

Rozwój pól wydmyowych Ergu Chebbi

Andrzej Barczuk

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

Maciej Dłużewski

Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
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: dubis@mail.lviv.ua

Krzysztof Skocki

Centrum Badań Kosmicznych PAN
e-mail: skocki@astercity.net

Wstęp

Erg Chebbi położony jest na południowym wschodzie Maroka przy granicy z Algierią, na południowy wschód od miejscowości Rissani i regionu Tafilalt (ryc. I., ryc. 1.).

Erg Chebbi to jedyne pole wydmyowe w Maroku, o którym możemy mówić Erg – choć pod względem wielkości należy go zaliczyć do jednego z najmniejszych ergów w obrębie Sahary. W jego skład wchodzi 13 wydmy gwiazdzistych, których łączna powierzchnia wynosi zaledwie 110 km² (długość maksymalna w kierunku południkowym około 18 km, szerokość maksymalna w kierunku równoleżnikowym – około 9 km). Jego powierzchnia jest zatem kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt razy mniejsza, niż innych ergów saharyjskich. Maksymalna wysokość wydmy wynosi nieco ponad 200 m, a więc jest prawie o połowę niższa od wysokości najwyższych wydmy występujących na Saharze.

Charakterystyka obszaru badań

Erg Chebbi położony jest w dużym obniżeniu tektoniczno-krasowo-deflacyjnym o średniej głębokości dochodzącej miejscami do 400 m (ryc. 1). Od wschodu ograniczony jest wyraźną skarpą rozległej, równinnej hamady Guir, od południa hamadą Dra, a od zachodu wzniesieniami Kem-Kem. Powierzchnia obniżenia jest w przewadze płaska, nieznacznie porożciniana siecią koryt rzek epizodycznych, nachylona z północy (750 m n.p.m.) w kierunku południowym (675 m n.p.m.).

Wydmy tworzące Erg Chebbi to wydmy gwiazdziste składające się z kilku ramion oraz bardzo niewielkiej powierzchni wierzchowinowej. Z uwagi na różne kierunki wiatru występujące na tym obszarze, trudno jest wskazać stronę, w której przeważałaby większe nachylenie stoków. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji stwierdzono, że nieco większa długość stoków o nachyleniu równym kątowi naturalnego

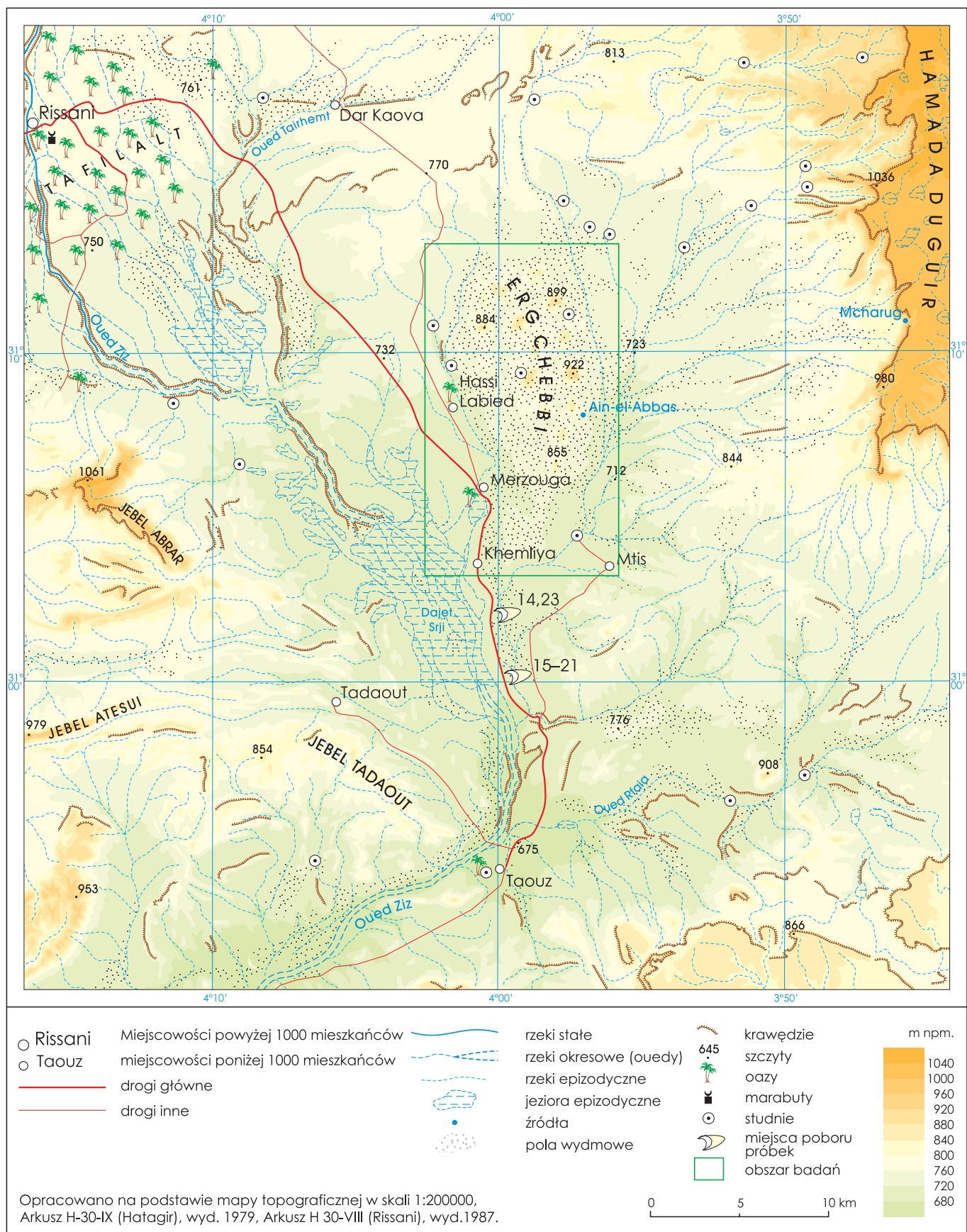
zsypaniu (w przypadku Ergu Chebbi kąt ten wynosi 30° – 31°) występuje od strony zewnętrznej ergu – niezależnie od usytuowania wydmy względem kierunków świata. Pomiędzy wydmami, wewnątrz ergu zaobserwowano liczne wydmy poprzeczne o wysokości względnej od kilku do kilkunastu metrów i dużej zmienności kierunku osi. Wydaje się, że przyczyną tej zmienności jest wymuszenie zmiany kierunku przepływu mas powietrza spowodowane przez wydmy gwiaździste tworzące istotną przeszkodę dla przepływu mas powietrza. W obrębie Ergu Chebbi dominują powierzchnie międzywydmowe wypełnione materiałem eolicznym. Bardzo niewielkie obszary regu pozbawione akumulacji eolicznej występują jedynie w centralnej części ergu, w obrębie epizodycznych jezior.

Wydmę otaczającą Erg Chebbi – zwłaszcza od strony wschodniej i południowej tworzą w przewadze złożone wydmy poprzeczne o wysokości maksymalnej dochodzącej do 20 metrów. Ich występowanie łączone jest z dużą, obecnie epizodyczną rzeką, której koryto otacza od wschodu Erg Chebbi (ryc. 2, 3).

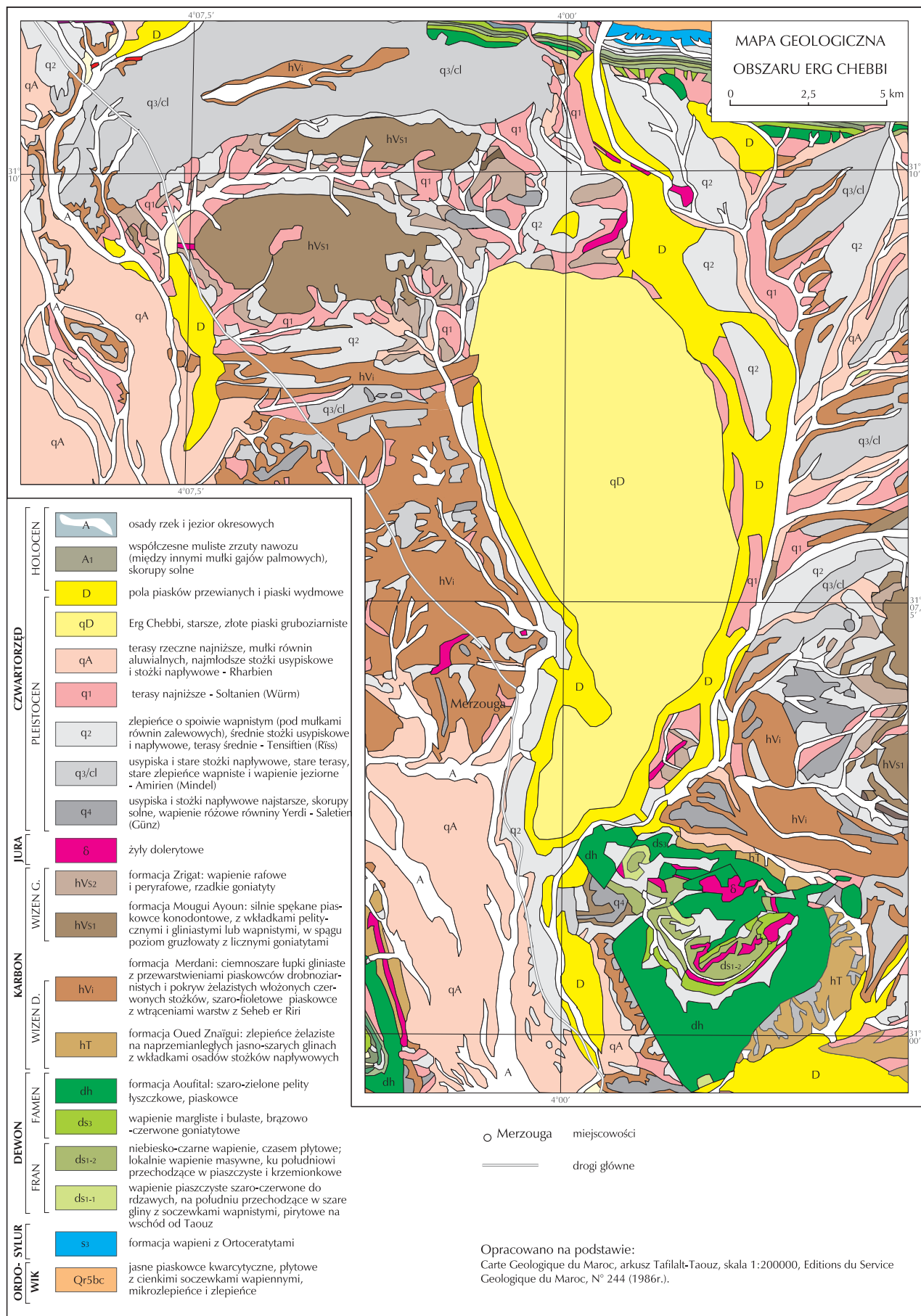
Poza materiałem genezy eolicznej, dno obniżenia wypełnione jest współczesnymi oraz plejstocenijskimi osadami rzek i jezior okresowych, głównie mułkami równin aluwialnych (ryc. 2). Na nieco starsze wypełnienie składają się plejstocenijskie stożki napływowe i usypiskowe tworzące się w okresach pluwiałów. Duży, centralnie i nieznacznie wyżej położony obszar zajmują górnokarbońskie osady ciemnoszarych łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i pokryw żelazistych włożonych czerwonych stożków. Pozostałe osady podłoża – zaznaczone na mapie geologicznej (ryc. 2) – zajmują zdecydowanie mniejszą powierzchnię.

Obniżenie zasilane jest wodami płynącej w szerokiej dolinie rzeki Ziz – jednej z najdłuższych rzek w Maroku, która do początku lat siedemdziesiątych była rzeką stałą aż do granicy Maroka z Algierią. Wraz z wodą dostarczany był do obniżenia materiał który, zwłaszcza podczas dużych przepływów związanych z topnieniem śniegu w Atlasie Wysokim odwadnianym przez rzekę Ziz, akumulowany był w omawianym obszarze w znacznych ilościach. Akumulacja materiału zmniejszyła się wyraźnie, gdy na początku lat siedemdziesiątych wybudowano w pobliżu miasta Errachidia (ryc. 1) jedną z większych zapór w Maroku. Zapora Hassan Abdahil o wysokości 85 m i szerokości 715 m utworzyła jezioro o pojemności $0,4 \text{ km}^3$. Regulacja przepływu spowodowała, że rzeka Ziz poniżej miejscowości Rissani (ryc. 1, 3) stała się rzeką epizodyczną, a zmniejszenie przepływu zminimalizowało dostawę materiału do obniżenia tą drogą. Transport fluwialny materiału do obniżenia odbywa się obecnie jedynie poprzez krótkie, epizodyczne rzeki mające swój początek w obrębie krawędzi otaczających obniżenie. Rzeki te są wprawdzie liczne, lecz przepływ w nich, z uwagi na niskie, nieregularne opady (średnio ok. 30 mm/rok) oraz bardzo duże parowanie, występuje średnio raz na kilkanaście lat. Wybudowanie zapory Hassan Abdahil i związane z tym znaczne ograniczenie przepływu w rzece Ziz doprowadziło do wyschnięcia Dajet Srji (ryc. 1, 3), co znacznie zwiększyło powierzchnię obszaru podatnego na deflację. Szerokie koryto rzeki Ziz wypełnione głównie materiałem piaszczystym, po wyschnięciu podlegało silnemu przekształcaniu przez procesy eoliczne. Obecnie materiał piaszczysty pochodzący z koryta tworzy w obszarze doliny Ziz wydmy o wysokości kilkunastu metrów (ryc. 3.)

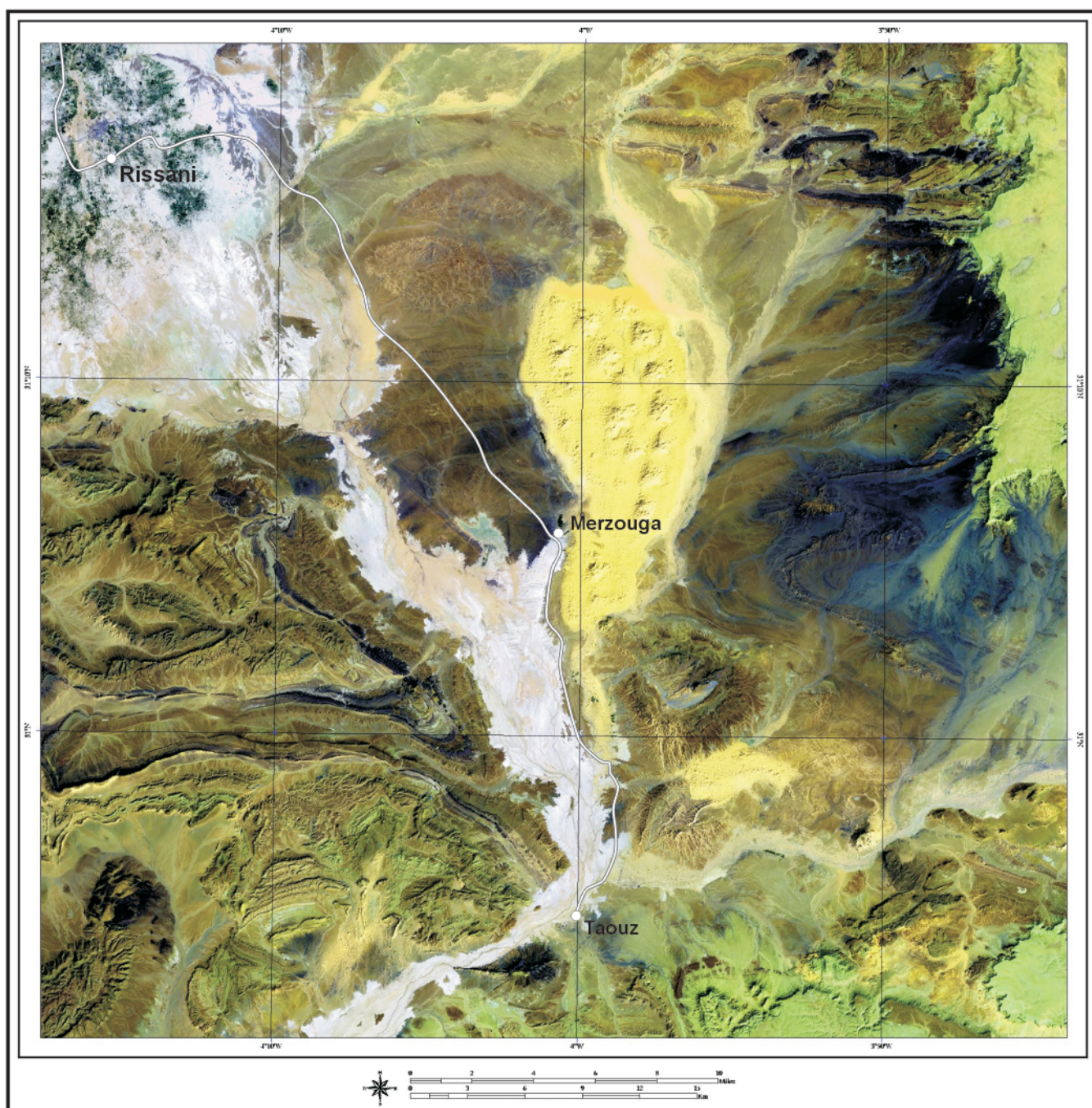
Brak zasilania wód gruntowych wpłynął także na obniżenie się poziomu wody w centralnej, najniższej części obniżenia w centrum wydm Ergu Chebbi. Do końca lat dziewięćdziesiątych XX wieku w centrum ergu znajdowało się kilka niewielkich jeziorek okresowo wypełniających się wodą. Obecnie woda w jeziorach występuje coraz rzadziej, a poziom wód gruntowych systematycznie się obniża. Dodatkową przyczyną obniżania się zwierciadła wód gruntowych w obszarze ergu jest chęć dostarczenia wody do oaz znajdujących się w jego otoczeniu. Budowany obecnie system foggar, tak jak przed 2300. laty, od kiedy taki sposób pozyskiwania wody został zastosowany w Persji (Oleil 1994), będzie dostarczał wodę do oaz położonych po zachodniej i południowej części ergu. Pozyskiwanie wody polega na kopaniu kilkukilometrowej długości i kilkumetrowej głębokości kanałów drenujących wody gruntowe, które spływają następnie grawitacyjnie w stronę oaz. Kanały takie są przykrywane kamiennym stropem, co zapobiega parowaniu wody oraz zasypywaniu kanału. Obecnie w obszarze Tafilalt funkcjonują cztery tego typu kanały. Słuszność idei ich budowania jest dyskusyjna. Pozytywnym elementem jest dostawa wody do oaz położonych po zachodniej i południowej stronie ergu. Pozwala to na kontynuację działalności rolniczej w oazach zasilanych wcześniej w wodę z rzeki Ziz. Minusem jest intensywne korzystanie z trudnoodnawialnych zasobów wód gruntowych. Obniżanie się poziomu wody pod Ergiem Chebbi może spowodować przesuszenie dolnych warstw budujących wydmy, co pociągnie za sobą wzrost intensywności procesu deflacji.



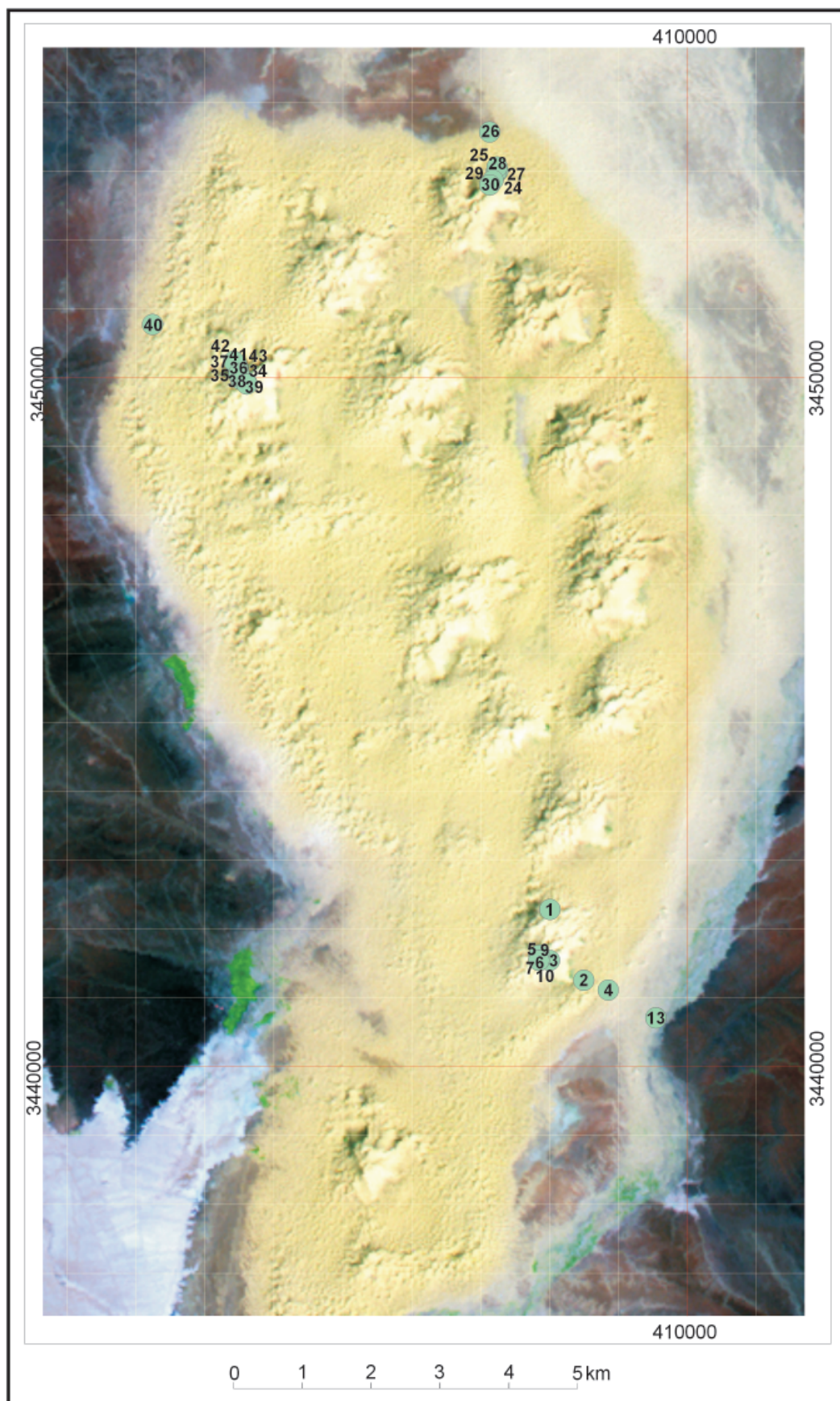
Ryc. 1. Mapa topograficzna obszaru Erg Chebbi.



Ryc. 2. Mapa geologiczna obszaru Erg Chebbi.



Ryc. 3. Zdjęcie satelitarne obszaru Erg Chebbi, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 2000r.



Ryc. 4. Lokalizacja punktów pomiarowych – zdjęcie satelitarne obszaru Erg Chebbi, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 2000r.

Szata roślinna badanego obszaru jest bardzo uboga. Obszary regu pozbawione są roślinności prawie całkowicie. Wynika to z braku wody oraz dużej deflacji utrudniającej tworzenie się gleby. Nieliczną, trawiastą roślinność można natomiast zaobserwować na wydmach nawet na wysokości kilkudziesięciu metrów nad powierzchnią regu. Wydaje się, że względnie sprzyjające warunki do rozwoju tego typu roślinności związane są z odpowiednim dla traw rodzajem podłoża, jak również z ich małymi potrzebami poboru wody. Uzupełniają one wodę z rosy, która w kontynentalnym klimacie w miesiącach zimowych dość regularnie powstaje na powierzchni wydm. Zwartą szatę roślinną można spotkać jedynie w obrębie oaz – w miejscach, gdzie płytko występuje zwierciadło wód gruntowych lub też gdy oazy są sztucznie nawadniane.

Metody badań

Określenie źródła osadów akumulacji eolicznej występujących w obszarze Ergu Chebbi oraz ocenę stopnia eolizacji, tzn. stopnia przekształcenia osadów źródłowych w osady eoliczne (Mycielska-Dowgiałło 1992), przeprowadzono na podstawie analizy cech teksturalnych tego osadu (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995). W tym celu pobrano 45 próbek z osadów wydmych i osadów podłoża (ryc. 1, 4), które poddano analizie uziarnienia, a wybrane próbki – także analizie składu mineralogicznego. Wyniki analizy uziarnienia pozwoliły na wykreślenie krzywych częstości oraz krzywych kumulacyjnych uziarnienia w skali prawdopodobieństwa (Mycielska-Dowgiałło 1995), na podstawie których obliczono wskaźniki uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957) – średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standardowe (σ_1) i skośność (Sk_1).

W ramach badań laboratoryjnych wykonano analizę uziarnienia oraz analizę składu mineralnego osadów wydmych i osadów podłoża.

Analiza uziarnienia osadów wykonana została przy użyciu laserowego miernika cząstek firmy Fritsch – „Analysette 22”. Zastosowanie pomiaru laserowego ziaren do całościowej analizy próbki możliwe było dzięki eolicznej genezie materiału. Maksymalna frakcja analizowanego materiału nie przekraczała 1mm. Charakteryzował się on ponadto dość dużą jednorodnością frakcyjną (średnica ziaren w zdecydowanej większości wahała się w granicach 1–3 Φ), jak i mineralno-litologiczną. Otrzymywane wyniki z trzykrotnego pomiaru dla każdej próbki nie wykazywały odchyłeń większych niż 5%. Nieco większy błąd odnotowany został dla osadów podłoża, które choć drobniejsze niż materiał eoliczny, to jednak zbudowane są w dużej mierze z mało trwałego materiału ilastego.

Podstawową metodą badawczą umożliwiającą charakterystykę mineralogiczną osadów eolicznych na omawianym obszarze było określenie składu mineralno-litologicznego osadów wydmych i osadów podłoża (w tym orientacyjnego 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, Kosmowska-Ceranowicz, Buchmann 1982), 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).

Próbki materiału pobranego do analiz laboratoryjnych były wstępnie, przed wykonaniem z nich preparatów proszkowych, przeanalizowane pod lupą binokularną. W celu określenia środowiska transportu i sedimentacji materiału detrytycznego badano także stopień obtoczenia i wysortowania ziaren oraz charakter ich powierzchni.

Preparaty proszkowe wykonano umieszczając reprezentatywne próbki na mikroskopowym szkiełku podstawowym a następnie zatapiając je w balsamie kanadyjskim. Preparat zabezpieczano szkiełkiem nakrywkowym. Kilka próbek zawierających fazy mineralne trudne do rozpoznania mikroskopowego w świetle spolaryzowanym zatopiono w żywicy epoksydowej. Spolimeryzowany preparat szlifowano do grubości około 0,03 mm i polerowano bardzo drobnymi pastami polerskimi. Tak wykonane próbki poddano analizie mikroskopowej w świetle odbitym.

Skład mineralno-litologiczny analizowany był w próbkach frakcji piaszczystej nie rozdzielonych na poszczególne frakcje ze względu na nieznaczne zróżnicowanie frakcjonalne poszczególnych składników badanych osadów.

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) oraz Dear, Howie, Zussman (1966). 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, etc.

W celu określenia zasięgu pól wydmych wykorzystano dwa obrazy satelitarne zarejestrowane przez satelitę Landsat w 2000 i 2001 roku. Każda ze scen zawiera obrazy zarejestrowane w 7. zakresach spektralnych obejmujących pasmo widzialne oraz bliską (fotograficzną), średnią i daleką (termalną) podczerwień, a także dodatkowo kanał panchromatyczny o zwiększonej rozdzielczości geometrycznej. Obrazy zostały zgeometryzowane do układu UTM w strefie 30N opartego o elipsoidę WGS84. Pozwoliło to wykorzystywać obrazy satelitarne do lokalizowania punktów pomiarowych zarejestrowanych za pomocą odbiornika GPS.

Wielospektralny charakter obrazów satelity Landsat pozwolił na prowadzenie analiz spektralnych w oparciu o wybrane kanały spektralne. Dla potrzeb badań w rejonie Ergu Chebbi wykonano satelitarną mapę podkładową tworząc kompozycję w barwach nienaturalnych z wykorzystaniem kanałów 7, 5, 2 (kompozycja RGB 752). Taki dobór kanałów pozwala na wyraźne zwiększenie czytelności obrazu dla obszarów suchych i podkreślenie zmienności litologicznej materiału. Dodatkowo wykorzystano kanał panchromatyczny dla zwiększenia rozdzielczości tak uzyskanego obrazu z wykorzystaniem algorytmu bazującego na przekształceniu systemu kodowania barw z systemu RGB na system IHS (Intensity Hue Saturation). Uzyskano w ten sposób terenową wielkość piksela obrazu 12,5 m, co pozwoliło na rozróżnienie obiektów o wielkości minimalnej około 30–40 metrów. Dla pokrycia całego badanego obszaru połączono dwa obrazy z sąsiadujących scen wyrównując w miarę możliwości różnice tonalne.

Wyniki badań wybranych cech teksturalnych osadów oraz ich interpretacja

Krzywe częstości osadów wydmych są, w znaczącej większości, krzywymi jednomodalnymi, co oznacza występowanie jednego przedziału frakcyjnego o dominującej częstości (ryc. 5a,c,d). Zdecydowana większość materiału budującego Erg Chebbi, niezależnie od wysokości wydmy ma ziarna zawierające się w przedziale 0,5 mm–0,2 mm ($1\Phi - 2,32\Phi$). Jest to frakcja, która dominuje w dojrzałych ergach saharyjskich, a znacznie grubsza niż w osadach wydmych regionu Coude du Dra (Dłużewski 2003).

Materiał nieznacznie drobniejszy buduje jedynie podstawy wydmy, co związane jest z dostawą materiału tej frakcji bezpośrednio z otoczenia ergu. Dużo większym zróżnicowaniem frakcyjnym oraz nieco większym udziałem drobniejszego materiału charakteryzują się formy wydmy występujące w otoczeniu ergu (0,5 mm – 0,063 mm, $1\Phi - 4\Phi$) (ryc. 5b).

Osady podłoża badanego obszaru charakteryzują się zdecydowanie drobniejszym materiałem niż osady wydmy (ryc. 5b). Jest to głównie materiał frakcji pylastej i ilastej ($< 0,032$ mm, $> 5\Phi$) związany z akumulacją w wodzie stojącej w jeziorach, a nawet w niewielkich zagłębieniach bezodpływowych.

Na podstawie przebiegu krzywych częstości można wnioskować o wyraźnym braku związku pomiędzy osadami podłoża i osadami budującymi Erg Chebbi i tylko o niewielkim związku pomiędzy osadami wydmy otaczających erg, a osadami podłoża dominującymi w obniżeniu.

Większość krzywych kumulacyjnych badanych osadów wydmych jest bardzo jednorodna. Widoczna jest przewaga odcinka A, co wskazuje na znaczny udział ziaren podlegających transportowi przez saltację (ryc. 6a,c,d). Są to ziarna wielkości 0,8 mm – 0,2 mm ($0,2\Phi - 2,32\Phi$). Jednorodne i dość duże nachylenie poszczególnych krzywych na tym odcinku wskazuje na podobny, dobry stopień wysortowania materiału wydmy. Odcinek C, odpowiadający większym ziarnom transportowanym przez wleczenie i toczenie, nie zaznacza się. Odcinek B, odpowiadający transportowi ziaren w zawiesinie jest wprawdzie wyraźny, lecz udział frakcji poniżej 0,2 mm ($> 2,32\Phi$) w osadach wydmych jest bardzo niewielki i na ogół nie przekracza 2%. Przebieg krzywych kumulacyjnych uziarnienia materiału budującego wydmy występujące w otoczeniu ergu jest podobny (ryc. 6b). Można jedynie wskazać nieznaczny spadek maksymalnej wielkości ziaren transportowanych w procesie unoszenia – 0,125 mm (3Φ).

Zdecydowanie odmienny przebieg mają krzywe kumulacyjne osadów podłoża (ryc. 6b). Mają one znacznie mniejsze nachylenie, świadczące o dużo gorszym wysortowaniu materiału podłoża w porównaniu z materiałem budującym wydmy. W transporcie tego osadu dominował proces unoszenia.

Na podstawie krzywych kumulacyjnych obliczono wskaźniki uziarnienia wg wzorów Folka i Warda (1957) (tab. 1, 2). Wartości średniej średnicy ziaren (M_z) osadów budujących wydmy badanego obszaru można uznać za zbliżone. Osiągają one wartości w większości od 0,315 do 0,4 mm (1,67–1,32 Φ) w części południowo-wschodniej Ergu (tab. 1a) oraz w niskich wydmach poprzecznych otaczających Erg Chebbi (tab. 1b). Z nieznacznie grubszego ziarna zbudowane są wydmy gwiaździste położone w części północnej i północno-zachodniej 0,315 do 0,5 mm (1,60–1,00 Φ) (tab. 1c,d). Nieco grubszy materiał charakteryzuje niższe partie wydm gwiaździstych, co można wiązać z dostawą grubszego materiału oraz część wierzchowinową wydm, co zapewne wynika z intensywnego usuwania drobniejszego materiału w wyniku wzmożonej deflacji. Można wnioskować, że wydmy Ergu Chebbi charakteryzują się zdecydowanie wyższą średnią średnicą ziaren niż osady w regionie Coude du Dra (Dłużewski 2003), zbliżoną do większości dużych ergów saharyjskich (Pietrow 1976, Coque 1962, Barczuk, Dłużewski 2001). Porównując średnią średnicę ziaren materiału występującego w osadach wydmowych Ergu Chebbi należy stwierdzić, że jest ona zdecydowanie wyższa niż na obszarze pustyni Azji Środkowej (Kara-Kum, Kyzyl-Kum), Azji Centralnej (Ałszan, Kotlina Kaszgarska), Półwyspu Indyjskiego (Thar), Bliskiego Wschodu (Negev), Afryki południowej (Namib, Kalahari), Australii (Wielka Pustynia Wiktorii, Wielka Pustynia Piaszczysta, Pustynia Simpsona), gdzie dominuje frakcja 0,1 do 0,25 mm (3,32–2 Φ) (Pietrow 1976, Coque 1962). Porównywalną wielkość średniej średnicy ziaren budujących ergi saharyjskie – w tym Erg Chebbi, zanotowano jedynie w Ameryce Południowej na pustyni Atakama (Finkel 1959). Może to wynikać ze znacznie większej siły środowiska transportującego (siły wiatru), która występuje w obszarze Sahary, lub też ze znacznie grubszego materiału źródłowego.

Jak już wspomniano podłoża zbudowane jest ze znacznie drobniejszego materiału. Średnia średnica ziaren w przypadku osadów podłoża wynosi od 0,004 do 0,15 mm (8,03–2,71 Φ) (tab. 2). Tak drobny osad akumulowany był najprawdopodobniej w zbiornikach pozbawionych przepływu.

Tabela. 1. Wskaźniki uziarnienia osadów wydmowych:
 M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność;
 wg wzorów Folka i Warda (1957).

a. wydma gwiaździsta (wysokość 157 m) – część południowo-wschodnia

Nr próbki	4a	11a	2a	10b	9a	8a	7a	6a	5a	3a	1a
Wysokość względna (m)	7	10	20	40	60	80	100	120	137	137	157
σ_1	0,57	0,63	0,47	0,52	0,57	0,51	0,57	0,57	0,45	0,51	0,53
M_z	1,33	1,83	1,63	2,41	1,54	1,60	1,41	1,40	1,63	1,67	1,36
Sk_1	0,72	-0,13	-0,59	-0,19	-0,31	-0,67	-0,26	-0,37	-0,51	-0,32	-0,28

b. wydmy poprzeczne – otoczenie Ergu Chebbi

Nr próbki	12a	13a	14a	16a	17a	18a	19a
Wysokość względna (m)	2	1	3	1	5	4	2,5
σ_1	0,68	0,76	0,66	0,58	0,57	0,59	0,73
M_z	1,63	1,37	1,35	1,78	1,67	1,58	1,78
Sk_1	0,17	0,40	0,29	0,32	-0,19	0,03	0,08

c. wydma gwiaździsta (wysokość 120 m) – część północna

Nr próbki	26b	27a	28a	29a	30a	24a	25a
Wysokość względna (m)	podstawa	20	40	60	80	100	120
σ_1	0,55	0,51	0,61	0,48	0,42	0,48	0,54
M_z	1,11	1,15	1,21	1,32	1,39	1,72	1,46
Sk_1	-0,11	0,06	-0,29	-0,50	0,11	-0,42	-0,66

d. wydma gwiaździsta (wysokość 160 m) – część północno-zachodnia

Nr próbki	40a	42b	41a	37a	35a	43a	38b	34a	36a	39a
Wysokość względna (m)	podstawa	27	40	60	80	100	120	140	150	160
σ_1	0,66	0,49	0,50	0,51	0,45	0,51	0,48	0,52	0,42	0,47
M_z	1,02	1,35	1,44	1,45	1,54	1,52	1,38	1,60	1,54	1,35
Sk_1	0,21	-0,81	-0,78	-0,57	-0,44	-0,54	-0,51	-0,25	-0,38	-0,63

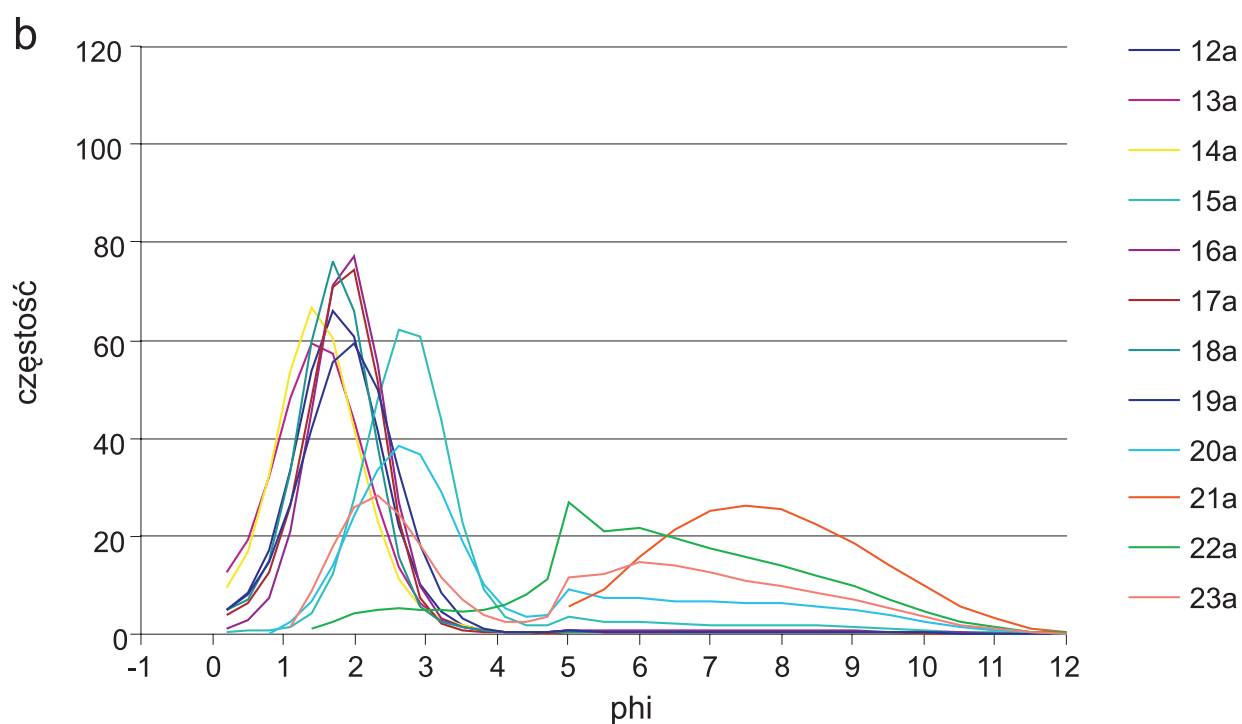
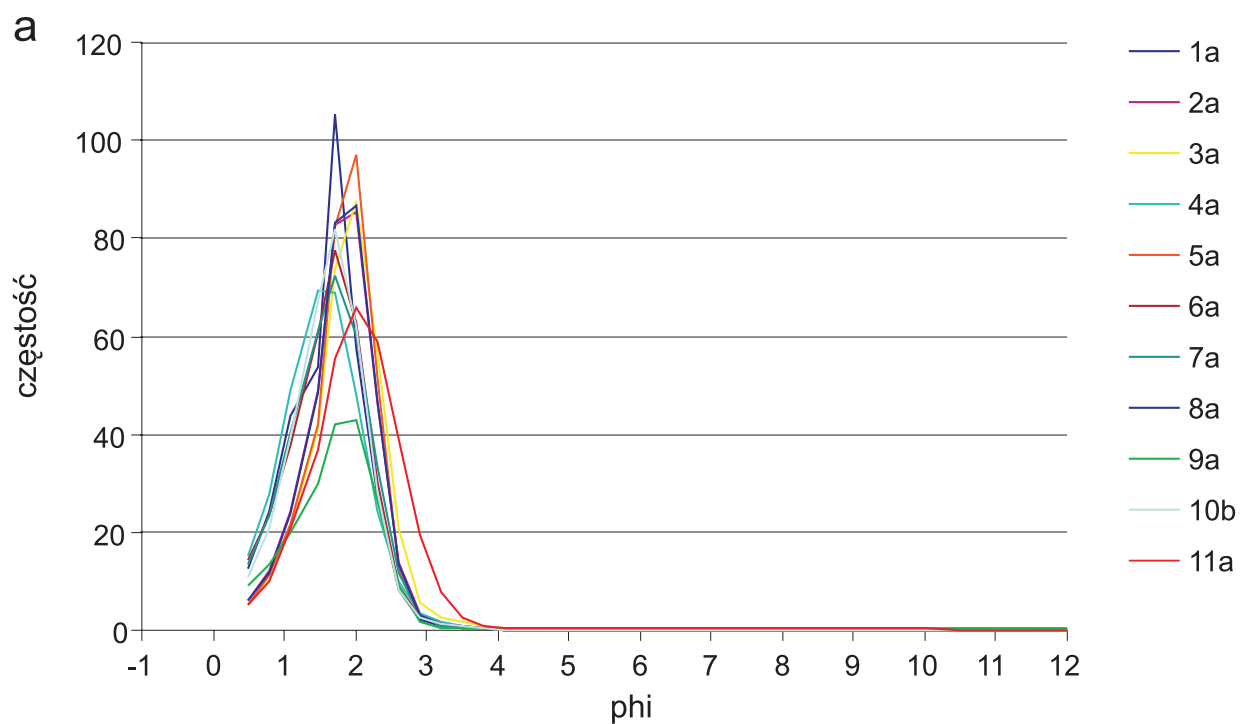
Tabela. 2. Wskaźniki uziarnienia osadów podłoża – otoczenie Ergu Chebbi:
 M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność;
 wg wzorów Folk i Warda (1957).

Nr próbki	15a	20a	21a	22a	23a
Głębokość (m)	0,10	0,40	0,60	0,80	0,35
σ_1	1,17	2,48	1,45	2,01	2,59
M_z	2,71	4,03	8,03	6,24	4,89
Sk_1	1,59	2,02	0,36	0,11	0,06

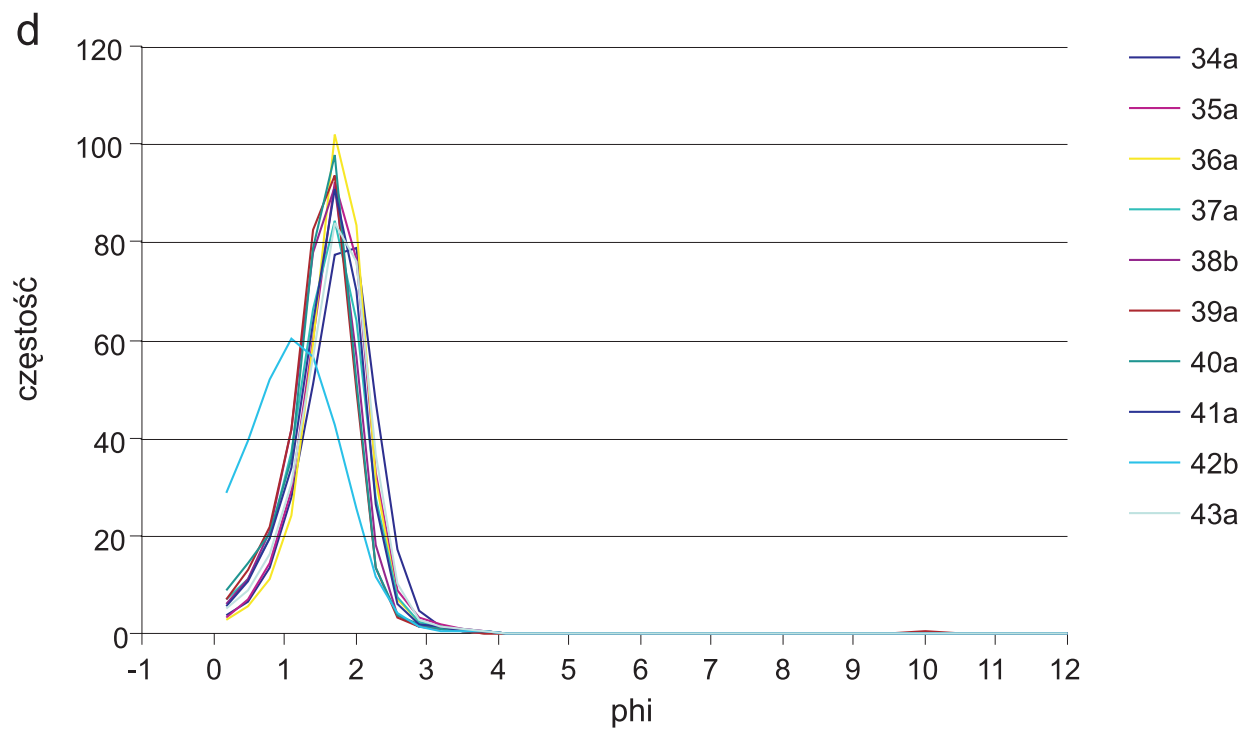
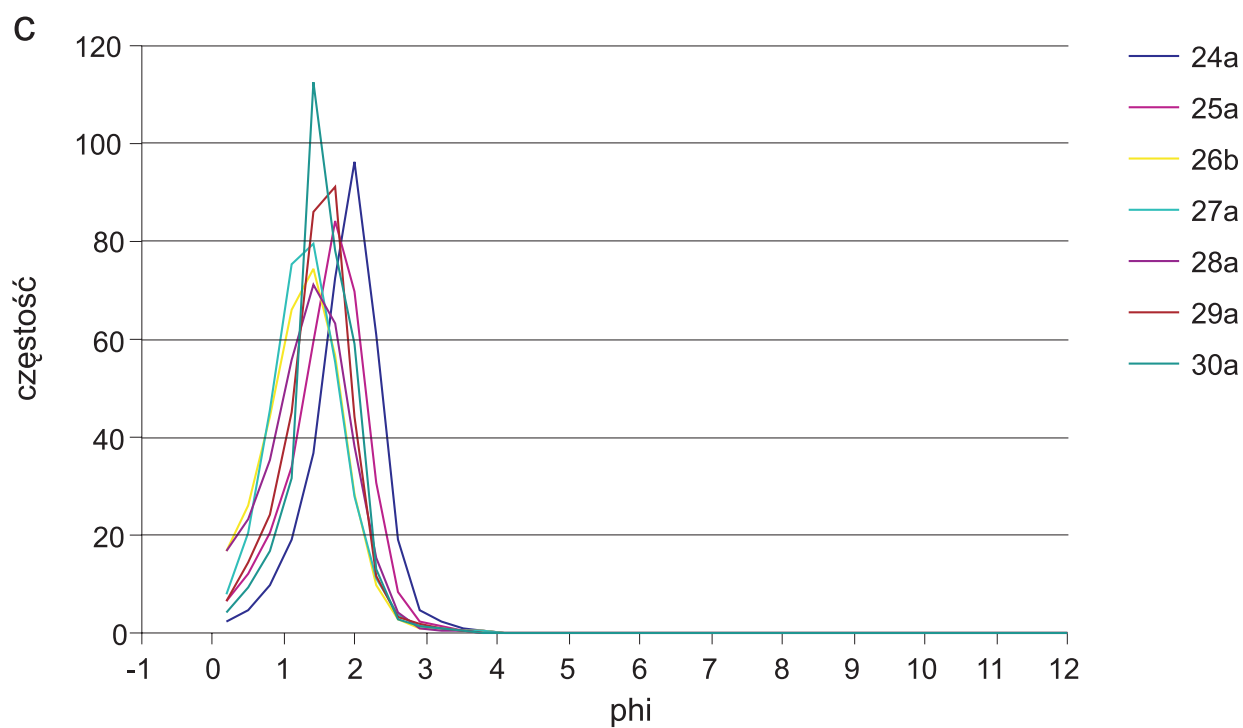
Na podstawie wartości odchylenia standardowego (σ_1) można stwierdzić, że wysortowanie osadu większości wydym gwiaździstych kształtuje się na pograniczu materiału średnio i dobrze wysortowanego (tab. 1a,c,d). Wydmy niższe występujące w otoczeniu ergu charakteryzują się nieco niższym, średnim wysortowaniem (tab. 1b), co może wskazywać na krótszy udział tego materiału w procesie transportu eolicznego. Wysortowanie materiału badanych wydym można uznać za nieco gorsze w porównaniu z wysortowaniem charakteryzującym materiał większości obszarów wydymowych pustyni gorących, równym na obszarze: Pustyni Zachodniej (Egipt) – od 0,28 do 0,39 (El-Baz i in. 1982), północnego obrzeżenia Wielkiego Ergu Wschodniego (Tunezja) – od 0,35 do 0,53 (Dłużewski 2004), pustyni Azji południowo-zachodniej – od 0,2 do 0,45 (Dymowska i in. 1984).

Osady podłoża są słabo lub bardzo słabo wysortowane (tab. 2), co potwierdza dotychczasową tezę o ich akumulacji w bardzo nisko energetycznym środowisku.

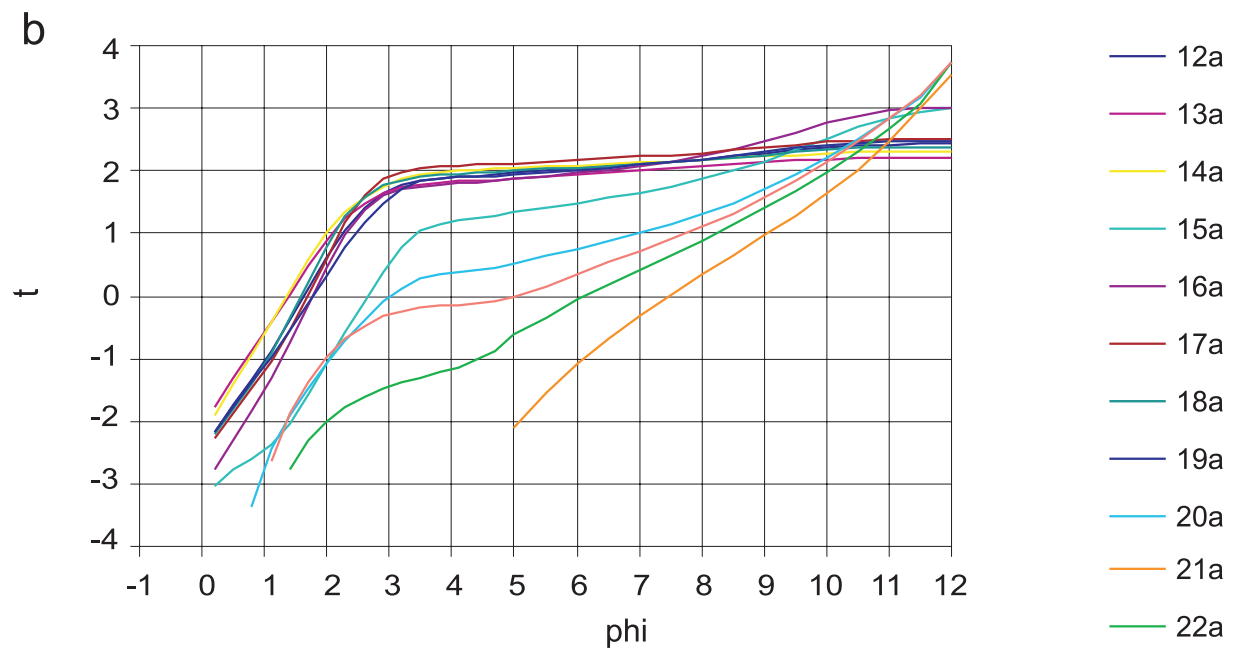
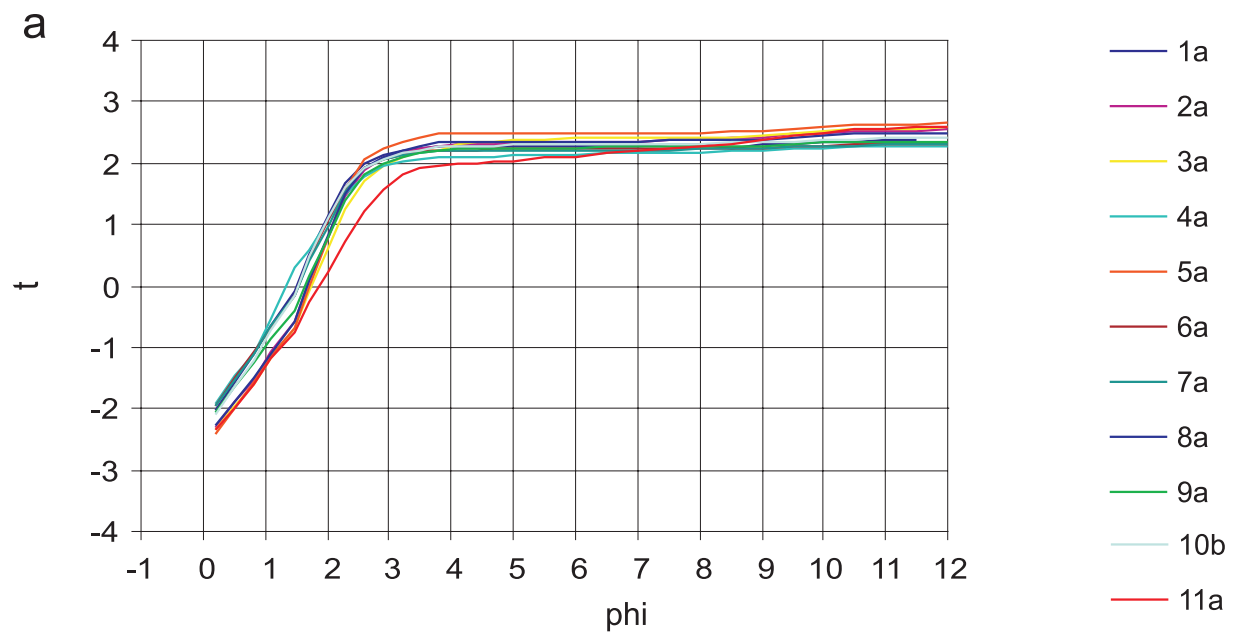
Zdecydowanie ujemne wartości skośności (Sk_1) (tab. 1a,c,d), rzadko spotykane na obszarach pustyni gorących wskazują, że w osadzie wydym Ergu Chebbi przeważa udział grubszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Może to być związane z sortowaniem osadów źródłowych i wzbogacaniem ich we frakcje grubsze, jak również z dużą siłą środowiska transportującego. Osady wydym występujących w otoczeniu ergu charakteryzują się w większości dodatnimi wartościami skośności (tab. 1b), co wskazuje na przewagę drobniejszego materiału w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Bardzo wysokie wartości wskaźnika skośności mają również osady podłoża (tab. 2). Może to wskazywać na dostawę drobnego materiału bezpośrednio z podłoża do wydym znajdujących się w otoczeniu Ergu Chebbi, a także mniejszą dynamikę środowiska transportującego na niższej wysokości. Potwierdzają to wartości wskaźnika uzyskane dla materiału pobranego z najniższej części wydym gwiaździstych (tab. 1a,c,d).



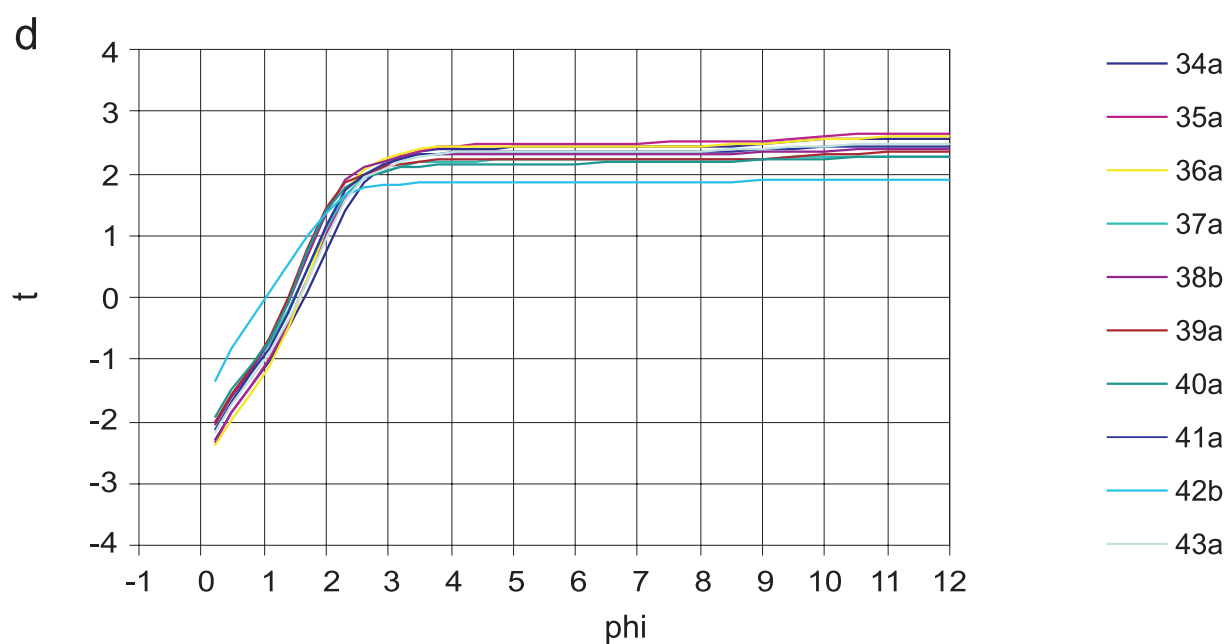
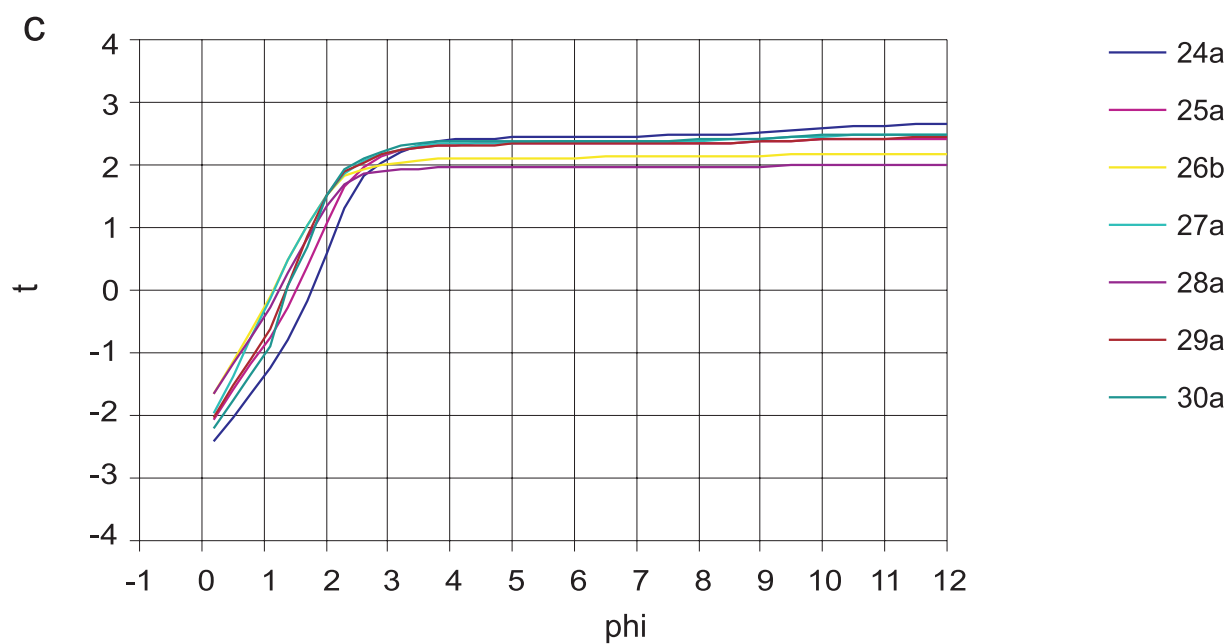
Ryc. 5. Krzywe częstości osadów – obszar Erg Chebbi
 a. wydma gwiazdzista (wysokość 157m) – część południowo-wschodnia,
 b. wydmy poprzeczne (wysokość do kilku metrów) oraz osady podłoża – otoczenie Ergu Chebbi.



Ryc. 5. Krzywe częstości osadów – obszar Erg Chebbi
 c. wydma gwiaździsta (wysokość 120m) – część północna,
 d. wydma gwiaździsta (wysokość 160m) – część północno-zachodnia.



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa – obszar Erg Chebbi
 a. wydma gwiazdzista (wysokość 157m) – część południowo-wschodnia,
 b. wydmy poprzeczne (wysokość do kilku metrów) oraz osady podłoża – otoczenie Ergu Chebbi.



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa – obszar Erg Chebbi
 c. wydma gwiaździsta (wysokość 120m) – część północna,
 d. wydma gwiaździsta (wysokość 160m) – część północno-zachodnia.

Skład mineralno-litologiczny badanych osadów

W badanych osadach wyróżniono szereg składników mineralnych (kwarc monokrystaliczny, kwarc polikrystaliczny, gips, skalenie) i składników litycznych, czyli litoklastów (głównie klasty żelazisto-ilaste oraz podrzędne, różnorodne wapienie i margle).

Kwarc monokrystaliczny jest dominującym składnikiem mineralnym we wszystkich badanych próbkach pobranych z osadów wydmych. Jego udział w osadach wydmy gwiaździstych wynosi od 65% do 82% (ryc. 7, 8). Porównywalny udział kwarcu (około 70%) odnotowany został w osadach wydmych położonych w otoczeniu Ergu. W osadach podłoża udział kwarcu monokrystalicznego jest zdecydowanie mniejszy i wynosi w utworach przypowierzchniowych około 50%, a głębiej zaledwie kilka procent (ryc. 9).

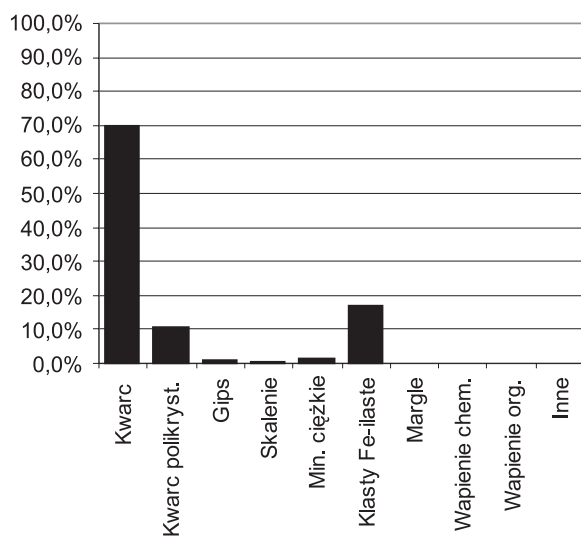
Ziarna kwarcu monokrystalicznego są stosunkowo jednorodne pod względem wielkości i cech optyczno-krystalograficznych. Ziarna grubszej frakcji są na ogół lepiej obtoczone w porównaniu z ziarnami drobniejszymi. Niektóre ziarna zawierają inkluzje ciekło-gazowe, a ponadto, sporadycznie wrostki związków żelaza.

Określenie źródła kwarcu monokrystalicznego jest niezmiernie trudne ze względu na jego cechy fizyczne oraz powszechność występowania. Kwarc należy do składników o bardzo dużej odporności na fizyczne i chemiczne niszczące czynniki transportu i wietrzenia. Może być transportowany na bardzo duże odległości, przez co jest bardzo dobrym wskaźnikiem tzw. dojrzałości mineralogicznej osadów. Bardzo duża zawartość kwarcu w osadzie, w połączeniu z charakterystycznym zestawem minerałów ciężkich oraz innymi cechami teksturalnymi, mogą świadczyć o wielokrotnej redepozycji materiału detrytycznego. Materiał o takich cechach mógł przejść nawet kilka cykli sedymentacyjno-diastryficjnych. Wynika to m. in. z faktu, że wszystkie składniki mało odporne zostają w tych procesach usunięte z osadu, przez co następuje względne wzbogacenie osadu w składniki najbardziej odporne, a zwłaszcza w najpospolitszy z nich kwarc. Ze względu na bardzo monotony charakter mineralogiczno-geochemiczny, kwarc nie jest dobrym wskaźnikiem pochodzenia materiału detrytycznego. Może on pochodzić z bardzo wielu źródeł, gdyż jest pospolitym składnikiem różnych typów skał. Pokazną ilość kwarcu zawiera zarówno wiele rozmaitych skał magmowych (głębinowych i wylewnych), jak i wiele rodzajów skał metamorficznych. Kwarc jest również jednym z ważniejszych składników skał okruchowych. Wszystkie te odmiany skał, ulegając erozji, mogą dostarczać znacznych ilości kwarcu detrytycznego, nawet do bardzo odległych basenów sedymentacyjnych. W tych warunkach, stwierdzenie co było obszarem źródłowym kwarcu, zwłaszcza obecnego w tzw. wtórnym złożu, jest z reguły bardzo trudne lub niemożliwe. Udać się to tylko wyjątkowo, np. w przypadku zachowania się w kwarcu specyficznych składników, takich jak np. inkluzje ciekło-gazowe, które mogą być wskaźnikami jego pierwotnej genezy. Identyfikacja takich form jest jednak bardzo trudna i wymaga zastosowania specjalnych, kosztownych metod instrumentalnych. Pomocne mogą tu też być analizy geochemiczne. Szczegółowe rozważania na temat wskaźników dojrzałości mineralogicznej osadów oraz wskaźników pochodzenia materiału detrytycznego w skałach osadowych prezentuje m.in. Pettijohn (1975).

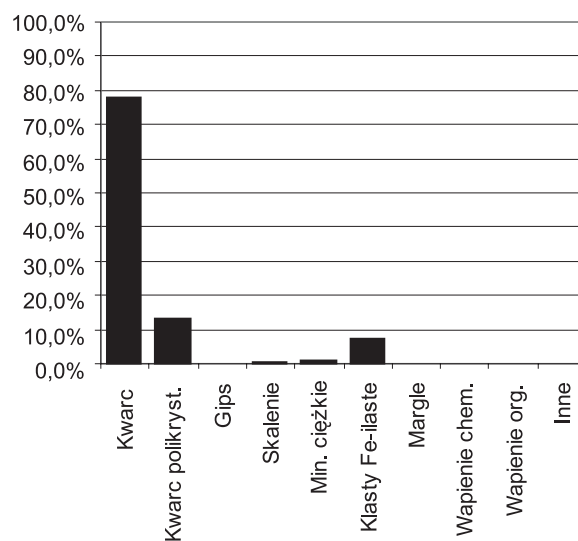
Kwarc polikrystaliczny charakteryzuje się mozaikową budową poszczególnych ziaren. Jego udział w osadach wydmy gwiaździstych jest zdecydowanie mniejszy niż kwarcu monokrystalicznego i wynosi od 10% do 27% (ryc. 7, 8). W wydmach otaczających erg udział tego składnika wynosi około 10%, natomiast w osadach podłoża występuje on jedynie w warstwie przypowierzchniowej (ryc. 9).

Geneza kwarcu polikrystalicznego może być zróżnicowana. Ziarna o budowie mozaikowej mogą np. powstawać w wyniku procesów metamorficznych, prowadzących do przemiany piaskowców w kwarcyty. Jednak równie często kwarc mozaikowy powstaje wskutek krystalizacji krzemionki w warunkach hydrotermalnych. Nazywany jest on wówczas powszechnie kwarcem żyłowym. Niestety, rozpoznanie, z którym z tych rodzajów kwarcu mamy do czynienia w przypadku, kiedy zostanie on jako okruchy do osadów piaszczystych w wyniku erozji skał macierzystych, jest na ogół rzeczą niezwykle trudną, gdyż w obrazie mikroskopowym oba jego rodzaje wyglądają bardzo podobnie. Ma to, wbrew pozorom, duże znaczenie, gdyż okruchy kwarcu mozaikowego, pochodzące ze skał metamorficznych (kwarcytów) należy zaliczać do litoklastów, podczas gdy okruchy kwarcu, który powstał w wyniku erozji kwarcu żyłowego, należy zaliczać do okruchów mineralnych. Pomyłka w prawidłowym rozpoznaniu genezy kwarcu mozaikowego może mieć swoje reperkusje nawet w nomenklaturze niektórych okruchowych skał osadowych. W przypadku badanych skał wyjaśnienie genezy kwarcu polikrystalicznego jest niemożliwe, gdyż nie widać żadnych dodatkowych oznak mogących wskazywać bądź to na warunki metamorficzne, bądź na

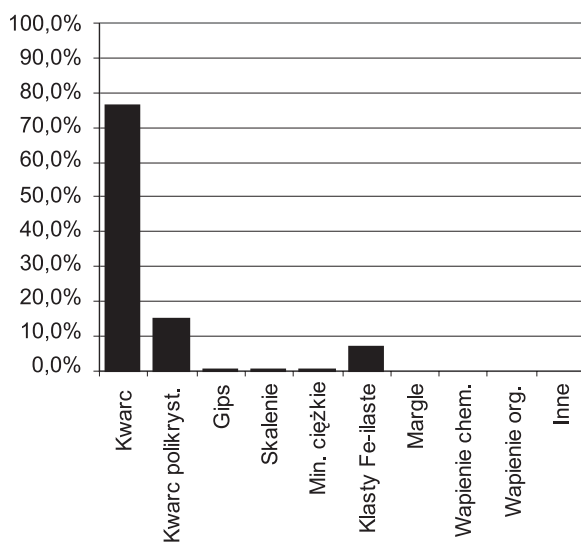
próbka 40 podstawa



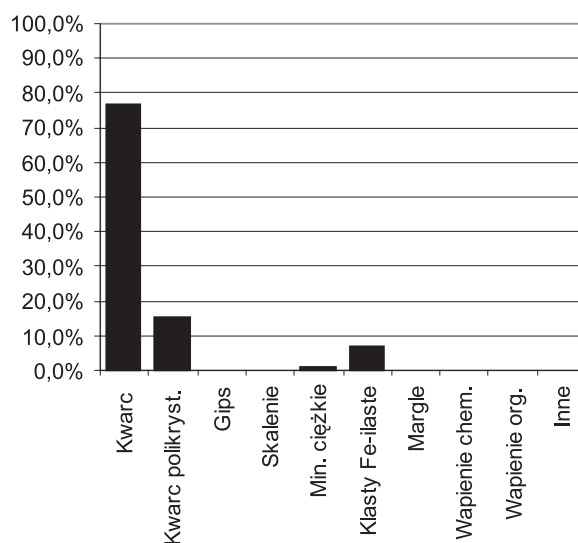
próbka 42 h=27m



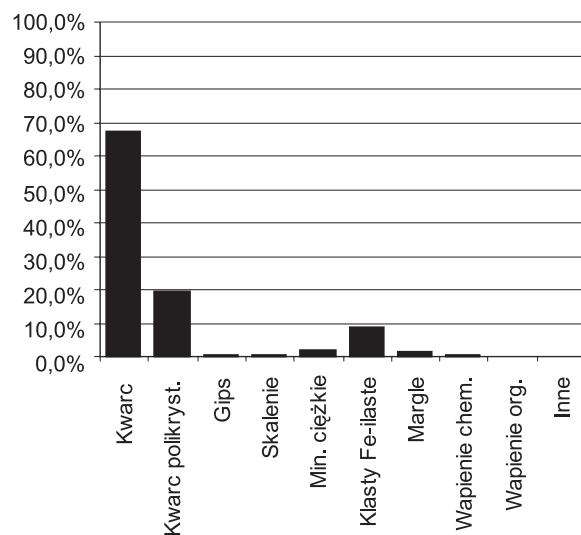
próbka 41 h=40m



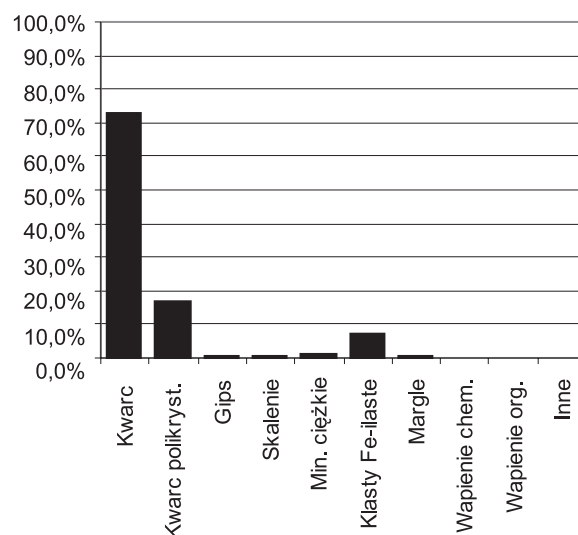
próbka 37 h=60m

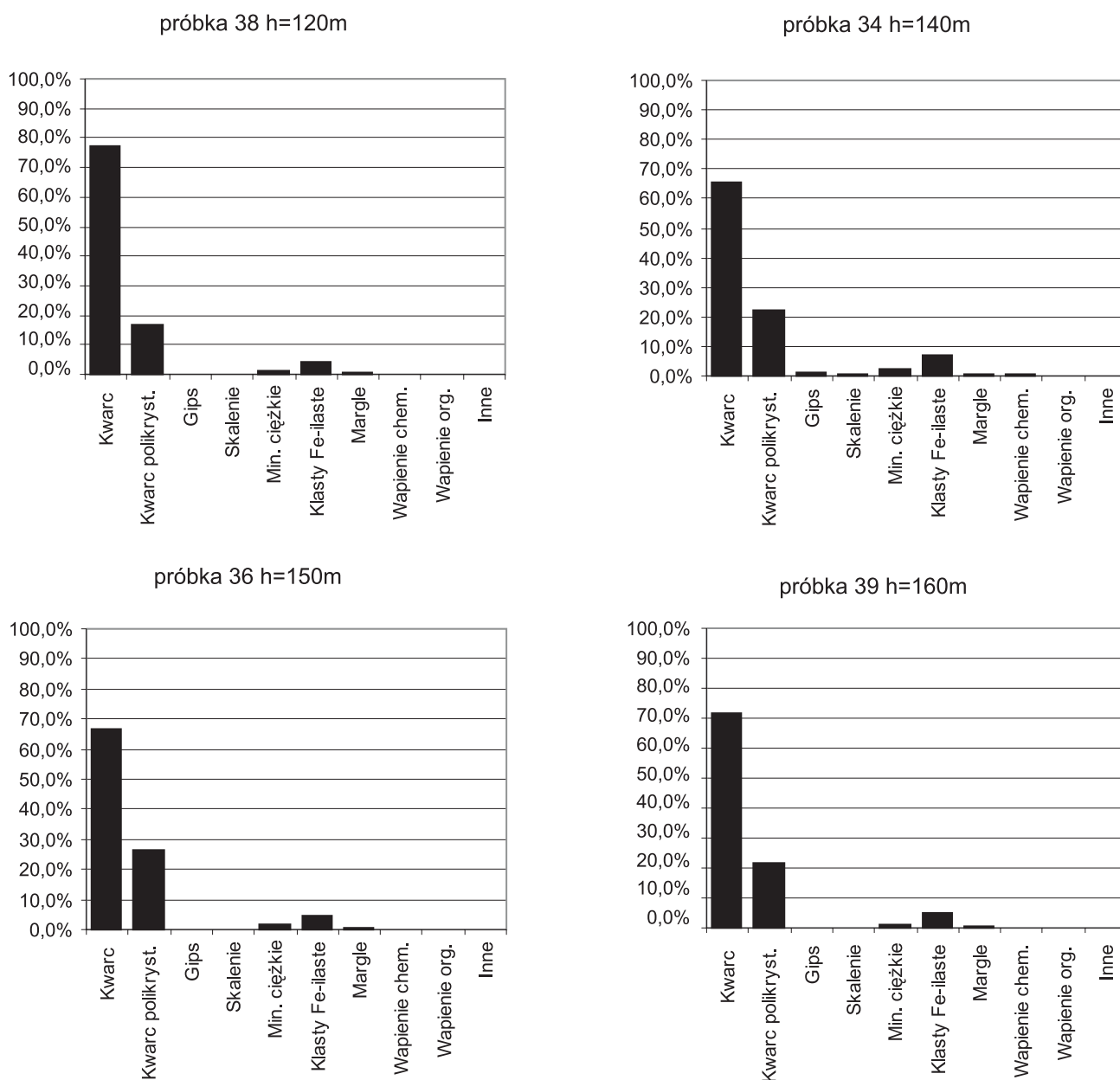


próbka 35 h=80m



próbka 43 h=100m





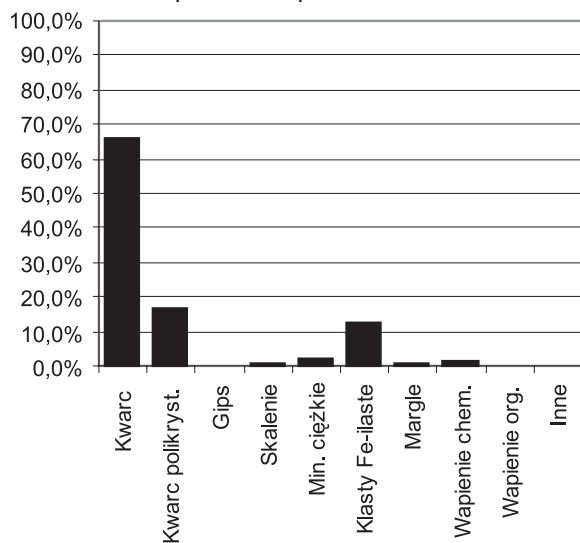
Ryc. 7. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych pobranych z wydmy gwiazdzistej znajdującej się w części północno-zachodniej Ergu Chebbi.

hydrotermalne. Zdecydowano się zatem na stosowanie terminu „kwarc polikrystaliczny”, który nie ma implikacji genetycznych, a z drugiej strony, sygnalizuje obecność ciekawej odmiany tego minerału. Być może w przyszłości uda się dokonać bardziej szczegółowej jego identyfikacji.

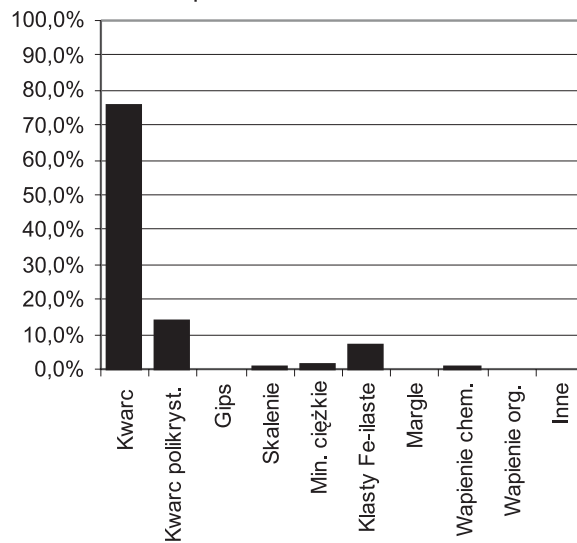
Obecność kwarcu polikrystalicznego w osadzie ma podobne znaczenie, gdy chodzi o rozważania genetyczno-środowiskowe, jak obecność kwarcu monokrystalicznego. Obydwie te odmiany kwarcu cechuje podobna odporność na czynniki niszczące transportu i wietrzenia. Jedynie niektóre typy kwarcu polikrystalicznego są nieco mniej odporne niż kwarc monokrystaliczny, ale różnica jest niewielka. Znaczenie kwarcu polikrystalicznego jako wskaźnika pochodzenia materiału detrytycznego zależy od omówionych wyżej uwarunkowań. Ustalenie obszaru alimentacyjnego tego składnika jest możliwe jedynie w przypadku prawidłowego zidentyfikowania jego genezy, tzn. odróżnienia kwarcu metamorficznego od żyłowego (hydrotermalnego).

Sumaryczny udział w osadach wydm gwiazdzistych kwarcu monokrystalicznego i kwarcu polikrystalicznego wynosi od 80% do nawet 95%, a więc podobnie jak w innych ergach saharyjskich (Pietrow 1976, Coque 1962) i zdecydowanie więcej niż w wydmach regionu Coude du Dra (Barczuk, Dłużewski 2003).

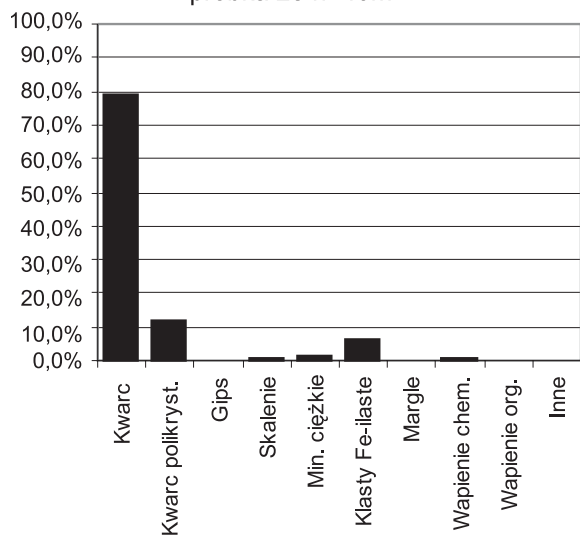
próbka 26 podstawa



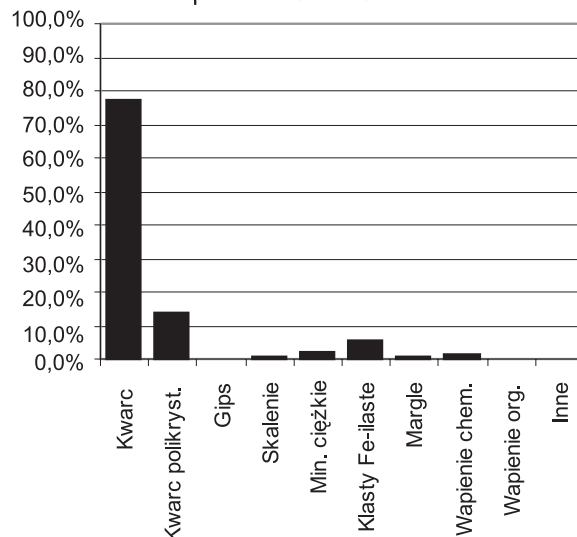
próbka 27 h=20m



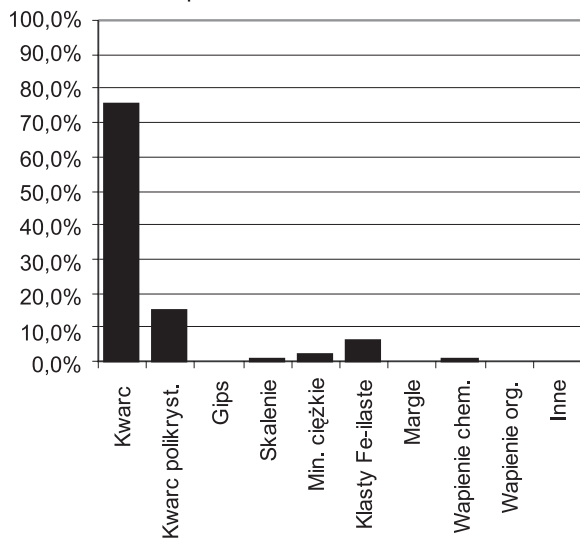
próbka 28 h=40m



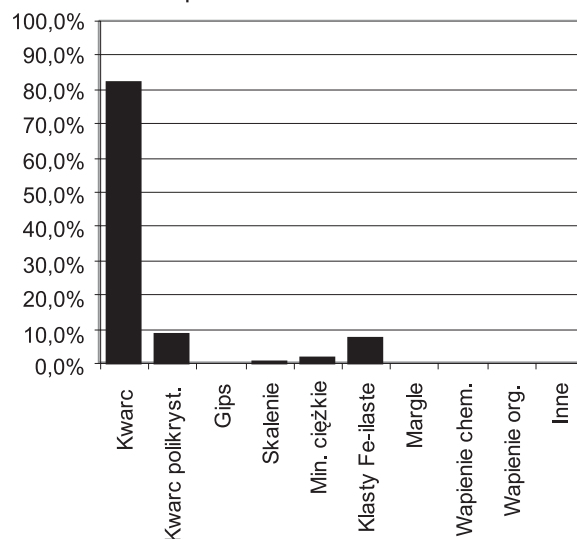
próbka 29 h=60m

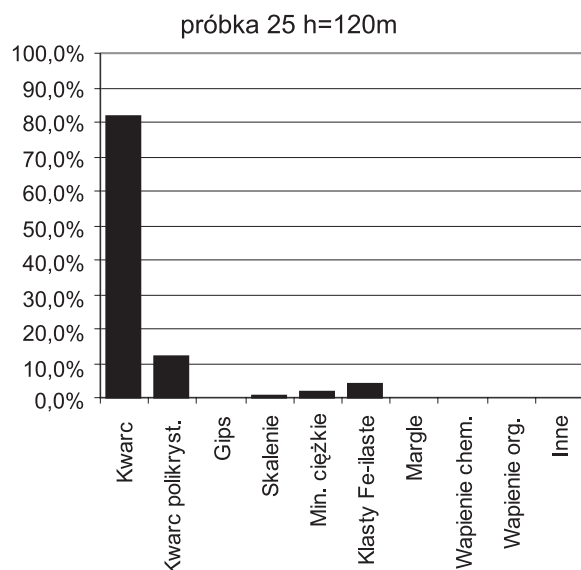


próbka 30 h=80m



próbka 24 h=100m





Ryc. 8. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmych pobranych z wydmy gwiazdистой znajdującej się w części północnej Ergu Chebbi.

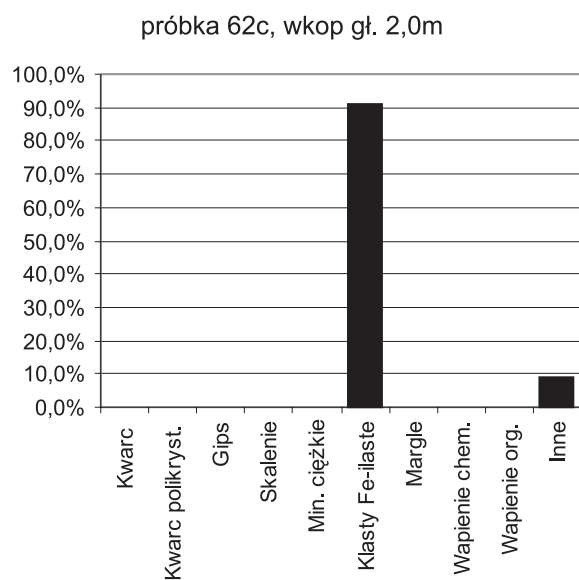
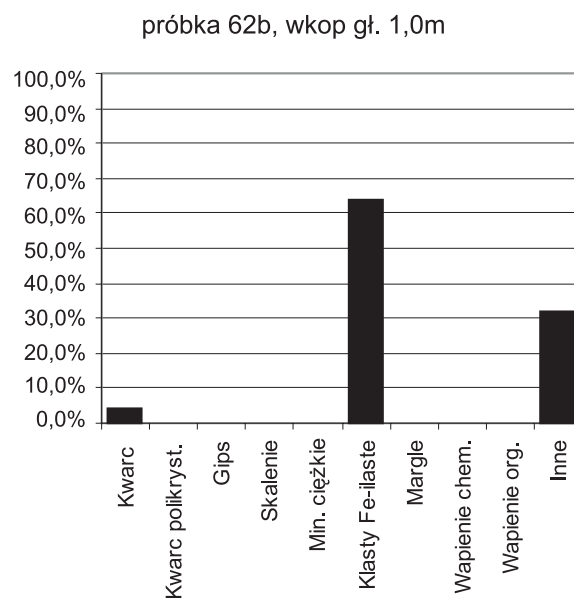
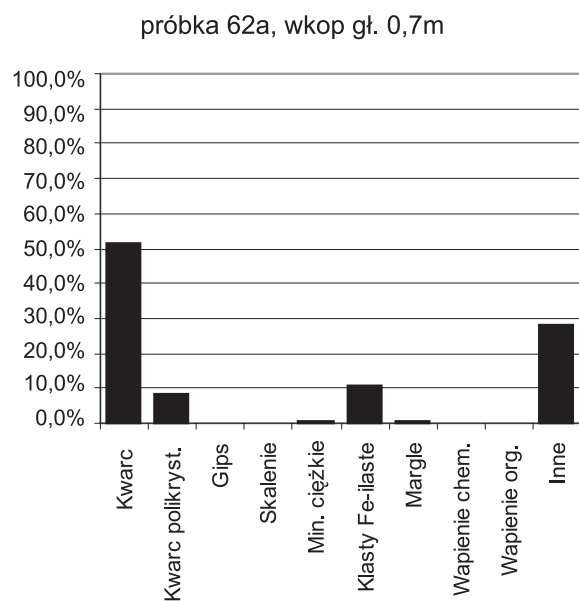
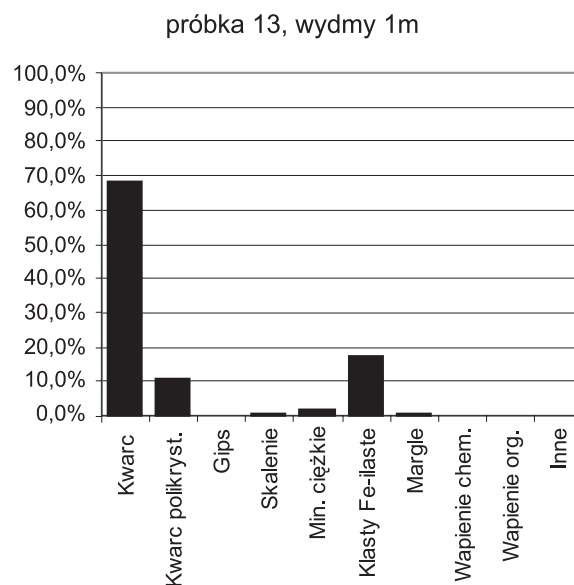
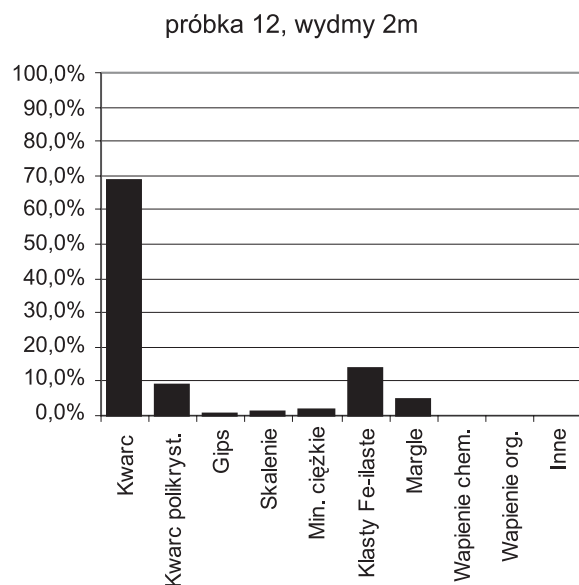
Klasty żelazisto-ilaste występują w badanych osadach wydmych w postaci brunatnych agregatów o teksturze bezładnej lub rzadziej – teksturze równoległej, a nawet niekiedy łupkowej. Ich udział w osadach wydmy gwiazdистой jest niewielki i wynosi od 7% na wysokości około 20 metrów do 4% na wierzcholinie wydmy (ryc. 7, 8). Udział tego składnika jest zdecydowanie większy w osadach wydmych u ich podstawy – około 13–17% (ryc. 7, 8) oraz w wydmych znajdujących się w otoczeniu ergu – również 13–17% (ryc. 9). Klasty żelazisto-ilaste w osadach podłoża mają zdecydowanie większy udział niż w osadach wydmych. W warstwie przypowierzchniowej wynosi on około 30%, natomiast głębiej osiąga nawet ponad 90% (ryc. 9).

Składniki te mają 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 podłoża na omawianym obszarze związane jest najprawdopodobniej z sedymentacją w zbiorniku wodnym, który funkcjonował na tym obszarze aż do końca lat osiemdziesiątych XX wieku. Wody spływające do tego jeziora, zarówno ouedem Ziz jak i z okolicznych obszarów w czasie epizodycznych opadów deszczu, dostarczały do niego drobny materiał detrytyczny, zabarwiony na czerwono od rozproszonych związków żelaza, występujących pospolicie w silnie utleniających warunkach pustynnych. Powstające w taki sposób klasty żelazisto-ilaste są bardzo dobrymi wskaźnikami zarówno środowiska panującego w miejscach ich powstawania, jak i (z powodu bardzo małej odporności na proces abrazji) wskaźnikami krótkiego transportu, jakiemu podlegał dany osad.

Inne składniki takie jak gips, skalenie, margle, różne rodzaje wapieni występują w badanych osadach wydmych w ilościach śladowych. Ich udział tylko w pojedynczych przypadkach dochodzi do 2%, a w większości osadów ich występowania nie odnotowano. W osadach wydmych zanotowano dość duży udział minerałów ciężkich (około 2%), co może potwierdzać dużą dynamikę procesu. Warto też zaznaczyć bardzo duży udział w osadach podłoża substancji organicznej. Największy udział tej substancji w ciemnej warstwie 0,7–1,0 m p.p.t. wynosi około 95% C org. (S. Skiba – informacja ustna). Ziarna mineralne występujące w tej warstwie nie tworzą połączeń z rozproszoną substancją organiczną, nie stwierdzono widocznego systemu korzeniowego, co wskazuje na brak powiązań genetycznych tej substancji z osadem, z którego pobrano próbki. Można przypuszczać, że tak duży udział substancji organicznej w warstwie znajdującej się bezpośrednio nad nieprzepuszczalnymi utworami ilastymi związany jest z jej akumulacją w zbiorniku, w którym gromadziła się woda dostarczająca z okolicznych obszarów materiał organiczny.

Podsumowując, można stwierdzić istotną różnicę w składzie mineralno-litologicznym osadów budujących wydmy Ergu Chebbi i osadów podłoża znajdujących się w jego otoczeniu.

Różnica w składzie mineralno-litologicznym osadów wydmych ergu i osadów wydmych występujących w jego otoczeniu widoczna jest również na obrazie satelitarnym (ryc. 3, 4). Materiał



Ryc. 9. Skład mineralno-litologiczny osadów pobranych z otoczenia Ergu Chebbi:
 próbka 12 – pojedyncze wydmy poprzeczne o wysokości 2 m, obszar południowy,
 próbka 13 – pojedyncze wydmy barchanoidalne o wysokości 1 m, obszar południowo-wschodni,
 próbki 62 a,b,c – wkop na północ od miejscowości Hassi Labied, obszar zachodni.

piaszczysty ergu jest spektralnie odmienny i widoczny jako ciemniejszy ton żółty. Pozostałe formy wydmy mają ton jaśniejszy i tworzą układ o wyraźnym, liniowym przebiegu związanym z układem dużych koryt epizodycznych obecnie rzek. Może to wskazywać, że źródło materiału tych wydym związane jest z materiałem transportowanym dawniej w korytach rzek, które następnie stały się korytami epizodycznymi. Spowodowało to przesuszenie materiału znajdującego się w korytach i rozwój procesów eolicznych. Wyraźna liniowa granica spektralna na pograniczu obu typów wydym (ryc. 4) sugeruje brak mieszania się materiału w strefie kontaktu.

Wnioski

Wyniki badań wskazują na bardzo wysoki stopień eolizacji osadów budujących wydmy Ergu Chebbi co oznacza, że akumulacja tych osadów przebiegała w dynamicznym środowisku eolicznym w długim okresie czasu.

Świadczy o tym w szczególności:

- duża jednorodność materiału wydmowego widoczna w przebiegu krzywych częstości, krzywych kumulacyjnych uziarnienia, a także w małym zróżnicowaniu wskaźników uziarnienia,
- duża średnia średnica ziaren,
- dobre wysortowanie,
- ujemne wartości skośności, wskazujące na brak dostawy lokalnego, drobnego materiału,
- mały udział w osadach składników mineralnych mało odpornych na abrazję mechaniczną.

Badania wykazały ponadto bardzo dużą różnicę w składzie mineralno-litologicznym osadów budujących wydmy Ergu Chebbi i osadów podłoża znajdujących się w otoczeniu ergu. Wydaje się zatem, że drobnoziarniste osady podłoża występujące w bezpośrednim sąsiedztwie ergu nie stanowią obszarów źródłowych dla wydym gwiazdzystych, a źródło osadów położone jest dalej.

Na podstawie dotychczasowych wyników można natomiast stwierdzić, że źródłem wydym występujących w okolicy Ergu Chebbi są duże koryta rzeczne. Wydaje się, że rozwój tych pól wydmy może być obecnie bardzo dynamiczny. Za przyczynę ich intensywnego rozwoju należy uznać zmniejszenie przepływu w korytach rzek, związane z wybudowaniem w okolicy Errachidii zapory Hassan Abdahil.

Literatura

- Barczuk A., 1992, *Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA)*. Arch. Miner. T. XLVIII, 1 – 2, 123–204.
- Barczuk A., Dłużewski M., 2001, *Źródło osadów eolicznych w obniżeniu Khargi (południowy Egipt) na podstawie ich cech teksturalnych*, [w:] J. Pełka-Gościński, T. Szczepke (red), *Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej*, Sosnowiec, 51–61.
- Barczuk A., Dłużewski M., 2003, *Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmy*, [w:] M. Dłużewski (red.), *Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności*. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa, 121–134.
- 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, 1999, 49–50.
- Barczuk A., Wyrwicki R., 1999, *Litogeneza zsylikowanej, trzeciorzędowej kredy jeziornej z KWB Bełchatów*. Materiały IV Konferencji „Zagospodarowanie kopalin towarzyszących w górnictwie odkrywkowym”, Ślesin 5 – 7 maja 1999. [w:] *Górnictwo odkrywkowe*, 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.

- 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., Łączont M., Wojtanowicz J., 2002, *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.
- Coque R., 1962, *La Tunisie présaharienne*. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.
- Dear W.A., Howie R.A., Zussman J., 1966, *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, Harlow, England.
- Dłużewski M., 2003, *Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia*. [w:] M. Dłużewski (red.) *Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności*. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa, 77–101.
- Dłużewski M., 2004, *Ewolucja pola wydmowego w okolicach Douz*. Mat. Warsztatów Geomorfologicznych, Tunezja 15–29.04.2004, Warszawa, 71–82.
- Dymowska T., Dymowski W., Mityk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1984, *Cechy teksturalne osadów wydmowych pustyń Azji południowo-zachodniej*. Ann. Soc. Geol. Pol., Kraków.
- El-Baz F., Slezak M.H., Maxwell T.A., 1982, *Preliminary Analysis of Color Variations of Sand Deposits in the Western Desert of Egypt*, [w:] *Desert Landforms of Southwest Egypt: A Basis for Comparison with Mars*. Nat. Aero. and Space Adm., Washington, DC.
- Finkel, H.J., 1959, *The barchans of Southern Peru*. Jour. Geol., 67, 6, 614–647.
- Folk R.L., Ward W., 1957, *Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters*, J. Sed. Petrol., 27.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Buhmann D., 1982, *Translucent heavy minerals and clay minerals in Tertiary sediments of Gołubin Stary and Kuleszewo (Poland)*. Pr. Muzeum Ziemi, 35, 89 – 109.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1992, *Desertification in the light of sedimentological features of dune deposits*, Geogr. Pol.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Selected textural features of deposits and their interpretation value*. [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Researches of Quaternary sediments, some method and interpretation of the results*. WGiSR UW, Warsaw, 29–105.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. Prac. Sedymetolog., Wydział Geografii i Studiów Reg., Warszawa, 141.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., 1995, *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa.
- Oleil J., 1994, *Les juifs au Sahara, le Touat au moyen-age*. CNRS-histoire.
- Pettijohn F. J., (1975), *Sedimentary rocks*. Harper and Row, New York, N. Y., 628.
- Pietrow M.P., 1976, *Pustynie kuli ziemskiej*. PWN, Warszawa.