

Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie
Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Surowców Energetycznych

Streszczenie rozprawy doktorskiej w języku polskim

Morfologia i pochodzenie współczesnych form dna w centralnej części Zatoki Tajlandzkiej

Radosław Puchała^{1,2}

Promotor: prof. dr hab. Szczepan Porębski³

Kraków, 2015

¹ Fugro Survey B.V., 2260 AC Leidschendam, The Netherlands

² Fugro Survey Africa Pte Ltd, Cape Town, South Africa

³ Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie

Wstęp

Zatoka Tajlandzka jest płytkim, epikontynentalnym basenem w obrębie szelfu sundajskiego. Dominująca sedymentacja mułowo-ilasta oraz specyficzny system prądów morskich skutkuje powstaniem swoistej rzeźby dna w obrębie holocenijskich mułów. Osady te tworzą ciągłe pokrywy w płytszych partiach zbiornika, oraz pola wydłużonych kopców, grzbietów i depresji, równoległych do osi basenu, w jego głębszych częściach. Ta unikalna w skali światowej morfologia występuje powszechnie na obszarze Zatoki Tajlandzkiej poniżej izobaty 50 m p.p.m. Wyjaśnienie pochodzenia oraz charakterystyka warunków środowiskowych prowadzących do powstania opisywanej morfologii, jak również opracowanie stratygrafii najpłytszych osadów basenu są głównym problemem badawczym podjętym w niniejszej pracy. Badania objęły obszar szelfu Zatoki Tajlandzkiej z wyłączeniem stref przybrzeżnych i koncentrowały się głównie na osadach należących do górnego plejstocenu i holocenu.

Charakterystyka obszaru badań

W ramach niniejszej pracy zostało przeanalizowanych sześć wybranych fragmentów Zatoki Tajlandzkiej (Figura 1), uznanych jako reprezentatywne dla badanego obszaru. Zatoka wypełniona jest kenozoicznymi osadami o miąższości od 300 do 8500 m (Watcharanantakul i Morley, 2000), które pokrywają starsze podłoże krystaliczne. Na północnym wybrzeżu zatoki, na obszarze Lower Central Plain, zostały wydzielone dwie główne formacje: Chao Phraya Formation oraz Bangkok Clay Formation (Dheeradilok, 1995; Sinsakul, 2000). Erozyjna nieciągłość pomiędzy tymi jednostkami jest uważana za granicę pomiędzy skonsolidowanymi mułami i iłami górnego plejstocenu oraz holocenijskimi drobnoziarnistymi osadami morskimi (Somboon, 1988; Somboon i Thiramongkol, 1992; Sinsakul, 2000; Songtham *et al.*, 2000).

Późnoplejstocenijska i holocenijska historia Zatoki Tajlandzkiej jest pochodną zmian klimatycznych oraz wynikającej z nich transgresji morskiej, datowanej na schyłek epoki lodowcowej. Osady tego okresu reprezentowane są głównie przez muły i ły morskie wskazujące na wysoki poziom morza, oraz przewarstwienia osadów rzecznych oraz horyzontów laterytowych powstających podczas okresowych regresji.

Zatokę Tajlandzką cechuje wilgotny, tropikalny, monsunowy klimat. W świetle danych oceanograficznych zatoka jest klasycznym, dwuwarstwowym, płytkowodnym estuarium (Robinson, 1974). Górna warstwa wody wyróżnia się niższym zasoleniem, wynikającym z dopływu słodkiej wody z rzek oraz wody deszczowej. Dolna warstwa wody, o większej gęstości, występuje w głębiach zbiornika poniżej izobaty 50 m p.p.m. i jest związana z dopływem zimniejszej i bardziej słonej wody z Morza Południowochińskiego. Na ten dwuwarstwowy system nakładają się procesy cyrkulacji

wody związane z pływami, prądami powierzchniowymi, a także lokalne i sezonowe anomalie objawiające się wznoszeniem zimnych i mocniej zasolonych wód, bądź pograżaniem powierzchniowych warstw wody ciepłej i natlenionej.

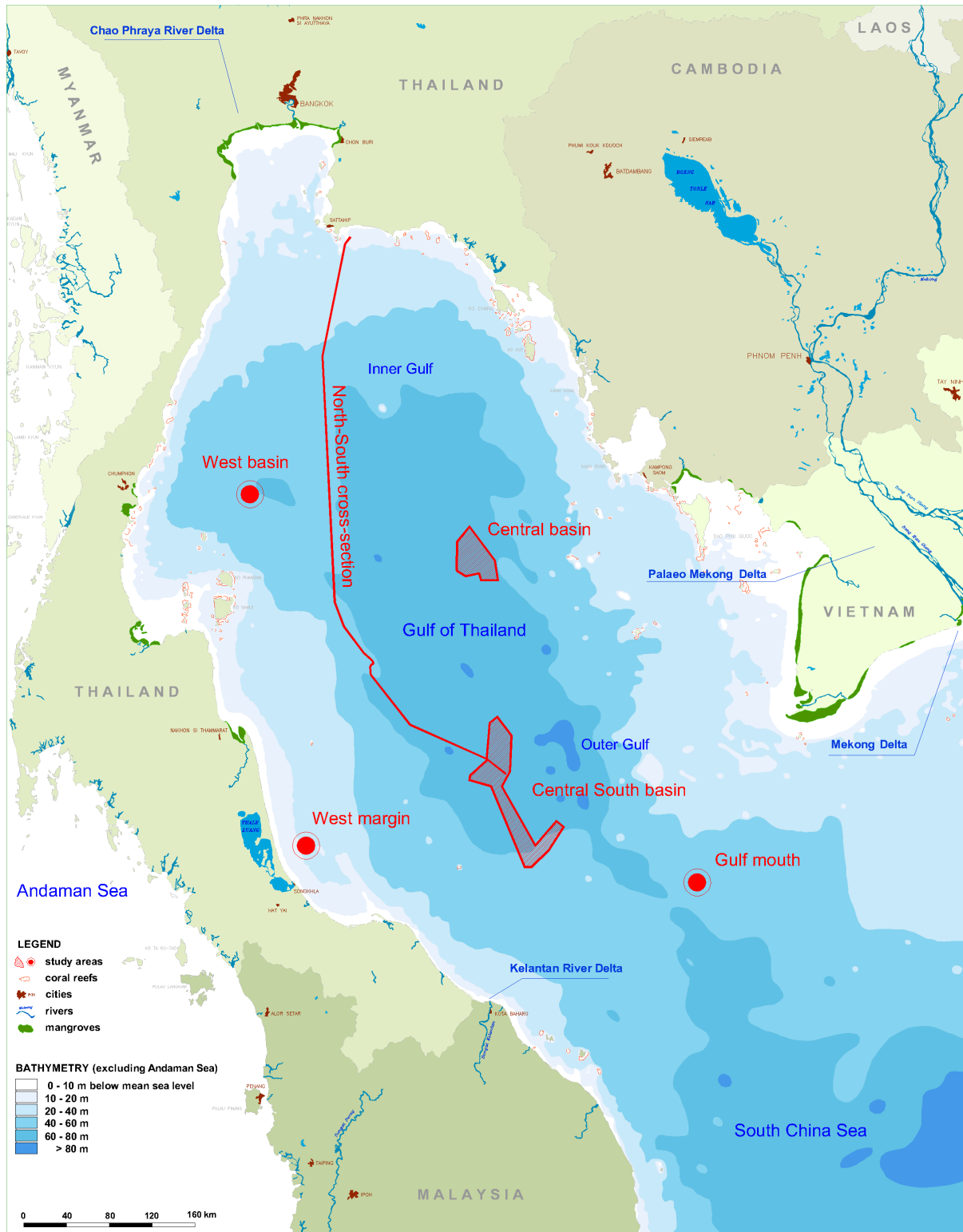


Figura 1. Lokalizacja obszaru badań. Zatoka Tajlandzka.

Pływy w zatoce są generowane głównie poprzez transfer energii pływowej z Oceanu Spokojnego poprzez Zatokę Luzona oraz Morze Południowochińskie (Fang *et al.*, 1999), a ich średnia amplituda wynosi 2.7 m. Silne, powtarzalne i zorientowane zazwyczaj równoległe do wybrzeża prądy pływowe są dominującymi w zbiorniku (Wattayakorn *et al.*, 1998). Największe natężenie prądów (net currents) jest obserwowane w centralnej części zbiornika w szczytach sezonów monsunowych. Istotnym elementem cyrkulacji wody w Zatoce Tajlandzkiej są również prądy wiatrowe oraz gęstościowe (Robinson, 1974).

Morfologia dna oraz typ sedymentacji są zróżnicowane. W centralnej części zbiornika, na przedpolu ujść rzek oraz na równiach pływowych dominuje sedymentacja mułowo-ilasta, natomiast w otwartych strefach przybrzeżnych występują szerokie piaszczyste plaże. Wokół archipelagów oraz pojedynczych wysp rozwinięte się niewielkie rafy węglanowe, natomiast dla ujść rzek oraz osłoniętych lagun charakterystyczne są lasy mangrowe oraz marsze solne.

Metodologia

Prezentowane w niniejszej pracy wyniki badań są oparte głównie na interpretacji danych geofizycznych i geologicznych z obszaru Zatoki Tajlandzkiej, pozyskanych przez statki hydrograficzne firmy Fugro w latach 2006-2007. Dodatkowo wykorzystano dane z wierceń geotechnicznych, oraz przeprowadzono analizy laboratoryjne prób osadów pobranych z dna zatoki.

Statki hydrograficzne wykorzystane do akwizycji danych geofizycznych oraz opróbowania dna były wyposażone między innymi w Differential Global Positioning System (DGPS), echosondę jednowiązkową (SBES), echosondę wielowiązkową (MBES), profiler akustyczny (SBP), sonar boczny (SSS), akustyczny system nawigacyjny (USBL) do pozycjonowania sonara bocznego, próbnik prędkości dźwięku (SVP), sensory ruchu i 3 metrowy próbnik grawitacyjny. Autor niniejszej dysertacji brał udział w procesie pozyskiwania oraz interpretacji danych jako geofizyk. Próby gruntu/osadu pobrane podczas prac terenowych zostały przekazane autorowi w celu wykonania dodatkowych analiz laboratoryjnych obejmujących: analizę granulometryczną prób metodą pipetową bądź metodą dyfrakcji laserowej (LDM), analizę frakcji ilastej z wykorzystaniem technik dyfrakcji rentgenowskiej oraz termicznej (TGA, DTA i DTGA), datowania radiowęglowe wykonane za pomocą Gas Proportional Counting Method (GPC) bądź Accelerator Mass Spectrometry (AMS), analizę mikroskopową oraz rentgenowską konkrecji żelazisto-węglanowych, wyseparowanie i identyfikację skamieniałości, w tym mikrofauny. Z wybranych rdzeni pobrane zostały próby przekrojowe o grubości 1 cm, które zostały użyte od wykonania dokumentacji fotograficznej i radiograficznej.

Wyniki badań

Prezentowane badania koncertują się na trzech powiązanych problemach naukowych:

1. Stratygrafia i wiek osadów dennych Zatoki Tajlandzkiej, ze szczególnym uwzględnieniem dwóch najpłytszych horyzontów sedymentacyjnych oraz dyskordantnej granicy pomiędzy nimi.
2. Morfologia struktur współczesnego dna morskiego oraz charakterystyka procesów prowadzących do ich powstania oraz rozwoju.
3. Ewolucja topografii dna Zatoki Tajlandzkiej prowadząca do powstania wydłużonych kopców i grzbietów mułowo-ilastych jako wynik specyficznych warunków środowiskowych w obrębie basenu.

(1) Stratygrafia najpłytszych osadów w centralnej części zatoki jest zbliżona do sekwencji znanej z obszaru Lower Central Plain (Dheeradilok, 1995; Sinsakul, 2000; Biswas, 1973) i generalnie jest spójna na obszarze całego basenu. Wydzielone i scharakteryzowane zostały trzy podstawowe jednostki sedymentacyjne: Unit C – reprezentująca transgresywno-regresywne sekwencje osadów późnego plejstocenu, Unit B – reprezentująca muły/iły morskie, wyeksponowane powyżej poziomu morza oraz poddane procesom lateralizacji w okresie ostatniego zlodowacenia a następnie ponownie zalane przez morze, oraz Unit A reprezentująca holocenijskie nieskonsolidowane muły i iły szelfowe, lokalnie podścielone przez muły wczesnego etapu transgresji.

W Zatoce Tajlandzkiej, podobnie jak na całym szelfie sundajskim (Hanebuth *et al.*, 2002), jednym z najbardziej istotnych horyzontów stratygraficznych czwartorzędu jest dyskordancja pomiędzy jednostkami A i B, tutaj nazwana R1. Jest to powierzchnia erozyjna (ravinement surface) uformowana podczas ostatniej transgresji. Powierzchnia ta jest łatwo rozpoznawalna na profilach sejsmicznych jako pierwszy silny reflektor znajdujący się poniżej transparentnych akustycznie holocenijskich mułów/iłów. Powierzchnia R1 litologicznie oddziela nieskonsolidowane morskie muły szaro-zielone od podścielających je twardych iłów zielono-płomienistych ze śladami wietrzenia laterytowego. Dodatkowo jest ona miejscami podkreślona przez obecność cienkiej warstwy żwirów, będących reliktem erozyjnej działalności morza w okresie jego transgresji. Specyfika tej powierzchni, podkreślona przez duży kontrast zwięzłości osadów z obu warstw czyni ją doskonałym markerem stratygraficznym, łatwo rozpoznawalnym zarówno na danych geofizycznych jak i w rdzeniach.

Powierzchnia R1 została zinterpretowana jako niezgodna granica pomiędzy holocenijskimi mułami morskimi (odpowiadającymi stratygraficznie osadom Bangkok Clay Formation), a późnoplejstocenijskimi i wczesnholocenijskimi osadami (odpowiadającymi stratygraficznie osadom Stiff Clay Member). Przeprowadzone badania radiowęglowe

wskazują na wiek tej powierzchni pomiędzy 10.3-10.6 cal ryk BP dla południowej części centralnego basenu, oraz co najmniej 6.5 cal kyr BP dla zachodniej części basenu.

(2) Morfologię dna najgłębszych partii basenu Zatoki Tajlandzkiej można podzielić na trzy główne typy: (i) miększe, jednolite pokrywy holocenijskich mułów i iłłów szelfowych, (ii) obszary wydłużonych depresji oraz kopców mułowo-iltych, a także (iii) płaskie powierzchnie skonsolidowanych pre- lub wczesno- holocenijskich mułów ze znikomym pokryciem współczesnych bardzo słabo skonsolidowanych mułów morskich.

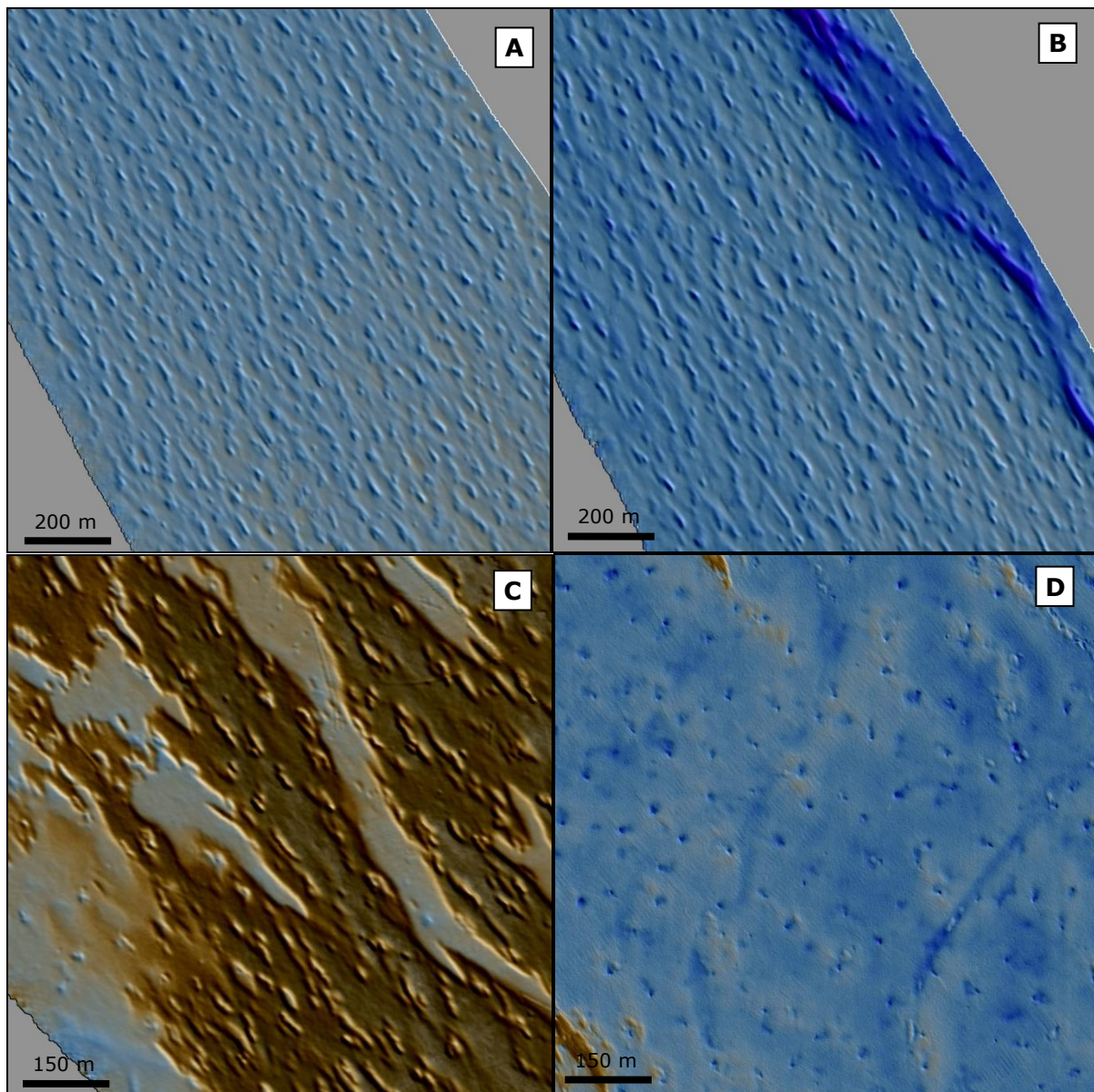


Figura 2. Stadia ewolucyjne morfologii dna centralnego basenu Zatoki Tajlandzkiej (A – Stadium 2, wydłużone pockmarki w miękkim osadzie; B – Stadium 3, kanały i depresje w miękkim osadzie; C – Stadium 4, kopce mułowe; D – Stadium 5, pockmarki w skonsolidowanym osadzie, brak osadu miękkiego)

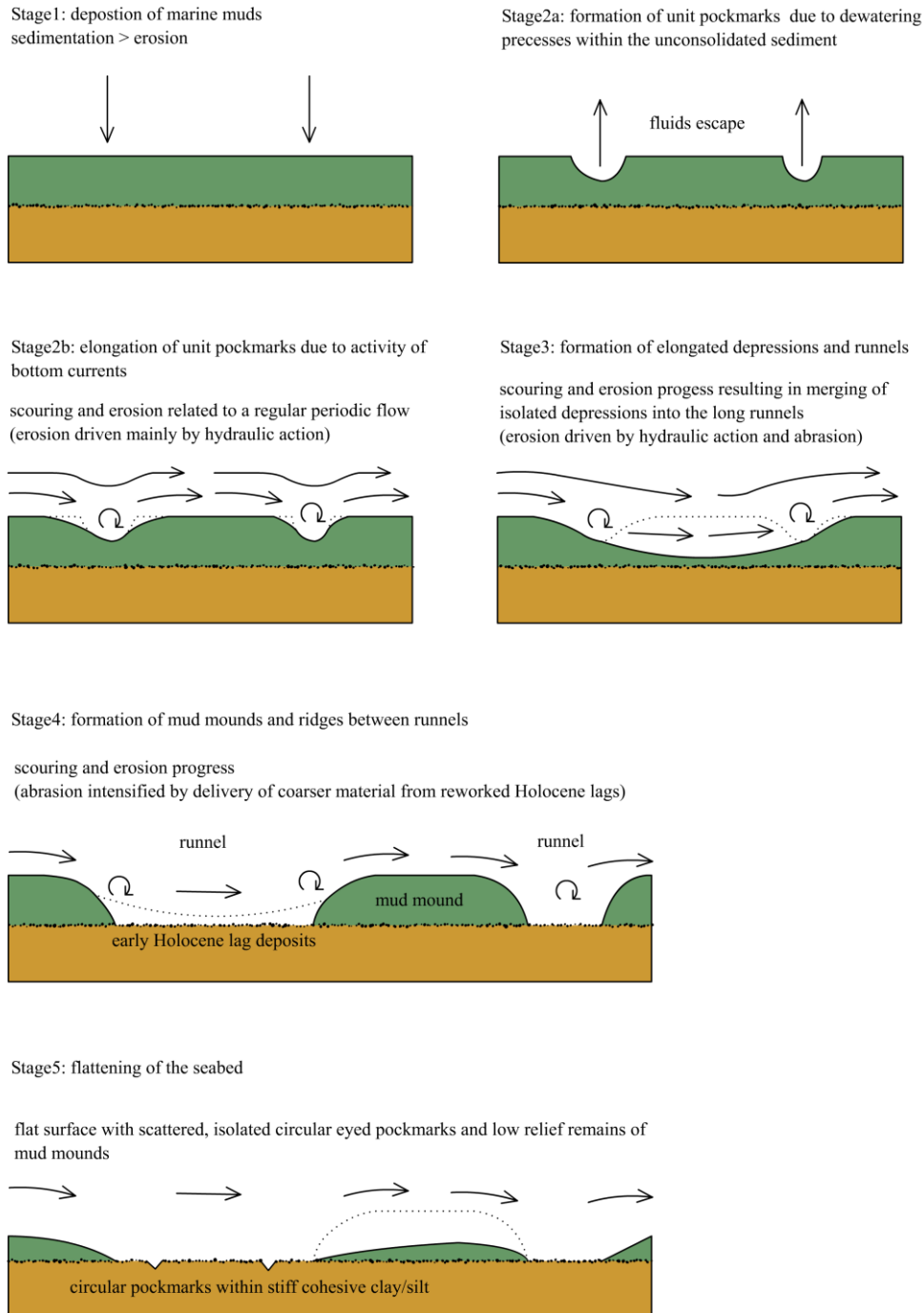


Figura 3. Model rozwoju współczesnej morfologii dna centralnej części Zatoki Tajlandzkiej

Ukształtowanie form dna zatoki (Figura 2) jest związane z dwoma głównymi procesami jakie determinują jego kształt (Figura 3). Są nimi (a) procesy odwodnienia i odgazowania osadu, oraz (b) erozyjna aktywność współczesnych prądów przydennych.

W wyniku odwodnienia i odgazowania osadu, na powierzchni osadu tworzy się pockmarkowa struktura, charakteryzująca się obecnością licznych, niewielkich

stożkowych depresji. Sporadycznie występują również większe pockmarki (średnica korony do 300 m, głębokość względna do 10 m) bądź pola pockmarków, które to struktury związane są z emanacją gazu bądź innych fluidów pochodzących z głębszych partii podłoża.

Aktywność erozyjna prądów przydennych o względnie stałym kierunku skutkuje zmianami w morfologii dna - początkowo okrągłe depresje stopniowo uzyskują kształt wydłużono-eliptyczny, zgodny z głównym kierunkiem przepływu. W dłuższym okresie proces ten prowadzi do przeobrażenia niewielkich pockmarków w długie kanały, a następnie do powstania rozległych pól wydłużonych kopców i grzbietów mułowych, jako rezydualnych fragmentów oraz większych „wysp” niezerodowanego osadu. Morfologia ta jest współcześnie typową i dominującą w centralnej części Zatoki Tajlandzkiej.

(3) Topografia dna Zatoki Tajlandzkiej jest wynikiem kombinacji wielu czynników geologiczno-oceanograficznych. Powolna sedymentacja mułowo-ilasta pozwala na powstanie oraz zachowanie licznych depresji erozyjnych. Regularne prądy przydenne występujące w głębszych partiach zbiornika są źródłem procesów erozyjnych odpowiedzialnych za wydłużenie wspomnianych depresji, a docelowo skutkują uformowaniem morfologii grzbietów i kopców mułowych w obrębie holocenijskich pokryw mułowo-ilastych.

Kopce i grzbiety mułowe to wydłużone (NW-SE) formy, występujące współcześnie na obszarze szelfu Zatoki Tajlandzkiej poniżej izobaty 50 m. Wysokość tych form najczęściej mieści się w przedziale od 2 do 5 metrów, a ich rozmiary horyzontalne od kilkudziesięciu metrów do kilku kilometrów. Wspomniane kopce reprezentują pośredni etap rozwoju morfologii dna zachodzący pod wpływem erozyjnego oddziaływania prądów przydennych, gdzie etap początkowy to niezerodowane pokrywy współczesnych iłłów morskich, a etap końcowy to płaska zrównana powierzchnia dna z odsłoniętymi osadami starszymi o wyższym stopniu konsolidacji.

Ważnym czynnikiem umożliwiającym powstanie tych struktur jest typ i charakterystyka osadów, gdzie w stropowej części sekwencji występują muły i ily o niskiej kohezji, a więc niskiej odporności na erozję, natomiast większa konsolidacja osadów w spągu, a co za tym idzie ich większa kohezja, umożliwia niezerodowanym fragmentom na zachowanie kształtu kopców, pomimo dość stromych zboczy. Istotną rolę pełni również charakterystyka oceanograficzna basenu. Występowanie termohalokliny na głębokości *ca.* 50 m p.p.m. powoduje stratyfikację wód i wpływa na rozmieszczenie i intensywność pola prądów przydennych, oddziałujących na osady. Efektem tego oddziaływania jest podział wód zbiornika na strefę przypowierzchniową, charakteryzującą się zmiennym kierunkiem prądów morskich, na które mają istotny wpływ wiatr, pływy i

siła Coriolisa, oraz strefę przydenną, charakteryzującą się dużo bardziej regularnym ukierunkowaniem przepływów, powodujących stały trend w morfologii dna.

Wnioski

(1) W obrębie najpłytszych osadów środkowej części Zatoki Tajlandzkiej zostały zidentyfikowane trzy główne jednostki stratygraficzne: górnoplejstoceńska sekwencja transgresywno-regresywna (Unit C), osady morskie najwyższego plejstoenu poddane procesom laterytyzacji, a następnie ponownie zalane przez morze (Unit B), a także holocenijskie muły i ropy morskie (Unit A). Ta trzyczęściowa sekwencja jest spójna dla całego basenu i wykazuje podobieństwo do czwartorzędowych osadów znanych z obszaru Lower Central Plain, Thailand, gdzie osady morskie jednostki A odpowiadają Bangkok Clay Formation, a osady jednostki B odpowiadają Stiff Clay Member, Chao Phraya Formation.

(2) Unit C w centralnej części zatoki zawiera górnoplejstocenne osady prodeltowe oraz 40 m miąższości osady czoła delty, które wykazują wskaźniki transportu z kierunku wschodniego i zostały zinterpretowane jako osady paleo Mekongu. Pozostałe osady jednostki C są pochodzenia morskiego lub terygenicznego ze źródła północnego, interpretowanego jako naniesione przez paleo Chao Phraya.

(3) Nieciągłość erozyjna pomiędzy mułami jednostki A oraz podścielającymi je skonsolidowanymi mułami jednostki B jest powierzchnią ravinementu (R1) powstałą podczas wczesnholocenijskiej transgresji morskiej. Jest to jeden z najważniejszych i najłatwiej rozpoznawalnych horyzontów stratygraficznych na obszarze całej Zatoki Tajlandzkiej. Powierzchnia ta wyróżnia się jako silny relektor sejsmiczny w stropie jednostki B, pokrytym miejscami muszlowo-żwirowym brukiem podścielającym sejsmicznie transparentne muły morskie jednostki A. Wiek radiowęglowy detrytusu muszlowego wskazującego na procesy transgresji zostały określone na 10.4-10.6 cal kyr BP dla południowo-środkowej części zatoki oraz co najmniej 6.5 cal kyr BP dla obszaru zachodniego. Wieki te są spójne z gwałtowną Holocenijską transgresją, która na obszarze środkowej części szelfu sundajskiego rozpoczęła się 11-11.5 cal kyr BP i osiągnęła północne obszary współczesnej Zatoki Tajlandzkiej 8-7 cal kyr BP.

(4) Zatoka Tajlandzka na głębokościach poniżej 50 m charakteryzuje się unikalną topografią dna, cechującą się występowaniem trzech głównych odmian morfologicznych: (i) miąższe jednolite pokrywy nieskonsolidowanych mułów holocenijskich (ii) system grzbietów i kopców mułowych zbudowanych z holocenijskich mułów poprzecielanych depresjami i kanałami (iii) równe powierzchnie preholocenijskich skonsolidowanych osadów pokrytych uwodnionym współczesnym mułem. Wszystkie te morfologiczne typy charakteryzują się pockmarkową teksturą. Występują również formy pośrednie pomiędzy

nimi. Morfologia ta odzwierciedla interakcję pomiędzy odwodnieniem osadów oraz erozyjną aktywnością prądów przydennych. Procesy odwadniania osadu oraz wysięki fluidów prowadzą do powstania licznych drobnych zagłębień i pockmarków. Sporadycznie występujące większe pockmarki oraz ich pola odzwierciedlają emanację gazów lub innych fluidów pochodzących z głębszych źródeł.

(5) Długotrwała i względnie stała aktywność prądów przydennych stopniowo modyfikuje morfologię dna początkowo wydłużając pockmarki, następnie zmieniając je w kanały, ostatecznie prowadząc do powstania rozległych pól grzbietów mułowych, elipsoidalnych kopców oraz rezydualnych, niezerodowanych jeszcze, połączeń osadów mułowo-ilastych.

(6) Rozwój morfologii dna można podzielić na pięć stadiów ewolucyjnych, na które składają się (i) faza przederozyjna (wczesny holocen), kiedy wraz z postępującą transgresją następowała intensywna sedimentacja miąższach pokryw miękkich mułów/iłów morskich na powierzchni ravinementu R1, (ii) formacja wydłużonych pockmarków (środkowy-późny holocen); (iii) powiększanie depresji i rozwój wydłużonych kanałów (środkowy-późny holocen), (iv) rozwój kopców i grzbietów mułowych (środkowy-późny holocen), i ostatecznie, (v) wypłaszczanie dna (środkowy-późny holocen) reprezentujący końcowy etap przedłużającej się erozji kopców mułowych.

(7) Grzbiety mułowe oraz kanały je oddzielające wykazują stałe ukierunkowanie NW-SE. Ta orientacja jest zgodna z osią basenu i zasadniczo stała na obszarze całej zatoki. Takie wydłużenie pockmarków, kopców oraz grzbietów mułowych jest wynikiem działalności erozyjnej prądów przydennych, będących w tym przypadku kombinacją prądów pływowych (głównie przyprływowych) i gęstościowych, związanych z migracją wód pomiędzy Zatoką Tajlandzką a Morzem Południowochińskim. Erozja jest najintensywniejsza podczas maksimów pływowych oraz w sezonie od marca do października, kiedy to rozwija się wyraźna termohaloklina na głębokości *ca.* 50 m p.p.m. Termohaloklina oddziela dolne masy wody, zdominowane przez jednokierunkowe prądy przydenne od górnej warstwy wód, gdzie prądy wiatrowe i odpływowe poddane silniejszemu wpływowi siły Coriolisa powodują wielokierunkową i zmienną cyrkulację wód.

(8) Dostępne dane oceanograficzne z pomiarami prądów morskich dla Zatoki Tajlandzkiej bazują głównie na górnej warstwie wód. Ze względu na silną stratyfikację akwenu modele te nie powinny być wprost ekstrapolowane do zdefiniowania cyrkulacji wodnej poniżej głębokości 50 m p.p.m. Niniejsze wyniki badań wskazują na wagę prądów przydennych w tworzeniu morfologii dna najgłębszych partii zatoki oraz podkreślają istotne znaczenie stratyfikacji w tym procesie. Ukazują również potrzebę opracowania bardziej szczegółowych modeli hydrodynamicznych dla partii zbiornika o głębokości poniżej 50 m p.p.m.

(9) Przedstawiona rozprawa jest pierwszym szczegółowym opracowaniem morfologii oraz ewolucji grzbietów i kopców mułowych Zatoki Tajlandzkiej. Zbliżone topografie dna morskiego są znane z innych basenów szelfowych, jakkolwiek nigdzie skala i zakres występowania grzbietów mułowych nie są tak duże, a orientacja tak stała jak na tym obszarze. Unikalność Zatoki Tajlandzkiej w tym przypadku wydaje się być wynikiem kombinacji takich czynników jak: obecność nieskonsolidowanych mułów pokrywających te o wyższym stopniu kompaktacji, a także stałą aktywność jednokierunkowych prądów przydennych, ograniczonych poprzez geometrię podłoża basenu oraz oddzielonych przez termohaloklinę od wpływu niektórych czynników zewnętrznych, jak przypowierzchniowa cyrkulacja wód

Literatura

- Biswas B. (1973). Quaternary change in sea-level in the South China Sea. Geol. Soc. Malaysia Bulletin 6, 229-256.
- Dheeradilok P. (1995). Quaternary coastal morphology and deposition in Thailand. Quaternary International 26, 49-54.
- Fang G., Kwok Y-K., Yu K., and Zhu Y. (1999). Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. Continental Shelf Research 19, 845-869.
- Hanebuth T., Stattegger K., Saito, Y. (2002). The architecture of the central Sunda Shelf (SE Asia) recorded by shallow-seismic surveying. Geo-Mar. Letters. 22, 86-94.
- Robinson, M. K. (1974). The physical oceanography of the Gulf of Thailand, Naga Expedition; Naga Expedition, Cruise S11. UC San Diego: Scripps Institution of Oceanography. Retrieved from: <http://escholarship.org/uc/item/4mf3d0b7>
- Sinsakul S. (2000). Late Quaternary geology of the Lower Central Plain, Thailand. Journal of Asian Earth Sciences 18, 415-426.
- Somboon J. R. P. (1988). Paleontological study of the recent marine sediments in the lower central plain, Thailand. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 2, 201-210.
- Somboon J. R. P., and Thiramongkol N. (1992). Holocene highstand shoreline of the Chao Phraya Delta, Thailand. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 7, 53-60.
- Songtham W., Watanasak M., and Insai P. (2000). Holocene marine crabs and further evidence of a sea-level peak at 6,000 years BP in Thailand. In: The Comprehensive Assessments on Impacts of Sea-Level Rise. Proceedings of the Thai-Japanese Geological Meeting, Department of Mineral and Resources, Thailand, pp. 89-97.

- Watcharanantakul R., and Morley C. K. (2000). Syn-rift and post-rift modelling of the Pattani Basin, Thailand: evidence for a ramp-flat detachment. *Marine and Petroleum Geology* 17, 937–958.
- Wattayakorn G., King B., Wolanski E. and Suthanaruk P. (1998). Seasonal dispersion of petroleum contaminant in the Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research* 18, 641-659.