# Warsztaty geomorfologiczne Tunezja 15-29.04.2004

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytet Warszawski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Redaktor Maciej Dłużewski

Recenzent Elżbieta Mycielska-Dowgiałło

> Skład komputerowy Piotr Szwarczewski

Fotografie Zbigniew Zwoliński

© by Maciej Dłużewski, 2004

Dłużewski, M., (red.), 2004. Warsztaty geomorfologiczne – Tunezja, 15-29 kwietnia 2004. WGiSR UW, SGP. Warszawa. s. 140.

Publikację zredagowano w oparciu o materiały przesłane przez autorów.

Warszawa 2004

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytet Warszawski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

### Warsztaty geomorfologiczne Tunezja 15-29.04.2004







### SPIS TREŚCI

Elżbieta Mycielska-Dowgiałło Przedmowa
<b>Teresa Brzezińska-Wójcik, Irena Tsermegas</b> Geologiczne uwarunkowania występowania fosforytów w Tunezji
<b>Irena Tsermegas</b> Geneza i ewolucja obniżenia szottu Dżerid
Maciej Dłużewski Charakterystyka fizycznogeograficzna obszaru Szott Dżerid 25
Agata Karolina MarkowskaCharakterystyka eolicznych form akumulacyjnych występującychna południe od szott Dżerid35
<b>Mariusz Potocki</b> Ewolucja pól wydmowych okolicy El Faouar i Ghidmy (SE obrzeżenie szottu Dżerid) 41
<b>Lidia Dubis, Maciej Dłużewski</b> Geneza form ostańcowych – wschodnie obrzeżenie szottu Dżerid 47
Maciej Dłużewski, Lidia Dubis, Barbara WoronkoNebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej wschodniego obrzeżeniaszottu Dżerid63
Maciej Dłużewski Ewolucja pola wydmowego w okolicach Douz (SE obrzeżenie szottu Dżerid) 71
Andrzej Barczuk, Maciej DłużewskiZnaczenie Wielkiego Ergu Wschodniego jako źródła osadów wydmowychobszaru Szott Dżerid83
Maciej Dłużewski, Ewa Smolska Cechy morfologiczne i dynamika małych uedów lessowego regionu Gabes 105
<b>Ewa Smolska</b> Ułożenie i obróbka frakcji gruboklastycznej jako wskaźnik dynamiki środowiska koryt epizodycznych na przykładzie uedu Gabes 113
<b>Dorra Gargouri, Younes Jedoui, Mohmed Moncef Serbaji,</b> <b>Mohamed-Chedly Rabia, Mabrouk Montacer</b> Przykład powstawania dwóch przybrzeżnych mierzei piaszczystych w delcie poddawanej oddziaływaniu fal przyboju (południowe obrzeża Sfaksu)
<b>Younes Jedoui, Eric Davaud, André Strasser</b> Morskie osady plejstoceńskie w Hergli (Sahel – Tunezja): znaczenie dwóch okresów wysokiego poziomu wód morskich w czasie ostatniego interglacjału 129



## Przedmowa

Warsztaty Geomorfologiczne w Tunezji są drugimi po Warsztatach w Egipcie (2002) organizowanymi przez Pracownię Sedymentologiczną i Zakład Geomorfologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego na obszarze północnej Afryki. Zostały one zorganizowane pod patronatem Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich.

Materiały konferencyjne przygotowane z okazji Warsztatów zawierają 14 rozdziałów. Część z nich opiera się głównie na literaturze, znaczna jednak większość stanowi oryginalne prace po raz pierwszy prezentowane. Pierwsze dwa opracowania dotyczą historii geologicznej Tunezji i na tym tle prezentacji pochodzenia złóż fosforytów oraz genezy obniżenia szottu Dżerid (T. Brzezińska-Wójcik, I. Tsermegas), zaś trzecie – charakterystyki fizycznogeograficznej szottu (M. Dłużewski). Następne rozdziały od czwartego do dziewiątego dotyczą badań różnych form eolicznych akumulacyjnych i erozyjnych w rejonie szottu Dżerid. Zagadnieniami budowy, ewolucji form i źródeł osadów wydmowych poświęcone są rozdziały 4, 5, 8, i 9 (M. Potocki, A. Markowska, M. Dłużewski, A. Barczuk). Ostańcowe formy jardangów zostały omówione w rozdziale szóstym (L. Dubis, M. Dłużewski), zaś formy nebek w rozdziale siódmym (M. Dłużewski, L. Dubis, B. Woronko). W obu tych rozdziałach zostały zasygnalizowane zagadnienia, które powinny być przedmiotem szerszej dyskusji.

Następne dwa rozdziały dotyczą obszaru Gabes. Rozdział dziesiąty dotyczy małych dolin lessowych (M. Dłużewski, E. Smolska), zaś rozdział jedenasty cech ułożenia i obróbki ziarn frakcji żwirowych w korytach epizodycznych rzek (E. Smolska). Są to pilotażowe badania, które wskazują kierunki dalszych prac badawczych ważnych dla interpretacji form i osadów jak i dynamiki procesów.

Ostatnie dwa rozdziały dotyczą stref brzegowych Morza Śródziemnego (D. Gargouri i in, Y. Yedoui i in.).

Można mieć nadzieje, że prezentowane materiały konferencyjne zainteresują uczestników Warsztatów i będą podstawą dla ciekawej i owocnej dyskusji. W imieniu organizatorów życzę tego serdecznie wszystkim uczestnikom Warsztatów.

Elżbieta Mycielska-Dowgiałło



#### Geologiczne uwarunkowania występowania fosforytów w Tunezji

Teresa Brzezińska-Wójcik Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej e-mail: <u>tbrzezin@biotop.umcs.lublin.pl</u>

Irena Tsermegas Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>argiro@uw.edu.pl</u>

W Afryce występują największe na świecie złoża fosforytów. Szacuje się, że ok. 90% zasobów tego kontynentu (ponad 24 mld ton) przypada na kraje Afryki północnej (Winidowa i in. 1979). W Tunezji fosforyty są najważniejszym, obok ropy naftowej, bogactwem mineralnym. Ich złoża w rejonie Gafsy (ryc. 1 i 2) zostały odkryte w 1886 r., przez francuskiego geologa P. Thomasa. Eksploatację rozpoczęła Compagnie des Phosphates et du Chemin de Fer de Gafsa w okolicach Metlaoui w 1899 r. (Kun 1965). Początkowo wydobywano tam około 100 tys. ton fosforytów rocznie, a do 1927 r. wydobycie wzrosło do około 3 mln ton rocznie (Kun 1965). Pod względem wydobycia fosforytów (w przeliczeniu na czysty składnik), Tunezja zajmuje piąte miejsce wśród dziewiętnastu krajów świata (1995–1999). W roku 1999 r. wydobyciu tego surowca (Rocznik statystyki... 2003). Wartość ta odpowiada ponad 8 mln ton surowca skalnego (The Middle East ... 2003).

Strefa występowania fosforytów koncentruje się w środkowo-zachodniej części Tunezji, między Zatoką Gabes (pasmo górskie Ongg) i granicą z Algierią (Mides). Najzasobniejszy obszar znajduje się w okolicach Gafsy, a nieco mniej zasobne złoża koło Meheri-Zebbeus, Jebel Rechaib, Chaketma i Skour ciągną się strefą łączącą dystrykt Gabes z Djerissa.

W podziale Afryki na jednostki tektoniczne, Tunezja jest położona w obrębie dwu zasadniczych jednostek: niecki algiersko-libijskiej oraz geosynkliny alpejskiej Atlasu. Niecka algiersko-libijska znajduje się między wyniesieniem środkowosaharyjskim i górami Atlas. Podłoże krystaliczne znajduje się na głębokości 5000–9000 m i jest nadbudowane dwiema seriami sedymentacyjnymi o dużych miąższościach: paleozoiczną (zlepieńce, piaskowce) i mezozoiczną, związaną z rozwojem geosynkliny Atlasu. Osady triasu są reprezentowane przez piaskowce przechodzące w serię anhydrytowo-solną, tworzącą miejscami struktury diapirowe. Osady dolnokredowe (piaskowce i iły z florą lądową) są przykryte przez morskie utwory górnokredowe i trzeciorzędowe – eoceńskie, oligoceńskie i mioceńskie (Stupnicka 1978).

Mezozoiczne i trzeciorzędowe ruchy tektoniczne spowodowały powstanie, na obszarze niecki, szeregu uskoków i lokalnych zapadlisk. Od oligocenu po holocen niecka była obszarem silnej aktywności wulkanicznej, czego pozostałością są bazalty oraz riolity (Stupnicka 1978).

Pasmo fałdowe Atlasu jest najmłodszą jednostką strukturalną na kontynencie afrykańskim. Na obszarze północnej Tunezji znajduje się wschodnia część jednostki – Atlas Tunezyjski, uformowany w miocenie (na przełomie badenu środkowego i górnego). Skały paleozoiczne są przykryte niezgodnie ułożoną serią osadów lagunowo-kontynentalnych permo-triasu, wykształconą jako iły i piaskowce z wkładkami osadów węglanowych oraz ewaporytów. Po triasie, w miejscu współczesnych pasm górskich uformowały się wydłużone baseny sedymentacyjne, w których nagromadziły się osady jurajskie o miąższości do 3000 m oraz kredowe – do 8000 m. Przebieg sedymentacji był bardzo zmienny. Zarówno w przekroju pionowym, jak i poziomym stwierdzono szybkie i częste zmiany facji oraz znaczne różnice miąższości równowiekowych kompleksów skalnych. Przeważają osady wapienno-margliste z przewarstwieniami piaskowców. Rozkład i zmiany facji wskazują na kilkakrotne transgresje i regresje morskie spowodowane przez ruchy tektoniczne w strefie dna zbiornika. W wyniku trzeciorzędowych ruchów tektonicznych powstały strome, grzebieniowate antykliny i łuski o wergencji przeważnie południowej oraz rozdzielające je stosunkowo płaskie synkliny (Stupnicka 1978). Struktury ciągłe, zbudowane z osadów mezozoiczno-trzeciorzędowych, są zaburzone przez uskoki i dyslokacje (Caire 1974).

Rozległy, kredowo-eoceński morski basen sedymentacyjny z fosforytami rozciągał się między Gabes i Chott-el-Jerid i składał się z dwu części. Część południowa, o długości około 320 km, odpowiadała złożom występującym dziś od Negrine (Algieria) przez Redeyef-Metlaoui do Gór Berda i Chemsi (Tunezja). Część północna obejmowała zbiornik rozciągający się między dwoma pasmami Atlasu: M'zaita (złoża Kouif, Algieria) i Górami Ressas (Tunezja) (Kun 1965).

Osady górnokredowe i trzeciorzędowe Tunezji, nadzwyczaj bogate w fosforyty, Szatski (1955, za Uberną 1971) uważa za złoża formacji terygeniczno-wapiennej. Głównymi ogniwami tej formacji są iły, rzadziej piaskowce, margle lub wapienie; podrzędnie występują krzemienie i gipsy.

W wyniku licznych obserwacji i porównań dotyczących występowania fosforytów w formacjach grupy terygeniczno-węglanowej, Szatski (1955, za Uberną 1971)) uważa, wbrew innym poglądom (m. in. Kun 1965), że złoża fosforytów w Tunezji należą do typu platformowego, a nie geosynklinalnego.

#### Warunki rozwoju procesów fosfatyzacji

Złoża fosforytów w przyrodzie mogą być pochodzenia organicznego bądź nieorganicznego. Do pierwszej z tych grup należą: 1) nagromadzenia fosforytów powstałe bezpośrednio w osadach morskich, 2) złoża metasomatyczne powstałe wskutek wyługowania węglanu wapnia z utworów wapienno-fosforytowych, 3) złoża będące efektem nagromadzenia ekskrementów zwierzęcych. Złoża pochodzenia nieorganicznego to: 1) żyły i soczewki apatytu występujące w złożach rud żelaza, 2) żyły apatytowe w złożach pegmatytowych i 3) złoża pochodzenia hydrotermalnego (Winidowa i in. 1979).

Koncentracja fosforu w przyrodzie odbywa się często na drodze organicznej. Rośliny zużywają fosfor czerpany z gleby, który następnie dostaje się do organizmów zwierząt i gromadzi się w ich szkieletach. Wapienne skorupki ramienionogów zawierają do 2,5% fosforanu wapnia. Związki fosforu koncentrują się także w odchodach zwierząt. Nieco fosforu zawierają również organizmy planktoniczne. Gdy ich resztki opadają na dno morza, woda ługuje z nich fosfor. Fosfor dostaje się też do wody morskiej w postaci nieorganicznych związków przynoszonych rzekami. Ilość związków fosforu, w wodzie morskiej, waha się od 0 w pobliżu powierzchni (gdzie związki fosforu są szybko pochłaniane przez organizmy samożywne) do 300 mg/m<sup>3</sup> wody na głębokości kilku tysięcy metrów (Książkiewicz 1968).

Skały fosforanowe są dzielone, zależnie od ich genezy, na dwie grupy: l) fosfaty pierwotne, 2) fosfaty wtórne. Pierwotne utwory fosforanowe morskie występują w formie warstw lub













konkrecji. Pod względem składu (zbliżone do apatytu) są bezpostaciowe, zbite, oolitowe lub gruzłowato-konkrecyjne. Zawierają węglowodory i markasyt, co wskazuje na to, że tworzyły się w warunkach redukcyjnych. Występujące w nich skorupki pierwotnie wapienne przeobrażone są w fosforan wapnia (sfosfatyzowane) (Książkiewicz 1968).

Konkrecje fosforytowe są złożone głównie z kolofanu  $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(F, OH)_2$ . Zazwyczaj w jądrze zawierają skorupkę, kość lub koprolit otoczone koncentrycznie kolofanem (Brongersma-Sanders 1948, za Książkiewiczem 1968).

Według Murraya (1891, za Książkiewiczem 1968) fosforan strąca się w wyniku działania węglanu amonowego, powstałego z rozkładu materii organicznej. Roztwory zawierające go mogą ługować związki fosforu z kości, zębów i skorup zwierząt. Tworzy się przy tym fosforan amonowy, reagujący z węglanem wapnia wytrącanym z wody morskiej:

$$2(NH_4)3 PO_4 + 3CaCO_3 = Ca_3(PO_4)_2 + 3(NH_4)_2CO_3$$

Zimny prąd może zawierać duże ilości kwaśnego węglanu wapnia, który przy mieszaniu się z ciepłym prądem przechodzi w CaCO<sub>3</sub> potrzebny do strącania fosforanu. Reakcja ta może przebiegać w wodzie morskiej ponad dnem albo w osadzie wapiennym na dnie basenu. Węglan wapnia jest tam rozpuszczany i wypierany przez trudniej rozpuszczalny fosforan wapnia. Wskutek tego wapienne skorupki mogą zostać w mule przeobrażone w fosforan (Książkiewicz 1968).

Fosfaty są także rezultatem strącania się wskutek przesycenia wody morskiej. Na głębokości kilkuset metrów woda morska jest bliska nasycenia fosforanem wapnia i nieznaczny jego dopływ może spowodować przesycenie i strącanie się prawdopodobnie w postaci koloidalnej (Shepard 1981).

W miejscach, w których sedymentacja jest bardzo powolna, fosforan może utworzyć konkrecje albo warstwy. Do wytrącania związków fosforu dochodzi jeszcze łatwiej, jeśli wody pochodzące z głębin dostaną się, wskutek prądów wstępujących, do płytszej strefy (szelf) i utracą częściowo CO<sub>2</sub>. Wtedy strącający się CaCO<sub>3</sub> powoduje wytrącanie się fosforanu wapnia. Strącający się fosforan wapnia może reagować z osadem wapiennym i wypierać go. Przy zastępowaniu węglanu wapnia przez fosforan wydziela się CO<sub>2</sub>, który utrudnia reakcję, dlatego przebiega ona lepiej w ruchliwej wodzie, w której CO<sub>2</sub> jest mechanicznie usuwany. Dlatego niektóre złoża (np. tunezyjskie), które powstały przez zastąpienie osadu wapiennego fosforanem, uważa się za płytkowodne lub lagunowe. Bierze się też pod uwagę działanie wody zawartej w porach świeżo złożonego osadu morskiego, gdzie ilość związków fosforu może się zwiększyć do 1000 mg/m<sup>3</sup> wody (Książkiewicz 1968).

#### Historia geologiczna basenów fosforytonośnych w Tunezji

Współczesny obszar południowej Tunezji został wydźwignięty we wczesnym eocenie. W tym miejscu uformował się płytki dwudzielny zbiornik morski, do którego wpływały lub wypływały prądy morskie, ułatwiając miejscową koncentrację faunistycznych fragmentów kostnych, koprolitów oraz konkrecji limonitowo-fosforytowych. Morze danu nie było głębsze niż 10 m, dlatego sedymentacja fosforytów odbywała się w warunkach otwartej zatoki szelfowej (Shepard 1981; Stanley i Wezel 1985).

Na warunki, w których powstawały konkrecje miały wpływ także trzy cykle ruchów tektonicznych: 1) w mastrychcie (wynurzenie i przechylenie obszaru), 2) w piętrze burdygału (wypiętrzenie antytetyczne Gór: Ongg, Mrata i Zréga wokół wzniesienia Fériana) i 3) we wczesnym czwartorzędzie (fałdowanie osadów). W piętrach tanetu i lutetu, sedymentację

fosforytów poprzedziły facje lagunowe i później glaukonitowe. W warunkach ingresji morskiej przebiegała również fosforytyzacja w piętrach danu i iprezu. Ostatnie (najmłodsze) konkrecje odpowiadają wiekowo warstwom fosforytonośnym między ławicami margli danu – późnego tanetu (Kun 1965). Rozwój sedymentacji ilustruje zamieszczony poniżej profil (ryc. 3).



**Ryc. 3.** Profil osadów paleogeńskich w rejonie Tseldji (wg Burollet'a 1956, za Coque 1962) 1 – wapienie, 2 – mułowce, 3 – piaski, 4 – gipsy, 5 – muszlowce.

Najstarszymi osadami meozoicznymi w środkowej Tunezji są margle kampanu o miąższości 120-280 m, przykryte dolnokredowymi wapieniami i kredą piszącą ze szczątkami *Bostrychoceras Orbitoides*. W marglach i wapieniach (o miąższości 60-90 m), zaliczanych do górnego mastrychtu, znajdują się skamieniałości *Hemiaster, Inoceramus regularis, Ostrea villei* i *O. dichotoma*. Osady te są przykryte warstwą wapieni (o miąższości 45-80 m) ze szczątkami *Inoceramus*. Osady kredowe powstawały w warunkach subsydencji nerytycznej. Osuwiska podmorskie świadczą o nagłym podniesieniu dna zbiornika późnokredowego (Kun 1965). W marglach danu znajdują się skamieniałości *Roudaireia*, *Scaphanorbyncus* i różne odmiany *Ostrea*, natomiast w wapieniach – *Venericardia beaumonti*.

Fauna eoceńska jest reprezentowana przez Ostrea eversa, Echinantus i Cardita coquandi występujące w warstwach przejściowych nadległych, podczas gdy Thersitea verrucosa, Lucina moevusi, Pseudoliva fissurata, Venus grenieri i Venericardia pectucularis charakteryzują zarówno mułowce jak i muszlowce tanetu. Warstwy muszlowców, włożone w osady margliste i wapienne, sa najbardziej miaższe w śodkowo-zachodniej Tunezji w kotlinie między Gafsa i Négrine. Osady gipsu występują w kompleksie margli pochodzenia morskiego o miąższości około 20 m. Podczas gdy serię skał osadowych zawierających fosforyty datuje się na tanet, jej strop jest datowany na dolny iprez. Na skamieniałości fauny w warstwie fosforytonośnej składaja się Ostrea multicostata phosphatica i O. multicostata, Dinosaurus phosphaticus, Cardita gracilis, Terebratula kiski, Thersitea verrucosa, Lucina porchati oraz Aporrhais decoratus wraz z Elphidium, Cibicides vulgaris i Anomalina acuta. Najwięcej konkrecji fosforytowych zawierają konglomeraty z Nautilus w basenie Gafsy. W wapiennych osadach iprezu facje zmieniają się od muszlowców z Ostrea multicostata w basenie Gafsy, po wapienie margliste i krzemienie oraz wapienie rafowe w Górach Onng (Kun 1965). Średnio miąższość serii fosforytowej w rejonie Gafsy, Metlaoui i M'Dilli wynosi ok. 40 m, a lokalnie wzrasta nawet do 100-120 m (Winidowa i in. 1979).

#### Złoża

Visse (1951, 1952) podzielił dziewięć poziomów fosforytonośnych Tunezji na dwie serie oddzielone horyzontem skrzemionkowanych fosforytów. Poziomy 8 (najwcześniejszy), 6, 2 i 1 są eksploatowane w okolicach: Oueds el Dakla i Zireg w Górach Mrata, Górach Sif el Leham, Stah es Souda, na płaskowyżu Brahim, oraz w Zimra i Chouabine, północnej i południowej Tseldji, Jaat Cha oraz Kef el Dour. Poziom 7 został znaleziony tylko w czterech ostatnich spośród wymienionych miejsc. Poziomy 3-5 wyklinowują się w Górach Mrata i Sif el Leham, a poziom 4 pojawia się tylko między Tseldją Południową, Jaat Cha i Kef el Dour. Miąższość ważniejszych poziomów zmienia się od około 10 m koło M<sup>2</sup>Dilli (poziomy 1 i 3) do około 2 m (poziomy 5 i 6). Średnia miąższość poziomów 1 i 2 zmienia się od ponad 6 m (w ostatnich pięciu miejscach występowania), do około 6 m w Górach Mrata, i 3-4 m w innych złożach. Podczas gdy każdy z poziomów 6, 7 i 8 osiąga miąższość większą niż 1 m (w Oued Jaat Cha, Kef el Dour i M<sup>2</sup>Dilla), to poziomy położone poniżej poziomu 3 są rzadko bardziej miąższe niż 1 m (poziom 8: w Sif el Leham, Stah es Souda, na płaskowyżu Chouabin i w północnej Tseldji; poziom 4: na płaskowyżu Brahim i w południowej Tseldji) (Kun 1965).

Warstwy fosforytonośne w Tunezji charakteryzują się, tym, że są raczej (a) miąższe i występują rzadko lub (b) są cienkie i występują często. Cecha (a) jest charakterystyczna dla wydźwigniętej strefy wschodniej części subbasenu Moulares-Oued el Zireg, a cecha (b) przeważa w dalej położonych strefach basenu, np. w Górach Ongg i w okolicach Moulares. Współzależne zjawisko erozji, przekształceń i fosforytyzacji obejmowało płytką lagunę. Podczas gdy dwa z sześciu poziomów i ich strop (pokrywa) zanikają wzdłuż osi Oued el Zireg-North Tseldja, poziom 2b anomalnie nadbudowuje poziom 4 wzdłuż północnego skłonu Gór Alima w Oued el Zireg. Żwiry i drobniejsze konkrecje, jak również drobniejszy materiał skalny został wyerodowany z poziomu 3 i włożony jako horyzont wapienny z *Aporrhais decoratus-Cardita gracilis*. Ten materiał detrytyczny został rozpoziomowany na trzy warstwy otoczaków krzemionkowych w dolnej partii poziomu 2. Proces erozyjny był intensywny zwłaszcza przed akumulacją poziomu

2 wzdłuż głównego kanału prądu morskiego w północnej części Tseldji, chociaż malał we wschodniej części Moulares koło Sif el Leham. W kolejnych fazach erozji i przekształceń, w płytkich lagunach następowała akumulacja miąższych poziomów fosforytonośnych: 8 (koło Sif el Leham) i 6 (w strefie Metlaoui - Kef ed Dour) (Kun 1965).

Między płaskowyżem Brahim i Górami Chouabine w basenie Redeyef, wapienie z *Cardita-Aporrhais* były częściowo wyerodowane od poziomów 3 i 4 i włożone jako warstwa otoczaków. Podobnie, koło Stah es Souda wapienie fosforytowe poziomu 8 (w Górach Mrata) były lateralnie przekształcone w otoczaki. Cienkie i twarde wkładki osadów były selektywne erodowane z warstw fosforytonośnych przez prądy strumieniowe (Kun 1965).

W złożu w Górach M'Dilla (na południe od Gafsy) występują najbardziej miąższe poziomy fosforytów (5, 6, 7 i 8). Wapienie i margle są przykryte warstwą fosforytów o miąższości około 1,5 m. Główny poziom fosforytonośny o miąższości ok. 0,5 m, przeławicony marglami, zawiera serię muszlowców i margli, która od spągu układa się następująco: seria (1) margle, (2) miąższa zmienna warstwa piasków, skrzemionkowanych margli i otoczaków, (3) margle i (4) fosforyty w wapieniach w stropie serii. W tej południowej części basenu, w obu poziomach piasków i muszlowców, warstwy są najzasobniejsze w fosforyty (Kun 1965).

Blisko Metlaoui w "Coup de Sable", ok. 32 km na zachód Gafsy, występuje 18 warstw fosfatowych. Dwa najniższe poziomy o miąższości 0,5 i 1,0 m zawierają głównie koprolity. W profilu margli rolę drugorzędną pełnią warstwy wapieni i sporadycznie występujących otoczaków; miąższość warstwy fosforytów zmienia się od 5,0 do 12,5 cm. Miąższość pierwszego, najbardziej miąższego złoża fosforytów przekracza 2 m, ale występują tu także dwa horyzonty dużych i małych otoczaków. Są one rozdzielone dwoma poziomami fosforytów (z *Ostrea multicostata*), które są nadbudowane przez muszlowce o miąższościach około 0,8 m. Następna warstwa fosforytów (2,5 m) wyróżnia się występowaniem wkładek dużych wapiennych otoczaków. W nadległym profilu powtarzają się naprzemiennie margle z konglomeratami zbudowanymi z okruchów wapieni i masy fosfatowej. Wapienie z *Ostrea multicostata* kończą sekwencję (Kun 1965).

W pobliżu Redeyef (32 km na wschód od Gafsy i na północ od szottu Gharsa), w Fort Espagnol w Górach Chouabine, warstwa szczątków kostnych o miąższości 1,0 m jest nadbudowana przez fosfatowe złoże gipsu ziarnistego i koprolitów z otoczakami. Jest to zasobne złoże fosforytów ziarnistych (Uberna 1971) o miąższości 0,5 m, z przewarstwieniami margli, wapieni, otoczaków i gipsu w stropie profilu. Miąższość większości warstw fosforytonośnych jest niewielka (tylko 8,0 – 20,0 cm. Spośród nich sześć warstw stanowi litą skałę fosforytonośną; a jedna jest zbudowana z ułożonych lateralnie wapieni rafowych z Thersitea. Złoże składa się głównie z margli przewarstwionych fosforytami i wapieniami. Ponad twardym horyzontem fosforytów występuje warstwa koprolitów lub wkładki margli. W złożu znajduje się niewiele otoczaków wapiennych i szczątków kostnych. Najczęstsze są koprolity w warstwach o miąższości 1,0 m, które lokalnie są przykryte przez powtarzające się serie scementowanych fosfatów o miąższości 0,5 m. Cieńsze złoża rozwarstwionych (sprasowanych) fosforytów są przewarstwione kompleksem margli. Najbardziej miąższe złoże fosforytów (2,0 m) jest zbudowane z oolitów z kilkoma przewarstwieniami otoczaków. Miąższość niemal 0,5 m mają konglomeraty z Ostrea, Gastropoda i fragmentami muszli w złożu fosforytów, które oddziela tę warstwę od następnej warstwy fosforytów oolitowych o miąższości 1,5 m. Margle i brekcja fosforytów są nadbudowane przez wapienie iprezu. W rzeczywistości, jedyna dobrze rozwinięta warstwa fosfatów łączy się w złożach 1 i 2 o miąższości 4,0 m i jest przewarstwiona przez margle i konglomeraty zawierające Cardita gracilis, Aporrhea i Ostrea multicostata phosphatica (Kun 1965).

We wschodnim Moulares sekwencja fosfatów rozpoczyna się serią koprolitów o miąższości 2 m (w poziomie 8) i jest przewarstwiona gipsem i otoczakami margli. W nadległym profilu występuje siedem warstw fosforytów zamiennie z marglami. Koprolity fosforanowe w złożu 4 (z *Cardita gracilis*) mają miąższość 0,8 m, a około 1,5 m - w poziomie 2 lub 1 (oolity fosfatowe z przewarstwieniami margli, koprolitów, otoczaków i sporadycznie wapieni fosforytonośnych). W stropie znajdują się margle (o miąższości 1,0 m), fosfaty (0,8 m) i konglomeraty fosforytowe (4,5 m) przykryte przez wapienie (Kun 1965).

Opisane złoża wykazują zatem znaczne zróżnicowanie facjalne. Dzięki tektonicznemu zdeformowaniu (i niejednakowym warunkom w trakcie sedymentacji) nie występują w sposób ciągły i mają zmienną miąższość. W skład warstw fosforytonośnych wchodzą zarówno margle, wapienie, konglomeraty, oolity, koprolity, jak i zawierające fosforyty otoczaki na wtórnym złożu. Ta różnorodność osadów sprawia, że tunezyjskie fosforyty mogą stanowić modelowy przykład do śledzenia geologicznych uwarunkowań powstawania różnych typów organicznych złóż tego surowca.

#### Literatura

- Caire A., 1974: Eastern Atlas. [in:] Mesozoic-cenozoic orogenic belts. Geol. Soc. London.
- Książkiewicz M., 1968: Geologia dynamiczna. Wyd. Geol., Warszawa: 1-819.

Kun N., 1965: The mineral resources of Africa. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-London-New York: 740. Rocznik statystyki międzynarodowej, 2003, GUS, Warszawa.

- Shepard F.P., 1981: Submarine canions: multiple causes and long-time persistence. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 65: 1062–1077.
- Stanley D.J., Wezel F.C., 1985: Geological evolution of the Mediterranean Basin. Springer Verlag Inc., New York: 1-377.
- Stupnicka E., 1978: Zarys geologii regionalnej świata. Wyd. Geol., Warszawa: 1–324.
- The Middle East and North Africa 2003, Regional Surveys of the World, 2003. Europa Publications, London & New York,
- Uberna J., 1971: Fosforyty w Polsce oraz możliwości występowania dalszych obszarów fosforytonośnych. Biul. Inst. Geol., 246: 7–46.
- Visse 1951: Le Gisement de Phosphate de Chaux du Djebel Ongg. Roneoscript: 1-158.
- Visse 1952: Genèse des gîtes phosphatés du Sud-Est Algéro-Tunisien. Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19e, Algiers., 1 (27): 1–58.
- Winidowa J., Kolbasenko Z., Kłos-Kantowicz E., 1979. Surowce mineralne Afryki. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.



#### Geneza i ewolucja obniżenia szottu Dżerid

Irena Tsermegas Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>argiro@uw.edu.pl</u>

Szott Dżerid jest największym okresowym jeziorem Tunezji. Towarzyszą mu mniejsze szotty: Gharsa i Fejaj. Formy te zajmują najniżej położone fragmenty rozległego, równoleżnikowego obniżenia ciągnącego się z zachodu na wschód przez całą środkową Tunezję.

Dzisiaj najniżej położony jest szott Rharsa, znajdujący się w północno – zachodniej części opisywanej strefy (zał. 3). Jego dno leży 23 m p.p.m. Rzędne dna szottów Dżerid i Fejaj są o ok. 40 m wyższe i średnio wynoszą odpowiednio: 17 m n.p.m. i 20 m n.p.m. Grzbiety w obrębie omawianej jednostki osiągają przeciętnie od ok. 400 m (Jebel Tabaga, położony na południe od szottu Fejaj) do ponad 600 m n.p.m. (grzbiet Cherb, w północnej części obniżenia szottów).



Ryc. 1. Jednostki tektoniczne Tunezji (wg Swezey'a 1996).

Ta wielka niecka stanowi pogranicze prekambryjskiej platformy afrykańskiej (w tej części nazywanej saharyjską) i waryscyjsko – alpejskich fałdowych struktur Atlasu (ryc. 1). Na odcinku tunezyjskim i algierskim jest ona względnie najrozleglejsza i najwyraźniejsza – występują w niej depresje i osiąga ok. 100 km szerokości, tworząc typowe zapadlisko przedgórskie (Carte tectonique... 1968).

Zapadlisko składa się z szeregu asymetrycznych synklin i antyklin o osiach skierowanych przeważnie z zachodu na wschód. Jądra antyklin, w większości przypadków budowane są przez osady kredowe, które są zarazem najstarszymi skałami odsłaniającymi się w obrębie opisywanego obniżenia (zał. 4). Silniej nachylone są strefy stanowiące południowe skrzydła antyklin i północne skrzydła synklin. Niektóre z tych struktur uwidaczniają się w rzeźbie w formie wąskich, nierzadko asymetrycznych pasm górskich i towarzyszących im podłużnych obniżeń. Jest to zatem część łańcucha fałdowego. Dopiero na południowym skraju zapadliska przebiega zamaskowany osadami głęboki rozłam tektoniczny, stanowiący granicę między Atlasem i platformą saharyjską, której obniżona część przylegająca do omawianego obniżenia zajętego przez szotty, to jednostka geologiczna nazywana niecką algiersko – libijską.

Początek formowania opisywanego zapadliska (jako skutek powstania wspomnianego rozłamu oddzielającego dziś struktury platformowe od fałdowych) przypada na górny karbon i wiąże się otwarciem oceanu Tetydy. Od tego czasu zapadlisko, podobnie jak cały basen sedymentacyjny Atlasu, wielokrotnie podlegało zalewom morskim. Zgromadziły się w nim miąższe osady permu i mezozoiku. Ugięta w karbonie powierzchnia występuje dziś na głębokości od 5 do 12 km – najpłycej w obrębie względnie wyniesionej strefy w rejonie miast Kebili i Tozeur; zarówno na wschód, jak i na zachód od tej strefy głębokość zapadliska wyraźnie wzrasta. Począwszy od górnej kredy nagromadzone w opisywanej strefie osady ulegały deformacjom tektonicznym. Do ich ostatecznego sfałdowania doszło podczas dwóch głównych faz orogenezy Atlasu: pierwszej – trwającej od środkowego po górny miocen i drugiej – w najwyższym miocenie i pliocenie (Swezey 1996).

Jednak, zdaniem niektórych autorów (Zargouni i Ruhland 1981, Boccaletti i in. 1990, Chihi i in. 1992, za Swezey'em 1996) obserwowane w omawianej strefie i na północ od niej (w jednostce Gafsy) synkliny i antykliny nie są efektem prostej kompresji związanej z orogenezą Atlasu. Uważają oni, że za powstanie obecnego układu struktur odpowiedzialne są poziome przemieszczenia wzdłuż pogrzebanych prawoskrętnych uskoków przesuwczych. Na aktywność tych uskoków wpływało (i nadal wpływa) pole naprężeń (ryc. 2) związane z kompresją będącą skutkiem kolizji płyty afrykańskiej i eurazjatyckiej. Poniżej (ryc. 3) przedstawiono model tłumaczący możliwy mechanizm tego procesu.

Na omawianym terenie występują (i tu wygasają) uskoki przesuwcze o kierunku NW – SE, rozpoczynające się poza strefą szottów, w tektonicznej jednostce Gafsy. Największym z nich jest uskok Gafsy. Względne poziome przesunięcie jego skrzydeł dochodzi do 1000 m (Domergue i in. 1952, za Swezey'em 1996). Jest on aktywny również współcześnie, na co wskazują: 1) występowanie wstrząsów sejsmicznych (o sile osiągającej 4 stopnie w skali Richtera), 2) obserwowane wzdłuż uskoku wypływy wód termalnych (Coque 1962), 3) zaburzenia w obrębie przecinanych przez uskok młodych stożków aluwialnych (Swezey 1996).

Równolegle do uskoku Gafsy, na południowy zachód od niego, biegnie kolejny duży uskok przesuwczy (uskok Negrine – Tozeur). Z nim w rejonie oazy El Hamma du Dżerid łączy się uskok Chebiki. Ta strefa dyslokacyjna kontynuuje się w obrębie szottu Dżerid. O jej aktywności może świadczyć fakt, że wody zasilające oazę El Hamma du Dżerid osiągają znacznie wyższą temperaturę (38-39°C) niż wody innych źródeł regionu (są o ok. 10° cieplejsze od występujących w Nefcie i Tozeur – Castany i in. 1952, za Swezey'em 1996). Przemieszczenia wzdłuż wymienionych dyslokacji sprawiają, że, jak pokazano na rys. 3, między ścierającymi się blokami (w zależności od ich kształtu) na pewnych odcinkach powstają naprężenia tensyjne (i występuje subsydencja), a na innych – kompresja (i tworzą się elewacje). Za taką koncepcją przemawia fakt, że obniżenia i elewacje w obrębie strefy szottów, mimo ogólnie równoleżnikowego układu,



**Ryc. 2.** Szkic tektoniczno – morfologiczny Obniżenia Szottów (wg Coque'a 1962, Bishop'a 1975 i Swezey'a 1996) 1 – uskoki, 1a – główne uskoki przesuwcze, 2 – osie naprężeń kompresyjnych, 3 – izopachyty (w m) osadów mioceńskich i plioceńskich, 4 – prawdopodobny maksymalny zasięg czwartorzędowych (Villafranchian i schyłek plejstocenu) transgresji morskich.

przybierają także inne, skośne kierunki, a najwięcej niewielkich obniżonych i podniesionych fragmentów terenu występuje właśnie wzdłuż uskoków przesuwczych, szczególnie wzdłuż uskoku Negrine – Tozeur (ryc. 2).



**Ryc. 3.** Model wpływu przemieszczeń poziomych wzdłuż uskoku przesuwczego na tworzenie zapadlisk i elewacji tektonicznych (wg Karystinaiosa 1987/1988).

Niezależnie od tego jaki ("fałdowy" czy "uskokowy") mechanizm uznamy za główną przyczynę pionowego zróżnicowania strefy szotów, pozostaje faktem, że obszar ten podzielony jest na szereg drugorzędnych obniżeń (basenów sedymentacyjnych) i elewacji. Dzisiejsze szotty (Rharsa, Dżerid, Fejaj i inne mniejsze) występują w najsilniej obniżanych częściach omawianego zapadliska. Ich wielkość i miąższość wypełniających je osadów wynika ze zróżnicowanego (zarówno w czasie jak i w przestrzeni) tempa subsydencji.

Po zakończeniu głównych faz orogenicznych zapadlisko podlegało ewolucji głównie (lub nawet wyłącznie!) w warunkach lądowych, chociaż Coque (1962) przytacza także poglądy (dotyczące tzw. "Morza Saharyjskiego"), zgodnie z którymi dzisiejsze szotty w postorogenicznym etapie swego rozwoju dwukrotnie znalazły się w zasięgu zalewów morskich. Pierwsze wtargnięcie wód Morza Śródziemnego na teren zapadliska miało nastąpić na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu (Villafranchian). Prawdopodobnie można je wiązać z transgresją Sicilianu. Drugi, znacznie bardziej wątpliwy zalew, umieszczany jest już w plejstocenie, w okresie ostatniego glacjału. Mógł to być zatem efekt transgresji Tyrrenian II. Zwolennicy koncepcji "Morza Saharyjskiego" (wg Coque'a 1962) za główny dowód transgresji uważają obecność śladów linii brzegowej i poziomów osadów plażowych zawierających fragmenty muszli *Cardium (Cerastoderma) glaucum*. Przeciwnicy twierdzą, że słone wody odciętych od morza szottów także mogły być środowiskiem życia tych organizmów. Znajdowanie ich szczątków na zewnątrz od dzisiejszych szottów tłumaczą wyższym w przeszłości (średnio o ok. 20 m) poziomem wód jeziornych, negując przy tym możliwość powierzchniowego kontaktu tych wód z wodami morskimi.

Należy zaznaczyć, że szotty od Zatoki Gabes oddziela strefa osiągająca w najniższych punktach (w dnach dzisiejszych uedów, w których nie odnaleziono śladów ingresji wód morskich) ponad 40 m n. p. m., a zatem do przelania się wód morskich na teren obniżenia konieczne było podniesienie ich poziomu o co najmniej 40 m. O ile w przypadku transgresji Sicilianu wysokość ta wydaje się względnie niska (pozwalająca na zalanie Obniżenia Szottów), to transgresja Tyrrenian II na pewno nie mogła jej przekroczyć. Tym bardziej, że, jak podaje Coque (1962), tarasy tyrreńskie na wybrzeżach Zatoki Gabes występują na wysokościach: 12 – 15 m (Tyrrenian I) i 5 m (Tyrrenian II).

Zamykanie sedymentacyjnego basenu Tetydy, a tym samym fałdowanie zgromadzonych w nim osadów, trwa od 70 mln lat. Obecny ruch Płyty Afrykańskiej względem Europejskiej szacuje się na ok. 1 mm/rok (Boccaletti i in. 1990 za Swezey'em 1996). W wyniku tego procesu także współcześnie występują w strefie szottów powolne ruchy pionowe.

Na podstawie miąższości osadów mioceńskich, plioceńskich i czwartorzędowych podejmowano liczne próby szacowania prędkości neotektonicznego obniżania poszczególnych partii terenu (Bishop 1975, Coque 1962). Wskazują one, że w miocenie i pliocenie najsilniej obniżała się zachodnia część strefy szottów – na południe od Nefty i Tozeur występuje ponad 300 m osadów tego wieku (ryc. 2). Na wschód od szottu Dżerid tempo mioceńsko – plioceńskiej subsydencji było ponad trzykrotnie mniejsze. Dno najsilniej wginanej części ówczesnego basenu sedymentacyjnego musiało się zatem obniżać z prędkością średnią nie mniejszą niż 0,01 mm/ rok. Natomiast czwartorzędowe tempo subsydencji oceniono (na podstawie miąższości osadów wypełniających szotty) maksymalnie na 0,26 mm/rok (Swezey 1996). Wartość ta odnosi się do północnego skraju szottu Dżerid.

Dobrym wskaźnikiem czwartorzędowych ruchów w obrębie omawianego obniżenia jest wysokość występowania wspomnianych plejstoceńskich poziomów osadów plażowych (niezależnie od tego czy uznamy je za lagunowe, czy za jeziorne) zawierających muszle *Cerastoderma glaucum (Cardium glaucum)*, datowanych na 91–191 tys. lat BP. Wysokość ta waha się od 27 do 45 m n.p.m., przy czym wartość 45 m odnosi się do największej liczby przypadków (Swezey 1996). Można uznać, że lokalnie niższe położenie części wspomnianych osadów jest wynikiem nie tylko ich różnego wieku, lecz także stanowi skutek aktywności ruchów obniżających poszczególne bloki tworzące strefę szottów.

Omawiane zapadlisko rozwijało się zatem dzięki procesom tektonicznym o charakterze globalnym (związanym z orogenezą Atlasu), przy znacznym udziale lokalnych ruchów poziomych i pionowych (będących najprawdopodobniej głównie wynikiem aktywności uskoków przesuwczych), wpływających na tempo sedymentacji osadów wypełniających szotty. Należy podkreślić, że tempo denudacji na terenach otaczających szotty w całym postorogenicznym etapie ich rozwoju musiało być znaczne, ze względu na panowanie klimatu suchego i półsuchego, sprzyjającego intensywnemu (choć epizodycznemu) zmywowi powierzchniowemu.

#### Literatura

- Bishop W., 1975. Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. Amarican Association Petroleum Geologists Bulletin 59, 561–570.
- Carte tectonique internationale de l'Afrique 1:5 000 000, Feuille 2, 1968. Asociation des Services Géologiques Africains, Unesco.
- Coque R., 1962. La Tunisie Présaharienne. Étude géomorphologique. Armand Colin, Paris.
- Karystinaios N.K., 1987/1988. "Transform regimes" d die tektonischen Structuren der Strymon (N. Griechenland). Annales Géologiques des Pays Helléniques, 135–146.
- Swezey C.S., 1996. Structural controls on Quaternary depocentres within the Chotts Trough region of southern Tunisia. Journal of African Earth Science 22, 3, 33–347.



#### Charakterystyka fizycznogeograficzna obszaru szott Dżerid

Maciej Dłużewski

Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>dluzewski@uw.edu.pl</u>

#### Położenie

Obszar szott Dżerid znajduje się w środkowej części Sahary północnej, w południowej Tunezji, stanowiąc wschodnią część regionu Wielkich Szottów (zał. 1, 3) Centralną część zajmuje powierzchnia równinna płaska położona od 17 do około 30 m n.p.m. w obrębie holoceńskiego dna szottu. Wznosząca się nieznacznie (maksymalnie do 50 m n.p.m.) powierzchnia równinna płaska, okalająca szott od strony zachodniej i południowej, zbudowana z plioplejstoceńskich osadów jeziornych, należy do obszarów znajdujących się w zasięgu zalewów szottu z tego okresu. Południowo-wschodnią część obszaru stanowi powierzchnia równinna płaska, miejscami falista zbudowana z mioplioceńskich osadów lądowych, wznosząca się łagodnie w kierunku wschodnim do wysokości około 100 m n.p.m.

Od północy obszar Szott Dżerid ograniczony jest pasmem równoleżnikowych wzniesień osiągających wysokość do 645 m n.p.m., rozciętych przez liczne doliny okresowych współcześnie rzek. Wzniesienia te stanowią część położonego najdalej na południe pasma Atlasu Saharyjskiego. Pozostałe granice zaznaczają się w morfometrii nieznacznie. Jedynie w środkowej części granicy wschodniej widoczne jest niewielkie wzniesienie – zachodnia krawędź równoleżnikowego pasma Jebel Tebaga. Od południa i południowego zachodu obszar otoczony jest przez współcześnie mobilne piaski wydmowe wchodzące w skład Wielkiego Ergu Wschodniego.

#### Budowa geologiczna

Obszar Szott Dżerid wykształcony został na obszarze subsydencji, na styku dwóch jednostek: na północy – Atlasu Tunezyjskiego, na południu – platformy saharyjskiej. Należy on do zespołu obniżeń rozciągających się w kierunku równoleżnikowym u podnóża Gór Atlasu na długości ponad 300 km, sięgając na zachodzie poza granicę algiersko- tunezyjską, a na wschodzie brzegów Morza Śródziemnego (Coque 1962).

Niecka szottu Dżerid wypełniona jest materiałem aluwialnym pochodzącym z gór stanowiących granicę północną obszaru, materiałem eolicznym oraz materiałem ewaporatowym (zał. 4).

Osady aluwialne związane są z intensywną działalnością erozyjną rzek w okresach charakteryzujących się większą wilgotnością klimatu. Świadectwem tej działalności są drobnoziarniste, głównie ilaste osady występujące na południu badanego obszaru oraz nieco grubsze, w formie stożków aluwialnych na północy. Osady ewaporatowe to głównie sole gipsowe oraz halit (Coque 1962). Sole tworzą powłokę ciągłą lub częściej sieć nieregularnych pasm, między którymi pod ich cienką warstwą występują osady aluwialne. Pod warstwami powierzchniowymi zalegają aluwia gliniasto-gipsowe o miąższości od 17,6 do 56,6 m, a następnie piaszczyste z przewarstwieniami gliniasto-gipsowymi. Podłoże stanowią piaszczyste margle (Miklokhoff 1950).

Powłoki gipsowe, stanowiące podstawowy rodzaj podłoża omawianego obszaru poza współczesnym zasięgiem szottu, występują na terenach równinnych wokół szottów oraz na otaczających je wzniesieniach. Tworzą one ciągłe warstwy, zwarte w ich górnej części i na ogół luźne poniżej. Na poszczególnych obszarach objętych badaniami, poza regionem Nefty, miąższość powierzchniowych warstw gipsowych wynosi od 20 do 80 cm. Badania powłok prowadzone przez Coque'a (1962) wykazały, że gips stanowi od 75 do 97 % osadu. Stwierdzono, że powłoki są zbudowane z drobnokrystalicznego ciasta gipsowego, w którym pęcherzyki powietrza zajmują od 5 do 10 %. W masie gipsu spotyka się nieliczne ziarna kwarcu, których średnica na ogół nie przekracza 0,2-0,1 mm. Materiał do budowy powłok gipsowych został przyniesiony przez wiatr, o czym świadczy brak ich powiązania strukturalnego z podłożem oraz niezależność miejsca występowania od rodzaju podłoża i od topografii otoczenia (Coque 1962). Według Coque'a powłoki gipsowe mogą być starsze od 8 ka BP, gdyż niektóre z nich pokrywają osady ludzkie pochodzące z mezolitu. Sugeruje on, że powłoki powstały przypuszczalnie między 10 ka BP a 11 ka BP. Źródłem materiału powłok w postaci drobnych cząstek gipsu przenoszonych przez wiatr były Wielkie Szotty. Świadczy o tym centralne położenie szottów w obszarze występowania powłok gipsowych oraz zmniejszanie się grubości powłok i stopniowe ich zanikanie w miarę wzrostu odległości od szottów.

#### Klimat

Klimat tego obszaru zaliczany jest do podzwrotnikowego, kontynentalnego, wybitnie suchego (Dubief 1959, 1963). W okresie zimowym rozwój cyrkulacji atmosferycznej nad południową Tunezją łączy się przede wszystkim z obecnością Niżów Śródziemnomorskich, a także Wyżu Saharyjskiego z centrum na południe od Atlasu i wyciągniętych klinów Wyżu Azorskiego. Cyrkulacja sezonu letniego jest uwarunkowana obecnością podwyższonego ciśnienia nad Saharą oraz klinów Wyżu Azorskiego rozpościerających się nad Morzem Śródziemnym (Martyn 1985).

Większość opadów występująca na obszarze Tunezji nie dociera na południe z uwagi na przeszkodę orograficzną jaką stanowią równoleżnikowe pasma górskie wchodzące w skład Atlasu. Powietrze dopływające z kierunków zachodnich i południowych zostaje przesuszone w czasie długiej drogi przez obszar Sahary i nie daje prawie zupełnie opadów. Jedyne wilgotne masy powietrza jakie docierają nad badany obszar pochodzą z kierunków wschodnich (Bousnina 1977).

Średnia wielkość opadu na obszarze Szott Dżerid wynosi nieco poniżej 100 mm/rok (ryc. 1), przy czym minimalna wynosi 8,4 mm/ rok, a maksymalna 323,3 mm/rok (dane z lat 1901–1980) (Henia 1993).

Średnie wielkości opadu w ciągu wiosny, jesieni i zimy są podobne – różnice nie przekraczają 3 mm, natomiast latem ilość opadów jest znikoma (tab. 1). Z danych miesięcznych można wnioskować o nieznacznym maksimum w marcu i w grudniu (ryc. 1).

Dzienny rozkład opadów jest bardzo zróżnicowany. Maksymalny opad dobowy w latach 1901-1980 wynosił 60 mm. Opad powyżej 30 mm/dzień występuje w badanym regionie średnio raz na dwa do trzech lat. Średnie maksimum dzienne osiągane w ciągu roku wynosi około 15 mm (Henia 1993).

Średnia temperatura roczna jest wysoka i osiąga 21°C. Lata są bardzo gorące ze średnią





temperaturą 31°C, przy średniej temperaturze maksymalnej 39°C i minimalnej 24°C. Maksymalna temperatura zanotowana w cieniu na badanym obszarze wynosiła 55°C (ryc. 2 a,b) (Henia 1993).

Zimy są łagodne. Średnia temperatura wynosi 11°C, przy średniej temperaturze maksymalnej 17°C i minimalnej 5°C. Zdarza się jednak często, że temperatura spada poniżej 0°C. Jest to okres o największych amplitudach dobowych, dochodzących nawet do 30°C. Średnie wieloletnie temperatury wiosny i jesieni są zbliżone i wynoszą od 20 do 22°C.

Tab. 1. Suma opadów w podziale na pory roku w latach 1901–1980 dla stacji Kebili (Henia 1993).

pore robu	wielkość opadów [mm]					
pola loku	opad średni	opad minimalny	opad maksymalny			
wiosna	29,3	0	159			
lato	1,7	0	20,5			
jesień	30,9	0	277,5			
zima	32,3	0,2	117,8			

Wilgotność powietrza charakteryzuje się dużą zmiennością zarówno roczną jak i dobową. Średnia roczna wilgotność powietrza na badanym obszarze wynosi około 50 % (obserwacje z lat 1962-1982) (Henia 1993). Średnia wilgotność powietrza w styczniu wynosi około 55%, natomiast w lipcu około 35 %. Ekstremalnie niskie wilgotności równe 8 % zmierzono w lecie, podczas wiatrów wiejących z południa i południowego zachodu. Wartości te notowane są kilkakrotnie w ciągu roku.

Średnie roczne parowanie potencjalne wynosi od 1700 mm w północnej części obszaru do 1800 mm na krańcach południowych (ryc. 3) (Henia 1993). Parowanie rzeczywiste wynosi natomiast niespełna 100 mm/rok, co stanowi tylko około 6% parowania potencjalnego i odpowiada średniemu rocznemu deficytowi wynoszącemu 1585 mm. W tabeli 2 podano procentową liczbę miesięcy suchych (o parowaniu rzeczywistym poniżej 50% parowania potencjalnego) oraz wilgotnych (o parowaniu rzeczywistym powyżej 80% parowania potencjalnego).

miesiące	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
suche	84	99	93	99	100	100	100	100	99	99	92	80
wilgotne	9	1	3	1	0	0	0	0	1	1	3	12

Tab. 2. Procentowy udział miesięcy suchych i wilgotnych w latach 1962–1982 dla stacji Kebili (Henia 1993).

Rozkłady kierunku i siły wiatru zależą w dużym stopniu od pór roku i związanych z nimi odpowiednich układów ciśnienia.

Wiatr z kierunku zachodniego, gharbi, występuje często w zimie i na wiosnę. Jest to związane z niżami powstającymi w tych okresach nad Zatoką Gabes, które powodują napływ powietrza w jej kierunku znad Sahary. Jest to suchy i często silny wiatr kontynentalny wzmagający intensywność parowania (Martyn 1985).



**Ryc. 2**. Średnie miesięczne amplitudy temperatur ekstremalnych w latach 1901–1980 (Henia 1993). a) dla stacji Tozeur, b) dla stacji Kebili.



Ryc. 3. Średnie miesięczne parowanie potencjalne w latach 1961–1967 dla stacji Kebili (Henia 1993).

Wiatr z sektora SE-SW jest częsty, zwłaszcza latem. Niesione przez niego powietrze jest gorące i suche, co przyczynia się do gwałtownego wzrostu parowania. Najgroźniejszy pod tym względem jest wiatr wiejący z południa, z regionów saharyjskich zwany sirocco lub chehili. Jego powstanie wywoływane jest przez głębokie niże przemieszczające się nad Morzem Śródziemnym. Wiatr ten występuje średnio od około 20 do 40 dni w roku - głównie w kwietniu i maju (50%), gdy morze jest nadal chłodniejsze od powietrza nad kontynentem. Może on występować również jesienią (Martyn 1985). Sirocco ma umiarkowaną siłę, lecz cechuje się szczególnymi właściwościami hydrotermicznymi. W czasie takiego wiatru temperatury często dochodzą do 50°C w cieniu, a wilgotność powietrza spada poniżej 10 %. Warunki takie powodują gwałtowny wzrost parowania. Przez miejscową ludność wiatr ten nazywany bywa chom (gorący) lub arifi (zdechły) (Martyn 1985). Podczas sirocco bardzo przesuszony materiał jest z łatwością wywiewany i przemieszczany na znaczne odległości, często opadając w postaci pyłu dopiero na kontynencie europejskim.

Wiatrem o największej częstości występowania jest wiatr północno-wschodni (Bellair, Jauzein 1953). Masy powietrza, chociaż napływają od strony morza, dochodzą nad obszar szottów najczęściej już wysuszone, po utracie znacznej ilości wilgoci.

Na podstawie danych dotyczących rozkładu kierunków i siły wiatru, przy zastosowaniu współczynników do określenia wiatru aktywnego zaproponowanych przez Jauzeina (Bellair, Jauzein 1953), można wnioskować, że w zachodniej części obszaru przeważa wiatr aktywny z południowego-zachodu (stacja meteorologiczna Tozeur) (ryc. 4a). We wschodniej części obszaru wiatr aktywny ma natomiast przeważnie kierunek północno-wschodni (stacja meteorologiczna Kebili) (ryc. 4b). Według Jauzeina, latem i jesienią (przy maksymalnej częstości przypadającej na październik) na obszarze Szott Dżerid zaznacza się większy wpływ aktywnego wiatru z sektora wschodniego, natomiast zimą i wiosną – z sektora zachodniego.



**Ryc. 4.** Rozkład kierunków wiatru aktywnego w latach 1962–1982 (Henia 1993), przy zastosowaniu współczynników zaproponowanych przez Jauzeina (Bellair, Jauzein 1953). a) stacja meteorologiczna Tozeur, b) stacja meteorologiczna Kebili.

#### Wody powierzchniowe i podziemne

Mała ilość opadów oraz bardzo duże parowanie potencjalne sprawiają, że współcześnie rozwój sieci rzecznej na badanym terenie jest prawie niezauważalny (Dłużewski i in. 2000).

Odpowiadająca skąpym opadom znikoma ilość wody zbierająca się w ouedach zlewni szottu Dżerid wyparowuje lub infiltruje w podłoże.

Brak wód powierzchniowych kontrastuje z dużą wydajnością źródeł artezyjskich eksploatowanych głównie w celach irygacyjnych. Wody podziemne występują w kilku warstwach wodonośnych. Warstwa najwyższa zawiera stosunkowo niedużo wody, a jej poziom obniża się systematycznie. Ze względu na intensywność poboru, poziom wody obniżył się obecnie do głębokości około 40–50 m.

Wśród głęboko położonych poziomów wód artezyjskich południa Tunezji wyróżnia się dwa zasadnicze:

- · położony w warstwie piaskowców dolnej kredy,
- położony w warstwie wapieni senońskich, zasilający szotty Dżerid i Rharsa.

Są to ogromne jednostki wodonośne o zasięgu znacznie wykraczającym poza granice Tunezji w kierunku południowym, których teoretyczny obszar zlewni szacuje się odpowiednio na 600 i 320 tys. km<sup>2</sup> (Gouskov 1952, Drouhin 1953). Warstwy te stanowia podstawowe źródło zasilania w wodę obszaru szottu. Latem dochodzi tam do wyschnięcia powierzchni, natomiast zimą na znacznej jego części pojawia się woda. Według obserwacji prowadzonych w latach 1947-1958, początkowo przez Domergue'a (1949), a następnie przez Coque'a (1962) - obszar zalany wodą od października do lutego stanowił od 1/5 do 1/6 całkowitej powierzchni szottu. Głębokość wody nie przekracza zwykle 25–30 cm. Periodyczność zjawiska zakłócają "lata suche", w których do zalania powierzchni szottu nie dochodzi - szczególnie w okresie ostatnich 20 lat. Woda występuje także w warstwie przypowierzchniowej na głębokości do 1,5 metra - jako woda swobodna, nasycająca powierzchniowe warstwy gruntu. Można stwierdzić, że głębokość zalegania wód podpowierzchniowych zmniejsza się ku środkowi szottu, co przyczynia się do powstawania tam obszarów o wysokiej wilgotności, aczkolwiek występujących przemiennie z obszarami suchymi. Na powierzchni szottów występują sporadycznie naturalne wypływy wody zwane aioun, które według Coque'a (1962) mogły powstać na skutek tektonicznych spękań połączonych ze sobą pod powierzchnią szottu.

Stałość dopływu wód podziemnych, przy znikomym znaczeniu dopływu wód powierzchniowych i opadów sprawia, że jedyną istotną, naturalną zmienną sezonową bilansu hydrologicznego, jest ilość wody traconej przez parowanie. Zimą ilość odparowanej wody spada, co powoduje wzrost jej poziomu i częściowe zalanie szottu. Latem zwiększonemu parowaniu towarzyszy obniżanie się poziomu wody i stopniowa krystalizacja zawartych w niej soli. Z powyższego opisu wynika, że obszar Szott Dżerid można uznać za mający specyficzną równowagę hydrologiczną, regulowaną stałym zasilaniem podziemnymi wodami artezyjskimi oraz sezonowymi zmianami wielkości parowania powierzchniowego.

Wzrastający pobór wody przez człowieka przyczynia się obecnie do stałego obniżania poziomu wód gruntowych (tab. 3) (Bryant, Drake 1994). Czynnik ten ma, od połowy XX wieku, coraz większe znaczenie, a współcześnie stał się czynnikiem decydującym o bilansie hydrologicznym tego obszaru.

#### Pokrywa glebowa

Powierzchnia terenu zdominowana jest, jak już wspomniano, przez gliniasto-ilaste osady denne współcześnie epizodycznego szottu Dżerid. Efektem panującego klimatu, a głównie dużej wartości parowania, są przypowierzchniowe zasolenia w formie wytrąceń soli siarczanowych (gipsów) i węglanowych (kalcytu). Proces krystalizacji gipsu (w części

<b>Tab. 3.</b> Zmiany poziomu	wód gruntowych (a) i wy	ydajności naturalny	/ch źródeł (b) w	okolicach Douz
	(Bryant, D	rake 1994).		

a.	rok	głębokość wód gruntowych (m.p.p.t.)
	1950	0,5
	1960	2
	1970	5
	1982	10
	1990	28
	1993	38

b.	rok	wydajność naturalnych źródeł w Douz (l/s)
	1900	660
	1907	604
	1950	560
	1976	250
	1993	2570 (woda pompowana)

południowej i południowo-zachodniej obszaru) lub kalcytu (w części południowo-wschodniej) był powszechny już od kilku tysięcy lat. Obecnie proces powstawania wytrąceń solnych (głównie siarczanowych) charakterystyczny jest dla środkowej części obszaru, w granicach współczesnego zasięgu szottu. Jest to możliwe dzięki zasilaniu powierzchniowych warstw gruntu w wodę przez wypływy artezyjskie.

Gleby tego obszaru zaliczane są do Aridisoli (*Aridisols*) (Soil Taxonomy 1999), bowiem cały omawiany obszar charakteryzują warunki klimatu suchego, z dominacją parowania nad opadami. Występują tam w przewadze pustynne gleby ilaste (*Argids*), gleby zawierające dużo gipsu (*Gypsids*), węglanu wapnia (*Calcids*) lub zasolone (*Salids*).

W europejskiej klasyfikacji Międzynarodowego Towarzystwa Gleboznawczego z roku 1974 gleby pustyń zaliczano do Yermosoli. Według tej klasyfikacji, gliniasto-ilaste utwory osadów jeziornych stanowią podłoże dla wtórnie wzbogaconych w węglany lub siarczany gleb aluwialnych (*Fluvisols*). Gleby te posiadają dobrze wykształcone horyzonty diagnostyczne typu gypsic (*Gypsic Fluvisols*), lub typu calcic (*Calcic Fluvisols*). Dużą powierzchnię, szczególnie w środkowej części obszaru, zajmują gleby zasolone (*Solonchaks*) z powierzchniowymi naskorupieniami rozpuszczalnych soli. Na utworach gliniasto-ilastych okalających szott od zachodu, południa i wschodu występują duże powierzchnie poligonalnych spękań charakterystyczne dla takyrowych gleb pustynnych (*Takyric Yermosols*). W rejonach zwydmionych występują luźne, inicjalne utwory piaszczyste (*Aridic Arenosol*).

#### Szata roślinna

Podstawową rośliną drzewiastą rosnącą na tym obszarze bez ingerencji człowieka są różne rodzaje tamaryszków. Jest to roślina mająca niewielkie wymagania siedliskowe będąca typowym kserofitem. Występuje najczęściej na zasolonych, piaszczystych, łatwo przepuszczalnych glebach (Chadefaud, Emberger 1960). Palowy system korzeniowy tamaryszków może sięgać na głębokość nawet do 40 metrów, co pozwala mu rosnąć na obszarach charakteryzujących się znaczną głębokością do wód gruntowych. Korzenie boczne wyrastają od korzenia głównego na dwóch poziomach. Pierwszy z nich znajduje się stosunkowo blisko powierzchni na poziomie zasięgu wód opadowych. Korzenie tego poziomu mogą zaopatrywać tamaryszek w wodę i

substancje mineralne jedynie w okresie występowania opadu. Głębokość wykształcenia się drugiego systemu korzeniowego uzależniona jest od głębokości zalegania stałego zwierciadła wód gruntowych. Tamaryszki czerpiąc wodę z tego poziomu oddają jej część roślinom zielnym rosnącym w pobliżu tamaryszka. Są to na ogół rośliny motylkowe, z których występowania korzyści czerpie również tamaryszek.

Z roślin zielnych dość licznie występuje euphorbia, która spotykana jest w różnych odmianach (*Euphorbia echinus*, *Euphorbia spinosa* i inne) będąc rośliną wskaźnikową dla strefy przejściowej pomiędzy obszarem śródziemnomorskim a pustynnym.

Z uwagi na niesprzyjające warunki klimatyczne, znaczną głębokość zalegania wód gruntowych oraz zasolenie gleb, roślinność tego obszaru jest jednak stosunkowo uboga. Dlatego też na powierzchniach gipsowych występują tylko halofity, takie jak: *Traganum nudatum* (dyhambran), *Anabasis articulata* (hairem), *Hymephyton deserti* (alga), *Zygophyllum album* (bougriba), *Suaeda brevifolia, Suaeda fruticosa, Suaeda verniculata, Salsola cruciata* (Le Houérou 1959). Występujące na badanym obszarze wydmy są miejscami porośnięte suchorostami: *Calligonum comosum* (arta), *Helianthemum brachypodum* (sembari), *Euphrobia guyoniana, Ephedra alata* (alenda), *Cornulaca monacantha* (had), *Haloxylon articulatum* (rmet), *Artenisia herba alba* (chih) (Guinochet 1951). Roślinność ta porasta mniej niż 1% powierzchni terenu, dlatego też nie może powstrzymywać drobnoziarnistego materiału przed wywiewaniem. Jedynie na terenach położonych wzdłuż dróg sadzone są eukaliptusy, stanowiące zaporę dla przemieszczania się wydm. Dodatkowym czynnikiem powodującym zagrożenie dla egzystencji roślin jest wypas zwierząt.

Roślinność charakterystyczna dla bardziej wilgotnego klimatu, wymagająca do wegetacji znacznie większej ilości wody występuje tylko w sztucznie nawadnianych oazach.

#### Literatura

- Bellair P., Jauzein A., 1953: Sables désertiques et morphologie éolienne. C.R. XIXe Congr. géol. int., fasc. VII, 113-118, Algier.
- Bousnina A., 1977: Les précipitations pluvieuses dans le Sud-Est Tunisien. Mémoire de C.A.R. Faculté des Lettres, Tunis.
- Bryant G., Drake Ch., 1994: Aperçu sur l'hydrologie du centre-sud tunisien. Réseau d'observations et crues exceptionelles, 74.
- Carte Géologique de la Tunisie. Skala 1 : 500 000. Service Géologique de la Tunisie, Arkusz II, Tunis 1985.
- Carte Topographique de la Tunisie, Skala 1 : 200 000, Institut Géographique Nationale, Paris 1933, Arkusze : XX (Chott el Rharsa), XXI (Tozeur), XXII (Kebili), XXV (El Oued), XXVI (Redjem Matoug), XXVII (Douz).
- Carte Topographique de la Tunisie, Skala 1 : 500 000, Office de la Topographie et de la Cartographie, Tunis 1985.
- Chedefaud M., Emberger L., 1960: Traite de botanique (systematique), Masson et Cie Editeurs, Paryż.
- Coque R., 1962: La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.
- Dłużewski M., Dziurzyński T., Smolska E., 2000: Współczesne modelowanie koryt rzek okresowych w południowej Tunezji na przykładzie Ouedu Gabès, [w:] Stacjonari ta Ekspierimentalni Dostidżenija Sydacznogo Relfoutworienija, Lviv.
- Domergue Ch., 1949: Le chott Djerid, station et lieu de ponte du Flamant rose. Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie, t. II, fasc. 3-4, 119-128, Tunis.

Drouhin G., 1953: Incidences de l'utilisation des eaux souterraines sur l'équilibre hydrologique. Actes Coll. sur l'Hydrologie de la zone aride, s. 129–137, Ankara 1952.

Dubief J., 1959: Le climat du Sahara. Tome I. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar. Publ. C.N.R.S., Paris.

Dubief J., 1963: Le climat du Sahara. Tome II. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar. Publ. C.N.R.S., Paris.

- Gouskov N., 1952 : Le problème hydrogéologique du bassin artésien de l'oued R'hir. XIXe Congr. géol. int., t. II, Algier.
- Guinochet M., 1951 : Contribution à l'étude phytosociologique du Sud Tunisien. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Algier.

Henia L., 1993: Climat et bilans de l'eau en Tunisie. Publ. de l'Université de Tunis.

Le Houérou H.N., 1959 : Recherches écologiques et floristiques sur la végétation de la Tunisie méridionale. Institut des Recherches Sahariennes. University d'Alger, Algier.

Martyn D., 1985: Klimaty kuli ziemskiej. PWN, Warszawa.

Miklokhoff E., 1950 : Etude des saumures naturelles du Chott el Djerid. Soc. Mines domaniales Potasse d'Alsace, Mulhouse.

Soil Taxonomy, 1999: A Basic System of Classification for making and interpreting Soil Surveys, USDA.


# Charakterystyka eolicznych form akumulacyjnych występujących na południe od szott Dżerid

Agata Karolina Markowska Pracownia Sedymentologiczna Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>lullaby@interia.pl</u>

## Wstęp

Przedstawione wyniki są efektem badań prowadzonych w okresie od czerwca 2002 roku do lutego 2004 roku.

Badania zostały przeprowadzone wzdłuż transektu o długości 250 km, biegnącego na południe od szottu Dżerid, od 15 km na W od Matmaty do miejscowości Hazoua, znajdującej się przy granicy z Algierią, około 45 km na SW od Tozeur (ryc. 1).

Wzdłuż transektu opisano formy akumulacji eolicznej i pobrano próbki, zarówno z ich powierzchni, jak i z warstwy przypowierzchniowej. Próbki osadów poddano analizie mineralogicznej (Barczuk 1992) oraz uziarnienia metodą sitową (Mycielska-Dowgiałło 1995). Na podstawie analizy sitowej zostały wykreślone krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa, w oparciu o które obliczono wskaźniki uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957): średnią średnicę ziaren (Mz), odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ), skośność (Sk<sub>1</sub>). Analiza uziarnienia pozwoliła



**Ryc. 1.** Lokalizacja transektu, wzdłuż którego prowadzono badania. Cyframi rzymskimi oznaczono miejsca poboru próbek.

wnioskować o rodzaju i długości transportu, natomiast analiza mineralogiczna dała podstawę do wnioskowania o źródle materiału budującego formy.

# Charakterystyka rzeźby

W części wschodniej transektu powierzchnia stanowi płaską równinę, porozcinaną licznymi uedami, mającymi swój początek w górach Tebaga. Równina ta ma charakter seriru, pustyni żwirowej, na której występują nebki - formy wymuszonej akumulacji eolicznej.

Następnie, po około 20 kilometrach w kierunku zachodnim, teren zmienia się w równinę falistą, z uedami o przebiegu NS, na powierzchni której występuje zwietrzelina wapienna. Formami akumulacji eolicznej występującymi w tej części transektu są nebki i pagórki tamaryszkowe. 35 km na E od miejscowości Douz ponownie występuje równina płaska. W odległości kilku kilometrów na południe od transektu pojawiają się formy wydmowe, które w kierunku zachodnim znajdują się coraz bliżej transektu. Koryta uedów stają się mniej wyraźne. Formami akumulacji eolicznej są tutaj pagórki tamaryszkowe i nebki.

10 km na E od Douz występują wydmy pokrywając znaczną część powierzchni podłoża, a także formy akumulacji eolicznej wymuszone przez człowieka poprzez stawianie płotków palmowych, mających zapobiegać zasypywaniu drogi.

Następnie transekt przebiega od Douz do Rejim Maatoug, na południowych obrzeżeniach szottu Dżerid. W okolicach Douz, po północnej stronie transektu, powierzchnia ma charakter równiny płaskiej, z widocznymi wykwitami solnymi i pagórkami tamaryszkowymi, po południowej zaś stronie – równiny falistej, ze wzgórzami o wysokości względnej do 10 m. Po obu stronach występują, słone, okresowe jeziorka.

W kierunku zachodnim pojawiają się coraz wyższe formy akumulacji eolicznej, do 10 m wysokości, wymuszone na płotkach, ustawionych prostopadle do drogi. Akumulacja materiału eolicznego zajmuje tu około 60% powierzchni terenu.

Około 50 km na W od Douz zaczyna się równinna, płaska powierzchnia jeziorna. Na tym obszarze niewielka akumulacja występuje tylko po stronie południowej.

Po około 60 km zaczynają występować pagórki tamaryszkowe, a następnie wydmy. Tutaj akumulacja występuje ponownie po obu stronach drogi. Po północnej stronie są to zaspy na płotkach, po stronie południowej natomiast nebki i pagórki tamaryszkowe.

Po kolejnych 10 km zaobserwowane zostały zsylifikowane obszary wydmowe oraz pagórki tamaryszkowe.

Następnie powierzchnia równinna płaska zmienia się w pagórkowatą. Widoczne są tutaj wychodne skał węglanowych.

Od 61 km na E od Rejim Maatoug rozciąga się równina płaska, z widocznymi wykwitami soli. Formami akumulacyjnymi są tu nebki. Od 52 km do 43 km widoczne są kilkumetrowej wysokości ostańce zbudowane z materiału akumulowanego w środowisku eolicznym.

33 km na E od Rejim Maatoug powierzchnia równinna płaska przechodzi w powierzchnię równinna falistą. Występuje tu więcej roślinności, a formami akumulacji są nebki.

9 km na E od Rejim Maatoug, na powierzchni równinnej, płaskiej, formy akumulacyjne zajmują ok. 95%. Wzdłuż transektu, po stronie południowej, występują płotki palmowe wymuszające akumulację materiału eolicznego, a po stronie północnej wydmy swobodne o wysokości do 3 m.

Ostatni fragment transektu biegnie pomiędzy miejscowościami Rejim Maatoug a Hazoua. Powierzchnia ma na całym tym odcinku charakter równiny falistej. Dominującymi formami akumulacji są tu pagórki tamaryszkowe do 4 m wysokości oraz nebki.

# Charakterystyka form akumulacji eolicznej

Wzdłuż profilu występują wydmy barchanoidalne, barchany oraz formy wymuszonej akumulacji eolicznej takie jak nebki, pagórki tamaryszkowe, zaspy tylne za płotkami palmowymi. Barchany i wydmy barchanoidalne występują w centralnej części transektu od Douz do 35 km na zachód od tej miejscowości. Osiągają wysokość do 4 m. Są to w większości wały wydm barchanoidalnych. Swobodne barchany występują rzadko.

Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej powstające za przeszkodą roślinną, są jednymi z podstawowych występujących wzdłuż transektu. Formy te dominują w początkowej i końcowej części transektu, na długości około 60 km w obydwu przypadkach. Występują również jako formy towarzyszące. Formy te mają od 10 do 100 cm wysokości i od 70 cm do kilku metrów długości.

Pagórki tamaryszkowe – formy akumulacji eolicznej wymuszone przez roślinność typu tamaryszkowego, osiągają maksymalną wysokość do 4 m, a ich średnica osiąga do kilku metrów. Forma ta dominuje w końcowej części transektu, od około 40 km przed miejscowością Hazua, a także jako forma towarzysząca w centralnej części transektu.

Ostatnią formą akumulacji eolicznej są formy związane z działalnością człowieka – zaspy za płotkami palmowymi. Płotki mają na celu wyłapanie materiału eolicznego i ograniczenie zasypywania dróg. Zaspy występują wzdłuż całego transektu jako formy towarzyszące. Osiągają wysokość do 10 m.

# Charakterystyka sedymentologiczna osadów

Wzdłuż całego profilu frakcjami dominującymi są piaski drobne i średnie, o średniej średnicy ziarna (Mz) zawierającej się w przedziale 2,22 – 3,39 phi (tab. 1). Największa średnica ziaren występuje w formach akumulacji eolicznej wymuszonej przez płotki palmowe. Wysortowanie

	Mz	<b>σ</b> <sub>1</sub>	Sk1
A I (nebka)	3,37	0,29	0,15
A II (nebka)	3,33	0,23	0,42
A III (nebka)	3,27	0,21	0,18
A V (nebka)	3,39	0,23	0,55
A VI (nebka)	3,19	0,23	0,005
A VII (nebka)	3,12	0,41	-0,27
A VIII (płotek)	2,22	0,77	0,43
A IX (wydma)	3,14	0,21	0,01
A X (wydma)	2,99	0,43	-0,26
A XI (wydma)	3,16	0,24	0,02
A XII (tamaryszek)	3,08	0,36	-0,24
A XIII (nebka)	3,06	0,39	-0,19
A XIV (wydma)	2,92	0,45	-0,39
A XV (wydma)	3	0,29	0,1
A XVII (nebka)	2,33	1,06	-0,2
A XVIII (nebka)	3,08	0,56	-0,23
A XIX (nebka)	2,9	0,49	-0,34
A XX (nebka)	3,1	0,37	-0,1
A XXI (nebka)	3,19	0,28	0,02
A XXII (tamaryszek)	2,8	0,53	-0,3
A XXIII(tamaryszek)	2,35	0,73	0,25

**Tabela 1.** Wskaźniki uziarnienia osadów akumulacyjnych form eolicznych.

osadów nie jest jednorodne, ale w większości form osad należy do bardzo dobrze wysortowanych. Można więc wnioskować o dość długim transporcie materiału. Tylko w dwóch przypadkach osad należy do średnio wysortowanych (A VIII i A XVII), można zatem przypuszczać, że brał on krócej udział w procesie transportu eolicznego. W obu przypadkach zaobserwowano również wzrost zawartości gipsu w osadzie.



Ryc. 2. Procentowy udział kwarcu w osadach akumulacyjnych form eolicznych oraz osadów podłoża.

W budowie form dominują dwa składniki mineralne – kwarc i gips (ryc. 2, 3). Procentowy udział innych minerałów nie był brany pod uwagę, gdyż ich sumaryczna wartość nie przekracza kilku procent. Marginalna ilość gipsu występuje w osadach form akumulacyjnych we wschodniej i zachodniej części transektu, zaobserwowano natomiast procentowy wzrost udziału tego



38

Ryc. 3. Procentowy udział gipsu w osadach akumulacyjnych form eolicznych i osadach podłoża.

minerału w centralnej części transektu. Wydaje się, że procentowy wzrost udziału gipsu w formach akumulacji eolicznej po stronie zawietrznej ma związek ze zmiennym kierunkiem wiatru aktywnego w środkowej części transektu (punkty AVIII, A XVIII), a także z bliskim sąsiedztwem szottu.

Rodzaj formy nie ma wpływu na średnią średnicę ziarna ani wysortowanie osadu. Podobną wielkością ziaren, a także podobnym wysortowaniem charakteryzują się zarówno osady nebek, pagórków tamaryszkowych jak i osady wydm.

Podobnie forma nie wpływa na procentową zawartość minerałów w osadzie. Podobna ilość gipsu czy kwarcu nie zależy od rodzaju formy. Np. w punktach A XIII i A XV (ryc. 2, 3) podobny jest udział procentowy gipsu i kwarcu w osadzie, podczas, gdy jedna z form to nebka, a druga to wydma.

## Wnioski i podsumowanie

Decydującym czynnikiem zróżnicowania osadu pod względem uziarnienia jest odległość od szottu.

Rodzaj form nie wpływa ani na uziarnienie ani na skład mineralogiczny osadu.

W przebiegu transektu można zaobserwować strefy ze zwiększonym udziałem gipsu w osadach form akumulacji eolicznej. Wzrost udziału gipsu w formach jest związany z wzrostem jego zawartości w podłożu i zgodny ze zmiennością kierunków wiatrów przeważających.

Źródłem gipsu przy zmiennym kierunku wiatru są, w znacznej przewadze osady szottu. Wzrost zawartości gipsu w osadach form akumulacji jest zbieżny z gorszym wysortowaniem osadu tych form.

Kwarc będący dominującym minerałem budującym formy akumulacji eolicznej występujące na pustyniach klimatu wybitnie gorącego jest głównym składnikiem badanych form zarówno na wschód jak i zachód od szottu.



# Ewolucja pól wydmowych okolicy El Faouar i Ghidmy (SE obrzeżenie szottu Dżerid)

Mariusz Potocki Pracownia Sedymentologiczna Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>fretka@go2.pl</u>

## Wprowadzenie

Przedstawione poniżej wyniki zostały uzyskane podczas badań prowadzonych w okresie od czerwca 2002 roku do lutego 2004 roku (VI 2002, XII 2002, VI 2003, II 2004).

Obserwacje koncentrowały się na trzech polach wydmowych południowo-wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid z okolic miejscowości El Faouar, Sabria i Ghidma. Z obszaru każdego pola do szczegółowych badań wybrano po dziesięć wydm. Wykonano pomiary morfometrii oraz tempa przemieszczania się wszystkich form. Zmierzono ich wysokość, długość, nachylenie stoku dowietrznego i zawietrznego, rozpiętość ramion, kierunek osi symetrii oraz odległości do założonych w terenie punktów reperowych (każdy reper został zlokalizowany przy wykorzystaniu systemu GPS). Domiary wykonano przy użyciu taśmy mierniczej zaś kąty nachylenia stoków i azymuty zmierzono busolą geologiczną.

Z wybranych wydm pobrano próbki z warstwy przypowierzchniowej wzdłuż formy – od podstawy stoku dowietrznego do podstawy zawietrznego (podstawa, środek, wierzchowina stoku dowietrznego i góra, środek, dół stoku zawietrznego). Pobrano również próbki z powierzchni podłoża i z głębokości 10 cm. Próbki osadów poddano analizie laboratoryjnej. Polegała ona na wykonaniu analiz sitowych. Otrzymane wyniki pozwoliły na skonstruowanie krzywych kumulacyjnych uziarnienia w skali prawdopodobieństwa (Mycielska - Dowgiałło 1995). Na ich podstawie wyliczono wskaźniki uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957). Trzy z nich wydają się być najcenniejszymi do późniejszego wnioskowania genetycznego (Mycielska - Dowgiałło 1995). Jest to: średnia średnica ziaren (Mz), odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ), skośność (Sk<sub>1</sub>).

Poniżej przedstawiono wyniki dla pól wydmowych położonych w okolicach miejscowości El Faouar i Ghidma. Pola te położone są na powierzchniach równinnych płaskich, miejscami falistych, wznoszących się odpowiednio na wysokości 50–65 i 30–35 m n.p.m., poza zasięgiem współczesnych zalewów wód szottu. Powierzchnie te zbudowane są z mioplioceńskich zlepieńców, piasków, glin oraz osadów typu playa (zał. 4).

Na badanym terenie nie stwierdzono występowania stałych wód powierzchniowych. Jedynie w pobliżu pola wydmowego Ghidma obserwowano okresowe zastoiska wody związane z nadmiernym podlewaniem oazy.

Eksploatowana jest woda podziemna występująca w kilku warstwach wodonośnych. Najwyższa z nich jest stosunkowo uboga i ze względu na intensywny pobór jej poziom wykazuje stałą tendencję do obniżania, w 1950 roku znajdował się on na głębokości 0,5 m, a w 1993 roku na 38 m (Bryant, Drake, 1994). Woda wykorzystywana jest głównie do nawadniania upraw jak również do celów konsumpcyjnych powiększającej się liczby ludności.

Przy obserwacjach dotyczących ewolucji pól wydmowych jak i sposobu przemieszczania się samych form podstawową informacją jest rozkład kierunków oraz prędkości występujących wiatrów. Jednak w najbliższym sąsiedztwie omawianych terenów nie ma stacji meteorologicznej, z której można byłoby pozyskać dane. Na podstawie danych ze stacji Kebili położonej 45 km na NE od badanego obszaru wnioskować można, że wiatr aktywny ma przeważnie kierunek NE. Według Jauzeina (Bellair, Jauzein 1953) w okresie zimy i wiosny zaznacza się większy wpływ aktywnego wiatru z sektora W, zaś latem i jesienią z sektora E.

# Formy wydmowe

Wysokość form z obszaru omawianych pól wydmowych jest nieznaczna, wynosi od 1 do 3,5 metra. Stoki dowietrzne nieprzekraczające długości 25 metrów charakteryzują się nachyleniem od 1 do 14æ, zaś stoki zawietrzne o długości dochodzącej do 10 metrów osiągają maksymalne nachylenie 35°. Osie symetrii badanych form jak i kierunki ich przemieszczania potwierdzają sezonowy rozkład kierunków wiatru. Latem i jesienią kształtowane są one przez silny wiatr wiejący głownie z NE i ENE. Pomiary położenia wydm wykazały, że w okresie lata wydmy przemieszczają się w kierunku WSW (243–265° El Faouar, 250–260° Ghidma). Na sezonową zmianę kierunku wiatru w okresie zimy i wiosny wskazują pomiary wykonane zimą. W okresie tym formy wydmowe występujące w okolicach El Faouar przemieszczały się w kierunku ESE (106–117°), a na polu Ghidma w kierunku ENE (65–88°). Na przełomie sezonów wiosenno-letniego oraz jesienno-zimowego obserwowano także zmiany w profilach podłużnych form, wynikające ze zmiany kierunku wiatru wydmotwórczego. W obrębie grzbietów powstawały i rozwijały się wtórne formy wydmowe o ukierunkowaniu przeciwnym.

Podczas okresu badawczego zaobserwowano bardzo dużą ewolucję form wydmowych. Barchany przekształciły się w wydmy barchanoidalne długości kilkudziesięciu metrów zaś powierzchnie międzywydmowe uległy znacznemu zmniejszeniu.

## Skład mineralno-litologiczny

Skład mineralno-litologiczny analizowany był na próbkach nierozdzielonych na poszczególne frakcje<sup>1</sup>. Posłużono się metodą analizy mikroskopowej tzw. preparatów proszkowych, powszechnie stosowaną w petrologii skał osadowych (Barczuk 1992; Berendsen, Barczuk 1993; Barczuk, Tatur 1999; Barczuk, Wyrwicki 1999).

W badanych próbkach piasków wyróżniono szereg składników mineralnych (kwarc, gips, skalenie, minerały ciężkie) i litycznych (agregaty żelaziste, margle, węglany) (tab. 1).

Dominującym składnikiem mineralnym badanych osadów jest kwarc. Charakteryzuje się on bardzo dużą odpornością na fizyczne i chemiczne niszczące czynniki transportu i wietrzenia. Wpływ procesu eolicznego zaznacza się wzbogaceniem w kwarc osadów wydmowych w stosunku do osadów regu bogatych w gips. Wyraźna różnica w tych osadach może sugerować, że osady wydmowe ulegały długotrwałym procesom eolicznym. Prawdopodobnie wynika ona

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Analiza mikroskopowa preparatów proszkowych wykonana została przez dr hab. A. Barczuka w Instytucie Geochemii, Mineralogii i Petrologii Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

	Reg - powierzchnia	Reg - gł. 10 cm	Dół stoku zawietrznego	Środek stoku zawietrznego	Góra stoku zawietrznego	Wierzchowina	Środek stoku dowietrznego	Podstawa stoku dowietrznego
Kwarc	62	61,9	85,4	83,1	82	84,5	82,1	84,2
Gips	4,3	33,9	6,6	7,8	7,8	5,8	8	7,3
Skalenie	1,9	1,4	2,3	1,8	2	2,4	2,3	2,1
Min. Ciężkie	12,1	0,6	0,8	2,1	3,1	2,7	1,8	1,6
Agregaty Fe	2,8	0,8	0,5	0,5	0,7	0,5	1	0,9
Margle	5,6	0,8	2,3	2,6	2,4	2,2	2,7	2,3
Węglany bezp.	11,1	0,6	1,8	2,1	2	1,9	2,1	1,6
Węglany org.	0,2	0	0,3	0	0	0	0	0
Suma	100	100	100	100	100	100	100	100

Tab. 1. Skład mineralno-litologiczny osadów wybranej wydmy (frakcja piaszczysta).

jednak z dużej różnicy w odporności składników, kwarcu i gipsu pochodzącego ze skorup tworzących się na powierzchni regu. Zawartość gipsu w osadach wydmowych nie przekracza kilku procent, co wiąże się z jego małą odpornością na abrazję mechaniczną oraz wietrzenie chemiczne. W związku z tym minerał ten nie może posłużyć za wskaźnikowy dla środowiska badanego obszaru.



**Ryc. 1a.** Krzywe częstości osadów pobranych z profilu podłużnego (1 – powierzchnia regu, 2 – reg, gł. 10 cm, 3 – dół stoku zawietrznego, 4 – góra stoku zawietrznego, 5 – wierzchowina, 6 – środek stoku dowietrznego, 7 – podstawa stoku dowietrznego – wydma M03 (El Faouar).

## Cechy teksturalne osadów wydmowych

Praktycznie wszystkie krzywe częstości osadów wydmowych są krzywymi jednomodalnymi. Oznacza to występowanie jednego przedziału frakcyjnego o dominującej częstości (ryc. 1a,b). Większość wydm ma ziarna z przedziału 0,1mm – 0,063mm (3,3 $\Phi$ –4 $\Phi$ ).

Wartości wskaźników Folka i Warda w profilach podłużnych barchanów nie wykazują znaczących zmian (tab. 2). W przypadku wydm o tak niewielkich długościach stoków, nie dochodzi do sortowania osadu w obrębie form (Mycielska - Dowgiałło i in. 1997 i 1998). Wyraźna różnica wskaźników uziarnienia zaznacza się natomiast przy porównaniu osadów barchanu i podłoża. Piasek wydmowy jest bardzo dobrze wysortowany i drobniejszy. Osad regu ma gorsze wysortowanie i zbudowany jest z grubszych frakcji (tab. 2). Jego powierzchnia pokryta jest dużą ilością wytrąceń solnych, głównie gipsowych, utrudniających proces deflacji.



**Ryc. 1b.** Krzywe częstości osadów pobranych z profilu podłużnego (2 – reg, gł. 10 cm, 3 – dół stoku zawietrznego, 4 – góra stoku zawietrznego, 5 – wierzchowina, 6 – środek stoku dowietrznego, 7 – podstawa stoku dowietrznego – wydma M21 (Ghidma).

Podczas transportu osadu w środowisku eolicznym dochodzi do polepszenia jego wysortowania. Transport następuje głównie w saltacji – zaznacza się to dominacją członu A na krzywych uziarnienia (Visher, 1969) (ryc. 2a,b).

**Tab. 2.** Zestawienie wskaźników uziarnienia obliczonych wg wzorów Folka i Warda (1957) z osadów pobranych z profilu podłużnego wydm obszaru El Faouar (M03) i Ghidma (M21).

Mz – średnia średnica ziarn, <b>c</b>	- odchylenie standardowe, Sl	r <sub>1</sub> – skośność.
---------------------------------------	------------------------------	----------------------------

Położenie punktu pomiarowego	Wydma	Mz	σ1	Sk1
Pog powierzebnie	M03	2,66	1,26	-0,63
Reg – powierzenina	M21	-	-	-
Reg of 10 cm	M03	3,36	0,47	0,13
Reg – gi. 10 chi	M21	2,92	0,74	-0,36
Dát stoku zawietrznego	M03	3,4	0,23	0,03
Doi stoku zawietiznego	M21	3,02	0,32	-0,14
Córa stoku zawietrznego	M03	3,3	0,24	0,17
Gora stoku zawietrznego	M21	3,09	0,29	-0,14
Wierzchowing	M03	3,29	0,23	0,16
wierzenowina	M21	3,01	0,32	-0,12
Śradek staku dawietrznego	M03	3,35	0,22	0,23
Stodek stoku dowietizilego	M21	3,03	0,31	-0,14
Podstawa stoku dowietrznego	M03	3,45	0,23	0,02
i oustawa stoku uowieti zilego	M21	3,14	0,31	-0,12

Przy porównaniu barchanów z dwóch omawianych obszarów zaznacza się odmienność tych form. Wydmy z pola położonego w okolicy miejscowości Ghidma zbudowane są z osadów o grubszej frakcji niż wydmy z pola okolicy El Faouar. Zaznacza się w nich również dominacja osadów o większej średnicy ziaren w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości (ujemna wartość skośności). Ujemna wartość skośności wskazuje na rozwiewanie już zdeponowanego osadu bądź też na większą siłę ośrodka transportującego.



**Ryc. 2a.** Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów pobranych z profilu podłużnego (1 – powierzchnia regu, 2 – reg, gł. 10 cm, 3 – dół stoku zawietrznego, 4 – góra stoku zawietrznego, 5 – wierzchowina, 6 – środek stoku dowietrznego, 7 – podstawa stoku dowietrznego – wydma M03 (El Faouar)



**Ryc. 2b.** Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów pobranych z profilu podłużnego (1 – powierzchnia regu, 2 – reg, gł. 10 cm, 3 – dół stoku zawietrznego, 4 – góra stoku zawietrznego, 5 – wierzchowina, 6 – środek stoku dowietrznego, 7 – podstawa stoku dowietrznego – wydma M21 (Ghidma).

## Wnioski

Proces deflacji na obszarze południowo-wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid został zintensyfikowany w wyniku sukcesywnego obniżania poziomu wód gruntowych, wywołanego rosnącą ich eksploatacją. Intensyfikacja procesów eolicznych, w tym akumulacji osadu, skutkuje również zwiększaniem się powierzchni pól wydmowych. Zwiększenie ilości akumulowanego materiału spowodowało przekształcenie barchanów w formy barchanoidalne.

Na odległy transport i źródło wskazuje bardzo dobre wysortowanie osadów barchanów oraz duża zawartość kwarcu, podobna do udziału kwarcu w formach dojrzałych pól wydmowych. Na brak powiązania osadów podłoża i osadów wydmowych wskazuje brak zgodności mineralnolitologicznej tych osadów. Osady badanych pól wydmowych charakteryzują się natomiast małym zróżnicowaniem uziarnienia.

## Literatura

- Barczuk A., Dłużewski M. 2003, Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i stopnia eolizacji osadów wydmowych, [w:] Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności, Red. Dłużewski M., Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa.
- Bellair P., Jauzein A., 1953, Sables désertiques et morphologie éolienne. C.R. XIX Congr. géol. int., fasc. VII, 113-118, Algier.
- Bryant G., Drake Ch., 1994, Aperçu sur l'hydrologie du centra-sud Tunisie. Réseau d'observations et crues exceptionelles, 74.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna, [w:] Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Red. E. Mycielska – Dowgiałło, J. Rutkowski, WGiSR UW, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., Dłużewski M., Pękalska A., Smolska E., Szwarczewski P., Woronko B. 1997, Development of dunes in southern Tunisia as an effect of the process of desertification, preliminary study. Acta Universitates Carolinae. Geographica, Supplementum, PAG.
- Mycielska-Dowgiałło E., Dłużewski M., Pękalska A., Smolska E., Szwarczewski P., Woronko B. 1998, Rozwój wydm na wybranych obszarach Sahary jako efekt pustynnienia, [w:] Współczesne procesy eoliczne, Red. Szczypek T., Wach J., WNoZ UŚ, SGP, Sosnowiec.
- Visher G.S., 1969, Grain size distribution and depositional processes, J. Sed. Petrol., 39.

# Geneza form ostańcowych – wschodnie obrzeżenie szottu Dżerid

Lidia Dubis

Zakład Geografii Stosowanej i Paleogeografii Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie e-mail: <u>dubis@mail.lviv.ua</u>

Maciej Dłużewski Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>dluzewski@uw.edu.pl</u>

# Wprowadzenie

Celem badań było określenie genezy ostańcowych form erozyjnych występujących w obrębie wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid. Określono źródło materiału i sposób sedymentacji osadów budujących badane formy. Dokonano pomiarów cech metrycznych form.

Do badań wybrano dwa obszary, na których występują erozyjne formy ostańcowe (oznaczenie –TJ) (zał. 3). Pole TJ – 1 (okolice miejscowości Bechri) położone jest około 36 m n.p.m. na powierzchni równinnej płaskiej w obrębie plioplejstoceńskiego zasięgu szottu (Coque 1962). Pole oznaczone symbolem TJ – 2 położone jest w południowo-wschodniej części obrzeżenia szottu, około 10km na północ od miejscowości El Faouar. Jest to obszar położony nieco niżej - na wysokości 26 m n.p.m. w obrębie holoceńskiego dna szottu w jego południowo-wschodniej części.

## Metody badań

# Metody badań terenowych

Wykonano pomiary cech strukturalnych osadów, w szczególności ponad 150 pomiarów biegu i upadu warstw (min. 50 pomiarów dla każdego pola), co pozwoliło na określenie sposobu sedymentacji materiału budującego badane formy (Gradziński i in., 1976,1986, Rutkowski 1995). Wykonano także pomiary morfometrii form ostańcowych, które polegały na określeniu wybranych cech metrycznych (wysokości, długości, szerokości) pozwalających, w szczególności, na określenie miąższości osadu, który uległ erozji. Zmierzono azymut dłuższej osi form korelując otrzymane wyniki z kierunkiem współczesnego wiatru aktywnego.

## Metody badań laboratoryjnych

Pobrane w terenie próbki przeanalizowano pod względem cech teksturalnych (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995), co pozwoliło na określenie czasu trwania procesów eolicznych (stopnia eolizacji osadów), które przekształciły osad źródłowy w osad budujący badane formy oraz na określenie maksymalnej odległości od źródła tych osadów. Na podstawie krzywych kumulacyjnych wykreślonych w skali prawdopodobieństwa, uzyskanych z analizy sitowej (Mycielska-Dowgiałło 1995) obliczono wskaźniki uziarnienia Mz,  $\sigma_1$  i Sk1 według wzorów Folka i Warda (1957). Analiza składu mineralno-litologicznego osadów (w tym minerałów ciężkich)<sup>1</sup> (Borkowska, Smulikowski 1973, Barczuk 1992) pozwaliła na określenie obszarów alimentacji badanych osadów, charakteru środowiska sedymentacji, zróżnicowania odporności osadu na procesy niszczące podczas transportu materiału (Mycielska-Dowgiałło 1995). W celu określenia wieku ostatniej akumulacji osadów budujących badane formy wykonano ich datowanie metodą termoluminescencyjną (TL)<sup>2</sup> (Bluszcz, Pazdur 1985). Zastosowana została metoda badań w technice gruboziarnistej (Fleming 1970).

# Formy ostańcowe - jardangi jako wynik działalności erozji eolicznej

Dotychczasowe badania nad procesem erozji eolicznej w strefach suchych, zapoczątkowane w końcu XIX wieku w Azji północno-zachodniej (Hedin 1903, 1905, Stein 1909) oraz w Afryce północnej (Ball 1900, Beadnell 1910), wykazały jego istotne znaczenie rzeźbotwórcze. W nieco późniejszych i bardziej szczegółowych pracach na temat erozyjnych form ostańcowych (jardangów) powstałych w wyniku działania procesów eolicznych (Blackwelder 1930, 1934, 1954, Maxson 1940 i Sharp 1949) wykazano, że znaczenie rzeźbotwórcze procesu erozji eolicznej ogranicza się jedynie do niewielkich obszarów o szczególnych cechach, których określenie było przedmiotem powyższych prac. Prace terenowe i laboratoryjne prowadzone na szeroką skalę pozwoliły na przybliżenie wpływu udziału procesu abrazji eolicznej na tempo powstawania form ostańcowych (Bagnold 1941, Twidale 1976 i Small 1978). Teoretyczno-praktyczne prace Bagnolda i innych badaczy dokumentują tezę, że skala procesu abrazji jest uwarunkowana dostępnością materiału podatnego na transport eoliczny.

Zasób wiedzy dotyczącej występowania erozyjnych form ostańcowych został znacznie zwiększony w następstwie zapoczątkowania wykorzystywania do badań zdjęć satelitarnych (Mc Cauley i in. 1977, Breed, Grow 1979, Breed i in. 1979). Pozwoliły one na stwierdzenie, że wpływ wiatru jako erozyjnego czynnika rzeźbotwórczego jest bardzo niewielki – z wyjątkiem obszarów wybitnie suchych, np. w Peru, Iranie i południowo-zachodnim Egipcie, gdzie pojedyncze erozyjne formy ostańcowe osiągają kilka kilometrów długości, a ich zespoły pokrywają powierzchnię kilkuset kilometrów kwadratowych. Zdjęcia satelitarne pozwoliły ponadto na stwierdzenie, że erozyjne formy ostańcowe genezy eolicznej powstają jedynie na podłożu o szczególnych właściwościach.

Jardangi są erozyjnymi formami ostańcowymi, powstałymi w wyniku działania erozji eolicznej, a w szczególności deflacji i abrazji (Bosworth 1922). Występują najczęściej na obszarach pokrytych jednorodnymi, drobnoziarnistymi, czwartorzędowymi osadami akumulacji jeziornej i eolicznej (Hedin 1903). Erozyjne formy ostańcowe genezy eolicznej mogą także powstawać w skałach litych, co opisali np. Mc Cauley i in. (1977), choć w tym przypadku proces erozji eolicznej nie zawsze jest czynnikiem dominującym.

Jardangi mają charakterystyczny, wydłużony kształt, o stosunku szerokości do długości równym,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Autorzy dziękują dr. hab. Andrzejowi Barczukowi z Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrologii Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego za wykonanie analizy składu mineralno-litologicznego oraz składu minerałów ciężkich.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Autorzy dziękują dr. Ireneuszowi Olszakowi z Wydziału Biologii, Geografii i Oceanologii Uniwersytetu Gdańskiego za określenie wieku osadów metodą termoluminescencyjną (TL).

w formach dojrzałych, najczęściej 1 : 4 (Grolier i in. 1980) (ryc.1). Często występują jako równoległe pasma o długości kilku kilometrów oraz szerokości i wysokości kilkudziesięciu metrów, jak np. w Kotlinie Djerud w zachodniej Syrii (Bogacki 1980, Mycielska-Dowgiałło 1980), na Pustyni Lut (Iran), na wybrzeżu Peru lub na Pustyni Zachodniej (Egipt) (Dubis, Dłużewski 2002).



Ryc. 1. Schemat powstawania erozyjnych form ostańcowych – jardangów (wg Breed'a i in. 1997).

Kształt jardangów zależny jest od intensywności procesu erozji eolicznej, który związany jest z właściwościami materiału budującego formy ostańcowe, a w szczególności z jego spoistością, jednorodnością, uziarnieniem i kohezją. Ponadto, na kształt tych form może mieć wpływ lokalne ukształtowanie terenu oraz stopień ewolucji form ostańcowych (Whitney, Dieterich 1973). W przypadku obszarów zbudowanych z jednolitego litologicznie materiału oraz w przypadku zdecydowanej przewagi jednego kierunku aktywnego wiatru, formy erozyjne tworzą się w postaci równoległych wydłużonych form ostańcowych o określonym kierunku osi podłużnej. Gdy kierunek aktywnego wiatru jest zmienny, wydłużenie form ostańcowych jest mniejsze.

Na podstawie badań, przeprowadzonych w warunkach laboratoryjnych ustalono, że podstawowym czynnikiem wpływającym na tempo tworzenia się jardangów jest częstość występowania wiatru o prędkości powyżej 10 m/s (Ward, Greeley 1984). Wykazano, że rozwój erozyjnych form eolicznych zależy od rodzaju i dynamiki przepływu strumieni powietrza wokół formy ostańcowej. Przepływ powietrza może być czynnikiem dominującym, szczególnie w przypadku form występujących w dużym zagęszczeniu. Jest to związane z wymuszeniem większej prędkości wiatru spowodowanej małymi rozmiarami rynien deflacyjnych oddzielających od siebie jardangi. Turbulentny przepływ powietrza powoduje nadanie ostatecznego kształtu i proporcji wymiarów powstającym formom ostańcowym. Po zawietrznej stronie formy wytwarza się znaczne podciśnienie, przyczyniające się tam do lokalnego zwiększenia intensywności deflacji, co przejawia się wyraźnym spadkiem wysokości jardangów w części zawietrznej. Badania wykazały ponadto, że wpływ procesu abrazji na powstawanie jardangów jest stosunkowo niewielki, a jego znaczenie uwidacznia się tylko w erodowaniu ich dowietrznej powierzchni. Abrazja, polegająca na mechanicznym uderzaniu ziaren frakcji

piaszczystej transportowanych przez saltację, powoduje jedynie obniżenie spoistości warstwy powierzchniowej dowietrznej strony ostańca. Wpływ tego rodzaju abrazji na kształtowanie zawietrznej strony form ostańcowych w czasie oddziaływania prądów wstecznych uznaje się za bardzo mały lub możliwy do pominięcia (Whitney 1983). Abrazja spowodowana przez materiał drobnopiaszczysty i pylasty transportowany w zawiesinie oraz unoszony przez prądy wsteczne oddziaływuje, choć w dużo mniejszej skali, na wszystkie powierzchnie jardangów . Jej udział w kształtowaniu zawietrznej strony jardangów jest uważany za większy niż w kształtowaniu strony dowietrznej – przeciwnie do abrazji powodowanej przez materiał piaszczysty. Wynika to z wielokrotnego oddziaływania na powierzchnię jardangu materiału unoszonego ruchem wirowym w zaburzeniach turbulencyjnych występujących po stronie zawietrznej (Whitney 1983, 1985). Skutkiem tego procesu jest występujące po stronie zawietrznej zaokrąglenie jardangów, z widocznymi niekiedy na bocznych powierzchniach wgłębieniami korazyjnymi.

# Charakterystyka form i osadów

## Region Bechri

Formy występujące w okolicach miejscowości Bechri (TJ-1) charakteryzują się dość jednorodnym kształtem. Azymut dłuższej osi waha się od 65° do 82° (ryc. 2). Jest on zgodny z



**Ryc. 2.** Diagram kołowy kierunków i nachyleń lamin dla strony zawietrznej i ukierunkowanie dłuższych osi form ostańcowych regionu Bechri; 1 - sektor występowania kierunków dłuższych osi jardangów, 2 – nachylenie lamin (długość strzałek wskazuje kąt nachylenia).

przeważającym kierunkiem wiatru aktywnego dla tego obszaru (porównaj Dłużewski, Charakterystyka ..., ten tom). Maksymalną wysokość (3,50-1,97m) formy osiągają od strony dowietrznej, natomiast po stronie zawietrznej maleje ona do kilkudziesięciu centymetrów. Kształt omawianych form mierzony przy podstawie można porównać dla większości form do kształtu kropli. Podstawa, szersza po stronie dowietrznej osiąga rozmiary od 4,40 do 1,85m, natomiast po stronie zawietrznej w wielu przypadkach obie ściany boczne są ze sobą zbieżne. Długość form przy podstawie waha się od 4,45 do 11,62m. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że dla poszczególnych form stosunek szerokości mierzony w części proksymalnej badanych form do długości tych form wynosi od 1 : 3 do 1 : 5.

Omawiane formy zbudowane są ze scementowanych osadów piaszczystych o wyraźnej laminacji przekątnej. W większości wyraźnie widoczne są zespoły warstwowań płaskich klinowych (warstwowanie krzyżowe), rzadziej tabularnych. Taki typ warstwowania wskazuje na akumulację materiału w środowisku eolicznym (Mc Kee 1966, Gradziński i in. 1976,1986, Izmaiłow 2001). Pomiary biegu i upadu lamin (ryc. 2) wykazały, że materiał akumulowany był przez wiatr z kierunku wschodniego dla osadów akumulowanych poniżej 1metra od podstawy, natomiast osady młodsze, występujące w badanych ostańcach powyżej 1 metra – w większości przez wiatr z kierunku północno-wschodniego, zgodnego z współcześnie dominującym kierunkiem wiatru aktywnego.

Skład mineralno-litologiczny badanych osadów jest dość jednorodny. Zdecydowanie dominuje gips, którego udział wynosi od 94% w części wierzchowinowej do 84% w części spągowej formy położonej w zachodniej części omawianego pola i odpowiednio 76% do 71% dla formy położonej we wschodniej części tego pola (ryc. 3). W mioplioceńskich osadach genezy jeziornej stanowiących podstawę omawianych form udział tego składnika jest znacznie niższy i nie przekracza 50%. Drugim składnikiem, z którego, choć w zdecydowanie mniejszej części, składają się badane osady jest kwarc, którego udział wynosi od 4% do 13% w formie położonej w zachodniej części pola oraz od 15% do 24% w części wschodniej. Pozostałe składniki odgrywają tylko rolę marginalną. Wzrasta ona jedynie w osadach podłoża, w którym oprócz dużej (34%) zawartości kwarcu występuje większy udział wapieni chemogenicznych, margli oraz klastów żelazisto-ilastych (ryc. 3).

Wśród minerałów ciężkich zdecydowanie dominują węglany (ryc. 4). Ich udział procentowy wynosi od 36% w części spągowej form do 50% w części stropowej. Duży udział węglanów w osadach badanych ostańców może być związany z ich dominującym udziałem (69%) w osadach podłoża. Wzrost udziału procentowego w osadach form w stosunku do osadów podłoża zaznacza się wśród minerałów odpornych na abrazję mechaniczną (Barczuk, Mycielska-Dowgiałło 2001), głównie epidotów i granatów, a w mniejszym stopniu rutylu, cyrkonu i turmalinu. Należy także odnotować stosunkowo duży udział procentowy amfiboli zaliczanych do mało odpornych na abrazję mechaniczną (ryc. 4).

Wyniki analiz uziarnienia wskazują, że osady zbudowane są w znacznej przewadze z materiału, którego średnia średnica ziaren  $M_z$  wynosi od 2,09 do 2,76 Ö (tab. 1), a więc grubszego niż średnia średnica ziaren budujących współcześnie mobilne piaski eoliczne występujące w tym regionie (porównaj Barczuk, Dłużewski, Ewolucja ..., ten tom). Osad ten jest także grubszy niż osad występujący w podłożu. Wysortowanie osadów budujących badane formy ostańcowe jest zdecydowanie gorsze, niż wysortowanie współcześnie mobilnych piasków eolicznych. Materiał ten, mimo że transportowany był w procesie eolicznym, charakteryzuje się zaledwie średnim wysortowaniem. Wartość skośności jest bliska zeru, co wskazuje na dość równomierne rozłożenie osadów w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości.





**Ryc. 3.** Skład mineralno-litologiczny osadów budujących formy ostańcowe regionu Bechri. Próbi pobrano z następujących wysokości nad poziom współczesnego podłoża: ostaniec nr 1 - Az 4m, Bz 2,5m, Cz 0,3m; ostaniec nr 2 – A z 0,75m, B z 2,0m, C z 4,0m oraz z podstawy. Wykonano także analizę dla osadu frakcji 0,5-0,8mm.



**Ryc. 4.** Skład minerałów ciężkich osadów budujących formy ostańcowe regionu Bechri (frakcja 0,1-0,2mm). Próbki pobrano z następujących wysokości nad poziom współczesnego podłoża: B1 z podstawy, B2 z 0,7m, B3 z 0,3m, B4 z 2,0m.

**Tab. 1.** Wskaźniki uziarnienia osadów budujących formy ostańcowe regionu Bechri: $M_z$  – średnia średnica ziaren,  $\sigma_1$  – odchylenie standardowe, Sk<sub>1</sub> – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

Nr próbki	Be-1a	Be-1b	Be-1c	Be-2a	Be-2b	Be-2c	Be-2d	Be
Wysokość nad powierzchnią terenu (m)	4	2	0,75	4	2,5	0,7	0,3	podstawa
M <sub>z</sub>	2,42	2,09	2,76	2,25	2,54	2,26	2,42	3,08
σ1	0,64	0,83	0,71	0,59	0,67	0,72	0,75	1,04
Sk <sub>1</sub>	0,07	0,15	-0,17	0,01	0,06	0,09	-0,06	-0,21

Krzywe kumulacyjne uziarnienia (ryc. 5) wskazują, że znaczna część materiału transportowana była w procesie saltacji, natomiast niewielkie nachylenie krzywych potwierdza stosunkowo słabe wysortowanie badanych osadów.



Ryc. 5. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów form regionu Bechri.

Czas akumulacji badanych osadów, a tym bardziej czas powstania erozyjnych form ostańcowych w regionie Bechri jest dość krótki. W wielu ostańcach natrafiono na płotki z liści palmowych, które według miejscowej ludności były stawiane najwcześniej 50 lat temu. Przyjmując, że stawiano je jako bariery chroniące pobliskie zabudowania przed przemieszczającymi się w ich kierunku wydmami, a więc w materiale luźnym, można stwierdzić, że czas tworzenia się form ostańcowych nie może być dłuższy niż czas istnienia płotków.

# **Region El Faouar**

Formy w okolicach miejscowości El Faouar (TJ-2) występują w kilku skupiskach na przestrzeni klikunastu kilometrów. Do badań wybrano dwa sąsiadujące ze sobą pola ostańcowe. Formy te charakteryzują się dość zmiennym i nieregularnym kształtem. Tylko w przypadku niektórych form można mówić o dłuższej osi – znaczna ich cześć położona w części północno-wschodniej omawianego obszaru ma kształt nieregularny. Azymut dłuższej osi form występujących w części północno-wschodniej charakteryzujących się widocznym wydłużeniem waha się od 30° do 95° (ryc. 6a), a występujących w części południowo-zachodniej od 50æ do 80æ (ryc. 6b). Maksymalną wysokość (4,20-1,80m) formy osiągają w przewadze od strony dowietrznej, po stronie zawietrznej jest ona jednak często dość podobna. Kształt omawianych form jest, jak już wspomniano dość nieregularny. Podstawa, której maksymalna szerokość



często nie występuje po stronie dowietrznej osiąga rozmiary od 9,80 do 4,10m. Długość form jest często trudna do ustalenia, gdyż formy te tworzą podłużne, kilkudziesięciometrowe wały. Dla form pojedynczych długość mierzona przy podstawie waha się od 7,20 do 14,5m. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że dla izolowanych form stosunek szerokości do ich długości wynosi 1 : 2 do 1 : 3.

Formy występujące w okolicach El Faouar zbudowane są z mocnospoistych osadów piaszczystych o wyraźnej laminacji przekątnej. W większości wyraźnie widoczne są zespoły warstwowań płaskich klinowych (warstwowanie krzyżowe), oraz przekątnych tabularnych. Taki typ warstwowania wskazuje na akumulację materiału w środowisku eolicznym (Mc Kee, Tibbits 1966, Gradziński i in. 1976,1986, Izmaiłow 2001). Na podstawie pomiarów biegu i upadu lamin stwierdzono, że w części północno-wschodniej (ryc. 6a) kierunek lamin niezależnie od wysokości nad powierzchnię terenu zawiera się w przedziale SWS – ENE, w części południowo-zachodniej w przedziale S-WNW (ryc. 6b). Według McKee'a i Tibbits'a (1966) są to struktury, które świadczą, że dane osady akumulowane były jako wydmy podłużne (seify) formowane przez wiatr z dwóch kierunków, przy których różnica kierunku jest mniejsza niż 180æ. Pomiary kierunku nachylenia lamin wykazały, że osady omawianych form tworzone były przez wiatr wiejący z kierunku NE oraz z kierunku NW. Taką interpretację mogą potwierdzać występujące w omawianym regionie wały o południkowym przebiegu, które dotychczas nie zostały poddane procesom erozji.



**Ryc. 7.** (cz. 1) Skład mineralno-litologiczny osadów budujących formy ostańcowe regionu El Faouar. Próbki pobrano z następujących wysokości nad poziom współczesnego podłoża: część południowo-zachodnia (ostaniec nr 1) - A z 3,0m, B z 2,0m, C z 1,0m, D z 0,5m; część północno-wschodnia (ostaniec nr 2) – A z 4,5m, B z 3,5m, C z 2,5m, D z 1,5m, E z 0,5m. Wykonano także analizę dla osadu frakcji 0,5-0,8mm.





**Ryc. 7.** (cz. 2) Skład mineralno-litologiczny osadów budujących formy ostańcowe regionu El Faouar. Próbki pobrano z następujących wysokości nad poziom współczesnego podłoża: część południowo-zachodnia (ostaniec nr 1) - A z 3,0m, B z 2,0m, C z 1,0m, D z 0,5m; część północno-wschodnia (ostaniec nr 2) – A z 4,5m, B z 3,5m, C z 2,5m, D z 1,5m, E z 0,5m. Wykonano także analizę dla osadu frakcji 0,5-0,8mm.

W składzie mineralno-litologicznym badanych osadów zdecydowanie dominuje gips, którego udział w formach położonych w części południowo-wschodniej badanego obszaru wynosi od 93% w partii wierzchowinowej, ku dołowi nieco maleje (57%) by w partii spągowej osiągnąć 84% (ryc. 7). Zmienność udziału procentowego gipsu w formach położonych w części północnozachodniej ma podobny przebieg – w partii wierzchowinowej jego udział wynosi 91%, by zmaleć do 40% w osadach znajdujących się około 1,5 m nad obecną powierzchnią terenu, a następnie wzrosnąć do 60% w partii spągowej. Podobnie jak w przypadku osadów budujących formy ostańcowe regionu Bechri drugim składnikiem jest kwarc, natomiast udział pozostałych składników nie przekracza 1%. Warto również zauważyć, że w przypadku ziaren frakcji 0,5-0,8mm transportowanych w środowisku eolicznym najczęściej w procesie saltacji udział procentowy ziaren gipsowych w badanych osadach wynosi 90% (ryc.7).

Wśród minerałów ciężkich w części wierzchowinowej i spągowej dominują węglany (około 30%), natomiast w części środkowej udział węglanów jest zdecydowanie mniejszy (około 4%) (ryc. 8). Duży udział procentowy zaznacza się wśród minerałów odpornych na abrazję mechaniczną, zwłaszcza epidotu, granatu, turmalinu i cyrkonu, które zdecydowanie dominują w partii środkowej. Należy ponadto stwierdzić stosunkowo duży, występujący w całym profilu, udział amfiboli (ryc. 8), które należą do minerałów mało odpornych na wietrzenie chemiczne i abrazję mechaniczną (Mycielska-Dowgiałło 1995).

Wyniki analiz uziarnienia wskazują, że osady zbudowane są w znacznej przewadze z materiału, którego średnia średnica ziaren M<sub>z</sub> wynosi dla części północno-wschodniej od 1,64 do 2,13  $\Phi$ 





**Ryc. 8.** Skład minerałów ciężkich osadów budujących formy ostańcowe regionu El Faouar (frakcja 0,1-0,2mm). Próbki pobrano z następujących wysokości nad poziom współczesnego podłoża: F1 z 2,0m, F2 z 0,7m, F3 z 3,0m.

**Tab. 2.** Wskaźniki uziarnienia osadów budujących formy ostańcowe regionu El Faouar: M<sub>z</sub> – średnia średnica ziaren, σ<sub>1</sub> – odchylenie standardowe, Sk<sub>1</sub> – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957); a – część północno-wschodnia, b – część południowo-zachodnia.

a. Nr próbki	EF-1 pow.	EF-1.1	EF-1.2	EF-1.3	EF-1.4
Wysokość nad powierzchnią terenu (m)	4,5	3,5	2,5	1,5	0,5
$M_z$	1,64	1,83	2,03	2,13	1,97
$\sigma_1$	0,79	0,74	0,73	0,75	0,69
Sk <sub>1</sub>	0,04	-0,04	-0,02	0,02	0,01

b.	Nr próbki	EF-2 pow.	EF-2.1	EF-2.2	EF-2.2,5
	Wysokość nad powierzchnią terenu (m)	3	2	1	0,5
	$M_z$	1,5	1,65	1,83	1,71
	$\sigma_1$	0,82	0,52	0,56	0,61
	Sk <sub>1</sub>	0,13	0,22	0,09	0,11

(tab. 2a), a dla części południowo-zachodniej od 1,50 do 1,83  $\Phi$  (tab. 2b), a więc grubszego niż średnia średnica ziaren budujących formy ostańcowe w okolicach Bechri, a także zdecydowanie grubszego niż współcześnie mobilne piaski eoliczne występujące w tym regionie (porównaj Potocki, Ewolucja ..., ten tom). Średnie wysortowanie osadów budujących badane formy ostańcowe jest dla całego pola dość jednorodne i podobnie jak w Bechri zdecydowanie gorsze niż wysortowanie współcześnie mobilnych piasków eolicznych. Wartość skośności jest bliska zeru dla części północno-wschodniej i nieznacznie dodatnie dla części południowo-zachodniej co wskazuje, że osady tej części charakteryzują się lekką przewagę drobniejszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości.

Krzywe kumulacyjne uziarnienia (ryc. 9) wskazują, podobnie jak w przypadku osadów regionu Bechri, że znaczna część materiału transportowana była w procesie saltacji, a niewielkie nachylenie krzywych potwierdza stosunkowo słabe wysortowanie badanych osadów.



Ryc. 9. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów form regionu El Faouar.

Okres akumulacji osadów zbadano metodą TL, a wyniki przedstawiono w tabeli 3.

Osady akumulowane w środowisku eolicznym uważane są przez Mejdahla (1985) i Bluszcza (1986) za osady, których datowanie tą metodą daje poprawne wyniki. Otrzymane wyniki cechuje duża jednorodność, co wskazuje na jeden, krótki okres akumulacji osadu. Czas akumulacji osadu był również podobny do czasu akumulacji materiału budującego formy ostańcowe występujące w obrębie obrzeżenia szottu, 20km na zachód od omawianego pola.

Istotną cechą wyróżniającą formy ostańcowe w okolicach El Faouar jest występowanie w ich obrębie szczelin, w których zachodził proces krystalizacji soli. Szczeliny z kryształami soli widoczne są od podstawy form, aż do powierzchni, na której tworzą poligony. Rozrost kryształów soli może prowadzić do intensyfikacji mechanicznego rozpadu skały wskutek działania procesu eksudacji. Proces ten jest uważany za szczególnie intensywny na obszarze klimatu suchego gdzie wielkość parowania potencjalnego kilkunastokrotne przewyższa wartość parowania

Pole SW, próbka 1S	0,6m nad powierzchnią terenu	GW-0752	>30,0 ka BP
Pole SW, próbka 2S	1,8m nad powierzchnią terenu	GW-0753	32,4 ± 4,9 ka BP
Pole SW, próbka 3S	3,0m nad powierzchnią terenu	GW-0754	31,9 ± 4,8 ka BP
Pole NE, próbka 1N	0,7m nad powierzchnią terenu	GW-0755	>32,0 ka BP
Pole NE, próbka 2N	2,1m nad powierzchnią terenu	GW-0756	32,1 ± 4,8 ka BP
Pole NE, próbka 3N	3,6m nad powierzchnią terenu	GW-0757	$32,2 \pm 4,8$ ka BP
Pole 20 km na W, pr. 1	0,4m nad powierzchnią terenu		30,9 ± 4,6 ka BP
Pole 20 km na W, pr. 2	1,5m nad powierzchnią terenu		30,8 ± 4,6 ka BP
Pole 20 km na W, pr. 2	3,1m nad powierzchnią terenu		31,4 ± 4,7 ka BP

Tab. 3. Czas ostatniej akumulacji osadów z obszaru El Faouar określony metodą termoluminescencyjną (TL).

potencjalnego (porównaj Dłużewski, Charakterystyka ..., ten tom). Ważnym czynnikiem sprzyjającym obecnie i w przeszłości krystalizacji soli jest intensywny podsiąk wód gruntowych.

# Podsumowanie wyników i wnioski

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że materiał budujący formy ostańcowe występujące w okolicach Bechri i El Faouar akumulowany był w środowisku eolicznym na co wskazują cechy strukturalne badanych osadów. Na krótki transport tego materiału wskazuje przebieg krzywych kumulacyjnych uziarnienia oraz wskaźniki uziarnienia, w szczególności zdecydowanie słabsze wysortowanie niż w we współcześnie mobilnych osadach wydmowych oraz znacznie grubsza frakcja. Podstawowym wskaźnikiem świadczącym o krótkim czasie transportu jakiemu podlegał materiał budujący badane formy jest bardzo duży udział procentowy gipsu – minerału bardzo podatnego na abrazję mechaniczna zachodzącą podczas transportu eolicznego. Duży udział tego składnika pozwala określić również źródło materiału, jakim musiał być krystlizujący gips na okresowo wysychającej powierzchni szottu.

Omawiane pola różnicuje wiek oraz sposób akumulacji osadu, a także cechy metryczne analizowanych form ostańcowych. Formy w okolicach Bechri tworzyły się w XX wieku pierwotnie jako wydmy (najprawdopodobniej barchany lub wydmy barchanoidalne) tworzone w przewadze przez wiatr z kierunku NE. Akumulację materiału przyspieszały dodatkowo płotki z liści palmowych ustawiane jako bariery przez miejscową ludność. Formy ostańcowe zaczęły się tworzyć po cementacji osadu związanej z podsiąkiem wód gruntowych mniej niż 50 lat temu. Materiał tworzący formy w okolicach El Faouar podlegał procesowi akumulacji ponad 30 tysięcy lat temu jako wydmy podłużne o przebiegu południkowym modelowane przez wiatr z sektora NW-NE.

Kształt form w rejonie Bechri jest dość jednorodny, z wyraźnie zaznaczającą się dłuższą osią, której kierunek jest zgodny z przeważającym kierunkiem aktywnego wiatru występującym na tym obszarze, co wskazuje, że jest on dominującym czynnikiem w tworzeniu omawianych ostańców. Dodatkowo można stwierdzić, że stosunek długości do szerokości omawianych form jest zgodny ze stosunkiem podawanym dla form tworzonych w skutek działania procesu erozji eolicznej. Zgodnie z definicją podaną przez Hedin'a (1903) Bosworth'a (1922) i Blackwelder'a (1930) formy ostańcowe w rejonie Bechri można zatem zakwalifikować jako formy powstałe w wyniku erozji eolicznej – jardangi.

Nieregularny kształt form w rejonie El Faouar, brak w wielu przypadkach wyraźnej osi dłuższej, brak proporcjonalnego kształtu nie pozwala uznać tych ostańców za formy powstałe w wyniku dominującej roli erozji eolicznej. Wydaje się, że podstawowe znaczenie w powstawaniu tych form ma proces wietrzenia solnego – eksudacji.

#### Literatura

Bagnold R.A., 1941: The physics of blown sand and desert dunes. Methuen Co., London.

- Ball J., 1900: Kharga Oasis, its topography and geology. Survey Department, Cairo, Egypt.
- Barczuk A., 1992: Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA). Arch. Miner. T. XLVIII, z. 1-2, 123-204.
- Barczuk A., Mycielska-Dowgiałło E., 2001: Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznania obecności procesów eolicznych, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Prac. Sedymentolog., WGiSR UW, Warszawa.
- Beadnell H.J.L., 1910: The sand dunes of the Libyan Desert. Geogr. Jour. t. XX, 379-395.

Blackwelder E., 1930: Yardang and zastruga. Science, 72, 396-397.

Blackwelder E., 1934: Yardangs. Bul. of the Geol. Soc. of America, vol. 45, 159-166.

Blackwelder E., 1954: Geomorphic processes in the desert. Bull. of the California, Dep. of Natural Resources, 170, 11-20.

Bluszcz A., 1986: Podstawy datowania osadów metodą termoluminescencji. Zesz. Nauk. Pol. Śląskiej, Seria Mat.-Fiz., 46, Geochronometria, 6.

- Bluszcz A., Pazdur M.F., 1985: Comparison of TL and 14C dates of young eolian sediments a check of zeroing assumption, Nuclear Track, 10.
- Bogacki M., 1980: Kotlina Palmyry modelem rzeźby ukształtowanej w klimacie suchym. Prace i Studia Geogr. Tom 2, Wyd. UW, Warszawa, 153-176.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973: Minerały skałotwórcze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Bosworth T.O., 1922: Geology and paleontology of northwest Peru. Macmillan, London, 269-311.
- Breed C.S., Grow T., 1979: Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. US Geol. Survey, Professional Paper, 1052, 217-252.
- Breed C.S., Fryberger S.G., Andrews S., Mc Cauley C., Lennartz F., Gebel D., Horstman K., 1979: Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery. US Geol. Survey, Professional Paper, 1052, 253-302.

Coque R., 1962: La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.

- Dubis L., Dłużewski M., 2002: The corrasion residual forms jardangs, as an indicator of the rate of deflation, Kharga Depression, Egypt: Mat. Konf. El Sayed A.A. Youssef (red.) Sixth International Conference on Geology of the Arab World, Cairo Univ., vol. 2, Kair
- Fleming S.J., 1970: Thermoluminescence dating: refinement of the quartz inclusion method, Archaeometry, 12.
- Folk R.L., Ward W., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters, J. Sed. Petrol.

Gradziński R., Kostecka a., Radomski A., Unrug R., 1976: Sedymentologia, Wyd. Geol. Warszawa.

Gradziński R., Kostecka a., Radomski A., Unrug R., 1986: Zarys sedymentologii, Wyd. Geol. Warszawa. Grolier M.J., McCauley J.F., Breed C.S., Embabi N.S., : 1980. Yardangs of the Western Desert., [w :] El-Baz F.,

i in. (red.) Journey to the Gilf Kebir and Uweinat, Southwest Egypt, 1978, Geogr. Journ., 146, 86-87. Hedin S., 1903: Central Asia and Tibet. Charles Scribner's Sons, New York.

Hedin S., 1905: Journey in Central Asia. Lithographic Institute, General Staff Swedish Army, Stockholm.

- Izmaiłow B., 2001 : Typy wydm śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły). Wyd. UJ, Kraków
- Maxson J.H., 1940 : Fluting and faceting of rock fragments. Journ. of Geol., 48, 717-751.
- Mc Cauley J.F., Breed C.S., Grolier M.J., 1977a : Yardangs, [w :] Doehring D.O. (red.), Geomorphology in arid regions, Annual Geomorphology Symp., Binghampton, NY, Allen & Unwin, Boston, 233-269.
- McKee E.D., Tibbits, G.C., 1964 : Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libia, J. Sedim. Petrol., 34, 5-17.
- Mejdahl V., 1985 : Thermoluminescence dating of partially bleached sediments. Nucl. Tracks, 10.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980 : Cechy strukturalne i teksturalne osadów budujących formy eoliczne w rejonie Palmyry. Prace i Studia Geogr. Tom 2, Wyd. UW, Warszawa, 189-219.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995: Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych, WGiSR UW, PIG, PAN, Warszawa, 29-105.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.), 1995: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, PIG, PAN,, Warszawa.
- Sharp R.P., 1949: Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming. Journ. of Geol., 57, 175-195.
- Rutkowski J., 1995: O niektórych strukturach kierunkowych i sposobach ich przedstawiania. [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, PIG, PAN, Warszawa, 204-218.

Small R.J., 1978: The study of landforms. Cambridge Univ. Press, London.

Soil Taxonomy, 1999: A Basic System of Classification for making and interpreting Soil Surveys, USDA. Stein M.A., 1909: Explorations in Central Asia. Geogr. Journ., 34, 5-36.

- Twidale C.R., 1976: Analysis of landforms. Wiley, New York, 282-316.
- Ward A.W., Greeley R., 1984: Evolution of the yardangs at Rogers Lake, California. Bull. of the Geol. Soc. of America, 95, s. 829-837.
- Whitney M.I., 1983: Eolian features shaped by aerodynamic and vorticity processes, [w:] Brookfield M.E., Ahlbrandt T.S. (red.), Eolian sediments and processes, Elsevier, Amsterdam, 223-245.

Whitney M.I., 1985: Yardangs. Journ. of Geol. Education, 33, 93-96.

Whitney M.I., Dietrich R.V., 1973: Ventifact sculpture by windblown dust. Bull. of the Geol. Soc. of America, 84, 2561-2582.

# Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid

Maciej Dłużewski Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Lidia Dubis

Zakład Geografii Stosowanej i Paleogeografii Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie e-mail: <u>dubis@mail.lviv.ua</u>

Barbara Woronko Pracownia Sedymentologiczna Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

e-mail: woronko@uw.edu.pl

# Wstęp

Termin *nebka* w języku arabskim jest używany do określenia pagórka, powstałego w wyniku akumulacji eolicznej, mającej miejsce za przeszkodą roślinną (Tengberg i in. 1998). Formy te są również określane jako nebkha (Tengberg i in. 1998) i nabkha (Nickling i in. 1994). W USA nebki sa opisywane jako coppice dune (Thomas i in. 1990). Natomiast przez Pye'a i in. (1990) są określane jako hummoky dune. Nebki różnią się kształtem i rozmiarami. Jednak typowa nebka jest wypukłym pagórkiem zbudowanym z osadów piaszczystych, z płaskim grzbietem i stromymi stokami (Langford 2000). Są nieodłacznym elementem rzeźby obszarów suchych i półsuchych. Powszechnie uważa się je za jednoznaczny wskaźnik świadczący o erozji i degradacji obszarów suchych (Tengberg 1995; Langford 2000; Rongo i in. 2000; Dougill i in. 2002). Ich powstanie bardzo często jest związane z obniżeniem się poziomu wód gruntowych i wynikającej z tego zmianie w gęstości szaty roślinnej, co jest szczególnie charakterystyczne dla ostatnich 100 lat (Gile 1975). Świadczy o tym wyższy udział materii organicznej w osadach budujących nebki, niż w glebie dookoła formy, jak również w piaskach eolicznych (Langford 2000). Dotychczasowe badania pokazują, że pola nebek występują na obrzeżach oaz (Pietrow 1962; Dubis i in. 2001) i wysychających jezior (Kosmowska-Suffczyńska 1980; Gunatilaka i in. 1987; Thomas 1997; Dłużewski i in. 2000; Dłużewski i in. 2002), na najniższych tarasach uedów (Coque 1962; Tengberg 1994) oraz pomiędzy wydmami (Dougill i in. 2002). Tam też upatruje się źródła materiału budujących nebki (Tengberg 1994). Niejednokrotnie nebki są porównywane do zasp tylnich (Szczypek 1994), rozwijających się na wybrzeżach morskich (Hesp 1981).

Wyniki dotychczasowych badań pokazują, że wymiary nebek są ściśle uzależnione od rozmiarów rośliny, za którą następuje akumulacja materiału (Tengberg 1994; Tengberg i in. 1998). Szczególną rolę odgrywa wysokość przeszkody roślinnej, która determinuje zarówno

wysokość, jak również długość nebek (Tengberg i in. 1998). Przypuszcza się, że dużą rolę odgrywa również uziarnienie i wysortowanie osadu, jego źródło, siła i zmienność wiatru oraz czas trwania procesu (Cooke 1975; Tengberg 1998). Orientacja ich dłuższej osi zmienia się każdorazowo, gdy prędkość wiatru wzrasta powyżej prędkości progowej tzn. następuje włączanie osadu do transportu oraz następuje zmiana jego kierunku. Zmiana orientacji nebki zaczyna się od najdalszej części ogona, tam gdzie osadu jest najmniej. Tempo tego procesu jest ściśle uzależnione od siły wiatru oraz rozmiarów formy.

Ich maksymalna wysokość może osiągnąć 10 m (Thomas 1997). Długość może sięgać kilkudziesięciu metrów (Rango i in. 2000), natomiast nachylenie stoków mieści się w przedziale od 5 do  $10^{\circ}$  (Langford 2000). Wyniki dotychczasowych badań pokazują, że stosunek wysokości przeszkody roślinnej do długości formy wynosi zazwyczaj 1:6 (Pietrow 1972), 1:7, bądź 1:8 (Kosmowska-Suffczyńska 1980). Jedynie wyniki pomiarów tego typu form z rejonu szottu Dżerid, wykonane w 1996 roku pokazują, że stosunek ten może wynosić od 1:10 do 1:23 (Dłużewski i in. 2000). Tak nietypowa zależność była uwarunkowana obecnością skorupy gipsowej na ich powierzchni, która chroniła formę przed przewiewaniem i sprzyjała rozbudowywaniu formy zarówno pod względem wysokości, jak i długości. Podobny stosunek wysokości przeszkody do długości nebki (1:14 – 1:20) stwierdzono również w rejonie Jeziora Iriki w południowym Maroku (Dłużewski i in. 2002). Stwierdzono ponadto, że takie proporcje są charakterystyczne dla form małych, tzn. do 60 cm wysokości (Dłużewski i in. 2002).

## Teren badań

Badania prowadzono na obszarze wschodniej części obrzeżenia szottu Dżerid. Analizie poddano dwa pola: nebek wysokich występujących na niewielkim obszarze około 40km na zachód od miejscowości Kebili (pole TN – 1, zał. 3) oraz pole nebek niskich, występujących na całym wschodnim obrzeżeniu szottu, od 23 do 44km na zachód od Kebili. Nebki te formowane są na powierzchni równinnej płaskiej na obszarze holoceńskiego dna szottu. Występujące płytko wody gruntowe, mimo iż silnie zasolone są podstawą rozwoju roślinności halofilnej, za którą tworzą się badane formy. Duże formy tworzą się za roślinnością z gatunku *tamaris*, natomiast małe za roślinnością z gatunku *arfej*.

## Charakterystyka osadów

Skład mineralno-litologiczny materiału<sup>1</sup> budującego nebki jest bardzo jednorodny. Zdecydowanie dominują dwa minerały – kwarc i gips, których udział procentowy w badanych osadach jest dość wyrównany (ryc.1) przy czym nieco niższy w formach małych. Udział pozostałych minerałów jest bardzo niewielki. W osadach podłoża zdecydowanie dominuje gips.

Wśród minerałów ciężkich dominują węglany (ryc. 2). Ich udział procentowy wynosi od 55% w formach małych do 45% w formach dużych. Dość duży udział procentowy w osadach zarówno form jak podłoża zaznacza się wśród minerałów odpornych na abrazję mechaniczną

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Autorzy dziękują dr. hab. Andrzejowi Barczukowi z Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrologii Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego za wykonanie analizy składu mineralno-litologicznego oraz składu minerałów ciężkich.



(Barczuk, Mycielska-Dowgiałło 2001), głównie epidotu, granatu, cyrkonu i turmalinu, a także zaliczanych do mało odpornych na abrazję mechaniczną amfiboli (ryc. 2). Udział procentowy amfiboli w osadach form jest zdecydowanie niższy niż w osadach podłoża.

Wyniki analiz uziarnienia wskazują, że nebki małe zbudowane są w znacznej przewadze z materiału zdecydowanie grubszego niż nebki wysokie. (tab. 1). Materiał nebek małych jest także gorzej wysortowany. Wartość skośności nebek wysokich jest nieznacznie ujemna, co wskazuje na nieznaczną przewagę frakcji grubszej w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości, natomiast nebek małych dodatnia, co wskazuje na przewagę materiału drobnoziarnistego w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości.



**Ryc. 2.** Skład minerałów ciężkich osadów budujących nebki wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid (40km na W od Kebili). Próbi pobrano formy małej (2N), formy dużej (3N) oraz z podłoża (1N).

**Tab. 1.** Wskaźniki uziarnienia osadów budujących nebki wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid:  $M_z$  – średnia średnica ziaren,  $\sigma_1$  – odchylenie standardowe, Sk<sub>1</sub> – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

Nebka	Mała 1	Mała 2	Mała 3	Wysoka 1	Wysoka 2	Wysoka 3	Podłoże
$M_z$	2,25	1,88	1,48	2,9	2,85	2,85	1,93
$\sigma_1$	1,04	1,1	0,84	0,6	0,71	0,64	0,88
Sk <sub>1</sub>	0,11	0,38	0,34	-0,04	-0,13	-0,02	0,1

Krzywe kumulacyjne uziarnienia (ryc. 3) wskazują na odmienną siłę transportującą osad budujący nebki małe i duże. Przebieg krzywych potwierdza krótszy transport, jakiemu podlegał osad nebek małych.

## Cechy metryczne nebek

## Pole nebek małych (nr 1)

Prezentowane wyniki są oparte na pomiarach 20 nebek. Powierzchnia badanych form jest pokryta skorupą o średniej miąższości około 0,5 cm, dochodzącej miejscami do 1,5 cm. Po rozkopaniu kilku nebek stwierdzono ponadto, że w historii rozwoju tych form były co najmniej 3 okresy, sprzyjające powstaniu skorupy na ich powierzchni. Jej obecność skutecznie



**Ryc. 3.** Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów budujących nebki wschodniego obrzeżenia szottu Dżerid (40km na W od Kebili).

uniemożliwiała przemodelowywanie formy przy każdorazowej zmianie kierunku wiatru. Powstanie skorupy było najprawdopodobniej związane w pierwszym etapie z okresem dużej wilgotności. Wówczas to dochodziło do rozpuszczania soli, a następnie do intensywnego parowania sprzyjającego krystalizacji. W okresie wykonywania pomiarów kierunek wiatru pokrywał się z dłuższą osią formy. Nebki były modelowane przez wiatr z sektora ENE. Azymut ich dłuższej osi wynosi od 272° do 284°. O stabilności tych form świadczy chociażby fakt, że w czasie pomiarów nebek wykonanych w 1996 roku w rejonie szottu Dżerid stwierdzona została asymetria stoków bocznych nebek (Dłużewski i in. 2000). Kierunek wiatru w tym okresie był prostopadły do dłuższej osi form, których azymut był podobny, do obecnie analizowanych. W związku z obecnością skorupy na powierzchni nie następowała zmiana kierunku osi dłuższej nebki. Na powstałym stoku dowietrznym następowała akumulacja materiału, co powodowało jego nadbudowywanie doprowadzające do zmniejszenia kąta nachylenia.

Długość badanych form jest bardzo zróżnicowana, przy czym średnio wynosi około 2–3 m. Najkrótsze formy mają 1,5 m, natomiast najdłuższe 6,0 m. Jak dowodzą dotychczasowe badania, ich długość jest ściśle uzależniona od wysokości przeszkody, za którą następuje akumulacja. Im wyższa jest roślina, tym nebka jest dłuższa (ryc. 4). Wysokość roślin wynosiła od 0,17 m do około 0,5 m. Współczynnik korelacji tych dwóch parametrów wynosi 0,783.

Wysokość badanych nebek nie przekracza 0,5 m, przy czym dominują formy o wysokości około 0,2 m. Stwierdzono wysoki stopień korelacji między wysokością nebki a wysokością rośliny wynoszący 0,724 (ryc. 5), natomiast stosunek wysokości nebki do jej długości wynosi 1:7 – 1:8 i jest porównywalny do wyników uzyskanych z innych rejonów świata (Kosmowska-Suffczyńska 1980).

#### Pole nebek dużych (nr 2)

Przedstawione poniżej wyniki oparte są również na pomiarach 20 nebek. Podobnie, jak dla form małych, również i w tym przypadku powierzchnia nebek była, przynajmniej częściowo



Ryc. 4. Zależność długości nebki od wysokości przeszkody roślinnej.



Ryc. 5. Zależność wysokości nebki od wysokości przeszkody roślinnej.

utrwalona przez obecność skorupy gipsowej na ich powierzchni. Azymut form wynosi od 274 do  $300^{\circ}\!.$ 

Przeciętna wysokość badanych form wynosi około 1,0 m, natomiast ich długość jest bardzo zmienna i wynosi od 4,5 m do 13,5m. Są więc to formy zarówno dłuższe, jak i wyższe od pomierzonych na polu nr 1. W tym przypadku korelacja wysokości przeszkody roślinnej do długości formy jest znacznie niższa i wynosi zaledwie 0,398 (ryc. 6). Natomiast wysokość roślin, za którymi następuje akumulacja wynosi od 0,8 m do 1,9 m. Stosunek wysokości nebki do jej długości wynosi 1:4 – 1:3. Są to więc formy zarówno długie, jak również wysokie. Tak niskie wartości uzyskiwano dla form krótkich ale wysokich (Kosmowska-Suffczyńska 1980). Tłumaczy się to erozją na stronie zawietrznej formy. W tym przypadku obecności wysokiej przeszkody roślinnej towarzyszy intensywna akumulacja na stronie zawietrznej. Sprzyja temu bardzo duża szerokość przeszkody, za którą następuje akumulacja. Szerokość podstawy roślin wynosi od 1,8 m do 6,0 m. Rośliny w tym przypadku są na tyle duże, że modyfikują przepływ strumienia powietrza.



Ryc. 6. Zależność długości nebek od wysokości rośliny.

## Podsumowanie i wnioski

Kształt badanych nebek jest ściśle uzależniony od charakteru roślinności za którą się tworzy. Proporcje zarówno nebek małych jak i dużych są zgodne z proporcjami tego typu form występujących w innych regionach świata. Duża mobilność dystalnej strony nebek podawana jako podstawowa cecha tego typu form, w przypadku badanych małych form pokrytych przez skorupę gipsową nie zachodzi. Zmianie kierunku wiatru towarzyszy zmiana położenia części dystalnej formy jedynie w przypadku form dużych. Silne oskorupianie powierzchni małych form jest związane z rodzajem osadu, intensywnym, okresowym podsiąkiem wód gruntowych oraz dużym parowaniem, charakterystycznym dla tego obszaru.

#### Literatura

Coque R. 1962. La tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.

- Dłużewski M., Dubis L., Woronko B. 2003. Nebki formy wymuszonej akumulacji eolicznej N-części obniżenia Khargi. [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt, 5-22.04.2002, WGiSR, SGP, Mat. Konf. Warszawa.
- Dłużewski M., Woronko B. 2000. Genesis of forced forms of aeolian accumulation nebkhas in the area of Shott El Jerid (S Tunisia) [w:] Dulias R., Pełka-Gościniak J. (red.) Aeolian processes in diferent landscape zones. Procesy eoliczne w różnych strefach klimatycznych, WNoZ Uśl, SGP, Sosnowiec.
- Dougill A.J., Thomas A.D. 2002. Nebkha dunes in the Molopo Basin, South Africa and Bostwana: formation control and their validity as indicators of soil degradation. Jurnal of Arid Environmental 50.
- Gile L.H. 1957. Holocene soil and soli geomorphic relations in arid region of southern New Maxico. Quarter. Res. 5.
- Gunatilaka A., Mwango S. 1987. Continental sebkhas pans and associated nebkhas in southern Kuwait, Arabian Gulf. [w:] Froctick L., Reid I.: Desert Sediments: Ancient and Modern. Geolog. Soc. Spec. Publ. 35, 187-203.

Hesp P.A. 1981. Formation of shadow dunes. J. Sediment. Petrol. 51.

Kosmowska-Suffczyńska D. 1980. Formy wydmowe na sebhce Sabhet El-Muh w okolicy Palmyry. Prace i St. Geog. t. 9.

- Langberg P.R. 2000. Nabkha (coppice dune) field of south-central New Mexico, U.S.A. Jurnal of Arid Environmental 46.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001. Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Prac. Sedyment. WGiSR Warszawa.
- Nickling W.G., Wolfe A.S. 1994. The morphology and origin of nabkhas, region of Mopti, Mali, West Africa. Jurnal of Arid Environmental 28.
- Piertow M.P. 1976. Pustynie kuli ziemskiej. PWN. Warszawa.
- Pietrow M. P. 1962. Types de deserts de l»Asia centrale. Ann de Geog. 10, 131-155.
- Pye K., Tsoar H. 1990. Aeolian Sand and Sand Dunes. London. Unwin Hyman.
- Rango A., Chopping M., Ritchie J., Havstad K., Kustas W., Schmugge W. 2000. Morphological Characteristics of Shrub Coppice Dunes I Desert Grasslands of Southern New Mexico derived from Scanning LIDAR. Remote Sens. Environmental 74.
- Szczypek T. 1994. Inicjalne kopczyki piaszczyste typu "nebkha". W: Nowaczyk B., Szczypek T. (red.) Vistuliańsko-holoceńskie zjawiska i procesy eoliczne (wybrane zagadnienia). Poznań.
- Tengberg A. 1994. Nebkhas their spatial distribution, morphology, composition and age in the Sidi Bouzid area, central Tunesia. Ziet. fur Geomorph. 38.
- Tengberg A., Chen D. 1998. A comparitive analysis of nebhkas in central Tunisia and northen Burkina Faso. Geomorphology 22.
- Thomas D.S.G., Tsoar H. 1990. The geomorphological role of vegetation in desert dune system. W: Thornes J.B. (red.) Vegetation and Erosion. Londyn, John Wiley.
- Thomas D.S.G. 1997. Sand seas and Aeolian bedforms. W: Thomas D.S.G. (red.) Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change of Drylands. Londyn, John Wiley.
# Ewolucja pola wydmowego w okolicach Douz (SE obrzeżenie szottu Dżerid)

Maciej Dłużewski Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>dluzewski@uw.edu.pl</u>

### Wprowadzenie

Badane pole wydmowe znajduje się 10 km na S od miasta Douz (miejscowość Glissia) (zał. 3, Pole TW – 1) na wysokości 66 m n.p.m. Podłoże na którym znajdują się badane pole wydmowe tworzy powierzchnię równinną płaską zbudowaną z mioplioceńskich osadów lądowych (zał. 4).

Celem badań prowadzonych od 1994 roku było określenie szybkości przemieszczania się pól wydmowych w nawiązaniu do czynników, które mają istotny wpływ na ten proces oraz określenie źródła materiału, z którego badane wydmy są zbudowane.

# Metody badań

### Metody badań terenowych

Wykonano pomiary morfometrii oraz tempa przemieszczania się wybranych wydm, pomiary zasięgu występowania wydm oraz obszarów międzywydmowych, które pozwoliły na wnioskowanie o rozwoju omawianego pola wydmowego. Zmierzono wysokość wydm, długość i nachylenie stoku dowietrznego i zawietrznego, rozpiętość ramion, oraz kierunek osi symetrii (ryc. 1). Pomiary wysokości wydm przeprowadzono przy pomocy urządzenia "Compulevel" z dokładnością  $\pm 3$  mm na każde 10 m pomiaru. Pozostałe pomiary odległości wykonywane były, zależnie od skali, z wykorzystaniem systemu GPS lub taśmy mierniczej i busoli geologicznej.

Pomiary terenowe szybkości oraz kierunku przemieszczania się wybranych form wydmowych przeprowadzono od grudnia 1997 r. do stycznia 2000 r. w cyklu miesięcznym wykonując domiary do stałych terenowych punktów reperowych<sup>1</sup> (ryc. 2).

#### Metody badań laboratoryjnych

Wykonano analizę cech teksturalnych osadu (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995), pozwalającą na określenie czasu trwania procesów eolicznych (stopnia eolizacji osadów), które przekształciły osad źródłowy w osad budujący badane formy wydmowe oraz na określenie źródła tych osadów, w tym:

• określenie wskaźników uziarnienia Mz,  $\sigma_1$  i Sk<sub>1</sub> (Folk, Ward 1957) na podstawie krzywych kumulacyjnych wykreślonych w skali prawdopodobieństwa, uzyskanych

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Pomiary szybkości przemieszczania się wydm na obszarze szott Dżerid wykonane zostały częściowo przez ks. Dominique Tommy-Martin, któremu autor składa serdeczne podziękowania.

z analizy sitowej (Mycielska-Dowgiałło 1995) i analizy areometrycznej w modyfikacji Prószyńskiego (Brogowski, Czerwiński 1971). Do analizy uziarnienia osadów podłoża zbudowanych w zdecydowanej większości z osadów drobnoziarnistych wykorzystano urządzenie firmy Fritsch "Analysette 22".

- analizę składu mineralnego osadów<sup>2</sup> (Barczuk 1992) pozwalającą na określenie obszarów alimentacji badanych osadów, charakteru środowiska sedymentacji, zróżnicowania odporności osadu na procesy niszczące podczas transportu materiału (Mycielska-Dowgiałło 1995). Główną metodą badawczą osadów nie rozdzielonych frakcjonalnie była analiza mikroskopowa tzw. preparatów proszkowych (Borkowska, Smulikowski 1973) omówiona szerzej w rozdziale 9.
- analizę składu minerałów ciężkich (Barczuk 1992) (porównaj rozdział 9) pozwalającą na określenie źródła osadów oraz na wyznaczenie czasu trwania procesu (Racinowski 1995; Mycielska-Dowgiałło 1995)



#### **Ryc. 1.** Cechy metryczne barchanu:

SD – stok dowietrzny, SZ – stok zawietrzny, WW – wierzchowina wydmy, RL – RP – rozpiętość ramion, RL' – RP' – długość ramion, OS – oś symetrii.

# Znaczenie cech fizycznogeograficznych badanego obszaru dla szybkości przemieszczania się form wydmowych

Powszechnie uważa się, że na dynamikę procesu rozprzestrzeniania się pól wydmowych największy wpływ mają cechy fizycznogeograficzne danego regionu. Na podstawie licznych dotychczasowych badań dotyczących tego zagadnienia można jednak stwierdzić, że znaczenie poszczególnych czynników dla różnych obszarów może być znacznie zróżnicowane. Uważa się również, że dla poprawnego wnioskowania dotyczącego zależności tempa przemieszczania się wydm od czynników fizycznogeograficznych najlepszymi obszarami do badań są takie, dla których część czynników nie wpływa na ten proces i jest, w dalszych rozważaniach, możliwa do pominięcia (Dłużewski 2003).

Analizując cechy fizycznogeograficzne omawianego obszaru (rozdział 3, ten tom) można stwierdzić, że wpływ kilku czynników będzie miał niewielki wpływ na zmiany szybkości przemieszczania pól wydmowych. Należy do nich głównie równinna, płaska rzeźba terenu oraz, z uwagi na duże zasolenie gleb i niekorzystne warunki wodne, całkowity brak roślinności. Na podstawie obserwacji wydaje się, że na omawianym obszarze istotne znaczenie dla szybkości i kierunku przemieszczania się pól wydmowych mogą mieć warunki klimatyczne, choć i w tym przypadku wpływ poszczególnych czynników wydaje się być zróżnicowany.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Autorzy dziękują dr. hab. Andrzejowi Barczukowi z Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrologii Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego za wykonanie analizy składu mineralno-litologicznego oraz składu minerałów ciężkich.

Badany obszar należy do klimatu pustynnego tzn. takiego, w którym wielkość opadu wynosi około 80 mm/rok (Le Houérou 1986). Okresowy wzrost wielkości opadu, duże zróżnicowanie jego intensywności i rozmieszczenia może doprowadzić jednak do lokalnego wzrostu wilgotności materiału wydmowego, przyczyniając się tym samym do chwilowego lecz istotnego spowolnienia lub zahamowania przemieszczania się wydm.

Zmienność temperatury powietrza może być uznana za czynnik pośredni, mający istotny wpływ na wielkość parowania.

Czynnikiem klimatycznym o podstawowym znaczeniu jest wiatr. Zróżnicowany reżim wiatru, a w szczególności, zróżnicowanie kierunku i siły wiatru charakterystyczne dla tego obszaru, decyduje o typie, kierunku i szybkości przemieszczania się wydm. Na obszarze Szott Dżerid występuje sezonowo wiatr zmienny z przeciwnych kierunków o dość podobnej sile powodując wahadłowy lub wahadłowo-postępowy ruch wydm.

## Charakterystyka form wydmowych

Wśród form wydmowych na badanym obszarze występują przemieszczające się ruchem swobodnym barchany pojedyncze oraz pasma barchanowe, jak również poprzeczne wałowe wydmy przemienne. Wysokość wydm jest zróżnicowana, zależnie od fazy rozwoju w jakiej się znajdują. Wynosi ona przeważnie od 1 do 2 m, dochodząc maksymalnie do 3 m; długość mierzona wzdłuż osi symetrii dochodzi do 60 metrów, a rozpiętość ramion – maksymalnie do 35 m. Barchany te charakteryzują się nieznacznym nachyleniem stoku dowietrznego, maksymalnie do 8°, oraz stokiem zawietrznym o nachyleniu 31 – 32° oraz osią symetrii o przebiegu SW-NE.

Układ wydm na powierzchni regu jest zmienny. Część wydm nakłada się na siebie tworząc wały wydmowe o długości do 80 m; jednakże występują też powierzchnie międzywydmowe o szerokości dochodzącej do 200 m.

Ze względu na okresowe występowanie dwóch przeciwnych kierunków wiatru, znajdujące się na badanym obszarze wydmy charakteryzują się dużą różnorodnością występujących form i sposobu ich przemieszczania. Istotna zmienność cech metrycznych wydm tego obszaru, stwierdzona kilkakrotnie w czasie wystąpienia aktywnego wiatru, uniemożliwia ich jednoznaczną charakterystykę morfometryczną w dłuższym okresie.

Barchany pojedyncze tworzące się na skutek oddziaływania wiatru wiejącego z jednego kierunku, są formą inicjalną większości pól wydmowych. Na badanym obszarze występują barchany w różnych fazach rozwoju (Coque 1962, Embabi 1967) (ryc. 2) (tab. 1). Nieliczne formy, które zaliczono do fazy inicjalnej mają kształt kopulasty, są niewielkich rozmiarów – wysokości kilkudziesięciu centymetrów i długości podstawy do kilku metrów – nie posiadają zaznaczającego się stoku zawietrznego. Pierwsza faza akumulacji może być związana z bardzo nieznaczną zmianą tylko jednego czynnika, wpływającego na przemieszczany przez wiatr materiał (Bellair 1940, Capot-Rey 1957). Inną przyczyną zainicjowania akumulacji materiału może być nieznaczna zmiana jednej z cech charakteru podłoża (Tsoar 1974). Również niewiele wydm można zaliczyć do drugiej fazy – embrionalnej, w której zaczyna wyodrębniać się stok zawietrzny. Jego nachylenie, tak jak w przypadku wydm dojrzałych, związane jest z kątem naturalnego zsypu i dochodzi do 35°. W fazie tej nie uwidaczniają się natomiast ramiona. Zdecydowanie największą liczbę barchanów występujących na badanym obszarze można zaliczyć do trzeciej - młodzieńczej fazy rozwoju, której formy charakteryzują się wyraźnym stokiem



**Ryc. 2.** Fazy rozwoju barchanów (wg Coque'a 1962). 1 – inicjalna; 2 – embrionalna; 3 – młodzieńcza; 4 – dojrzała; 5 – zgrzybiała.

zawietrznym. Wykształcają się ramiona związane z przebiegiem strumieni powietrza wokół barchanu. Wysokość formy w tej fazie jest na tyle duża, że barchan stanowi przeszkodę dla strumieni powietrza i wymusza zwiększenie prędkości wiatru wzdłuż jego bocznych powierzchni. Powoduje to, przy mniejszej masie materiału budującego boki barchanu, szybsze przemieszczanie się ramion (ryc. 3) (Coque 1962). Pozostałe fazy wyróżniane przez Coque'a (1962) - dojrzała i zgrzybiała, na omawianym obszarze nie były obserwowane, co może być związane z krótkim czasem rozwoju form na omawianym polu, jak również z okresową zmiennością kierunku wiatru.

Faza rozwoju	Długość podstawy wydmy (m)	Rozpiętość ramion (m)	Wysokość (m)
Inicjalna	10	8	0,35
Embrionalna	15	10 – 12	0,35 - 0,40
Młodzieńcza	20 - 35	15 – 30	1 – 5
Dojrzała	80 - 400	80 - 400	5 – 25
Zgrzybiała	> 400	> 400	> 25

Tab. 1. Wymiary barchanów w poszczególnych fazach rozwoju (wg Embabiego 1967)

W analizowanych barchanach wyróżniono kilka charakterystycznych dla nich stref (ryc. 4) (Pietrow 1976). U podstawy stoku dowietrznego zaznacza się wyraźnie strefa deflacji materiału, związana z wynoszeniem ziaren piasku z podłoża. Na stoku dowietrznym zachodzą procesy segregacji frakcjonalnej materiału dostarczanego ze strefy deflacji. Przy rzadko występującej, dużej prędkości wiatru, w górę stoku przemieszczane są ziarna grubsze, transportowane przeważnie przez wleczenie i toczenie. Drobniejsze ziarna są porywane przez strumień powietrza i przemieszczane w górę stoku poprzez transport w zawiesinie lub w procesie saltacji. Przy zmniejszającej się prędkości wiatru, transport materiału w zawiesinie i poprzez saltację zostaje ograniczony. Wynikiem transportu materiału w górę po stoku dowietrznym jest powstawanie zmarszczek eolicznych – riplemarków. Przy niewielkich prędkościach wiatru nie obserwowano na stoku dowietrznym procesu deflacji, a jedynie proces przenoszenia, wymiany i akumulacji ziaren, przynoszonych spoza tej strefy, co prowadzi do zwiększania wysokości formy wydmowej. Uważa się, że nachylenie stoku dowietrznego osiągające wartość od kilku do kilkunastu stopni, zależy od siły wiatru, rodzaju materiału oraz wielkości przestrzeni międzywydmowej po stronie



Ryc. 3. Schemat przebiegu strumieni powietrza wokół barchanu (wg Coque'a 1962).

dowietrznej (Tsoar 1974, Embabi 1978, Mycielska-Dowgiałło i in. 1998). Zmienność nachylenia stoku dowietrznego pozwoliła na wyróżnienie trzech charakterystycznych dla badanego obszaru typów profili zaproponowanych przez Dobrina (1964) (ryc. 5). Typ profilu z obniżonym grzbietem związany jest z dużą prędkością wiatru powodującą erozję grzbietu barchanu i wynoszenie ziaren piasku poza obręb wydmy. Rzadziej występujący typ profilu z uniesionym grzbietem związany jest natomiast ze spadkiem prędkości wiatru. W tym przypadku materiał transportowany w procesie wleczenia, osiągając grzbiet, stacza się po stronie zawietrznej. Na podstawie pomiarów i obserwacji stwierdzono ponadto że duża, często obserwowana w ciągu zaledwie jednej doby, zmienność przebiegu profilu podłużnego w omawianych wydmach związana jest z dużą zmiennością kierunku wiatru charakterystyczną dla tego obszaru.

Stok dowietrzny zakończony jest wyraźną krawędzią, która wyznacza początek stoku zawietrznego (ryc. 4). Stok zawietrzny, stanowiący strefę akumulacji, charakteryzuje zawsze mniejsza długość i większe nachylenie związane z kątem naturalnego zsypu. W związku z



**Ryc. 4.** Profil podłużny barchanu i jego główne elementy (wg Pietrowa 1976):

1 – strefa wynoszenia, 2 – strefa przenoszenia i wymiany, 3 – strefa akumulacji, 4 – strefa neutralna, 5 – stok dowietrzny, 6 – stok zawietrzny, 7 – grzbiet, 8 – wysokość barchanu, 9 – droga maksymalnego nasycenia piaskiem strumienia powietrza.



**Ryc. 5.** Główne typy profili barchanów (wg Dobrina 1964): 1 – z obniżonym grzbietem; 2 – normalny; 3 – z uniesionym grzbietem.

nieznaczną wysokością omawianych wydm strefa akumulacji charakteryzuje się tylko sporadycznym występowaniem zawirowań strumieni powietrza, przepływających ponad grzbietem barchanu, w związku z czym charakterystyczne dla dojrzałych barchanów powstawanie prądów wstecznych przy powierzchni zbocza w przypadku form wydmowych badanego obszaru praktycznie nie występuje.

Barchany pojedyncze łączą się ramionami tworząc, mniej lub bardziej trwałe, równoległe pasma wydm poprzecznych prostych. W obrębie ich występowania można mówić o dwóch wzajemnie prostopadłych kierunkach wiatru. (El Baz i in. 1979, Tsoar 1989, Walker, Nickling 2002). Kierunek przeważający, zgodny z ogólnym przeważającym na badanym obszarze kierunkiem wiatru jest prostopadły do osi powstałych pasm barchanowych. Drugorzędny kierunek wiatru, związany jest z wpływem przeszkody, jaką stanowią pasma barchanowe, na główny kierunek wiatru. Powstaje on najczęściej po stronie zawietrznej, w obniżeniach śródbarchanowych. Jest to związane z różnicą ciśnień pomiędzy stroną dowietrzną i zawietrzną pasma barchanowego. Dotychczasowe badania wykazały, że odległość pomiędzy pasmami barchanowymi jest wprost proporcjonalna do ich wysokości. W przypadku, gdy ilość dostępnego materiału jest bardzo duża, powierzchnie pozbawione akumulacyjnych form eolicznych, znajdujące się pomiędzy pasmami barchanowymi, mogą zanikać powodując tworzenie się złożonych grzęd barchanowych (El Baz i in. 1979, Tsoar 1989, Walker, Nickling 2002).

Formami akumulacji eolicznej występującymi licznie na badanym obszarze, powstałymi pod wpływem działania dwóch przeciwnych kierunków wiatru o podobnej sile, są poprzeczne wałowe wydmy przemienne. Są to wały o znacznej długości, związane z wahadłowym ruchem materiału wydmowego. Charakteryzują się, szczególnie w przypadku zmiany kierunku aktywnego wiatru, przemodelowaniem stoków i złożonym przebiegiem profilu równoległego do kierunku wiatru.

### Charakterystyka cech teksturalnych osadów wydmowych

#### Uziarnienie osadów

Frakcją dominującą materiału wydmowego jest frakcja zawierająca się w przedziale 0,125 mm – 0,063 mm (3  $\Phi$  – 4  $\Phi$ ), przy maksymalnej częstości we frakcji 0,1 mm (3,32  $\Phi$ ) (porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, ryc. 1a). Krzywe częstości wskazują na selektywne wzbogacenie tych osadów w ziarna drobniejsze. Ponadto, na podstawie analizy przebiegu krzywych częstości, można stwierdzić, że materiał partii wierzchowinowych poszczególnych wydm jest bardzo jednorodny.

Krzywe kumulacyjne badanych osadów wydmowych charakteryzują się w przewadze występowaniem trzech wyraźnych członów, odpowiadającym trzem rodzajom transportu

(porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, ryc. 2a). Nachylenie krzywych w obrębie odcinka A, odpowiedzialnego za transport w procesie saltacji, jest podobne dla wszystkich wydm należących do omawianego pola wydmowego Odcinek ten charakteryzuje się bardzo dużym nachyleniem, co wskazuje na bardzo dobre wysortowanie materiału transportowanego w procesie saltacji. Transportowi materiału w procesie saltacji podlegają jednak w przewadze ziarna z wąskiego przedziału frakcyjnego – od 0,125 mm do 0,1 mm  $(3 \Phi - 3,32 \Phi)$ . Odcinek C, reprezentujący transport materiału przez wleczenie i toczenie cechuje się największym zróżnicowaniem, przy jednoczesnym małym nachyleniu krzywych, co wskazuje na niskie wysortowanie materiału uczestniczącego w tym rodzaju transportu. Odcinek B reprezentujący transport materiału w zawiesinie, charakteryzuje się zdecydowanie bardziej jednorodnym przebiegiem. Na podstawie krzywych kumulacyjnych uziarnienia można wnioskować, że ziarna, które podlegają wyłącznie transportowi w zawiesinie są mniejsze niż 0,045 mm (> 4,5  $\Phi$ ). Odcinek ten cechuje duże nachylenie krzywej, co wskazuje, że osad transportowany w zawiesinie jest w przypadku omawianego obszaru dość dobrze wysortowany. Na podstawie przebiegu krzywych nie można jednak wykluczyć, że część ziaren frakcji 0,1-0,045 mm (3,32 F – 4,5  $\Phi$ ) może również podlegać transportowi w zawiesinie np. podczas wystąpienia bardzo silnego wiatru.

Dużą jednorodność osadów wydmowych potwierdziły wskaźniki uziarnienia osadów obliczone wg wzorów Folka i Warda (1957) (porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, tab. 1a).

Wartość średniej średnicy ziaren (Mz), wynosząca dla osadów wierzchowinowych wydm około 0,1 mm (3,32  $\Phi$ ) wskazuje na znaczną przewagę drobnopiaszczystego materiału budującego wydmy położone w obrębie tego obszaru. Wydmy charakteryzują się zatem zdecydowanie drobniejszym materiałem niż w przypadku wydm większości regionów saharyjskich. Wskazuje to na małą siłę środowiska, jaka jest niezbędna do zainicjowania transportu tego materiału. Jednocześnie należy stwierdzić, że osad wydmowy jest nieco drobniejszy niż osad podłoża, którego średnia średnica ziaren wynosi około 0,16 mm (2,64  $\Phi$ ).

Odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ) wskazuje generalnie, że osad wydmowy tego obszaru charakteryzuje się stosunkowo dużym zróżnicowaniem wysortowania. Niektóre wydmy odznaczają się bardzo dobrym wysortowaniem ( $\sigma_1 = 0,14$ ), a inne – zdecydowanie gorszym ( $\sigma_1 = 0,47$ ). Wysortowanie materiału budującego wydmy tego obszaru jest natomiast zdecydowanie lepsze niż materiału budującego osady podłoża, który charakteryzuje się słabym wysortowaniem (porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, tab. 1a).

Wartości skośności (Sk1) cechują się największym zróżnicowaniem ze wszystkich wskaźników. Ich wartości dodatnie i ujemne zanotowane w obrębie badanego pola wydmowego wskazują, że w osadach wydmowych przeważa udział frakcji drobniejszej w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości, a w innych – udział fakcji grubszej.

# Skład mineralno-litologiczny osadów

Kwarc jest dominującym (72 – 82 %) składnikiem mineralnym badanych form wydmowych (porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, ryc. 3a). W większości poddanych analizie próbek osadów wydmowych tego obszaru przeważają ziarna o frakcji drobnopiaszczystej, a tylko sporadycznie występują ziarna kwarcowe frakcji ilastej. Ziarna frakcji drobnopiaszczystej są na ogół dobrze obtoczone. Ziarna kwarcu nie zawierają wrostków związków żelaza, co powoduje, że wydmy te charakteryzuje jasnoszara barwa. Powierzchnia ziaren kwarcu wykazuje bardzo duże oskorupienie, które maskuje zmatowienie charakterystyczne dla transportu eolicznego.

Gips jest istotnym składnikiem większości badanych osadów wydmowych. Jego udział jest dość zróżnicowany i wynosi od 13 do 26 %. Pochodzenie gipsu na omawianym obszarze,

minerału ewaporatowego, charakterystycznego dla okresowych jezior należy wiązać z jego powstawaniem, zarówno w przeszłości jak i współcześnie, w powierzchniowych warstwach szottu Dżerid. Współcześnie źródłem tego składnika mogą być również pokrywy gipsowe występujące w obrzeżeniu szottu. W przypadku badanego obszaru, udział procentowy gipsu w osadach podłoża, jest nieco wyższy (około 30%) niż w osadach wydmowych. Wskazuje to na większy związek udziału tego składnika występującego w osadach wydmowych z jego udziałem w osadach podłoża.

Udział pozostałych składników osadów wydmowych nie przekracza kilku procent. Należą do nich skalenie, najczęściej mikroklin i kwaśny plagioklaz, margle, wapienie chemo- i organogeniczne oraz klasty żelazisto-ilaste.

Wśród minerałów ciężkich przeważają minerały odporne na proces abrazji mechanicznej: granaty i epidoty oraz rutyl, cyrkon i turmalin (porównaj Barczuk, Dłużewski, Znaczenie ..., ten tom, ryc. 4 - Douz). Znaczący udział mają również saturolit i dysten. Wśród mało odpornych przeważa biotyt, amfibole oraz węglany. Sporadycznie występują ponadto: andaluzyt, apatyt, chloryt, muskowit, fosforyty, pirokseny.

## Szybkość przemieszczania się barchanów

Szybkość przemieszczania się wydm była przedmiotem badań prowadzonych na wielu pustyniach świata. Można wyróżnić dwie podstawowe metody badań szybkości przemieszczania się akumulacyjnych form eolicznych: badania oparte na pomiarach terenowych oraz badania prowadzone na podstawie analizy zdjęć lotniczych i satelitarnych. Wielość czynników wpływających na szybkość przemieszczania się wydm jest podstawową przyczyną różnic uzyskiwanych dla wartości przemieszczeń form o podobnych rozmiarach. Prace prowadzone w obrębie tego samego obszaru przez Finkela (1959) i Hastenrath'a (1967) wykazały, że zmierzone przemieszczenia różnią się prawie dwukrotnie. Nawet w obrębie jednego pola i w tym samym czasie mogą występować znaczne różnice w przemieszczaniu się barchanów o tej samej wysokości (Ashri 1973, Dłużewski 2000). Największe średnie prędkości przemieszczeń osiągają barchany przemieszczające się ruchem postępowym, przy czym prędkości te są odwrotnie proporcjonalne do masy barchanu. Zmierzone wartości w przypadku niewielkich barchanów wynoszą np. do 50 m/rok (na pustyniach południowego Peru) (Finkel 1959), do 130 m/rok (w południowo-zachodniej Turkmenii) (Pietrow 1976) oraz do 100 m/rok na obszarze północno-wschodniej Sahary (Embabi 1971, Barczuk, Dłużewski 2002, Dłużewski 2002, 2003).

W przypadku pasm barchanowych przemieszczenia występują nie tylko w kierunku równoległym do kierunku wiatru lecz także w kierunku prostopadłym, wymuszonym przez obniżenia śródbarchanowe. Dotyczy to również przemieszczeń wydm poprzecznych prostych.

Do pomiarów przemieszczeń wybierane są na ogół pojedyncze barchany przemieszczające się ruchem postępowym. Wynika to z dużej wartości przemieszczenia w określonym czasie, co ułatwia pomiary z wykorzystaniem zdjęć lotniczych i satelitarnych. W przypadku barchanów przemieszczających się ruchem wahadłowym pomiary są dużo trudniejsze, z uwagi na zmiany kierunku przemieszczeń, małe przemieszczenia wypadkowe oraz trudności w identyfikacji barchanu przy kolejnych pomiarach. Implikuje to dużą częstość pomiarów oraz, w praktyce, wymusza prowadzenie pomiarów w terenie. Ponadto, ten typ ogranicza prowadzenie badań nad szybkością przemieszczania się wydm w przeszłości na podstawie zdjęć lotniczych.

Na podstawie ponad dwuletnich pomiarów niewielkich barchanów o wysokości od 1,5 do 2 m i rozpiętości ramion do 40 m stwierdzono, że wydmy występujące na badanym obszarze



Ryc. 6a. Położenie wydm na obszarze szott Dżerid (pole Douz TW-1) – rok 1998:

1 – położenie wydmy przemieszczającej się w kierunku wschodnim, 2 – położenie wydmy przemieszczającej się w kierunku zachodnim, 3 – punkt reperowy, 4 – miesiąc pomiaru, 5 – schemat profilu podłużnego.

![](_page_80_Figure_4.jpeg)

**Ryc. 6b.** Położenie wydm na obszarze szott Dżerid (pole Douz TW-1) – rok 1999: 1 – położenie wydmy przemieszczającej się w kierunku wschodnim, 2 – położenie wydmy, przemieszczającej się w kierunku zachodnim, 3 – punkt reperowy, 4 – miesiąc pomiaru, 5 – schemat profilu podłużnego.

![](_page_81_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 7.** Kierunki przemieszczania się wydm na obszarze szott Dżerid (pole Douz TW-1): a) rok 1998, b) rok 1999.

przemieszczają się w dwóch głównych kierunkach (ryc. 6a,b, 7). Kierunek ku E i NE występuje głównie w okresie wiosennym, kierunek ku SW i W – w okresie jesiennym, natomiast w okresie letnim i zimowym przeważa zmienny kierunek ruchu o niewielkich wartościach przemieszczenia. Na podstawie pomiarów stwierdzono ponadto, że wypadkowa wartość przemieszczenia wydm wynosi około 80 m/rok w kierunku wschodnim. Duża zmienność kierunku przemieszczania się wydm, przy znacznej wartości przemieszczenia wypadkowego pozwala zaklasyfikować ruch wydm na omawianym obszarze do typu wahadłowo-postępowego. Ten typ ruchu przejawia się również w dużej zmienności profilu podłużnego badanych wydm. Badania wykazały ponadto, że wartości przemieszczenia wydm wynoszące maksymalnie ponad 40 m/miesiąc są znacznie większe niż wartości dla wydm porównywalnej wielkości występujących na innych obszarach pustynnych. Zaobserwowano, że przy silnym wietrze przekraczającym 15 m/s, przy maksymalnej zmierzonej prędkości 27 m/s, wydmy o wysokości 2-3 m przemieszczały się w bardzo szybko, a wartość przemieszczenia dochodziła nawet do 12,5 m w ciągu doby. Pomiary te wskazują na możliwość bardzo szybkiego rozprzestrzeniania się wydm. Młody wiek wydm oraz duże tempo ich przemieszczania potwierdza trzykrotna zmiana położenia wioski El Aouina (10 km na S od Douz), zasypywanej od ok. 120 lat.

### Podsumowanie i wnioski

Przebieg krzywych częstości wskazuje na przewagę drobnoziarnistego materiału budującego badane pole wydmowe. Stosunkowo niewielka różnica w przebiegu krzywych częstości osadów podłoża i osadów wydmowych nie wyklucza związku osadów wydmowych z lokalnym źródłem. Znaczny udział osadów frakcji drobnoziarnistej i pylastej budujących podłoże badanego obszaru, podlegając deflacji może jednak zostać przetransportowany w zawiesinie na znaczne odległości,

poza granice omawianego obszaru, nie wchodząc w skład występujących na nim akumulacyjnych form eolicznych. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów wydmowych wskazują, że ziarna transportowane w procesie saltacji są zdecydowanie najlepiej wysortowane, co może wskazywać na długotrwały transport eoliczny. Analiza wskaźników uziarnienia pozwala stwierdzić, że osad wydmowy transportowany był w środowisku o zróżnicowanej dynamice i o dużej zmienności siły transportującej.

Badane osady wydmowe składają się głównie z odpornego na abrazję mechaniczną kwarcu, natomiast w mniejszym stopniu zaznaczają się inne składniki – głównie gips. Wskazuje to, że wydmy omawianego obszaru w zdecydowanej większości buduje materiał, który podlegał wielokrotnie procesowi redepozycji. Zgodność składu mineralno-litologicznego badanych osadów wydmowych ze składem mineralno-litologicznym osadów wydmowych Wielkiego Ergu Wschodniego wskazuje, że stanowi on źródło znacznej większości osadów wydmowych omawianego obszaru. Wnioski te potwierdza analiza składu minerałów ciężkich osadów wydmowych. Sumaryczny udział minerałów odpornych na proces abrazji mechanicznej jest znacznie większy niż udział minerałów mało odpornych. Wskazuje to na transport materiału eolicznego przez dłuższy czas.

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że głównym czynnikiem wpływającym na ewolucję badanego pola wydmowego są cechy teksturalne osadów wydmowych. Zwłaszcza dużo drobniejsza frakcja i lepsze wysortowanie materiału niż osadów innych pól wydmowych sprawiają, że badane wydmy przemieszczają się ze znacznie większą szybkością niż podobnej wielkości formy występujące na innych obszarach pustyń gorących. Do przemieszczenia tego osadu wystarcza bowiem wiatr, który można uznać za wiatr aktywny przy jego znacznie mniejszej sile.

Istotny wpływ na ewolucję badanego pola wydmowego ma również, podobnie jak w przypadku innych pól wydmowych, zmienność siły i kierunku wiatru oraz okresowy wzrost wilgotności podłoża. Pierwszy z tych czynników, ze względu na swoją sezonową zmienność (porównaj rozdział 3) ma oczywisty wpływ na kierunek przemieszczania się wydm, a zwłaszcza na wartość wypadkową ich przemieszczenia. Ma to niewątpliwie istotne znaczenie dla tempa rozprzestrzeniania się omawianego pola wydmowego. Drugi czynnik, choć występuje średnio raz na kilka lat, przez jeden do dwóch miesięcy w roku, może na pewien czas unieruchomić materiał wydmowy.

Wydaje się również, że pozostałe czynniki wpływające na tempo ewolucji pól wydmowych nie miały, w przypadku badanego obszaru, istotnego wpływu na ten proces. Skąpa szata roślinna, czy równinna powierzchnia podłoża, nie spowodowały znaczących zmian dynamiki jego przebiegu.

#### Literatura

Ashri A.H., 1973: The movement of Sand Dunes at Kharga Oasis. Egypt. J. Geol., 17, 37-46.

- Barczuk A., 1992: Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA). Arch. Miner. T. XLVIII, z. 1-2, 123-204.
- Barczuk A., Dłużewski M., 2002: Wpływ cech teksturalnych na tempo rozprzestrzeniania się wybranych form wydmowych obniżenia Khargi, [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt 5-22. 04. 2002. WGiSR UW, SGP Mat. Konf., Warszawa.
- Bellair P., 1940: Les sables de la Dorsale saharienne et du bassin de l'oued Rhir. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 5e série: Pétrographie , 5.

- Bellair P., Jauzein A., 1953: Sables désertiques et morphologie éolienne. C.R. XIXe Congr. géol. int., fasc. VII, 113-118, Algier.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973: Minerały skałotwórcze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Brogowski Z., Czerwiński Z. 1971: Materiały do ćwiczeń z gleboznawstwa. Dział Wydawnictw SGGW, Warszawa.
- Capot-Rey R., 1957 : Recherches récentes et tendances nouvelles en morphologie désertique, [w :] Baillière J.B. (red.), La Géographie française au milieu du XXe siècle, Paryż, 43-51.
- Cardy F., 1993 : Desertification A fresh approaches, Desertification Control Bulletin, 22, Nairobi.
- Coque R., 1962: La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.
- Dłużewski M., 2000: Evolution of selected dune fields in Southern Tunisia as an example of desertification of the Sahara northen borders, [w:] Dulias R., Pełka-Gościniak J. (red.), Aeolian processes in diferent landscape zones, Sosnowiec, 179-189.
- Dłużewski M., 2002: Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako efekt pustynnienia północnego obrzeżenia Sahary (na przykładzie okolic Szottu El Dżerid południowa Tunezja). Geografia XXXII, Acta Univ. Nic. Cop., Toruń, 57-68.
- Dłużewski M., 2003: Rozprzestrzeniane się pól wydmowych jako skutek pustynnienia (na przykładzie wybranych obszarów północnej Sahary). Maszynopis pracy doktorskiej, WGiSR UW, Warszawa.
- Dobrin L. G., 1964: Obrazowanie grebnia barchana (w jęz. ros.). AN Tukrm. SSR, ser. biol., no 6.
- El-Baz F., Slezak M.H., Maxwell T.A., 1979: Preliminary analysis of color variations of sand deposits in the Western Desert of Egypt, [w:] El Baz F., Warner D.M. (red.), Appolo-Soyuz Test Project, Summary Science Report, Vol. II, Earth Observations and Photography, NASA, 237-262.
- Embabi N.S., 1967: A morphological study of the Kharga Oases Depression: Ph. D. Thesis, Bristol Univ. UK.
- Embabi N.S., 1971: Structures of barchan dunes of the Kharga Oases Depression. Bull. Soc. Géog. d'Egypte, t. 43-44, 53-71.
- Finkel H.J., 1959: The barchans of Southern Peru. Jour. Geol., 67, no 6, 614-647.
- Folk R.L., Ward W., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters, J. Sed. Petrol.
- Hastenrath S. L., 1967: The barchans of the Arequipa Region, Southern Peru: Zeitschrift für Geomorphologie, t. 11, 3, 300-331.
- Le Houérou H.N., 1986 : The desert and arid zones of Northern Africa. [w :] Evnari M. i in. (red.), Hot Deserts and Arid Shrublands, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995: Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych, WGiSR UW, PIG, PAN, Warszawa, 29-105.
- Mycielska-Dowgiałło E., Dłużewski M., Pękalska A., Smolska E., Szwarczewski P., Woronko B., 1998: Rozwój wydm na wybranych obszarach północnej Sahary jako efekt pustynnienia, [w :] Szczypek T., Wach J. (red.), Współczesne procesy eoliczne. WNoZ UŚ. Sosnowiec, 41-60.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.), 1995: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, Warszawa.
- Pietrow M.P., 1976: Pustynie kuli ziemskiej. PWN, Warszawa.
- Racinowski R., 1995: Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski, [w :] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników, WGiSR UW, Warszawa, 151-166.
- Tsoar H., 1974: Desert dunes morphology and dynamics. ElArish (northern Sinai) Zen Fur, Geomorph., Suppl., 41-61.
- Tsoar H., 1989: Linear dunes: forms and formatrion: Progress in Geography. vol. 13, 507-527.
- Walker I.J., Nickling W.G., 2002: Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes. Progress in Physical Geography 26, z. 1. 47-75.

# Znaczenie Wielkiego Ergu Wschodniego jako źródła osadów wydmowych obszaru Szott Dżerid

Andrzej Barczuk

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>a.barczuk@uw.edu.pl</u>

Maciej Dłużewski

Zakład Geomorfologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>dluzewski@uw.edu.pl</u>

# Wprowadzenie

Szybkość powstawania i rozprzestrzeniania się pól wydmowych zależy od wielu czynników, między innymi od ilości materiału dostępnego dla procesu deflacji, stopnia zwięzłości obszarów deflacyjnych, cech teksturalnych materiału, częstości występowania wiatru aktywnego, stopnia wilgotności powierzchni podlegającej deflacji, gęstości szaty roślinnej oraz morfometrii podłoża. Znaczna część tych czynników może ulegać zmianom zarówno w czasie jak i w przestrzeni, nawet w obrębie jednego pola wydmowego. Szczególnie dużej zmienności może podlegać wiatr lub wilgotność obszarów źródłowych. Również istotnie może zmieniać się gęstość szaty roślinnej, np. wskutek obniżenia się poziomu wód gruntowych lub wypasu zwierząt.

Celem przeprowadzonych badań było określenie sposobu rozprzestrzeniania się pól wydmowych położonych na obszarze Szott Dżerid, a w szczególności określenie znaczenia Wielkiego Ergu Wschodniego jako źródła materiału dla wydm tego obszaru.

Źródło materiału budującego pola wydmowe, charakter środowiska sedymentacji oraz stopień eolizacji osadów tj. czas trwania procesów eolicznych, które przekształciły osad źródłowy w osad budujący formy wydmowe (Mycielska-Dowgiałło 1995) można określić analizując cechy teksturalne osadów. W ocenie przebiegu ewolucji pól wydmowych bardzo pomocna jest przede wszystkim analiza składu mineralno-litologicznego. Wiąże się to ze specyfiką transportu materiału wydmowego, który podlega najsilniejszej abrazji w wyniku procesów eolicznych (Kuenen, Perdok 1960), prowadzących jednocześnie do zróżnicowania składu mineralnolitologicznego osadów wydmowych. Charakterystyczne dla środowiska eolicznego zmiany składu mineralno-litologicznego pozwalają na interpretację badanych procesów. W osadach podlegających procesom eolicznym wyraźnie zaznacza się, w miarę trwania procesu, przewaga minerałów odpornych na abrazję mechaniczną nad minerałami nie odpornymi (Mycielska-Dowgiałło 1995, Racinowski 1995, Barczuk, Mycielska-Dowgiałło 2001, Barczuk, Dłużewski 2001, 2002). Ważnymi wskaźnikami dla określenia stopnia eolizacji osadów wydmowych jest również charakter uziarnienia tych osadów (Mycielska-Dowgiałło 1995), w szczególności stopień ich wysortowania oraz średnia średnica ziaren. Zmatowienie ziaren kwarcowych uważane w warunkach klimatu umiarkowanego za dobry wskaźnik stopnia eolizacji osadu, w warunkach klimatu suchego, gorącego nie może być natomiast uznane za miarodajne. Jak wykazały dotychczasowe badania w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), zmatowienie nie musi być związane z procesem abrazji ziaren w czasie transportu eolicznego, lecz może być wynikiem trawienia chemicznego i oskorupienia – procesów osiągających bardzo dużą intensywność w gorącym, pustynnym klimacie (Kuenen, Perdok 1962; Goździk, Mycielska-Dowgiałło 1988, 1993; Woronko 2000, 2001, 2002).

### Metody badań

Podstawową metodą badawczą umożliwiającą charakterystykę ewolucji pól wydmowych omawianego obszaru było określenie składu mineralno-litologicznego osadów wydmowych i osadów podłoża (w tym składu minerałów ciężkich), wykonane na podstawie analizy mikroskopowej tzw. preparatów proszkowych. Analiza ta jest powszechnie stosowana w petrologii skał osadowych (Barczuk 1992; Berendsen, Barczuk 1993; Barczuk, Tatur 1999; Barczuk, Wyrwicki 1999), a szczególnie szerokie zastosowanie znajduje przy badaniach osadów, które podlegały procesom eolicznym (Chlebowski, Lindner 1975, 1976, 1992; Chlebowski i in. 2002; Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001).

Skład mineralno-litiologiczny analizowany był na próbkach frakcji piaszczystej nie rozdzielonych na poszczególne frakcje ze względu na nieznaczne zróżnicowanie frakcjonalne poszczególnych składników badanych osadów wydmowych. Skład minerałów ciężkich badany był natomiast we frakcji 0,2 mm – 0,1 mm ( $2,32\Phi – 3,32\Phi$ ) (Mycielska-Dowgiałło 1980), po rozdzieleniu osadu w bromoformie, płynie o gęstości równej 2,88 g/cm<sup>3</sup>. Preparaty wykonane z pobranych próbek przeanalizowano pod kątem struktury, tekstury i składu mineralnego przy zastosowaniu różnorodnych technik mikroskopii polaryzacyjnej i skaningowej, opisanych m.in. przez Borkowską i Smulikowskiego (1973). W celu uzyskania pełnej identyfikacji litoklastów oraz poszczególnych minerałów analizowano takie cechy optyczne minerałów jak: pokrój, łupliwość, barwę własną, pleochroizm, współczynniki załamania światła, dwójłomność, kąt wygaszania światła, osiowość, znak optyczny itp.

W celu określenia stopnia eolizacji osadów wykonano ponadto analizy uziarnienia metodą sitową (Mycielska-Dowgiałło 1995) oraz metodą areometryczną w modyfikacji Prószyńskiego (Brogowski, Czerwiński 1971). Do analizy uziarnienia osadów podłoża zbudowanych w zdecydowanej większości z osadów drobnoziarnistych wykorzystano urządzenie firmy Fritsch "Analysette 22". Wyniki tych analiz posłużyły do wyznaczenia krzywych częstości oraz krzywych kumulacyjnych wykreślonych w skali prawdopodobieństwa, co pozwoliło na obliczenie wskaźników uziarnienia wg wzorów Folka i Warda (1957).

# Obszar badań

Wydmy tego obszaru tworzą pola położone po zachodniej i wschodniej stronie szottu Dżerid (zał. 3). Północne obrzeżenie szottu jest całkowicie pozbawione wydm, natomiast na południowym występują niewielkie formy akumulacyjne – głównie akumulacji wymuszonej. Dalej na południe, poza zasięgiem dna szottu i poza omawianym obszarem, występują wydmy wchodzące w skład Wielkiego Ergu Wschodniego. Ze względu na występowanie dwóch przeciwnych kierunków wiatru wydmy pól wybranych do badań charakteryzują się dużą różnorodnością występujących form, zmiennością cech metrycznych i sposobu przemieszczania – przy nieznacznej wysokości, nie przekraczającej 5 m – i osi symetrii o przebiegu SW-NE.

Wyraźna zmienność cech metrycznych wydm tego obszaru, stwierdzona kilkakrotnie w czasie wystąpienia aktywnego wiatru, uniemożliwia ich jednoznaczną charakterystykę morfometryczną w dłuższym okresie

Do badań szczegółowych wybrano pięć pól wydmowych (oznaczenie – TW, zał. 3) znajdujących się na obszarach, które na podstawie wstępnych badań i obserwacji określono jako obszary charakteryzujące się dużą dynamiką rozprzestrzeniania się wydm. Pola wydmowe znajdujące się w południowo-wschodniej części obszaru (TW – 1, TW – 2, TW – 3) położone są na powierzchniach równinnych płaskich, na wysokości od 30 do 60 m n.p.m., w obrębie mioplioceńskich osadów lądowych. Obszar TW – 4, położony w zachodniej części, znajduje się na nieco wyższej (ok. 80 m n.p.m.) równinnej powierzchni falistej o podobnej genezie. Obszar TW – 5 znajdujący się w środkowej części obszaru badań, jest położony najniżej (ok. 25 m n.p.m.), na powierzchni równinnej płaskiej w obrębie plioplejstoceńskiego zasięgu szottu.

Pole wydmowe położone na południe od miejscowości Douz (TW-1) tworzą barchany i wydmy barchanoidalne. Wysokość wydm jest zróżnicowana, zależnie od fazy rozwoju w jakiej się znajdują. Wynosi ona przeważnie od 1 do 2 m, dochodząc maksymalnie do 3 m; długość mierzona wzdłuż osi symetrii dochodzi do 60 metrów, a rozpiętość ramion – maksymalnie do 35 m. Barchany te charakteryzują się nieznacznym nachyleniem stoku dowietrznego, maksymalnie do 8°, oraz stokiem zawietrznym o nachyleniu 31–32°. Formy te znajdują się w embrionalnej lub młodzieńczej fazie rozwoju, charakteryzując się na ogół profilem normalnym lub profilem z obniżonym grzbietem. Zmienny sezonowo wiatr powoduje wahadłowopostępowy sposób przemieszczania się wydm, co może być przyczyną ich asymetryczności, przejawiającej się zmiennym nachyleniem w obrębie stoku dowietrznego i zawietrznego. Układ wydm na powierzchni regu jest zmienny. Część wydm nakłada się na siebie tworząc wały wydmowe o długości do 80 m; jednakże występują też powierzchnie międzywydmowe o szerokości dochodzącej do 200 m.

Pole wydmowe położone na północ od miejscowości El Faouar (TW-2) tworzą barchany i wydmy barchanoidalne oraz, w znacznej części, wydmy poprzeczne. Formy te charakteryzują się nieco większym nachyleniem stoku dowietrznego (do 15°) oraz stoku zawietrznego (31° – 34°). Ich wysokość wynosi od 3 do 5 m. Barchany będące w młodzieńczej fazie rozwoju cechuje profil normalny i rozpiętość ramion dochodząca do 80 m. Podobnie jak w przypadku wydm położonych w okolicach Douz, wydmy te charakteryzują się wahadłowo-postępowym sposobem przemieszczania i asymetrią stoków, natomiast powierzchnia obszarów międzywydmowych jest zdecydowanie mniejsza.

Pole wydmowe położone na południowy-zachód od miejscowości Touiba (TW–3) charakteryzują wydmy o wysokości od 0,5 do 1 m. Są to głównie wydmy poprzeczne oraz barchany. Barchany znajdują się na ogół w embrionalnej lub młodzieńczej fazie rozwoju, choć można także spotkać liczne przykłady form w fazie inicjalnej. Wiekszość barchanów cechuje profil normalny, a w przypadku form w młodzieńczej fazie rozwoju – profil z uniesionym grzbietem. Z uwagi na niewielką ilość dostarczanego materiału, przestrzenie międzywydmowe są tu największe spośród występujących na pozostałych polach wydmowych.

Na polu wydmowym położonym na południowy-zachód od miejscowości Nefta (TW-4) występują barchany i wydmy barchanoidalne o wysokości od 4 do 5 m, maksymalnie do 8 m. Obszar ten charakteryzuje zmienność kierunku aktywnego wiatru z przewagą kierunku SW. Nachylenie stoku dowietrznego tych form wynosi do 20°, stoku zawietrznego od 30° do 33°, a rozpiętość ramion do 120 m. Większość wydm tego obszaru znajduje się w młodzieńczej fazie rozwoju cechując się normalnym typem profilu podłużnego, natomiast największe z nich

znajdują się w fazie dojrzałej, charakteryzując się profilem normalnym lub profilem z obniżonym grzbietem. Ze względu na wahadłowo-postępowy ruch wydm i ich największą na tym obszarze wysokość, wydmy przemieszczają się na niewielkie odległości.

Ostatnie badane pole wydmowe, położone na południe od miejscowości Bechri (TW–5) w centralnej części obszaru, charakteryzują wydmy barchanoidalne. Ich wysokość waha się od 3 do 5 m, nachylenie stoku dowietrznego wynosi do 10°, stoku zawietrznego od 31° do 33°, a rozpiętość ramion do 80 m. Wydmy znajdują się w młodzieńczej fazie rozwoju cechując się normalnym typem profilu podłużnego. Ich położenie w centralnej części badanego obszaru, w strefie największej zmienności aktywnego kierunku wiatru, wpływa na charakterystyczny dla tego reżimu wiatru wahadłowy typ przemieszczania się wydm, z zaznaczającą się sezonowo asymetrią ich profilu podłużnego. Mała wartość wypadkowej przemieszczania się wydm jest spowodowana typem przemieszczania oraz nieznaczną wielkością powierzchni obszarów międzywydmowych.

### Cechy teksturalne osadów na obszarze Szott Dżerid

### Uziarnienie osadów

Krzywe częstości osadów wydmowych tego obszaru są krzywymi jednomodalnymi (ryc. 1 a - e). Obserwuje się generalnie dość dużą zgodność w przebiegu krzywych częstości w obrębie poszczególnych pól wydmowych, jak i w znacznej mierze w obrębie całego obszaru szott Dżerid. Frakcją dominującą materiału wydmowego, w obrębie wszystkich badanych pól tego obszaru, jest frakcja zawierająca się w przedziale 0,125 mm – 0,063 mm (3  $\Phi$  – 4  $\Phi$ ), przy maksymalnej częstości w frakcji 0,1 mm (3,32  $\Phi$ ). Zróżnicowanie przebiegu krzywych częstości w obrębie poszczególnych pól wydmowych omawianego obszaru, widoczne jest jedynie poza przedziałem frakcji dominującej. Krzywe charakteryzujące osady wydmowe pól położonych na południu obszaru (TW-1, TW-2) wskazują na selektywne wzbogacenie tych osadów w ziarna drobniejsze. Pozostałe pola wydmowe (TW-3, TW-4, TW-5) zostały natomiast selektywnie wzbogacone w ziarna grubsze. Ponadto, na podstawie analizy przebiegu krzywych częstości, można stwierdzić, że materiał partii wierzchowinowych wydm w obrębie pól TW-1, TW-2, położonych w południowowschodniej części obszaru, jest bardziej jednorodny niż w obrębie pozostałych pól.

Osady podłoża badanego obszaru charakteryzują się większą zmiennością uziarnienia niż osady wydmowe, choć w większości przypadków charakteryzują je również krzywe jednomodalne (ryc. 1 a–e). Są one w dominującej części zbudowane z osadów frakcji drobnopiaszczystej i częściowo pylastej od 0,125 mm (3  $\Phi$ ) do 0,032 mm (5  $\Phi$ ). Zaznacza się również nieznaczny wzrost udziału materiału we frakcji 0,5 mm (1 $\Phi$ ). Mimo, że przebieg krzywych częstości osadów podłoża różni się od przebiegu krzywych osadów wydmowych, to jego charakter oraz dominująca frakcja osadu wskazują, że znaczna część osadów podłoża akumulowana była w wyniku zmniejszenia siły nośnej w czasie transportu tego materiału w procesie eolicznym.

Krzywe kumulacyjne badanych osadów wydmowych obszaru Szott Dżerid charakteryzują się w przewadze występowaniem trzech wyraźnych członów, odpowiadających trzem rodzajom transportu (ryc. 2 a–e). Nachylenie krzywych w obrębie odcinka A, odpowiedzialnego za transport w procesie saltacji, jest podobne dla osadów wydmowych wszystkich badanych pól omawianego obszaru. Odcinek ten charakteryzuje się bardzo dużym nachyleniem, co wskazuje na bardzo dobre wysortowanie materiału transportowanego w procesie saltacji. Transportowi

![](_page_88_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 1.** Krzywe częstości osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid): a) pole TW – 1, b) pole TW – 2, c) pole TW – 3.

materiału w procesie saltacji podlegają jednak w przewadze ziarna z wąskiego przedziału frakcyjnego – od 0,125 mm do 0,1 mm (3  $\Phi$  – 3,32  $\Phi$ ). Tylko osady budujące wierzchowiny niektórych wydm charakteryzuje transport ziaren w procesie saltacji, których średnica dochodzi do 0,2 mm (2,32  $\Phi$ ). Zaobserwować to można szczególnie w przypadku dwóch spośród badanych wydm, reprezentujących pola TW-2, TW-3, TW-4 oraz w przypadku większości wydm badanych w obrębie pola TW-5.

![](_page_89_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 1 cd.** Krzywe częstości osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar Szott Dżerid): d) pole TW – 4, e) pole TW – 5.

Odcinek C, reprezentujący transport materiału przez wleczenie i toczenie, cechuje duże zróżnicowanie, zarówno w obrębie poszczególnych pól wydmowych, jak i pomiędzy badanymi polami. Ten typ transportu charakteryzuje ziarna powyżej 0,125 mm ( $< 3 \Phi$ ). Pole TW-1 cechuje się największym zróżnicowaniem tego odcinka, przy jednoczesnym małym nachyleniu krzywych, co wskazuje na małe wysortowanie materiału uczestniczącego w tym rodzaju transportu. Również dużym zróżnicowaniem, choć nieco większym nachyleniem krzywych odpowiadających odcinkowi C, a więc lepszym wysortowaniem materiału, cechują się osady pola TW-2. Pozostałe pola charakteryzuje zdecydowanie materiału transportowanego przez wleczenie i toczenie.

Odcinek B reprezentujący transport materiału w zawiesinie, charakteryzuje się zdecydowanie bardziej jednorodnym przebiegiem, zarówno w obrębie poszczególnych pól wydmowych, jak i w osadach wydmowych omawianego obszaru. Na podstawie krzywych kumulacyjnych uziarnienia można wnioskować, że ziarna, które podlegają wyłącznie transportowi w zawiesinie są mniejsze niż 0,045 mm (> 4,5  $\Phi$ ). Odcinek ten cechuje duże nachylenie krzywej, co wskazuje, że osad transportowany w zawiesinie jest w przypadku omawianego obszaru dość dobrze

![](_page_90_Figure_1.jpeg)

![](_page_90_Figure_2.jpeg)

![](_page_90_Figure_3.jpeg)

![](_page_91_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 2 cd.** Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid): d) pole TW – 4, e) pole TW – 5.

wysortowany. Na podstawie przebiegu krzywych nie można jednak wykluczyć, że część ziaren frakcji 0,1–0,045 mm (3,32  $\Phi$  – 4,5  $\Phi$ ) może również podlegać transportowi w zawiesinie np. podczas wystąpienia bardzo silnego wiatru. Nieco większym zróżnicowaniem transportu zawiesinowego charakteryzuje się jedynie materiał budujący obszary wierzchowinowe wydm pola TW–1. Zbliżone nachylenie poszczególnych krzywych na tym odcinku wskazuje natomiast na dość podobny stopień wysortowania materiału wydmowego.

Krzywe kumulacyjne osadów podłoża (ryc. 2 a–e) charakteryzują się generalnie mniejszym nachyleniem wszystkich trzech odcinków, świadczącym o gorszym wysortowaniu materiału podłoża, w porównaniu z materiałem budującym wydmy. Ziarna o średnicy większej niż 0,125 mm (< 3  $\Phi$ ) transportowane były poprzez wleczenie i toczenie, a bardzo niewielkie nachylenie krzywej wskazuje na bardzo złe wysortowanie tej części osadu podłoża. Lepszym wysortowaniem charakteryzują się ziarna wielkości od 0,125 mm do 0,063 mm (3  $\Phi$  – 4  $\Phi$ ), transportowane w procesie saltacji. Ziarna drobniejsze niż 0,063 mm (4  $\Phi$ ), transportowane w zawiesinie, charakteryzuje natomiast nieco gorsze wysortowanie.

Dużą jednorodność osadów wydmowych potwierdziły wskaźniki uziarnienia osadów obliczone wg wzorów Folka i Warda (1957) (tab. 1).

**Tabela 1.** Wskaźniki uziarnienia wybranych osadów wydmowych:  $M_z$  – średnia średnica ziaren,  $\sigma_1$  – odchylenie standardowe, Sk<sub>1</sub> – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

		podłoże							
Nr	TW-1a	TW-1b	TW-1c	TW-1d	TW-1e	TW-1f	TW-1g	TW-1.1	TW-1.2
$\sigma_1$	0,27	0,22	0,17	0,18	0,14	0,47	0,41	1,37	1,35
$M_z$	3,19	3,22	3,25	3,18	3,21	3,23	3,18	2,43	2,52
Sk <sub>1</sub>	-0,03	0,02	0,31	0,05	0,20	-0,15	-0,23	-0,67	-0,65

			podłoże						
Nr	TW-2a	TW-2b	TW-2c	TW-2d	TW-2e	TW-2f	TW-2g	TW-2.1	TW-2.2
$\sigma_1$	0,19	0,24	0,16	0,18	0,20	0,17	0,16	1,26	1,23
M <sub>z</sub>	3,30	3,08	3,29	3,25	3,20	3,27	3,18	2,66	2,75
Sk <sub>1</sub>	0,42	-0,05	0,40	0,35	0,15	0,39	0,04	-0,62	-0,66

		podłoże							
Nr	TW-3a	TW-3b	TW-3c	TW-3d	TW-3e	TW-3f	TW-3g	TW-3.1	TW-3.2
$\sigma_1$	0,23	0,14	0,22	0,19	0,20	0,27	0,17	1,34	1,43
M <sub>z</sub>	3,13	3,20	3,15	3,24	3,16	3,05	3,19	2,75	2,55
Sk <sub>1</sub>	-0,05	0,15	-0,003	0,30	-0,04	-0,05	0,09	-0,59	-0,63

		podłoże							
Nr	TW-4a	TW-4b	TW-4c	TW-4d	TW-4e	TW-4f	TW-4g	TW-4.1	TW-4.2
$\sigma_1$	0,14	0,24	0,14	0,21	0,16	0,26	0,30	1,48	1,31
M <sub>z</sub>	3,23	3,10	3,22	3,16	3,18	3,06	3,07	2,47	2,67
Sk <sub>1</sub>	0,25	-0,07	0,21	-0,03	0,07	-0,06	-0,10	-0,58	-0,61

		podłoże							
Nr	TW-5a	TW-5b	TW-5c	TW-5d	TW-5e	TW-5f	TW-5g	TW-5.1	TW-5.2
$\sigma_1$	0,25	0,26	0,24	0,29	0,21	0,26	0,22	1,02	1,36
$M_z$	3,10	3,11	3,12	3,03	3,15	3,07	3,16	2,82	2,57
Sk <sub>1</sub>	-0,11	-0,08	-0,07	-0,13	-0,04	-0,10	-0,08	-0,62	-0,61

Wartość średniej średnicy ziaren (Mz), wynosząca dla osadów wierzchowinowych wydm występujących na obszarze Szott Dżerid od 0,125 mm do 0,1 mm (3,03  $\Phi$  – 3,30  $\Phi$ ), wskazuje na bardzo dużą jednorodność osadów wydmowych. Jednorodność średniej średnicy ziaren zaznacza się zarówno w obrębie poszczególnych pól, jak i w odniesieniu do całego omawianego obszaru.

Osiągane wartości poniżej 0,125 mm (> 3  $\Phi$ ) wskazują na znaczną przewagę drobnopiaszczystego materiału budującego pola wydmowe położone w obrębie tego obszaru. Wydmy charakteryzują się zatem zdecydowanie drobniejszym materiałem niż w przypadku wydm większości regionów saharyjskich. Wskazuje to na małą siłę środowiska, jaka jest niezbędna do zainicjowania transportu tego materiału. Jednocześnie należy stwierdzić, że osad wydmowy jest nieco drobniejszy niż osad podłoża, którego średnia średnica ziaren wynosi około 0,16 mm (2,64  $\Phi$ ).

Odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ) wskazuje generalnie, że osad wydmowy tego obszaru jest bardzo dobrze wysortowany. Większym zróżnicowaniem wysortowania charakteryzuje się jedynie pole TW-1, w przypadku którego osady wierzchowinowe niektórych wydm odznaczają się bardzo dobrym wysortowaniem ( $\sigma_1 = 0,14$ ), a innych – zdecydowanie gorszym ( $\sigma_1 = 0,47$ ). Wysortowanie materiału budującego wydmy tego obszaru jest natomiast zdecydowanie lepsze niż materiału budującego osady podłoża, który charakteryzuje się słabym wysortowaniem (tab. 1a).

Wartości skośności (Sk<sub>1</sub>) charakteryzujące osady wydmowe obszaru Szott Dżerid cechują się największym zróżnicowaniem ze wszystkich wskaźników. Ich wartości dodatnie i ujemne zanotowane w obrębie poszczególnych pól wydmowych wskazują, że w osadzie partii wierzchowinowych niektórych wydm tego regionu przeważa udział frakcji drobniejszej w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości, a w innych – udział fakcji grubszej.

Wskaźniki skośności charakteryzujące osady wydmowe pól położonych na południu obszaru (TW-1, TW-2) (tab. 1 a, b) cechuje przewaga wartości dodatnich wskazująca na selektywne wzbogacenie tych osadów w ziarna drobniejsze. Pola wydmowe (TW-3, TW-4) (tab. 1 c,d) cechuje największa zmienność wartości wskaźnika skośności, choć z nieznaczną przewagą wartości dodatnich, co wskazuje na nieco większe wzbogacenie w ziarna grubsze. Tylko pole TW-5 charakteryzują ujemne wartości skośności osadów wszystkich wydm, co wskazuje na selektywne wzbogacenie tych osadów w ziarna grubsze.

Osady podłoża wszystkich pól wydmowych omawianego obszaru charakteryzuje ujemna wartość skośności, co wskazuje na zdecydowaną przewagę materiału gruboziarnistego w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości.

# Skład mineralno-litologiczny osadów

W badanych osadach wyróżniono szereg składników mineralnych (kwarc monokrystaliczny, kwarc polikrystaliczny, gips, skalenie) i składników litycznych, czyli litoklastów (margle, różnorodne wapienie i klasty żelazisto-ilaste) (ryc. 3 a–e). Odrębnej analizie poddano minerały ciężkie (ryc. 5 a–e).

Kwarc jest dominującym składnikiem mineralnym form wydmowych wszystkich badanych pól na obszarze szott Dżerid. Ziarna kwarcu są stosunkowo niewielkie i bardzo jednorodne. W większości poddanych analizie próbek osadów wydmowych tego obszaru przeważają ziarna o frakcji drobnopiaszczystej, a sporadycznie występują też ziarna frakcji ilastej. Ziarna frakcji drobnopiaszczystej są na ogół dobrze obtoczone. W ziarnach kwarcu nie zauważono zanieczyszczeń. Sporadycznie niektóre ziarna zawierają inkluzje ciekło – gazowe, natomiast nie zawierają wrostków związków żelaza, co powoduje, że wydmy te charakteryzuje jasnoszara barwa. Powierzchnia ziaren kwarcu wykazuje bardzo duże oskorupienie, które maskuje zmatowienie charakterystyczne dla transportu eolicznego.

Najwyższy udział kwarcu zanotowano w osadach wydmowych wchodzących w skład pól położonych poza holoceńskim zasięgiem szottu, na południu i zachodzie badanego obszaru (pola TW-2, TW-4). Udział ten, wynoszący ponad 70% (ryc. 3 b,d), jest porównywalny z udziałem kwarcu osadów pól wydmowych, wchodzących w skład Wielkiego Ergu Wschodniego (ryc. 4). Nieco niższą zawartością kwarcu (56 – 72%) charakteryzuje się pole położone również poza holoceńskim zasięgiem szottu, w południowo- wschodniej części badanego obszaru (TW-1) (ryc. 3 a). Zdecydowanie niższa zawartość kwarcu cechuje pola wydmowe położone w zasięgu holoceńskiego dna szottu (pole TW-3, TW-5) (ryc. 3 c,e), dla których udział kwarcu wynosi około 50%.

![](_page_94_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 3.** Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid) a) pole TW – 1.

Osady podłoża charakteryzuje zdecydowanie mniejsza zawartość kwarcu. Dla osadów podłoża położonych w zasięgu plejstoceńskiego dna szottu, zawartość kwarcu w południowo - wschodniej części badanego obszaru, wynosi około 50%, co spowodowane jest względnym wzrostem udziału procentowego gipsu, pochodzącego z pokryw gipsowych, natomiast w części zachodniej – około 40%, czego przyczyną jest względny wzrost udziału procentowego gipsu oraz margli i wapieni związanych z wychodniami margli mioceńskich oraz senońskich wapieni kredowych (zał. 4). Osady podłoża znajdujące się w obrębie holoceńskiego dna szottu, cechuje

![](_page_95_Figure_2.jpeg)

**Ryc. 3 cd.** Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid) b) pole TW – 2.

jeszcze mniejszy udział procentowy kwarcu – około 30%. Jest to związane z akumulacją tych osadów w środowisku wodnym, które jest odpowiedzialne za względny wzrost udziału klastów żelazisto-ilastych, a przy tak silnym parowaniu – również gipsu.

Kwarc polikrystaliczny. Udział procentowy kwarcu polikrystalicznego w osadach wydmowych położonych w obrębie plejstoceńskiego dna szottu wynosi od 8% do17%, natomiast w obrębie holoceńskiego dna szottu nie przekracza 7%.

Osady podłoża cechuje podobny, a w niektórych przypadkach nawet nieco wyższy udział procentowy tego składnika. Zwiększony udział procentowy kwarcu polikrystalicznego w osadach

![](_page_96_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 3 cd.** Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid) c) pole TW – 3.

podłoża może być skutkiem występowania lokalnych wychodni kwarcytów lub kwarcu żyłowego. Chociaż składnik ten cechuje porównywalna z kwarcem odporność na abrazję mechaniczną to jego udział procentowy w badanych osadach nie może być elementem wskaźnikowym czasu trwania procesów eolicznych, ze względu na wspomnianą wyżej znaczną ilość kwarcu polikrystalicznego również w osadach źródłowych.

Gips jest istotnym składnikiem większości badanych osadów charakteryzującym się jednak dużą zmiennością udziału w przypadku poszczególnych pól. Pochodzenie gipsu na omawianym obszarze, minerału ewaporatowego, charakterystycznego dla okresowych jezior należy wiązać

![](_page_97_Figure_2.jpeg)

**Ryc. 3 cd.** Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid) d) pole TW – 4.

z jego powstawaniem, zarówno w przeszłości jak i współcześnie, w powierzchniowych warstwach szottu Dżerid. Współcześnie źródłem tego składnika mogą być również pokrywy gipsowe występujące w obrzeżeniu szottu.

Zdecydowanie największym, ponad 50%, udziałem gipsu w osadach wydmowych charakteryzuje się pole TW-5. Jest to związane z jego położeniem na półwyspie otoczonym współcześnie przez osady ewaporatowe szottu. Godnym uwagi jest fakt, że udział gipsu w osadach wydmowych jest wyższy niż jego udział w osadach podłoża. Wskazuje to, że źródłem osadów wydmowych tego pola są w przewadze ewaporatowe osady szottu. Duży udział gipsu

![](_page_98_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 3 cd.** Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych i osadów podłoża (obszar szott Dżerid) e) pole TW – 5.

wskazuje ponadto, że formy wydmowe tego obszaru zbudowane są w większości z bardzo młodych osadów. Zdecydowanie mniejszym, choć również znaczącym udziałem tego składnika charakteryzują się osady wydmowe pól TW-1 i TW-3 (od kilkunastu do ponad 20%). W przypadku tych pól, udział procentowy gipsu w osadach podłoża, jest jednak wyższy (około 20%). Wskazuje to na większy związek udziału tego składnika występującego w osadach wydmowych z jego udziałem w osadach podłoża. Osady wydmowe pól położonych na południu i zachodzie omawianego obszaru (TW-2 i TW-4) charakteryzują się najmniejszym udziałem procentowym gipsu, nie przekraczającym 7%. Osady podłoża natomiast charakteryzuje znacznie większy udział

![](_page_99_Figure_1.jpeg)

Ryc. 4. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych Wielkiego Ergu Wschodniego (Ksar Ghiliane).

gipsu – nawet do 25%. Wskazuje to, że materiał tych wydm nie ma znaczącego związku z materiałem budującym podłoże.

Skalenie, najczęściej mikroklin i kwaśny plagioklaz, występują w badanych osadach zarówno wydmowych jak i podłoża w większości przypadków w ilościach śladowych, a ich maksymalny udział nie przekracza 2%. Ze względu na brak ich występowania w osadach podłoża, przy niewielkiej odporności na czynniki niszczące transportu eolicznego, nie można na podstawie tego składnika wnioskować o pochodzeniu osadów wydmowych obszaru szott Dżerid.

Margle w badanych osadach są urozmaiconą grupą litoklastów. Przeważają wśród nich szare i szarobrunatne, słabo obtoczone okruchy frakcji drobnopiaszczystej i ilastej, składające się z mieszaniny drobnokrystalicznych lub mikrytowych węglanów i minerałów ilastych. Większość margli charakteryzuje się bezkierunkową teksturą.

Udział margli w osadach wydmowych jest stosunkowo nieduży i dość zróżnicowany. Pola położone na południu (TW-1, TW-2) charakteryzuje śladowy udział tego składnika zarówno w osadach wydmowych, jak i osadach podłoża. W części zachodniej (pole TW-4), udział margli w osadach wydmowych nie przekracza 2%, natomiast w osadach podłoża wynosi od 3% do5%. Osady pól TW-3 i TW-5 charakteryzuje największy udział margli (od 3% do 10%), przy czym w obrębie tych obszarów udział margli w osadach podłoża jest niższy niż w osadach wydmowych (do 3%). Fakt ten może być związany z dostawą do akumulacyjnych form eolicznych materiału pochodzącego z wychodni górnokredowych margli położonych na północny wschód od tych obszarów (zał. 4). Obszar źródłowy dla tego składnika jest zgodny z dominacją aktywnego wiatru charakterystycznego dla tej części obszaru.

![](_page_100_Figure_1.jpeg)

**Ryc. 5a.** Skład minerałów ciężkich osadów wydmowych we frakcji 0,2- 0,1 mm (obszar szott Dżerid) – pole TW-1, TW-2, TW-3, TW-4.

Wapienie chemogeniczne występują w formie drobnopiaszczystych lub pylastych ziaren. Zbudowane są z hipautomorficznych lub okrągławych ziaren sparytowego kalcytu, występujących pojedynczo lub grupujących się w niewielkie agregaty. Ich udział w osadach wydmowych jest na całym obszarze nieznaczny i nie przekracza kilku procent. Największym udziałem procentowym tego składnika charakteryzują się pola TW-4 i TW-5. Jest to związane z większym udziałem (do 18%) wapieni chemogenicznych w osadach podłoża tych dwóch

obszarów. Osady podłoża pozostałych obszarów charakteryzuje niższy, choć dość równomierny, udział tego składnika (około 5%).

Wapienie organogeniczne na badanym obszarze, w większości osadów wydmowych i osadów podłoża nie występują lub występują zaledwie w ilościach śladowych. W większej ilości, w postaci mniej lub bardziej zrekrystalizowanych szczątków różnych organizmów wapiennych, składnik ten wystąpił jedynie w osadach podłoża pola TW-5. Jest to najprawdopodobniej związane z dostawą tego składnika w okresie wilgotnym przez wody erodujące wychodnie senońskich wapieni organogenicznych położone we wschodniej części omawianego obszaru. Brak tego składnika w osadach wydmowych pola TW-5 wynika z bardzo małej odporności wapieni organogenicznych na niszczące procesy transportu.

![](_page_101_Figure_3.jpeg)

Ryc. 4b. Skład minerałów ciężkich osadów wydmowych we frakcji 0,2-0,1 mm (obszar szott Dżerid) – pole TW-5.

Klasty żelazisto-ilaste występują w badanych osadach wydmowych w niewielkiej ilości (poniżej 3%) w postaci brunatnych agregatów o równoległej, łupkowej strukturze. Składnik ten ma niewielką odporność na czynniki niszczące, co powoduje, że muszą one pochodzić z lokalnych obszarów alimentacyjnych. Prawdopodobnie większość z nich to osady tworzące się w wodzie charakteryzującej się słabym przepływem lub jego brakiem, współcześnie występujące w postaci fragmentów zażelazionych łupków ilastych. Ich występowanie w utworach powierzchniowych na omawianym obszarze związane jest najprawdopodobniej z ich powstawaniem w szocie. Potwierdza to fakt, że zdecydowanie większy udział klastów żelazisto-ilastych zaobserwowano w przypadku pola TW-3 położonego na obszarze dna szottu, w którym woda występowała epizodycznie jeszcze na początku XX wieku. W przypadku osadów wydmowych występujących na tym polu udział ten wzrasta do ponad 20%, a w przypadku osadów podłoża – nawet do 50%.

Minerały ciężkie. Przeprowadzone badania wykazały, że w większości osadów wydmowych omawianego obszaru, wśród minerałów ciężkich przeważają minerały odporne na proces abrazji mechanicznej: cyrkon i turmalin oraz granaty i epidoty. Znaczący udział mają również rutyl, staurolit i dysten. Wśród mało odpornych przeważają amfibole i węglany oraz biotyt. Sporadycznie występują ponadto: andaluzyt, apatyt, chloryt, muskowit, fosforany, pirokseny (ryc. 5 a,b).

Zdecydowanie największy udział minerałów najbardziej odpornych na abrazję mechaniczną występuje w osadach wydmowych pól TW-1, TW-2 i TW-4. Przeważa udział epidotów i w nieco mniejszym stopniu granatów oraz cyrkonu i rutylu.

Zawartość minerałów mało odpornych na abrazję mechaniczną w osadach wydmowych cechuje bardzo duże zróżnicowanie. Zawartość amfiboli jest znacznie wyższa w osadach pól wydmowych TW-2 i TW-4, choć w tych samych osadach odnotowano również bardzo duży

udział minerałów odpornych na abrazję mechaniczną. Podobnie dużej zmienności podlega udział węglanów oraz biotytu. Wydaje się, że zmienność ta wynika prawdopodobnie z występowania zwiększonej ilości tych składników w lokalnych obszarach alimentacyjnych, a nie wskazuje na długość transportu budującego te osady. Zdecydowanym wzrostem udziału minerałów mało odpornych na proces abrazji mechanicznej charakteryzują się osady wydmowe pola TW-5. Wzrasta tam szczególnie udział biotytu i węglanów, a maleje udział turmalinu i cyrkonu. Może to potwierdzać, podobnie jak skład minerałów lekkich charakteryzujący to pole wydmowe, lokalne źródło materiału.

### Interpretacja wyników i wnioski

Przebieg krzywych częstości wskazuje na przewagę drobnoziarnistego materiału budującego pola wydmowe obszaru Szott Dżerid, co świadczy, że do przemieszczenia tego osadu wystarcza wiatr, który można uznać za wiatr aktywny przy jego znacznie mniejszej sile niż w przypadku większości innych obszarów wydmowych świata.

Stosunkowo niewielka różnica w przebiegu krzywych częstości osadów podłoża i osadów wydmowych nie wyklucza związku osadów wydmowych z lokalnym źródłem. Znaczny udział osadów o frakcji drobnoziarnistej i pylastej budujących podłoże obszaru Szott Dżerid, podlegając deflacji może jednak zostać przetransportowany w zawiesinie na znaczne odległości, poza granice omawianego obszaru, nie wchodząc w skład występujących na nim akumulacyjnych form eolicznych.

Krzywe kumulacyjne uziarnienia większości osadów wydmowych szottu Dżerid wskazują, że ziarna transportowane w procesie saltacji są zdecydowanie najlepiej wysortowane, co może wskazywać na ich długotrwały transport eoliczny. Transportowi materiału w procesie saltacji podlegają jednak w przewadze drobne ziarna z wąskiego przedziału frakcyjnego.

O dużej jednorodność osadów wydmowych świadczą także wskaźniki uziarnienia. Podobna wartość średniej średnicy ziaren (Mz) przy bardzo dobrym wysortowaniu zaznaczającym się zarówno w obrębie poszczególnych pól, jak i w odniesieniu do całego omawianego obszaru potwierdza, że osad wydmowy tego obszaru mógł podlegać procesowi wielokrotnej redepozycji. Wartości średniej średnicy ziaren (Mz) świadczą ponadto o znacznej przewadze zdecydowanie drobniejszego materiału w porównaniu z materiałem wydm większości regionów saharyjskich.

Odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ) wskazuje generalnie, że osad wydmowy jest bardzo dobrze wysortowany, porównywalnie lub nawet nieco lepiej niż osady wydmowe innych obszarów pustyń gorących. Zdecydowanie lepsze wysortowanie materiału budującego wydmy tego obszaru w porównaniu z materiałem budującym osady podłoża może wskazywać, że mimo zbliżonej wartości średniej średnicy ziaren osadów wydmowych i osadów podłoża, w większości wydm, nie można wykazać związku między nimi.

Osady wydmowe obszaru Szott Dżerid cechuje duże zróżnicowanie wartości skośności (Sk<sub>1</sub>), co można wiązać z dostawą, podczas końcowej fazy akumulacji, różnorodnego materiału o cechach zależnych od charakteru obszarów źródłowych, jak również ze zróżnicowaniem dynamiki środowiska w obrębie tego obszaru.

Na podstawie analizy wskaźników uziarnienia można zatem stwierdzić, że osad wydmowy transportowany był w środowisku o zróżnicowanej dynamice i o dużej zmienności siły transportującej.

Badane osady wydmowe cechuje wyjątkowo mała zmienność mineralogiczna w części południowej i zachodniej obszaru, natomiast w części wschodniej zmienność ta jest większa, z zaznaczającym się wpływem lokalnego podłoża. W części południowej i zachodniej zdecydowanie dominują obydwie odmiany kwarcu odpornego na abrazję mechaniczną, natomiast tylko w minimalnym stopniu zaznaczają się inne składniki, mimo że w podłożu udział np. gipsu jest znaczący. Wskazuje to, że wydmy tej części omawianego obszaru w zdecydowanej większości buduje materiał, który podlegał wielokrotnie procesowi redepozycji. Zgodność składu mineralno-litologicznego osadów wydmowych tej części obszaru ze składem mineralno-litologicznego i sadów wydmowych tej części obszaru szott Dżerid. Analiza składu mineralno-litologicznego wskazuje ponadto na brak powiązania osadów wydmowych tej części obszaru z lokalnymi osadami podłoża.

Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych wschodniej części obszaru Szott Dżerid, a w szczególności znaczny udział mało odpornego na niszczące czynniki transportu gipsu lub klastów żelazisto-ilastych, świadczy o krótkim transporcie osadów oraz o młodym wieku wydm. Na lokalne źródło osadów wydmowych wskazuje wyraźne powiązanie ich składu mineralnolitologicznego ze składem mineralno-litologicznym osadów podłoża. Szczególnie duży udział gipsu lub klastów żelazisto-ilastych, charakterystycznych dla osadów szottu Dżerid wskazuje, że jego powierzchnia stanowi obszar źródłowy dla przeważającej części materiału budującego wydmy tej części obszaru.

Powyższe wnioski potwierdza analiza składu minerałów ciężkich osadów wydmowych. Sumaryczny udział minerałów odpornych na proces abrazji mechanicznej w osadach wydm południowej i zachodniej części obszaru, większy niż w osadach wschodniej części obszaru szott Dżerid, wskazuje, że materiał wydm południowej i zachodniej części obszaru podlegał procesowi transportu eolicznego przez dłuższy czas.

Podsumowując należy stwierdzić, że duże znaczenie Wielkiego Ergu Wschodniego jako źródła osadów wydmowych jest widoczne w polach wydmowych położonych w południowej i zachodniej części obszaru Szott Dżerid. Dla pól wydmowych wschodniej części obszaru Szott Dżerid znaczenie to jest mniejsze, a źródło materiału związane jest w przewadze z lokalnym obszarem alimentacji.

### Literatura

Barczuk A., 1992: Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA). Arch. Miner. T. XLVIII, z. 1-2, 123-204.

- Barczuk A., Dłużewski M., 2001: Źródło osadów eolicznych w obniżeniu Khargi (południowy Egipt) na podstawie ich cech teksturalnych, [w:] Pełka-Gościniak J., Szczypek T. (red.), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, Sosnowiec, 51-61.
- Barczuk A., Dłużewski M., 2002: Wpływ cech teksturalnych na tempo rozprzestrzeniania się wybranych form wydmowych obniżenia Khargi, [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt 5-22. 04. 2002. WGiSR UW, SGP Mat. Konf., Warszawa.
- Barczuk A., Mycielska-Dowgiałło E., Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznania obecności procesów eolicznych, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Prac. Sedymentolog., WGiSR UW, Warszawa.
- Barczuk A., Tatur A., 1999: Phosphate and Sulphate Minerals in the Soils of Antarctic Peninsula Region. Proc. of the IX Meeting of the Russian Mineralogical Soc., Sankt Petersburg, May 17-21, 49-50.

- Barczuk A., Wyrwicki R., 1999: Litogeneza zsylifikowanej, trzeciorzędowej kredy jeziornej z KWB Bełchatów. Materiały IV Konferencji "Zagospodarowanie kopalin towarzyszących w górnictwie odkrywkowym", Ślesin 5 – 7 maja 1999, [w:] Górnictwo odkrywkowe, nr 1, 83-93.
- Berendsen P., Barczuk A., 1993: Petrography and Correlation of Precambrian Clastic Sedimentary Rocks Associated with the Midcontinent Rift System. U.S. Geol. Survey Bull. 1989-E, E1-E20.
- Borkowska M., Smulikowski K., 1973: Minerały skałotwórcze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Brogowski Z., Czerwiński Z. 1971: Materiały do ćwiczeń z gleboznawstwa. Dział Wydawnictw SGGW, Warszawa.
- Chlebowski R., Lindner L., 1975: Wpływ podłoża na skład minerałów ciężkich głównych wysp lessowych NW części Wyżyny Małopolskiej. Acta Geol. Pol., 25, 163-178.
- Chlebowski R., Lindner L., 1976: Próba zastosowania analizy minerałów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego. Biul. Inst. Geol., 18, 293-301.
- Chlebowski R., Lindner L., 1992: Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. Biul. Geol. UW, 32, 13-50.
- Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogucki A., Gozik P., Łańczont M., Wojtanowicz J., 2002b: Warunki akumulacji lessów młodszych górnych Wyżyny Lubelskiej (Polska) i Wyżyny Wołyńskiej (Ukraina) na podstawie badań geologicznych i mineralogicznych, [w:] Mat. II Świętokrz. Spotk. Geol.-Geomorf. nt. Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski. Jodłowy Dwór, 9-11.05.2002.
- Folk R.L., Ward W., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters, J. Sed. Petrol.
- Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1988: Geneza zmatowienia powierzchni dobrze zaokrąglonych ziarn kwarcu w świetle badań w mikroskopie elektronowym, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. UW, 57-64, 162-165.
- Kuenen Ph.H., Perdok W.G., 1962: Frosting and defrosting of quartz sand grains. Journal of Geology vol. 90.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980: Wstęp do sedymentologii (dla geografów). WSP w Kielcach, Kielce.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1988 : Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcu z wydm różnych regionów świata, [w :] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. UW., Warszawa, 47-54.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1993: Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. Boreas 22, 165-170.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995: Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych, WGiSR UW, PIG, PAN, Warszawa, 29-105.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Prac. Sedymentolog., WGiSR UW, Warszawa.
- Racinowski R., 1995: Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski, [w :] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników, WGiSR UW, Warszawa, 151-166.
- Woronko B., 2000: The influence of climatic conditions on the surface character of aeolian sand quartz grains,
  [w:] Dulias R., Pełka-Gościniak J. (red.), Aeolian processes in diferent landscape zones. Procesy eoliczne w różnych strefach klimatycznych. Sosnowiec. str. 18-27.
- Woronko B., 2001: Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu, Warszawa, 21-33.
- Woronko B., 2002: Charakterystyka ziarn kwarcowych budujących wydmy obniżenia Khargi, [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt 5-22. 04. 2002, WGiSR, SGP Mat. Konf., Warszawa.

![](_page_105_Picture_0.jpeg)

# Cechy morfologiczne i dynamika małych uedów lessowego regionu Gabes

Maciej Dłużewski

Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: <u>dluzewski@uw.edu.pl</u>

Ewa Smolska Pracownia Sedymentologiczna Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski e-mail: smolska@uw.edu.pl

Cechą charakterystyczną lessowego obszaru w południowo wschodniej Tunezji jest występowanie licznych wąwozów w strefie zboczy większych uedów. Zwykle są to niewielkich rozmiarów rozcięcia tworzące rozgałęzione systemy. Jedynie sporadycznie zdarzają się formy pojedyncze. Bardzo uboga roślinność oraz rzadkie ale typu nawalnego opady deszczu sprzyjają erozji wąwozowej.

Celem badań było poznanie wykształcenia niewielkich uedów typu wąwozów na lessowej równinie nadbrzeżnej oraz ich współczesnego modelowania.

### Obszar badań

Równina nadbrzeżna w południowo-wschodniej Tunezji położona jest na wysokości do kilkudziesięciu m n. p. m. Ogólnie teren pochyla się na północny wschód. Jest rozcięty gęstą siecią dolin różnej wielkości. Pomiędzy rozcięciami stanowi lekko falisty obszar, na którym deniwelacje nie przekraczają 5–7 m. Zbocza głównych uedów o przebiegu nawiązującym do ogólnego nachylenia równiny nadbrzeżnej są strome, w wielu miejscach pionowe.

Do badań wybrano 2 niewielkie formy wąwozowe rozcinające zbocze uedu Gabes w jego środkowym biegu (zał. 1). Ich odcinki źródłowe położone są poza górną krawędzią zbocza doliny a ujścia dochodzą bezpośrednio do koryta.

W rejonie badań ued Gabes wcięty jest w osady lessowe na głębokość ponad 10 m. Dla przebiegu erozji wąwozowej istotne znaczenie ma duża zwięzłość lessów spojonych węglanem wapnia oraz występowanie w ich spągowej części serii żwirowo-piaszczystych i żwirowo-kamienistych charakteryzujących się różnym stopniem zwięzłości. Wkładki gruboziarnistych osadów z średnio i dobrze obtoczonymi głazikami o frakcji 5–15 cm, sporadycznie większymi można obserwować w wielu miejscach w podcinanych zboczach wadi Gabes.

## Cechy klimatu badanego obszaru

Klimat badanego regionu zaliczany jest do śródziemnomorskiego łagodnego (Ben Ouezdou 1987). Średnia roczna temperatura wynosi 17,7°C. Średnia roczna suma opadów wynosi 190 mm.

Wysokość opadów w poszczególnych latach jest znacznie zróżnicowana: 39 mm (1964) do 552 mm (1996), co wyraża się stosunkiem 1:14.

Mimo tak dużej zmienności opadów w poszczególnych latach, na podstawie analizy miesięcznych sum opadów (ryc. 1) można wnioskować, że większość przypada na miesiące jesienne, nieco mniej na zimowe i wiosenne, natomiast zdecydowane minimum lub nawet całkowity brak opadu przypada na miesiące letnie (tab. 1).

![](_page_107_Figure_3.jpeg)

Ryc. 1. Rozkład średnich miesięcznych wielkości opadu i temperatury dla stacji Gabes (Henia 1993).

Pora roku	Opady							
	mm	%						
Jesień	83,7	45						
Zima	59	31						
Wiosna	43,4	22						
Lato	3,2	2						
Rok	189,3	100						

Tab. 1. Średnia sezonowe i roczna suma opadów w Gabes (Henia 1993).

Cechą charakterystyczną opadów jest ich nawalny charakter. Region Gabes cechuje się opadami o największej intensywności i osiągają one 105 mm/dobę. Intensywność opadu jest największa na początku, co dobrze przedstawia tabela 2. Taki typ opadów ma bezpośredni wpływ na natężenie erozji, szczególnie w obszarze pozbawionym szaty roślinnej.

Tab. 2. Intensywność opadu w różnych przedziałach czasowych (w mm/h) (Henia 1993).

Czas	15'	30'	45'	60 <b>'</b>	75 <b>'</b>	90'	105'	2h	3h	4h	5h	6h	12h	24h
Wielkość opadu (mm/h)	110	85	57	50	48	46	40	38	35	28	25	22	15	12

W czasie prowadzonych obserwacji w latach 1995–1998, zróżnicowanie opadów było znaczne. W sezonie 1994-95, poprzedzającym pierwsze pomiary, suma roczna opadów wynosiła 173,2 mm. Jego maksimum przypadło na październik – 77,1 mm, z maksymalnym opadem dobowym 45 mm, natomiast latem opady nie występowały. Sezon opadowy 1995-96 cechował się znacznymi opadami – 551,6 mm. Maksimum przypadało na październik – 170 mm, z maksymalnym opadem dobowym 51 mm, oraz trzydniowym – 132 mm. Również w grudniu
tego samego sezonu wystąpił opad o wysokości 91,5 mm. Sezon 1996-97 to zaledwie 82,6 mm opadów, z maksimum w styczniu 20,9 mm i sierpniu 15,9 mm. Jak wynika z powyższych danych zasadniczy wpływ na wielkość erozji w badanym okresie miał sezon 1995-96. Pod względem sumy opadów można uznać ten okres za wilgotny, natomiast pod względem natężenia należy zaliczyć je do przeciętnych.

#### Metody badań

Kartowanie geomorfologiczne oraz pomiary wybranych wąwozów przeprowadzono dwukrotnie w kwietniu 1995 roku i 1998 roku. Kartowanie miało na celu rejestrację form dna wzdłuż biegu wąwozu. W celu określenia zmian w przebiegu koryta zmierzono podczas pierwszego kartowania długość formy i spadek wzdłuż profilu podłużnego oraz szereg profili poprzecznych uwzględniając zmienność ich kształtu. Pomiary zostały wykonane taśmą mierniczą i busolą. Założono szereg reperów wzdłuż biegu formy w celu rejestracji erozji bocznej, jak również zmian w rozmieszczeniu progów i kotłów. Powtórzenie kartowania po trzech latach miało na celu zaobserwowanie zmian jakie nastąpiły zarówno w profilu podłużnym rozcięć jak i poprzecznych.

Przy kartowaniu wąwozów wykorzystano instrukcję do morfodynamicznego kartowania koryt (Kamykowska i in. 1975, Kaszowski, Krzemień 1986). Wykonane kartowanie pozwoliło na określenie struktury wąwozów.

W celu poznania ogólnych cech osadów lessowych w profilu pionowym zbocza uedu Gabes opisano występujące struktury oraz pobrano 3 próbki do analizy uziarnienia i zawartości węglanów. Analizy uziarnienia wykonano metodą areometryczną. Zawartość węglanów określono metodą Scheiblera. Osady lessowe datowano metodą TL.

## Ogólna charakterystyka osadów podłoża

Zwięzłość i rodzaj osadów ma istotne znaczenie w rozwoju erozji linijnej. Na podstawie obserwacji pionowego zbocza uedu Gabes, którego wysokość wynosi 11,1m można stwierdzić, że podłoże w którym wykształciły się badane formy zbudowane jest w przewadze z beżowych, miejscami rdzawych bezstrukturalnych lub poziomo smugowanych osadów drobnopiaszczystych z domieszką materiału pylastego (ryc. 2 a,b). W całym profilu występują ponadto liczne poziomy z wytrąceniami kryształów gipsu o średnicy dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Ze względu na duży udział węglanów (6–7%) większość obserwowanych serii charakteryzuje się dość znaczną spoistością. Okres sedymentacji lessów określono na podstawie uzyskanych dat TL. Dla części spągowej otrzymano daty od  $13,2\pm 2,0$  ka BP (GW-0749) na głębokości 8,35m do  $12,9\pm 1,9$  ka BP (GW-0750) na głębokości 5,50 m. Dla części stropowej są to odpowiednio 6,0 ± 1,2 ka BP (GW-0748) na głębokości 4,00 m i 5,5± 0,8 ka BP (GW-0747) na głębokości 2,75 m.

W obrębie profilu najbardziej wyróżnia się seria znajdująca się na głębokości od 3,30 do 4,50m charakteryzująca się odmiennymi od pozostałych cechami wskazującymi na nieco inne środowisko sedymentacji. W jej obrębie widoczne jest warstwowanie przekątne, a miejscami także horyzontale, odpowiadające fazie miecenia co wskazuje na większą energię transportującą środowiska. Seria ta charakteryzuje się bardziej jednorodnym i nieco grubszym materiałem (ryc. 2b – próbka 2) oraz znacznie niższą zawartością węglanów (0,89%). W części spągowej (na głębokości około 10m) można ponadto zaobserwować kilkucentymetrowej miąższości

poziome warstewki zawierające niewielkie (2-4cm) pojedyncze wapienne okruchy.

Można ponadto stwierdzić, że materiał budujący powierzchnie równiny nadmorskiej w okolicach Gabes, w których wykształciły się badane uedy jest bardziej gruboziarnisty niż, w przewadze pylaste osady występujący w regionie Gór Matmaty uważane za źródłowe dla omawianego obszaru (ryc. 2a.b). Charakteryzuje się on również zdecydowanie niższą węglanowością, która dla osadów występujących w okolicach Matmaty wynosi ponad 20%.

Uziarnienie oraz krzywe częstości wybranych serii przedstawia ryc. 2a,b.



**Ryc. 2.** Krzywe uziarnienia w skali prawdopodobieństwa (a) i krzywe częstości (b) wybranych serii lessowych i lessopodobnych budujących badany obszar.

## Charakterystyka badanych form

Główną cechą badanych rozcięć jest niewyrównany spadek w profilu podłużnym (ryc. 3a,b). W profilu poprzecznym rozcięcia mają wąskie dna i przeważnie pionowe zbocza. Wybrane do analizy formy różniły się wielkością. Ich cechy metryczne z uwzględnieniem obu okresów badań zestawiono w tabelach 3 i 4.

Oba z badanych rozcięć charakteryzuje występowanie na przemian progów i kotłów bądź odcinków o zwiększonym spadku oraz odcinków o niewielkim spadku. Pod względem długości dominują odcinki o mniejszym spadku.

Przeważają progi niskie do 30 cm wysokości. Progi wyższe są zwykle założone na odporniejszym materiale piaszczysto-żwirowym lub występują poniżej włotów bocznych rozcięć. Maksymalna wysokość progu w rozcięciu I wynosiła 1,3 m, w rozcięciu II ponad 2 m. Poniżej progów zwykle zlokalizowane są kotły. Tylko lokalnie występowały kotły niezależnie od progów.

Jednocześnie zaznacza się wzdłuż biegu przemienne występowanie odcinków prostych i krętych, lokalnie o znacznej krętości. W takich odcinkach obserwowano akumulację materiału jako odsypów zakolowych. Również akumulację materiału notowano poniżej kotłów.

Pokrywa osadów dennych wzdłuż całych form jest nieciągła. Cechą charakterystyczną obu form jest występowanie teras w ich dnie, przy czym są to terasy skaliste, lokalnie nadbudowane transportowanym materiałem.

W zależności od nachylenia dna oraz występujących form korytowych wzdłuż biegu wyznaczono charakterystyczne odcinki (ryc. 3a,b). Zmiany w przebiegu koryta oraz analiza kształtu profili poprzecznych stanowiły podstawę do wnioskowania o tendencji rozwoju badanych wąwozów.



**Ryc. 3.** Profile podłużne badanych rozcięć z kwietnia 1995 i 1998 roku oraz główne procesy modelujące koryta w okresie badań: 1 – intensywny transport i niewielka erozja, 2 – transport i erozja boczna, 3 – erozja wsteczna, 4 – erozja wgłębna, 5 – lokalna akumulacja.

Obie formy zaczynają się w wierzchowinowej części strefy wododziałowej o niewielkim nachyleniu stoków do 3-4°, w odległości około 15–35 m od działu wodnego. Strefa nisz źródliskowych i bezpośrednio poniżej to obszar słabo wykształconej bruzdy, rozcinającej powierzchnię wierzchowinową na głębokość 20-50 cm (odcinek 1). Bruzdy te rozpoczynają się niewysokimi ale wyraźnymi progami. W ciągu trzech lat w strefie źródliskowej bruzda pogłębiła się nieznacznie ale uległa wydłużeniu o około 5 m w przypadku wąwozu I i 7,5 m w przypadku wąwozu II.



**Ryc. 4.** Udział procentowy mezoform korytowych wzdłuż biegu badanego rozcięcia I w wyróżnionych odcinkach na tle ich spadku (stan z 1995 r.): 1 – progi, 2 - kotły, 3 – łachy zakolowe i śródkorytowe, 4 – podcięcia brzegów.

1995	długość	wysokość	spadek	progi[%]	kotły[%]	łachy[%]	podcięcia[%]
	[m]	[m]	%	1	2	3	4
VI	24,7	2,1	8,5	0	4,5	12,5	0
V	47,4	3,16	6,7	0	22,7	31,3	23,5
IV	38,7	3,46	8,9	25	22,7	18,8	35,3
III	21,63	2,78	12,9	32,1	13,6	18,8	23,5
II	21,87	2,7	12,3	21,4	22,7	12,5	5,9
Ι	31,3	4,3	13,7	21,4	13,6	6,3	11,8
	185,6	18,5	10	100	100	100	100

Tab. 3. Wybrane cechy metryczne wyróżnionych odcinków w rozcięciu I i struktura koryta.

1998	długość	wysokość	spadek	progi[%]	kotły[%]	łachy[%]	podcięcia[%]
	[m]	[m]	%	1	2	3	4
VI	20,4	1,75	8,6	11,4	0	14,8	9,5
V	47,55	2,05	4,3	2,9	12,5	22,2	28,6
IV	39,95	4,5	11,3	20	12,5	11,1	14,3
III	33,6	2,9	8,6	22,9	12,5	25,9	23,8
II	20,7	2,7	13	17,1	43,8	11,1	9,5
Ι	35,92	5,6	15,6	25,7	18,8	14,8	14,3
		19,5	9,8	100	100	100	100

Kolejne niższe odcinki (II) charakteryzują się głębiej wciętym korytem w kształcie prostokąta i ulegają poszerzeniu. Występuje tu wiele progów i kotłów a równocześnie form akumulacyjnych. Koryto w tych odcinkach ma tendencję do roztokowania. Dostawa rumowiska ze strefy



**Ryc. 5.** Udział procentowy mezoform korytowych wzdłuż biegu badanego rozcięcia I w wyróżnionych odcinkach na tle ich spadku (stan z 1995 r.): 1 – progi, 2 - kotły, 3 – podcięcia, 4 – łachy centralne i wyspy.

1995	długość	wysokość	spadek	progi [%]	kotły[%]	podcięcia [%]	wyspy [%]
	[m]	[m]	%	1	2	3	4
VI	26	2,65	4,98	12,5	7,7	-	-
V	91	3,11	3,42	12,5	7,7	45	-
IV	24	1,04	4,33	4,3	-	15	-
III	22,6	0,89	3,94	12,5	7,7	15	-
II	30	6,91	23	29,1	23,1	15	70
Ι	46	3,91	85	29,1	53,8	10	30
	288,6	17,15	6,06	100	100	100	100

Tab. 4. Wybrane cechy metryczne wyróżnionych odcinków w rozcięciu II i struktura koryta

1998	długość	wysokość	spadek	progi	kotły	podcięcia	wyspy
	[m]	[m]	[%]	1	2	3	4
V	97,6	4,99	5,11	10	11	16,7	21,4
IV	122,4	6,62	5,41	10	-	-	50
III	53	4,09	7,72	20	34	16,6	21,4
II	14,7	3,91	26,6	30	11	50	-
Ι	36	3,15	8,75	30	44	16,7	7,2
	323,7	22,76	7,03	100	100	100	100

źródłowej przewyższa możliwości transportowe. W przypadku drugiego z badanych wąwozów obok największej ilości odsypów śródkorytowych ("wysp" w suchym korycie) jest to odcinek krętego koryta o tendencji do słabej erozji bocznej.

Środkowy bieg badanych wąwozów jest najbardziej urozmaicony pod względem występujących mezoform. Występuje tu najwięcej progów o różnej wysokości (1/3 do 1/2 wszystkich progów). Od wyższego odcinka tranzytowego oddzielone są wysokimi progami. W przypadku pierwszego z badanych rozcięć odcinek ten zaczynał się wysokim 1,5 m progiem, który w ciągu 3 lat uległ rozmyciu i w tej części koryto ma duży spadek (ok. 18 %). W przypadku drugiej analizowanej formy nie zanotowano zmian w położeniu 1,8 m progu, natomiast u jego podstawy powstał głęboki na 90 cm kocioł. Dolna część progu została podmyta na około 0,5 m wstecz. Poniżej progu koryto zostało pogłębione i w porównaniu do położenia dna z 1995 roku wysokość progu zwiększyła się do 2,15 m. Występują liczne podcięcia brzegów oraz terasy. Samo koryto wcina się w scementowane węglanem podłoże. Terasy nie wykazują tej samej

wysokości ponad strefę nurtu. Spadek mierzony wzdłuż strefy nurtu jest znaczny ze względu na występujące progi (8–13% i 7–11%).

Najniższy dolny odcinek w obu analizowanych formach cechuje wyraźnie mniejszy i wyrównany spadek, zdecydowanie zwiększa się rola erozji bocznej i akumulacji materiału w postaci łach zakolowych. Koryta maja kręty, lokalnie meandrowy przebieg. Znaczna zwięzłość osadów lessowych jak i występujące w ich obrębie wkładki serii żwirowych utrudniają erozję wgłębną, cechą charakterystyczną są podcięcia zakolowe u podstawy brzegów. Wąwozy rozcinają na tym odcinku niższą terasę głównego uedu Gabes. Końcowa część tego odcinka w obu badanych formach cechuje się zwiększonym spadkiem.

Funkcje poszczególnych odcinków koryta na tle ich profili podłużnych schematycznie zaznaczono na ryc. 3.

#### Wnioski

Przedstawiona charakterystyka koryt analizowanych dwóch wąwozów wskazuje, że są to formy zróżnicowane wzdłuż biegu z zaznaczającymi się odcinkami nawiązującymi do nachylenia zboczy uedu Gabes, strefy przejściowej pomiędzy zboczem a terasą i płaskiej powierzchni terasy. Zmiany jakie zaobserwowano są efektem modelowania podczas kilku krótkotrwałych opadów jakie zdarzyły się w okresie 1995–1998. Opady nie spowodowały istotnych zmian w przebiegu badanych rozcięć. Nastąpiły lokalne zmiany w rozmieszczeniu form korytowych, przede wszystkim progów i kotłów. Nastąpiło niewielkie pogłębienie tych form w ich części środkowej oraz wzrost długości głównie w wyniku erozji wstecznej odcinka źródłowego (nowa bruzda erozyjna) oraz niewielki wzrost krętości w odcinku dolnym. Formy ulegały erozji wgłębnej i wstecznej w górnych i przede wszystkim środkowych odcinkach oraz erozji bocznej w dolnych. Porównanie zaobserwowanych zmian z modelowaniem wąwozów na obszarze lessowym w Polsce (Rutkowski 1997, Rodzik i in. 1998, Zgłobicki i in. 2003) skłania do zwrócenia uwagi na znaczną stabilność analizowanych form. Erozja wgłębna jak i boczna wyraźnie jest utrudniona ze względu na znaczną zwięzłość węglanowych osadów lessowych.

#### Literatura

- Ben Ouezdou H., 1987, Etude morphologique at stratigraphique des formations quaternaires des aalentoures du golfe de Gabes, Tunis, Rev. des sciences de la terre, vol. 3.
- Henia L., 1993, Climat et bilans de l'eau en Tunisie. Publ. de l'Université de Tunis.
- Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., Niemirowski M., 1975, Instrukcja do kartowanie koryt rzecznych. Maszynopis, Kraków UJ.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1986, Metody typologii koryt rzecznych. Zesz. Nauk. UJ. Prace Geogr. 67, 7–23
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, Deszcze nawalne, na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę, obszarów lessowych. Dokum. Geogr. 11, 45–68.
- Rutkowski J., 1997, Przekształcenie wąwozów. W: (red. L. Starkel) Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej, na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku), IGiPZ PAN, Dokumen. Geogr. 8, 86–92.
- Zgłobicki W., Rodzik J., Schmitt A., Schmidtchen G., Dotterweich M., Zamhofer S., Bork H. R., 2003, Fazy erozji wąwozowej w okolicach Kazimierz Dolnego, [w;] J.M. Waga, K. Kocel (red.) Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności. PTG-Oddział Katowicki, Sosnowiec, 234–238.

Ewa Smolska

#### Wstęp

Cechą charakterystyczną obszaru równiny nadbrzeżnej położonej w południowo wschodniej Tunezji nad zatoką Gabes jest występowanie licznych dolin i rozcięć różnej wielkości. Stanowią one rozległe systemy mające początek w paśmie wzniesień położonych na SW od miejscowości Gabes i uchodzą do zatoki Gabes, rozcinając równinę zbudowaną z lessów i utworów lessopodobnych. Odcinki źródłowe głównych uedów stanowią system dendrytycznych koryt. Cechuje je znaczny i zróżnicowany spadek w profilu podłużnym i brak aluwiów w korycie, lokalnie tylko występują progi rumowiskowe. Na przedpolu wzniesień, w strefie płaskich rozległych stożków zwykle doliny są słabo zaznaczone w rzeźbie. Wyraźnie uformowane są płytkie ale szerokie koryta skalno-aluwialne.

W strefie lessów główne doliny wcinają się na głębokość kilkunastu metrów. W ich dnach występują dwa poziomy teras: wyższa położona około kilkunastu m nad dnem obecnego koryta i niższa, położona kilka m ponad korytem. Zbocza doliny są strome, w wielu miejscach pionowe. Na obszarze lessowym liczne są krótkie rozcięcia w strefie zboczy głównych dolin. W korytach o niewielkim spadku (w granicach 1–2  $^{\circ}/_{\infty}$ ) progi skalne występują zdecydowanie rzadziej, całe dno koryta wypełniają aluwia.

W dolnych biegach uedów stanowią głębokie do 20 m i szerokie na ponad km doliny, których dna są użytkowane rolniczo dzięki sztucznemu nawodnieniu.

Takie systemy korytowe kształtowane są przez gwałtownie płynące epizodyczne wody opadowe raz na kilka lat. Wówczas, zarówno ze zlewni jak i z samego koryta dostarczana jest znaczna ilość materiału. Epizodyczny przepływ w korycie trwa krótko i transportowany materiał często akumulowany jest w sposób gwałtowny. O sposobie transportu materiału i jego dynamice można wnioskować na podstawie cech strukturalnych osadów korytowych jak również cech osadu gruboklastycznego takich jak obróbka głazików i ich ułożenie.

Celem badań była analiza ułożenia i obróbki materiału gruboklastycznego jako wskaźnika dynamiki środowiska koryt epizodycznych.

## Obszar badań

Do badań wybrano środkowy odcinek uedu Gabes. Jest to jeden z głównych uedów o przebiegu z południowego zachodu na północny wschód, położony w strefie równiny nadbrzeżnej nad zatoką Gabes (zał. 1). Jego długość wynosi około 7 km. Środkowy odcinek biegu uedu Gabes obejmuje strefę przejściową pomiędzy stożkami napływowymi na przedpolu i lessową równiną nadbrzeżną. Jest to najbardziej zróżnicowany morfologicznie fragment doliny i koryta. Górną część środkowego biegu uedu cechuje koryto skalno-aluwialne o niewyrównanym spadku. Występują tu progi założone na wapieniach. Koryto wcina się w osady stożka torencjalnego, zbudowanego z serii żwirowo-kamienistych z cienkimi przewarstwieniami piaszczysto-żwirowymi. Głębokość koryta wynosi 2-4 m. Wraz z biegiem uedu zwiększa się udział aluwiów w jego dnie, nie ma progów. Osady stożków stopniowo wyklinowują się, a dolina wycięta jest w lessach na głębokość kilku do ponad 10 m w dolnej części badanego odcinka. Aluwia, które wyściełają koryto to piaszczysto-pylasty matriks, w którym występują otoczaki różnej frakcji. Lokalnie aluwia te ulegają rozmywaniu i w takich miejscach w dnie koryta występuje nagromadzenie frakcji gruboklastycznych.

## Metody badań

Pomiary prowadzono w 4 przekrojach poprzecznych koryta wzdłuż biegu środkowego odcinka uedu Gabes o długości 3 km. Obróbkę frakcji gruboklastycznej wykonano uproszczoną klasyfikacją stopnia obróbki według Olszewskiego (1974). Wyróżniono 5 klas odróbki ziaren: dobrą, średnią, słabą oraz złą (bez obróbki), dodatkowo uwzględniono ziarna pęknięte. Do pomiarów wybrano następujące frakcje: 5–7 cm, 7–10 cm i 10–15 cm, po 50 otoczaków wapiennych każdej. Gdy nie było odpowiedniej ilości otoczaków danej frakcji przyjęto za reprezentatywne pomiary nie mniejszej liczby niż 25 sztuk. Dodatkowo w celach porównawczych określono obróbkę głazików w podcięciach brzegu koryta lub zbocza doliny.

Ułożenie dłuższych osi głazików i ich nachylenia mierzono w dnie koryta zarówno na łachach jak i w strefie nurtu. Nie wykonano pomiarów dla głazików frakcji 5-7 cm, ponieważ makroskopowo nie było widać żadnego uporządkowania tej frakcji. Natomiast dodatkowo uwzględniono frakcję 15-20 cm.

Wszystkie pomiary zostały wykonane podczas wyprawy naukowej do Tunezji organizowanej przez Pracownię Sedymentologiczną WGiSR UW w 1998 roku. Kierownikiem naukowym wyprawy była prof. E. Mycielska-Dowgiałło, w wyprawie poza autorką, brali udział A. Pękalska, P. Szwarczewski, B. Woronko i M. Dłużewski.

#### Wyniki badań

W górnej części badanego odcinka uedu Gabes, zarówno w strefie występowania skalnych progów jak i bezpośrednio poniżej, osady gruboklastyczne występujące w korycie cechują się obróbką słabą i średnią (2 i 3 stopień obróbki) (ryc. 1). W środkowej i dolnej części badanego odcinka uedu we wszystkich analizowanych frakcjach przeważa obróbka średnia, zaznacza się również większy udział otoczaków o dobrej obróbce. W przypadku frakcji 7-10 cm udział głazików o dobrej obróbce zwiększył się z 8 do 42%. W środkowej i dolnej części badanego odcinka nie występują otoczaki nieobrobione. W strefie progów i bezpośrednio poniżej udział takich otoczaków jest również niewielki i nie przekracza 5%.

Porównanie obróbki wapieni w dnie uedu i w podcięciach wskazuje, że starsze osady cechują się podobnym rozkładem obróbki wzdłuż analizowanego profilu podłużnego (ryc. 1). Różnice dotyczą nieco gorszej obróbki frakcji 5-7 cm w strefie dystalnej stożka torencjalnego (1 i 2 profil poprzeczny) i nieco lepszej w przypadku frakcji 7–10 cm oraz wyraźnie lepszej w przypadku frakcji 10–15 cm. Może to wskazywać na większą energię środowiska transportu



**Ryc. 1.** Obróbka wybranych frakcji gruboklastycznych w środkowym biegu uedu Gabes (wg. Olszewskiego, 1974): 1 – zła, 2 – słaba, 3 – średnia, 4 – dobra, 5 – ziarna pęknięte, I-IV kolejne profile wzdłuż biegu badanego odcinka uedu.

materiału, w którym najgrubsze ziarna były transportowane w trakcji dennej (są lepiej obrobione), a drobniejsze częściej w saltacji i zawiesinie (słabsza obróbka). Wraz z odległością od stożka materiał gruboklastyczny występuje jako coraz rzadsze przewarstwienia wśród osadów lessowych (profile 3 i 4) i poza strefę stożka był transportowany podobnie jak obecnie w epizodycznych korytach. We frakcji 5–10 cm przeważają głaziki o średniej obróbce (55-60%), natomiast we frakcji 10-15 cm udział głazików o słabej, średniej i dobrej obróbce jest podobny.



**Ryc. 2.** Ułożenie głazików wybranych frakcji wzdłuż uedu w profilach I–IV z wyróżnieniem strefy nurtu (a) i odsypów (b): 1 – azymut dłuższych osi głazików, 2 – pochylenie głazików.

Pomierzone w dnie koryta dłuższe osie głazików frakcji 7-20 cm prezentuje ryc. 2. Najdrobniejsza z badanych frakcji gruboklastycznych na wszystkich wybranych do badań profilach poprzecznych koryta uedu była ułożona chaotycznie, co można było zaobserwować bez pomiarów.

W górnej części badanego odcinka, gdzie w korycie występuje lokalnie skalne dno, głaziki były ułożone przeważnie poprzecznie (40–60% głazików), lecz ich nachylenie nie wykazało uporządkowania (1 profil, ryc. 2). Obserwowano pochylenie zarówno dłuższą jak i krótszą osią w róýnych kierunkach, około  $\frac{1}{4}$  wszystkich głazików leżała poziomo.

W środkowej części badanego odcinka koryta (profile 2 i 3, ryc. 2) zaznacza się różnica w ułożeniu ziaren w obrębie łach i strefy nurtu. W strefie nurtu poza dominującym ułożeniem poprzecznym (40–90% głazików), zaznacza się ułożenie dłuższą osią zgodnie z kierunkiem głównego nurtu (10–30% głazików). Im grubsza frakcja tym większy udział głazików ułożonych imbrykacyjnie. Na łachach śródkorytowych ułożenie głazików wykazuje znaczne zróżnicowanie zarówno w przypadku dłuższych osi jak i nachylenia. Na podstawie ich ułożenia nie sposób wyznaczyć kierunku nurtu formującego łachy.

W profilu 4, położonym w strefie najdalszego zasięgu występowania frakcji gruboklastycznej w dnie uedu zaznacza się podobna sytuacja jak w strefie łach w środkowej części badanego odcinka uedu Gabes. Pomiędzy strefą nurtu i łachami nie zaznaczyło się zróżnicowanie w ułożeniu głazików. Nieco lepiej uporządkowane były frakcje drobniejsze 7-10 cm. Najprawdopodobniej są one częściej i łatwiej uruchamiane w szerokim korycie o niewielkim spadku a ich orientacja następuje w fazie zanikania przepływu w korycie.

#### Wnioski

Zaobserwowane cechy obróbki i ułożenia frakcji gruboklastycznej w środkowym odcinku uedu Gabes, położonym w strefie przejściowej od dystalnej części stożka torencjalnego do maksymalnego zasięgu frakcji gruboklastycznych można uznać za wskaźnikowe dla środowiska koryt epizodycznych.

Ułożenie głazików było zróżnicowane wzdłuż badanego odcinka uedu w zależności od ich rozmiarów. Frakcja 5–7 cm była ułożona chaotycznie. Większe głaziki były ułożone przeważnie poprzecznie do kierunku wód płynących korytem wadi. Były pochylone krótszą osią "pod prąd" lub leżały poziomo. Tylko niewielka ich część była ułożona imbrykacyjnie tj. dłuższą osią zgodnie z kierunkiem nurtu i pochyleniem "pod prąd". Właściwe ułożenie imbrykacyjne najlepiej zaznaczyło się w przypadku frakcji 10–15 cm.

Analiza obróbki głazików wapieni trzech frakcji 5–7, 7–10 i 10–15 cm wskazuje, że poprawa obróbki zgodnie z biegiem uedu najlepiej zaznacza się w przypadku głazików o średnicy 7–10 cm. Tej wielkości otoczaki były najczęściej transportowane w trakcji dennej.

Prowadzone badania ułożenia głazików w obrębie łach m.in. na Islandii na łachach rzek sandrowych (Smolska i in. 1998), w korytach rzek górskich (Diepenbroek, Bartholoma, Ibbeken 1992, De Jong, Ergenzinger 1995, Schmidt, Gintz 1995) również wskazują na znaczny udział ułożenia dłuższą osią poprzecznie do głównego kierunku strumienia wody. Takie ułożenia frakcji gruboklastycznej występuje w środowisku o dużej i zmiennej dynamice. Jest charakterystyczne dla otoczaków znajdujących się w fazie transportu. W wyniku gwałtownej depozycji ta faza zostaje zachowana w osadzie.

Otoczaki o najlepszej obróbce oraz o ułożeniu w przewadze poprzecznym mogą wskazywać na energię środowiska i jego kompetencję. Ich wielkość w przybliżeniu odpowiada minimalnej średnicy ziarna transportowanego w trakcji i średnicy ziarna jaka może być transportowana w saltacji sporadycznie. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

#### Literatura

- De Jong C., Ergenzinger P., 1995, The interrelations between mountain valley form and river-bed arrangement. [w:] E. J. Hickin (red.) River Geomorphology, Wyd. Wiley & Sons, 54–91.
- Diepenbroek M., Bartholoma A., Ibbeken H., 1992, How round is round? A new approach to the topic "roundness" by Fourier grain shape analysis. Sedimentology 39, 411–422.
- Olszewski A., 1974, Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotekstur. Studia Soc. Sci. Geografia 8
- Smolska E., Szwarczewski P., Giriat D., Borkowski K., 1998, Texture characterization of the contemporary coarse clastic outwash sediments of Falljökull and Fláajökull in south-eastern Iceland Miscellanea Geographica; WGiSR Warszawa 1998.
- Schmidt K. H., Gintz Z., 1995, Results of bedload tracer ezperiments in a Mountain River. [w:] E. J. Hickin (red.) River Geomorphology, Wyd. Wiley & Sons, 37–54.

# Przykład powstawania dwóch przybrzeżnych mierzei piaszczystych w delcie poddawanej oddziaływaniu fal przyboju (południowe obrzeża Sfaksu)

Dorra Gargouri Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Uniwersytet w Sfaksie, Tunezja Younes Jedoui, Wyższa Szkoła Inżynierska w Sfaksie (ENIS), Tunezja Mohmed Moncef Serbaji, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy Uniwersytetu w Sfaksie, Tunezja Mohamed-Chedly Rabia Wydział Nauk Humanistycznych, Uniwersytet w Tunisie, Tunezja Mabrouk Montacer Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Uniwersytet w Sfaksie, Tunezja

## Charakterystyka obszaru badań

## Położenie geograficzne

Omawiany obszar obejmuje strefę brzegową położoną na południe od Sfaksu (ryc. 1). Północną granicę obszaru wyznacza wioska Nakta położona na północ od miasta Maktar, a południową – miasto Mahares, co odpowiada szerokościom geograficznym 34°30' i 34°35'N.



1 Km

Ryc.1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań – region Chaffar (zdjęcie lotnicze z 1985 roku).

## Hydrologia

Podstawowym źródłem zaopatrzenia omawianego obszaru w materiał detrytyczny jest Oued Chaffar, którego zlewnia ma powierzchnię około 232 km<sup>2</sup>. Jego aktywność jest bardzo epizodyczna. Średni roczny przepływ ouedu jest szacowany na około 1,6 Mm<sup>3</sup> wody, a wielkość transportu materiału nie została, jak dotychczas dokładnie określona. Według danych szacunkowych wynosi on około 64 000 ton (Ayedi 2001).

## Klimat

## Opady

Region Sfaksu charakteryzuje wysoka nieregularność opadów miesięcznych, sezonowych i rocznych. W ciągu roku można wyróżnić dwa podstawowe okresy: porę suchą rozpoczynającą się w maju i trwającą do sierpnia oraz porę o zmiennej wilgotności, obejmującą pozostałą część roku, o dużym zróżnicowaniu opadów miesięcznych. Średni opad roczny wynosi około 212 mm.

## Temperatura

Termikę obszaru charakteryzują następujące przemiennie dwa okresy. Łagodna zima, panująca od grudnia do kwietnia, o średniej temperaturze 12,3 °C oraz upalne lato, podczas którego ta temperatura wynosi 24,9 °C. (Bousnina 1997).

## Wiatr

Chociaż w okresie rocznym reprezentowane są wszystkie kierunki wiatru, dominuje wiatr z kierunków wschodnich i zachodnich (ryc. 2), w szczególności: zimą przeważa wiatr zachodni, a wiosną i latem – wschodni. Można ponadto stwierdzić, że gwałtowny wiatr i burze nie są typowymi dla miasta Sfaks.



Ryc. 2. Rozkład kierunków i siły wiatru w latach 1981–1990 - stacja meteorologiczna Sfax (I.N.M. Tunis).

## Budowa geologiczna

Mioplioceńskie osady trzeciorzędowe formacji Segui (Burollet 1956), stanowiące podłoże strefy nadbrzeżnej regionu Sfaksu, są zbudowane z przewarstwień o zmiennej miąższości: glin, piasków lub glin piaszczystych. Osady te są często przykryte przez utwory węglanowe, którym wielu autorów przypisuje pochodzenie villafranchien (dolny plejstocen). W środkowym plejstocenie i holocenie powstały glacis i tarasy erozyjne w podłożu mio-plio- villafranchien. Zbudowane są one z różnoziarnistych piasków oraz piasków gliniastych pokrytych skorupami wapiennymi i gipsowymi.

Większość wymienionych formacji przykryta jest na powierzchni drobnymi beżowo-czerwonawymi piaskami gliniastymi zawierającymi muszle *Helicides*. Piaski te, wykorzystywane jako podłoże upraw, przyczyniły się do znacznego rozprzestrzenienia plantacji drzew oliwkowych w rejonie Sfaksu.

## Hydrodynamika: falowanie i pływy morskie

## Falowanie

Piaszczysta plaża Chaffar jest poddawana przede wszystkim oddziaływaniu falowania. Amplituda fal wynosi około 1,5 m a okres fal około 5 s. W czasie sztormów fale osiągają amplitudę do 5 m, a ich okres przekracza 5 s.



**Ryc. 3.** Cechy morfologiczne północnej części badanego obszaru (mierzeja Nakta).

Na podstawie analizy zdjęć lotniczych stwierdzono, że wierzchołki fal przemieszczają się w przybliżeniu w kierunku NE – SW (ryc. 4). Na wysokości ujścia Ouedu Chaffar przemieszczenia wierzchołków fal są prawie równoległe do linii brzegowej. Nie należy zatem sądzić by ruch ten powodował zmiany w rozmieszczeniu akumulacji osadu. Powyżej oraz poniżej ujścia, w związku z wypukłym kształtem dna delty ouedu, kierunek fal w stosunku do linii brzegowej zmienia się na ukośny. W wyniku tego po obydwu stronach delty powstały kanały odprowadzające wodę w przeciwnych kierunkach oraz dwie mierzeje piaszczyste (ryc. 4). Matriał pochodzenia



Ryc. 4. Schemat ewolucji mierzei w latach 1963-1977.

lądowego, transportowany głównie przez Oued Chaffar, jest niesiony wzdłuż powstałych mierzei i osadzany u ich wierzchołków.

#### Pływy

Omawiany obszar charakteryzują pływy półdobowe o amplitudzie około 1 metra.

W podwodnych kanałach otaczających wierzchołki mierzei powstają prądy pływowe o alternatywnych kierunkach, zapewniające wymianę wody między lagunami i otwartym morzem. Są to prądy stosunkowo silne, powodujące wzmożoną erozję dna, co spowalnia wydłużanie się mierzei.

U wierzchołka każdej z nich następuje zarówno akumulacja materiału niesionego przez kanały przybrzeżne, jak również jego erozja wywołana prądami pływowymi. Wydłużanie się mierzei zależy zatem od stopniowego przemieszczania się kanałów pływowych, w wyniku sedymentacji materiału u wierzchołka mierzei.

## Morfologia strefy brzegowej

Wyraźnym akcentem strefy brzegowej Chaffar, mającej długość nieco ponad 8 kilometrów, są dwie piaszczyste mierzeje przybrzeżne o izolowanych wierzchołkach (ryc. 1). Wierzchołki te noszące nazwy Bou Rmeda i Nakta, położone są odpowiednio na wschód i na północ od ujścia Ouedu Chaffar. Pas brzegowy tworzą elementy morfologiczne typowe dla plaż piaszczystych: wydmy nadbrzeżne, wysoka plaża, plaża właściwa oraz plaża przednia (ryc. 3). Wydmy brzegowe mają kształt nieciągłych wałów, w przybliżeniu równoległych do linii brzegowej. Strefa ponadpływowa rozciąga się od podnóża wydm aż do górnej granicy strefy międzypływowej, którą na ogół wyznacza obecność mikroklifu, w którym miejscami występują wakuole typu "keystone vugs", świadczą-

ce o uwalnianiu się pęcherzyków powietrza uwięzionych w osadzie w czasie przypływu. Szerokość wysokiej plaży, zwykle lekko nachylonej ku lądowi, jest zmienna i wynosi od 20 do 100m, z tendencją do zmniejszania się w kierunku od ouedu do wierzchołków obu mierzei. Stwierdzono ponadto występowanie w tej strefie kilku utworów płatkowych typu "washover deposits", powstałych w wyniku załamywania się fal wyjątkowych (Schwartz, 1982; Einsele, 1992).

Górna część strefy międzypływowej jest płaska, lekko nachylona (do 8°) w kierunku morza. Część dolna ma natomiast powierzchnię nieregularną, o jeszcze mniejszym nachyleniu. Charakteryzuje ją występowanie bruzd wyżłobionych przez fale. Strefa pływowa, również ograniczona mikroklifem, rozpoczyna się szeregiem wypukłości i bruzd prelitoralnych, w przybliżeniu równoległych do linii brzegowej.

Pod osłoną każdej z mierzei utworzyło się niewielkie, chronione przed falami obniżenie o bardzo małym nachyleniu, będące nowo powstającą laguną. Podobnie jak w przypadku klasycznych form lagunowych powstających w takim środowisku i stanowiących część strefy międzypływowej, w lagunach Chaffar występują obszary typu *slikke* oraz typu *schorre* (Termier 1960, Oh 1978, Coque 1977, Derrau 1988, 1996; Oueslati 1993). *Schorre*, charakteryzujący się zwartą pokrywą roślin halofilnych, występuje na ogół na obrzeżach lagun, podczas gdy *slikke* występuje w wewnętrznych częściach lagun, w miejscach grząskich i pozbawionych roślinności. Główny kanał odpływowy otacza wierzchołek każdej z mierzei i biegnie dalej, omijając bardziej odporne miejsca pokryte roślinnością. Kanał ten zapewnia wymianę wody między laguną i otwartym morzem. W czasie przypływu dochodzi do zalania laguny przez wodę morską, natomiast odpływ powoduje jej całkowity zanik. W lagunie Mahares, zwłaszcza w jej północnej części, kanał odpływowy ma liczne odgałęzienia, tworzące gęstą sieć kanalików. Wielokorytowość odpływu jest wyraźnie widoczna na zdjęciach lotniczych.

## 4. Ewolucja morfologiczna łach piaszczystych

Wykorzystanie zdjęć lotniczych wykonanych w latach 1963, 1990 i 1997 (tablica 1), pozwoliło na zmierzenie długości każdej z mierzei w różnych okresach, co z kolei pozwoliło na określenie ich wydłużenia.

Rok	1963	1990	1997
Długość mierzei Nakta (m)	543	1785	1980
Długość mierzei Bou Rmeda (m)	1571	2496	2834

 Tab. 1. Długość mierzei określona na podstawie zdjąć lotniczych.

Mierzeja Nakta wydłużyła się w kierunku NNE między 1963 i 1997 o około 1437 m, co odpowiada prędkości przyrostu długości około 42 m/rok. W tym samym czasie mierzeja Bou Rmeda wydłużyła się w kierunku WSW o około 1263 m a prędkość jej wydłużania się wynosiła około 37 m/rok. Mierzeja Nakta, powstała tuż przy ujściu Oued Chaffar, ewoluuje wiec szybciej

niż mierzeja Bou Rmeda położona w odległości około 2 km. Analizując powyższe dane trzeba jednak pamiętać, że są to wartości uśrednione, a w rzeczywistości progresja mierzei jest nieregularna.

## Charakterystyki sedymentologiczne

Pobrano 68 próbek z osadów powierzchniowych wzdłuż linii promieniowych, prawie prostopadłych do linii brzegowej. Próbki zostały pobrane z laguny, wydm nadbrzeżnych i z plaży (ryc. 5a, b).



Ryc. 5a. Mapa lokalizacyjna poboru próbek z utworów powierzchniowych laguny Nakta.

W celu określenia granulometrii osadów strefy litoralnej oraz warunków hydrodynamicznych będących przyczyną ich osadzania, wykonano analizę uziarnienia osadów powierzchniowej warstwy występujących na badanym obszarze (ryc. 6a, b) (Gargouri, 2001). Badania wykazały, że w strefie będącej w zasięgu oddziaływania fal przyboju występuje przede wszystkim materiał piaszczysty, w którym frakcja pylasta (<63mm) występuje w nieznacznych ilościach (<1%), co można uzasadnić alternatywnym, gdy chodzi o kierunek, oddziaływaniem falowania zapobiegającego akumulowaniu się frakcji drobnych, unoszonych ku pełnemu morzu bądź w kierunku laguny. Wydmę i wysoką plażę tworzą dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste i średnioziarniste. W strefie międzypływowej występują te same frakcje piasków o dobrym lub



Ryc. 5b. Mapa lokalizacyjna poboru próbek z utworów powierzchniowych laguny Maharès.

średnim wysortowaniu. W tym przypadku, dobre wysortowanie piasków jest skutkiem połączonych procesów ciągłego sortowania osadów przez fale przyboju oraz ich rozmieszczania przestrzennego przez prądy brzegowe.



Ryc. 6a. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów z obszaru mierzei (region Chaffar).



Ryc. 6b. Krzywe kumulacyjne uziarnienia z obszaru lagunowego.

Laguny, osłonięte mierzejami i zabezpieczone przed falowaniem, są strefami o małej intensywności procesów sortujących materiał (ryc. 5b). Tworzą je przede wszystkim słabo wysortowane piaski ilaste. Osady kanałów pływowych oraz strefy położone w ich otoczeniu charakteryzuje natomiast głównie frakcja piaszczysta.

#### Dyskusja

Zakładając, że ewolucja obu mierzei nastąpiła przed 1963 rokiem (datą przeprowadzenia pierwszych badań z wykorzystaniem zdjęć lotniczych), przy jednakowej wstępnie oszacowanej prędkości ich powstawania możnaby wnosić, że mierzeja Nakta powstała w 1950 roku, a Bou Rmeda w 1920. Z analizy dawnej dokumentacji kartograficznej (mapa morska z 1884 roku oraz mapa topograficzna z 1922 roku) wynika natomiast, że mierzeja Bou Rmeda była stosunkowo dobrze ukształtowana już w 1884 roku, natomiast mierzeja Nakta była w 1922 roku w fazie powstawania. Chociaż można mieć zastrzeżenia do dokładności wymienionych map, to na ich podstawie można wnioskować, że prędkość przyrostu mierzei, oszacowana na podstawie porównywania zdjęć lotniczych, jest zbyt duża lub też, że podlegała ona okresowym zmianom. Brak ścisłych danych o stanie mierzei przed 1963 rokiem uniemożliwia ścisłe odtworzenie ich ewolucji w okresie ponad jednego wieku.

Uwzględniając powyższe zastrzeżenia można bez wątpienia stwierdzić, że mierzeja Bou Rmeda powstała o wiele wcześniej niż Nakta i była początkiem budowy systemu delty Chaffar, tworząc rodzaj "punktu oparcia", na bazie którego materiał sedymentacyjny niesiony przez prądy wodne mógł być akumulowany (Ottmann 1965; Castaing, Jouanneau 1976). Zatem to Oued Chaffar był prawdopodobną przyczyną powstania wykształconego niegdyś układu morfologicznego, kształtując warunki sprzyjające rozwojowi delty u swego ujścia (ryc. 1).

Z porównawczych badań zdjęć lotniczych wykonanych w czasie kolejnych misji wynika ponadto, że ewolucja mierzei piaszczystych w obszarze ouedu Chaffar nie jest procesem zakończonym, i że można oczekiwać w tej strefie przyszłych modyfikacji morfologicznych. Przewidywania w tym zakresie muszą być oparte na uwzględnieniu wszystkich czynników ewolucji (warunki hydrodynamiczne, dostawa materiału terygenicznego, zastana morfologia, itp.) oraz dążności do możliwie ścisłego określenia wpływu każdego z nich na rozwój morfologiczny badanego obszaru. Zadanie to utrudnia zmienność poszczególnych czynników w czasie i brak możliwości określenia charakteru tych zmian. Można to na przykład odnieść do wielkości dostarczanego materiału terygenicznego, zależnej od skrajnej nieregularności opadów, charakterystycznej dla tego suchego regionu. Niewątpliwie czynnikiem dodatkowo zwiększającym skalę trudności, bardziej niż naturalne oddziaływanie środowiska, jest działalność człowieka. Decydującą rolę w modyfikacji ewolucji mierzei można przypisać realizacjom projektów w zakresie szeroko pojętej infrastruktury. Można przewidywać, że zapora projektowana na ouedzie przyczyni się do zmniejszenia wielkości dostawy materiału terygenicznego, a tym samym do spowolnienia przyrostu mierzei lub nawet do ich zaniku.

Dla porównania, mierzeja Ras R'mel położona na północnym brzegu wyspy Jerba (południowo-wschodnia Tunezja), która nie jest, w przeciwieństwie do mierzei w omawianym obszarze, zasilana materiałem terygenicznym, wydłużała się w okresie 1963–1972 średnio o 22 m/rok. Mierzeja ta jest zasilana materiałem piaszczystym, głównie w wyniku erozji brzegu NE wyspy (Paskoff 1985). Natomiast mierzeja Kalaat El Andalous (północny brzeg Tunezji), zasilana przez stałą rzekę, położona u ujścia ouedu Medjerda, przyrasta średnio o 88 m/rok (Arrim 1966). Przyrosty te można oceniać jako niewielkie, w porównaniu np. z występującymi w mierzei Courbe położonej na północ od ujścia Żyrondy (południowo-zachodnia Francja), sięgającymi 200 m/rok (Castaing, Jouanneau 1976) lub jeszcze większymi przyrostami mierzei Langue de Barbarie położonej wzdłuż rzeki Senegal, wynoszącymi około 1000 m/rok (Kane 1993).

Niemniej, mimo ograniczonych wartości, przyrosty te są znaczące w aspekcie dążności do zachowania środowiska naturalnego wyjątkowo podatnego na zmiany, w tym znaczeniu, że dostawa materiału do strefy nadbrzeżnej jest niezbędna do zachowania odpowiedniej jakości plaż i zapobieżenia degradacji tego obszaru.

Dlatego też, analiza wpływu niektórych inwestycji zrealizowanych na innych obszarach każą zachować jak największą ostrożność. Jednym z przykładów może być mierzeja Gracieuse położona we wschodniej części delty Rodanu (departament Marsylii), która jest słusznie uważana za obszar zagrożony. Jest to spowodowane zarówno budową zapór jak i zalaniem mierzei u jej wierzchołka w latach 1970, prawdopodobnie spowodowanym redukcją ilości nanoszonego materiału terygenicznwego, co spowodowało obniżenie prędkości przyrostu wierzchołka Gracieuse (Suanez, Provensal 1993, 1996, 1998, Suanez i in. 1998).

Z tego względu, aby zapobiec nieodwracalnej degradacji nadbrzeżnego obszaru Chaffar należy przypomnieć, że czynniki które mają wpływ na ewolucję morfologii piaszczystych brzegów są różnorodne, złożone i zmienne. Należy także wywierać nacisk na sporządzenie, z odpowiednim wyprzedzeniem, wielostronnej analizy (np. z wykorzystaniem modelowania) potencjalnych zagrożeń dla tego środowiska, uwzględniającej wszystkie czynniki zagrożeń – przed podjęciem decyzji o rozpoczęciu jakichkolwiek inwestycji.

#### Wnioski

Obszar nadbrzeżny Chaffar jest dla mieszkańców Sfaksu jedynym i bliskim terenem wypoczynku. Jakość plaży zależy ściśle od zachowania jej naturalnego charakteru. Obszar ten, bardzo ograniczony geograficznie, podlega stosunkowo szybkim, zachodzącym w skali życia ludzkiego, zmianom morfologicznym. Jesteśmy zatem świadkami utworzenia z końcem XIX wieku, po obu stronach delty ouedu Chaffar, dwóch piaszczystych mierzei wydłużających się, co najmniej od 1963 roku, około 40 m/rok. Zjawisko to wynika z powstania u ujścia ouedu dwóch prądów przybrzeżnych o przeciwnym kierunku. Wydłużanie się mierzei osłaniających laguny brzegowe jest ściśle związane z zaopatrzeniem przez oued, raczej w nieznacznych ilościach, strefy przybrzeżnej w materiał terygeniczny.

Mierzeje, będące rodzajem wałów przybrzeżnych o długości od 2 do 3 km, są utworzone głównie z dobrze wysortowanych piasków drobnych i średnich. Materiał ten jest poddawany oddziaływaniu fal przyboju i wiatru. Osłonięte przez mierzeje laguny tworzą środowisko o małej skali procesów energetycznych. Są one zbudowane ze słabo wysortowanych piasków drobnoziarnistych, bardzo drobnoziarnistych oraz ilastych.

Obszar przybrzeżny Chaffar jest, wbrew naturalnej wrażliwości na zmiany w środowisku, obiektem działalności inwestycyjnej z racji swej funkcji terenu wypoczynkowego dla liczącej około 400 000 mieszkańców aglomeracji miasta Sfaks, a także ze względu politykę zmierzającą do wykorzystania bardzo ograniczonych zasobów wody, w ramach której przewidziano, między innymi, budowę zapory umożliwiającej retencję wód ouedu w czasie jego przyborów, i zasilanie tym sposobem wód gruntowych.

Atrakcyjność strefy nadbrzeżnej Chaffar jest niewątpliwie uzasadniona wysoką jakością naturalnych plaż. Nie należy jednak zapominać, że chodzi jednocześnie o środowisko o równowadze nietrwałej, w którym każde zakłócenie wywołane przyczynami naturalnymi bądź antropogenicznymi może doprowadzić nawet do utraty możliwości jego dalszego wykorzystywania.

> Z języka francuskiego tłumaczył Maciej Dłużewski

#### Literatura

- Ayadi I. (2001) Bassin versant d'oued Chaffar, formes de dégradation et possibilités de conservation. Mémoire de fin d'études supérieures, Hydraulique et Aménagement, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax – Ecole Supérieure des Ingénieurs de l'Equipement Rural Medjez El Bab, 74 p.
- Bousnina A. (1997) Le climat de Sfax. Laboratoire de climatologie, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis.Ed. ATLAIR, 80 p.
- Coque R. (1977) Géomorphologie. Ed. A. Colin-collection. Paris, 430p.
- Derrau M. (1988) Précis de Géomorphologie. 7<sup>ème</sup> édition, Ed. Masson, Paris, Milan, Barcelone, Mexico, 533p.
- Derrau M. (1990) Les formes du relief terrestre. Notions de Géomorphologie. 5<sup>ème</sup> édition, Ed. Masson, . Paris, Milan, Barcelone, Mexico, 115p.
- Einsele G. (1992) Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Ed. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, ...., 628 p.
- FOLK (1974) Petrology of sedimentary rocks. Austin, Tex. : Hemphills.
- Gargouri D. (2001) Contribution à l'étude sédimentologique, hydrodynamique et géochimique des environnements littoraux au sud de Sfax : exemple d'isolement récent d'une lagune côtière derrière une flèche sableuse. D.E.A., Fac. Sc. Tunis,101 p.
- Gargouri D., Jedoui Y., Serbaji M.M., Rabia M.C. et Montacer M. (2001) Evolution morphologique, sédimentologique et hydrodynamique de la frange littorale du domaine de Chaffar (Sud de Sfax, Tunisie). Deuxièmes Journées de Géologie du Sahel (Sousse, TUNISIE, 6 7 8 Juinl 2001).
- Gargouri D., Jedoui Y., Serbaji M.M., Rabia M.C. et Montacer M. (2002) Morphological evolution survey sandy spitsin the coastal zone of Chaffar (South ofSfax, Tunisia). Sixth International Conference on Geology of the Arab World, Caire. Egypte.
- Gargouri D., Jedoui Y., Serbaji M.M., Rabia M.C. et Montacer M. (2002) Apport du SIG à l'étude de l'évolution récente de la zone côtière de Chaffar : pour une approche d'aménagement intégrée au développement durable de la région de Sfax (Tunisie). WATMED 2002, Monastir, TUNISIE, pp. : 677-682
- Gargouri D., Jedoui Y., Serbaji M.M., Rabia M.C. et Montacer M. (2003) Un exemple de formation de deux flèches sableuses littorales de part et d'autre d'un delta à prédominance de la houle : côte sud de Sfax (Tunisie). Africa Gesciences Review, V 10, N° 3, pp. : 281 288.
- Oh J-K. (1978) Contribution à l'étude sédimentologique du delta de l'Eyre (Bassin d'Arcachon, France). Thèse de doct. Géol. et application au domaine marin, Université de Bordeaux I, 192 p.
- Oueslati A. (1993) Les côtes de la Tunisie. Géomorphologie et environnement et aptitude à l'aménagement. Série 2, Publ. fac. Sci. Hum. Soc., Tunis, Série 2, 387 p.
- Schwartz R. K. (1982) Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. Sedimentology, n° : 29, pp. : 835-850.
- Termier H. et Termier G. (1960) Erosion et sédimentation, introduction à la Géologie générale et à la Paléogéographie. Ed. Masson et Cie, Paris, 412 p.
- Vatan A. (1967) Manuel de sédimentologie. Ed. Technip, Paris, 397p.

# Morskie osady plejstoceńskie w Hergli (Sahel – Tunezja): znaczenie dwóch okresów wysokiego poziomu wód morskich w czasie ostatniego interglacjału

Younes Jedoui Wyższa Szkoła Inżynierska w Sfaksie (Tunezja) Wydział Geologii

Eric Davaud Uniwersytet w Genewie (Szwajcaria), Wydział Geologii i Paleontologii

André Strasser Uniwersytet w Genewie (Szwajcaria), Wydział Geologii i Paleontologii

Morskie osady plejstoceńskie (wg autorów osady tyrreńskie) będące przedmiotem niniejszej pracy występują w okolicach Hergli, miejscowości położonej w głębi zatoki Hammamet, około 25 km na północ od miasta Sousse (zał. 1). Osady te tworzą rodzaj wału wyznaczającego linię brzegową na długości około 6 km, utworzonego w wyniku erozji klifu, która umożliwiła obserwację wyraźnych powierzchni nieciągłości. Poszczególne warstwy osadów mają różne warstwowanie, charakterystyczne dla środowiska, w którym akumulowany był materiał.

W 1976 roku, Paskoff i Sanlaville podzielili, stosując kryteria geomorfologiczne, osady plejstoceńskie Sahelu tunezyjskiego na trzy formacje geologiczne. Formacja *Douira*, najstarsza i pozbawiona muszli małż gatunku *Strombe* jest, wg Bonifay'a i Marsa (1959) uważana za odpowiednik formacji przedtyrreńskiej. Formacja *Réjiche*, najczęściej występująca na obszarze całego wybrzeża Tunezji, zawiera facje oolitowe z muszlami gatunku *Strombe* i jest odpowiednikiem formacji tyrreńskiej środkowej. Trzecią, najmłodszą formacją, jest Chebba, o facjach konglomeratowych. Odpowiada ona formacji tyrreńskiej młodszej.

Badania sedymentologiczne omawianych osadów, przeprowadzone przez Mahmoudi'ego (1986, 1988), pozwoliły na dokonanie uściśleń litostratygraficznych i petrograficznych. Autor podważył zasady podziału stosowango przez Paskoff'a i Sanlaville'a (1976) i wprowadził trzy oddzielne jednostki.

Jednostka najstarsza, czyli Douira, odpowiada formacji Douira wg Paskoff'a i Sanlaville'a, jednostka środkowa zwana Khnis, odpowiada dolnej części formacji Réjiche, oraz jednostka najmłodsza (górna), zwana Réjiche, łącząca formację Réjiche oraz formację Chebba wg Paskoff'a i Sanlavill'a (tab. 1).

W południowo-wschodniej Tunezji wyróżniono dwie jednostki litostratygraficzne oddzielone powierzchnią erozyjną (Jedoui 2000). Jednostkę podstawową, zwaną kwarcową, tworzą głównie piaski kwarcowe. Jest ona w dużym satopniu podobna do jednostki Khnis położonej w Sahelu tunezyjskim, zdefiniowanej przez Mahmoudi'ego (1988). Położoną pod nią i najbardziej rozwiniętą jednostkę zwaną węglanową tworzą osady oolityczne z występującymi w nich muszlami *Strombe*. Odpowiada ona jednostce Réjiche występującej na obszarze Sahelu tunezyjskiego (Mahmoudi 1988).

	Sahel Tu	inezyjski			
		Tunez	a południowo-wschodnia		
	Mahmoudi (1988)	Paskoff i Sanlaville (1976, 1983)	Perthuisot i Florida (1973)	Jedoui i in. (2002)	
	Jednostka	Formacja Chebba	Formacja tyrreńska młodsza	Jednostka	
Plejstocen górny	Réjiche	Formacja Réjiche	Formacja tyrreńska starsza	węglanowa	
(Tyreński)	Jednostka Khnis			Jednostka kwarcowa	
	Jednostka Douira	Formacja Douira			

**Tab. 1.** Porównanie różnych podziałów litostratygraficznych morskich plejstoceńskichosadów brzegowych występujących w Tunezji.

Do niniejszej pracy wybrano przekrój usytuowany w pobliżu drogi Hergla – Sousse, około 4 km na południe od miasta Hergla. Dwie kolejne warstwy osadów występujące na tym obszarze odpowiadają jednostkom przyjętym przez Mahmoudi'ego (1988), tzn. jednostce *Khnis* oraz jednostce *Réjiche*. W wyniku erozji powstały dwie małe zatoki o brzegach klifowych o wysokości od 6 m do 8 m, a wypłaszczenie u podnóża klifu jest widoczne w czasie niskiego poziomu wody. Celem niniejszej pracy, opartej głównie na badaniach strukturalnych osadów, jest określenie kolejnych facji osadów morskich powstałych w górnym plejstocenie oraz odtworzenie przebiegu zmian poziomu morza.

#### Charakterystyka cech sedymentologicznych osadów

Obserwowane zjawiska sedymentacyjne można podzielić na sześć występujących kolejno facji oznaczonych literami od A do F (ryc. 1, 2).

*Facja* A: w czasie wody niskiej na obszarze wypłaszczenia widać wyraźne warstwowanie o dużej amplitudzie (około 40 cm) bedące wynikiem migracji riplemarków o krętych grzbietach pod wpływem silnego prądu przybrzeżnego o kierunku S-N (prąd znosu przybrzeżnego). Amplituda tych form osadowych wyraźnie maleje w miarę podnoszenia się dna, czyli zmniejszania głębokości (Allen 1970, 1985). Jednocześnie obserwuje się stopniowe pojawianie się bruzd będących skutkiem działania przyboju. Formy te są charakterystyczne dla rejonu przedplaży (strefy subpływowej).

*Facja B*: facja A jest miejscami pokryta tworzącym kolejny poziom materiałem o miąższości około 30 cm, warstwowaniu skośnym, z dużym nachyleniem warstw w kierunku morza, często wzbogaconym w obtoczone bioklasty. Poziom ten, odpowiadający dolnej plaży **(swash-back-wash)** o warstwowaniu płaskim, nieznacznie nachylonym w kierunku morza, jest charakterystyczny dla facji plażowych (strefa międzypływowa). Facja ta jest pokryta wgłębieniami równoległymi do warstwowania przypominającymi ślady pierścienic *Macharoichnus* (Curran 1985, Clifton, Thompson 1978) (ryc.2e).

W stropowej części tego poziomu występują miejscami wgłębienia milimetrowych rozmiarów, zakryte wklęsłą powłoką (**keystone vugs;** Dunham 1970). Te wgłębienia, utworzone wskutek ucieczki powietrza podczas załamywania się fal, wyraźnie wskazują, że facja B reprezentuje fację plażową.



**Ryc. 1.** Zestawienie podstawowych struktur występujących na profilu :

liczby podane na rysunku są numerami próbek, a litery są oznaczeniami poszczególnych facji szczegółowo opisanych w tekście.

A. **Czoło plaży kształtowane pod wpływem silnego prądu brzegowego**: - bruzdy ukształtowane przez fale przyboju – warstwowanie rynnowe o amplitudzie zmniejszającej się ku górze.

B. **Plaża – wypłaszczenie subpływowe** : warstwy płaskie lub skośne o nachyleniu 10° w kierunku morza – biozaburzenia typu *Machardichnus* – "Keystone vugs" – warstwowanie płaskie, o dużym nachyleniu (20°) w kierunku morza.

C. **Plaża górna**: warstwowanie płaskie z nachyleniem ku lądowi (podstawa erozyjna), widoczne ślady organizmów *Rhizolites*, "Keystone vugs".

D. **Wydma brzegowa "Washover"**: warstwowanie rynnowe o dużej amplitudzie, z licznymi zaburzeniami biologicznymi (jamy krabów i owadów) – miejscami niewielkie obszary o warstwowaniu płaskim z nachyleniem w kierunku lądu.

E. **Przedplaża (osady sztormowe)**: warstwowania płaskie, prawie horyzontalne oraz faliste ("swaley-cross stratifications"), z lokalnymi zaburzeniami biologicznymi oraz warstwowaniem spiralnym. Skupiska skorup i bloków "beachrocks".

F. **Aktywna wydma brzegowa**: warstwowanie przekątne krzyżowe o dużej amplitudzie. Rozproszone zaburzenia biologiczne.

*Facja C*: poziom o warstwowaniu płaskim jest pokryty warstwą drobnego piasku o miąższości 10-20cm, w którym warstwowanie jest nieznacznie nachylone w kierunku lądu. Te cienkie przewarstwienia zawierają muszle małży dwuskorupowych, "keystone vugs" oraz ślady skamieniałych korzeni, co prawdopodobnie wskazuje na osad wysokiej plaży (suprapływowy).

*Facja D*: poziom o zmiennej grubości (dochodzącej do 90 cm), miejscami nieobecny wskutek erozji. Fację tą charakteryzuje warstwowanie o znacznej amplitudzie z licznymi zaburzeniami organicznymi. Zaburzenia mają teksturę pęcherzykową. Można wyróżnić wśród nich dwa typy: (1) rozgałęzione jamy o średnicy kilku centymetrów, zwykle pionowe (prawdopodobnie nory krabów lądowych), (2) splątana, bezładna sieć śladów o średnicy od 0,5 cm do 1 cm (prawdopodobnie kryjówki owadów; Ahlbrandt i in. 1978). Jest to więc prawdopodobnie osad wydmowy genezy eolicznej, w którym występują ślimaki lądowe typu *Helix* (Barrot, 1972; Herm i in., 1980). Osad wydmowy został zerodowany w miejscach w których zaobserwować można osady płasko warstwowane, nieznacznie nachylone w stronę lądu. Pochodzenie tych osadów może być interpretowane jako wynik załamywania się między wydmami lub na wydmach brzegowych fal o bardzo dużej wysokości (washower deposits) (Schwartz 1982).

*Facja E*: W wyniku procesów erozji facja osadów genezy eolicznej ustępuje miejsca (niekiedy całkowicie) facji o większej miąższości (3 do 4 m), w której można zaobserwować powtarzającą się dwu lub trzykrotnie mikrosekwencję przedstawioną na rycinie 3.



**Ryc.2.** Struktury sedymentacyjne badanych osadów.

**a.** Widok ogólny podstawowych facji (skala 30 cm)

A. facje subpływowe o warstwowaniu rynnowym oraz bruzdy ukształtowane przez fale przyboju (mało widoczne na fotografii), B. facje plażowe, C. facje plaży górnej, D. osady wydmowe z intensywnymi zaburzeniami biologicz-nymi (ryc. 2c), E. facje subpływowe z mikrosekwencjami utworzonymi przez sztormy.

**b.** Ślady wędrówek bioorganizmów w warstwowaniach płaskich oraz mikrosekwencje sztormowe (facja E, skala 5 cm)

c. Zaburzenia biologiczne (kraby, owady) w warstwach eolicznych facji D,

**d.** Dolna część mikrosekwencji sztormowej (facja E) z widocznym ukierunkowaniem skorup w poziomie muszlowym (strzałka) oraz niższe warstwowania płaskie (skala 10 cm),

e. Zaburzenia biologiczne typu Macharoichnus w warstwowaniu plażowym (facja B),

**f.** Warstwowania spiralne (strzałka) w mikrosekwencji sztormowej (facja E, skala 10 cm).

Dolną część tej sekwencji tworzą kalcyrudyty, w których koncentrują się skorupy pierścienic (ryc. 3d). Są one pokryte warstwą o miąższości 80cm kalkarenitów o warstwowaniach horyzontalnym, subhoryzontalnym oraz rynnowym o dużym promieniu krzywizny, nieznacznie nachylonych, o dużym podobieństwie do warstwowania krzyżowego typu "swaley cross-stratification" opisanej przez Leckie i Waltera (1982).

**Ryc. 3.** Mikrosekwencja sztormowa charakteryzująca fację E. A – Podstawa erozyjna, B – Skupiska muszli (z wklęsłością skierowaną ku górze), C – ślady wędrówek organizmów D – warstwowanie spiralne, E – zaburzenia biologiczne.



Obserwuje się także rzadkie ślady o kierunku pionowym wywołujące w obrębie warstwowania podciśnienie (ryc. 3b). Ślady te obrazują drogi ucieczki i sugerują dużą szybkość sedymentacji. Miejscami warstwy są silnie zniekształcone i przyjmują formy spiralne (ryc. 3f). Formy te, od dawna znajdowane w piaskach szybko osadzanych, są następstwem wzajemnej reorganizacji ziaren zmierzającej do jak najlepszego wypełnienia przestrzeni międzycząsteczkowych.

Trzeci poziom muszlowy tej jednostki (ryc. 1) przebiega obok zlepieńców składających się z klastów wewnętrznych o rozmiarach od około centymetra do kilku decymetrów. Te zlepieńce powstały w wyniku zniszczenia osadów typu "beachrocks" występujących w pobliżu, w strefie międzypływowej.

Opisana mikrosekwencja, której powtórzenia tworzą fację E, może być porównana z osadami sztormowymi opisanymi przez Kumara i Sandersa (1976) w strefie przedplaży w NE części Stanów Zjednoczonych, przez Howarda i Reinecka (1981) na obszarze wzdłuż brzegu Kalifornii oraz przez Aignera (1982), Kreisa i Bambacha (1982) w seriach kopalnych. Erozyjny spąg i poziom muszlowy są pochodnymi fal sztormowych, prowadzących do koncentracji grubszych ziaren na powierzchni erozyjnej. Poziomy o warstwowaniu horyzontalnym odpowiadają szybkiej sedymentacji przy wysokim reżimie hydrodynamicznym. "Swaley cross-stratification" są, z dużym prawdopodobieństwem, wynikiem działania prądów wywołanych przez fale długookresowe (Leckie, Walker 1982; Mc Crory, Walker 1986).

Omawiana facja, stanowiąca zatem zespół osadów powstałych w wyniku kolejnych sztormów, odpowiada prawdopodobnie odsłoniętej strefie przedplaży. Współczesne badania osadów (Davidson, Greenwood 1976; Howard, Reineck, 1981; Kumar, Sanders, 1976) wykazały, że strefa ta jest zdominowana przez formy sedymentacyjne rozwijające się w czasie sztormu: warstwy horyzontalne ("hummocky" lub "swaley stratifications"), skupiska skorup, zaburzenia natury biologicznej ograniczone do tras ucieczki.

*Facja F*: Ostatnią warstwę sedymentacyjną stanowi wapień detrytyczny drobnookruchowy warstwowany w formie wałów, których miąższość dochodzi miejscami do 2 m. Jednostka ta spoczywa na facjach przedplaży i zawiera wyłącznie ślimaki lądowe (Helm i in. 1980). Amplituda form sedymentacyjnych oraz rodzaj fauny są charakterystyczne dla nadbrzeżnych osadów

eolicznych. Brak osadów pochodzących ze strefy międzypływowej sugeruje szybką akumulację i rozwój wydm.

## Petrografia i diageneza

Dwie sekwencje składają się głównie z ziaren kwarcu, w przewadze dobrze obtoczonych (około 80 % ziaren), jednakże sekwencja górna jest bogatsza w ziarna węglanowe, zwłaszcza ooidy, peloidy, koprolity i bioklasty. Charakteryzuje ją także obecność *Strombus bubonius* (fauna senegalska żyjąca w ciepłych wodach przybrzeżnych).

Spoiwo występujące w badanym przekroju jest przede wszystkim węglanowe. Barwienie za pomocą żółci tytanowej (Winland 1971) nie wykazało śladów spoiwa węglanowego bogatego w magnez. Aragonit włóknisty, wskaźnik cementacji w środowisku morskim (Logman 1980), występuje wyłącznie w miejscach występowania ślimaków oraz we wnętrzu plażowych bloków skalnych.

Osady są spojone głównie węglanem ubogim w magnez, co świadczy, że środowiskiem diagenetycznym była woda słodka (Logman 1980). Próbki 1 – 4 wykazywały systematycznie obecność spoiwa bogatego w związki magnezowe co oznacza cementację w środowisku wód gruntowych. Próbki warstw stropowych wykazują obecność spoiwa węglanowego oraz menisków charakterystycznych dla środowiska wód słonych. Granica między strefą freatyczną i wadyczną może przebiegać między punktami poboru próbek 4 i 5.

Wewnątrz bloków beachrock (próbka 9) cząsteczki są zlepione za pomocą aragonitu włóknistego. To lepiszcze pochodzenia morskiego jest pokryte izometrycznymi kryształami, typowymi dla cementacji w wodzie słodkiej. Powierzchnia bloków pokryta jest skorupą mikrytową.

Analiza chronologiczna spoiw i zjawisk diagenetycznych pozwala na przypuszczenie, że pierwsza faza cementacji nastąpiła w czasie osadzania facji E. Chodzi w tym przypadku o cementację morską, konsolidującą osady plażowe i prowadzącą do utworzenia osadów typu "beachrocks". W czasie fazy erozyjnej osady te zostają odsłonięte i rozpadają się na bloki przy wymywaniu sypkich osadów, na których spoczywają. Niektóre bloki są unoszone do strefy subpływowej i koncentrują się u podstawy poziomu, który osiągany jest przez morze w czasie sztormów.

Ruch postępowy cienkiej soczewki wody słodkiej (soczewka Ghybena-Herzberga; Logman 1980) w czasie ostatniej fazy progradacji brzegu i obniżania się poziomu morza, spowodował cementację z udziałem wód gruntowych u podstawy przekroju oraz cementację przez wody podskórne w części górnej. Z poziomu granicy wód gruntowych i podskórnych, około 1 m powyżej obecnego poziomu morza wynika, że w okresie cementacji poziom morza był bliski współczesnemu (jeżeli uwzględnimy niewielką krzywiznę dodatnią soczewki wody słodkiej).

## Dyskusja i wnioski

Szczegółowe badania form sedymentacyjnych plejstoceńskich osadów morskich (ostatni interglacjał) w okolicach Hergli wykazały istnienie dwóch nakładających się sekwencji recesyjnych, o genezie od subpływowej do eolicznej. Te dwie sekwencje, oddzielone powierzchnią erozyjną, rozwijały się w czasie dwóch różnych faz sedymentacji. Fazy te prawdopodobnie odpowiadają dwóm okresom wysokiego morza, o poziomie znacznie wyższym od współczesnego.

Cementacja zachodziła po akumulacji całości osadów, w czasie fazy progradacji brzegu w środowisku wód słodkich: gruntowych i wadycznych (podskórnych).

Te dwie jednostki litostratygraficzne zostały także odnalezione w miejscu położonym nieco bardziej na południe, w regionie miasta Mahdia (Mahmoudi 1988), a także wzdłuż południowego wybrzeża Tunezji (Jedoui 2000; Jedoui i in. 2002, 2003). W tych dwóch obszarach (szczególnie na wybrzeżu południowym), skład petrograficzny obu facji jest wyraźnie zróżnicowany: facja dolna jest zbudowana głównie z piasków kwarcowych bioklastycznych, natomiast fację górną tworzą osady węglanowe bogate w ooidy, peloidy i muszle małż, w szczególności *Strombes*.

Analiza radiochemiczna (uranowo/torowa), wykonana na muszlach ostryg pochodzących z osadów nadbrzeżnych w południowo-wschodniej Tunezji wykazała, że powstanie tych osadów miało miejsce w czasie ostatniego interglacjału. Te dwie facje odpowiadają zatem dwóm różnym okresom sedymentacji, co świadczy o występowaniu co najmniej dwóch maksimów eustatycznych wysokiego poziomu wody morskiej, rozdzielonych okresem regresji (Jedoui i in. 2002, 2003).

Zróżnicowanie petrograficzne obydwu facji (jednostka dolna kwarcowa, a górna węglanowa), wyraźnie widoczne wzdłuż południowego wybrzeża Tunezji, wykazuje, zgodnie z wynikami badań osadów morskich, występowanie istotnych zmian klimatycznych i hydrologicznych w czasie ostatniego interglacjału. Przejście do klimatu wilgotnego na początku tego okresu faworyzowało akumulację materiału lądowego oraz sedymentację kwarcowo-klastyczną w strefie brzegowej, natomiast ustępowanie tego klimatu w drugiej połowie ostatniego interglacjału sprzyjało sedymentacji węglanowej.

Brak kontrastu petrograficznego miedzy dwiema jednostkami w rejonie Hergli, jest prawdopodobnie wynikiem dużej dostawy do strefy brzegowej materiału lądowego poprzez oued El Medjini w czasie górnego plejstocenu.

> Z języka francuskiego tłumaczył Maciej Dłużewski

## Literatura

- Ahlbrandt T.S., Andrews S., Gwynne D.T. (1978) Bioturbation in eolien deposits. J. sediment. Petrology, vol. 48, 3, pp. 839–848.
- Aigner T. (1982) Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). in Einsele G. et Seilacher A. (eds) : Cyclic Events and stratification. Springer Verlag, pp. 180–198.

Allen J.R.L. (1970) - Physical processes of sedimentation. George Allen & Unwin, London, 248 p.

- Allen J.R.L. (1985) Sedimentary structures. Their character and physical basis. Developments in Sedimentology, 30, Elsevier Science, New York.
- Barrot J. (1972) Les enseignements du modelé quaternaire de la sebkhet Halk el Menzel (Sahel de Sousse, Tunisie). Bull. Soc. Languedocienne Geogr., vol. 6, 3, pp. 277-304.
- Bonifay E., Mars P. (1959) Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, t.1, n°1 pp. 62–78.
- Clifton H.E., Thompson J.K. (1978) Macharoïchnus segregatis: afeeding structure of shallow marine polychaetes. J. Sediment. Petrology., 48, pp. 1293–1302.
- Curran H.A. (1985) The trace fossil assemblage of a Cretaceous nearshore environment : Englishtown Formation of Delaware. U.S.A. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. vol. 35, pp. 261–276.

Davidson R.G., Greenwood B. (1976) - Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., vol. 24, pp. 149–168.

Dunham R.J. (1970) - keystone vugs in carbonate beach deposits (abstract). A.A.P.G..Bull, v. 54, p. 845.

- Herm D. Paskoff R., Sanlaville P. (1980) La stratigraphie des falaises d'Hergla (Sahel de Sousse, Tunisie) et son importance pour la compréhension du Quaternaire marin récent de la Tunisie. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1, pp. 25–28.
- Howard J.D., Reineck H.E. (1981) Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence : comparison with low energy sequence. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., vol. 65, pp. 807–830.
- Jedoui, Y. (2000). Sédimentologie et géochronologie des dépôts littoraux quaternaires: reconstitution des variations des paléoclimats et du niveau marin dans le Sud-Est tunisien. Thèse de Doctorat d'Etat es-Sciences géologique, Faculté des Sciences, Tunis, 338 p.
- Jedoui Y., Davaud E., Ben Ismaïl H., Reyss J.L. (2002) Analyse sédimentologique des dépôts marins pléistocènes du Sud-Est tunisien : mise en évidence de deux périodes de haut niveau marin pendant le sous-stade isotopique marin 5e (Eémien, Tyrrhénien). Bull. Soc. Géol. Fr., t. 173, n° 3, pp. 63–72.
- Jedoui Y., Reyss J.L., Kallel N., Montacer M., Ben Ismaïl H., Davaud E. (2003) U-series evidence for two high Last Interglacial sea levels in southeastern Tunisia. Quaternary Science Reviews, 22, pp. 343–351.
- Kreisa R.D., Bambach R.K. (1982) The role of storm processes in generating shell debs in Paleozoic shelf environments. in Einsele G. et Seilacher A. (eds) : Cyclic Events and stratification. Springer Verlag, pp. 180–198.
- Kumar N., Sanders J.E. (1976) Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. J. Sediment. Petrology, 46/1, pp. 145–162.
- Leckie D.A., Walter R.G. (1982) Storm and tide dominated shoreline in Cretaceous Moosebar-Lower gates intervaloutcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., 66, pp. 138–157.
- Longman M.W. (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. A.A.P.G. Bull., v. 64, pp. 461–487.
- Mahmoudi M. (1986) Stratigraphie, Sédimentologie et Diagenèse des dépôts tyrrhéniens du Sahel tunisien. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Orsay, Fr., 81 fig., 323 p.
- Mahmoudi M. (1988) Nouvelle proposition de subdivisions stratigraphiques des dépôts attribués au Tyrrhénien en Tunisie (Région de Monastir). Bull. Soc. Géol. Fr., 8, t. IV, n°3, pp. 431–435.
- Mc Crory V.L., Walker R.G. (1986) A storm and tidally influenced prograding shoreline : upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. Sedimentology, 33, pp. 47–60.
- Paskoff R., Sanlaville P. (1976) Sur le Quaternaire marin de la région de Mahdia ; Sahel de Sousse, Tunisie. C. R. Acad. Sc., Paris, t. 283, Série D, pp. 1715–1718.
- Paskoff R., Sanlaville P. (1983) Les côtes de la Tunisie : variation du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Ed. Maison de l'orient, Lyon, Fr., 78 fig., 21 photos, 192p.
- Perthuisot J.P. & Floridia S. (1973) Carte géologique de la sebkha el Melah et de ses bordures. Trav. Lab. Géol. E.N.S., Paris, 8, 23 p.
- Schwartz R.K. (1982) Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover and bodies. Sedimentology, vol. 29, 6, pp. 835–850.
- Winland H.D. (1971) Nonskeletal deposition of high-Mg calcite in the marine environment and its role in the retention of textures. in Carbonate cements, Bricker (eds), Johns Hopkins Univ. Studies Geol., 19, pp. 278–284.



Załącznik 1. Mapa lokalizacyjna obszarów badań.

<sup>1 -</sup> obszar zagłębia fosforytów, 2 - obszar Szott Dżerid, 3 - ued Gabes, 4 - obszar Chaffar, 5 - obszar Hergli



Załącznik 2. Mapa geologiczna Tunezji.







# Lista uczestników Warsztatów Geomorfologicznych TUNEZJA 2004, 15-29 kwietnia 2004

# Uczestnicy

Prof. dr hab.	Uniwersytet Śląski	UI. Będzińska 60	Tel. (032) 291 70 86
Wiaczesław Andrejczuk	Wydział Nauk o Ziemi	41-200 Sosnowiec	geo@wnoz.us.edu.pl
Dr	Akademia Świętokrzyska	UI. Świętokrzyska 15	Tel. (041)
Mirosław Barcicki	Instytut Geografii	25-406 Kielce	mbar@pu.kielce.pl
Dr hab.	Wydział Geologii UW	UI. Żwirki i Wigury 93	
Andrzej Barczuk	Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii	02-089 Warszawa	a.barczuk@uw.edu.pl
Dr hab. Prof. UW	Wydz.Geografii i Studiów Regionalnych UW	UI.Krakowskie Przedmieście 30,	Tel. (022) 55 20 788
Mirosław Bogacki	Instytut Nauk Fizycznogeograficznych	00-927 Warszawa	bogacki@uw.edu.pl
Prof. dr hab.	Uniwersytet Jagielloński	UI. R. Ingardena 6	
Szczepan Biliński	Instytut Zoologii	30-060 Kraków	<u>sbili@zuk.iz.uj.edu.pl</u>
Mgr Teresa Krystyna	Uniwersytet Szczeciński	UI. Tarczyńska 1	Tel. (091) 42 10 276
Borówka		70-384 Szczecin	krzysztof_borowka@univ.szczecin.pl
Prof. dr hab. Ryszard	Uniwersytet Szczeciński	UI. Felczaka 3a	Tel. (091) 444 15 80
Krzysztof Borówka	Zakład Geologii i Paleogeografii	71-412 Szczecin	krzysztof_borowka@univ.szczecin.pl
Prof. dr hab.	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza	UI. Dąbrowskiego 165	
Janina Borysiak	Ogród Botaniczny	60-594 Poznań	jbor@amu.edu.pl
Dr Teresa Brzezińska-	UMCS Instytut Nauk o Ziemi	Al. Kraśnicka 2 C,D	Tel. (081)537 55 10 w.151
Wójcik	Zakład Geografii Regionalnej	20-718 Lublin	tbrzezin@biotop.umcs.lublin.pl
Dr hab.	Pomorska Akademia Pedagogiczna	UI. Partyzantów 27	Tel. (059) 84 00 173
Wacław Florek	Instytut Geografii	76-200 Słupsk	<u>florekw@pap.edu.pl</u>
Dr hab.	Uniwersytet Jagielloński	UI. Grodzka 64	
Bogdana Izmaiłow	Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej	31-044 Kraków	<u>bizmailo@arsenal.geo.uj.edu.pl</u>
Dr	Uniwrsytet Łódzki	UI. Narutowicza 88	
Elżbieta Kobojek	Zakład Geomorfologii	90-139 Łódź	<u>ekobojek@geo.uni.lodz.pl</u>
lnż.	Uniwersytet Szczeciński, Inst.Nauk o Morzu	UI. Felczaka 3a	Tel. (091) 444 15 80
Bożena Kosińska	Zakład Geologii i Paleogeografii	71-412 Szczecin	<u>geologia@univ.szczecin.pl</u>
			<u>kos_mac@poczta.onet.pl</u>
Prof. dr hab.	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza	UI. Fredry 10	
Andrzej Kostrzewski	Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii	61-701 Poznań	<u>anko@amu.edu.pl</u>
Prof. dr hab.	Uniwersytet Jagielloński	UI. Grodzka 64	
Kazimierz Krzemień	Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej	31-044 Kraków	kkrzemi@arsenal.geo.uj.edu.pl

Uczestnicy – c.d.			
Mgr	Uniwersytet Wrocławski	PI. Uniwersytecki 1	Tel. (071) 375 22 96
Agnieszka Latocha	Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego	50-137 Wrocław	aga_latocha@yahoo.com
			latocha@geom.uni.wroc.pl
Dr	Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii	UI. Twarda 51/55	
Anna Morawska	Nauk	00-818 Warszawa	amora@twarda.pan.pl
Dr	Państwowy Instytut Geologiczny	UI. Rakowiecka 4	
Wojciech Morawski		02-123 Warszawa	wmor@pgi.waw.pl
Dr	Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu,	UI. Felczaka 3a	Tel. (091) 444 15 91
Andrzej Osadczuk	Zakład Geomorfologii Morskiej	71-412 Szczecin	andros@univ.szczecin.pl
Dr	Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu,	UI. Felczaka 3a	Tel. (091) 444 15 91
Krystyna Osadczuk	Zakład Geomorfologii Morskiej	71-412 Szczecin	osadczuk@univ.szczecin.pl
Mgr Katarzyna	Państwowy Instytut Geologiczny	UI. Rakowiecka 4	
Pochocka – Szwarc	Zakład Kartografii	02-123 Warszawa	<u>rwas@pgi.waw.pl</u>
Dr	Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika	UI. Danielewskiego 6	Tel. (056) 61 13 160
Zbigniew Podgórski	Instytut Geografii	87-100 Toruń	zbyszek@geo.uni.torun.pl
Dr	Roztoczańska Stacja Naukowa	Al. Kraśnicka 2 c	Tel. (081) 537 55 10 w. 111
Jan Rodzik	Instytutu Nauk o Ziemi UMCS	20-718 Lublin	jrodzik@biotop.umcs.lublin.pl
Mgr	Pomorska Akademia Pedagogiczna	UI. Partyzantów 27	Tel. (059) 84 04 323
Dorota Roguszczak	Instytut Geografii	76-200 Słupsk	rogusz@sl.home.pl
Prof. dr hab.	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza	UI. Fredry 10	
Karol Rotnicki	Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii	61-701 Poznań	<u>rotnicki@amu.edu.pl</u>
Prof. dr hab.	Uniwersytet Jagielloński	UI. Grodzka 64	
Stefan Skiba		31-044 Kraków	<u>s.skiba@iphils.uj.edu.pl</u>
Dr	Wydz.Geografii i Studiów Regionalnych UW	UI. Krakowskie Przedmieście 30,	Tel. (022) 55 20 244
Ewa Smolska	Instytut Nauk Fizycznogeograficznych	00-927 Warszawa	<u>smolska@uw.edu.pl</u>
Dr hab.	UMCS Instytut Nauk o Ziemi	Al. Kraśnicka 2 C,D	Tel. (081) 537 55 10 w. 149
Andrzej Świeca	Zakład Geografii Regionalnej	20-718 Lublin	aswieca@biotop.umcs.lublin.pl
Dr hab.	Uniwersytet Łódzki	UI. Kopcińskiego 31	Tel. (042) 635 45 64
Krystyna Turkowska	Katedra Badań Czwartorzędu	90-142 Łódź	<u>kturkow@geo.uni.lodz.pl</u>
Dr Lucyna	Uniwersytet Łódzki	UI. Kopcińskiego 31	Tel. (042) 635 45 54
Wachecka – Kotkowska	Katedra Badań Czwartorzędu	90-142 Łódź	kotkow@geo.uni.lodz.pl
			kotkow@tvsat364.lodz.pl
Dr	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza	UI. Fredry 10	
Zbigniew Zwoliński	Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii	61-701 Poznań	<u>zbzw@amu.edu.pl</u>
Strona tunezyjska			
--------------------------	---	---------------------------------	----------------------------
Prof.	Laboratoire de Cartographie Géomorphologique	94, Boulevard du 9 Avril	Tel. 216 71 560 950
Mohamed Raouf KARRAY	des Milieux, des Environnments et des	1938 – 1007 Tunis	Fax 216 71 567 551
(Kierownik Laboratorium)	Dynamiques.		karraymr@yahoo.fr
	Faculté des Sciences Humaines et Sociales de		
	Tunis.		
	Uiversite de Tunis		
Prof. Dr	Faculté des Lettres de la Manouba departement		hamid.BENGHAZI@flm.rnu.tn
Abdelhamid BENGHAZI	de Geographie (prezentował wyniki badań w		
	dolinach północnej Tunezji)		
M.A.	Universite de Sfax		dorragargouri@webmails.com
Dorra GARGOURI			
Prof. dr	Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax	Route de Soukra	younes.jedoui@enis.rnu.th
Younes JEDOUI	Departement de Genie Geologique	B.P.:W.3038 SFAX (Tunisie)	
Organizatorzy			
Prof. dr hab. Elżbieta	Wydz.Geografii i Studiów Regionalnych UW	UI. Krakowskie Przedmieście 30,	Tel. (022) 55 20 747
Mycielska - Dowgiałło	Instytut Nauk Fizycznogeograficznych	00-927 Warszawa	myc_dow@uw.edu.pl
Dr	Wydz.Geografii i Studiów Regionalnych UW	UI. Krakowskie Przedmieście 30,	Tel. (022) 55 20 653
Maciej Dłużewski	Instytut Nauk Fizycznogeograficznych	00-927 Warszawa	dluzewski@uw.edu.pl
Dr	Wydz.Geografii i Studiów Regionalnych UW	UI. Krakowskie Przedmieście 30,	Tel. (022) 55 20 653
Irena Tsermegas	Instytut Nauk Fizycznogeograficznych	00-927 Warszawa	argiro@uw.edu.pl
Dr	Uniwersytet im.lwana Franka we Lwowie	Lwów, 79000 UKRAINA	Tel. (00380322) 794 549
Lidia Dubis	Wydział Geografii	UI. Doroszenki 41	<u>dubis@mail.lviv.ua</u>