 5-8），指示錳層的來源非由遠端陸源沈積物受到颱風傳輸而來，而是與淺海碳酸鈣沈積物傳輸入海的過程有關。值得注意的是錳層的粒徑大小並無明顯的變化（圖 5-2），本研究推測南沙海域錳層的形成為人為活動開發和自然災害的綜合結果。此區域的抽砂填海造陸工程，大幅擾動淺海域的表層沈積物，導致沈積物孔隙中的錳離子被釋放出水層。當颱風或其他人為活動事件發生時，其所擾動懸浮的顆粒容易以懸浮傳輸的方式進入深海。因此如能建立岩心的年代模型，應能建立此區域的颱風及人為活動紀錄。

doi:10.6342/NTU202500596

本研究利用 ^{210}Pb 和有孔蟲的 ^{14}C 定年建立岩心的年代模型，在有孔蟲的 ^{14}C 定年結果上，南沙海域的沈積速率低，表層 10 公分處年代超過 5000 年，另一方面，在同樣的深度卻量測到代表現代沈積物的超量 ^{210}Pb 值（圖 5-5），推測兩種定年方法的年代差距源自於測量樣本的不同，^{14}C 定年的樣本為浮游有孔蟲殼體，所訂定的是浮游有孔蟲死亡後沈入海底的年代，而 ^{210}Pb 為全岩的活度測量，主要與此區域矽酸鹽沈積物的年代有關。

此區域島礁間的岩心於過去研究中專注在古海洋和古季風的重建（Wang and Chen, 1990; Wang et al., 1999a; Jian et al., 2000b; Shyu et al., 2001; Chen et al., 2005），然而本研究認為此些岩心具有重建南沙區域古颱風的潛力，而未來研究重點應放在建立此區域岩心的年代模型。

doi:10.6342/NTU202500596

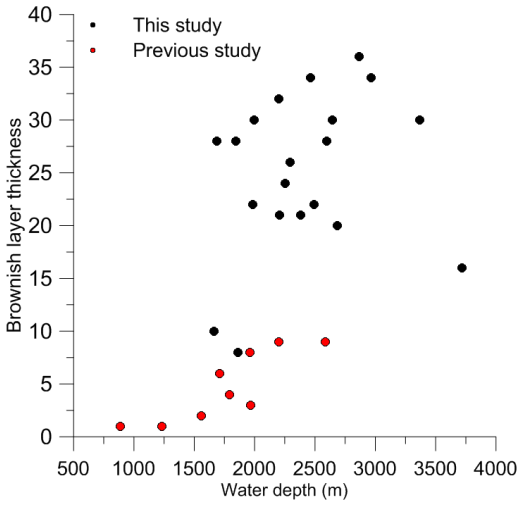


圖 5-6 南沙海域氧化層厚度與深度關係圖，紅色點位為過去在南沙海域南部海域的岩心，黑色點位為本研究所利用的南沙海域岩心。

圖 5-7 中國填海造陸影像。照片為衛星影像拍攝，取自美國戰略與國際研究中心網站（Center for Strategic and International Studies；CSIS；

doi:10.6342/NTU202500596

https://www.csis.org/programs/southeast-asia-program/projects/south-china-sea-high-resolution）

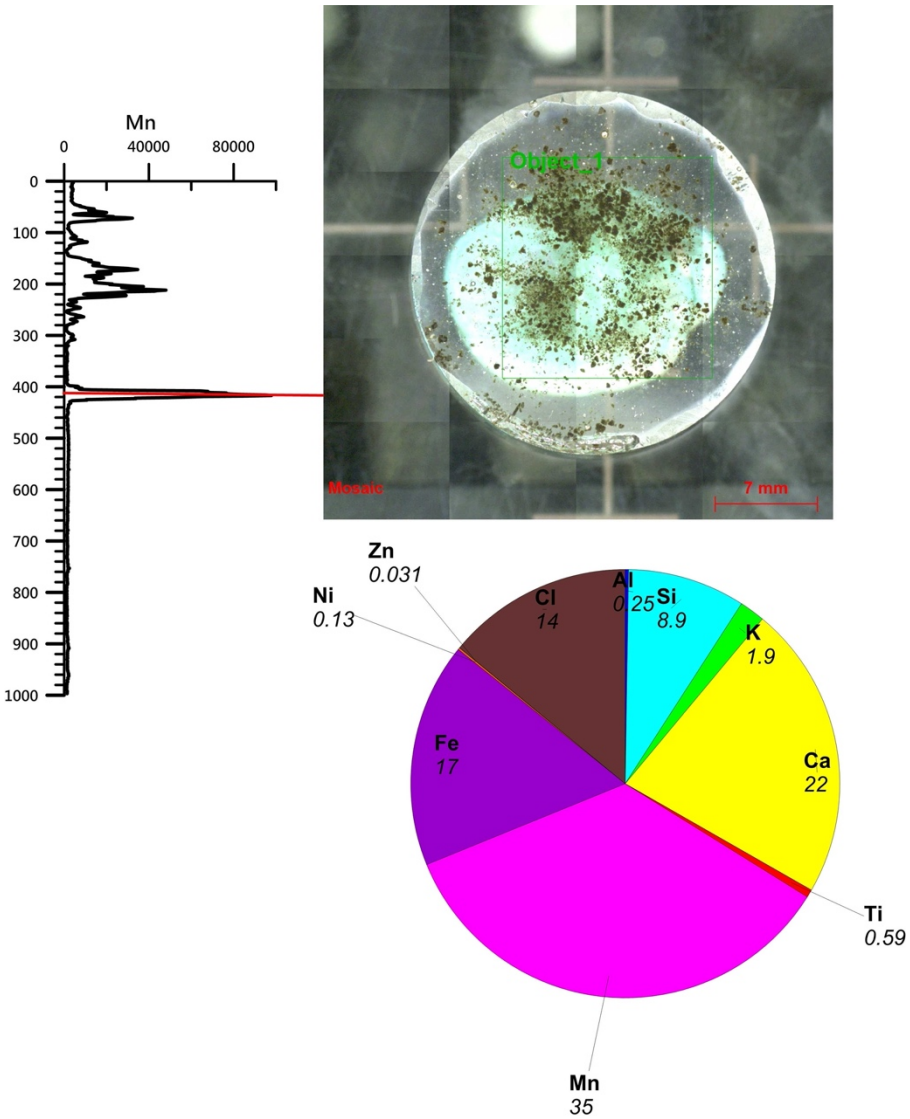


圖 5-8 OR1-1068-1 Itrax-Mn/Fe 的比例和 40-41 cm 的顯微 X 光螢光分析結果。

doi:10.6342/NTU202500596

6 颱風事件層比較

本研究利用多重指標方法和即時採樣，建立南海三種不同沈積環境的颱風沈積物特徵，分別是（1）多陸源來源，陸源沈積物混合強烈的南海海盆南部，（2）具有單一陸源來源、沈積速率快的高屏海底峽谷下部，（3）沈積速率緩慢，以生物源沈積物為主的南沙海域（表 6-1）。

6.1 颱風事件沈積機制差異

本研究於南海海盆 OR1-1068-8 和 OR1-1133-A5 兩站，離菲律賓約 450 公里遠的岩心中觀察到傳統泥質濁積岩層序中 E1 的出現（Unit E；圖 3-5，Stow and Piper, 1984），並於其上觀測到 E3 的出現（Unit C；圖 3-5，Stow and Piper, 1984），然而其傳輸機制並非傳統上認知的沈積物重力流沿海床傳輸至站位點堆積，而是藉由海燕颱風驚人的風力將菲律賓中部的沈積物（其中也混合呂宋和淺層海床的顆粒）經由風暴潮極高能量湧浪懸浮傳輸，在颱風路徑上隨著颱風強度減弱而沉降。

2009 年的莫拉克颱風則為異重流順著高屏海底峽谷向下傳輸，造成一系列的海底電纜斷裂，而峽谷中產生溢堤作用造成 OR5-1302-MT7 站位岩心記錄到此一事件（圖 4-2）。南沙群島海域之事件沈積則為人為活動和颱風造成淺海海床破壞，而沈積物隨地形傳輸至深海水道中堆積，在岩心中也可觀測到相對應的層位。

doi:10.6342/NTU202500596

6.2 錳層–辨識颱風的指標

本研究在三種不同沈積環境的區域的颱風層位均發現錳富集層的現象（表 6-2），並可成為辨識颱風洪水沈積物的良好指標，然而其形成機制並不相同。

海燕颱風所引發的風暴潮（storm surge）在菲律賓中部沿海引發大量的洪水，菲律賓中部地區（馬林杜克島；Marinduque）土壤中含有高量的錳，並且岩心中的錳層具有富集在 Unit E 的特性，而非如高屏峽谷和南沙群島的錳層均勻散佈在整層海燕颱風層位中（圖 3-5），推測南海海盆錳層形成的原因應為菲律賓中部地區沈積物本身就富集錳為主，（圖 3-11；圖 3-12）。

相較之下，高屏地區土壤中並沒有高量錳濃度的紀錄，OR5-1302-MT7 岩心錳層中顆粒主要成分也是以矽、鋁和鐵為主，錳的成分並不顯著。推測其形成原因應為洪水引發平原區土壤孔隙中錳離子被釋放進水層，並被再吸附回懸浮沈積顆粒，隨著高降雨引發的異重流傳輸至深海。同樣的，南沙群島的錳層也可能與颱風事件有關，近年來各國抽砂造礁工作，造成淺海碳酸鹽沈積地層破壞，而颱風所懸浮的沈積物進一步將其傳輸進入深海。

三個地區的事件層和錳層的厚度比例並不相同（表 6-2），推測原因為錳層的形成原因和傳輸機制差異的綜合結果，在海燕颱風的層位中，錳層僅富集於 Unit E，此現象代表錳層來自於菲律賓中部的大顆粒沈積物，而其上的 Unit C 為

doi:10.6342/NTU202500596

颱風混合多地區的沈積物並挾帶向前，並經由水力淘選沉降的傳輸機制；燦堯海脊上岩心（OR5-1302-MT7）錳層的層位分層出現，並出現在較大的顆粒上（圖 4-2），指示著溢流作用多次的將沈積物跨越海脊的傳輸模式；南沙群島的錳層也為分層出現（圖 5-2），可能為颱風於此區引發多起海床破壞，或其為受到多次颱風的影響所堆積。

6.3 古颱風紀錄的潛力站

本研究於三種不同沈積環境的站位點採集沈積物並建立其颱風沈積特徵（表 6-2），發現三種環境所適合建立的極端颱風類型有所相異。

海燕颱風為菲律賓有紀錄以來風力最強的颱風，再現週期為 188 年（Takagi and Esteban, 2016），若非此等級的風力，難以將沈積物懸浮挾帶至南海海盆中堆積，此地區具有沈積速率緩慢的優勢（Wang and Li, 2009），在岩心下層（Unit H）中也有觀察到高密度和錳富集的層位出現（圖 3-5），本研究認為，南海海盆南部為建立強風型颱風的潛力區域。

莫拉克颱風雖然風速僅為中級颱風，但其為臺灣有紀錄以來降雨量最大的颱風，山區測站中的 15 個測站紀錄到超過 2000 mm 的累積降雨量（水利署，2009），並造成嚴重的山崩（Lin et al., 2011），此等強降雨造成的洪水造成平原區土壤孔隙中的錳離子被釋放至水層中，並快速的再吸附至懸浮顆粒，形成深海事件沈積

doi:10.6342/NTU202500596

層的錳富集層。因此，本研究認為高屏海底峽谷為建立強降雨型颱風的潛力區域。

南沙海域的錳層的形成機制與現今各國抽砂造礁工程造成的海床破壞及颱風事件進一步將淺海礁層區沈積物輸送至深海有關，推測其也可成為建立颱風事件紀錄的潛力區域。值得注意的是過去前人研究指出大型颱風的再現週期約為 150 年（Yu et al., 2004, 2009），本研究於現代事件層紀錄中發現不只一層颱風事件層，推測此地區在人為活動越發頻繁後，颱風在此區留下沈積紀錄的門檻變低，然而確切的颱風強度則有待後續研究驗證。

doi:10.6342/NTU202500596

表 6-1 本研究區域比較表

	非事件沈積速率	地形	颱風強度	源區	沈積物傳輸機制
南海海盆	8.17 g/cm^{-2}/kyr（Wang and Li, 2009）	深海海盆，水深約為4000m	海燕颱風，菲律賓有紀錄以來最強風速，315km/h	菲律賓中部	顆粒經由颱風懸浮傳輸點，途中隨著颱風強度顆粒沉降。
高屏海底峽谷下部斜坡	60 cm/kyr（Su et al., 2018）	峽谷西側貞女海脊上，水深 2654 m	莫拉克颱風，雖然風力僅為中颱，但創下臺灣有紀錄以來最大降雨量紀錄，	高屏溪流域	重力流沿著峽谷傳輸，溢堤作用。
南沙海域	0.93-7cm/kyr（Büehring et al. 2000; Wang and Chen 1990; Wang et al., 1999a; Jian et al., 2000b; Shyu et al., 2001）	水道，水深約為 2000 m	不明，可能為多次颱風事件。	南沙淺部海域	淺海處的海床破壞，隨塌於海床。

表 6-2 南海事件層特徵表

	事件層厚度	錳層厚度	辨識事件層的指標	錳層的形成
南海海盆	20-240 cm	8-16 cm	低活度的 ^{210}Pb、粒級層、黏土礦物和錳層	沈積物物源
高屏海底峽谷下部斜坡	12 cm	10 cm	低活度的 ^{210}Pb、黏土礦物和錳層	颱風引發
南沙海域	8- 36 cm	8-36 cm	來回跳動的 ^{210}Pb、高含量的碳酸鈣比和錳層	颱風引發的

doi:10.6342/NTU202500596

7 結論

本研究利用事件後的即時採樣和多指標分析方法建立現代颱風事件層序和特徵（錳富集層），並在前人於高屏海底峽谷下部斜坡已辨識出颱風的層位同樣發現此一特徵，也將此方法沿用至過去古自然災害研究缺乏的南沙海域，以下將依各章節依序結論，並最後總結颱風事件層的特性。

南海海盆

（1） 在 2013 年超級颱風海燕侵襲菲律賓後，於南海海盆所採集的五支岩心中，發現厚度約 20 至 240 公分的颱風沈積層序，包含五個沈積單元（Unit A 至 Unit E）。

（2） 黏土礦物組成顯示層序底部的沈積物來自颱風強烈侵襲的北巴拉望地區，其上的層位顯示出強烈的陸源混合情形。

（3） 層序中觀察到粒級層的出現，顯示除了傳統認知的重力流沈積外，強烈颱風引發的水力淘選作用也能形成具有粒級層的沈積序列。

（4） 在颱風事件層的底部（Unit E）發現獨特的錳富集特徵，推測風暴潮引發地層中富含豐富錳的菲律賓中部大量釋出沈積物孔隙中的錳，並藉由颱風傳輸至深海海盆。

（5） 強烈颱風不僅能透過峽谷系統傳輸沈積物，更可能以懸浮方式將沈積物傳輸至數百公里外的深海，且留下傳統的濁積層層序，此發現為未來探討深

doi:10.6342/NTU202500596

海事件層位提出新的觀點。

臺灣西南外海

（1） 在高屏海底峽谷下游的岩心中，前人利用採樣時間區分 2006 年屏東地震和 2009 年莫拉克颱風的事件沈積層，本研究於颱風事件層同樣發現具有較高的錳含量，而地震事件層則無此特徵，顯示高含量錳層可作為區分事件的指標之一。

（2） 黏土礦物分析顯示，地震事件層具有較高的斜鎂綠泥石含量，颱風事件層則具有較高的膨潤石和高嶺石含量，反映黏土礦物在此區能區分不同沈積物事件，並探討颱風和地震沈積物機制的不同。

南沙群島

（1） 南沙海域岩心表層具有獨特的棕黃色氧化層和有孔蟲砂層，推測與近年此區域人為開發頻繁和颱風所引發的災害相關。

（2） 氧化層中出現多層錳富集層，與南海海盆的錳層和南海北部不同的是，此層錳層並不是來自於颱風攜帶陸地平原大量釋出的錳至此堆積，與地區性的環礁碳酸鹽沈積物的再搬運有關。

（3） 事件層超量 ^{210}Pb 定年和有孔蟲 ^{14}C 定年具有千年至萬年尺度的差異，代表此處碳酸鹽和矽酸鹽沈積物來源的不同。

本研究建立南海三種不同沈積環境的極端颱風沈積物特徵。在南海海盆中，

doi:10.6342/NTU202500596

2013 年海燕颱風透過強大風力所引發的將菲律賓中部的沈積物懸浮傳輸至 450 公里外的深海，並在途中隨颱風強度減弱而沉降。在高屏峽谷中，2009 年莫拉克颱風引發的異重流沿峽谷傳輸並產生溢堤作用，在峽谷兩側留下颱風沈積物。在南沙群島則是人為活動造成淺海海床破壞，當颱風侵襲時，沈積物易被懸浮傳輸至水道堆積。在這三種不同環境的颱風層位中均發現錳富集層，但其形成機制各異，南海海盆是颱風所侵襲的菲律賓中部本身土壤富含錳；高屏海底峽谷為洪水引發沿海沈積物孔隙中的錳離子釋放後被懸浮顆粒吸附後，隨著異重流傳輸至深海；南沙海域則是人為活動導致淺海域沈積物中的沈積物被大量擾動，錳離子被釋放出水層，被颱風所懸浮的顆粒吸附後沉降進入深海。此發現為辨識深海颱風沈積物提供新的指標。這三個研究區域分別適合建立不同類型的古颱風紀錄，南海海盆因距離源區較遠，颱風需要極強風力才能將沈積物傳輸至深海，適合建立強風型颱風紀錄；高屏海底峽谷則因需要強降雨所引發的洪水才能導致錳離子從沈積物釋放進入水層，較適合建立強降雨型颱風紀錄，南沙海域則因人為活動影響，導致深海越發容易記錄到颱風層位。此發現不僅為建立南海極端事件沈積物的特徵指標提供了重要基礎，也為未來深海古事件的重建研究翻下新頁。

doi:10.6342/NTU202500596

8 Reference

Adams, J. (1990). Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 569-583. https://doi.org/10.1029/TC009i004p00569

Appleby, P. G., & Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5(1), 1-8. https://doi.org/10.1016/0341-8162(78)90001-9

Bao, R., Strasser, M., McNichol, A. P., Haghipour, N., McIntyre, C., Wefer, G., & Eglinton, T. I. (2018). Tectonically-triggered sediment and carbon export to the Hadal zone. *Nature Communications*, 9(1), 121. https://doi.org/10.1038/s41467-017-02504-1

Bjørnø, L., Neighbors, T., & Bradley, D. (2017). Applied underwater acoustics (pp. 346-348). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811240-3.00001-9

Bouma, A. H. (1964). Turbidites. In A. H. Bouma & A. Brouwer (Eds.), Developments in sedimentology (Vol. 3, pp. 247-256). *Elsevier*. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70967-1

Breien, H., De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Nystuen, J. P., & Harbitz, C. B. (2010). Transport mechanisms of sand in deep-marine environments-insights based on laboratory experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80(11), 975-990. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085

Briais, A., Patriat, P., & Tapponnier, P. (1993). Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4), 6299-6328. https://doi.org/10.1029/92JB02280

Bührig, L. H., Colombera, L., Patacci, M., Mountney, N. P., & McCaffrey, W. D. (2022). A global analysis of controls on submarine-canyon geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 233, 104150. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104150

doi:10.6342/NTU202500596

Bühring, C., Sarnthein, M., & Leg 184 Shipboard Scientific Party. (2000). Toba ash layers in the South China Sea: Evidence of contrasting wind directions during eruption ca. 74 ka. *Geology*, 28(3), 275-278. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0275:TALITS>2.3.CO;2

Burnett, W. C., Bidorn, B., & Wang, Y. (2023). Can ^{210}Pb be used as a paleo-storm proxy? *Quaternary Science Reviews*, 315, 108242. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108242

Carter, L., Gavey, R., Talling, P. J., & Liu, J. T. (2014). Insights into submarine geohazards from breaks in subsea telecommunication cables. *Oceanography*, 27(2), 58-67. https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.40

Chen, M., Li, Q., Zheng, F., Tan, X., Xiang, R., & Jian, Z. (2005). Variations of the Last Glacial Warm Pool: Sea surface temperature contrasts between the open western Pacific and South China Sea. *Paleoceanography*, 20(2), PA2003. https://doi.org/10.1029/2004PA001057

Chen, Y. H., Su, C. C., Yu, P. S., Hsu, T. W., Hsu, S. T., Juan, H. C., ... & Chiu, S. D. (2024). Sedimentary Signatures of Super Typhoon Haiyan: Insight from Core Record in South China Sea. *Journal of Marine Science and Engineering*, 13(1), 10.

Chiang, C. S., & Yu, H. S. (2006). Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. *Geomorphology*, 80(3-4), 199-213. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.008

Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (2015). Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences. Springer.

Croudace, I. W., Löwemark, L., Tjallingii, R., & Zolitschka, B. (2019). Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners. *Quaternary International*, 514, 5-15.

Curcic, M., Chen, S. S., & Özgökmen, T. M. (2016). Hurricane-induced ocean waves and stokes drift and their impacts on surface transport and dispersion in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2773-2781. https://doi.org/10.1002/2015GL067619

doi:10.6342/NTU202500596

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., ... & Lin, J. C. (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426(6967), 648-651. https://doi.org/10.1038/nature02150

Ding, W., & Li, J. (2011). Seismic stratigraphy, tectonic structure and extension factors across the southern continental margin of the South China Sea: Evidence from two regional multi-channel seismic profiles. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(6), 1006-1018. https://doi.org/10.1002/cjg2.1683

Donnelly, J. P., & Woodruff, J. D. (2007). Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature*, 447(7143), 465-468.

Donnelly, J. P., Hawkes, A. D., Lane, P., MacDonald, D., Shuman, B. N., Toomey, M. R., ... & Woodruff, J. D. (2015). Climate forcing of unprecedented intense-hurricane activity in the last 2000 years. *Earth's Future*, 3, 49-65.

Emsley, J. (2011). Nature's building blocks: an AZ guide to the elements. Oxford University Press.Forel, F. A. (1885). Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciares. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 101, 725-728.

Forel, F. A. (1885). Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciares. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 101, 725-728.

Forster, M. A., Armstrong, R., Kohn, B., Lister, G. S., Cottam, M. A., & Suggate, S. (2015). Highly retentive core domains in K-feldspar and their implications for 40Ar/39Ar thermochronology illustrated by determining the cooling curve for the Capoas Granite, Palawan, The Philippines. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(7), 883-902. https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1114524

Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Zorzi, C., Malaizé, B., Bassinot, F., ... & Leparmentier, F. (2017). The Bengal fan: External controls on the Holocene Active Channel turbidite activity. *The Holocene*, 27(6), 900-913. https://doi.org/10.1177/0959683616675938

Friedman, G. M. (1998). Sedimentology and stratigraphy in the 1950s to mid-1980s: the story of a personal perspective. *Episodes Journal of International Geoscience*,

doi:10.6342/NTU202500596

21(3), 172-177.

Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., & Kaneda, Y. (2011). The 2011 Tohoku-Oki earthquake: displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060), 1240. https://doi.org/10.1126/science.1211554

Gavey, R., Carter, L., Liu, J. T., Talling, P. J., Hsu, R., Pope, E., & Evans, G. (2017). Frequent sediment density flows during 2006 to 2015, triggered by competing seismic and weather events: Observations from subsea cable breaks off southern Taiwan. *Marine Geology*, 384, 147-158.

Girardclos, S., Hilbe, M., Corella, J. P., Loizeau, J.-L., Kremer, K., Delsontro, T., ... & Lemmin, U. (2013). Searching the Rhone delta channel in Lake Geneva since François-Alphonse Forel. *Archives des Sciences*, 66(1), 103-118.

Goldberg, E. D. (1963). Geochronology with lead-210, radioactive dating, IAEA. *Vienna*, 1, 21-131.

Goldfinger, C., Nelson, C. H., & Johnson, J. E. (2003). Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: The Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault systems. *Annals of Geophysics*, 46(5), 1169-1194. https://doi.org/10.4401/ag-3452

Goldfinger, C., Morey, A. E., Nelson, C. H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J. E., Karabanov, E., ... & Party, S. S. (2007). Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1-2), 9-27. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.017

Goldfinger, C., Nelson, C. H., Morey, A. E., Johnson, J. E., Patton, J. R., Karabanov, E. B., ... & Vallier, T. (2012). Turbidite event history–Methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone (No. 1661-F). US Geological Survey.

Goldfinger, C., Galer, S., Beeson, J., Hamilton, T., Black, B., Romsos, C., ... & Morey, A. (2017). The importance of site selection, sediment supply, and hydrodynamics: A case study of submarine paleoseismology on the northern Cascadia margin,

doi:10.6342/NTU202500596

Washington USA. *Marine Geology*, 384, 4-46. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.008

Gracia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodes, A., Pallas, R., ... & Goldfinger, C. (2010). Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): Testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1156-1172. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.010

Hale, R. P., Nittrouer, C. A., Liu, J. T., Keil, R. G., & Ogston, A. S. (2012). Effects of a major typhoon on sediment accumulation in Fangliao submarine canyon, SW Taiwan. *Marine Geology*, 326-328, 116-130. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.008

Hall, R. (2002). Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4), 353-431. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(01)00069-4

Hampton, M. A. (1972). The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 42(4), 775-793. https://doi.org/10.1306/74D7262B-2B21-11D7-8648000102C1865D

Heezen, B. C., & Ewing, W. M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250(12), 849-873. https://doi.org/10.2475/ajs.250.12.849

Howarth, J. D., Orpin, A. R., Kaneko, Y., Strachan, L. J., Nodder, S. D., Mountjoy, J. J., ... & Cağatay, M. N. (2021). Calibrating the marine turbidite palaeoseismometer using the 2016 Kaikōura earthquake. *Nature Geoscience*, 14(3), 161-167. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00692-6

Hsiung, K. H., & Yu, H. S. (2013). Morpho-sedimentary evidence for a canyon-channel-trench interconnection along the Taiwan-Luzon plate margin, South China Sea. *Marine Geology*, 345, 199-211. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.010

Hsu, S. K., Kuo, J., Lo, C. L., Tsai, C. H., Doo, W. B., Ku, C. Y., & Sibuet, J. C. (2008). Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake

doi:10.6342/NTU202500596

off SW Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(6), 767-772. https://doi.org/10.3319/TAO.2008.19.6.767

Huang, W., & Wang, P. (1998). A quantitative approach to deep-water sedimentation in the South China Sea: Changes since the last glaciation. Science in China Series D: *Earth Sciences*, 41(2), 195-201. https://doi.org/10.1007/BF02878838

Hunter, J. A., Pullan, S. E., Burns, R. A., Gagne, R. M., & Good, R. L. (1989). Applications of a shallow seismic reflection method to groundwater and engineering studies. *Ontario Geological Survey Special Volume*, 3, 704-715.

Huh, C. A., Su, C. C., Wang, C. H., Lee, S. Y., & Lin, I. T. (2004). Sedimentation in the Southern Okinawa Trough—Rates, turbidites and a sediment budget. *Marine Geology*, 231(1-4), 129-139. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.009

Huh, C. A., Liu, J. T., Lin, H. L., & Xu, J. P. (2009). Tidal and flood signatures of settling particles in the Gaoping submarine canyon (SW Taiwan) revealed from radionuclide and flow measurements. *Marine Geology*, 267(1-2), 8-17. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.001

Hutchison, C. S., & Vijayan, V. R. (2010). What are the Spratly Islands?. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(5), 371-385. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.013

Jian, Z., Wang, P., Chen, M. P., Li, B., Zhao, Q., Bühring, C., ... & Cheng, X. (2000b). Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 15(2), 229-243. https://doi.org/10.1029/1999PA000431

Kioka, A., Schwestermann, T., Moernaut, J., Ikehara, K., Kanamatsu, T., McHugh, C. M., ... & Strasser, M. (2019b). Megathrust earthquake drives drastic organic carbon supply to the hadal trench. *Scientific Reports*, 9(1), 1553. https://doi.org/10.1038/s41598-019-38834-x

Kneller, B., & Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanics of turbidity currents: A review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(S1), 62-94. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.047s1062.x

doi:10.6342/NTU202500596

Kylander, M. E., Lind, E. M., Wastegård, S., & Löwemark, L. (2012). Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *The Holocene*, 22(3), 371-375. https://doi.org/10.1177/0959683611423688

Kuenen, P. H., & Migliorini, C. I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 58(2), 91-127. https://doi.org/10.1086/625710

Kuenen, P. H. (1957). Sole markings of graded graywacke beds. *The Journal of Geology*, 65(3), 231-258. https://doi.org/10.1086/626425

Kuenen, P. H. (1966). Experimental turbidite lamination in a circular flume. *The Journal of Geology*, 74(5, Part 1), 523-545. https://doi.org/10.1086/627187

Lambert, W. J., Aharon, P., & Rodriguez, A. B. (2008). Catastrophic hurricane history revealed by organic geochemical proxies in coastal lake sediments: A case study of Lake Shelby, Alabama (USA). *Journal of Paleolimnology*, 39, 117-131.

Li, C. F., Lin, J., Kulhanek, D. K., Williams, T., Bao, R., Briais, A., ... & Zhao, X. (2015). Expedition 349 summary. In South China Sea Tectonics. International Ocean Discovery Program, 349, 1-43. https://doi.org/10.14379/iodp.proc.349.101.2015

Lin, C. W., Chang, W. S., Liu, S. H., Tsai, T. T., Lee, S. P., Tsang, Y. C., ... & Tseng, C. M. (2011). Landslides triggered by the 7 August 2009 Typhoon Morakot in southern Taiwan. *Engineering Geology*, 123(1-2), 3-12.

Liu, K., & Fearn, M. L. (2000). Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in northwestern Florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54, 238-245.

Liu, Z., Tuo, S., Colin, C., Liu, J. T., Huang, C. Y., Selvaraj, K., ... & Chen, Z. (2008). Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation. *Marine Geology*, 255(3-4), 149-155. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.08.003

Liu, J. T., & Lin, H. L. (2004). Sediment dynamics in a submarine canyon: A case of river-sea interaction. *Marine Geology*, 207(1-4), 159-172.

doi:10.6342/NTU202500596

https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.015

Liu, J. T., Kao, S. J., Huh, C. A., & Hung, C. C. (2006). Gravity flows and canyon hydrography off southern Taiwan as influenced by episodic submarine earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(24), L24603. https://doi.org/10.1029/2006GL028103

Liu, J. T., Wang, Y. H., Lee, I. H., & Hsu, R. T. (2010). Quantifying tidal signatures of the benthic nepheloid layer in Gaoping Submarine Canyon in Southern Taiwan. *Marine Geology*, 271(1-2), 119-130.

Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Stattegger, K., Wiesner, M. G., Huh, C. A., ... & Li, Y. (2016). Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. *Earth-Science Reviews*, 153, 238-273.

Löwemark, L., Bloemsma, M., Croudace, I., Daly, J. S., Edwards, R. J., Francus, P., ... & Jones, A. F. (2019). Practical guidelines and recent advances in the Itrax XRF core-scanning procedure. *Quaternary International*, 514, 16-29.

Lyle, M. (1983). The brown-green color transition in marine sediments: A marker of the Fe (III)-Fe (II) redox boundary. *Limnology and Oceanography*, 28(5), 1026-1033. https://doi.org/10.4319/lo.1983.28.5.1026

Mas, E., Bricker, J., Kure, S., Adriano, B., Yi, C., Suppasri, A., & Koshimura, S. (2015). Field survey report and satellite image interpretation of the 2013 Super Typhoon Haiyan in the Philippines. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(4), 805-816.

McHugh, C. M., Seeber, L., Rasbury, T., Strasser, M., Hayashida, A., Higaki, T., ... & Kioka, A. (2020). Sedimentary signatures of the 2011 Tohoku-oki tsunami and precursor events preserved in a unique depositional environment, the Misawa pocket coast, Japan. *Marine Geology*, 427, 106273. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106273

Miao, Y. F., Warny, S., Liu, C., Clift, P. D., & Gregory, M. (2017). Neogene fungal record from IODP Site U1433, South China Sea: Implications for paleoenvironmental change and the onset of the Mekong River. *Marine Geology*,

doi:10.6342/NTU202500596

394, 69-81. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.08.019

Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 100(5), 525-544. https://doi.org/10.1086/629606

Monjardin, C. E. F., Senoro, D. B., Magbanlac, J. J. M., de Jesus, K. L. M., Tabelin, C. B., & Natal, P. M. (2022). Geo-accumulation index of manganese in soils due to flooding in Boac and Mogpog Rivers, Marinduque, Philippines with mining disaster exposure. *Applied Sciences*, 12(7), 3527. https://doi.org/10.3390/app12073527

Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco-Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., López-Sáez, J. A., Santos, L., Mata, P., & Ito, E. (2011). Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46, 327-349. https://doi.org/10.1007/s10933-009-9387-7

Moernaut, J., De Batist, M., Charlet, F., Heirman, K., Chapron, E., Pino, M., ... & Urrutia, R. (2007). Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. *Sedimentary Geology*, 195(3-4), 239-256.

Mountjoy, J. J., Howarth, J. D., Orpin, A. R., Barnes, P. M., Bowden, D. A., Rowden, A. A., ... & Patton, J. R. (2018). Earthquakes drive large-scale submarine canyon development and sediment supply to deep-ocean basins. Science Advances, 4(3), eaar3748. https://doi.org/10.1126/sciadv.aar3748

Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F., & Jouanneau, J. M. (2001). A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, 21, 149-156.

Murakami-Sugihara, N., Shirai, K., Hori, M., Amano, Y., Fukuda, H., Obata, H., Tanaka, K., Mizukawa, K., Sano, Y., & Ogawa, H. (2019). Mussel shell geochemical analyses reflect coastal environmental changes following the 2011 Tohoku tsunami. *ACS Earth and Space Chemistry*, 3(7), 1346-1352. https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.9b00040

doi:10.6342/NTU202500596

Murray, J., & Renard, A. F. (1891). Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. HM Stationery Office.

Mutti, E. (1979). Turbidites et cônes sous-marins profonds. In P. Homewood (Ed.), Sédimentation détritique (pp. 353-419). Institut de Géologie, Université de Fribourg.

Nayak, K., Lin, A. T. S., Huang, K. F., Liu, Z., Babonneau, N., Ratzov, G., Liu, C.-S., Delisle, M., & Hsu, S. K. (2021). Clay-mineral distribution in recent deep-sea sediments around Taiwan: Implications for sediment dispersal processes. *Tectonophysics*, 814, 228974. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228974

Parsons, J. D., Whipple, K. X., & Simoni, A. (2001a). Experimental study of the grain-flow, fluid-mud transition in debris flows. *The Journal of Geology*, 109(4), 427-447. https://doi.org/10.1086/320798

Parsons, J. D., Bush, J. W., & Syvitski, J. P. (2001b). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2), 465-478. https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00369.x

Piper, D. J. (1978). Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In D. J. Stanley & G. Kelling (Eds.), *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (pp. 163-176). Dowden, Hutchinson & Ross.

Piper, D. J., & Aksu, A. E. (1987). The source and origin of the 1929 grand banks turbidity current inferred from sediment budgets. *Geo-Marine Letters*, 7(4), 177-182. https://doi.org/10.1007/BF02242769

Piper, D. J., & Savoye, B. (1993). Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 40(3), 557-582. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01350.x

Piper, D. J., & Normark, W. R. (2009). Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 79(6), 347-362. https://doi.org/10.2110/jsr.2009.046

doi:10.6342/NTU202500596

Polonia, A., Vaiani, S. C., & De Lange, G. J. (2016). Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea?. *Geology*, 44(3), 191-194.

Pouderoux, H., Lamarche, G., & Proust, J. N. (2012). Building an 18,000-year-long paleo-earthquake record from detailed deep-sea turbidite characterisation in Poverty Bay, New Zealand. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(6), 2077-2101. https://doi.org/10.5194/nhess-12-2077-2012

Purkey, S. G., Smethie Jr, W. M., Gebbie, G., Gordon, A. L., Sonnerup, R. E., Warner, M. J., & Bullister, J. L. (2018). A synoptic view of the ventilation and circulation of Antarctic Bottom Water from chlorofluorocarbons and natural tracers. *Annual Review of Marine Science*, 10, 503-527. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063414

Rapuc, W., Sabatier, P., Arnaud, F., Palumbo, A., Develle, A. L., Reyss, J. L., Augustin, L., Régnier, E., Piccin, A., Chapron, E., Dumoulin, J. P., & von Grafenstein, U. (2019). Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global and Planetary Change*, 175, 160-172. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.010

Sabatier, P., Wilhelm, B., Ficetola, G. F., Moiroux, F., Poulenard, J., Develle, A. L., Bichet, A., Chen, W., Pignol, C., Reyss, J. L., Gielly, L., Bajard, M., Perrette, Y., Malet, E., Taberlet, P., & Arnaud, F. (2017). 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps–Interplay of solar and temperature forcing. *Quaternary Science Reviews*, 170, 121-135. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.019

Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models–a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 285-342. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00011-2

Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 311-341. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00065-X

Shanmugam, G. (2020). *Mass transport, gravity flows, and bottom currents: Downslope and alongslope processes and deposits*. Elsevier.

doi:10.6342/NTU202500596

Shyu, J. P., Chen, M. P., Shieh, Y. T., & Huang, C. K. (2001). A Pleistocene paleoceanographic record from the north slope of the Spratly Islands, southern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 42(1-2), 61-93. https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00004-3

Stow, D. A. V., & Piper, D. J. W. (1984). Deep-water fine-grained sediments: facies models. *Geological Society*, London, Special Publications, 15(1), 611-646.

Strasser, M., Henry, P., Kanamatsu, T., Thu, M. K., Moore, G. F., & IODP Expedition 338 Scientists. (2013). Scientific drilling of mass-transport deposits in the Nankai accretionary wedge: First results from IODP Expedition 338. In Submarine mass movements and their consequences (pp. 671-681). *Springer*, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00972-8_60

Su, C. C., Hsu, S. T., Hsu, H. H., Jing-Yi, L., & Dong, J. J. (2018). Sedimentological characteristics and seafloor failure offshore SW Taiwan. *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 29(1), 6.

Sumner, E. J., Siti, M. I., McNeill, L. C., Talling, P. J., Henstock, T. J., Wynn, R. B., ... & Permana, H. (2013). Can turbidites be used to reconstruct a paleoearthquake record for the central Sumatran margin?. *Geology*, 41(7), 763-766.

Soria, J. L. A., Switzer, A. D., Pilarczyk, J. E., Siringan, F. P., Khan, N. S., & Fritz, H. M. (2017). Typhoon Haiyan overwash sediments from Leyte Gulf coastlines show local spatial variations with hybrid storm and tsunami signatures. *Sedimentary Geology*, 358, 121-138.

Takagi, H., & Esteban, M. (2016). Statistics of tropical cyclone landfalls in the Philippines: Unusual characteristics of 2013 Typhoon Haiyan. *Natural Hazards*, 80, 211-222. https://doi.org/10.1007/s11069-015-1965-6

Tapponnier, P., Peltzer, G. L. D. A. Y., Le Dain, A. Y., Armijo, R., & Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-616. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<611:PETIAN>2.0.CO;2

Taylor, B., & Hayes, D. E. (1980). The tectonic evolution of the South China Basin.

doi:10.6342/NTU202500596

Geophysical Monograph Series, 23, 89-104. https://doi.org/10.1029/GM023p0089

Taylor, B., & Hayes, D. E. (1983). Origin and history of the South China Sea basin. *Geophysical Monograph Series*, 27, 23-56. https://doi.org/10.1029/GM027p0023

Tombo, S. L., Dennielou, B., Berne, S., Bassetti, M. A., Toucanne, S., Jorry, S. J., Jouet, G., & Fontanier, C. (2015). Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and Early deglacial. *Sedimentary Geology*, 323, 148-166. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.009

Van Daele, M., Cnudde, V., Duyck, P., Pino, M., Urrutia, R., and De Batist, M., 2014, Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbidites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT): *Sedimentology*, v. 61, p. 861–880.

Wallace, E. J., Donnelly, J. P., Hengstum, P. J., Wiman, C., Sullivan, R. M., Winkler, T. S., d'Entremont, N. E., Toomey, M., & Albury, N. (2019). Intense hurricane activity over the past 1500 years at South Andros Island, The Bahamas. Paleoceanography and Paleoclimatology, 34, 1761-1783.Wang, C. H., & Chen, M. P. (1990). Upper Pleistocene oxygen and carbon isotopic changes of core SCS-15B at the South China Sea. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4(3), 243-246. https://doi.org/10.1016/0743-9547(90)90011-9

Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., & Pflaumann, U. (1999a). East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156(1-4), 245-284. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00182-0

Wang, P., & Li, Q. (2009). *The South China Sea: Paleoceanography and sedimentology (Vol. 13)*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9745-4

Wetzel, A., & Unverricht, D. (2013). A muddy megaturbidite in the deep central South China Sea deposited~ 350 yrs BP. *Marine geology*, 346, 91-100.

Wright, L. D., & Nittrouer, C. A. (1995). Dispersal of river sediments in coastal seas: six contrasting cases. *Estuaries*, 18, 494-508.

doi:10.6342/NTU202500596

Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D., & Anselmetti, F. S. (2016). Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past*, 12(2), 299-316. https://doi.org/10.5194/cp-12-299-2016

Wiesner, M. G., Wetzel, A., Catane, S. G., Listanco, E. L., & Mirabueno, H. T. (2004). Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. *Bulletin of Volcanology*, 66, 226-242. https://doi.org/10.1007/s00445-003-0306-x

Van Daele, M., Cnudde, V., Duyck, P., Pino, M., Urria, R., & De Batist, M. (2014). Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbidites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT). *Sedimentology*, 61(4), 861–880. https://doi.org/10.1111/sed.12070

Yin, S., Li, J., Ding, W., Gao, J., Ding, W., & Wang, Y. (2020). Migration of the lower North Palawan submarine canyon: Characteristics and controls. *International Geology Review*, 62(7-8), 988-1005. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1642368

Yu, K. F., Zhao, J. X., Collerson, K. D., Shi, Q., Chen, T. G., Wang, P. X., & Liu, T. S. (2004). Storm cycles in the last millennium recorded in Yongshu Reef, southern South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 89-100. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.04.002

Yu, K. F., Zhao, J. X., Shi, Q., & Meng, Q. S. (2009). Reconstruction of storm/tsunami records over the last 4000 years using transported coral blocks and lagoon sediments in the southern South China Sea. *Quaternary International*, 195(1-2), 128-137. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.004

Zhang, W., Wei, X., Jinhai, Z., Yuliang, Z., & Zhang, Y. (2012). Estimating suspended sediment loads in the Pearl River Delta region using sediment rating curves. *Continental Shelf Research*, 38, 35-46. https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.02.017

Zhang, Y., Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Zhang, X., Wang, M., Zhao, S., & Kneller, B. (2018). Long-term in situ observations on typhoon-triggered turbidity currents in the deep sea. *Geology*, 46(8), 675-678. https://doi.org/10.1130/G45178.1

doi:10.6342/NTU202500596

Zuhr, A. M., Dolman, A. M., Ho, S. L., Groeneveld, J., Löwemark, L., Grotheer, H., ... & Laepple, T. (2022). Age-Heterogeneity in marine sediments revealed by three-dimensional high-resolution radiocarbon measurements. *Frontiers in Earth Science*, 10, 871902.

宮守業，(2016)。太平島是島還是礁。*科博館館訊*，342，5。

林偉雄、林啟文 (1994)。臺灣地質圖幅說明書：潮州。經濟部中央地質調查所，共 51 頁。

阮行健 (2017)。南沙海域沉積物特性與物源分析之研究。*國立臺灣大學海洋研究所碩士論文*，共 84 頁。

蔡志銓，(2017)。中共在南海島礁填海造陸之戰略手段與軍事意涵。*陸軍學術雙月刊*，53，第 63-88 頁。

劉昭蜀、范時清、趙煥庭，(2002)。 南海地质，*科学出版社*。共 498 頁。

謝以萱 (1981)。南海的海底地形輪廓。*南海海洋科學集刊*，2，第 1-2 頁。

網頁部分

經濟部水利署 (2009)。莫拉克颱風暴雨量及洪流量分析報。共 40 頁。https://reurl.cc/L5xqm7

doi:10.6342/NTU202500596

9 附錄

本研究第三章內容，投稿至 Journal of Marine Science and Engineering。

doi:10.6342/NTU202500596

Journal of
Marine Science and Engineering

MDPI

Article

Sedimentary Signatures of Super Typhoon Haiyan: Insight from Core Record in South China Sea

Yu-Huang Chen [1], Chih-Chieh Su [1,2,3,*], Pai-Sen Yu [4], Ta-Wei Hsu [1], Sheng-Ting Hsu [1], Hsing-Chien Juan [1], Yuan-Pin Chang [5], Yu-Fang Ma [1] and Shye-Donq Chiu [1]

1 Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan; d05241002@ntu.edu.tw (Y.-H.C.); taweitaipei@gmail.com (T.-W.H.); hst0722@ntu.edu.tw (S.-T.H.); samm17212222@hotmail.com (H.-C.J.); mayufang@ntu.edu.tw (Y.-F.M.); sdchiu@ntu.edu.tw (S.-D.C.)
2 Science and Technology Research Institute for DE-Carbonization, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan
3 Ocean Center, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan
4 National Applied Research Laboratories, Taiwan Ocean Research Institute, Kaohsiung 85243, Taiwan; epson_yu@narlabs.org.tw
5 Department of Oceanography, National Sun Yat-Sen University, Kaohsiung 80424, Taiwan; yuanpin.chang@mail.nsysu.edu.tw
* Correspondence: donccsu@ntu.edu.tw; Tel.: +886-2-3366-1391

Abstract: Sedimentary records of event deposits are crucial for regional natural disaster risk assessments and hazard history reconstructions. After Super Typhoon Haiyan passed through the South China Sea in 2013, five gravity cores were collected along the typhoon path in the southern South China Sea basin (>3800 mbsl). The results showed that Super Typhoon Haiyan deposits with clear graded bedding are preserved at the top of all cores. The thickness of the typhoon layers ranges from 20 to 240 cm and is related to changes in typhoon intensity. The lack of river-connected submarine canyon systems limited the transportation of terrestrial sediments from land to sea. Super Typhoon Haiyan-induced large surface waves played an important role in carrying suspended sediment from the Philippines. The Mn-rich layers at the bottom of the typhoon layers may be related to the soil and rock composition of the Palawan region, which experienced tsunami-like storm surges caused by Super Typhoon Haiyan. These Mn-rich layers may serve as a proxy for sediment export from large-scale extreme terrigenous events. This study provides the first sedimentary record of extreme typhoon events in the deep ocean, which may shed light on reconstructing regional hazard history.

Keywords: Super Typhoon Haiyan; sedimentary sequence; Mn-rich layer

check for updates

Received: 4 December 2024
Revised: 21 December 2024
Accepted: 23 December 2024
Published: 25 December 2024

Citation: Chen, Y.-H.; Su, C.-C.; Yu, P.-S.; Hsu, T.-W.; Hsu, S.-T.; Juan, H.-C.; Chang, Y.-P.; Ma, Y.-F.; Chiu, S.-D. Sedimentary Signatures of Super Typhoon Haiyan: Insight from Core Record in South China Sea. *J. Mar. Sci. Eng.* **2025**, *13*, 10. https://doi.org/10.3390/jmse13010010

1. Introduction

Typhoons cause severe damage to tropical areas due to extreme wind and torrential rain, which trigger floods, landslides, high waves, and damaging storm surges [1]. Globally, the Northwest Pacific experiences the highest frequency of typhoons due to its year-round warm sea surface temperatures [2]. The South China Sea, the largest marginal sea in the Northwest Pacific, is one of the areas most frequently passed by typhoons and has a population of more than 500 million. Due to the sea surface temperature being above 26 °C throughout the year, the South China Sea is regarded as a typhoon corridor in the Pacific. About 10 typhoons pass over this area and make landfall in southern China, Vietnam, and the Philippines every year [3,4]. In recent decades, Super Typhoon Haiyan represents the most significant catastrophic tropical cyclone in the South China Sea.

Super Typhoon Haiyan, locally known as Yolanda, was one of the most destructive typhoons of the 21st century, causing more than 6000 fatalities and economic losses of USD 13 billion [5]. Super Typhoon Haiyan's one-minute sustained wind velocity reached 315 km/h, making it the strongest among 406 typhoons from 1945 to 2013 [6]. This wind speed far exceeded the upper limit of the Saffir–Simpson Hurricane Scale (threshold: 252 km/h). The typhoon made huge landfalls in the central Philippines on 7 November 2013, leading to a high storm surge and superimposed storm waves [7]. Coastal regions in the central Philippines regions were inundated by floods resulting from storm surges. In Tanauan, Leyte, the Super Typhoon Haiyan overwash sediments extended inland up to approximately 1.6 km [8]. Sediment accumulation ranging from 1 cm to 3 cm thick were found between 500 m and approximately 1.6 km inland [8]. After causing catastrophic destruction in the Philippines, Super Typhoon Haiyan continued westward across the South China Sea, passing through the coring sites of this study between 8 November and 9 November (Figure 1). Considering the extreme wind speeds of Super Typhoon Haiyan, its recurrence interval has been estimated to be approximately 188 years [6].

Since Heezen and Ewing's (1952) [9] classical research on earthquake-induced sediment density flows and their impact on submarine cables, sedimentologists have been inspired to exploit turbidites as efficient recorders of natural hazards [10,11]. Event stratigraphy in marine sediments has emerged as a powerful tool for understanding prehistoric natural hazards, particularly through the study of distinctive event layers preserved in marine sedimentary sequences. This approach has been successfully applied in submarine paleoseismology, where sedimentary records provide crucial information about the spatial distribution and recurrence patterns of prehistoric earthquakes [12–19]. In particular, marine sediments can document paleo-events that cannot be recorded by modern instruments (seismography, meteorological instruments, etc.). These records provide the opportunity to evaluate the recurrence intervals of natural hazards in specific regions. However, multiple trigger mechanisms (earthquake, typhoon, volcanic activity) have been identified for sediment density flow [20]. Distinguishing the triggering mechanism of event layers in marine sediment is necessary to evaluate the recurrence intervals of natural hazards. Nonetheless, studies related to the submarine density flow are relatively rare in the South China Sea [21–25].

In March 2014, four months after Super Typhoon Haiyan devastated the Philippines, a gravity core OR1-1068-8 was collected in the path of Super Typhoon Haiyan (Figure 1; Table 1). In 2016 and 2017, we collected four gravity cores along the path of Typhoon Haiyan (Table 1). This study aimed to use modern typhoon-related sediment records to establish the characteristics of typhoon-triggered turbidite-like sequences to facilitate future research on paleo-typhoon sedimentary records in the Western Pacific.

Table 1. The sampling time, location, and water depth of the cores collected in this study.

Core Site	Sampling Time (GMT)	Longitude (°)	Latitude (°)	Water Depth (m)	Core Length (m)
OR1-1068-8	2014/03/31 17:41	116.0919	13.0002	4389	2.12
OR1-1133-A1	2016/03/23 21:42	116.6232	14.4308	4174	2.00
OR1-1133-A5	2016/04/07 09:24	114.9985	12.0973	4370	2.90
OR1-1159-C1	2017/03/21 21:55	114.7259	13.2997	4443	1.01
OR1-1159-C8	2017/03/08 16:06	117.6018	12.9036	3865	1.00

doi:10.6342/NTU202500596

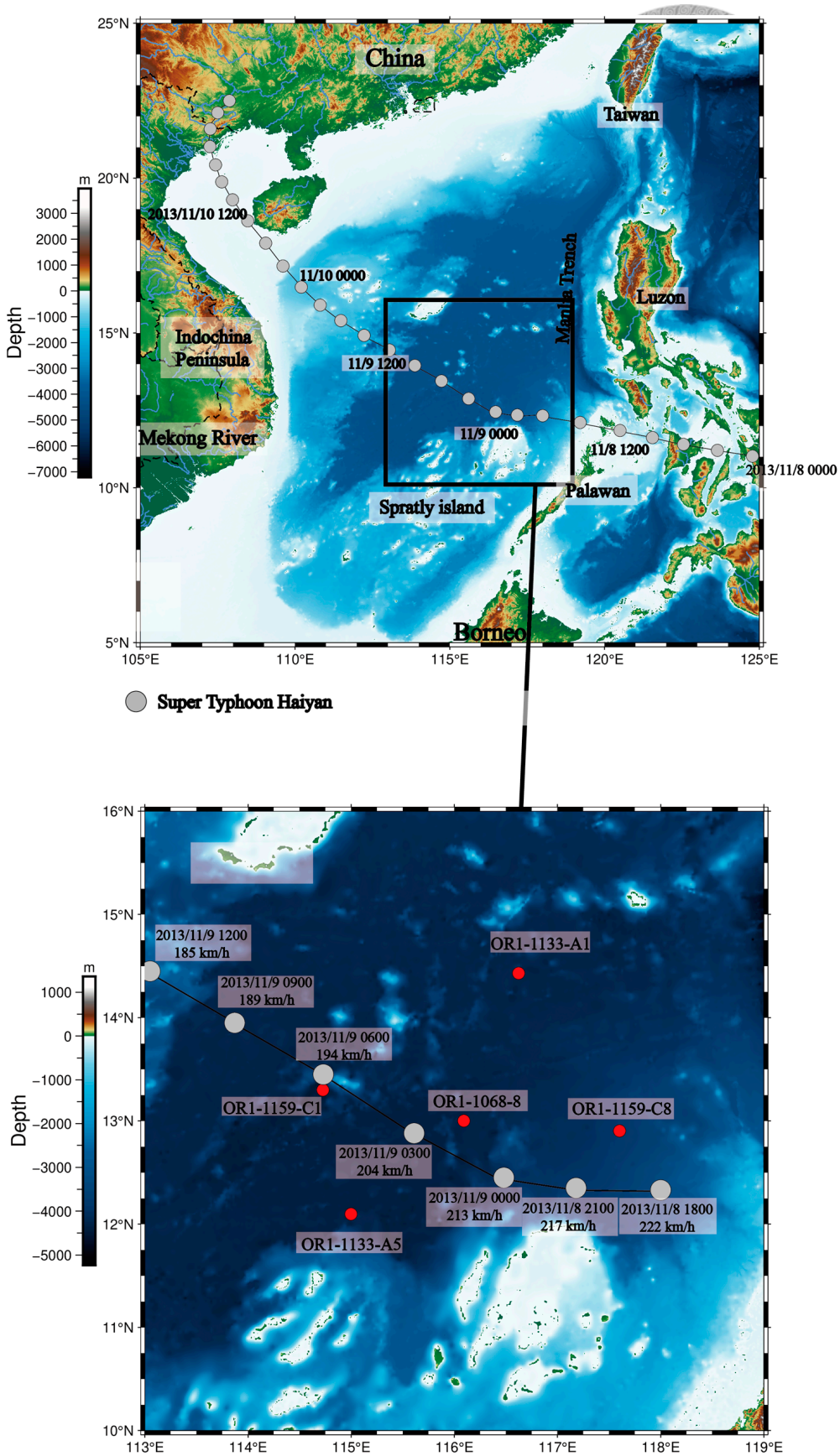


Figure 1. The sampling location of gravity cores used in this study and the path of Super Typhoon Haiyan. The gray dots indicate the locations and times of Super Typhoon Haiyan. The red dots represent the sample sites.

doi:10.6342/NTU202500596

2. Geological Background

The South China Sea is an immense, rhomboid marginal sea in the Western Pacific, spanning 20 degrees of latitude from the Tropic of Cancer to the Equator (Figure 1). The formation of the South China Sea evolved through several tectonic stages: late Cretaceous to Paleogene continental rifting, late Eocene to middle Miocene seafloor spreading, and subduction closing since the late Miocene period [26,27]. In the center of the South China Sea, there is a rhomboid central deep basin with a 4300 m average water depth (Figure 1). The eastern and southeastern margins are characterized by active continental margins experiencing frequent earthquakes and volcanic activity. The maximum depth of 5559 m is located in its eastern margin, the Manila trench [27]. On the northwestern side, the South China Sea is bordered by passive continental margin with several fault systems [27].

The sedimentation rate in the central basin of the South China Sea is 8.17 g/cm^2/kyr with 80% of it being terrigenous since the Last Glacial Maximum [27]. These terrigenous sediments originate from the erosion of the surrounding areas of the Asian continent and nearby islands, which are affected by different tectonic settings. The detrital sediments in the northern South China Sea are mainly derived from the Pearl River, Red River, and rivers in southern Taiwan and Luzon. On the contrary, the Mekong River is the largest terrigenous source in the southern South China Sea. These sediments are transported from different rivers, each with distinct clay mineral assemblages [28]. Sediment density flow deposits in the central basin of the South China Sea can be up to several tens of centimeters thick [22–24], which is significantly different from non-event deposit. However, discerning the transport mechanisms of these high-density sediment flows remains challenging. These flows could potentially originate from flood discharge of the Mekong River [24], typhoon impact on the Philippines, or submarine landslides in northern Borneo [22].

The coring sites for this study are located in the southern part of the central basin of the South China Sea, bordering the Spratly Islands located to the south and the Manlia Trench and North Palawan to the east (Figure 1). While the northern slope of the South China Sea contains numerous submarine canyons (including the Gaoping, Fangliao, Penghu, South Taiwan Shoal, Dongsha, Modern Central, and Pearl River Canyons) that serve as conduits for terrigenous sediment transport to the deep sea [29], the North Palawan Canyon stands as the only reported canyon in the southern central basin [29,30]. The North Palawan Canyon is a shelf-indenting canyon, the canyon head is located at a 140 m water depth, and the terminus is at a 3350 m water depth [30]. The Spratly Islands, also known as Dangerous Ground, are scattered across the southern slope of the South China Sea and are the largest reef area in the region. Sediments in the shallow part (0–400 m) of this area are mainly biogenic sand and gravel, while the deeper part (400–3000 m) is mainly composed of calcareous ooze [27].

3. Materials and Methods

Five gravity cores (7.2 cm diameter) were collected from the central basin of the South China Sea during R/V Ocean Researcher 1 cruises (OR1-1068, 1133, and 1159) in 2014, 2016, and 2017 along the path of Typhoon Haiyan (Table 1, Figure 1). The cores were split into working and archive halves, with the working half used for visual observation and surface photography. The working halves then underwent non-destructive analyses (X-radiography and Itrax scanning) before being sectioned into 1 cm intervals for analyses of bulk density, grain size, clay mineral assemblages, ^{210}Pb activity, and XRF-mapping.

3.1. Non-Destructive Analysis

Surface photographs were taken using a high-resolution digital camera (SmartCIS 1600 SE with a Canon EOS 40D Digital SLR camera., Canon Inc., Tokyo, Japan) at the Taiwan

doi:10.6342/NTU202500596

Ocean Research Institute (TORI), NARLabs. Continuous downcore high-resolution semi-quantitative measurements with a 1 mm resolution using an Itrax-XRF core scanner (Cox Analytical Systems, Mölndal, Sweden) were conducted at the Department of Geosciences, National Taiwan University. The Itrax XRF core scanning is a non-destructive, high-resolution technique to assess element variation in sediment core, which has been widely applied in paleoceanography, paleoclimatology, and geology [31,32]. Element ratios in marine sediments serve as important environmental proxies. The Ca/Ti ratio is widely used as an indicator of biogenic versus terrigenous input, where Ca primarily reflects marine biological productivity (e.g., foraminifers and calcareous nannofossils) while Ti is a terrigenous source [33]. The Ca/Ti ratio has been used to record changes from fluvial to marine deposits [34] and dust supply [35] and identify foraminifer-rich and detrital-rich sand [36]. The Mn/Fe ratio is commonly used as a redox indicator in marine sediments, as Mn is more sensitive to oxidation-reduction conditions than Fe. Enhanced Mn/Fe ratios typically indicate more oxidizing conditions often associated with increased bottom-water oxygen levels or deeper oxygen penetration into sediments [33]. However, other factors (e.g., sediment source variation, changes in biological production, and deep-water circulation affect bottom-water oxygenation) may also control the Mn/Fe ratio. X-ray images of the sediment cores were taken using a digitized X-ray machine (AXR Model M160NH Cabinet X-ray System, AXR Corporation, East Haven, CT, USA) at the Institute of Oceanography, National Taiwan University. Before radiography, a transparent acrylic tray (25 cm × 10 cm × 1 cm) was inserted into the working half of the core to create a sediment slab. The operating conditions of the X-ray radiography were set to 5 mA and 60 kV, and iX-Pect EZ software (Version 1.2.7.143) was used to process the X-ray images.

3.2. Sediment Characteristics

The working half was sampled at 1 cm intervals for grain size and bulk density analyses, with selected layers further analyzed for ^{210}Pb activity, clay mineral assemblages, and XRF-mapping. The bulk density calculation was based on the water contained derived from the weight loss after freeze-drying. The grain size was measured using a laser diffraction particle size analyzer (Beckman Coulter LS13320., Beckman Coulter Inc., Brea, CA, USA). Since biogenic carbonates and organic matter are typically formed in situ, they are generally not considered hydraulic representatives of the depositional environment from a textural perspective [37]. Therefore, before analysis, samples were treated with 15% H_2O_2 for 1–2 days and 10% HCl to remove organic matter and carbonates, respectively. Sodium hexametaphosphate ($Na(PO_3)_6$) was then used to disperse the fine particles.

Clay mineral assemblages were identified using an X-ray diffractometer (XRD, Rigaku MiniFlex II., Rigaku Corporation, Tokyo, Japan). Sediment samples were treated with 10% H_2O_2 and 20% CH_3COOH to remove organic matter and carbonates. According to Stokes' law, the pipette sampling method was used to separate the clay-size (<4 μm) sediments. Clay-size samples were made into oriented slides, ethylene–glycol saturated slides, and 550 °C heated slides and then analyzed using an X-ray diffractometer. Clay minerals were identified in the (001) series of basal reflections in the XRD diagrams. Semiquantitative calculations for illite, chlorite, smectite, and kaolinite were performed using the weighting factors of Biscaye (1965) [38]. Kaolinite and chlorite were identified using the slow-scan method [39], which separates the kaolinite (002) reflection (3.58 Å) from the chlorite (004) reflection (3.54 Å).

Micro-X-ray fluorescence analysis was conducted using Bruker M4 TORNADO (Bruker Corporation, Billerica, MA, USA) equipped with silicon drift detector, operating at 50 kV, 200 mA with a spatial resolution of 10 μm. Sediment samples were evenly dispersed at the bottom of a 25 mm diameter circular mold, avoiding stacking as much

doi:10.6342/NTU202500596

as possible, and embedded in an epoxy resin. After curing, the sediment at the bottom was exposed by grinding with a 2000-mesh sandpaper and polishing with a diamond suspension. The other side of the sample, without sediment, was ground and polished. After double-sided polishing, a polarizing microscope was used to identify the sediment characteristics and possible mineral species. Subsequently, an elemental surface scan was performed using a microscopic X-ray fluorescence analyzer.

3.3. ^{210}Pb Activity

^{210}Pb activity was determined by α-spectrometer through its granddaughter ^{210}Po. A ^{209}Po tracer was added as a yield determinant before the total digestion of the samples. Polonium isotopes were plated onto a silver disk from the sample solution (1.5 M HCl in the presence of ascorbic acid) at 85–90 °C for 2 h. The counting results were corrected for the decay of ^{210}Po (from the time of plating to counting) and ^{210}Pb (from sample collection to pouring plating). The supported ^{210}Pb activity was estimated from the average steady activity values of the core bottom samples.

4. Results

4.1. Sedimentary Units

Results from surface image, X-radiography, grain size, and Itrax-XRF data are presented in sedimentary units. The sedimentary units are defined based on core OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 as below and shown in Figure 2. Although similar sedimentary units were present in other cores, their overall thickness was thinner. Results for other cores will be included in the Supporting Information (Figure S1).

4.1.1. Unit A (Upper Greenish Layer)

Unit A was only observed at the top of OR1-1133-A5 (0–12 cm) and was composed of dark-greenish, well-sorted silt with low $^{210}Pb_{total}$ activity. X-radiography showed homogeneous characteristics in this layer. Less variation was observed in the Ca/Ti and Mn/Fe (Figure 2).

4.1.2. Unit B (Upper Brownish Layer)

Unit B was composed of brownish silt and was found at the subsurface of OR1-1133-A5 and OR1-1068-8 (Table 1; Figure 2). The grain size and bulk density profile slightly fluctuated in this unit. This unit (0–5 cm at OR1-1068-8, 12–22 cm at OR1-1133-A5) was characterized by a high ^{210}Pbtotal activity, Mn intensity, and Mn/Fe ratio, while the Ca intensity and Ca/Ti ratio were low.

4.1.3. Unit C (Greenish Layer)

Unit C consisted of homogeneous greenish silt found in every core (Table 1; Figures 2 and S1). This unit showed minimal variations in both grain size distribution and elemental composition throughout the layer. The cores OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 were particularly thick, at 52 cm and 216 cm, respectively.

4.1.4. Unit D (Laminate Greenish Layer)

Unit D was composed of laminate greenish sandy silt and was found in OR1-1068-8 (57–71 cm) and OR1-1133-A5 (218–231 cm). Graded bedding, a lamellar structure and a high bulk density were found in this layer. The bulk density, median grain size, sorting value, Ca intensity, and Ca/Ti ratio of this unit increased significantly, while Fe and Ti decreased (Table 1; Figure 2).

doi:10.6342/NTU202500596

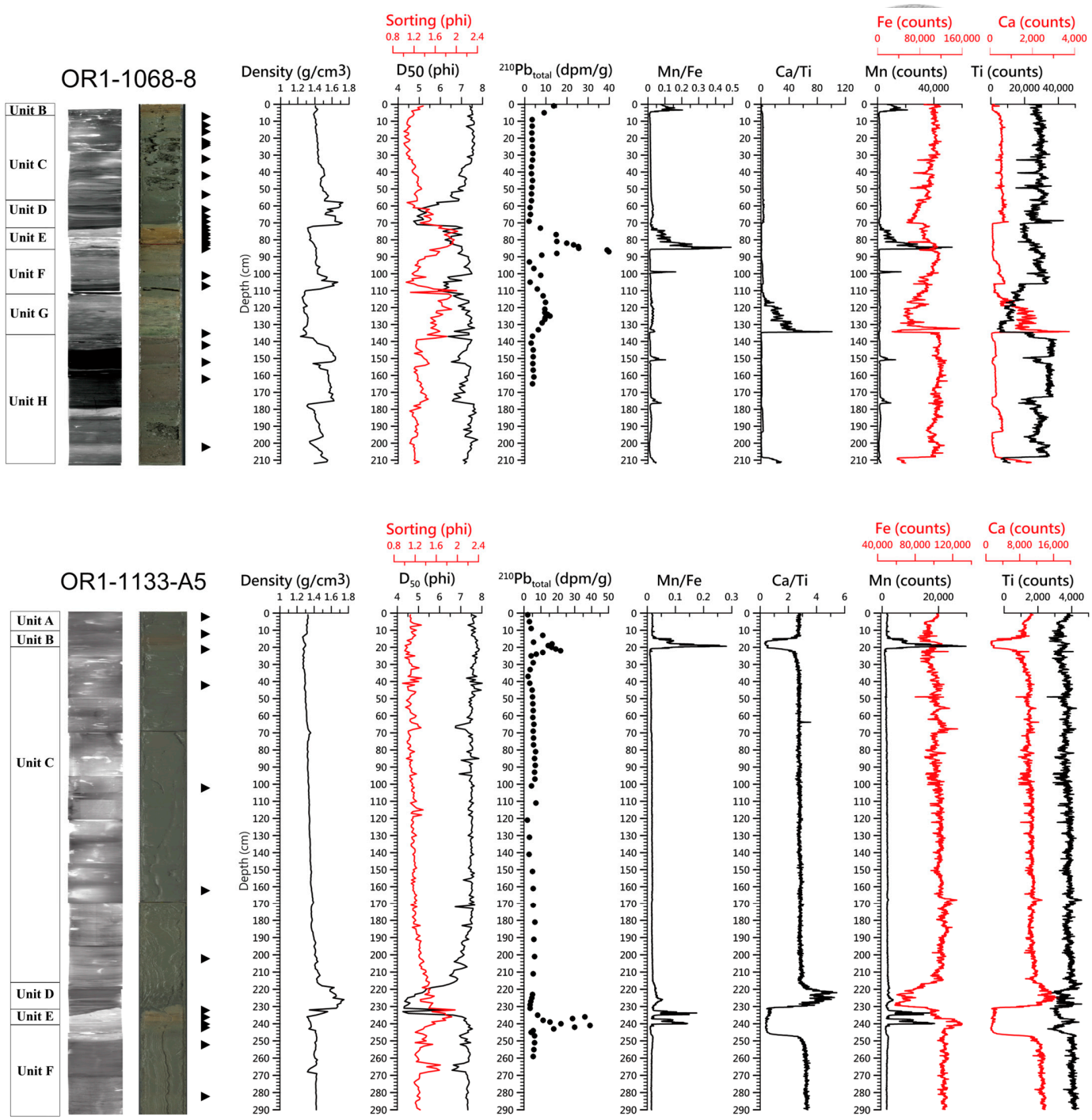


Figure 2. X-radiographs, surface images, bulk density, grain size median, sorting, and Itrax Mn/Fe ratio and Itrax Ca/Ti ratio profiles of OR1-1133-A5 and OR1-1068-8. Sedimentary units correspond to properties of sediments. Eight sediment units could be identified based on these parameters, and surface layers of OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 contained same sediment units.

4.1.5. Unit E (Brownish Layer)

Similarly to Unit B, Unit E was composed of brownish silt. The sorting values were larger than those of Unit D, although the median grain size was smaller. A significant high Mn intensity and Mn/Fe ratio, as well as a low Ca intensity and Ca/Ti ratio, were observed in this unit. The $^{210}Pb_{total}$ activity gradually increased with depth and reached its highest level at the bottom of this layer. The highest $^{210}Pb_{total}$ activities of these gravity cores were 39.1 dpm/g (241 cm, OR1-1133-A5), 38.1 dpm/g (87 cm, OR1-1068-8), 40 dpm/g (22 cm,

doi:10.6342/NTU202500596

OR1-1133-A1), 15 dpm/g (25 cm, OR1-1133-C1), and 23 dpm/g (21 cm, OR1-1133-C8) (Figures 2 and S1).

4.1.6. Unit F (Lower Greenish Layer)

Unit F was composed of greenish silt and found in OR1-1068-8, OR1-1133-A5, OR1-1133-A1, and OR1-1159-C8 (Figures 2 and S1). The elemental composition of this unit showed minor changes, with only a slight increase in Ca intensity and a decrease in 210Pbtotal activity.

4.1.7. Unit G (Light Greenish Layer)

Unit G was observed in OR1-1068-8 (106–138 cm), OR1-1133-A1 (39–62 cm), OR1-1159-C1 (24–39 cm), and OR1-1159-C8 (61–73 cm). The Ca intensity and Ca/Ti and Mn/Fe ratios increased significantly in this unit, while the Ti and Fe intensities decreased (Figures 2 and S1). Glass shards were found at the bottom of this unit (Figure S4; 134 cm). The $^{210}Pb_{total}$ activity indicated that the time scale of Unit G is not older than the past 100 years before the present.

4.1.8. Unit H (High-Density Brownish Layer)

Unit H was observed in OR1-1068-8 (below 138 cm), OR1-1133-A1 (below 62 cm), OR1-1159-C1 (below 24 cm), and OR1-1159-C8 (below 73 cm). Among them, the Ca intensity and Ca/Ti ratio in OR1-1068-8 and OR1-1133-A1 showed obviously cyclic phenomena, and the Mn intensity and Mn/Fe ratio increased slightly (Figures 2 and S1).

4.2. Grain Size Distribution

The surface units of OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 were nearly identical, except that OR1-1133-A5 contained an additional uppermost Unit A (Figure 2). This section compares the median grain size, sorting, and frequency distribution in these units (Table 2 and Figure 3). Figure 3 displays the grain size distribution for each centimeter within each unit (gray dashed lines) as well as their average grain size distribution (colored solid lines).

Table 2. The depth, average bulk density, median grain size, sorting, and surface color of Units A to E of OR1-1068-8 and OR1-1133-A5.

	Depth (cm)		Average Bulk Density (g/cm^3)		Average Median Grain Size (ϕ)		Average Sorting (ϕ)		Surface Color	
	OR1-1068-8	OR1-1133-A5	OR1-1068-8	OR1-1133-A5	OR1-1068-8	OR1-1133-A5	OR1-1068-8	OR1-1133-A5	OR1-1068-8	OR1-1133-A5
Unit A	X	0–12	X	1.32	X	7.58	X	1.15	X	Greenish
Unit B	0–5	12–22	1.41	1.28	7.45	7.70	1.26	1.11	Brownish	Brownish
Unit C	5–57	22–218	1.46	1.35	7.22	7.40	1.16	1.18	Greenish	Greenish
Unit D	57–72	218–231	1.61	1.62	5.21	4.83	1.45	1.50	Greenish	Greenish
Unit E	72–86	231–240	1.36	1.30	6.64	7.11	1.85	1.71	Brownish	Brownish
Unit F	86–106	240–290	1.46	1.41	7.05	7.26	1.32	1.31	Greenish	Greenish
Unit G	106–135	X	1.31	X	7.03	X	1.65	X	Light-greenish	X
Unit H	135–212	X	1.48	X	7.24	X	1.28	X	Brownish	X

Units A, B, C, F, and H show similar characteristics in the grain size distribution curves, which are mainly composed of 7ϕ with a small amount of 5ϕ (Figure 3). The grain size distribution in each centimeter of Unit C and Unit F exhibits a broader range (Figure 3, gray dashed line).

Compared to Unit B of OR1-1133-A5, Unit B of OR1-1068-8 contained a higher proportion of 5ϕ (Figure 3). Therefore, these units had similar median and sorting values, except

for Unit B of OR1-1068-8, which had larger sorting values. In contrast, Unit D was mainly composed of 5ϕ with a small amount of 8ϕ (Figure 3), which had the largest median values in the surface layers of these cores (Table 2). Unit E and Unit G exhibited characteristics that differed from the other units. The grain size frequency distribution curve shows a more bimodal distribution with 4ϕ and 8ϕ and results in larger sorting values (Figure 3, Table 2). Notably, in OR1-1068-8, the larger particle of Unit E was even greater than that of Unit D.

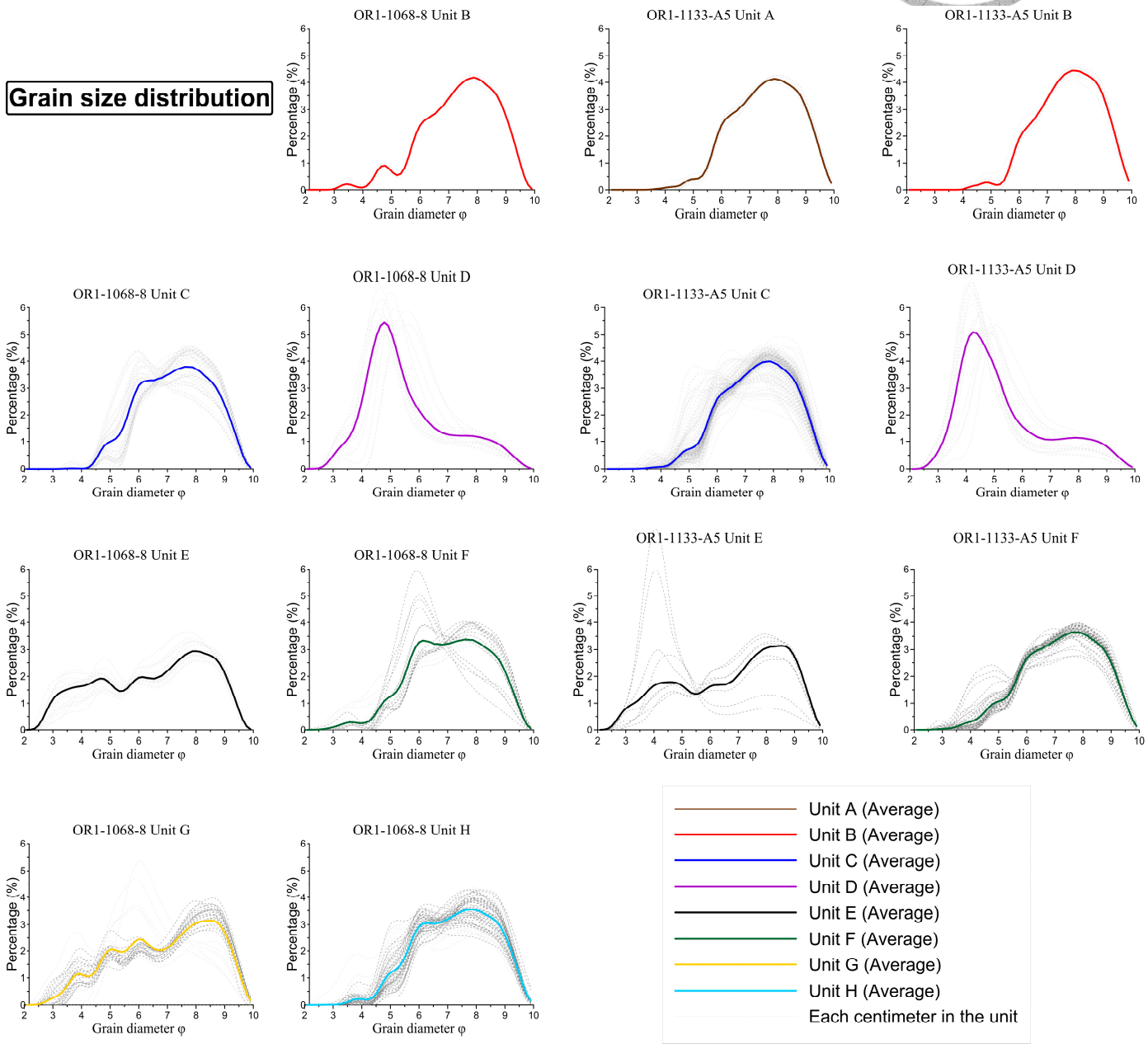


Figure 3. Grain size distribution curves of the sediment units in OR1-1068-8 and OR1-1133-A5. The average grain size distribution for each unit is represented by colored solid lines, while the gray dashed lines are the grain size distribution for each centimeter within the units. Units A, B, C, F, and H exhibit similar grain size distributions. The grain size composition for each centimeter within Unit C and F shows greater variation. Unit D displays a relatively unimodal distribution. Unit E and Unit G have the broadest distribution (poor sorting). The *X*-axis is the grain diameter (ϕ) and the *Y*-axis is the volume percentage.

doi:10.6342/NTU202500596

4.3. Clay Mineral Assemblage

Seventy-four samples were analyzed for clay mineral assemblages in the cores of this study. Although the core sampling sites in this study are all located in the central basin of the South China Sea, the clay mineral assemblages slightly varied between different locations. The proportion of smectite was higher in OR1-1133-A1 and OR1-1159-C8 which were closer to Luzon than other cores (Figure S2). The clay mineral assemblages of OR1-1068-8, OR1-1133-A5, and OR1-1159-C1 were relatively similar, characterized by low smectite and kaolinite content (Figure S2).

When comparing the surface units of OR1-1068-8 and OR1-1133-A5, each unit within the two cores exhibited distinct clay mineral compositions (Figure 4). Units A, C, D, F, and H showed a broader distribution; some samples contained almost no smectite, which is similar to the composition of North Borneo and North Palawan, while others showed relatively uniform distributions of all four clay minerals, resembling the composition of the Mekong River [28]. The composition of Unit B appeared to be a mix of samples from Luzon and other terrestrial sources. The samples from Unit E, containing low concentrations of smectite and kaolinite, showed notably similar clay mineral compositions to sediments from North Borneo and North Palawan. In contrast, Unit G was characterized by notably elevated smectite concentrations, indicating a contribution from Luzon sediment (Figure 4) [28].

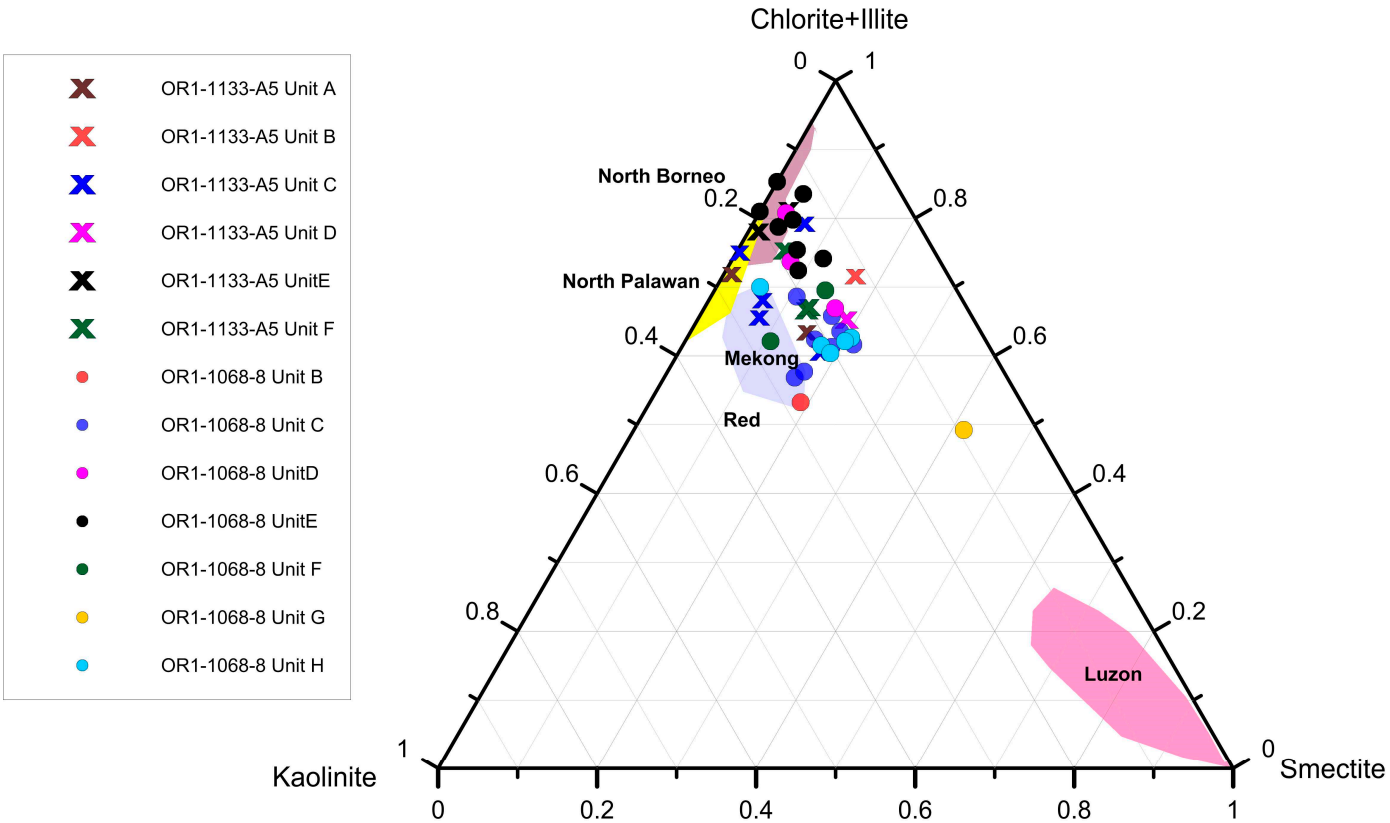


Figure 4. Ternary diagram showing clay mineral compositions (illite + chlorite, kaolinite, and smectite). Shaded regions represent clay mineral provinces from different source areas [28]. Symbols denote different units from cores OR1-1068-8 (dots) and OR1-1133-A5 (crosses). Unit E (black symbols) clusters near North Borneo and North Palawan compositions. Unit G (yellow symbols) shows stronger sedimentary influence from Luzon sources. Other units show wider distribution.

4.4. XRF-Mapping

XRF-mapping analysis was conducted on sediments with Mn enrichment layers (Unit B and Unit E). At a depth of 83–84 cm in OR1-1068-8 (Unit E), the optical image

doi:10.6342/NTU202500596

revealed a mixture of large and small particles, consistent with the grain size analysis results (Figures 2 and 3). Additionally, Figure 5 shows that the four most abundant elements in the sediments were Si, Al, Fe, and Mn, and their distribution in the resin correlated with the grain distribution (Figure 3). A separate XRF analysis of a larger sediment particle in the resin revealed that Fe was the most abundant element, followed by Si, Mn, Al, and K. Similar results were observed at the depth of 18–19 cm (Unit B) and 233–234 cm in OR1-1133-A5 (Figure S3). However, the particles at 233–234 cm were noticeably smaller, and the relative proportion of Mn was lower compared to the other two samples, although Si, Al, Fe, K, and Mn remained the most abundant elements. Si, Al, and K are common chemical constituents of feldspar. Fe and Mn are frequently found in sediments primarily from detrital input and are associated with oxidizing conditions [40,41].

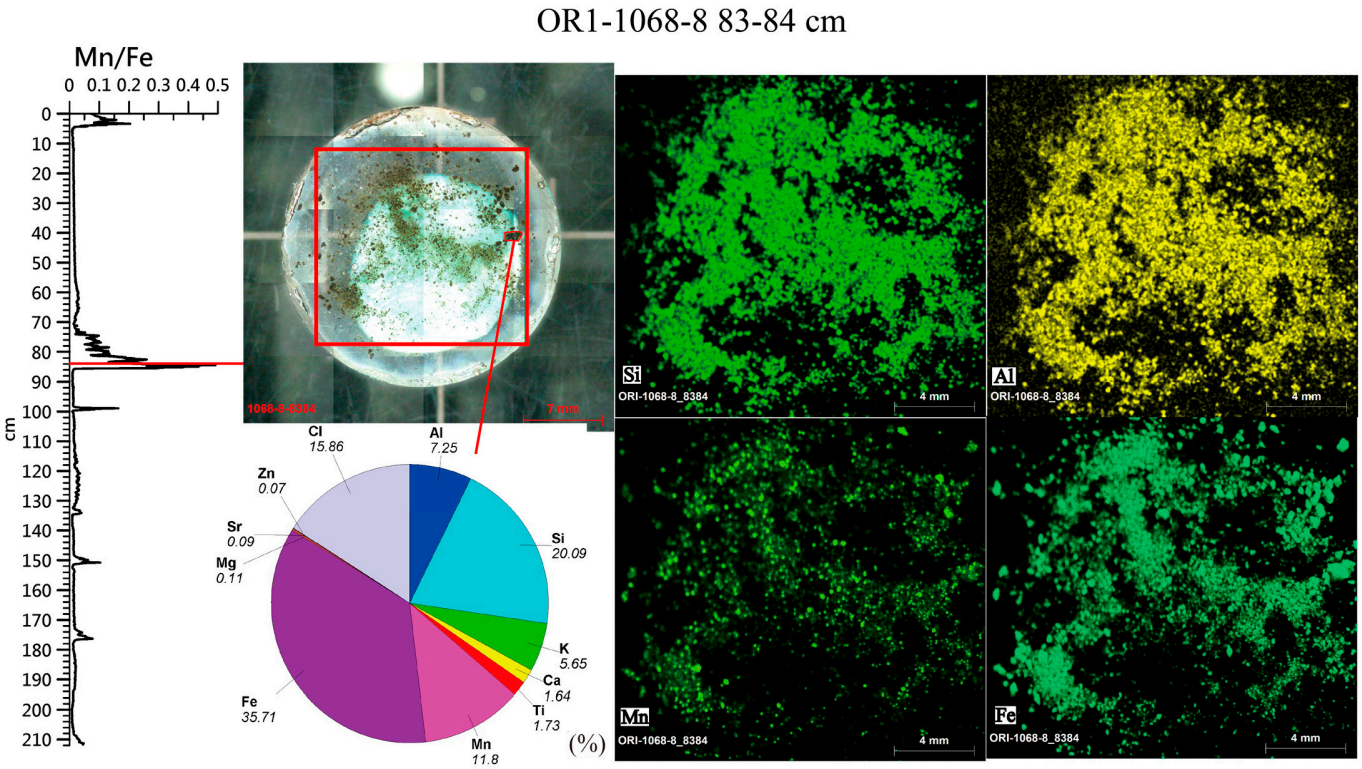


Figure 5. XRF mapping of core OR1-1068-8. Left: Itrax Mn/Fe ratio profile showing sampling depths for XRF mapping (horizontal lines). Center: Resin-embedded samples with mapped areas (red boxes) and analyzed particles (red circles). Right: Spatial distribution of major elements (Si, Al, Fe, Mn) in mapped areas. Pie charts show elemental compositions of specific particles, with Fe being dominant, followed by Si, Mn, Al, and K. Element distributions correlate with grain patterns, where Si, Al, and K indicate feldspar presence, while Fe and Mn reflect detrital input under oxidizing conditions [40,41].

5. Discussion

5.1. Stratigraphic Framework and Super Typhoon Haiyan Event Stratigraphy

We constructed a composite stratigraphic section of the study area using the sedimentary units established in Section 4.1 (Figures 2 and S1). The composite stratigraphic section is mainly based on the OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 cores with high-resolution sedimentary records. Units C, D, and E are sedimentary records directly related to Super Typhoon Haiyan. Unit E had a bimodal grain size distribution and poor sorting (Figure 3) and was characterized by a high Mn/Fe ratio. Notably, Unit E in OR1-1068-8 exhibited the largest particle size (Figure 3). Therefore, we suggest that Unit E was sourced from large particles transported by Super Typhoon Haiyan, mixed with seafloor sediments. The grain size distribution of Unit D was mainly 4–5 ϕ, with relatively unimodal, well-sorted, and graded

doi:10.6342/NTU202500596

bedding (Figures 2 and 3), showing the characteristics of basal mud–turbidite E1 facies proposed by Piper (1978) [42]. Unit C consisted of homogenite, mainly fine-grained silt to clay (Figure 3). Units A and B had similar properties to units C and E, with high Mn/Fe ratios, but their grain sizes clearly did not have a coarse particle component (Figures 2 and 3). The increasing $^{210}Pb_{total}$ trend in Unit B suggests that deposition occurred between Super Typhoon Haiyan and the sampling of core OR1-1068-8. After Super Typhoon Haiyan, the deficiency of ^{210}Pb in the water column was restored, and the suspended particles that continued to remain in the water column acted as scavengers to remove ^{210}Pb in the water column and reduce the activity of ^{210}Pb that was subsequently deposited. In addition, according to previous research, the sedimentation rate in the central basin of South China Sea since the Last Glacial Period is 8.17 g/cm^2/kyr [27]. Therefore, during the 3 years of core sampling from OR1-1068-8 to OR1-1133-A5, the sediment thickness should have been much less than 0.1 cm, which is significantly different from the thickness of 12 cm in Unit A. We suggest that Units A and B were formed by the accumulation of suspended particles remaining in the water column after Super Typhoon Haiyan.

A layer of low $^{210}Pb_{total}$ activity layer was observed in Units C and D, while the highest activity was observed in all cores below the brownish layer (Figure 2; Unit F). This feature has also been observed in previous studies of modern extreme events, such as earthquakes and flooding [43–47]. The main sources of ^{210}Pb in a water column are the input of atmospheric fallout and the radioactive decay of ^{226}Ra. It is removed from the water column through the adsorption of settling particles and enters sediments, where it exists in the form of excess ^{210}Pb. The supply of ^{210}Pb in seawater for scavenging is limited, and suspended particles in the water column may increase dramatically after an event, leading to a dilution of the specific activity of adsorbed ^{210}Pb on sediment particles. Huh et al. (2009) [44] reported radionuclides' activities in deployed sediment trap mooring and sediment core samples below the mooring in Gaoping Canyon during typhoons. The study showed that, before and after Typhoon Kalmaegi, the specific activities of excess ^{210}Pb in the lower sediment trap were 9.9 dpm/g (10 January 2008–20 March 2008) and 1.0 dpm/g (8 July 2008–11 September 2008), respectively, which were an order of magnitude different. The same phenomenon also occurred in the sediment cores below the sediment trap. The specific activities of excess ^{210}Pb in surface sediments were 7.4 dpm/g (collected on 20 March 2008) and 1.8 dpm/g (collected on 11 September 2008). Therefore, ^{210}Pb trends can provide an independent proxy that can be used to identify event records in sediments, taking advantage of having the time scales of modern instrumental records to establish modern analogs of extreme event sedimentary records. In this study, although the ^{210}Pb profiles could not be used in sedimentation rate calculations, the existence of excess ^{210}Pb beneath the brownish layer indicates that the sediments were within 150 years of the present. It also supports that the sedimentary records in the upper part of the cores was formed by a recent natural disaster. Furthermore, the OR1-1068-8 core was collected four months after Super Typhoon Haiyan made landfall in the Philippines, during which time there were no other major natural disasters in the area.

Units F, G, and H lay beneath the Typhoon Haiyan event layer, with Unit F found in cores OR1-1133-A1 and OR1-1133-A5 and Units G and H present in cores OR1-1068-8, OR1-1133-A1, and OR1-1159-C8. Unit F shared similar characteristics of elemental distribution with Unit C; we speculate that the formation of this unit may be related to Unit G. Unit G was another special unit in the study area. It was characterized by the highest Ca intensity and Ca/Ti ratio and the lowest Fe and Ti intensity; the Mn intensity and Mn/Fe also showed an increasing trend, especially in the OR1-1133-A1 core (Figure S1). In addition, volcanic glass shards were found at a depth of 133 cm in OR1-1068-8 (Figure S4; Unit G). We speculate that this layer may correspond to the 1991 Mount Pinatubo volcanic event

doi:10.6342/NTU202500596

layer [48]. Considering the distribution of cores, we found Unit G present in OR1-1068-8, OR1-1133-A1, and OR1-1159-C8. Among them, the core features of OR1-1133-A1, located in the north and closest to Mount Pinatubo, were the most obvious. In addition, these three cores also had the highest smectite content. This result indirectly supports that Units A to E were related to Super Typhoon Haiyan. Unit H was characterized by obvious cyclic phenomena in its Ca and Mn intensities and Ca/Ti and Mn/Fe ratios (Figures 2 and S1). Based on the $^{210}Pb_{total}$ profiles, Unit H was not composed by modern (<100 years) sediments and consisted of non-event accumulations.

According to the Joint Typhoon Warning Center (JTWC) best track data (https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html accessed on 19 December 2023), the maximum sustained wind speed at the OR1-1159-C8 site was 222 km/h, and that at the OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 sites was 204 km/h, and that at the OR1-1159-C1 site was 194 km/h (Figure 1). Similar changes were observed in the thickness of the event layers (Units C to E) of Super Typhoon Haiyan. The thickest accumulation was located at OR1-1135-A5 (up to 228 cm), followed by OR1-1068-8 (82 cm), and the other cores were 20–24 cm. Although the OR1-1159-C8 site, the closest site to the Philippines, experienced the highest typhoon intensity, only a 24 cm event layer was recorded, only a very thin Unit C (Figure S1). This phenomenon may be related to the high wind speed at the OR1-1159-C8 site, which made it difficult for fine suspended particles to be deposited on the seafloor. Considering that the present-day carbonate compensation depth (CCD) of the South China Sea is approximately 3700–4000 m [49], the water depth of the OR1-1159-C8 site (3865 m) shows that the foraminiferal sand in Unit C may not be an in situ product. Instead, it may have formed from the input of sediment resuspension movements caused by the destruction of the seafloor in shallow waters. Furthermore, the higher proportion of smectite in the Super Typhoon Haiyan event layer may be related to the export from Luzon Island [28] (Figure S2).

OR1-1159-C1 is located at the westernmost end of the study area, and only Units C and E of the Super Typhoon Haiyan event layer were preserved, as well as Unit H below them (Figure S1). Due to the area's distance from surrounding land, the impact of the input of events related to Super Typhoon Haiyan and Mount Pinatubo was relatively small. Its overall sediment composition was consistent with the characteristics of hemipelagic sediments.

5.2. Sediment Transport Mechanism in Super Typhoon Haiyan

Super Typhoon Haiyan created sedimentary layers 20 to 240 cm thick in the cores of this study, and clear graded bedding was observed in the OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 cores (Unit D, Figure 2). The clay mineral assemblages of Unit E in the OR1-1068-8 and OR1-1133-A5 cores were similar to fluvial sediments in northern Palawan and Northern Borneo [28] (Figure 4). If the sediments were transported from Northern Borneo to the study area, they would have to pass through the Spratly Islands, which are rich in calcareous ooze [27]. However, the carbonate content of these sediments was not particularly high. Therefore, we speculate that these sediments originated from northern Palawan and the south–central Philippines, that is, the coastal areas of the Philippines affected by storm surges. Many previous studies have pointed out that the discovery of thick turbidite deposits in the deep sea is usually related to the transport of turbidity currents in submarine canyons [20,50,51]. This phenomenon has also been observed in canyon systems on the northern slopes of the South China Sea [29,52–57]. However, the only reported canyon in the study area is the North Palawan Canyon, which is a shelf-indenting canyon [29,30]. It is not directly connected or near the onshore river system, which makes it very different from the canyon systems in the northern South China Sea. Previous studies have shown

doi:10.6342/NTU202500596

that the sediment traps deployed in the Gaoping Canyon (42 m above the seafloor) show obvious graded beddings during typhoon invasion. It reveals that suspended particles transported during typhoons can produce graded bedding accumulation through hydraulic sorting [58–60]. Curcic et al. (2016) [61] reported a study of Hurricane Isaac, which struck Louisiana on 29 August 2012, showing that hurricane-induced Stokes drift had a significant impact on the transport of near-surface water mass. Conventional ocean circulation models underestimate near-surface water mass transport under strong winds, which enhance upper ocean transport when oil spills or other pollutants occur during hurricanes. Our results indicate that the strong suspension caused by the large waves and currents of the once-in-a-century Super Typhoon Haiyan [6] can carry and transport particles hundreds of kilometers away.

The clay mineral composition of Units A to D indicated a mixed origin, with sediments from Luzon (Figure 4; high smectite) and North Palawan (Figure 4; high chlorite and illite) being transported and mixed together. The graded bedding in the typhoon sequence found in the Super Typhoon Haiyan event layer may not have been caused by the transport of gravity flows along the seafloor but rather by the transport of suspended sediments resulting from the extreme event-induced strong suspension, which then settled due to gravity along the way.

5.3. Characteristics of Mn Enrichment in Super Typhoon Haiyan Event Layer

In previous studies on lake sediments, Mn enrichment at the base of typhoon layers has often been associated with flooding events [62,63]. Since Mn is a redox-sensitive element, the oxygen-laden underflow brought by floods may rapidly change redox conditions at the sediment–water interface, causing dissolved Mn (II) to be oxidized into particulate Mn (IV) and accumulate at the sediment–water interface. In this study, Mn was enriched in the brownish layers (Units B and E) associated with Super Typhoon Haiyan (Figures 2 and 5). However, the redox reactions at the sediment–water interface, as indicated by lake sediment studies, may not be entirely applicable to the open ocean. In this study, we propose additional reasons for the formation of Mn layers within the typhoon deposits.

The analysis results of clay mineral assemblages indicate that the composition of clay minerals in Unit E, which had Mn enrichment, in the Super Typhoon Haiyan event layer had the composition characteristics of North Palawan (Figure 4). Additionally, semi-quantitative XRF-mapping analysis showed that Mn coexisted in the brownish layers with Si, Al, K, and Fe in larger particles (Figure 5). Si, Al, and K are the components of K-feldspar, which is also found in North Palawan [64]. Therefore, a high concentration of Mn might partly contribute to the source rock composition of the Philippines. Monjardin et al. (2022) [65] found that the accumulation of Mn in soils in Marinduque, the Philippines, is linked to frequent typhoon-induced flooding events. Two mining disasters in 1993 and 1996 led to the abandonment of open pits and tailings storage facilities in the upper reaches of the Boac and Mogpog Rivers, causing the contamination of groundwater and soil in the two river basins.

The high Mn layer linked to Super Typhoon Haiyan may have been caused by the inherent high Mn content in soil and rocks in the mining areas of the central and southern Philippines, which were in the path of the typhoon. Additionally, it may have been due to the oxidation of dissolved Mn (II) to Mn (IV), which was then coated on the sediments. Murakami-Sugihara et al. (2019) [66] used geochemical and mussel shell growth models to study environmental changes before and after the 2011 Tohoku earthquake and tsunami. They observed that the shell Mn/Ca ratio increased significantly after the tsunami, indicating a rapid discharge of pore water after the sediment disturbance and the backwashing of a large amount of terrestrial material into the sea. Subsequently, the

doi:10.6342/NTU202500596

high Mn/Ca peak decreased, and the tsunami disturbance effect lasted for approximately 40 days. After the event, the Mn/Ca ratio of the shells returned to a steady but higher level than before the tsunami, indicating that the tsunami caused changes in the coastal environment, especially land subsidence and damage to levees due to erosion, making the coast more susceptible to terrestrial material inputs. Hence, the formation of the Mn-rich layer was inferred to be related to the soil or rock composition of Palawan and the tsunami-like storm surge intrusion process of Super Typhoon Haiyan. This model shows that Mn could differentiate turbidity current deposits caused by earthquake-induced seafloor collapse from those resulting from large-scale terrigenous turbidity currents due to flooding. On the other hand, other units below the surface of Super Typhoon Haiyan layers also exhibited high Mn/Fe ratio characteristics (Unit G, Unit H; Figures 2 and S1). This may indicate that these layers were also transported to the site through similar transport processes, further demonstrating that the central basin of the South China Sea is an excellent location for studying extreme events.

6. Conclusions

In this study, we present the first record of extreme typhoon events recorded in a deep-sea environment; a thick event layer was discovered on the top of cores retrieved from the South China Sea. By comparing the sedimentary records related to Super Typhoon Haiyan, the following conclusions can be drawn:

(1) Based on OR1-1068-8 and OR1-1133-A5, we constructed a composite stratigraphic section of the study area, including the Super Typhoon Haiyan units (Units C, D, and E), Mount Pinatubo volcanic eruption-related unit (Unit G), and hemipelagic sediment units (Units A, B, F, and H).

(2) The Super Typhoon Haiyan units could be divided into three units. Unit E was characterized by a bimodal grain size distribution, poor sorting, and a high Mn content, representing the base of the typhoon event layer. Unit D consisted mainly of coarse-grain silt, with relatively unimodal, well-sorted, and graded bedding, showing characteristics of basal mud–turbidite E1 facies proposed by Piper (1978) [42]. Unit C was composed of homogenite, which consisted mainly of fine-grained silt to clay.

(3) Our results suggest that the powerful turbulence generated by the large waves and currents of Super Typhoon Haiyan could carry and transport particles over hundreds of kilometers. The graded bedding in the typhoon sequence deposited during Super Typhoon Haiyan may not have been caused by gravity flows along the seafloor but rather by the transport of suspended sediments due to the intense turbulence caused by the extreme event. These suspended particles then settled due to hydraulic sorting in the water column.

(4) The Mn-rich layer was formed due to the soil and rock composition of the central and south Philippines, and it was primarily transported by the tsunami-like storm surge of Super Typhoon Haiyan. This feature could be used as a proxy to differentiate between large-scale event deposits caused by earthquake-induced seafloor mass wasting and flooding-related turbidity currents.

(5) These research results indicate that sediment records have the potential to reconstruct the history of extreme events and provide new insights into the history of super-typhoons in the Western Pacific.

Supplementary Materials: The following supporting information can be downloaded at https://www.mdpi.com/article/10.3390/jmse13010010/s1. Figure S1: X-radiograph, surface image, bulk density, grain size median, sorting, Itrax Mn/Fe ratio, and Itrax Ca/Ti ratio profiles of each core in this study. Sedimentary units correspond to properties of sediments. Different sediment units are

doi:10.6342/NTU202500596

indicated by different colors. Figure S2: Ternary diagram of major clay mineral components (illite + chlorite, kaolinite, and smectite). Different shades of color show different provinces of clay mineral end-member assemblages in different source regions [28] Different colors of dots represent different cores. Figure S3: XRF mapping results. The profile on the left displays the Itrax Mn/Fe ratio of OR1-1133-A5, with horizontal lines indicating the sampling depths for XRF mapping. The red boxes in the resin images highlight the areas subjected to XRF mapping. Specific particles encircled in red were analyzed for elemental distribution, and the results are presented in the lower pie charts. On the right, the distribution maps show the four most abundant elements' distribution in the resin. Figure S4: A photo of the OR1-1068-8 133-134 cm sediment taken using a polarized microscope. Under Crossed Nicols, volcanic glass in the center of the photo exhibits complete extinction, which is a characteristic feature of volcanic glass.

Author Contributions: Methodology, C.-C.S.; Formal analysis, Y.-H.C., P.-S.Y. and H.-C.J.; Investigation, Y.-H.C., C.-C.S., T.-W.H., S.-T.H., H.-C.J., Y.-F.M. and S.-D.C.; Data curation, T.-W.H. and S.-T.H.; Writing—original draft, Y.-H.C.; Writing—review & editing, C.-C.S., P.-S.Y. and Y.-P.C.; Visualization, Y.-H.C.; Supervision, C.-C.S. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This study was supported by the National Science and Technology Council (NSTC 110-2116-M-002-007, 111-2116-M-002-039, and 112-2116-M-002-003) and the Ministry of the Interior, Taiwan.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: The original data presented in the study are openly available at Zenodo via https://doi.org/10.5281/zenodo.14037987.

Acknowledgments: We would like to express appreciation to all the crew members of NOR1 and Marine Exploration Instrument Center, NTU, for their hard work throughout the cruises. We thank the Marine Core Repository and Laboratory, TORI, for MSCL analysis. We also extend our sincere gratitude to Theta Tech Co., Ltd., for the support in XRF mapping, which significantly contributed to this research. We want to thank two anonymous reviewers for their valuable comments, which improved the content of this paper.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Peduzzi, P.; Chatenoux, B.; Dao, H.; De Bono, A.; Herold, C.; Kossin, J.; Mouton, F.; Nordbeck, O. Global trends in tropical cyclone risk. *Nat. Clim. Chang.* **2012**, *2*, 289–294. [CrossRef]
2. Neumann, C. Global overview. In *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*; Holland, G.J., Ed.; 3.1–3.46; World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 1993.
3. Knapp, K.R.; Kruk, M.C.; Levinson, D.H.; Diamond, H.J.; Neumann, C.J. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2010**, *91*, 363–376. [CrossRef]
4. Ma, Z.; Zhang, Y.; Wu, R.; Na, R. Statistical characteristics of the response of sea surface temperatures to westward typhoons in the South China Sea. *Remote Sens.* **2021**, *13*, 916. [CrossRef]
5. NDRRMC. *SitRep No. 108 Effects of Typhoon "YOLANDA" (HAIYAN)*; National Disaster Risk Reduction and Management Council: Quezon City, Philippines, 2014.
6. Takagi, H.; Esteban, M. Statistics of tropical cyclone landfalls in the Philippines: Unusual characteristics of 2013 Typhoon Haiyan. *Nat. Hazards* **2016**, *80*, 211–222. [CrossRef]
7. Mas, E.; Bricker, J.; Kure, S.; Adriano, B.; Yi, C.; Suppasri, A.; Koshimura, S. Field survey report and satellite image interpretation of the 2013 Super Typhoon Haiyan in the Philippines. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2015**, *15*, 805–816. [CrossRef]
8. Soria JL, A.; Switzer, A.D.; Pilarczyk, J.E.; Siringan, F.P.; Khan, N.S.; Fritz, H.M. Typhoon Haiyan overwash sediments from Leyte Gulf coastlines show local spatial variations with hybrid storm and tsunami signatures. *Sediment. Geol.* **2017**, *358*, 121–138. [CrossRef]
9. Heezen, B.C.; Ewing, W.M. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.* **1952**, *250*, 849–873. [CrossRef]

10. Talling, P.J.; Masson, D.G.; Sumner, E.J.; Malgesini, G. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology* **2012**, *59*, 1937–2003. [CrossRef]
11. Oguri, K.; Kawamura, K.; Sakaguchi, A.; Toyofuku, T.; Kasaya, T.; Murayama, M.; Fujikura, K.; Glud, R.N.; Kitazato, H. Hadal disturbance in the Japan Trench induced by the 2011 Tohoku–Oki Earthquake. *Sci. Rep.* **2013**, *3*, 1915. [CrossRef]
12. Adams, J. Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington Margin. *Tectonics* **1990**, *9*, 569–583. [CrossRef]
13. Huh, C.A.; Su, C.C.; Liang, W.T.; Ling, C.Y. Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* **2004**, *31*, L12304. [CrossRef]
14. Goldfinger, C.; Morey, A.E.; Nelson, C.H.; Gutierrz-Pastor, J.; Johnson, J.E.; Karabanov, E.; Chaytor, J.; Eriksson, A.; Shipboard Scientific Party. Rutpure lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2007**, *254*, 9–27. [CrossRef]
15. Noda, A.; TuZino, T.; Kanai, Y.; Furukawa, R.; Uchida, J.I. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Mar. Geol.* **2008**, *254*, 73–90. [CrossRef]
16. Gracia, E.; Vizcaino, A.; Escutia, C.; Asioli, A.; Rodes, A.; Pallas, R.; Garcia-Orellana, J.; Lebreiro, S.; Goldfinger, C. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): Testing turbidite paleoseismology in a slow-convergent margin. *Quat. Sci. Rev.* **2010**, *29*, 1156–1172. [CrossRef]
17. McHugh, C.M.; Seeber, L.; Braudy, N.; Cormier, M.H.; Davis, M.B.; Diebold, J.B.; Dieudonne, N.; Douilly, R.; Gulick, S.P.S.; Hornbach, M.J.; et al. Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology* **2011**, *39*, 723–726. [CrossRef]
18. Pouderoux, H.; Proust, J.N.; Lamarche, G. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from Turbidite record since 16 ka. *Quat. Sci. Rev.* **2014**, *84*, 116–131. [CrossRef]
19. Ikehara, K.; Usami, K.; Kanamatsu, T. Repeated occurrence of surface-sediment remobilization along the landward slope of the Japan Trench by great earthquakes. *Earth Planets Space* **2020**, *72*, 114. [CrossRef]
20. Piper, D.J.; Normark, W.R. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: A marine geology perspective. *J. Sediment. Res.* **2009**, *79*, 347–362. [CrossRef]
21. Gee MJ, R.; Uy, H.S.; Warren, J.; Morley, C.K.; Lambiase, J.J. The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Mar. Geol.* **2007**, *246*, 9–23. [CrossRef]
22. Wetzel, A.; Unverricht, D. A muddy megaturbidite in the deep central South China Sea deposited ~350 yrs BP. *Mar. Geol.* **2013**, *346*, 91–100. [CrossRef]
23. Li, C.F.; Lin, J.; Kulhanek, D.K.; Williams, T.; Bao, R.; Briais, A.; Brown, E.A.; Chen, Y.; Clift, P.D.; Colwell, F.S.; et al. Expedition 349 summary. In *South China Sea Tectonics*; International Ocean Discovery Program: College Station, TX, USA, 2015; Volume 349, pp. 1–43. [CrossRef]
24. Miao, Y.F.; Warny, S.; Liu, C.; Clift, P.D.; Gregory, M. Neogene fungal record from IODP Site U1433, South China Sea: Implications for paleoenvironmental change and the onset of the Mekong River. *Mar. Geol.* **2017**, *394*, 69–81. [CrossRef]
25. Zhang, Y.; Wu, N.; Qin, X.; Wu, T.; Wei, J.; Wang, P.; Xu, J.; Zhao, Y.; Jia, Y. Potential triggers and development processes of submarine landslides in the Xisha Trough Basin, South China Sea. *Geomorphology* **2024**, *448*, 109022. [CrossRef]
26. Briais, A.; Patriat, P.; Tapponnier, P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *J. Geophys. Res.* **1993**, *98*, 6299–6328. [CrossRef]
27. Wang, P.; Li, Q. *The South China Sea: Paleoceanography and Sedimentology*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009. [CrossRef]
28. Liu, Z.; Zhao, Y.; Colin, C.; Stattegger, K.; Wiesner, M.G.; Huh, C.A.; Zhang, Y.; Li, X.; Sompongchaiyakul, P.; You, C.F.; et al. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. *Earth-Sci. Rev.* **2016**, *153*, 238–273. [CrossRef]
29. Bührig, L.H.; Colombera, L.; Patacci, M.; Mountney, N.P.; McCaffrey, W.D. A global analysis of controls on submarine-canyon geomorphology. *Earth-Sci. Rev.* **2022**, *233*, 104150. [CrossRef]
30. Yin, S.; Li, J.; Ding, W.; Gao, J.; Ding, W.; Wang, Y. Migration of the lower North Palawan submarine canyon: Characteristics and controls. *Int. Geol. Rev.* **2020**, *62*, 988–1005. [CrossRef]
31. Croudace, I.W.; Rothwell, R.G. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2015. [CrossRef]
32. Löwemark, L.; Bloemsma, M.; Croudace, I.; Daly, J.S.; Edwards, R.J.; Francus, P.; Galloway, J.M.; Gregory, B.R.B.; Huang, J.J.S.; Jones, A.F.; et al. Practical guidelines and recent advances in the Itrax XRF core-scanning procedure. *Quat. Int.* **2019**, *514*, 16–29. [CrossRef]
33. Croudace, I.W.; Löwemark, L.; Tjallingii, R.; Zolitschka, B. Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners. *Quat. Int.* **2019**, *514*, 5–15. [CrossRef]
34. Tjallingii, R.; Stattegger, K.; Wetzel, A.; Van Phach, P. Infilling and flooding of the Mekong River incised valley during deglacial sea-level rise. *Quat. Sci. Rev.* **2010**, *29*, 1432–1444. [CrossRef]
35. Henrich, R.; Cherubini, Y.; Meggers, H. Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon. *Mar. Geol.* **2010**, *275*, 178–198. [CrossRef]

doi:10.6342/NTU202500596

36. Bourget, J.; Zaragosi, S.; Garlan, T.; Gabelotaud, I.; Guyomard, P.; Dennielou, B.; Schneider, J.L. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel. *Mar. Geol.* **2008**, *255*, 179–185. [CrossRef]
37. Poppe, L.J.; Eliason, A.H.; Fredericks, J.J.; Rendigs, R.R.; Blackwood, D.; Polloni, C.F. *Grain Size Analysis of Marine Sediments: Methodology and Data Processing*; U.S. Geological Survey: Reston, VA, USA, 2000.
38. Biscaye, P.E. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. *Am. Mineral.* **1964**, *49*, 1281–1289.
39. Biscaye, P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* **1965**, *76*, 803–832. [CrossRef]
40. Kylander, M.E.; Lind, E.M.; Wastegård, S.; Löwemark, L. Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *Holocene* **2012**, *22*, 371–375. [CrossRef]
41. Moreno Caballud, A.; Valero-Garcés, B.L.; González-Sampériz, P.; Rico, M.T. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J. Paleolimnol.* **2008**, *40*, 943–961. [CrossRef]
42. Piper, D.J. Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. *Sediment. Submar. Canyons Fans Trenches* **1978**, *23*, 163–176.
43. Huh, C.A.; Su, C.C.; Wang, C.H.; Lee, S.Y.; Lin, I.T. Sedimentation in the Southern Okinawa Trough—Rates, turbidites and a sediment budget. *Mar. Geol.* **2006**, *231*, 129–139. [CrossRef]
44. Huh, C.A.; Liu, J.T.; Lin, H.L.; Xu, J.P. Tidal and flood signatures of settling particles in the Gaoping submarine canyon (SW Taiwan) revealed from radionuclide and flow measurements. *Mar. Geol.* **2009**, *267*, 8–17. [CrossRef]
45. Hale, R.P.; Nittrouer, C.A.; Liu, J.T.; Keil, R.G.; Ogston, A.S. Effects of a major typhoon on sediment accumulation in Fangliao Submarine Canyon, SW Taiwan. *Mar. Geol.* **2012**, *326*, 116–130. [CrossRef]
46. Su, C.C.; Tseng, J.Y.; Hsu, H.H.; Chiang, C.S.; Yu, H.S.; Lin, S.; Liu, J.T. Records of submarine natural hazards off SW Taiwan. *Geol. Soc. Lond Spec. Publ.* **2012**, *361*, 41–60. [CrossRef]
47. Burnett, W.C.; Bidorn, B.; Wang, Y. Can ^{210}Pb be used as a paleo-storm proxy? *Quat. Sci. Rev.* **2023**, *315*, 108242. [CrossRef]
48. Wiesner, M.G.; Wetzel, A.; Catane, S.G.; Listanco, E.L.; Mirabueno, H.T. Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. *Bull. Volcanol.* **2004**, *66*, 226–242. [CrossRef]
49. Zhang, W.; Wei, X.; Zheng, J.; Zhu, Y.; Zhang, Y. Estimating suspended sediment loads in the Pearl River Delta region using sediment rating curves. *Cont. Shelf Res.* **2012**, *38*, 35–46. [CrossRef]
50. Tombo, S.L.; Dennielou, B.; Berne, S.; Bassetti, M.A.; Toucanne, S.; Jorry, S.J.; Jouet, G.; Fontanier, C. Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and Early deglacial. *Sediment. Geol.* **2015**, *323*, 148–166. [CrossRef]
51. Fournier, L.; Fauquembergue, K.; Zaragosi, S.; Zorzi, C.; Malaizé, B.; Bassinot, F.; Joussain, R.; Colin, C.; Moreno, E.; Leparmentier, F. The Bengal fan: External controls on the Holocene Active Channel turbidite activity. *Holocene* **2017**, *27*, 900–913. [CrossRef]
52. Liu, J.T.; Lin, H.L. Sediment dynamics in a submarine canyon: A case of river–sea interaction. *Mar. Geol.* **2004**, *207*, 55–81. [CrossRef]
53. Liu, J.T.; Lin, H.L.; Hung, J.J. A submarine canyon conduit under typhoon conditions off Southern Taiwan. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **2006**, *53*, 223–240. [CrossRef]
54. Hsu, S.K.; Kuo, J.; Lo, C.L.; Tsai, C.H.; Doo, W.B.; Ku, C.Y.; Sibuet, J.C. Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* **2008**, *19*, 767–772. [CrossRef]
55. Yu, K.F.; Zhao, J.X.; Shi, Q.; Meng, Q.S. Reconstruction of storm/tsunami records over the last 4000 years using transported coral blocks and lagoon sediments in the southern South China Sea. *Quat. Int.* **2009**, *195*, 128–137. [CrossRef]
56. Hsiung, K.H.; Yu, H.S. Sediment dispersal system in the Taiwan–South China Sea collision zone along a convergent margin: A comparison with the Papua New Guinea collision zone of the western Solomon Sea. *J. Asian Earth Sci.* **2013**, *62*, 295–307. [CrossRef]
57. Hsiung, K.H.; Su, C.C.; Yu, H.S.; Chang, J.H. Morphology, seismic characteristics and development of the sediment dispersal system along the Taiwan–Luzon convergent margin. *Mar. Geophys. Res.* **2015**, *36*, 293–308. [CrossRef]
58. Liu, J.T.; Hsu, R.T.; Hung, J.J.; Chang, Y.P.; Wang, Y.H.; Rendle-Bühring, R.H.; Lee, I.T.; Huh, C.A.; Yang, R.J. From the highest to the deepest: The Gaoping River–Gaoping Submarine Canyon dispersal system. *Earth-Sci. Rev.* **2016**, *153*, 274–300. [CrossRef]
59. Liu, J.T.; Wang, Y.H.; Yang, R.J.; Hsu, R.T.; Kao, S.J.; Lin, H.L.; Kuo, F.H. Cyclone-induced hyperpycnal turbidity currents in a submarine canyon. *J. Geophys. Res. Oceans* **2012**, *117*, C04033. [CrossRef]
60. Liu, J.T.; Kao, S.J.; Huh, C.A.; Hung, C.C. Gravity flows associated with flood events and carbon burial: Taiwan as instructional source area. *Annu. Rev. Mar. Sci.* **2013**, *5*, 47–68. [CrossRef]
61. Curcic, M.; Chen, S.S.; Özgökmen, T.M. Hurricane-induced ocean waves and stokes drift and their impacts on surface transport and dispersion in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* **2016**, *43*, 2773–2781. [CrossRef]
62. Rapuc, W.; Sabatier, P.; Arnaud, F.; Palumbo, A.; Develle, A.L.; Reyss, J.L.; Augustin, L.; Régnier, E.; Piccin, A.; Chapron, E.; et al. Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Glob. Planet. Chang.* **2019**, *175*, 160–172. [CrossRef]

doi:10.6342/NTU202500596

63. Sabatier, P.; Wilhelm, B.; Ficetola, G.F.; Moiroux, F.; Poulenard, J.; Develle, A.L.; Bichet, A.; Chen, W.; Pignol, C.; Reyss, J.L.; et al. 6-kyr record of flood frequency and intensity in the western Mediterranean Alps–Interplay of solar and temperature forcing. *Quat. Sci. Rev.* **2017**, *170*, 121–135. [CrossRef]
64. Forster, M.A.; Armstrong, R.; Kohn, B.; Lister, G.S.; Cottam, M.A.; Suggate, S. Highly retentive core domains in K-feldspar and their implications for 40Ar/39Ar thermochronology illustrated by determining the cooling curve for the Capoas Granite, Palawan, The Philippines. *Aust. J. Earth Sci.* **2015**, *62*, 883–902. [CrossRef]
65. Monjardin, C.E.F.; Senoro, D.B.; Magbanlac, J.J.M.; de Jesus, K.L.M.; Tabelin, C.B.; Natal, P.M. Geo-accumulation index of manganese in soils due to flooding in Boac and Mogpog Rivers, Marinduque, Philippines with mining disaster exposure. *Appl. Sci.* **2022**, *12*, 3527. [CrossRef]
66. Murakami-Sugihara, N.; Shirai, K.; Hori, M.; Amano, Y.; Fukuda, H.; Obata, H.; Tanaka, K.; Mizutani, T.; Miyata, H.; Ogawa, H. Mussel shell geochemical analyses reflect coastal environmental changes following the 2011 Tohoku tsunami. *ACS Earth Space Chem.* **2019**, *3*, 1346–1352. [CrossRef]

doi:10.6342/NTU202500596