

Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra*

Maciej Dłużewski

Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Kazimierz Krzemień

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail: k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Duża różnorodność elementów środowiska przyrodniczego obszaru badań na pograniczu AntyAtlasu i Sahary ma zasadniczy wpływ na życie miejscowej ludności i z tego powodu zasługuje na dokładniejszą analizę. Ta różnorodność związana jest nie tylko ze zróżnicowaniem struktur geologicznych i rzeźby, ale także z przejściowością klimatu. Zależnie bowiem od pory roku badany obszar znajduje się pod wpływem klimatu śródziemnomorskiego lub klimatu skrajnie suchego. Skutki tej przejściowości omówione będą szerzej na różnych przykładach.

Położenie obszaru badań

Obszar badań położony jest w regionie Coude du Dra, na południu Maroka przy granicy z Algierią (ryc. I, II). Od północy ograniczony jest monoklinalnym dwudzielnym grzbietem Jebel Bani wznoszącym się do wysokości 1456 m n.p.m. wchodzącym w skład południowej części AntyAtlasu. Jebel Bani jest typowym progiem strukturalnym ze stromym skłonem o ekspozycji N i łagodnie nachylonym skłonem S, nawiązującym bardzo wyraźnie do upadu skał podłoża. Grzbiet ten rozcięty jest licznymi korytami rzek epizodycznych, krótkimi na skłonie N i dłuższymi na skłonie S. Od południa badany region ograniczony jest przez równoleżnikową krawędź rozległej kamienistej wyżyny Hamady du Dra, wznoszącej się do wysokości około 770 m n.p.m., położonej już po stronie algierskiej. Zachodnią granicę wyznacza – obecnie epizodyczne – jezioro Iriqui, a wschodnią, boczny grzbiet Jebel Bani – pasmo Beni Selmane oraz oaza Mhamid, w której znajduje się największa w badanym obszarze miejscowość (2000 mieszkańców) o tej samej nazwie.

Coude du Dra stanowi równiną powierzchnię położoną na wysokości od 550 m n.p.m. w części wschodniej do 450 m n.p.m. w części zachodniej. Środkową część badanego obszaru zajmuje równoleżnikowa, szeroka dolina ouedu Dra. Źródła tej rzeki położone są w odległości około 400 km na południowych stokach Atlasu Wysokiego. Jest ona głównym dostarczycielem wody do badanego obszaru.

Zarys budowy geologicznej i rzeźby terenu

Z analizy mapy geologicznej (ryc. III) wynika, że obszar Coude du Dra i najbliższe okolice budują skały paleozoiczne od ordowiku do dewonu, zapadające monoklinalnie w kierunku południowym. Grzbiet Jebel Bani budują ordowickie piaskowce, piaskowce kwarcytowe i szarozielone iły. W obrębie tych utworów lokalnie występują jurajskie intruzje dolerytowe jako dajki i sille. Obszar ten budują

* Artykuł publikowany w książce pt.: Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności pod redakcją Macieja Dłużewskiego, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa 2003, s. 11–44.

więc zarówno skały stosunkowo odporne na działanie procesów erozyjnych jak i skały mało odporne. Z tego względu obszar ten charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą terenu. W wyniku trzeciorzędowych ruchów wznoszących AntyAtlasu pierwotnie horyzontalnie ułożone warstwy skalne Jebel Bani uległy nachyleniu. Wzmoczona działalność erozyjna w okresach pluwialnych spowodowała wyerodowanie mało odpornych skał. Materiał ten był wynoszony na przedpole Jebel Bani i akumulowany w postaci kilku poziomów rozległych stożków aluwialnych budujących równinę Coude du Dra. U podnóża Jebel Bani występują fragmenty pięciu poziomów teras akumulacyjnych lub utrwalonej glacie przeważnie lokalnie nadbudowanych stożkami napływowymi. Są to:

1. Terasy najniższe z okresu pluwialnego Rharbien (postglacjał) z najmłodszymi osadami, głównie mułkami i glacie przykryte najmłodszymi osadami,
2. Terasy niskie z pluwialnego okresu Soltanien, który dla Afryki Północnej jest odpowiednikiem zlodowacenia Würmu (Coque 1977),
3. Terasy średnie z okresu pluwialnego Tensiftien (opowiednik zlodowacenia Riss i interglacjału Riss/Würm) oraz glacie utrwalone i stożki napływowe z tego okresu,
4. Terasy starsze z okresu Amirien (odpowiednik zlodowacenia Mindel i interglacjału Mindel/Riss), glacie utrwalone i stożki napływowe z tego okresu,
5. Terasy najstarsze z okresu Salétien (odpowiednik zlodowacenia Günz i interglacjału Günz/Mindel), glacie utrwalone i stożki napływowe z tego okresu.

Rozległe równiny aluwialne powstałe w czasie panowania warunków klimatycznych charakteryzujących się większą wilgotnością określane są jako „feija”. Grzbiety I i II, w przewodzie dwudzielnego Jebel Bani są zbudowane z litych i odpornych skał, głównie piaskowców kwarcytowych. Rozdzielają one trzy feija: Fezouata – na północy, charakteryzująca się dużą rozciągłością, Ktaoua – zdecydowanie mniejsza, położona w rejonie Tagounite i trzecia – w rejonie Mhamid (ryc. III). Feija Fezouata rozciąga się od Foum Zguid i sięga poza Zagorę. Kolejna – Feija Ktaoua stanowi kotlinowate obniżenie o przebiegu południkowym osiagające maksymalną szerokość w okolicy Tagounite. Trzecie obniżenie wcięte jest w mało odpornych łupkach sylurskich na przedpolu Jebel Bani. Jest to szerokie obniżenie rejonu Mhamid, rozciągające się na wschód od tej oazy, przechodzące stopniowo w Feija Tazzarine-Tarnbalt (Joly 1962) i w kierunku – zachodnim w rejon Coude du Dra (ryc. III).

Od południa do równiny aluwialnej Coude du Dra przylega Hamada du Dra (Jebel Quarkiz) zbudowana ze skał dewońskich, głównie wapieni. Budowa geologiczna, a także rzeźba tego obszaru odpowiada w dużym stopniu pozostałym marokańskim hamadom. Wierzchowina Hamady, charakteryzująca się małym zróżnicowaniem rzeźby, jest ograniczona od północy wyraźnym progiem strukturalnym oddzielającym ją od równiny. Na przedprożu tego regionu występują góry świadki np. Glib, Zegdau, El Azig, Gour Idergane, Garete Khadem, powstałe w wyniku działania intensywnych procesów denudacyjnych w rejonie przykrawędziowych powierzchni strukturalnych Hamady du Dra.

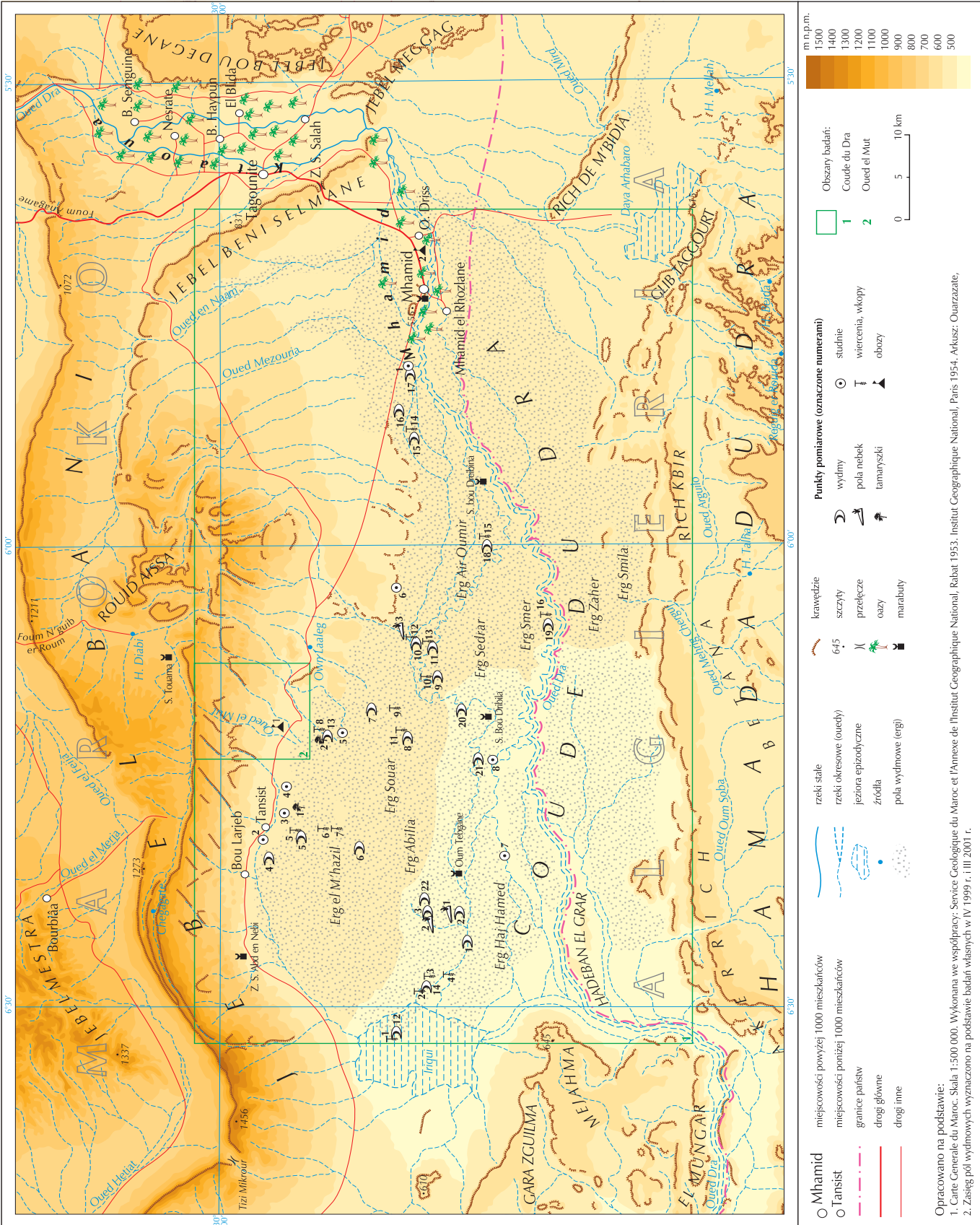
Obszar będący przedmiotem badań – obniżenie Coude du Dra – położony pomiędzy regionami Jebel Bani i Hamada du Dra zasypyany został materiałem aluwialnym, w większości plejstocénskim i holoceńskim, zakumulowanym w formie stożków aluwialnych lub powierzchni terasowych utworzonych w okresach pluwialnych przez rzekę Dra¹. Współczesna powierzchnia obniżenia pokryta jest w większości przez różnego typu formy genezy eolicznej – głównie barchany, wydmy barchanoidalne oraz pola piasków przewianych. Pola wydmowe wznoszą się tu do 111 m nad otaczający teren. Obszarem pozbawionym wydm jest jedynie dno szerokiej doliny ouedu Dra, który charakteryzuje się roztokowym, żwirowym, a więc szerokim i wielokanałowym korytem.

Klimat²

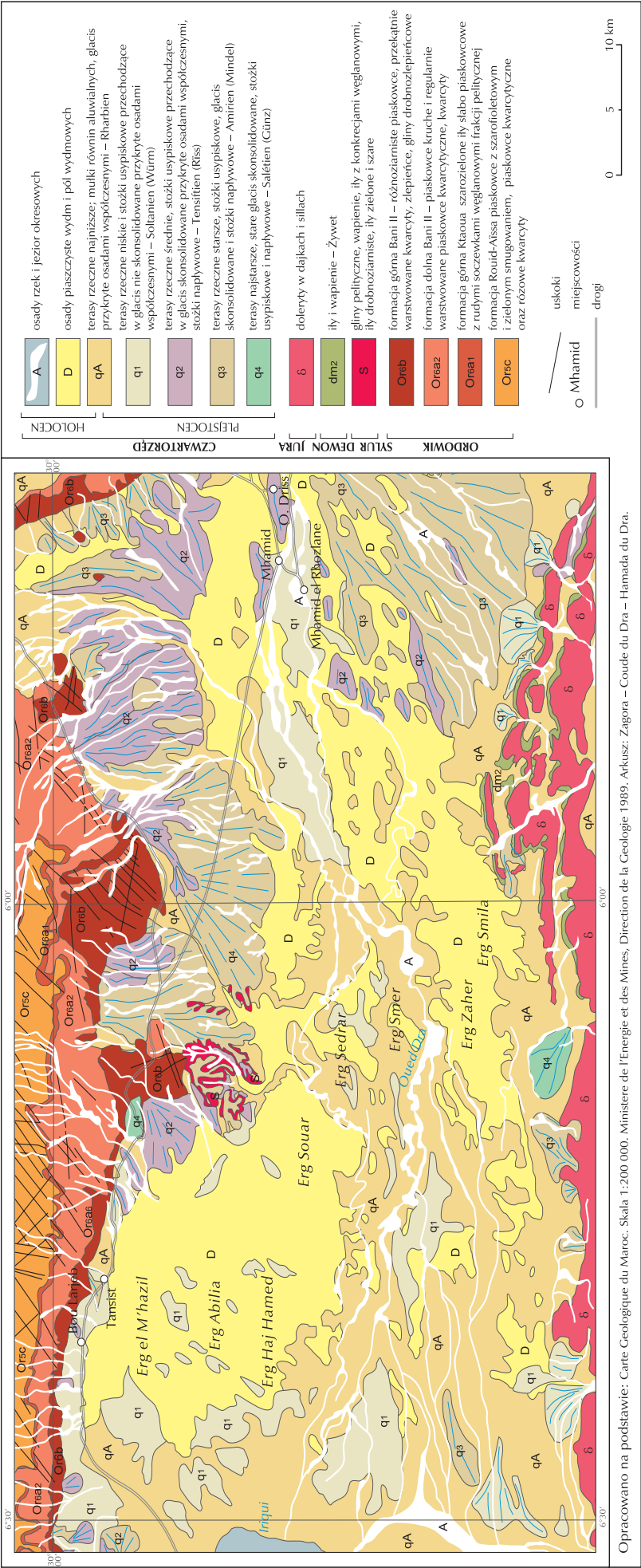
Szczegółne położenie geograficzne badanego obszaru – na zapleczu pasm górskich Atlasu – skłania do postawienia pytania: w jakim stopniu badany obszar jest klimatycznie, a w związku z tym i hydrologicznie, zależny od tych pasm górskich? W klimatycznej analizie trzeba więc brać pod uwagę także

¹ porównaj Alimen (1957a) i (1957 b).

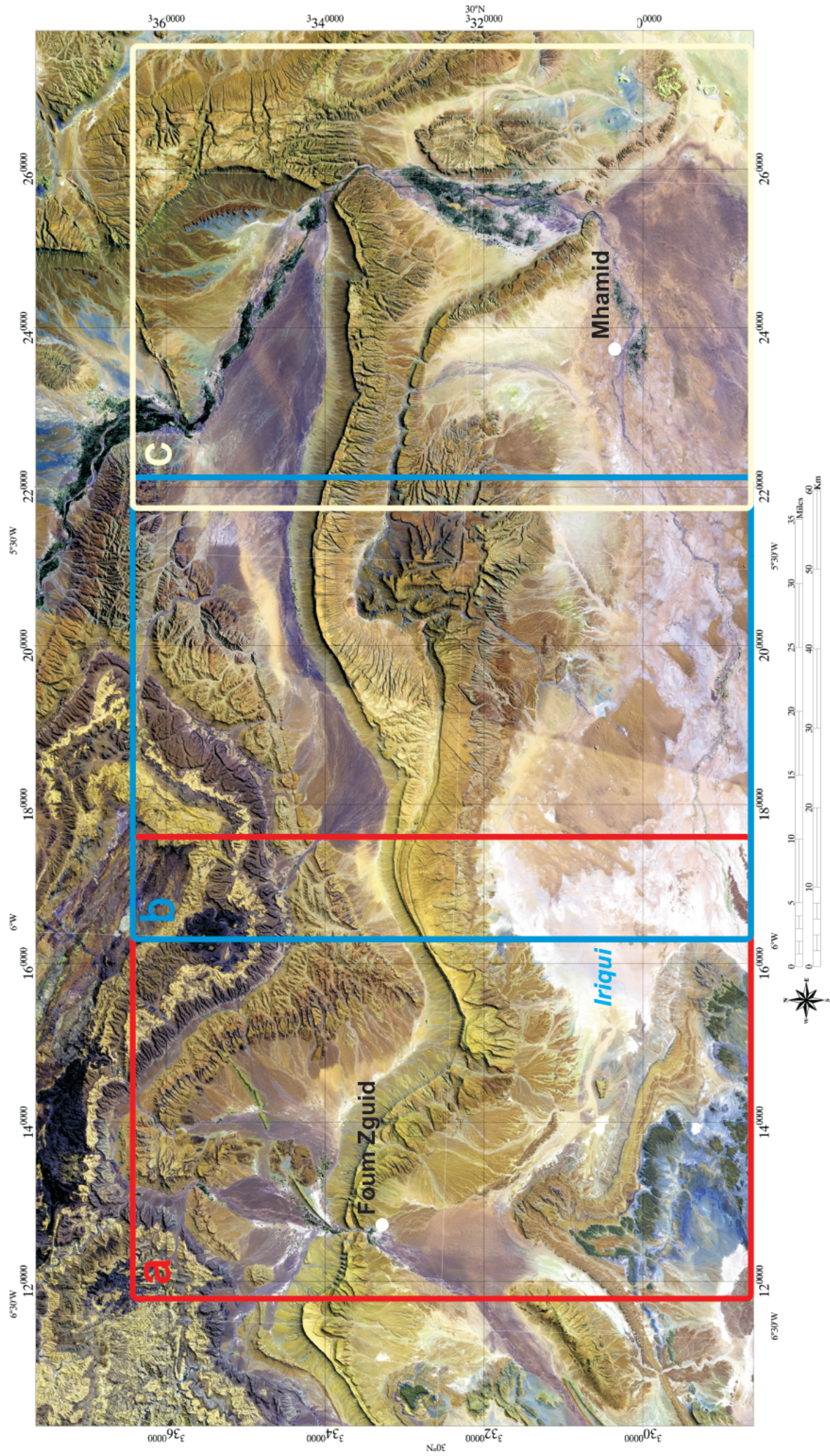
² Dane dotyczące klimatu omawianego regionu pochodzą z najbliższej stacji meteorologicznej – Tagounit znajdującej się na NE od Mhamid.



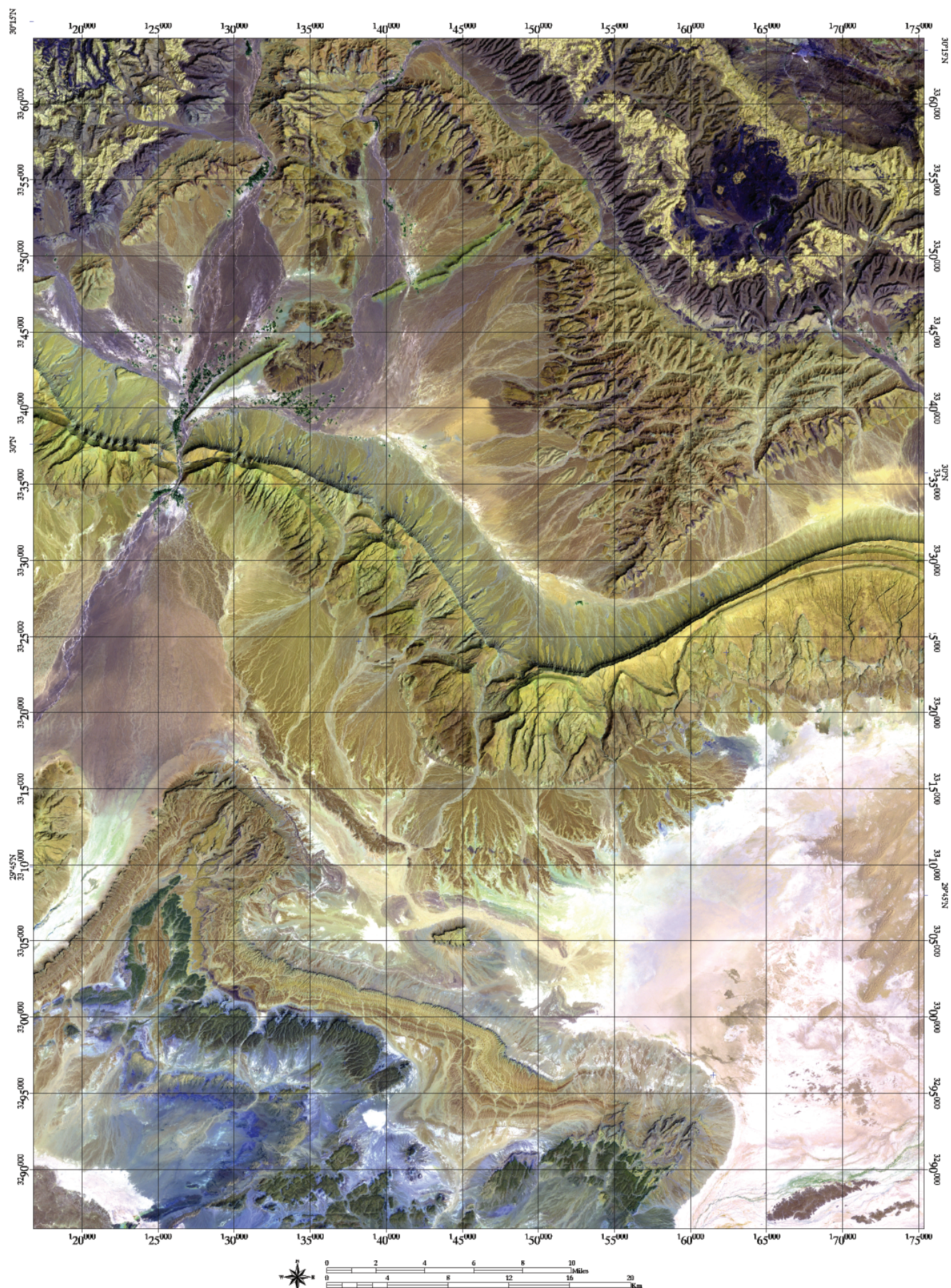
Ryc. II. Mapa lokalizacyjna punktów pomiarowych obszaru Coude du Dra.



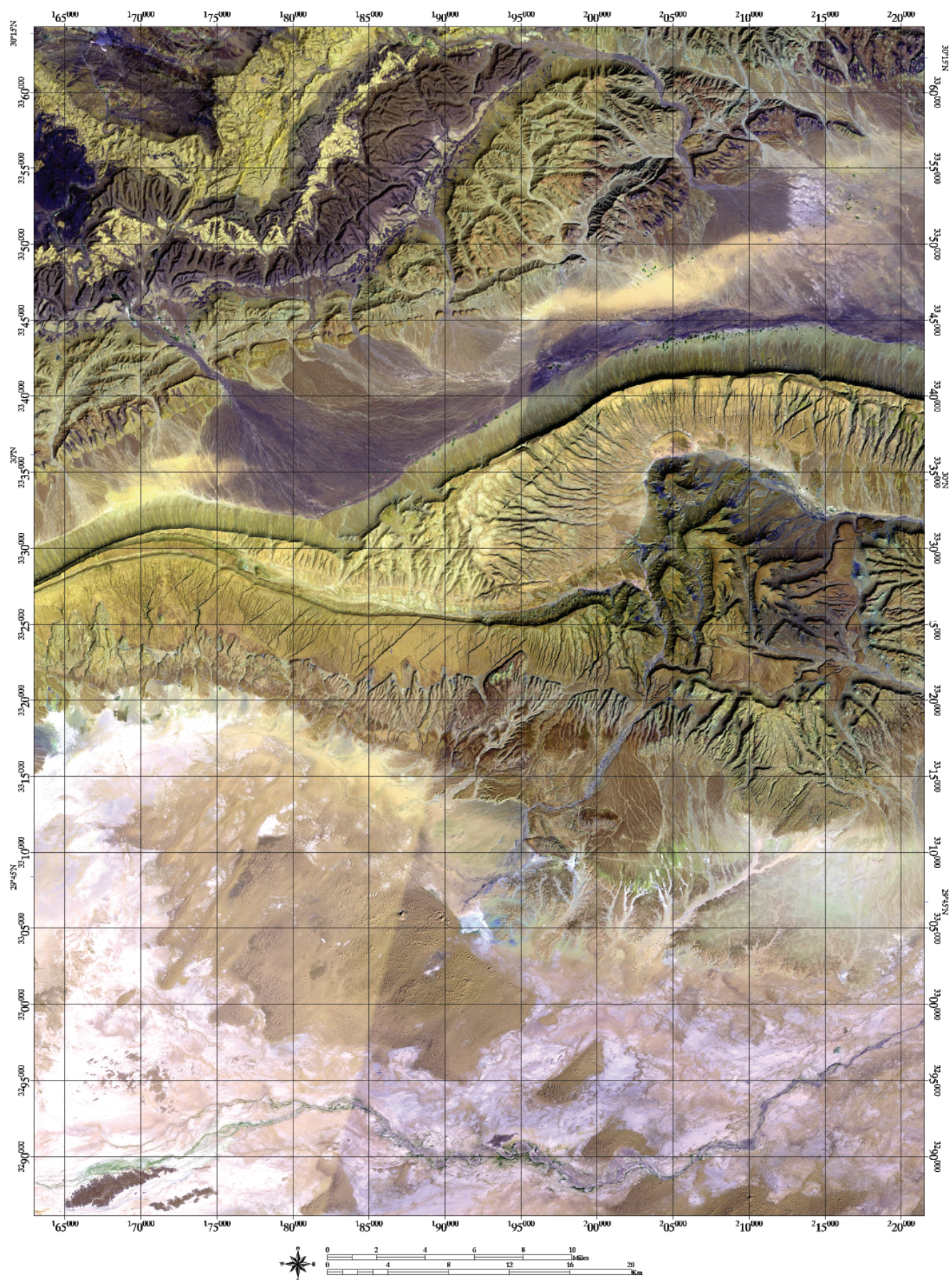
Ryc. III. Mapa geologiczna obszaru Coude du Dra.



Ryc. IV. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



Ryc. Va. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część zachodnia), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



Ryc. Vb. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część centralna), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



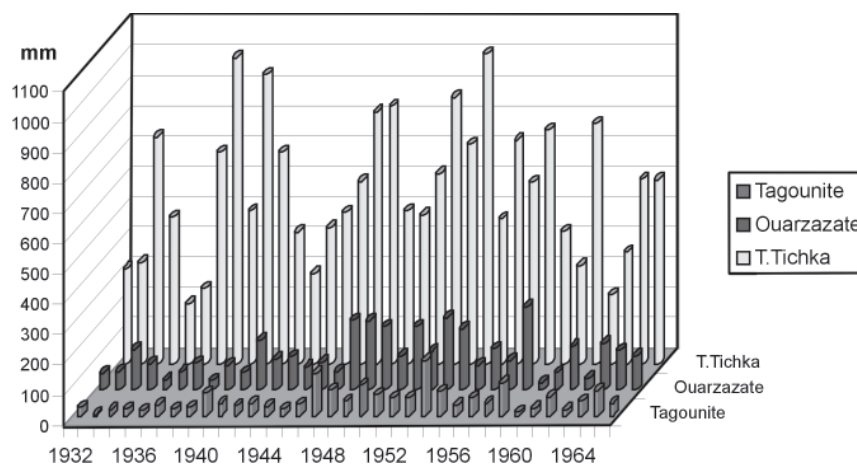
Ryc. Vc. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część wschodnia), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.

klimat co najmniej południowego Atlasu Wysokiego, ponieważ tutaj znajdują się właściwe źródła zasilania w wodę rzeki Dra. Z tego punktu widzenia, klimat AntyAtlasu jest istotny jedynie w zakresie obszaru południowych stoków Jebel Bani, ponieważ większość epizodycznie płynących nimi rzek odprowadza swoje wody na południe. Wielkość opadów, zarówno w granicach badanego obszaru, jak i w szczególności w dorzeczu rzeki Dra, ma zasadniczy wpływ na wielkość przepływu rzeki, a co się z tym wiąże – na poziom wód gruntowych w badanym terenie.

Dla pełnego obrazu warunków klimatycznych, jak również ich wpływu na badany obszar, przedstawiona zostanie rozszerzona terytorialnie charakterystyka wybranych czynników klimatycznych wpływających nie tylko bezpośrednio, ale i pośrednio na badany obszar.

Klimat badanego obszaru należy do klimatów pustynnych kontynentalnych. W lecie obszar ten leży w zasięgu niżu saharyjskiego (względnie na jego północnych obrzeżach). Charakteryzuje się występowaniem opadów wywołanych przesuwaniem się strefy wiatru zachodniego niosącego wilgotne powietrze znad Oceanu Atlantyckiego na południe. Opady występują jednak niezwykle rzadko z uwagi na trudną do pokonania dla napływających mas powietrza przeszkodę orograficzną w postaci gór Atlasu. W lecie wiatr przynoszący deszcz zastępowany jest przez równomiernie wiejący północno-wschodni pasat, który bardzo silnie wysusza nie chronione orograficznie obszary oazy Mhamid i całego badanego regionu. Opady pojawiają się jedynie podczas występowania zjawisk o charakterze cyklonalnym, które dzięki dużemu zasięgowi pionowemu umożliwiają przemieszczenie się wilgotnych mas powietrza ponad południowo-zachodnią część Atlasu Wysokiego. Opady te występują szczególnie na zachodnich stokach AntyAtlasu, ale część z nich dociera do oaz doliny Dra jak również nad omawiany obszar.

Rozkład opadów, charakterystyczny dla całego północnego obrzeżenia Sahary na obszarze Maroka, Algierii i Tunezji, jest bardzo nierównomierny zarówno w cyklu sezonowym jak i w cyklu wieloletnim. Nierównomierność ta występuje zarówno na badanym obszarze jak i na obszarach górskich położonych bardziej na północ (ryc. 1). Dla stacji Tagounite położonej 600 m n.p.m. średnia roczna suma opadów wynosi 52,9 mm, maksymalna 182,3 mm, natomiast minimalna 6,2 mm, a więc około 30 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Dla stacji Ouarzazate znajdującej się u zbiegu dwóch rzek, których połączenie daje początek rzece Dra, położonej na wysokości 1162 m n.p.m., średnia roczna suma opadów wynosi 117,7 mm, natomiast maksymalna 274,6 mm, a minimalna 24,6 mm, a więc jest około 11 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Dla stacji położonej na przełęczy Tichka na wysokości 2100 m n.p.m., w miejscu reprezentującym najwyżej położone obszary zlewni rzeki Dra, średnia roczna suma opadów wynosi 562,5 mm, natomiast maksymalna 1025,0 mm, a minimalna 200,0 mm, to jest około 5 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Wyniki te wskazują na zwiększanie się nierównomierności opadów wzdłuż doliny Dra w kierunku południowym.



Ryc. 1. Średnia roczna suma opadów w latach 1932–1966 dla stacji Tagounite, Ouarzazate, T. Tichka (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Dodatkowym czynnikiem, mającym wpływ na nierównomierność przepływu w rzece Dra, jest zróżnicowane rozmieszczenie wielkości opadu w górnej części dorzecza, najważniejszej dla zasilania rzeki.

Można stwierdzić, że stacje położone w obszarze źródłowym Imini-Quarzazate³, północno-zachodniego dopływu rzeki Dra, wykazują wyraźnie większe roczne sumy opadów niż stacje znajdujące się w północno-wschodniej części dorzecza Dra, wzdłuż dopływu Dades⁴.

Duża zmienność wielkości opadów stanowi przede wszystkim podstawową przeszkodę w uprawie ziemi, a w szczególności w planowaniu zabiegów irygacyjnych. Znaczenie wielkości i równomierności opadów zdecydowanie rośnie w kierunku południowym. Jeżeli opady nie pojawią się w górach, znaczenie opadów na południu zdecydowanie wzrasta, ponieważ są one wtedy jedynym dostarczycielem wody dla pól uprawnych oraz stanowią podstawowe źródło zasilania wód gruntowych.

W rozmowach przeprowadzonych z rolnikami w oazie Mhamid wspomniano rok 1969: „Na jesieni, w końcu października przez dwa dni padało w regionie Mhamid. Pola zostały zalane i nasyczone wodą. Jednak podczas długotrwałego lokalnego wiatru *sirocco*⁵, gleby zostały wysuszone, a zboże wyschło krótko po wykiełkowaniu. W Atlasie Wysokim opady były niewielkie, a więc rzeka Dra nie przyniosła więcej wody. Jednak pod koniec listopada spadł w Mhamid niewielki deszcz (ok. 3 mm), który pozwolił ożywić zboże”.

Mimo tak dużej zmienności, na podstawie analizy miesięcznych wartości opadów (ryc. 2) można wnioskować, że prawie połowa opadu przypada na miesiące jesienne; zima i wiosna charakteryzują się podobną wielkością opadów, natomiast zdecydowane minimum lub nawet całkowity brak opadu przypada na miesiące letnie (tab. 1).

Opady jesienne są najważniejsze dla rolnictwa. Na rycinie 2 wyraźnie widoczne są dwa maksima opadów w ciągu roku: pierwsze – od września do grudnia i drugie, krótsze – w marcu, przy czym okres jesienno-zimowy jest ważniejszy, ponieważ w tym czasie następuje siew zbóż. Jeżeli wiosenny szczyt opadów opóźni się i wystąpi dopiero w okresie zbiorów przypadających w połowie kwietnia, zboże staje się niepełnowartościowe.

Inny problem pojawia się, gdy jesienne opady rozpoczną się za wcześnie, np. na początku września, co według miejscowej ludności często się zdarza. Ponieważ nie można być pewnym, czy nastąpią dalsze opady podczas jesieni, należy rozpocząć siew już na początku lub w połowie września. Jeżeli jednak w późniejszym okresie opady deszczu nie wystąpią, zasiane zboże wyschnie pod wpływem wysokich temperatur panujących we wrześniu. Natomiast jeżeli opady wystąpią, może dojść do szybkiego rozwoju roślinności. W tym przypadku kłosa mogą rosnąć zbyt szybko i zapylenie wypadnie w zimnym miesiącu styczniu. Także w tym wypadku zbiory są zredukowane.

Obydwa szczyty opadów przedzielone są dwiema porami suchymi:

1. Susza zimowa: styczeń–luty,
2. Susza letnia: maj–sierpień.

Obecnie, gdy większość pól uprawnych w oazach jest nawadniana, znaczenie zmienności nie jest już tak istotne. Nie można natomiast nie doceniać jej wpływu na stosunki wodne na badanym obszarze, poza oazą Mhamid. Tam, gdzie znaczna część powierzchni od wielu lat nie jest zalewana przez wody powodziowe rzeki Dra, opady pozwalają na lokalne podnoszenie się wód gruntowych, a przede wszystkim prowadzą do wykształcenia się efemerycznych powierzchni łąkowych, niezwykle ważnych dla koczowniczej gospodarki pasterskiej.

Charakterystykę zmienności temperatur dla badanego obszaru przedstawiono na podstawie danych dla stacji meteorologicznej w Tagounite⁶. Średnia roczna temperatura w Tagounite wynosi 22,8°C. Roczny rozkład temperatury (ryc. 2) jest bardzo niekorzystny zarówno dla ludności zamieszkującej te obszary jak i dla zwierząt hodowlanych oraz większości roślin uprawnych. Do występujących temperatur dostosowują się tylko palmy daktylowe. W okresie letnim zboża nie przetrzymują wysokich temperatur, dlatego też nie przeprowadza się zasiewów letnich. Nie mogą być one uprawiane nie tylko z powodu ekstremalnych temperatur, ale także z powodu niedostatecznej ilości wody, której jak już wspomniano, region nie posiada w nadmiarze.

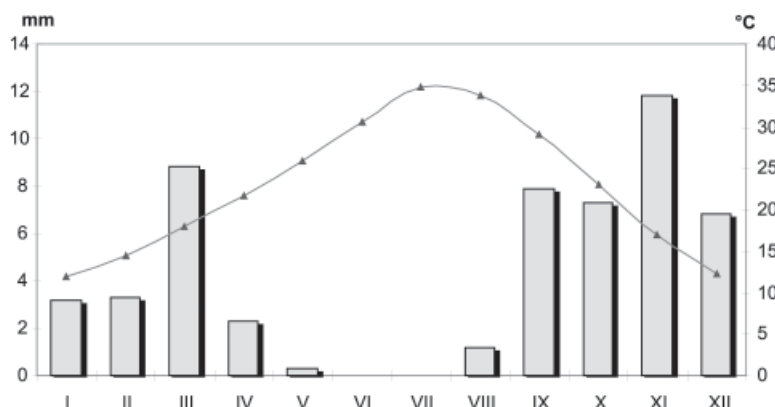
W Tagounite minimalna temperatura zanotowana została w styczniu –5,2°C (tab. 2), natomiast średnia roczna minimalna – około 4°C (ryc. 3). Średnie roczne temperatury maksymalne mierzone w ciągu 36 lat wynoszą około 40°C (ryc. 3), przy maksymalnej temperaturze wynoszącej aż 50,2°C. (tab. 2). Najwyższe dodatnie wartości absolutne przypadają na lipiec.

³ Tichka, Irherm

⁴ M'Semrir, Boumalne, El Kelaa, Skoura

⁵ *sirocco* – gorący wiatr z kierunków południowych

⁶ Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969



Ryc. 2. Średnie miesięczne temperatury i sumy opadów w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A i Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Miesięczne temperatury ekstremalne charakteryzują się bardzo dużymi amplitudami, niezależnie od pory roku (tab. 2, ryc. 4). Amplituda temperatur w styczniu wynosi aż 34,4°C, natomiast w lipcu 32,2°C.

Dobowy przebieg temperatury w badanym obszarze jest również niezwykle ważny. Dobowe amplitudy temperatur, osiągające wartość do 30°C, są uciążliwe głównie dla ludności oraz dla upraw roślin. Szczególnie odczuwalny jest spadek temperatury następujący wraz z zachodem słońca. W nocy temperatura spada nadal i nad ranem osiąga najniższe wartości, aby tuż po wschodzie ulec gwałtownemu podwyższeniu.

Tabela 1. Średnie sezonowe i roczne temperatury i opady w Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 3/II A)⁷.

Pora roku	Temperatura (°C)	Opady	
		mm	%
Jesień	23,0	26	49
Zima	12,9	13	25
Wiosna	21,8	12	22
Lato	33,0	2	4
Rok	22,6	53	100

Kolejnym czynnikiem klimatycznym, mającym ogromne znaczenie dla środowiska omawianego obszaru jest parowanie (ryc. 5). Na duże wartości jakie potencjalnie może osiągać ten czynnik, podstawowy wpływ ma występowanie w badanym obszarze wysokich temperatur, wyjątkowo niska wilgotność powietrza oraz prawie stale wiejący wiatr. Brak jest danych dotyczących parowania rzeczywistego, ale niewątpliwie osiąga ono znacznie niższe wartości. Podstawową przyczyną składającą się na ten stan są niskie wartości opadu, a także brak zbiorników wodnych wypełnionych wodą. Określenie wielkości parowania potencjalnego jest dla badanego obszaru dyskusyjne, a wartości dotyczące tego zjawiska, podawane w literaturze, są dość niejednoznaczne. Średnia roczna wartość podana w 1971 roku wynosi 3369 mm⁸. Potencjalne parowanie roczne na przedpolu Atlasu wynosi średnio według Przybyłka (1993) 4059 mm. Dubief (1960) dla Tagounite podaje wartość 2900 mm/rok. Jeżeli postrzegamy dane Dubiefa jako zaniżone, to dane podane przez Capot-Reya (1953b), określające wielkość parowania na 5042,7 mm/rok, należy uznać za zawyżone.

Wiatr postrzegany jest jako jeden z głównych czynników klimatycznych wpływających na badany obszar, zwłaszcza jako czynnik rzeźbotwórczy mający podstawowe znaczenie dla procesów eolicznych, szczególnie procesu deflacji oraz procesu tworzenia akumulacyjnych form eolicznych. Wiatr ma istotny lecz niekorzystny wpływ na gospodarkę tego regionu. Cechuje się on dużą zmiennością zarówno pod

⁷ Rapp. Dra, 3/II A.

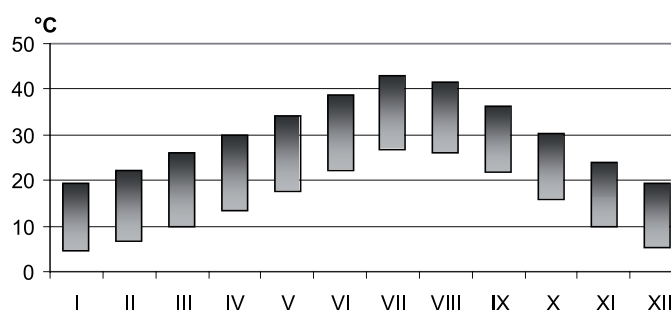
⁸ Rapp. Dra, 2/III A.

względem siły, jak i częstości występowania oraz znaczą stałością kierunku. Można wyróżnić dwa okresy o najwyższej częstości występowania wiatru: pierwszy – przełom letnio-jesienny i drugi – przełom wiosenno-letni. Dodatkowo można stwierdzić, że szczególnie w okresie lata, gdy badany obszar znajduje się pod wpływem oddziaływania pasatu przeważa wiatr północno-wschodni. Bardzo negatywny wpływ na uprawy rolnicze z powodu wysuszającego oddziaływania mają przede wszystkim dwa typy wiatru:

1. *Chergui* (wiatr wschodni),
2. *Sirocco* (wiatr południowy).

Tabela 2. Absolutne temperatury ekstremalne w Tagounite (1931-67) (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A)⁹.

miesiąc	styczeń		lipiec	
temperatura (°C)	min.	max.	min.	max.
	-5,2	29,2	18,0	50,2



Ryc. 3. Średnie miesięczne amplitudy temperatur ekstremalnych w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Jeżeli taki wiatr występuje przez dłuższy okres, to całkowitemu wyschnięciu mogą ulec wszystkie uprawy. Już po trzech dniach Chergui świeżo nawodnione pole wysycha całkowicie i trzeba je nawadniać od nowa¹⁰. Inne skutki tego typu wiatru to przedwczesne dojrzewanie zboża lub przedwczesne jego wysuszenie, co przeważnie przyczynia się do dużych strat w zbiorach¹¹. Ponadto taki wiatr powoduje burze piaszczyste negatywnie wpływające na codzienne życie miejscowej ludności, utrudniające oddychanie, znacznie ograniczające widoczność itp. Burze te są również przyczyną przemieszczania się wydm stanowiących zagrożenie dla systemów irygacyjnych, ciągów komunikacyjnych itp. W oazie Mhamid przemieszczanie się wydm powoduje zasypywanie domów i budynków gospodarczych, a także części pól uprawnych. Lotne piaski wkraczają do oazy, między zabudowania i do ogrodów. W obrębie oazy powstają wydmy o wysokości do kilku metrów. Proces rozprzestrzeniania się wydm dotyczy też innych regionów w obszarze północnego obrzeżenia Sahary i prowadzi do niekorzystnych zmian warunków naturalnych (Dłużewski 2000).

Charakterystyka wód powierzchniowych i podziemnych

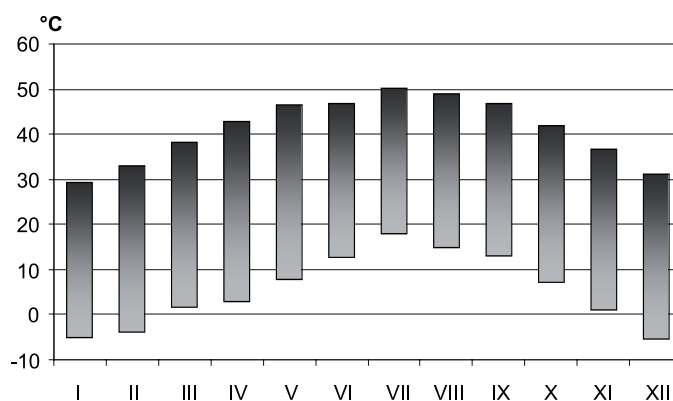
Układ sieci rzecznej badanego obszaru wraz z obszarami otaczającymi został ukształtowany w czasie procesu pedyplanacji, który miał miejsce w oligocenie. Istniejące wówczas rzeki (m.in. Dra) znajdowały się w obszarze podlegającym ruchom tektonicznym fałdowania alpejskiego. Gromadziły one swoje aluwia na południowym obrzeżeniu AntyAtlasu. W pliocenie prawie wszystkie rzeki wypływające z AntyAtlasu wpadały do wielkiego „jeziora hamadyjskiego”. Ostateczne wypiętrzenie AntyAtlasu mające miejsce w okresie plio-villafranchian przerwało ten stan równowagi; dno jeziora zostało zdeformowane, co w konsekwencji spowodowało stopniowy spadek poziomu wody i ostatecznie jego wyschnięcie. W rejonie

⁹ tab. 2, ryc. 4 na podstawie: Rapp. Dra, 2/III A.

¹⁰ informacje od rolników z Mhamid

¹¹ oszacowane wg Mennesson'a (1966): 70% strat zbiorów spowodowanych zostało działalnością wiatru.

jeziora powstał ciek odprowadzający wodę z Antyatlasu w kierunku Oceanu Atlantyckiego. Okres ten charakteryzował się ponadto stopniowym wzrostem głębokości koryt rzecznych wskutek przewagi procesów erozyjnych nad akumulacją. Intensywne ruchy orogeniczne, odpowiedzialne za ten proces, doprowadziły nawet do rozcięcia przez ówczesne rzeki utworów prekambryjskich, wyznaczając ostatecznie przebieg koryt rzecznych tego regionu (Ambroggi, Choubert 1952).



Ryc. 4. Absolutne miesięczne amplitudy temperatur ekstremalnych w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

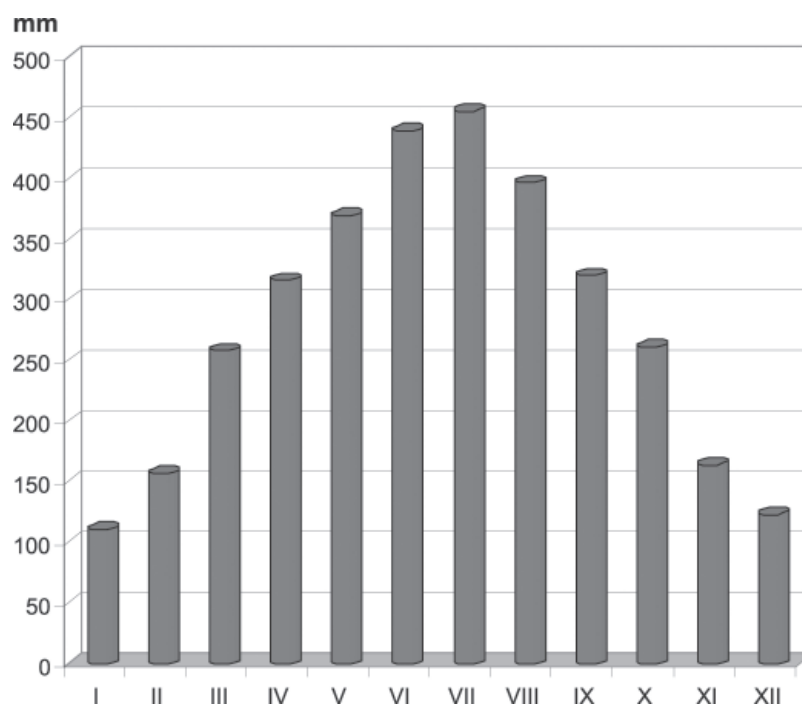
Współcześnie rzeka Dra powstaje z połączenia dwóch dużych rzek wypływających z Atlasu Wysokiego: rzeki Imini-Ouarzazate i rzeki Dades. Powierzchnia jej dorzecza wynosi 13500 km². Dra przecina Antyatlas z NW na SE tworząc na długości 240 km wąwóz wyżłobiony w utworach prekambryjskich. Następnie dopływa do regionu przedsaharyjskiego w miejscowości Mhamid. Między oazami Ktaoua i Mhamid Dra tworzy zakole zmieniając bieg na zachodni, w kierunku oceanu, który osiąga po 600 km przepływu przez tereny pustynne. Miejscem charakterystycznym na trasie ouedu jest Jezioro Iriqui, rozległa niecka o płaskim dnie, która obecnie wypełnia się wodą jedynie epizodycznie.

Zgodnie z przedstawioną charakterystyką klimatyczną, a w szczególności w związku z niewielką ilością opadów, elementem wpływającym w największy sposób na wody powierzchniowe i podziemne badanego obszaru są wody dostarczane przez rzekę Dra z gór Atlasu. Liczba koryt rzecznych, których bieg kończy się w rejonie badanego obszaru jest bardzo duża, jednak należy wziąć pod uwagę ogromną epizodyczność ich funkcjonowania. Rozległe suche koryta powstały w okresach, kiedy klimat panujący w tym terenie charakteryzował się zdecydowanie większą ilością opadów. Tylko sporadycznie, w czasie wystąpienia większych opadów nabierają one większego znaczenia prowadząc wodę, która lokalnie zasila warstwy wód gruntowych.

Po ulewnych deszczach w Atlasie rzeki wypływające na jego przedpolu mogą mieć bardzo wysokie przepływy. Np. w Ouedzie Guir na E od Erfoud przepływ w marcu 1959 r. wyniósł 2500 m³/s, a najwyższe przepływy w tym ouedzie na pograniczu marokańskim, które wystąpiły w latach 1915 i 1967 oszacowano na 5000–5500 m³/s (Roche 1973 vide Przybyłek 1993). Podczas takich przepływów przenoszone są ogromne ilości rumowiska korytowego. Według Roche'a (1973) w latach 1901–1967 bardzo wysokie przepływy Saoury na przedpolu Atlasu wystąpiły 40 razy, a więc średnio co 1,7 lat. W wieloleciu 1901–1950 czas przepływu w ouedach Guir i Saoura na przedpolu Atlasu wynosił średnio 13,5 dni na rok (Dubief 1963). Według Ambroggiego i Chouberta (1952) średni odpływ roczny Dra w rejonie Zagory jest bardzo zróżnicowany i wynosi około 100–300 mln m³. Maksymalne wartości odpływu rocznego zanotowano w latach 1942–1943 i wynosiły one 1300 mln m³. Według tych autorów woda rzadko pojawia się w ouedzie Dra w rejonie Mhamid, a jeszcze rzadziej w rejonie dawnego jeziora Iriqui – ze względu na duże parowanie, irygację w wyżej położonych odcinkach doliny i infiltrację w dnie ouedu.

Zgodnie z podaną wcześniej charakterystyką opadów można wyróżnić dla rzeki Dra dwa okresy o maksymalnym przepływie: pierwszy – w listopadzie, odpowiadający wysokim wartościom opadów jesiennych i drugi – występujący przeważnie w marcu lub kwietniu. Przepływ wody w Tagounite w tych okresach osiąga nawet 40–80 m³/s, a w szczególnych przypadkach (np. w roku 1949 i 1956) nawet 100 m³/s. Na podstawie informacji uzyskanych od miejscowej ludności można wnioskować, że w Mhamid

w obu okresach stały przepływ może się utrzymywać nawet przez cały miesiąc, natomiast po lokalnych burzach przepływ ogranicza się do paru dni lub maksymalnie do tygodnia. Dwóm okresom z wysokimi przepływami można przeciwstawić dwa okresy, w których stan wody w rzece jest najniższy. Ma to miejsce w zimie (grudzień/ styczeń) i w większym stopniu w lecie (od czerwca do sierpnia). Przepływ wody waha się wtedy w Tagounite średnio między $22 \text{ m}^3/\text{s}$ w listopadzie i $2 \text{ m}^3/\text{s}$ w sierpniu (Margat 1958). Do Mhamid woda w tych okresach dociera jedynie kanałami irygacyjnymi, natomiast naturalne koryto, szczególnie w okresie letnim, pozbawione jest wody całkowicie.



Ryc. 5. Średnie miesięczne parowanie potencjalne w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A).

W związku z dużą zmiennością średniej rocznej sumy opadów można również mówić o odpowiadającej jej dużej zmienności przepływu. Przykładem jest rok 1937, w którym w Tagounite sumaryczny odpływ wyniósł 70 milionów m^3/rok , co odpowiada średniej rocznej wartości przepływu $2 \text{ m}^3/\text{s}$. W roku 1948 rzeka Dra niosła prawie 900 milionów m^3 wody w ciągu roku, co odpowiada średniej $30 \text{ m}^3/\text{s}$ wody w ciągu całego roku (Guitonneau 1952). W okresie ekstremalnych przepływów w latach 1948/49, 1956, 1966, 1980 i 1991 wody rzeki Dra osiągnęły Ocean Atlantycki.

Dolina Dra powyżej miejscowości Mhamid na odcinku 200 km przegrodzona jest współcześnie przez 80 zapór o łącznej wydajności około $50 \text{ m}^3/\text{s}$. Zmagazynowana woda użytkowana jest głównie w celach irygacyjnych. Największa zapora – Mansur ad Dhabbi położona jest na południe od Ouarzazate. Została wybudowana w 1975 roku i spiętrza prawie połowę wód Dra, tworząc jezioro o powierzchni 45 km^2 i pojemności $0,56 \text{ km}^3$. Jej powstanie przyczyniło się do wydatnego obniżenia przepływu poniżej zapory i w znaczący sposób wpłynęło na zmniejszenie zasilania w wodę badanego obszaru. Obecnie do oazy Mhamid systemy irygacyjne mogą doprowadzić maksymalnie około 23 mln m^3 wody w ciągu roku¹², choć w czasie suchych lat jej ilość może się zmniejszać nawet kilkukrotnie.

W badanym obszarze występują dwa jeziora, wypełniające się obecnie wodą jedynie epizodycznie.

Jezioro Iriqui o powierzchni około 80 km^2 , pozostałość wielkiego „jeziora hamadyjskiego”, położone jest w zachodniej części badanego obszaru. Od 1995 roku pozostaje ono wyschnięte, a woda gromadzi się jedynie w utworach podpowierzchniowych, na głębokości ok. 5 m. Stan ten spowodowany jest znacznym

¹² Ilość wody wykorzystywana w Dolinie Dra w całym systemie irygacyjnym szacowana jest średnio na 280 mln m^3/rok (Rapp. Dra, 4/V A).

zmniejszeniem przepływu w ouedzie Dra, który w przeszłości był głównym źródłem zasilania tego jeziora. Obecnie jest ono sporadycznie zasilane podczas największych opadów przez niewielkie ouedy wypływające z położonego na północy pasma Jebel Bani. Powierzchnia misy jeziornej zmniejsza się także w wyniku zasypywania przez ruchome piaski wydmy El Mhazli, Abilia i Hajhamed.

Epizodyczne Jezioro Arhbaro, o powierzchni około 20 km², położone jest w południowo-wschodniej części badanego obszaru. Zasilane jest ono jedynie przez kilka epizodycznych, niewielkich ouedów, mających początek na północnym skłonie Hamady du Dra. Jego powierzchnia również podlega intensywnym procesom deflacyjnym.

Zasoby wód podpowierzchniowych są w tym obszarze stosunkowo niewielkie. Dotyczy to zarówno głębokich pokładów wodonośnych, jak również poziomów występujących w osadach teras rzecznych i stożków aluwialnych na głębokości do 15 m pod powierzchnią terenu. W głębokich ouedach pokłady wodonośne mogą być rozcinane, a woda może przesączać się do aluwii lub może nawet wypływać na powierzchnię. Chociaż warstwy wodonośne północnej części badanego obszaru w rejonie Jebel Bani I i II mają niewielką wydajność, gdyż występują w piaszczystych kwarcytycznych, są one jednak niezwykle ważne dla miejscowej ludności nomadycznej ze względu na wyjątkowo małe zasolenie wód. Naturalne lub sztucznie pogłębione ujęcia tych wód występują w kilku miejscach u podnóża pasma Jebel Bani, m.in. Oum Laaleg i studnie przy osadzie Tansist.

W dnach dolin rzecznych lub jezior, wypełnionych materiałem aluwialnym, występują płytko zalegające poziomy wód gruntowych o dużych wahaniami poziomu zwierciadła. Oued Dra tworzy największy przepływ podziemny, którego eksploatacja w okresach suchych zapewnia coroczne nawadnianie oaz położonych w dolinie Dra, aż do miejscowości Mhamid. Przepływ ten jest hamowany przez przykryte aluwiami progi skalne zbudowane z warstw piaszczysto-ilastych i kwarcytu, które powodują podniesienie poziomu wód podpowierzchniowych, co umożliwia wykorzystywanie ich do nawadniania terenów uprawnych. W dolinie Dra występuje pięć naturalnych progów, z których ostatni – w miejscu gdzie Oued Dra przekracza Jebel Bani II – wyznacza początek sieci nawadniającej oazę Mhamid. Próg ten ma ponadto kluczowy wpływ na zasięg i głębokość zalegania zwierciadła wód aluwialnych w badanym obszarze. Poniżej Mhamid równina aluwialna rozszerza się do około 20 km. Średnia miąższość aluwii w tym terenie wynosi od 20 do 25 m. Aluwia są bardzo zróżnicowane, w przewadze piaszczysto-ilaste z przewarstwieniami materiału frakcji żwirowej i głazowej, tworzącymi strefy podziemnego przepływu wody.

Głębokość zwierciadła wód gruntowych badanego obszaru wynosiła w 1967 roku od 2 m poniżej poziomu terenu w dolinie Dra do 3–8 m na obrzeżeniach tego obszaru.¹³ Obserwacje przeprowadzone wiosną w latach 1999 i 2001¹⁴, a więc w czasie występowania maksymalnych przepływów w rzece Dra, wskazują na zdecydowane obniżenie poziomu wód gruntowych w obszarze aluwialnym tej rzeki. W studni położonej w dolinie Dra (studnia 1), w której zasilanie w wodę związane jest w znacznej mierze z wielkością infiltracji wód powierzchniowych, poziom wód gruntowych wynosił 12 m p.p.t. Wydaje się, iż może to być jedną z konsekwencji regulacji górnego biegu rzeki Dra, a w szczególności wybudowania dużego zbiornika wodnego poniżej Ouarzazate. Na podstawie pomiarów w studniach (2, 3, 4, 5, 6) położonych w północnej części badanego obszaru stwierdzono, że poziom wód gruntowych obniżył się od roku 1999 do 2001 odpowiednio: studnia 2 – z 7,2 do 8 m p.p.t.; studnia 3 – z 4,60 do 6,30 m p.p.t.; studnia 4 – z 3,50 do 3,90 m p.p.t.; studnia 5 – z 7,05 do 8,10 m p.p.t.; studnia 6 – z 2,05 do 2,35 m p.p.t. Wartości te są również porównywalne z wartościami z roku 1967¹⁵, co wskazuje, że poziom wód gruntowych północnej części badanego obszaru nie uległ zasadniczym zmianom i pozwala wnioskować, iż zasilanie z głębokich poziomów wodonośnych nie podlega tak istotnym zmianom.

Ocenia się także, że maksymalne wartości poziomego przepływu wód gruntowych w strefie osadów korytowych Dra na badanym obszarze nie przekraczają 100 l/s osiągając średnio tylko około 20 l/s (Margat 1958). Ograniczenie poziomej wymiany wody jest jednym z głównych powodów wysokiej koncentracji soli. Zasolenie wód aluwialnych jest znacznie wyższe niż wód z głębszych warstw wodonośnych. Wzrasta ono stopniowo wzdłuż doliny Dra osiągając największe wartości poniżej Mhamid (max. 18 g/l, min.

¹³ Rapp. Dra, 3/II 1.

¹⁴ Pomiaru głębokości zwierciadła wód gruntowych wykonano w studniach nieużytkowanych lub użytkowanych sporadycznie.

¹⁵ Rapp. Dra, 3/II 1.

1,5 g/l, średniorocznie 5 g/l)¹⁶. Woda wykorzystywana do nawadniania w oazie Mhamid pochodzi przede wszystkim (75%) z systemów irygacyjnych zasilanych przez wody powierzchniowe rzeki Dra. Około 26% wody pochodzi z drenowania aluwialnych wód podpowierzchniowych, a tylko 5% ze studni wykorzystujących głębsze poziomy wód gruntowych (Margat 1958). Można więc wnioskować, że do wahań zasolenia przeważającej większości wód używanych do nawadniania pól uprawnych dochodzi w związku ze zmianą wielkości przepływu w rzece Dra. Należy ponadto dodać, że koncentracja soli w wodzie służącej do nawadniania pól uprawnych jest jednym z podstawowych czynników wpływających na jakość gleb, a w konsekwencji na możliwość ich wykorzystania w celach rolniczych. Nawadniając rocznie jeden hektar powierzchni, niezbędną w tych warunkach klimatycznych wodą o objętości około 15000 m³, zawierającą w 1 litrze 1 gram soli, wprowadza się w ziemię co najmniej 15 ton soli. Przez okres 100 lat równałoby się to 1500 tonom, czyli 1/10 masy ziemi w obszarze korzeniowym¹⁷.

Charakterystyka gleb

Gleby badanego regionu są typowe dla północnego obrzeżenia Sahary. Są one odbiciem występujących tam warunków geologicznych, rzeźby, klimatu i stosunków hydrologicznych.

Horyzont A – próchniczny – gleb występujących na tym obszarze wyróżnia się ubogą zawartością związków humusowych. Nie podlega on na ogół silnym procesom przemiany charakterystycznym dla innych szerokości geograficznych, ponieważ wmywaniu substancji mineralnych w głębsze poziomy glebowe przeciwstawia się bardzo intensywne parowanie powodujące odkładanie się większości minerałów już w górnym horyzoncie. Horyzont B – jako horyzont wmycia – nie jest dobrze wykształcony w klimacie charakterystycznym dla obrzeży pustyni, a często w ogóle nie występuje. Używając terminologii Ganssena (1965) można stwierdzić, że w badanym obszarze można wyróżnić gleby należące do szaroziemów pustynnych (Serosemen) charakteryzujących się tym, że w wyniku intensywnego wyparowywania wody najbardziej wzbogacane w minerały i sole są warstwy powierzchniowe (Ganssen 1965).

W dolinie Dra duża część górnych poziomów glebowych została zakumulowana w wyniku działalności wód powodziowych tworząc gleby aluwialne – fluvisole¹⁸. Pomiary wykazały, że epizodyczne wody powodziowe mogą zawierać w 1 litrze od 10 do nawet 50 g stałych składników¹⁹. Podczas powodzi o przeciętnej wielkości 2000 m³ wody/ha może zostać odłożone 4 kg materiału na metr kwadratowy, co odpowiada nowo akumulowanej warstwie o miąższości 3 mm. Aluwia te będące czynnikiem wpływającym dodatnio na jakość gleb, w konfrontacji z ogromną działalnością procesów erozji spowodowanych przez wody powodziowe, nie dają pożądanego efektu. Tempo oraz charakter odmładzania gleb będące wynikiem występowania epizodycznych powodzi w dolinie rzeki Dra są trudne do zmierzenia, a ich spodziewany pozytywny skutek nie został dotychczas dostatecznie udowodniony.

Obok gleb aluwialnych, charakterystycznymi dla badanego obszaru są gleby związane z działalnością procesów eolicznych – gleby nawiewane, a także świeże gleby, które podlegają długotrwałemu procesowi odnowy. W ich skład wchodzi zarówno gleby o miąższych profilach, charakteryzujące się przeważnie większym zasoleniem, jak również gleby o mniejszej miąższości profilu i niższym zasoleniu, występujące w badanym obszarze zdecydowanie częściej. W ich profilu możemy jednak zauważyć stwardniałe horyzonty wskazujące na zwiększone zasolenie danego poziomu. Gleby tego rodzaju występują przeważnie w sąsiedztwie obszarów uprawnych. Są one obecnie albo mniej intensywnie albo wcale nie zagospodarowane. Oprócz powyższych cech, gleby których geneza związana jest z procesami eolicznymi charakteryzują się wyraźnym poziomem humusowym, w którym zawartość substancji humusowych wynosi od ok. 1,5 do 2,5%. Dotyczy to przeważnie gleb o dużej miąższości profilu posiadających gliniastą strukturę. Mogą być one podzielone na dwie grupy:

1. Brązowe szaroziemie pustynne,
2. Subtropikalne gleby brązowe²⁰ (brązowe gleby półpustynne).

¹⁶ Rapp. Dra, 2/III B.

¹⁷ Rapp. Dra, 2/III C.

¹⁸ Dotyczy to wszystkich oaz północnej Sahary jeśli są nawadniane przez rzeki, które na dużych odcinkach mają epizodycznie wysoki poziom wody.

¹⁹ Rapp. Dra, 3/II 1.

²⁰ w rozumieniu Ganssena (1965).

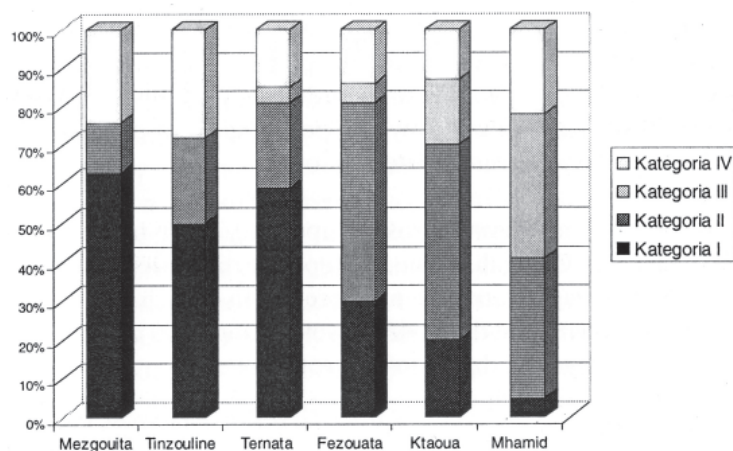
Różnice pomiędzy obydwoma grupami są dość płynne. Grupa 1 powstaje tam, gdzie obok zacienienia gleb, np. przez roślinność, występują różne wykwity solne. Grupa 2 występuje przede wszystkim w zadbanych, stale uprawianych oazach.

Innym rodzajem gleb występującym w przeważającej części badanego regionu, poza obszarami pokrytymi materiałem genezy eolicznej, są gleby halomorficzne (solonchaks). Z uwagi na dużą zawartość soli jaką się odznaczają, przeważnie nie wchodzą w skład gleb uprawnych. Najczęstszą przyczyną zasolenia jest bliskość zasolonych wód gruntowych. Gleby halomorficzne mogą jednak powstawać także w regionie oazy Mhamid, szczególnie w obszarze gdzie wody irygacyjne odpływają w sposób niekontrolowany, wsiąkają, a przy wyparowywaniu budują na powierzchni skorupy soli.

Gleby badanego obszaru oraz doliny Dra pod względem przydatności do wykorzystania rolniczego sklasyfikowano następująco²¹:

- Kategoria I – dozwolone wszystkie rośliny uprawne, które mogą rosnąć w danym klimacie. Gleby aluwialne, występujące na powierzchniach równinnych, dobrze napowietrzone, nadające się do irygacji. Są w przewadze średnioziarniste, a miąższość dochodzi nawet do ponad 90 cm. Nie wymagają żadnej szczególnej działalności agrotechnicznej.
- Kategoria II – niewielkie ograniczenia w uprawie roślin. Miąższość gleb 30-90 cm, niekorzystna tekstura – zbyt piaszczyste, zbyt kamieniste lub zbyt żwirowe. Ich zasolenie jest niewielkie, mogą w nich występować skorupy solne. Widoczne są różnice między brązowymi szaroziemami a subtropikalnymi, brązowymi glebami. Zaleca się używanie środków ulepszających.
- Kategoria III – bardzo duże ograniczenia w uprawie roślin. Gleby o niewielkiej miąższości profilu (mniej niż 20 cm), wykazujące zasolenie od średniego do dużego. Zawierają dużo kamieni lub żwirów. Środki ulepszające takie jak odpiaszczanie, usuwanie kamieni i użyźnianie są nieodzowne. Ich rentowność jest średnia.
- Kategoria IV – gleby praktycznie nieużyteczne ze względu na zasolenie (ponad 1%) oraz ich szkieletowość. Są charakterystyczne dla obszarów podlegających erozji, obszarów pól wydmyowych, powierzchni regów, stref wychodni skał itd. Ich użyźnianie jest praktycznie niemożliwe.

Klasyfikacja gleb nawiązująca do wymienionych powyżej kategorii (ryc. 6)²² pozwala wnioskować, że prawie połowa wszystkich uprawnych gleb w dolinie Dra należy do najwyższej kategorii I, natomiast do kategorii II należy 41%, a do III jedynie 12% uprawianych powierzchni użytkowych. Obszar na zachód od oazy Mhamid należałoby natomiast zaliczyć w całości do kategorii IV.



Ryc. 6. Klasyfikacja gleb oaz doliny Dra (na podstawie Rapp. Dra, 3/II 2).

²¹ Rapp. Dra, 3/II 1.

²² Badania jugosławiańskiej komisji w latach 1967 i 1968. Razem 980 próbek gleb, najczęściej 2-profilowych, niektóre 5-profilowe.

Dokonując szczegółowego porównania gleb można zauważyć, że udział procentowy gleb kategorii I w dolinie Dra zmniejsza się w kierunku południowym. Podczas gdy w północnej części doliny, w Mazguita jeszcze 83% gleb należy do kategorii I, to już w Mhamid ich udział obniża się do 6%. W oazie Mhamid prawie połowa powierzchni gleb jest niskowartościowa.

Mniej wyraźne są prawidłowości w rozkładzie gleb kategorii IV. Ich największy udział odnotowano w części północnej doliny Dra, w oazach występujących bardziej na południe (Ternata, Fezouata i Ktaoua) jest ich o wiele mniej. Dopiero na obszarze oazy Mhamid ich powierzchnia wzrasta osiągając prawie tę samą wielkość co w rejonie Mezguita. Fakt ten można uzasadnić strukturą własnościową pól uprawnych w poszczególnych oazach, a w szczególności koniecznością prowadzenia kosztownych zabiegów irygacyjnych. W północnej części doliny uprawiane są jedynie gleby kategorii I. Gleby niższych klas ulegają szybkiej degradacji z powodu zlej, rabunkowej gospodarki, co doprowadza ostatecznie do zaniechania ich uprawy. W oazach Ternata, Fezouata i Ktaoua podejmowane są wysiłki powiększania obszaru upraw (odsalanie oraz zastosowanie różnorodnych metod użytkowania) w celu uzyskania większego areалу nadającego się do wykorzystania w produkcji rolnej. Jest to niezbędne z uwagi na niewystarczające zaopatrzenie w wodę, które nie daje gwarancji użytkowania najlepszych gleb.

Podobny problem występuje w oazie Mhamid oraz w całym badanym obszarze na zachód od tej miejscowości. Znaczny wzrost udziału procentowego gleb kategorii IV można tłumaczyć zdecydowanie niewystarczającymi i współcześnie sukcesywnie zmniejszającymi się zasobami wód możliwych do wykorzystania w irygacji, co wraz z wysokim parowaniem charakterystycznym dla tego regionu, pociąga za sobą duży wzrost zasolenia tych gleb uniemożliwiając jakąkolwiek działalność rolniczą na zachód od Mhamid. Gleby tego typu mają – oprócz złych warunków klimatycznych i hydrologicznych – podstawowy wpływ na ograniczenie rozwoju roślinności naturalnej na omawianym obszarze.

Charakterystyka szaty roślinnej

Przejściowy charakter badanego obszaru ujawnia się również w występującej tam roślinności. Na podstawie występowania niektórych charakterystycznych „roślin wiodących” można wyróżnić cztery obszary wegetacji:

- obszar z przewagą elementów flory śródziemnomorskiej,
- obszar przejściowy pomiędzy obszarem śródziemnomorskim a pustynnym,
- znajdujący się w tym obszarze przejściowym obszar, którego roślinność pozostaje pod silnym wpływem działalności człowieka,
- obszar z przewagą pustynnych elementów flory.

Na południu Maroka występuje na małym obszarze zarówno roślinność śródziemnomorska jak i pustynna.

Występowanie wybranych gatunków flory śródziemnomorskiej sięga aż do środkowej Sahary (np. *Astragalus*, *Reseda*, *Plantago*, *Salsola* i inne). Traktowane są one dziś jako relikty występujące w plejstocenie na obszarze Sahary roślinności śródziemnomorskiej (Walter 1964). W tych rejonach rozpowszechniona jest także akacja (*Accacia raddiana*) (Capot-Rey 1953a). Kolejnym elementem flory śródziemnomorskiej, który napotykamy na obszarze epizodycznych koryt rzecznych jest sumach (*Rhus oxyacantha*). Z roślin zielnych znana jest także euphorbia, która występuje w różnych odmianach (*Euphorbia echinus*, *Euphorbia spinosa* i inne) w strefie przejściowej pomiędzy obszarem śródziemnomorskim a pustynnym.

W obszarze oaz można wyróżnić dwa typy zbiorowisk roślinnych: pierwszy – typowy dla roślinności występującej wewnątrz oaz i drugi – typowy dla obszarów blisko nich położonych, wykorzystywany do hodowli zwierząt. Ten drugi typ charakterystyczny jest również dla obniżeń i koryt rzecznych wypełniających się epizodycznie wodą.

Roślinność oaz charakteryzuje przede wszystkim palma daktylowa (*Phoenix dactilifera*) i inne rośliny uprawne takie jak jęczmień (*Hordeum*), pszenica twarda (*Triticum turgidum*), bobik (*Vicia faba*) itp., które należą do najważniejszych upraw na obszarze oaz. Oprócz nich można spotkać również: *Cynodon dactylon*, *Convulus arvenis*, jak i uciążliwy chwast *Vicia sativa*²³. Wzdłuż koryt rzek epizodycznych

²³ Rapp. Dra, 3/II 1.

występują: *Imperata cylindrica* i, używana w wikliniarstwie, *Saccarum spontaneum*. Pierwotna naturalna roślinność oazy składająca się z *Hyphaene thebaica*, *Acacia albida* i innych akacji oraz *Maerua* i *Capparis*, *Calotropis procera*, *Citrillus colocynthis* została w dużym stopniu wyparta (Walter 1964). Dziś roślinność ta znajduje się poza oazą, głównie w korytach ouedów, gdzie stanowi rezerwę pokarmu dla zwierząt hodowanych przez nomadów. Innym elementem flory występującym w korytach rzek epizodycznych jest *Panicum turgidum* (ar. Meroubia), ceniony jako pokarm dla zwierząt. *Aristida pungens* – główny gatunek tak zwanego stepu „Drin”, wykorzystywany jako pokarm dla wielbłądów, występuje w szczególności na piaskach i wydmach, a jego korzenie są ważnym czynnikiem hamującym mobilność piasku na tym obszarze (Rikli 1943). Z gatunków występujących na badanym obszarze, wykorzystywanych przez zwierzęta jako pokarm, należy wymienić ponadto: *Panicum turgidum*, *Polycarpaea repens*, *Psorelia pliticans*, *Artemisia herba alfa* (występująca zwłaszcza w wilgotnych obniżeniach), *Bromus rubens*, *Stipa retorta*, *Aristida plumosa*, *Cutandia dihtoma* i *Penissetum dihtomum*²⁴.

Flora drzewna również charakteryzuje się małą zwartością. Występują tu między innymi następujące gatunki: *Ephedra alata*, *Cupressus dupreziana*, *Rhus oxyacantha*, *Hyphene thebaia*, *Populus euphratica*, *Ficus salicifolia*, *Argania spinosa*, *Maerua grassifolia* (Ozenda 1958).

Z ponad 300 znanych gatunków akacji, w dolinie rzeki Dra występują cztery: *Acacia gummifera*, *Acacia farnesiana*, *Acacia raddiana* i *Acacia albida*²⁵. Można tam spotkać również pojedyncze drzewa typu: *Balanites aegyptiae* (berb. Etaichecht), *Cassia lanceolata*, *Cassia obovata*, *Calotropis procera* (ar. Coxrouba, berb. Taorja), *Periploca laevigata*, oraz kilka gatunków *Tamarix*²⁶.

W pobliżu oazy, a częściowo nawet w samej oazie, dochodzi do oskorupienia powierzchni gruntu spowodowanego płytko zalegającym poziomem wód gruntowych i silnym parowaniem. Oskorupienie tworzą wytrącenia węglanu wapnia, gipsu lub chlorków i siarczanów, w zależności od rodzaju soli rozpuszczonych w wodzie gruntowej. W południowej części obszaru badań występują zwłaszcza wytrącenia chlorków²⁷. Rozpowszechnione są tu: *Salsola*, *Traganum nudatum*, *Zygophyllum album*, *Suaeda* i częściowo *Strobilaceum* i *Salicornia*²⁸.

Południowe obrzeżenie badanego obszaru – krawędź hamady Dra charakteryzuje się dużym zubożeniem flory, co sugeruje nawet nazwa tego obszaru (hamada - obumierać) (Walter 1964). Liczba występujących gatunków zmniejsza się do dwustu²⁹. Liczba roślin zielnych ulega zdecydowanej redukcji z uwagi na zmniejszenie wielkości opadów. Elementy flory śródziemnomorskiej występują jedynie sporadycznie. (Walter 1964).

Literatura

- Alimen M.H., 1957a, *Sables quaternaires du Sahara nord-occidental*. Publ. serv. cartes géol. d'Alger.
- Alimen M.H., 1957b, *Tertiaire et Villafranchien au Sahara nord-occidental*. C.R. soc. géol. France 11.
- Ambroggi R., Choubert G., 1952, *Anti-Atlas et Vallée du Dra*, [w:] A. Robaux (red.), *Hydrogéologie du Maroc*. Notes et Mémoires, 97, Rabat.
- Capot-Rey R., 1953a, *La Charrure au Sahara*. TIRS IX, 39-69.
- Capot-Rey R., 1953b, *Le Sahara Français*. Paris.
- Coque R., 1977, *Géomorphologie*. Armand Colin, Paris.
- Dłużewski M., 2000, *Evolution of selected dune fields in Southern Tunisia as an example of desertification of the Sahara northern borders*, [w:] R. Dulias J., Pełka-Gościński (red.), *Aeolian processes in different landscape zones*, Sosnowiec, 179-189.
- Dubief J., 1960, *Le climat du Sahara*. Tome I. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar. Publ. C.N.R.S., Paris.

²⁴ Rapp. Dra, 3/I A.

²⁵ Rapp. Dra, 3/II.

²⁶ porównaj Walter (1964).

²⁷ Rapp. Dra, 3/II.

²⁸ odpowiada to podanym przez Waltera (1964) gatunkom charakterystycznym dla słonych gruntów.

²⁹ Rapp. Dra, 3/II.

- Dubief J., 1963, *Contribution au problème des changements du climat survenus au cours de la période couverte par les observations météorologique faites dans le Nord de l'Afrique*. Arid Zone Res., 20.
- Ganssen R., 1965, *Grundsätze der Bodenbildung*, Mannheim.
- Guillon G., 1952, *Les aménagements hygro-agricoles du Maroc: L'aménagement du bassin versant de l'Oued Dra et les périmètres d'irrigation*. Manusk. verfielf. ORMVA Quarzazate.
- Joly F., 1962, *Etudes sur le relief du Sud-Est Marocain*, Rabat.
- Margat J., 1958, *Le problème de l'eau et les études hydrogéologique à entreprendre dans la Vallée du Dra*. Als Manusk. verf. SRE, Rabat.
- Przybyłek J., 1993, *Hydrogeologia Sahary w rejonie masywu Eglab (Algierska Sahara Zachodnia)*. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
- Rapp. Dra, 2/III A.; Rapp. Dra, 2/III B; Rapp. Dra, 2/III C; Rapp. Dra, 3/II; Rapp. Dra, 3/II 1; Rapp. Dra, 3/II A; Rapp. Dra, 3/I A; Rapp. Dra, 4/V A; 1968/1969, Min. Agric. du Maroc: Rapport sur l' aménagement de la vatee du Dra*, Rabat.
- Rapport hydrologique sur la région de l'Oued Dra*, 1969, Min. Trav. Publiques, Rabat.
- Rikli M., 1943, *Das Pflanzenkleid des Mittelmeerraumes*. 3 Bde, Bern.
- Roche M. A., 1973, *Hydrogéologie de la Haute Saoura (Sahara nord-occidental)*. Publ. du Serv. géol. de l'Algérie, Alger.
- Walter H., 1964, *Die Vegetation der Erde*. 2 Bde, Stuttgart.