

ADAM ŁAJCZAK

KRAJOBRAZY DOLIN WYŻYNY TYBETAŃSKIEJ

WSTĘP

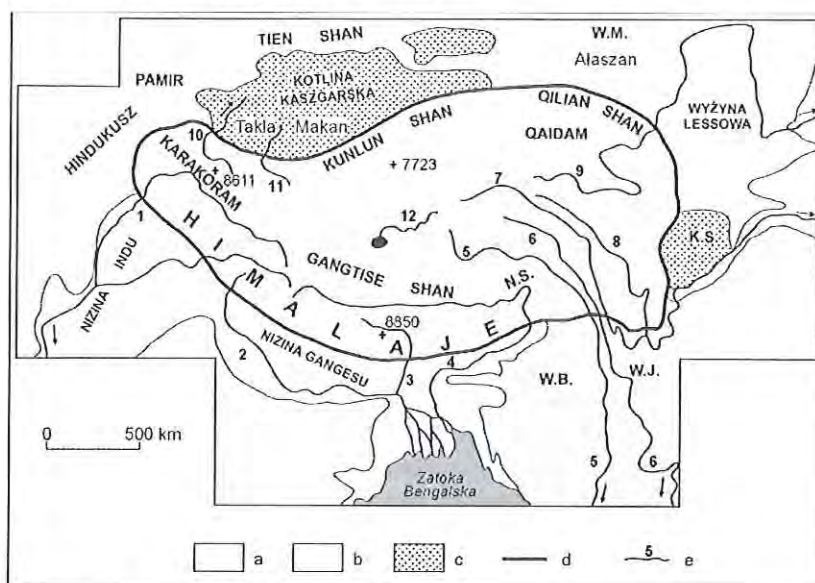
Wyżyna Tybetańska, najwyżej wzniesiony obszar na Ziemi, zajmuje łącznie z obrzeżającymi ją pasmami górskimi powierzchnię około 2,5 mln km². Zwana „Dachem Świata”, a także „Śnieżnym Krajem” (w jęz. tybetańskim *Shangrila*), wznosi się powyżej 3000-5000 m npm, przy czym kulminacje pasm górskich wewnątrz Wyżyny przekraczają 6000 m npm, po jej północnej stronie osiągają 7723 m npm (Kunlun Shan, Muztag), a po stronie południowej niektóre szczyty znacznie przekraczają 8000 m npm (Himalaje-Karakoram, Mount Everest/Qomolangma 8850 m n.p.m.). Zasięg Wyżyny Tybetańskiej wyznacza wysoki próg morfologiczny wznoszący się ponad otaczającymi obszarami o rzeźbie nizinnej (Niz. Indu, Niz. Gangesu, Niz. Assamu) i wyżynnej (Wyż. Mongolska, Wyż. Lessowa, Kotlina Syczuańska, bezodpływowa Kotlina Kaszgarska). Jedynie granica z niektórymi wysoko wzniesionymi obszarami (Wyż. Pamiru, Wyż. Birmańska, Wyż. Junnanu) ma charakter umowny (ryc. 1).

Wyżyna Tybetańska jest źródłowym obszarem wszystkich większych rzek w Azji południowej i wschodniej. Wypływają z niej lub z obrzeżających pasm górskich następujące duże rzeki (od zachodu): Gar Tsangpo (Indus), Ganges, Bum Chu (Kosi), Yarlung-Tsangpo (Brahmaputra), Nak Chu (Salween), Ngom Chu (Mekong), Dri Chu (Yangtze), Za Qu (Yalong Jiang), Ma Chu (Huang He). Rzeki płynące na północ i ginące w piaskach pustyni Takla Makan są znacznie krótsze, największe z nich to Yarkant He oraz Karakax He. Liczne, jeszcze krótsze rzeki należą do obszaru bezodpływowego Wyżyny Tybetańskiej, najdłuższą z nich jest Tsakya Tsangpo wpływająca do drugiego pod względem powierzchni jeziora na wyżynie – Serling Tso (4530 m n.p.m.).

Doliny rzek stanowią jeden z elementów krajobrazu Wyżyny Tybetańskiej. O walorach krajobrazowych tych dolin decyduje głównie ich ukształtowanie (długość, głębokość, przebieg, profil podłużny i poprzeczny, stromość zboczy) oraz szata roślinna zróżnicowana piętrowo i strefowo, czyli zależna od wzniesienia npm i wysokości opadów. Duże zagęszczenie dolin, zwłaszcza głębokich, stanowi element zwiększający atrakcyjność krajobrazową Wyżyny Tybetańskiej. Ukształtowanie dolin i szata roślinna odzwierciedlają zróżnicowane przestrzennie wypiętrzenie Wyżyny, a także pełnienie przez ten obszar (wraz z pasmem Himalajów-Karakoram) funkcji bariery orograficznej. Wyraża się to w skrajnym różnicowaniu nawodnienia między południową i wschodnią częścią Wyżyny wraz z przedpołem (otrzymującym wysokie opady letnie), a suchym wnętrzem i skrajnie suchym jej północnym przedpołem (Kotlina Kaszgarska). W efekcie doliny w południowej i wschodniej części Wyżyny Tybetańskiej, stale odwadniane przez duże rzeki, mają większe rozmiary niż doliny w północnej części Wyżyny, którymi płyną mniejsze i najczęściej okresowe rzeki.

Krajobraz dolin Wyżyny Tybetańskiej został lokalnie zmieniony w wyniku działalności człowieka, zamieszkującego ten obszar co najmniej od 20 tys. lat. Do lat 50. XX w. zmiany w krajobrazie Tybetu zachodziły tylko w wyniku pasterstwa i na niewielkich powierzchniach na skutek osadnictwa, głównie w głębokich dolinach południowego Tybetu. W ostatnim 50-leciu

władze chińskie rozpoczęły szereg inwestycji także w innych częściach Wyżyny Tybetańskiej, które w coraz większym stopniu zmieniają krajobraz dolin i które w przeciwieństwie do tradycyjnej architektury tybetańskiej (zwłaszcza religijnej i militarnej) nie zawsze są odbierane jako zwiększające walory krajobrazowe tego obszaru.



Ryc. 1. Położenie Wyżyny Tybetańskiej.

a - obszary górskie i wyżynne (N.S.- Nychentanglha Shan, W.M.- Wyżyna Mongolska, W.B- Wyżyna Birmańska, W.J.- Wyżyna Junnanu), b - nizinne, c - kotliny sąsiadujące z wyżyną (K.S.- Kotlina Syczuanu), d - granica wyżyny, e - największe rzeki wypływające z wyżyny (1 - Gar Tsangpo – Indus, 2 - Ganges, 3 - Bum Chu - Kosi, 4 - Yarlung-Tsangpo - Brahmaputra, 5 - Nak Chu - Salween, 6 - Ngom Chu - Mekong, 7 - Dri Chu - Yangtze, 8 - Za Qu - Yalong Jiang, 9 - Ma Chu - Huang He, 10 - Yarkant He, 11 - Karakax He, 12 - Tsakya Tsangpo).

Fig. 1. Location of Tibet Upland.

a - mountain and upland areas (N.S.- Nychentanglha Shan, W.M.- Mongolia Upland, W.B- Burma Upland, W.J.- Junnan Upland), b - lowland areas, c - basins adjacent to the upland (K.S.- Syczuan Basin), d - boundary of the upland, e - the largest rivers flowing out of the upland (1 - the Gar Tsangpo – the Indus, 2 - the Ganges, 3 - the Bum Chu – the Kosi, 4 - the Yarlung-Tsangpo – the Brahmaputra, 5 - the Nak Chu – the Salween, 6 - the Ngom Chu – the Mekong, 7 - the Dri Chu – the Yangtze, 8 - the Za Qu – the Yalong Jiang, 9 - the Ma Chu – the Huang He, 10 - the Yarkant He, 11 - the Karakax He, 12 - the Tsakya Tsangpo).

Celem pracy jest zwrócenie uwagi na przestrzenne zróżnicowanie trzech elementów krajobrazu dolin Wyżyny Tybetańskiej:

- 1) głównych rysów ukształtowania odzwierciedlających przeszłość geologiczną i klimatyczną obszaru,
- 2) nawodnienia obszaru, warunków termicznych i szaty roślinnej,
- 3) zmian antropogenicznych.

MATERIAŁY

Opracowanie jest oparte na literaturze (bibliografia zawiera wybrane pozycje) oraz na obserwacjach terenowych autora przeprowadzonych podczas wycieczek zorganizowanych po zakończeniu trzeciej i czwartej międzynarodowej konferencji dotyczącej ewolucji Wyżyny Tybetańskiej: *International Symposium on the Qinghai-Tibet Plateau. Formation, Environment and Sustainable Development*, Xining (1998) i *International Symposium on the Tibetan Plateau*, Lhasa (2004). Konferencje te jako cykliczne są organizowane przez Instytut ds. Badań Wyżyny Tybetańskiej (Lhasa-Pekin), działający przy Chińskiej Akademii Nauk.

WYNIKI

Tektoniczne wypiętrzenie wyżyny a ukształtowanie dolin

Wypiętrzanie Wyżyny Tybetańskiej zachodzi w wyniku kolizji płyt kontynentalnych Indyjskiej i Euroazjatyckiej (Tapponnier, Molnar, 1976). 30 mln lat temu rozpoczęło się faldowanie pasma Himalaje-Karakoram, które zostało przyspieszone 3,5 mln lat temu, od kiedy płyta Indyjska zaczęła się podsuwać pod płytę Euroazjatycką. Nisko wzniesiony obszar o cechach peneplenu po północnej stronie Himalajów-Karakoram został pocięty uskokami o generalnym przebiegu W-E i N-S, wzdłuż których poszczególne bloki zostały wypiętrzone na różną wysokość (Zhu Liping et al. 1998). Wypiętrzanie południowej części wyżyny zawsze było szybsze niż jej części północnej, czego skutkiem jest większa głębokość dolin w dorzeczach Gar Tsangpo i Yarlung-Tsangpo, niż dolin północnej części wyżyny. Tempo wypiętrzania Wyżyny Tybetańskiej zwiększa się w ciągu ostatnich 3,5 mln lat i osiąga coraz bardziej wyrównane wartości w profilu S-N. Od około 500 tys. lat, kiedy podsuniecie płyty Indyjskiej pod płytę Euroazjatycką osiągnęło linię pasm górskich Gangdisê-Nyenchentanglha Shan (Transhimalaje), tempo wypiętrzania wynosi 6 mm/a w południowej części wyżyny i 4 mm/a w części północnej. Tempo wypiętrzania Himalajów osiąga wg. Scheideggera (1998) 5 mm/a. Skutkiem tego jest szybkie pogłębianie dolin rzek wypływających z Wyżyny Tybetańskiej, a zwłaszcza o dużym przepływie w jej części południowej i wschodniej. Z kolei pogłębianie dolin przy północnej krawędzi wyżyny o wybitnie suchym klimacie jest, pomimo dużych deniwelacji obszaru, wolniejsze. Natomiast rzeki wewnątrz wyżyny na obszarach bezodpływowych nie pogłębiają dolin, z wyjątkiem krótkich odcinków przelomowych.

Wysokie wypiętrzenie Wyżyny Tybetańskiej zmieniło wcześniejszą sieć drenażu w tej części Azji. Rzeki dopasowały swój bieg do kierunku przebiegu wypiętrzonych pasm górskich w obrębie wyżyny i na jej obrzeżu. Najwcześniej zmiany te rozpoczęły się w południowej części Wyżyny Tybetańskiej, gdzie szybko wypiętrzone pasmo Himalajów-Karakoram zablokowało prawie na całej długości odpływ w kierunku Oceanu Indyjskiego. Długość dolin dwóch głównych rzek płynących w kierunku południowym (Gar Tsangpo i Yarlung-Tsangpo) uległa zwiększeniu, czego przyczyną jest konieczność opłynięcia długich odcinków Karakoram lub Himalajów. Górne biegi tych rzek, zwłaszcza drugiej z wymienionych, wykorzystują tektoniczne obniżenie między Himalajami-Karakoram i Górą Gangdisê i przed wypłynięciem na nizinne przedpole tworzą głębokie przelomy. Inne krótsze rzeki w południowej części wyżyny, przepływające przez Himalaje (Bum Chu), zasadniczo nie zmieniły biegu. Zwiększyły się jednak rozmiary ich dolin na odcinku pogłębianych przelomów o charakterze antecendentnym. Największe zmiany w przebiegu dolin nastąpiły około 2 mln lat temu w północnej części Wyżyny Tybetańskiej i na jej przedpolu; wypiętrzenie wyżyny na średnią wysokość 2000 m npm i utworzenie sąsiednich rozległych bezodpływowych kotlin, spowodowało wtedy radykalne zmiany w sieci drenażu (Zhu Liping et al. 1998). Osady zakumulowane w Kotlinie Qaidamu (najniżej wypiętrzona – północno-wschodnia część wyżyny) świadczą o dawnym przepływie

przez ten obszar rzeki odwadniającej Wyżynę Pamir. Musiała ona należeć do zlewiska Pacyfiku, niewykluczone że do dorzecza Ma Chu (Huang He). Wysokie wypiętrzenie północnej części Wyżyny Tybetańskiej i kompensacyjne obniżenie przedpoła zablokowało daleką drogę odpływu wody, która obecnie jest dostarczana do bezodpływowych kotlin. Dział wodny tej rzeki musiał ulec przesunięciu co najmniej o 1700 km od Pamiru w stronę północno-wschodniej części Wyżyny Tybetańskiej, gdzie obecnie znajduje się źródłowy obszar Huang He. Brak geomorfologicznych dowodów na istnienie w przeszłości znacznie dłuższych dolin w tej części wyżyny wynika z faktu późniejszych zmian w rzeźbie terenu. Natomiast pozostałe liczne rzeki odwadniające wschodnią część Wyżyny Tybetańskiej i jej część południowo-wschodnią przypuszczalnie zasadniczo nie zmieniły biegu podczas wypiętrzania tego obszaru. Doliny tych rzek podlegają więc wzdłuż całego pierwotnego biegu najdłużej trwającemu modelowaniu spośród wszystkich większych dolin rzek tybetańskich.

Z czwartorzędowym wypiętrzeniem Wyżyny Tybetańskiej związane są także inne elementy rzeźby dolin, jak ich profil podłużny i poprzeczny, głębokość, stromość zboczy, a także gęstość dolin. Wyniesienie na dużą wysokość rozległego obszaru, którego część centralna jest oddalona od skraju wyżyny od 700 do ponad 1500 km, zmieniło profil podłużny dolin i nadało im nietypowy kształt z relatywnie krótkim odcinkiem o dużym spadku w brzeżnej strefie wyżyny i znacznie dłuższym wyżej położonym odcinkiem wewnątrz wyżyny o niewielkim spadku (ryc. 2).

Najwyżej położone, strome odcinki dolin rzek tybetańskich w obrębie wewnątrzwyżynnych czy brzeżnych pasm górskich, są krótkie i często wąskie, a ich głębokość nie przekracza 2000 m. Są one na ogół zlodowacone, a poprzeczny U-kształtny profil doliny mają zachowany znacznie poniżej czola lodowców. W strefie wylotu dolin do lokalnych kotlin często występują stożki sandrowe z korytami rzek roztokowych wysychających latem, którym towarzyszą pola wydymowe z barchanami (fot. 1).

Przeciwieństwo tych odcinków dolin o wybitnie alpejskim charakterze, stanowią niżej położone długie odcinki dolin (w przypadku Yarlung-Tsangpo do 1600 km, por. Dian Zhang 1998), występujące w obrębie wysoko wzniesionych fragmentów wyżyny, gdzie na dużej powierzchni deniwelacje terenu są niewielkie (na wielu obszarach teren jest nawet płaski). Doliny mają niewielki spadek, tylko w przelomowych odcinkach wyraźnie zwiększony. Dlatego w tych długich odcinkach dolin występują na przemian koryta aluwialne (którym towarzyszą terasy rzeczne) i skalne. Odcinki dolin z aluwialnym korytem nie wyróżniają się w krajobrazie Wyżyny Tybetańskiej, gdyż ich głębokość jest niewielka w stosunku do znacznej szerokości, a o ich zasięgu często informuje jedynie szerokie nawet na ponad 500 m łóżysko rzek, często zatapiane podczas letnich wezbrań i wyróżniające się soczystą barwą zieleni jako teren użytkowany pastersko (fot. 2). W tych odcinkach dolin rzeki najczęściej mają roztokowe koryto, szerokie na setki metrów i płytkie, formowane w luźnych (żwirowych, piaszczystych i nawet pylastych) osadach limnicznego lub fluwiogłacialnego pochodzenia (fot. 3). Niektóre rzeki, głównie dopływy rzek głównych, mają w obrębie płaskodennych kotlin koryto meandrowe (fot. 4). Im bardziej na północ, gdzie klimat jest coraz bardziej suchy, tym roztokowe koryta rzek w coraz większym stopniu dominują w krajobrazie. Większość rzek na wyżynie, należących do relatywnie niewielkich i występujących w bezodpływowych obszarach, uchodzi do licznych jezior, gdzie formują się wolno narastające delty. Powolny rozwój tych form jest uwarunkowany klimatycznie – niewielkie opady i krótko trwający okres z dodatnimi temperaturami (na obszarach powyżej 4500 m n.p.m. tylko do 7 miesięcy w roku), nie sprzyjają pomimo skąpej roślinności większemu nasileniu erozji. W szerokich płaskodennych dolinach o niewielkim spadku na obszarze całej Wyżyny Tybetańskiej występują wysokogórskie torfowiska (*torfowiska tybetańskie*), w południowej części Wyżyny na obszarach do 50 km długości. Często towarzyszą

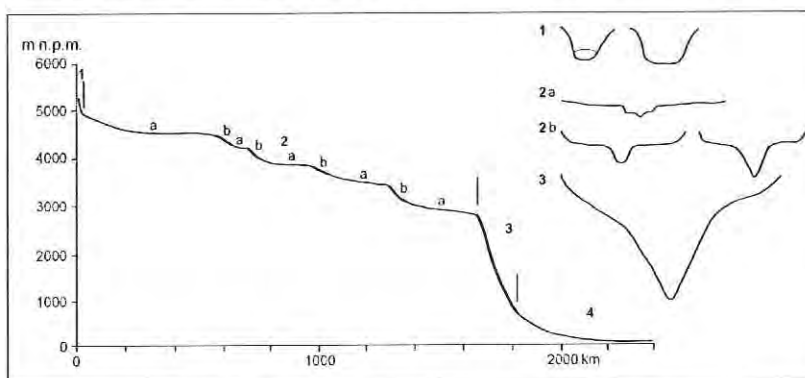
im meandrowe biegi rzek. W zwężeniach dolinnych w południowej części wyżyny, przez które przepływają wielkie rzeki i ich dopływy (np. Yarlung-Tsangpo, Kyr Chu-Lhasa He, Gar Tsangpo), morfologicznym skutkiem silnych stałych wiatrów zimowych o charakterze orograficznym, powodujących wywiewanie piasku z równiny zalewowej (nikła pokrywa śniegu), jest formowanie piaszczystych barchanów, nie tylko w dnie doliny, ale także na zboczach dolin. Te formy tworzą się tylko w niektórych miejscach o sprzyjającej orografii, tzn. w cieniu wiatrowym na stokach lokalnych bocznych grzbietów. W miejscach o znacznym nachyleniu formy te ulegają rozmywaniu podczas letniej pory deszczowej (często ulewne deszcze), z kolei w porze suchej są ponownie tworzone. W efekcie na stokach można obserwować formy w postaci na przemian „wędrujących ku górze” licznych i niewielkich barchanów oraz rozmytych przez deszcze pól piaszczystych, z którymi sąsiadują skaliste stoki o wysokości względnej ponad 2000 m. Taką sytuację można przykładowo obserwować w okolicach stolicy Tybetu – Lhasy, w dolinie Kyr Chu (Lhasa He). Inną formą będącą efektem działalności wiatru, często spotykaną w dolinach południowego Tybetu w sąsiedztwie pól deflacyjnych, są „ogładzone” stoki skalne, najczęściej niskich bocznych grzbietów biegnących poprzecznie do kierunku wiatrów orograficznych. W centralnej i północnej części Wyżyny Tybetańskiej, na największym obszarze w Kotlinie Qaidamu, a także u podnóża Kunlun Shan we wschodniej części Kotliny Kaszgarskiej, duży obszar zajmują gleby półpustynne i pustynne z wykwitami solnymi, a w sąsiedztwie słonych jezior także saliny. Na rozległych stożkach napływowych poniżej wylotu dolin rozcinających brzeżne pasma górskie, duże obszary zajmują wydmy piaszczyste i pylaste.

Profil podłużny wysoko położonych odcinków dolin rzek tybetańskich o generalnie niewielkim spadku ma charakter schodowy. W przypadku Yarlung-Tsangpo w obrębie 1600 km. biegu doliny o generalnie niewielkim spadku zaznaczają się cztery większe subodcinki o małym nachyleniu i oddzielające je trzy subodcinki o większym nachyleniu (Dian Zhang 1998). Rzeki dążą do wyrównania profilu w tych odcinkach swego biegu poprzez erozję wsteczną powyżej odcinków przelomowych. Geomorfologicznym i krajobrazowym skutkiem tego procesu są terasy wycięte w osadach fluwioglacjalnych i limnicznych w odcinkach dolin o mniejszym spadku oraz koryta skalne i progi wodospadowe w odcinkach dolin o większym spadku. Terasy są wykorzystywane pod zabudowę, zajęte są też przez niewielkie poletka gruntów ornych. Wyrównywaniu profilu podłużnego dolin przeciwdziałają zróżnicowane przestrzennie podnoszące ruchy tektoniczne.

Największe zmiany w rzeźbie terenu zaszły w brzeżnej strefie Wyżyny Tybetańskiej, gdzie na skutek wysokiego wypiętrzenia obszaru doszło wzdłuż odcinków rzek o zwiększonym spadku do pogłębienia dolin i w efekcie do uformowania typowego dla rzek tybetańskich ich złożonego profilu podłużnego. Głębokie do 3000 m przelomy mają najbardziej imponujące rozmiary i kształty w przypadku rzek Gar Tsangpo i Yarlung Tsangpo, przecinających Karakoram i Himalaje (fot. 5, 6). Przelom pierwszej z tych rzek jest zwany „*Gar Tsangpo Great Gorge*”, a drugiej - „*Yarlung-Tsangpo (Brahmaputra) Great Gorge*” (Map of Tibet Autonomous Region 2003), który na krótkim odcinku zmienia kierunek o ponad 180° omijając masyw Namcha Barwa (7756 m npm). Szczyt tego masywu był w XIX w. przez pewien czas uważany, z uwagi na jego wyjątkowo dużą wysokość względną, za najwyższy w Himalajach. Oba przelomy są trudne do przejścia wzdłuż koryta rzeki z uwagi na liczne wodospady, ponad które wznoszą się wysokie ściany skalne. Lokalna deniwelacja między szczytem Namcha Barwa a dnem doliny po jego północnej stronie znacznie przekracza 6000 m na odcinku 16 km (!). Walory krajobrazowe tego odcinka doliny podkreśla kontrast między zwrotnikową florą i fauną dna doliny a bielą śniegów i lodów na okolicznych blisko występujących szczytach i wielką czapą lodową Namcha Barwy, z której spływają jezory lodowców do wysokości poniżej 4000 m npm. Na tym obszarze można

więc z bliska obserwować wszystkie piętra roślinne, geoeekologiczne i krajobrazowe, zależnie od fragmentu przełomu - typowe dla południowego lub północnego skłonu Himalajów. Lokalne deniwelacje w przełomie Gar Tsangpo w Karakoram osiągają podobne wielkości, jednak są one rozłożone na większych przestrzeniach. Wysokie walory krajobrazowe tego przełomu, położonego w bardziej suchym fragmencie Wyżyny Tybetańskiej, wynikają także z kontrastu między stromymi stokami porośniętymi przez lasy sosnowe a silnie zlodowaconymi szczytami.

Południowo-wschodnia część Wyżyny Tybetańskiej odznacza się największą na Ziemi gęstością długich i głębokich na ponad 2000 m, a lokalnie ponad 3000 m dolin rzecznych, często z licznymi wodospadami. Przykładowo, na obszarze między rzekami Yarlung-Tsangpo i Dri Chu (włącznie) występuje na odcinku 400 km (wzdłuż 29°N) 15 dolin o głębokości co najmniej 2000 m, co daje średnią odległość między tak głębokimi dolinami około 30 km. Kontrastuje to z rozległymi półpustynnami i pustynnymi obszarami w środkowej i północnej części wyżyny, gdzie płytkie doliny o niewielkim spadku są znacznie bardziej oddalone od siebie. Gęsta sieć głębokich i blisko położonych dolin w SE części Wyżyny Tybetańskiej spełnia ważną rolę klimatyczną, gdyż w przeciwieństwie do masywnego pasma Himalajów-Karakoram ułatwia wnikanie na większą odległość w głąb wyżyny wilgotnych mas powietrza w sezonie letnim. Jest to spowodowane przebiegiem dolin, zgodnym z kierunkiem napływu mas powietrza.



Ryc. 2. Profil podłużny Yarlung-Tsangpo oraz profile poprzeczne doliny w różnych jej odcinkach (częściowo wg Dian Zhang, 1998).

Odcinki doliny: 1- górny o dużym spadku, 2- wewnątrzwyżynny o przeplatających się małych (a) i większych (b) spadkach, 3- w strefie brzeżnej wyżyny o dużym spadku, 4- nizinny na przedpolu Himalajów.

Fig. 2. Longitudinal profile of the Yarlung-Tsangpo and transversal profiles of the valley in its different sections (partly according to Dian Zhang 1998).

Valley sections: 1- the upper one with large gradient, 2- the entral-upland one with alternating small (a) and larger (b) gradients, 3- the one located in the marginal zone of the upland with large gradient, 4- the lowland one at the foothill of the Himalayas.

Pogłębienie dolin rzek tybetańskich osiągnęło na wyżynie zróżnicowane rozmiary, w jej brzeżnej strefie przekroczyło 2000 m a nawet 3000 m, w górę biegu rzek pogłębienie dolin maleje i zanika wzdłuż ich najwyższych położonych odcinków o niewielkim nachyleniu. Dawne plioceniśkie dna dolin uformowane przed rozpoczęciem wypiętrzania Wyżyny Tybetańskiej, są wykształcone jako szerokie strefy o niewielkich deniwelacjach. Są one obecnie wysoko zawieszane nad korytami rzek, a oddzielają je od nich strome zbocza (por. ryc. 2). Relikty plioceniśkie dna dolin zachowały się na niewielkich obszarach tylko wewnątrz wyżyny,

natomiast w jej brzeżnej strefie cofające się stoki grzbietów między pogłębianymi dolinami doprowadziły do likwidacji tego elementu rzeźby terenu. Przykładowo wzdłuż odcinka Yarlung-Tsangpo powyżej „Wielkiego Przelomu” koło Jiacha, reliktywne plioceńskie dno doliny o szerokości 5-7 km wznosi się około 800 m ponad korytem rzeki o odziedziczonym z przeszłości meandrowym przebiegu, któremu na całej długości towarzyszą urwiste zbocza (Dian Zhang, 1998).

W wyniku pogłębiania dolin na Wyżynie Tybetańskiej powstają także terasy rzeczne wzdłuż odcinków rzek o niewielkim spadku (fot. 7), a także formy charakterystyczne dla obszarów suchych, gdzie rozwija się krajobraz typu „bad-land”. Elementem tego ostatniego krajobrazu są dolinki typu „wadi” odwadniane epizodycznie z korytami roztokowymi. Wysokość teras maleje w górę biegu rzek, co stanowi skutek coraz mniej zaawansowanego pogłębiania den dolin w wyniku erozji wstecznej. W głębokich przelomach na skraju wyżyny terasy zachowały się fragmentarycznie i ich wysokość ponad koryta rzek przekracza nawet w wielu miejscach 200 m.

W wyniku zróżnicowanego pogłębiania dolin ich profil poprzeczny, zależnie od położenia odcinka doliny względem skraju wyżyny, jest odmiennie wykształcony (por. ryc. 2). W najwyższych położonych odcinkach doliny mają profil U-kształtny (w tych miejscach najczęściej są zlodowacone). Niżej na długich odcinkach występują na przemian szerokie i płytkie fragmenty dolin o niewielkim spadku oraz wąskie i bardziej głębokie ich fragmenty o większym spadku. Ponad nimi występują pozostałości plioceńskich den dolin, które zbiegiem rzek są coraz wyżej wzniesione ponad koryto. W przelomach w brzeżnej strefie wyżyny cofanie stoków będące skutkiem szybkiego pogłębiania dolin odmłodziło rzeźbę obszaru, czego wyrazem jest brak reliktywnej rzeźby plioceńskiej. Profile poprzeczne dolin mają w tej części Wyżyny Tybetańskiej kształt głębokich V-kształtnych wciosów o wąskich dnach, często ograniczonych do koryta skalnego z wodospadami, i wypukłych skalistych stokach świadczących o szybszym pogłębianiu dolin od tempa cofania stoków, głównie w wyniku obrywów skalnych oraz osuwania zwietrzliny (por. fot. 5). Zasięg wysokościowy wypukłego załomu stoków można uznać w przybliżeniu za poziom dawnego (plioceńskiego) dna dolin. Zasięg wysokościowy najbardziej stromych dolnych fragmentów zboczy dolin, stanowiących główne źródło dostawy materiału do koryt rzek, w tej części wyżyny znacznie przekracza 1000 m. Z tego powodu, a także ze względu na dużą aktywność sejsmiczną Wyżyny Tybetańskiej, a zwłaszcza jej południowej części, gdzie w licznych miejscach siła wstrząsów przekracza 8 w skali MM (Xiao et al., 1988), rozmiary dostawy materiału klastycznego do koryt rzek osiągają wyjątkowo duże rozmiary (Dian Zhang, 1998; Scheidegger, 1998). Podobnie dużym natężeniem degradowania cechują się strome stoki w obrębie południowych podnóży Himalajów rozdolinionych przez wąskie i głębokie doliny, gdzie występują liczne osuwiska i splywy gruzowe (Starkel, 1972; Froehlich, Starkel, 1987; Froehlich et al., 1989; Starkel, Basu, 2000). Geomorfologicznym skutkiem szybkiej degradacji południowej i wschodniej, wilgotnej części wyżyny (wraz z pasmem Himalaje-Karakoram), są wyjątkowo wysokie wartości odpływu materiału unoszonego w rzekach (Walling, Webb, 1996).

W dnach dolin w obrębie podnóży pasm górskich obrzeżających Wyżynę Tybetańską zachodzi na dużą skalę podczas letnich wezbrań akumulacja materiału transportowanego w rzekach. Po południowej stronie Himalajów osiąga ona największe rozmiary (Starkel, Basu, 2000). Agradujące rzeki, np. Kosi, Tista, Satledź i dopływy, usypują na tym obszarze rozległe stożki napływowe, gdzie zachodzą przerzuty koryt, często roztokowych na znaczne odległości. Drugim obszarem sąsiadującym z Wyżyną Tybetańską, gdzie zachodzi wzmożona akumulacja materiału odprowadzanego z jej terytorium przez rzeki, jest Kotlina Syczuańska odwadniana przez Yangtze i dopływy. Trzecim takim obszarem są północne podnóża Kunlun Shan i Qilian Shan, gdzie ze stożków napływowych usypywanych najczęściej przez okresowe rzeki materiał

pylasty i ilasty jest odprowadzany do den bezodpływowych kotlin. Materiał piaszczysty ulega zaś zwydmianiu i tworzy wielkie pustynie Takla Makan i Alaszan. Zawiesina transportowana przez duże rzeki odwadniające Wyżynę Tybetańską w kierunku południowym i wschodnim uczestniczy w budowie ich delt, na największą skalę w przypadku delty Gangesu i Brahmaputry.

Klimatyczne skutki wypiętrzenia wyżyny, odzwierciedlenie w morfologii dolin

W okresie między 3 i 2 mln lat temu zaszły zasadnicze zmiany w cyrkulacji atmosferycznej na obszarze Wyżyny Tybetańskiej i w jej otoczeniu. Według modelu zmian klimatycznych W. F. Ruddimana i J. E. Kutzbacha (1991) po wysokim wypiętrzeniu wyżyny, a zwłaszcza Himalajów-Karakoram, zahamowany został dopływ wilgotnych mas powietrza z Oceanu Indyjskiego do Środkowej Azji. Han Tonglin (1991) przyjmuje, że nastąpiło to w czasie, kiedy średnia wysokość wyżyny przekroczyła 2000 m npm a Himalajów-Karakoram 3000 m npm. Letnie monsuny, które wcześniej swobodnie przemieszczały się przez cały obszar wyżyny, zdaniem cytowanego autora już od schyłku wczesnego plejstocenu nie przekraczały bariery orograficznej Himalajów-Karakoram. W efekcie zwiększyło się uwilgocenie dolin w obrębie południowych i wschodnich obrzeży Wyżyny Tybetańskiej, a w obrębie północnych obrzeży zmalało. Na Wyżynie i w mniejszym stopniu w jej otoczeniu obniżyła się temperatura. Nie spowodowało to jednak zmian w szacie roślinnej po jej południowej i południowo-wschodniej stronie, jednak obszary w północnej części Wyżyny i zwłaszcza na przedpolu opanowała roślinność pustynna. Gorący i wilgotny klimat panujący w pliocenie na nisko wzniesionej peneplenie zmieniał się w miarę podnoszenia Wyżyny na coraz chłodniejszy i bardziej suchy. Około 2,5 mln lat temu rozpoczęła się akumulacja lessów na północno-wschodnim skraju i dalej na przedpolu Wyżyny Tybetańskiej (Wyżyna Lessowa), (Zhu Liping i in., 1998). Od tego czasu typowym elementem krajobrazu tej części Wyżyny są wąwozy lessowe, znacznie jednak ustępujące rozmiarami od wąwozów sąsiedniej Wyżyny Lessowej.

Zdaniem klimatologów amerykańskich (Berner, Morin-Rajmo) szybkie wypiętrzenie Wyżyny Tybetańskiej przyspieszyło na początku plejstocenu globalne obniżanie temperatury. Proces ten powodowany wylapywaniem z atmosfery CO₂ przez zwiększone opady po południowej i wschodniej stronie wyżyny, był jedną z przyczyn czwartorzędowych zlodowaceń w skali globalnej. Pogląd taki przyjmuje M. Kuhle (1989) w swojej teorii o autocyklicznym powstawaniu i zanikaniu czas lodowych. Cytowany autor uważa, opierając się na teorii Milankoviča, że globalne oziębienie może być przyspieszone przez oddziaływanie dużych obszarów zlodowaconych, szczególnie jeśli są one położone w niskich szerokościach geograficznych. Największą rolę miał w tym procesie odgrywać rozwój czaszy lodowej na Wyżynie Tybetańskiej, gdzie różnica wysokości między pasmami górskimi o wcześniej rozpoczętym zlodowaceniu a rozległymi obszarami u ich podnóży, była na początku plejstocenu znacznie mniejsza niż obecnie. Ochłodzenie klimatu miało umożliwić rozwój zlodowaceń na innych obszarach, co dodatkowo pogłębiało proces oziębienia. Zlodowacenie Wyżyny Tybetańskiej oddziaływało ochładzająco na klimat w skali globalnej do momentu, gdy lądolody w wysokich szerokościach geograficznych osiągnęły duże rozmiary.

W chińskiej literaturze wyróżnia się cztery zlodowacenia Wyżyny Tybetańskiej (Han Toglin, 1991; Zhu Liping i in., 1998):

- a) we wczesnym plejstocenie (którego początek jest przez cytowanych autorów przyjmowany ok. 3,5 mln lat temu, czyli w momencie rozpoczęcia szybkiego wypiętrzenia wyżyny), zlodowacenie czaszowe (Qinghai-Xizang Ice-Sheet Age),
- b) w środkowym plejstocenie, zlodowacenie Nyalam,
- c) w późnym plejstocenie zlodowacenia Jilongsi i Rongpusi.

Kolejne okresy międzylodowcowe są przez tych autorów zwane następująco: Wielki Interglacjał, interglacjał Gyabrag, ostatni interglacjał.

Han Tonglin (1991) przyjmuje, że zlodowacenie Himalajów-Karakoram rozpoczęło się 3,5 mln lat temu, kiedy średnia wysokość tego pasma górskiego przekroczyła 2500 m n.p.m. Zlodowacenie wysoko wzniesionych obszarów w Himalajach i Karakoram rozprzestrzeniło się później na całą Wyżynę Tybetańską. Cytowany autor wyznacza czas formowania wielkiej czaszy lodowej Tybetu na okres między 3,5 i 3,3 mln lat temu. Górną granicę tego zlodowacenia wyznacza wiek potężnych serii fluwioglacjalnych zachowanych do tej pory, ze względu na suchy klimat, głównie na północnym skraju wyżyny (konglomeraty Gamba). Wiek tych osadów ustalono co najmniej na 2,43 mln lat, czyli zbliżony do moren ze zlodowacenia Jingxian w Kunlun Shan oraz do osadów „Hongya Till”, których wiek paleomagnetyczny ustalono na około 3,3 mln lat.

Według M. Kuhle (1985a, 1985b, 1989, 1998) oraz cytowanych autorów chińskich czaszowe zlodowacenie Wyżyny Tybetańskiej rozpoczęło się, gdy średnia wysokość obszaru przekroczyła 2000 m n.p.m. a Himalajów-Karakoram 3000 m n.p.m. Przyczyną tak potężnego zlodowacenia obszaru położonego w pobliżu zwrotnika było, wg M. Kuhle, obniżenie linii śnieżnej na skutek ochłodzenia powodowanego przez rozwój lodowców w Himalajach-Karakoram i obejmowania ich zasięgiem sąsiednich obszarów wyżyny, a także swobodne jeszcze przemieszczanie się w poprzek całej wyżyny wilgotnych mas powietrza podczas monsunu letniego. Średnia grubość czaszy lodowej podczas maksimum tego zlodowacenia osiągała 1700 m, a maksymalna 3000 m. Oznacza to, że czasza lodowa mogła osiągać wysokość 4000-5000 m n.p.m., czyli znacznie przewyższała Himalaje i Karakoram.

Zdaniem glaciologów chińskich rozmiary następnych zlodowaceń Wyżyny Tybetańskiej znacznie ustępowały pierwszemu zlodowaceniowi i objęły one tylko grzbiety górskie. Począwszy od drugiego zlodowacenia tylko w Himalajach-Karakoram lodowce miały morski charakter, a od ostatniego zlodowacenia tylko na ich stokach południowych. Na pozostałym obszarze wyżyny lodowce mają charakter kontynentalny, czego konsekwencją są mniejsze rozmiary glacialnego przemodelowania dolin.

Nadal znaczne rozbieżności dotyczą oceny rozmiarów ostatniego zlodowacenia Wyżyny Tybetańskiej. M. Kuhle (1985a, 1985b, 1989) przyjmuje w tym czasie ponowne zlodowacenie czaszowe, które nie objęło jednak Kotliny Qaidamu oraz głęboko rozdolinionych obszarów południowej i południowo-wschodniej części wyżyny. M. Klimaszewski (1992) za najbardziej prawdopodobne przyjmuje w tym czasie sieciowe zlodowacenie wypełniające wszystkie obniżenia terenu, podczas gdy autorzy chińscy (np. Han Tonglin, 1991) przyjmują jeszcze mniejsze w tym czasie rozmiary zlodowacenia, które miało obejmować tylko grzbiety górskie. Odmienne są także poglądy na temat kierunku ekspansji lodowców w tym czasie. D. Jäkel (1998) za możliwy uważa rozwój izolowanych płatów lodowych najpierw w obniżeniach międzygrzbietowych (także w dolinach), które później miały obejmować stoki. Z kolei M. Kuhle przyjmuje, że ekspansja lodowców następowała od stoków do obniżeń z dolinami włącznie. Zdaniem badaczy chińskich zmniejszenie rozmiarów zlodowacenia Wyżyny Tybetańskiej w środkowym i późnym plejstocenie stanowiło skutek ograniczenia dostawy wilgoci od strony Oceanu Indyjskiego, głównie w wyniku szybszego wypiętrzania Himalajów niż pozostałej części wyżyny.

O dużych rozmiarach zlodowacenia Wyżyny Tybetańskiej w plejstocenie świadczy występowanie na tym obszarze, także w dolinach, następujących form terenu i osadów: kotły i żłoby lodowcowe, U-kształtne przełęcz, wygłady lodowcowe, wielkie mutony, misy egzaracyjne zajęte przez jeziora, płyty glin morenowych, glazy narzutowe, drumliny. Wysokie do

500 m mutony zostały zdaniem M. Kuhle uformowane podczas pierwszego zlodowacenia obszaru. Na obszarach węglanowych formy te uległy skrasowieniu głównie podczas Wielkiego Interglacjału (Han Tonglin, 1991). Na obrzeżach rozległych kotlin i na skraju wyżyny występują fragmenty stożków sandrowych i teras kemowych, w obniżeniach zachowały się ility warwowo (Kuhle 1989, 1998; Han Tonglin, 1991; Dian Zhang, 1998). M. Kuhle i Han Tonglin uważają, że opisane rozmieszczenie form i osadów polodowcowych potwierdza teorię o czasowym charakterze pierwszego zlodowacenia Wyżyny Tybetańskiej. Te utwory są rozcinane przez rzeki i dlatego ich odsłonięcia mogą być uważane za element krajobrazu dolin. Kuhle (1989) stwierdził występowanie pozostałości po zdenudowanych i rozmytych wałach morenowych w obrębie rozległych stożków fluwioglacjalnych na obrzeżu wyżyny. Na czasowe zlodowacenie Wyżyny Tybetańskiej wskazują także stwierdzone przez Han Tonglina (1991) płyty przemytych moren grzbietowych na wysoko wzniesionych grzbietach górskich z zaokrąglonymi wierzchołkami i wyglądem lodowcowymi, a także namyte drobnoziamiste osady w sąsiednich obniżeniach, które są rozcinane przez rzeki. Taka sytuacja jest typowa dla centralnej części Wyżyny Tybetańskiej, gdzie grubość pokrywy lodowej (do 3000 m) znacznie przekraczała wysokość względną lokalnych grzbiętów górskich (obecnie do 1500 m, wcześniej wysokość ta była mniejsza).

Najkorzystniejsze warunki do długotrwałego zachowania się form i osadów polodowcowych w dolinach Wyżyny Tybetańskiej, pochodzących z wcześniejszych zlodowaceń, istnieją tylko w jej części centralnej, gdzie pogłębienie dolin osiągnęło niewielkie rozmiary, a także w części północnej o suchym klimacie konserwującym starszą rzeźbę. W pozostałej brzeżnej strefie wyżyny szybkie pogłębianie dolin i cofanie stoków doprowadziło do dużych zmian w rzeźbie terenu, dlatego starsze formy i osady glacialne zachowały się na tym obszarze fragmentarycznie. Z dolin Yarlung-Tsangpo i Ma Chu pochodzą opisy wysokich teras zbudowanych z utworów fluwioglacjalnych, występujących na wysokości względnej do 800 m (Han Tonglin, 1991; Dian Zhang, 1998). Kontrastuje to z silnie zlodowaconymi wyżej wzniesionymi partiami Himalajów i Karakoram. Jeszcze większe zmiany nastąpiły w ciągu ostatnich 3,3 mln lat (od zaniku zlodowacenia czasowego) w rzeźbie linii grzbietowej i dolin w obrębie południowych stoków Himalajów, co wyklucza możliwość zachowania na tym obszarze śladów po morenach czołowych, usypanych przez jezory lodowcowe, które wypływały z łądolołu tybetańskiego i przelewały się na południowe stoki tego pasma górskiego. Takie zmiany w rzeźbie dolin nastąpiły także na północnym o wiele bardziej suchym obrzeżeniu Wyżyny Tybetańskiej, szczególnie na północnym skłonie Kunlun Szan (Han Tonglin, 1991).

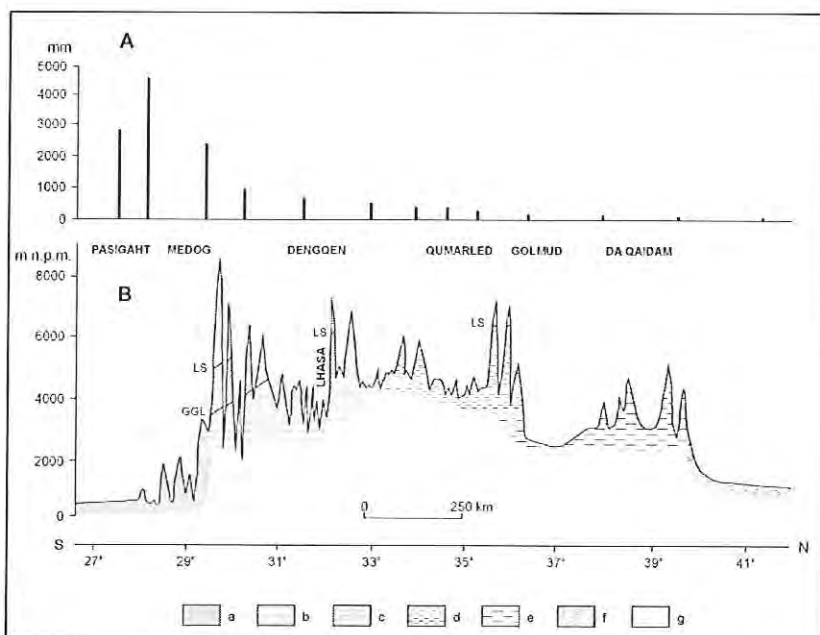
Warunki wilgotnościowo-termiczne dolin Wyżyny Tybetańskiej i ich odzwierciedlenie w szacie roślinnej

Konsekwencją generalnie równoleżnikowego przebiegu głównych wypukłych i wklęsłych form terenu w obrębie Wyżyny Tybetańskiej jest wyjątkowo duże zróżnicowanie wysokości opadów w profilu południe-północ na tym obszarze, nie tylko w skali całej wyżyny, ale także lokalnie między południowymi i północnymi stokami pasm górskich. Południowe podnóża Himalajów otrzymują najwyższe na Ziemi sumy opadów. Na południowych stokach tych gór opady są już niższe i maleją z wys. npm od 3000-5000 mm do około 2000 mm, by na stokach północnych zmaleć do około 1000 mm. Jeszcze niższe sumy opadów notuje się na południowych stokach kolejnego pasma górskiego – Gangtisê Shan oraz jego przedłużenia ku wschodowi – Nychentanglha Shan. Po północnej stronie tych pasm górskich opady dalej maleją ku skrajowi wyżyny do około 200 mm, w Kotlinie Qaidamu nie przekraczają 100 mm, a po północnej stronie Kunlun Shan w Kotlinie Kaszgarskiej są niższe od 50 mm w roku (ryc. 3).

W lipcu, miesiącu o najwyższych opadach na Wyżynie Tybetańskiej, sumy opadów na południowych stokach i podnóżach Himalajów znacznie przekraczają 400 mm, na północnych stokach maleją do 200 mm, by dalej w kierunku północnym zmaleć do poniżej 25 mm w północnej części wyżyny. Po północnej stronie Kunlun Shan opady w lipcu wynoszą około 10 mm. Z powyższego wynika, że sumy roczne opadów różnią się między dolinami w obrębie południowych stoków Himalajów i dolinami na północnych stokach Kunlun Shan 80-krotnie, a w lipcu co najmniej 40-krotnie. Opady na Wyżynie Tybetańskiej, zarówno w jej części wilgotnej jak i suchej, często mają charakter ulew, co powoduje erozję gleb. W południowej i wschodniej części wyżyny długotrwale letnie opady wywołują wielkie powodzie przynoszące straty gospodarcze nie tylko na nizinym przedpolu, ale i w górnych odcinkach dolin rzek (np. obserwowana przez autora powódź w dolinach Yarlung-Tsangpo i Lhasa He na początku sierpnia 2004 r.), (fot. 8, 9). Takie opady na zboczach dolin w obrębie południowych stoków Himalajów aktywizują wielkie osuwiska i sploty gruzowo-błotne (Starkel, Basu, 2000).

Erozja w obrębie dolin rozległej Wyżyny Tybetańskiej, z wyjątkiem jej wilgotnej południowej i wschodniej części, przebiega wolniej niż w innych obszarach wysokogórskich. Denudacja oszacowana tylko na podstawie odpływu zawiesiny w rzekach przekracza wg. D.E. Wallinga i B. W. Webba (1996) w południowej i wschodniej części wyżyny 1000 t/km²/rok, podczas gdy w części północnej wynosi mniej niż 50 t/km²/rok. Wg N. J. Holemana (1968) oraz A. P. Dedkova i V. T. Mozżerina (1984) wielkie rzeki odwadniające południową i wschodnią część wyżyny transportują na nizinym przedpolu łącznie około 12 mld ton zawiesiny rocznie, co stanowi ponad połowę globalnego transportu tego materiału przez rzeki. Tylko na Huang He przypada 10% globalnego transportu tego materiału. Rzeki wypływające z tych części wyżyny mają także duży przepływ; Jangtze jest trzecią rzeką świata pod względem wielkości średniego przepływu. Wszystkie rzeki, od Gangesu do Yangtze łącznie, transportują łącznie 25% globalnego ładunku materiału rozpuszczonego (Lwowicz, 1979). Podane wielkości ilustrują ekstremalnie wielkie rozmiary odpływu i erozji w części Wyżyny Tybetańskiej, na którą napływają wilgotne masy powietrza. Wskazuje to na tempo modelowania dolin na tym obszarze, nie mające odpowiednika na innych kontynentach.

Doliny na Wyżynie Tybetańskiej różnią się także pod względem warunków termicznych (China-Tibet – Tour Map, 1995). W głębokich dolinach południowego Tybetu średnia temperatura powietrza jest stosunkowo wysoka, np., w stolicy Tybetu – Lhasie (dolina Lhasa He, 3700 m n.p.m.) wynosi około 8°C. Ujemne temperatury notuje się tylko od grudnia do lutego (śr. min. do -10°C), a od czerwca do sierpnia średnia temperatura przekracza 15°C (śr. maks. do 30°C). Z kolei w miejscowości Nagqu (4507 m n.p.m.) w szerokiej i płytkiej dolinie górnego biegu rzeki Nak Chu w środkowej części wyżyny średnia temperatura wynosi ok. 2°C. Średnie ujemne temperatury notuje się od listopada do marca (śr. min. temp do -20°C), średnia temperatura miesięcy letnich nie przekracza 10°C, a śr. maks. 15°C. Skutkiem długotrwałych ujemnych temperatur panujących na przeważającym obszarze Wyżyny Tybetańskiej z wartościami ekstremalnymi do poniżej -30°C, a także chłodnych sezonów letnich, jest wyspowe występowanie na tym obszarze wieloletniej zmarzliny (Starkel, 1977; Zhu Liping et al., 1998), a także zlodowacenie grzbietów górskich. Do obszarów o dużym zasięgu zmarzliny zaliczają się najwyższe położone kotliny oraz górne odcinki szerokich i płytkich dolin wyższielonych drobnoziarnistymi osadami fluwiogłacjalnymi i limnicznymi. Na takich obszarach można spotkać pagóry typu „pingo” w sąsiedztwie roztokowych koryt rzek, a nawet w ich obrębie. Wytapianie warstwy czynnej zmarzliny w sezonie letnim jest jedną z przyczyn dużego zmaczenia rzek tybetańskich.



Ryc. 3. Zróżnicowanie sum opadów (A) oraz szaty roślinnej (B) na obszarze Wyżyny Tybetańskiej i u jej podnóży w profilu południe-północ między 27° i 41° N (wg Zhu Liping et al., 1998, uproszczone i uzupełnione).

a- lasy tropikalne i subtropikalne, b- lasy sosnowe, c- zarośla krzaczaste (w Himalajach rododendrony), d- step tybetański, e- roślinność półpustynna, f- roślinność pustynna, g- obszary zlodowacone, GGL- góma granica lasu, LS- linia śnieżna. Zaznaczono położenie stolicy Tybetu – Lhasy.

Fig. 3. Differentiation of the precipitation totals (A) and vegetation (B) in the area of Tibet Upland and its foothills along N-S profile between 27° and 41° N (according to Zhu Liping et al. 1998, changed and supplemented).

a- tropical and subtropical forests, b- pine forests, c- shrub bushes (rhododendrons in the Himalaya), d- Tibet steppe, e- semi-desert vegetation, f- desert vegetation, g- glaciated areas, GGL- upper timber line, LS- snow line. The location of Tibet capital Lhasa is shown.

Kolejnym czynnikiem decydującym o walorach krajobrazowych dolin na Wyżynie Tybetańskiej jest szata roślinna, zróżnicowana nie tylko piętrowo, ale także strefowo. W Himalajach są wykształcone piętra roślinne, przy czym granice między nimi przebiegają wyżej na bardziej suchych stokach północnych niż południowych (ryc. 3). Na południowych stokach Himalajów do wys. 2000 m n.p.m. panują tropikalne i subtropikalne lasy, ponad którymi rozpościerają się lasy sosnowe. Powyżej około 4000 m n.p.m. występują zarośla rododendronów a wyżej łąki wysokogórskie. Linia śnieżna występuje na wys. około 5000 m n.p.m. Na północnych stokach tych gór granice pięter roślinnych przebiegają nawet ponad 1000 m wyżej, a dna dolin nie schodzą poniżej piętra lasów sosnowych. W dnach dolin Yarlung-Tsangpo i Lhasa He poniżej około 3800 m n.p.m. spotykane są lasy liściaste. W położonych dalej na północ pasmach Gangtisê Shan oraz Nyenchentanglha Shan brak formacji leśnych, które z uwagi na bardziej suchy klimat są zastąpione przez zarośla krzewiaste, a na większym obszarze przez formację trawiastą – step tybetański. Step w kierunku północnym staje się coraz rzadszy i w Kotlinie

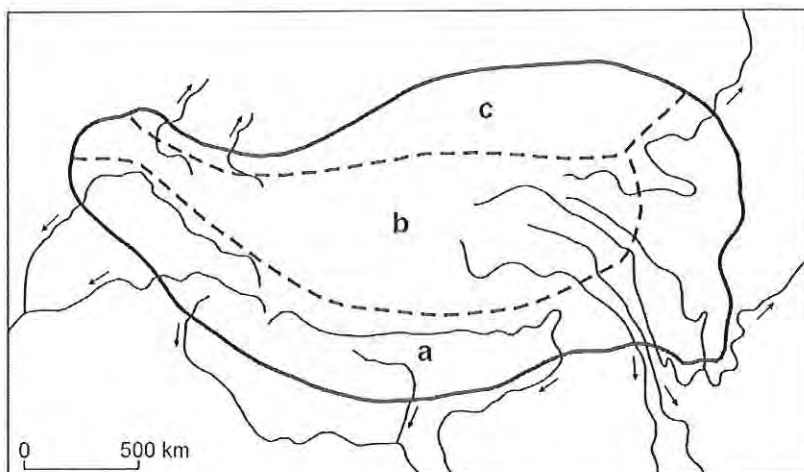
Qaidamu przechodzi w formację półpustynną i pustynną (nieliczne oazy w dolinach rzek i dnach lokalnych kotlin), (fot. 10). Pasma górskie obrzeżające od północy Wyżynę Tybetańską, a zwłaszcza ich północne stoki i podnóża są na przeważającym obszarze niemal pozbawione roślin naczyniowych. Jedynie wzdłuż okresowych lub epizodycznych rzek można spotkać skupiska roślin krzewiastych (fot. 11).

Antropogeniczne zmiany krajobrazu dolin

Krajobrazy dolin na Wyżynie Tybetańskiej zostały w niewielkim stopniu zmienione przez człowieka. W latach, kiedy Tybet stanowił niezależny podmiot państwowy względnie tylko częściowo uzależniony od sąsiadów, tzn. do 1950 r., zmiany w krajobrazie w wyniku działalności człowieka były - z uwagi na panującą religię lamajską - minimalne. Tylko w południowej i południowo-wschodniej, najgęściej zaludnionej, części wyżyny działalność człowieka doprowadziła do większych zmian w krajobrazie dolin, głównie na skutek wypasu dużych stad zwierząt hodowlanych (owce, kozy, konie, bydło, jaki) i lokalnej zabudowy terenu (obiekty klasztorne, wojskowe, tereny zasiedlone). Typowym elementem krajobrazu są na tym obszarze liczne obiekty o przeznaczeniu religijnym (klasztory i świątynie lamajskie) i wojskowym, wybudowane w oryginalnym stylu tybetańskim, których największą ilość wzniesiono w dużych miastach (stolica Tybetu – Lhasa, a także Shigatse). Pod względem ilości dużych obiektów wyróżnia się Lhasa położona w dolinie rzeki Lhasa He, gdzie m.in. wzniesiono w ciągu ostatnich kilkuset lat siedzibę Dalajlamów – Potalę oraz duże kompleksy świątynne (fot. 12). Z kolei w Shigatse znajduje się największa świątynia lamajska Tybetu, która spełniała funkcję siedziby Panzenlamy. W wyniku tradycyjnego pielgrzymowania Tybetańczyków do miejsc kultu religijnego wybudowano wzdłuż wielu dolin czy na wszystkich przełęczach liczne drobne obiekty sakralne, do dzisiaj stanowiące trwałe kulturowe elementy krajobrazu. Duża ilość obiektów religijnych i prawie wszystkie o przeznaczeniu wojskowym (z wyjątkiem najcenniejszych) zostały w różnym stopniu zniszczone w latach 50. i 60. XX w. W ostatnich latach rozpoczęto na dużą skalę odbudowę niektórych obiektów, co wiąże się z otwarciem Autonomicznego Regionu Tybetu dla turystów zagranicznych.

Bardziej widocznym skutkiem działalności człowieka na Wyżynie Tybetańskiej wywołującym zmiany w krajobrazie dolin, jest wypas zwierząt hodowlanych. Duże stada, zwłaszcza jaków, powodują wielkoobszarowe zniszczenia niezwykle wrażliwej roślinności trawiastej, co prowadzi do erozji gleby. Pokrywa darniowa włącznie z korzeniami jest także tradycyjnie wycinana przez Tybetańczyków; po wysuszeniu służy ona za materiał opałowy. Degradowane w taki sposób duże obszary, w tym widoczne z daleka zbocza dolin, stanowią typowy element krajobrazu Wyżyny Tybetańskiej, zwłaszcza jej południowej części.

Nowy antropogeniczny element krajobrazu tego obszaru stanowią drogi o nawierzchni asfaltowej wybudowane na wysokich nasypach, mosty drogowe, kopalnie odkrywkowe, a także nieliczne dotąd zapory wodne. W 2005 r. oddano do eksploatacji pierwszą linię kolejową prowadzącą przez Wyżynę Tybetańską od północy do Lhasy. Ten dobrze widoczny z daleka obiekt przekracza liczne doliny. Wszystkie inwestycje komunikacyjne czy przemysłowe na tym obszarze nie są akceptowane przez rodzimą ludność, gdyż ich utworzenie jest sprzeczne z ideą religii lamajskiej o powstrzymaniu się przed wszelkimi zmianami w naturze ziemi.



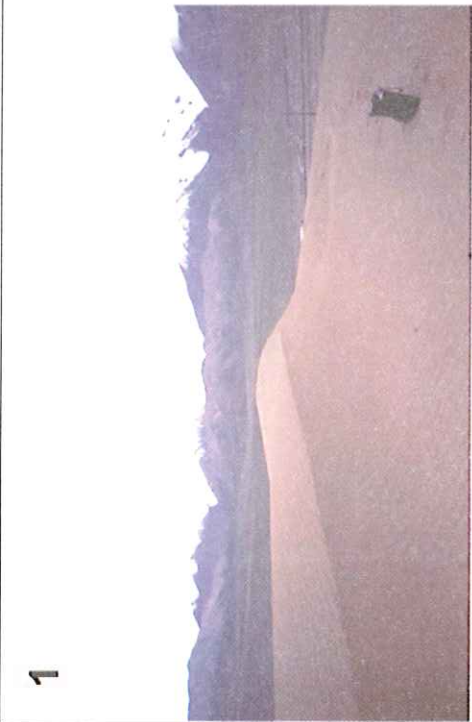
Ryc. 4. Podział Wyżyny Tybetańskiej na obszary różniące się walorami krajobrazowymi dolin. a- część południowa i wschodnia, b- część centralna, c- część północna.

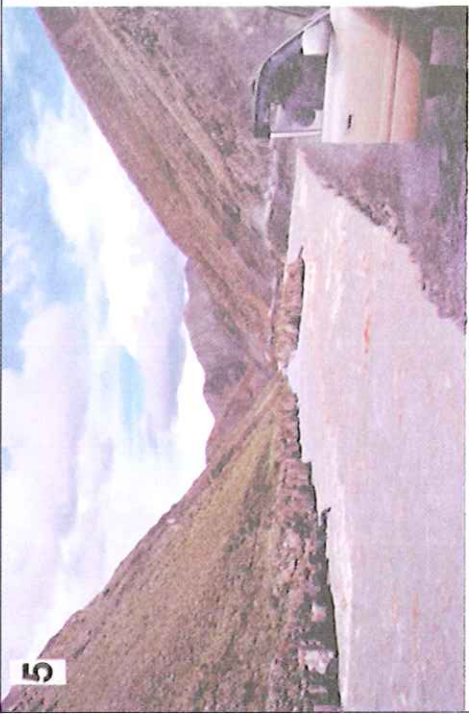
Fig. 4. Division of Tibet Upland into areas different in terms of landscape values of valleys. a- southern and eastern part, b- central part, c- northern part.

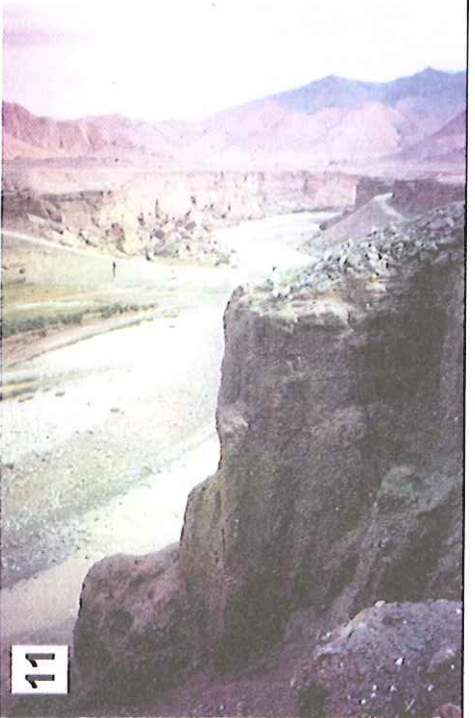
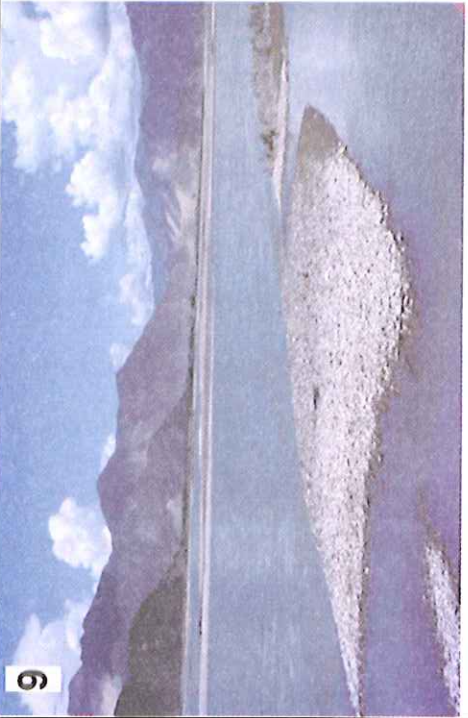
UWAGI KOŃCOWE

Na Wyżynie Tybetańskiej można wyróżnić trzy główne obszary różniące się walorami krajobrazowymi dolin rzek (ryc. 4). Są to:

- 1) południowa i wschodnia część wyżyny z głębokimi dolinami o dużym nawodnieniu, z lokalnie bujną szatą roślinną zróżnicowaną piętrowo. Z uwagi na największą gęstość zaludnienia krajobrazy tych dolin zostały w największym stopniu zmienione, tak w ciągu całej historii państwa tybetańskiego, jak i po 1950 r.,
- 2) centralna część Wyżyny z szerokimi i płytkimi dolinami o niewielkim nawodnieniu, zajętymi przez step tybetański. Antropogeniczne przekształcenia tych dolin są mniejsze niż w poprzednim obszarze,
- 3) północna część Wyżyny o półpustynnym i pustynnym charakterze z krótkimi i głębokimi dolinami okresowych i epizodycznych rzek, które na ogół zachowały naturalny charakter.







Fot. 1. Zwymdione stożki sandrowe poniżej wylotu zlodowaconych dolin na północnym przedpolu Kunlun Shan (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 1. Dune-like outwash cones below the mouth of glaciated valleys in the northern foreland of the Kunlun Shan (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 2. Koryto roztokowe jednej z rzek na obszarze bezodpływowym w centralnej części Wyżyny Tybetańskiej po przejściu kulminacji fali wezbraniowej, początek sierpnia 2004 r. (*fot. A. Lajczak, 2004*).

Photo 2. Braided channel of one of the rivers in the interior central part of Tibet Upland after the maximum of bankful stage, beginning of August 2004 (*photo by A. Lajczak, 2004*).

Fot. 3. Szerokie koryto roztokowe rzeki Dri Chu (Yangtze) w centralnej części Wyżyny Tybetańskiej (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 3. Wide braided channel of the Dri Chu (Yangtze) river in the central part of Tibet Upland (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 4. Rzadki przykład rzeki swobodnie meandrującej na Wyżynie Tybetańskiej (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 4. Rare example of free meandering river in Tibet Upland (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 5. Głęboka dolina rzeki Gar Tsangpo (Indus) w południowo-zachodniej części Wyżyny Tybetańskiej (*fot. A. Lajczak, 2004*).

Photo 5. Deep valley of the Gar Tsangpo (Indus) river in the south-western part of Tibet Upland (*photo by A. Lajczak, 2004*).

Fot. 6. Głęboka dolina rzeki Yarlung Tsangpo (Brahmaputra) w południowo-wschodniej części Wyżyny Tybetańskiej (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 6. Deep valley of the Yarlung Tsangpo (Brahmaputra) river in the south-eastern part of Tibet Upland (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 7. Wysoka terasa (ok. 30 m) w okresowo odwadnianej dolinie w północnej części Wyżyny Tybetańskiej (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 7. High terrace (about 30 m) in periodically drained valley in the northern part of Tibet Upland (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 8. Fragment koryta rzeki Yarlung Tsangpo (Brahmaputra) koło lotniska Gonggar w okolicach Lhasy po przejściu fali powodziowej na początku sierpnia 2004 r. (*fot. A. Lajczak, 2004*).

Photo 8. Part of the channel of the Yarlung Tsangpo (Brahmaputra) river near Gonggar airport (surroundings of Lhasa) after the maximum of flood stage at the beginning of August 2004 (*photo by A. Lajczak, 2004*).

Fot. 9. Koryto rzeki Lhasa He (pod miastem Lhasa) po przejściu fali powodziowej na początku sierpnia 2004 r. (*fot. A. Lajczak, 2004*).

Photo 9. The channel of the Lhasa He river (near Lhasa) after the maximum of flood stage at the beginning of August 2004 (*photo by A. Lajczak, 2004*).

Fot. 10. Półpustylny krajobraz brzeżnej strefy Kotliny Qaidamu u podnóża Gór Marco Polo (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 10. Semi-desert landscape of the marginal zone of Qaidam Basin at the foothill of Marco Polo Mountains (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 11. Dolina rzeki okresowo odwadnianej w północnej części Wyżyny Tybetańskiej, pokryta rzadką roślinnością tylko wzdłuż koryta (*fot. A. Lajczak, 1998*).

Photo 11. Periodically drained river valley in the northern part of Tibet Upland, vegetated by rare plants only along the channel (*photo by A. Lajczak, 1998*).

Fot. 12. Klasztor Potala, siedziba dalajlamów w stolicy Tybetu – Lhasie, na wzgórzu wznoszącym się 130 m ponad płaskodenną doliną rzeki Lhasa He (*fot. A. Lajczak, 2004*).

Photo 12. Potala monastery, the seat of dalajlamas in the capital of Tibet – Lhasa, located at the hill uprising 130 m above the flat-floor valley of the Lhasa He river (*photo by A. Lajczak, 2004*).

LITERATURA:

- China-Tibet – Tour Map, 1995: Mapping Bureau of Tibet Autonomous Region, 1:3000 000.
- Dedkov A.P., Mozzerin V.T., 1984: Erozja i stok nanosov na Ziemle. Izdat. Kazanskogo Uniw.
- Dian Zhang D., 1998: Geomorphological problems of the middle reaches of the Tsangpo River, Tibet. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 23.
- Froehlich W., Starkel L., 1987: Normal and extreme monsoon rains – their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 21.
- Froehlich W., Gil E., Kasza I., Starkel L., 1989: Thresholds in the transformation of slopes and river channels in the Darjeeling Himalaya. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 23.
- Han Tonglin, 1991: The Great Qinghai-Xizang Ice Sheet. Geological Publishing House, Beijing.
- Holeman J.N., 1968: The sediment yield of major rivers of the world. *Water Res. Research*, 4.
- Jäkel D., 1998: The Qinghai-Tibet glaciation: fact or fiction? Preliminary results of the 1998 Chinese-German Qinghai Expedition. Abstracts of the Intern. Symp. On the Qinghai-Tibet Plateau, Beijing.
- Klimaszewski M., 1992: Zagadnienie lodolodu tybetańskiego. *Przegląd Geogr.*, 64, 1-2.
- Kuhle M., 1985a: Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. *Nachrichten der Univ. Göttingen*.
- Kuhle M., 1985b: Permafrost and periglacial indicators on the Tibetan Plateau from the Himalaya Mountains in the south to the Quilian Shan in the north (28-40°). *Z. Geomorph. N.F.*, 29.
- Kuhle M., 1989: Chod lednikovoj epochi – teorija osnovannaja na rekonstrukcji Tibietskogo lednikovogo pokrova. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 23.
- Kuhle M., 1998: New findings supporting the Pleistocene ice sheet on the Tibetan Plateau: Results of the researches 1992-1997. Abstracts of the Intern. Symp. on the Qinghai-Tibet Plateau, Beijing.
- Lwowicz M.I., 1979: *Zasoby wodne świata*. Wyd. PWN, Warszawa.
- Map of Tibet Autonomous Region, 2003: GIZIMAP Hungry, Budapest, 1:2000 000.
- Ruddiman W.F., Kutzbach J.E., 1991: Plateau uplift and climate change. *Science Amer.*, 264, 3.
- Scheidegger A.E., 1998: Tectonic predesign of mass movements, with examples from the Chinese Himalaya. *Geomorphology*, 26.
- Starkel L., 1972: The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the lower Himalaya (Darjeeling Hills). *Geogr. Polonica*, 21.
- Starkel L., 1977: *Paleogeografia holocenu*. Wyd. PWN, Warszawa.
- Starkel L., Basu S. (Eds.), 2000: *Rains, Landslides and Floods in the Darjeeling Himalaya*. Indian National Science Academy, New Delhi.
- Tapponnier P., Molnar P., 1976: Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264.
- Walling D.E., Webb B.W., 1996: Erosion and sediment yield: a global overview. *IAHS Publ.*, 236.
- Xiao X., Li T., Li G., Chang C., Yuan X., 1988: *Tectonic Evolution of Lithosphere of the Himalayas*. Geological Publ. House, Beijing.
- Zhu Liping, Zheng Du, Pan Yusheng (Eds.), 1998: *Guide Book for the Excursion of the Intern. Symp. on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*, Beijing.

SUMMARY

THE LANDSCAPE OF TIBETAN VALLEYS

All major rivers of South and East Asia stem from the Tibetan Upland, the highest elevated territory on Earth, with an area of 2.5 million km². Land relief varies along the valleys as a result of the high elevation at 3,000-5,000 m above sea level, high local vertical drops along the edges of the upland and extreme differences in precipitation along the S-N line (Fig. 1, 3). The rapid uplifting of the Tibetan Upland and of its adjacent mountain ranges is reflected by the great depth of the river valleys along their steepest sections, especially in the southern and eastern parts of the upland, which are drained by rivers carrying large quantities of water. In the dry northern section of the upland rivers run in shallower valleys. In contrast, rivers running across the interior of the upland with its lesser vertical drops occupy valleys which are shallow, wide and not as steep. The Tibetan rivers thus feature untypical and complex longitudinal sections (Fig. 2). Four valley sections can be identified with different gradients, depths and widths: a) the short topmost section, with narrow, deep and very steep valleys, b) the longest section just downstream, with shallow and wide valleys of low gradient (with alternating reaches featuring greater and smaller gradients, depths and widths), c) a section with narrow valleys featuring their greatest gradients and depths (up to 2-3 thousand metres deep with waterfall gaps), and d) a shallower section in the upland or lowland foreland. The (b) sections feature extant remains of wide valley beds of the Pliocene age, hanging up to 1000 m above the river channels. The (a) sections are often either glaciated or contain elements of the youngest glacial relief. The largest areas of traces of the older postglacial relief from the great ice-cap glacial period three million years ago remain within the highest elevated and the least deepened portions of the (b) valley sections, and only to a local extent in the deep valley reaches. Larger areas of glacial, fluvioglacial and limnoglacial features and deposits in the Tibetan valleys and in their close vicinity have remained in the dry northern part of the upland to a greater extent than in the southern section, where water erosion has been more intense. The landscape of valleys of the Tibetan Upland is driven, alongside its relief, by the vegetation, which differs between vertical zones and along the S-N section. On the way up the Himalayas the rainforest is superseded by pine forest and then by rhododendrons. On the northern side of the mountains forests are replaced by shrubs and, along the vast upland area, by the dominant grassland formation (the Tibetan steppe). Semi-desert and desert vegetation dominate the northern part of the upland. The human impact on the Tibetan landscape has been minor and is restricted to effects of grazing (mostly yaks) and to the limited extent of land development (mostly in the southern, most densely populated part of the upland). Since 1950s, the upland has seen transport and, to a lesser extent, industrial projects impacting on the local landscape. Taking into consideration these elements of the geographical environment three areas have been identified in the Tibetan Upland with different valley landscape features: (Fig. 4) southern and eastern, central and northern.

Prof. dr hab. Adam Łajczak

Uniwersytet Śląski

Wydział Nauk o Ziemi

Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu

ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

e-mail: alajczak@o2.pl