

Problemy budowy i ewolucji geologicznej Himalajów i Tybetu na XXX Międzynarodowym Kongresie Geologicznym w Pekinie

Marek Narkiewicz*

Przewodnym motywem XXX Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Pekinie (4–14 sierpnia 1996 r.) była geologia kontynentów. Na tym tle, szczególna rola przypadła Himalajom i Tybetowi, obszarom od dawna frapującym geologów, geofizyków i geomorfologów ogromnymi rozmiarami i ciągle trwającą aktywnością konwergencji kontynentalnej i towarzyszącego jej wypiętrzania. Od czasów Arganda, a później Molnara i Tapponniera, geolodzy dostrzegają wpływ tych procesów na ewolucję tektoniczną obszarów leżących na odległym przedpolu orogenu, aż po Ałtaj i ryft bajkalski na północy, a po wschodnie i południowe Chiny na wschodzie. Na przeciwległym biegunie, od południa, wypiętrzaniu orogenu himalajskiego towarzyszyła rozbudowa gigantycznych podmorskich stożków osadowych Indusu na zachód, a Bengalu na wschód od Indii (ryc. 1). Warto tu wspomnieć, że stożek bengalski jest uważany za największy system depozycyjny świata (Miall, 1995).

Te względy merytoryczne, a także zapewne i polityczne intencje gospodarzy pragnących podkreślić chińską obecność w Tybecie, sprawiły, iż tematyka geologiczna tego obszaru zajęła znaczące miejsce w naukowym programie Kongresu. Poświęcono jej pięć wycieczek przed- i pokongresowych, dwa specjalne sympozja, a także liczne referaty i postery rozproszone w sesjach specjalistycznych, głównie dotyczących budowy skorupy ziemskiej, procesów tektonicznych, magmowych i metamorficznych. Autorami większości prezentacji byli naukowcy chińscy z różnych ośrodków akademickich i Akademii Nauk. Przedstawiono również wiele wyników współpracy międzynarodowej, datującej się od lat osiemdziesiątych. Należy tu wymienić chińsko-francuski projekt *Studium tektoniki i tworzenia się skorupy/płaszczka a ewolucja Himalajów*, badania basenów sedimentacyjnych w południowym Tybecie przez zespoły chińsko-niemieckie i chińsko-brytyjskie, analizę profilu regionalnego Golmud-Lhasa (N–S) z udziałem badaczy brytyjskich, wreszcie trwające głębokie badania geofizyczne m.in. za pomocą sejsmiki refleksyjnej, w ramach chińsko-amerykańskiego projektu INDEPTH.

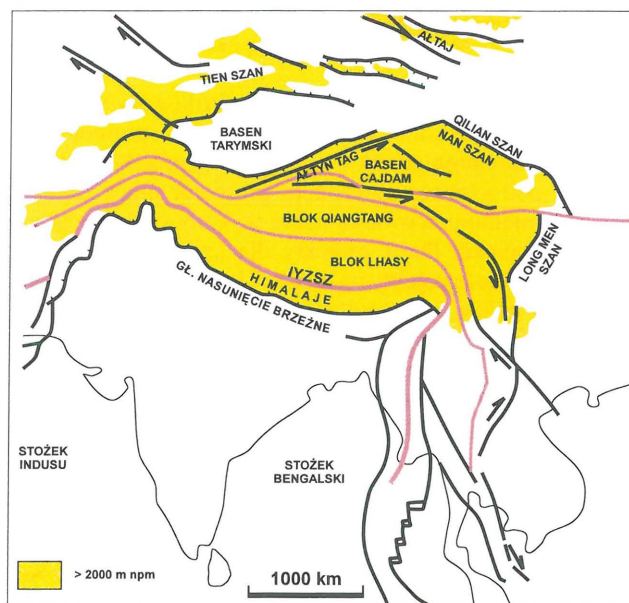
W dalszym ciągu tego artykułu przedstawię najważniejsze wyniki prowadzonych badań na tle zarysu budowy geologicznej i rozwoju orogenu himalajskiego wraz z przyległym płaskowyżem tybetańskim. Posłużę się w tym celu głównie wyborem prezentacji na kongresie pekińskim (Abstracts ..., 1996), publikacjami towarzyszącymi tej imprezie, a także materiałami i obserwacjami związanymi z udziałem w wycieczce pt. *Geologia obszaru między strefą szwu Indus-Yarlung Zangbo a łańcuchem Himalajów, Xizang (Tybet), Chiny* (Wang i in., 1996). Omawiane dalej tematy obfitują w kwestie niewyjaśnione i sporne, których pełniejsze przedyskutowanie wymagałoby znacznie obszerniejszego opracowania. Z oczywistych względów zostały one tutaj jedynie zasygnalizowane, a zainteresowany Czytelnik może sięgnąć do licznych opublikowanych opracowań, np. do wykorzy-

stanych przy pisaniu tego artykułu prac Deweya i in. (1989) i Burchfiela & Royden (1991).

Zarys budowy geologicznej

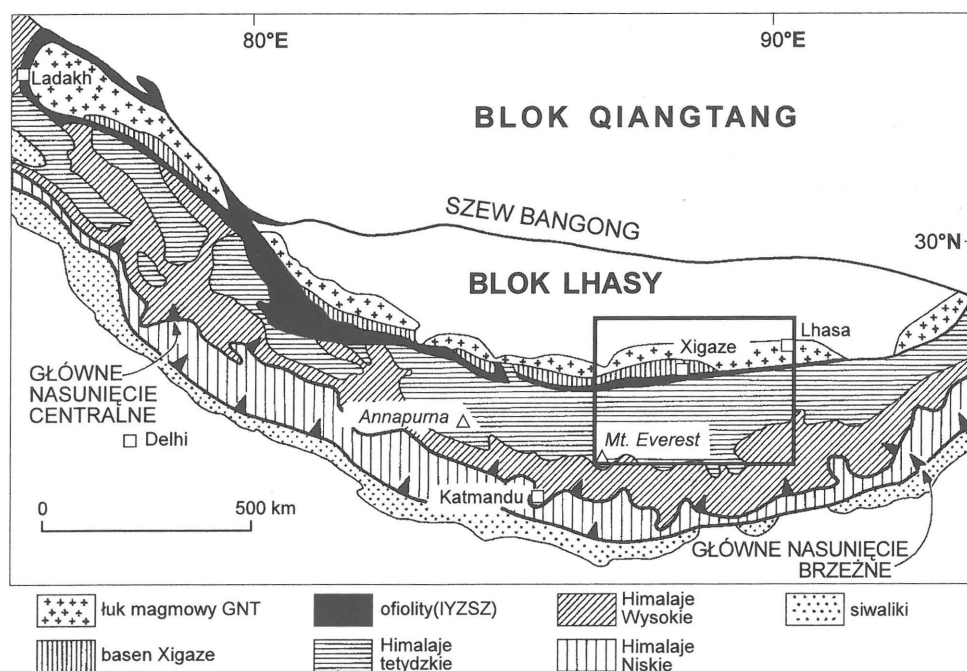
Himalaje — najwyższy łańcuch górski Ziemi — rozciągają się pasmem długości 2400 km o średniej szerokości 200–300 km i elewacji powyżej 6000 m npm. Przylegający do nich od północy płaskowyż Tybetu ma powierzchnię 2 500 000 km², a średnią wysokość około 4000 m npm, przy istnieniu licznych pasm górskich o przeciętnej elewacji rzędu 5200–5500 metrów. Północną granicę elipsoidalnego w zarysie Tybetu wyznaczają pasma górskie Ałtyn Tagu przechodzące ku wschodowi w łańcuch Nan Szan i Qilian Szan (ryc. 1).

Pod względem geologicznym, zarówno południowa jak i północna granica Tybetu są związane z nieciągłościami tektonicznymi. Od południa jest to strefa szwu Indus-Yarlung Zangbo (IYZSZ), natomiast od północy lewoskrętny uskok przesuwczy Ałtyn Tagu biegnący początkowo na południe od basenu tarymskiego (obecna pustynia Takla Makan), a następnie przechodzący ku wschodowi w strefę nasunięć Qilian Szan, na północ od basenu Cajdam. Wschodnią granicę płaskowyżu wyznacza południkowa strefa nasunięć Long Men Szan przechodząca ku południowi w uskok Xianshuihe. W obrębie płaskowyżu wyróżnia się 3–5 terranów o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym, oddzielonych strefami szwów tektonicznych i reprezentujących kolejne etapy akrecji skorupy ziemskiej w czasie późnego paleozoiku i mezozoiku.



Ryc. 1. Ramy tektoniczne Tybetu i Himalajów (na podstawie Deweya i in., 1989, zmienione i uzupełnione). Granice płaskowyżu pokrywają się niemal wiernie z głównymi nieciągłościami tektonicznymi: uskokiem Ałtyn Tagu, nasunięciami Qilian Szan i Long Men Szan oraz strefą szwu Indus-Yarlung Zangbo (IYZSZ)

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 2. Główne strefy tektoniczne Himalajów (na podstawie zmodyfikowanej mapy Ganssera [W:] Wang i in., 1996, fig. 3-2). Prostokątem zaznaczono obszar wycieczki przedkongresowej omówiony w tekście

Grubość skorupy wynosi na obszarze Tybetu średnio 60–70 km i szybko maleje ku północy i południowi. W świetle najnowszych badań geofizycznych (projekt INDEPTH II) pod Himalajami tetydzkimi Moho zapada pod kątem 9° na NNE osiągając maksymalną głębokość 80 km w rejonie Lhasy (Ni i in., [W:] Abstracts ... 1996). Stwierdzono też obecność wyraźnego reflektora sejsmicznego związanego z IYZSZ, od góry pionowego, a w interwale głębokościowym 17–27 km nachylonego pod kątem 6° na N i ciągnącego się na nieokreśloną odległość ku północy (Klemperer i in., [W:] Abstracts ... , 1996).

Ważnym wynikiem najnowszych głębokich badań geofizycznych jest udokumentowanie wzdłuż południowego brzegu Tybetu śródskorupowej warstwy o niskich prędkościach sejsmicznych i anomalnej przewodności, interpretowanej jako częściowo stopiony, plastyczny element skorupy, zachowujący się jak warstwa płynna w okresach rzędu 10 mln lat (Nelson i in., [W:] Abstracts ..., 1996). Warstwa ta, powstała według Meissnera (Abstracts ..., 1996) na skutek delaminacji litosfery, rozciąga się od strefy IYZSZ (lub nawet od linii Lhagoi Kangri) ku północy być może pod całym Tybetem (Nelson i in., [W:] Abstracts ..., 1996). Coraz bardziej rozpowszechniony jest pogląd, że plastyczna warstwa ma fundamentalne znaczenie dla współczesnej morfologii i deformacji płaskowyżu. Część badaczy uważa, że właśnie z nią związana jest penetracja skorupy indyjskiej w późnych fazach kolizji himalajskiej, będąca powodem silnego zgrubienia skorupy tybetańskiej, przynajmniej w jej południowej części (Meissner, [W:] Abstracts ..., 1996). Ponadto, z istnieniem jej korespondują obserwacje tektoniczne sugerujące oddzielność deformacji górnej skorupy od odkształceń dolnoskorupowych. O ile te ostatnie składają się ogólnie na skracanie skorupy, o tyle wyższy, odkłuty poziom strukturalny wykazuje często ekstensję (por. dalej).

Scenariusz zdarzeń — do kolizji himalajskiej

Badacze Tybetu w większości zgadzają się, że stanowi on zlepek odrębnych elementów strukturalnych — bloków czy też terranów. Sporny jest jednak przebieg procesu akrecji skorupowej, a zwłaszcza rekonstrukcja charakteru, roz-

miarów i wieku skorupy rozdzielającej pierwotnie poszczególne jednostki. W specjalnym, kongresowym wydaniu *Episodes* dwaj chińscy badacze Tybetu Xuchang Xiao & Tingdong Li (1995) przedstawili pogląd, który można nazwać konserwatywnym. Według nich, analiza paleobiogeograficzna, przeprowadzona m.in. na podstawie kręgowców i flory późnego paleozoiku i triasu, wskazuje na brak w tym czasie znaczących barier paleogeograficznych, włącznie z oceanicznymi, między poszczególnymi blokami. Co więcej, od późnego triasu do wczesnej jury kontynent indyjski miał być według cytowanych autorów integralną częścią Eurazji, a jego wczesnojurajskie (190 ma) oddzielenie spowodowało powstanie jedynie wąskiego basenu oceanicznego o maksymalnej szerokości 2700 km.

Scenariusz zakładający znacznie większą mobilność płyt przedstawili Wang i in. (1996, fig. 3-3) na podstawie wcześniejszych prac Deweya. Przyjmują oni model kolejnego dokowania poszczególnych terranów do płyty angarskiej, przy czym bloki Qiangtang i Lhasy oderwały się od Gondwany odpowiednio w późnym karbonie i wczesnym triasie. Ich zadokowanie nastąpiło kolejno w środkowym triasie i późnej jurze po dryfie na odległość rzędu 6–7 tys. km. W kredzie, przed ok. 100 mln lat zaczyna się szybki (16 cm na rok) dryf płyty indyjskiej ku północy, a zarazem stopniowe zamykanie się oceanu Neotetydy, którego szerokość (N–S) wynosi wówczas ok. 5700 km. Południowa krawędź bloku Lhasy stanowi w tym czasie obrzeże aktywne typu andyjskiego, z nachyloną ku północy strefą subdukcji oceanicznej płyty Neotetydy (Einsele i in., 1996).

Kolizja płyty indyjskiej z Euroazją miała najprawdopodobniej skośny przebieg, została bowiem zapoczątkowana nieco wcześniej na zachodzie (65 ma — przełom kredy i trzeciorzędu) niż na wschodzie (50 ma — wczesny eocen) (Einsele i in., 1996). Według Deweya i in. (1989) od 84 ma (santon) do około 45 ma (eocen) Indie dryfowały ku NE z szybkością nieco ponad 10 cm/rok, po czym doszło do kolizji w części północno-zachodniej, rotacji lewoskrętnej całej płyty o ok. 33 i zmniejszenia tempa do 5 cm/rok. Szczegółowy przegląd danych stratygraficznych dokonany przez Crowleya (1996) przesuwając nieco wiek początków



Ryc. 3. Schematyczny przekrój przez Himalaje obrazujący główne strefy tektoniczne omówione w tekście (według Berga i Chena, za: Wang i in., 1996, fig. 3-1)

kolizji, na ok. 54 ma (paleocen/eocen) w rejonie Pakistanu i ok. 42 ma (eocen) w Birmie. Śladem kolizji jest strefa IYZSZ, a jej dalszą konsekwencją — powstanie pasma Himalajów wskutek skrócenia skorupowego i towarzyszących mu nasunięć ku południowi.

Wydarzeniami naukowym w czasie kongresu były dwa referaty znanego geologa szwajcarskiego, z pochodzenia Chińczyka, Kennetha J. Hsu (Abstracts ..., 1996). Przedstawił on, na przykładzie między innymi Himalajów i Alp, nowy model orogenezy, przypisujący główną rolę w rozwoju pasma fałdowego łukom wysp i ich kolizji. Zgodnie z tą teorią, nazwaną przez Hsu archipelagowym modelem orogenezy, Neotetyda znajdowała się na południe, a nie, jak się to na ogół uważa, na północ od Himalajów. To, co uważa się za Neotetydę, było w istocie basenem załukowym powstałym w trakcie subdukcji Neotetydy ku północy. Basen ten zamknął się w eocenie, natomiast prawdziwa Neotetyda uległa zamknięciu we wczesnym miocenie. Jak należało oczekiwać, model archipelagowy powstania i rozwoju Himalajów wywołał burzliwe dyskusje w gronie badaczy tego regionu i dopiero przyszłość pokaże w jakiej mierze zostanie on zaakceptowany.

Scenariusz zdarzeń — od kolizji do dziś

Badania paleomagnetyczne wskazują na dwukrotne zmniejszenie tempa dryfu płyty indyjskiej w wyniku kolizji — od ok. 10 do ok. 5 cm/rok (Dewey i in., 1989; Burchfiel & Royden, 1991; Butler, 1995). Przy założeniu stabilnego położenia Eurazji, ta ostatnia wartość reprezentuje konwergencję kontynentalną, a więc wiąże się z kompresyjnym skracaniem skorupowym w trakcie dociskania płyty indyjskiej. Od czasów Arganda przyjmuje się, że skracanie to obejmowało głównie skorupę euroazjatycką, która, wielokrotnie deformowana w trakcie paleozoiku i mezozoiku, była bardziej podatna i mniej jednorodna od prekambryjskiej skorupy Indii (Burchfiel & Royden, 1991). Według Deweya i in. (1989) konwergencja obu płyt nastąpiła głównie w drodze plastycznego skrócenia litosfery azjatyckiej, w obrębie której strefy względnie sztywniejsze (np. basen tarymski) oparły się deformacjom, a krucha górna skorupa uległa w większości połamaniu na osobne płyty różnych rozmiarów, poprzesuwane i zrotowane względem siebie. Tektonicznemu skracaniu towarzyszyło, poczynając od późnego oligocenu, charakterystyczne oroklinalne wygięcie ku południowi obu końców pasma himalajskiego połączone z powstaniem stref przesuwczych na wschodzie, na pogra-

niczu Birmy z Chinami i na zachodzie (północny Pakistan). Obecne tempo konwergencji między Indiami a Syberią wzdłuż długości geograficznej wschodniego Tybetu ocenia się na 6 cm/rok, z czego 1–1,5 cm przypada na Himalaje, a niemal cała reszta na basen Caidam i obszar na północ od niego (Burchfiel & Royden, 1991).

Rozmiary konwergencji pokolizyjnej szacuje się, na podstawie badań paleomagnetyzmu, na ok. 1800 km w zachodniej części orogenu, a ok. 2750 km na wschodzie (Dewey i in., 1989). Wartości maksymalne mogą przy tym ulec zwiększeniu do ok. 3500 km jeżeli potwierdzi się późnopaleoceński wiek kolizji. Tym wartościami — o ile są prawdziwe — powinny odpowiadać rozmiary skrócenia tektonicznego w obrębie górotworu, szacowane na podstawie rekonstrukcji palinospastycznych. Te ostatnie, przy zbyt małej ilości wyników badań terenowych, nie są jeszcze w pełni wiarygodne (Burchfiel & Royden, 1991). Według ostatnio opublikowanych ocen, rozmiary skrócenia, w przypadku pasa między niezdeformowanym północnym skrajem płyty indyjskiej a strefą IYZSZ, osiągają ok. 500 km (Chengshen Chen i in., 1996), natomiast w obrębie bloków Lhasy i Qiangtang — ok. 1000 km (Xiao & Li, 1995).

Strukturalny zapis skrócenia w obrębie górnej, sztywnej warstwy skorupy stanowią w części południowej orogenu wielkie strefy nasunięć ułożone równoległe do pasma himalajskiego (ryc. 2 i 3). Ich aktywność przesuwiała się w czasie ku południowi, poczynając od strefy IYZSZ (40–70 ma), Lhagoi-Kangri-Kangmar (40–20 ma), strefy głównego nasunięcia centralnego (20 ma), aż po najmłodsze, główne nasunięcie brzeżne w rejonie południowych stoków Himalajów czynne od 10 ma (Zhiqin Xu i in., [W:] Abstracts ..., 1996). Symetrycznie względem nasunięć himalajskich zachodził proces deformacji towarzyszących skracaniu skorupy tybetańskiej. Większość tych deformacji miała charakter fałdów lub uskóków przesuwczych (Burchfiel & Royden, 1991). Zdaniem cytowanych autorów zasięg deformacji przesuwał się w czasie ku północy. Dopiero w plicenie objął on północne i północno-wschodnie części Tybetu — Ałtyn Tag, basen Caidam i Góry Qilian Szan (ryc. 1). W tej właśnie strefie i na północ od niej koncentrują się obecne odkształcenia kompresyjne związane z konwergencją kontynentalną. Niezależnym potwierdzeniem jej współczesnej aktywności są ostatnie wyniki pomiarów geodezyjnych za pomocą GPS.

Prosty obraz kompresyjnie deformowanej skorupy komplikują obserwacje procesów ekstensyjnych zachodzących prostopadle, wzdłuż osi W–E. Trwają one co najmniej od początku czwartorzędu, a według niektórych badaczy od

pliocenu (6 ma), osiągając rozmiary rzędu 10–11 mm/rok. Przykładem najlepiej zbadanego systemu struktur ekstensyjnych jest ciąg rowów tektonicznych Yangabajain (Yadong–Gulu) rozwinięty na zachód i południe od Lhasy między miastami Gyantse (S) a Amdo (N) (ryc. 8). System ten, aktywny głównie w czwartorzędzie, przecina IYZSZ zaznaczając się wyraźnie w morfologii świeżymi, odnawianymi w trakcie trzęsień ziemi skarpami uskokowymi. Towarzyszy mu podwyższony strumień ciepły i zjawiska hydrotermalne wykorzystane do produkcji energii elektrycznej w niewielkiej elektrowni Yangbayang o mocy 25 MW, położonej 80 km na NW od Lhasy.

Niezależnie od struktur ekstensyjnych obserwuje się we wschodnim Tybecie zjawiska przesuwczności o ogólnym zwrocie ku wschodowi (ryc. 1). Powstała w latach siedemdziesiątych teoria ekstruzji (tektoniki ucieczkowej) wiązała te ruchy z zakładanymi deformacjami Chin wschodnich (Tapponnier i Molnar). Późniejsze prace wykazały, że ekstruzja jest w istocie procesem o znacznie mniejszych rozmiarach, osiągających według Deweya i in. (1989) ok. 250 km i w całości kompensowanych przez skrócenia tektoniczne wzdłuż nasunięć na NE i E obrzeżach Tybetu. Przebieg kongresu pekińskiego wskazuje, że koncepcja tektoniki ucieczkowej we wschodnich Chinach ma już w dużym stopniu znaczenie li tylko historyczne.

Równoległe z poziomymi przesunięciami skorupy ziemskiej trwały na obszarze Tybetu i Himalajów ruchy wypiętrzające. Współcześnie, osiągają one przeciętne rozmiary 0,6 do 1,5 cm/rok, natomiast maksymalne wartości występują w Himalajach, gdzie pomiary geodezyjne w rejonie Mt. Everestu dały wartości dochodzące do 3,7 cm/rok (Xiao & Li, 1995). Bezpośrednim świadectwem geologicznym szybkiego wypiętrzenia Tybetu jest geomorfologia plateau, z wyraźną powierzchnią zrównania o średniej wysokości 5200–5500 m npm, tak czytelną w miejscowym krajobrazie (ryc. 5). Problemem pozostaje jednak odtworzenie scenariusza wypiętrzenia. Według nowszych badań chińskich, dokonywanych głównie metodą trakową, tempo ruchu pionowego z początkiem czwartorzędzie raptownie wzrosło od dziesiętnej części milimetra na rok w eocenie-pliocenie do dużych wartości obecnych (Xiao & Li, 1995). W pliocenie średnia elewacja wynosiła prawdopodobnie ok. 1000 m npm — taka wartość zgodna jest z występowaniem szkieletów prakoni z rodzaju *Hipparion*, a także zespołów spor. Według tego scenariusza, średnie rozmiary wypiętrzenia Tybetu w czwartorzędzie osiągnęły 3200–4000 m, a z początkiem glacjału przed ok. 0,8 ma średnia elewacja Tybetu wynosiła ok. 3000 m npm (Wang i in., 1996; Ding Liu & Zhong Dalai, [W:] Abstracts ..., 1996). Przy tym założeniu, maksymalne zlodowacenie między 0,8 a 0,5 ma mogło pokryć 21% powierzchni Tybetu, tj. około 0,5 mln km², podczas gdy obecna łączna powierzchnia lodowców w tym regionie wynosi 98 000 km².

Część geologów podważa aktualistyczne rozumowanie oparte na występowaniu hipparionów i spor. Uważają oni, że raptowne wypiętrzenie Tybetu nastąpiło wcześniej, bo już w pliocenie, przed 5 ma. England & Houseman (1989) twierdzą, iż przyczyną tego zjawiska było izostatyczne wypchnięcie skorupy odciążonej po oderwaniu się i pogrążeniu ciężkiego korzenia płaszczowego.

Geologia obszaru między Himalajami a IYZSZ

Tytuł tego rozdziału jest zarazem tematem wycieczki przedkongresowej T121 (i jej pokongresowego odpowied-

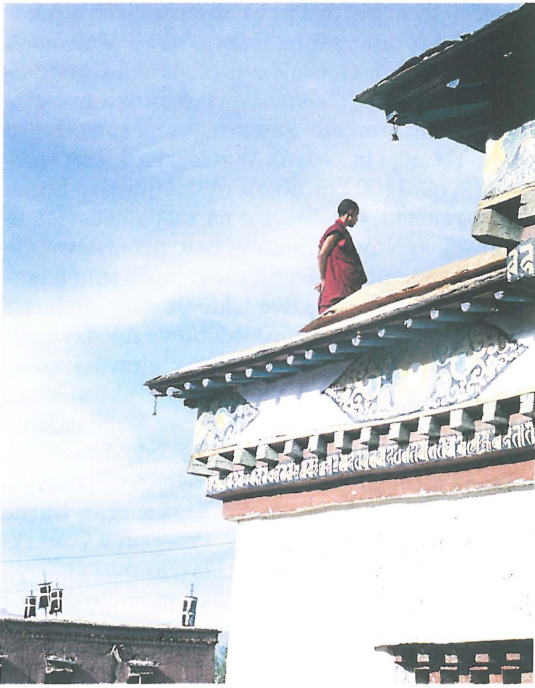
nika T387), a jego treść jest oparta na obserwacjach terenowych dokonanych w czasie wycieczki oraz na objaśnieniach przewodników chińskich na czele z prof. Wang Chenshanem (*Chengdu Institute of Technology*). Szeroko uwzględniono również informacje zawarte w przewodniku wycieczkowym (Wang i in., 1996). Wycieczka, której łączna trasa wyniosła ok. 1100 km, objęła obszar między Lhasą na wschodzie a rejonem Mt. Everest na zachodzie. Celem dziesięciodniowej wyprawy terenowej było przedstawienie głównych rysów geologicznych poszczególnych stref tektonicznych w rejonie głównego szwu tektonicznego Indusu i Yarlung Zangbo. Nasza dwudziestoosobowa międzynarodowa grupa poruszała się ogólnie wzdłuż głównej szosy południowego Tybetu zwanej przez Chińczyków szosą przyjaźni chińsko-nepalskiej, a prowadzącą z Katmandu do Lhasy i dalej na wschód. Przy tej szosie i jej odgałęzieniach leżą największe i najbogatsze w zabytki ośrodki Tybetu — stolica Lhasa, drugie co do wielkości Xigaze oraz ważne niegdyś, strategiczne miasto Gyantse. Program wycieczki przewidywał zwiedzanie wspaniałych klasztorów i świątyń buddyjskich w tych miastach, takich jak m.in. Jokhang i Drepung w Lhasie, Palcho w Gyantse i Tashihunpo, siedziby Panczen Lamy w Xigaze. Osobną atrakcją turystyczną była możliwość zwiedzania, niestety pod nieobecność przebywającego na emigracji Dalaj Lamy, jego głównej siedziby — ogromnego pałacu Potala i bardziej kameralnej, letniej siedziby Norbulingka w Lhasie. Poza ośrodkami miejskimi, uczestnicy, jak to często bywa w przypadku wycieczek geologicznych, mieli wiele sposobności do przyjrzenia się różnym bardziej odległym od tras turystycznych, a nie mniej fascynującym zakątkom, małym klasztorom, wsiom i osadom tybetańskim. Nawet najkrótszy opis wszystkich wrażeń i obserwacji krajoznawczych wymagałby napisania osobnego artykułu. Niech więc symboliczną reprezentacją tych wszystkich pozageologicznych wrażeń będzie zdjęcie z klasztoru Palcho w Gyantse (ryc. 4).

W dalszym ciągu tego rozdziału omówię kolejno, przesuując się od północy na południe, sześć głównych stref tektonicznych związanych z IYZSZ, zlokalizowanych na ryc. 2 i 3, podając ich ogólną charakterystykę i ilustrując wybrane aspekty terenowe.

Strefa łuku magmowego Gangdise–Nienczen Tangla (GNT)

Strefa ta stanowi południowe obrzeżenie bloku Lhasy, ciągnąc się pasem o średniej szerokości ok. 100 km i długości ponad 1000 km między Ladakhem w Kaszmirze a Zayuu na wschodzie. Zbudowana jest ze skał wulkanicznych i plutonicznych, głównie kwaśnych i obojętnych, wieku mezozoicznego i kenozoicznego.

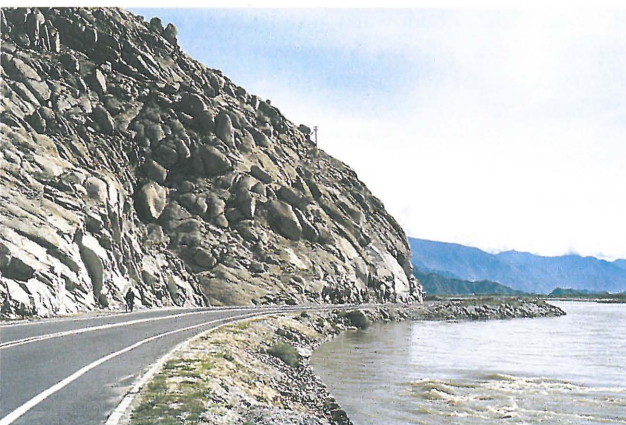
Skały wulkaniczne zalicza się do dwóch zespołów. Jeden z nich, reprezentowany przez grupę Sangri wieku późnojurajskiego do wczesnokredowego, składa się głównie z andezytów, dacytów i keratofirów wraz z towarzyszącymi im płytkowodnymi skałami osadowymi. Utwory te występują głównie w postaci ksenolitów w obrębie skał plutonicznych. Na podstawie badań asocjacji litologicznych, zmian obocznych oraz charakteru petrochemicznego i zawartości pierwiastków śladowych, skały te przypisuje się strefie łuku wyspowego. Drugi zespół obejmuje wapniowo-alkaliczny kompleks piroklastyków oraz law obojętnych i kwaśnych wieku późnokredowo-trzeciorzędowego, między 90 a 40 ma. Skały te, często asocjujące z czytelnymi w terenie pstrymi osadami lądowymi, interpretowane są jako



Ryc. 4. Klasztor Palcho w Gyantse



Ryc. 5. Widok z przełęczy Ganbala (4663 m npm) ku północy na płaskowyż tybetański. Dobrze widoczna powierzchnia zrównania o średniej elewacji 5200–5300 m npm



Ryc. 6. Granitoidy (wiek 52 ma) nad rzeką Lhasa, w obrębie łuku magmowego GNT



Ryc. 7. Grzędy skalne nad klasztorem Tashihunpo w Xigaze zbudowane ze zlepieńców wypełniających kanały w obrębie stożków podmorskich fliszu kredowego (basen Xigaze)



Ryc. 8. Współczesna dolina ryftowa wchodząca w skład systemu Yangabajain w rejonie na wschód od Gyantse. Widok ku północy, mniej więcej wzdłuż osi ryftu



Ryc. 9. Strefa YZSZ 3 km na południe od mostu Quxu w dolinie Yarlung Zangbo (Brahmaputry). Zbocze na północ od przełęczy (lewa strona) zbudowane ze skał ultrametamorficznych pasa ofiolitowego, na które są nasunięte od południa klastyki triasowe (prawa strona)

powstałe w warunkach pasma górskiego. Ogólnie, wulkanizm strefy GNT ma charakter morski przed środkową częścią kredy, a lądowy od późnej kredy do eocenu. Aktywność wulkaniczna przesuwiała się w kierunku północnym,



Ryc. 10. Pasma na zachód od Tingri, nad rzeką Pum Qu, z wychodniami najmłodszych utworów Himalajów tetydzkich (podnóże góry — kreda, a wyższa, zaśnieżona część — eocen)

przy czym cechy petrochemiczne wskazują na głębsze pochodzenie wcześniejszych magm.

Skały plutoniczne, w przewadze granitoidy, tworzyły się prawdopodobnie w wyniku ewolucji komagmowej z wulkanitami (ryc. 6). Są one jednak w większości młodsze od wulkanitów i często kontaktują z nimi niezgodnie (intruzywnie). Obszar ich maksymalnego występowania jest przy tym przesunięty nieco na południe. Wiek skał mieści się w granicach 130–20 ma, ale główne ciała plutoniczne, składające się z diorytów kwarcowych i granitowych i adamellitów, powstały w przedziale wiekowym od eocenu po miocen. Sądzi się, że utwory te miały swoje źródło na znacznych głębokościach, gdzie następowało anatektyczne przetopienie płaszcza lub skorupy oceanicznej kontaminowanej skorupą kontynentalną, której udział rośnie ku północy równoległe z malejącym wiekiem intruzji. Najstarsze skały osadowe przykrywające intruzje są reprezentowane przez typowe molassowe śródgórskie facje węglonośne, reprezentujące etap po końcowej kolizji megapłyt w warunkach dojrzałości i wypiętrzenia strefy GNT.

Basen przedłukowy Xigaze (BPX)

Jednostka ta tworzy strefę o długości ok. 550 km i obecnej szerokości 10–50 km ciągnącą się od Ladakhu, gdzie łączy się z fliszem trzeciorzędowym, po rejon Rinbung na wschodzie, gdzie zanika, zapewne wskutek obcięcia nasunięciami wstecznymi. Najlepsze i najdokładniej zbadane odsłonięcia znajdują się w rejonie Xigaze. Basen przedłukowy typu andyjskiego rozwijał się na południowym przedpolu łuku magmowego GNT w końcowych fazach zamykania się Neotetydy, poczynając od środkowej kredy. Basen został założony na skorupie przejściowej lub przechwyconej oceanicznej i jest wypełniony głównie sekwencją fliszową o grubości co najmniej 5 km. Wypełnienie basenu następowało w wyniku kolejnych cykli progradacji ku południowi osadów klastycznych z dużym udziałem materiału wulkanoklastycznego pochodzącego ze strefy GNT. Od południa basen był ograniczony grzbietem zbudowanym z utworów przyzmy akrecyjnej tworzącej się w czasie subdukcji (Einsele i in., 1996). Po kolizji kontynentalnej, sedymentacja morska ustąpiła miejsca grubym osadom fluwialnym typu molasowego, a obejmującym eocen i oligocen. W wyniku późniejszej kompresji osady basenu Xigaze zostały silnie zdeformowane tektonicznie, a ich skrócenie można szacować na 35%. Obecna granica północna basenu ma charakter nachylo-

nych ku południowi wstecznych nasunięć, gdzie występują również łuski tektoniczne zbudowane z węglanów reprezentujących szczątki pierwotnej platformy węglanowej na północnym obrzeżu basenu. Od południa, strefa BPX graniczy z IYZSZ za pośrednictwem nachylonych ku południowi uskoków nasuwczych, których wiek pokrywa się z wiekiem głównego nasunięcia centralnego (27–23 Ma).

Rytmicznie uławiczone fliszowe utwory grupy Xigaze tworzą bardzo charakterystyczne odsłonięcia w rejonie Xigaze z niezwykle czytelnymi strukturami fałdowymi. W samym mieście, a zwłaszcza nad klasztorem Tashihunpo, można obserwować gruboklastyczne wypełnienia kanałów oraz drobnieklastyczne cykle stożków podmorskich (ryc. 7).

Strefa szwu Yarlung Zangbo (YZSZ)

Strefa ta jest tybetańskim fragmentem wcześniej wspomnianej jednostki tektonicznej — strefy szwu Indusu-Yarlung Zangbo, która ciągnie się od Pakistanu na zachodzie po Birmę i Tajlandię na wschodzie. W Tybecie ma ona 1700 km długości przy szerokości średnio między 10 a 30 km. Omawiany szew jest odwzorowaniem granicy między megapłytami indyjską i eurazjatycką, stanowiąc końcowy efekt procesów subdukcji i kolizji w trakcie zamykania Neotetydy. Nazwa opisywanej jednostki pochodzi od tybetańskiej nazwy górnego biegu Brahmaputry, wzdłuż którego występują liczne wychodnie YZSZ (ryc. 9).

YZSZ obejmuje trzy równoległe pasy utworów różniących się litologią, stylem strukturalnym i stopniem metamorfizmu. Są to, od północy: pas ofiolitów, melanżu i metamorfizmu wysokociśnieniowego-niskotemperaturowego. Pas ofiolitowy stanowi główną część YZSZ. Najlepiej wykształcony i najpełniej rozpoznany jest on w rejonie Xigaze, gdzie jego odsłonięcia były demonstrowane w czasie wycieczki. W obrębie odcinka o długości 150 km i szerokości do 30 km opisano wszystkie typowe elementy zespołów ofiolitowych. Obecne są tu dwa zespoły reliktywne skorupy oceanicznej — wczesnokredowy z typową sekwencją ofiolitową i późnojurajski do wczesnokredowego zbudowany głównie z radiolarytów z przeławiczeniami fyllitów i zmetamorfizowanych diabazów prawdopodobnie związanych z podmorską górą wulkaniczną.

Mimo silnych deformacji tektonicznych, można miejscami odcyfrować pierwotne elementy zespołów ofiolitowych w następstwie, od dołu, od skał ultrazasadowych (zserpentyzowane harzburgity, harzburgity diopsydowe, lherzolity i dunity), przez kumulaty zasadowe do ultrazasadowych (dunity, perydoty, gabra oliwinowe, gabra i diabazy), zespoły pakietowych żył pokładowych i dajek typowe dla osi podmorskiego spredu, masywne i poduszkowe lawy zasadowe (bazyalty i spility często o teksturach migdałowcowych i z charakterystyką petrochemiczną typową dla law grzbietów oceanicznych), wreszcie osady abisalne do batialnych, złożone z radiolarytów, podrzędnych fyllitów i margli. Pakiet osadowy, o miąższościach sięgających od kilku metrów do kilku kilometrów, kontaktuje tektonicznie z magmowymi skałami ultrazasadowymi na północy, a sedymentacyjnie ze skałami osadowymi na południu.

Utwory określane jako melanż tworzą zmiennej szerokości pas na południe od ofiolitów. Opisano dwa typy melanżu różniące się tłem skalnym i charakterystyką chaotycznie w nim rozmieszczonych bloków. Typ pierwszy, występujący na północy pasma, wyróżnia się obecnością tła zbudowanego z niezmetamorfizowanych, triasowych utworów fliszowych, w których występują bloki późnojurajskich do wczesnokredowych radiolarytów,

wulkanitów i szarogłazów, wapieni dolnopermskich i plutonicznych skał zasadowych do ultrazasadowych. Typ drugi, o węższym rozprzestrzenieniu, obejmuje tło skalne w postaci drobnoziarnistych klastyków i skał krzemionkowych z radiolarytami, w którym tkwią egzotyczne bloki o różnych rozmiarach i różnym wieku budujących je skał, w tym wapieni, radiolarytów, szarogłazów i wulkanitów. Skałki zbudowane z tych bloków stanowią bardzo charakterystyczny składnik krajobrazowy. Z tego rodzaju utworami na ogół wiąże się kontrowersje dotyczące osadowej względnie tektonicznej ich genezy. Badacze chińscy opowiadają się za ta pierwszą możliwością, dopatrując się wkładek niezaburzonych skał osadowych w kontakcie z pakietami melanżu.

Pasma metamorficzne dzieli się, na podstawie asocjacji skalnych i mineralnych na dwie części. Część północna obejmuje twory zmetamorfizowane w facji łupków glaukofanowych, natomiast południowa — fację zieleńców chlorytowych.

Himalaje tetydzkie — pasmo północne (NHT)

Strefa Himalajów tetydzkich, zdefiniowana pierwotnie przez Ganssera w pracy z 1964 r., dzieli się na dwa pasma — północne i południowe — z granicą między nimi biegnącą wzdłuż uskoku Tingri-Gamba. Oba pasma mają podobnie wykształcone osady paleozoiczne, obejmujące starszy paleozoik, a w przypadku NHT jedynie ordowik wykształcony jako płytkomorskie twory obfitujące w skamieniałości, i karbon-perm w postaci litoralnych zlepieńców m.in. z florą glossopterisową. Różnią się natomiast wykształceniem mezozoiku. W rejonie NHT, dolny trias reprezentowany jest przez niegrube piaskowce, łupki i węglany, natomiast środkowy i górny trias — przez słabo zmetamorfizowany flisz z wkładkami wulkanitów i radiolarytów, o łącznej miąższości ponad 2000 m. Ku północy osady grubieją, stają się drobniej ziarniste i słabiej węglanowe. Jura i kreda jest wykształcona jako osady piaszczysto-ilaste z wkładkami wulkanicznymi i krzemionkowymi, a cała sekwencja uległa silnemu zaburzeniu tektonicznemu, z dobrze rozwiniętymi nasunięciami i fałdami o kierunkach W–E. Najmłodsze osady, wieku wczesno- do późnokredowego, przykryte są niezgodnie przez neogeńskie czerwone i pstre zlepieńce. Lokalnie, w rejonie Tingri-Kangmaru, występuje wydłużona wzdłuż osi W–E wychodnia kompleksu trzonu metamorficznego, zbudowanego z granitów i gnejsów przykrytych przez sukcesję zmetamorfizowanych utworów staropaleozoicznych, sfałdowanego karbonu i permu oraz łupków mezozoicznych. Kompleks ten jest interpretowany jako wynik procesów ścinania i odkłucia między skorupą kontynentalną a oceaniczną na obrzeżu płyty indyjskiej w trakcie ryftowania między permem a kredą.

Himalaje tetydzkie — pasmo południowe (SHT)

Występuje tu ciągła sekwencja osadowa od kambru po eocen, o miąższości ok. 12 000 m, składająca się z bogatych w skamieniałości osadów stabilnego środowiska płytkomorskiego. Wapienie otwornicowe eocenu są najmłodszymi utworami morskimi w tej części Himalajów. Na ryc. 10 tworzą one najwyższą część profilu odsłoniętego w rejonie Tingri. Z wyjątkiem słabo zmienionych skał kambru i ordowiku, cała sekwencja jest zasadniczo niezmetamorfizowana. Jest ona interpretowana jako epikontynentalne twory Gondwany, które po utworzeniu się Tetydy, zostały zastąpione przez osady pasywnego obrzeża kontynentalnego. Tektonika SHT jest

dość prosta, reprezentowana przez asymetryczne złożone antykliny i synkliny oraz warstwy monoklinalnie zapadające ku północy. Obecne są też uskoki odwrócone sugerujące ruchy nasuwcze w kierunku południowym.

Pasmo krystaliniku Himalajów Wysokich (HW)

Mezo- i katametamorficzne twory Himalajów Wysokich, zaliczane do grupy Nyalam, są ograniczone dwiema walnymi dyslokacjami o powierzchniach łagodnie zapadających na północ — od południa strefą głównego nasunięcia centralnego, natomiast od północy — odkłuciem południowotybetańskim, enigmatyczną strukturą tektoniczną o niejasnej genezie (por. dalej). Na południe od HW występuje pasmo Himalajów Niskich oddzielone głównym nasunięciem brzeżnym od Subhimalajów (Siwalików) na obszarze Indii i Nepalu, które zbudowane są z osadów basenu przedgórskiego objętego najmłodszymi fazami deformacji kompresyjnych.

Krystalinik HW ma co najmniej dwufazową historię procesów regionalnego metamorfizmu. Pierwsza faza, datowana na późny proterozoik, objęła obrzeże płyty indyjskiej świeżo powstałe przez akrecję skorupy kontynentalnej. Procesy metamorfizmu zachodziły w facji amfibolitowej, średniociśnieniowej oraz wysokiego stopnia przeobrażeń w facji zieleńcowej. W wyniku tych procesów utworzyły się prekambryjskie łupki krystaliczne, gnejsy i migmatyty. Są one zachowane jedynie lokalnie na skutek silnego metamorfizmu himalajskiego towarzyszącego kolejnym fazom kolizji i konwergencji obu megapłyt kontynentalnych w eocenie i miocenie (40–10 ma). Pod wpływem naprężeń ścinających prostopadłych do pasma WH rosła temperatura i ciśnienie, prowadząc do mylonityzacji i plastycznych deformacji starszych utworów krystalicznych. Metamorfizm ten osiągnął stadium częściowego przetapiania skał macierzystych i migmatytyzacji, przy czym stopy granitowe są przywiązane do powierzchni foliacji ścięciowej. Powstałe skały mają charakter zmigmatyzowanych mylonitów z kierunkową strukturą porfiroblastyczną i wstęgową teksturą uwarunkowaną ścięciowo. Warstewkowy pokrój skał jest bardzo czytelny i charakterystyczny w odsłonięciach (patrz okładka). Ciemne warstewki są utworzone z biotyту, natomiast jasne — z plagioklazą, kwarcu, skalenia potasowego i sylimanitu.

Na obszarze między YZSZ na północy a głównym nasunięciem brzeżnym Himalajów na południu, występują liczne uskoki przesuwcze i nasunięcia różnej rangi i rozmiarów w tym tak imponujące jak główne nasunięcie centralne o przemieszczeniu ku południowi szacowanym na 140–220 km. Jest to oczywiście zgodne z ogromnymi rozmiarami kompresji towarzyszącej kolizji kontynentalnej. Tymczasem, strefa odkłucia południowotybetańskiego wyłamuje się z tego spójnego obrazu, ujawnia bowiem zrzut bloku północnego ku północy, a więc w reżimie ekstensyjnym. Wiek tych ruchów datowano na ponad 21 ma, a ich rozmiary szacuje się na minimum 40 km. Ten kierunek pod prąd ogólnej tendencji nasuwczej jest tak trudny do wytłumaczenia, że nie znalazł jeszcze przekonującej interpretacji. Według Burchfiela & Royden (1991) zjawisko to wskazuje na brak łączności między niższymi poziomami strukturalnymi litosfery, podlegającymi skróceniu, a wyższymi poziomami rozciąganiemu.

Model rozwoju Tybetu i Himalajów

Podsumowane wyżej obserwacje ogromnego skrócenia tektonicznego, młodej ekstensji o kierunku równoleżnikowym oraz niespotykanych rozmiarów wypiętrzenia płaskowyzu

próbuje się w ostatnich latach wytłumaczyć w ramach spójnego modelu ewolucji Himalajów i Tybetu, modelu nawiązującego do wyżej zarysowanych wyników głębokich badań geofizycznych. Historycznie rzecz biorąc, istnieją dwie teorie tłumaczące podwojenie grubości skorupy tybetańskiej i wypiętrzenie całego płaskowyżu. Jedną z nich, zaproponowaną jeszcze przez Arganda w dwudziestych latach naszego stulecia, zakłada podsuniecie się płyty indyjskiej pod skorupę tybetańską na całej jej szerokości. Drugą hipotezę, Deweya i Burke'a (1973), uwzględnia mechanizm zgrubienia skorupy przez skrócenie tektoniczne. W swej współczesnej postaci została ona przedyskutowana przez Deweya i in. (1989), którzy przytaczają szereg argumentów przeciwko istnieniu znacznego podsunęcia litosferycznego. Dowodzą zarazem, że obszar wciśnięcia Indii w Eurazję niemal dokładnie bilansuje się ze zgrubieniem skorupowym tej ostatniej.

W świetle wyników najnowszych badań można uznać, że obie teorie znalazły do pewnego stopnia potwierdzenie w obserwacjach terenowych i ich interpretacjach (zgodnie z kompromisowymi koncepcjami Zhao i Morgana dyskutowanymi w pracy Burchfiela i Royden, 1991). Najbardziej oczywiste wydają się przytoczone wyżej przejawy skrócenia tektonicznego. Co do głębokiej penetracji skorupy indyjskiej, nie ma wprawdzie mocnych dowodów na jej zasięg aż po północną krawędź Tybetu, ale za to są przesłanki by przyjmować jej istnienie wzdłuż południowego brzegu regionu, prawdopodobnie pod całym blokiem Lhasy (Rongsheng Zeng, [W:] Abstracts ..., 1996), a przynajmniej do ok. 100 km na północ od strefy IYZSZ (Klemperer i in., [W:] Abstracts ..., 1996). Ta pierwsza koncepcja wynika z interpretacji położenia Moho na profilach sejsmicznych projektu INDEPTH, natomiast druga pokrywa się m.in. z wynikami modeli grawimetrycznych. Według Meissnera (Abstracts ..., 1996) płyta indyjska wciska się w plastyczną dolną warstwę skorupy tybetańskiej, czytelną na profilowaniach geofizycznych. Taki model rozwoju tektonicznego zakłada istnienie ogromnego odklucia w stropie podsuwanej skorupy indyjskiej — odklucia rzeczywiście stwierdzonego na głębokich profilach refleksyjnych (Nelson i in., [W:] Abstracts ..., 1996).

Istnieją też hipotezy wiążące zjawiska subdukcji w obrzeżach płaskowyżu i procesy jego wypiętrzenia, z głębokimi zjawiskami magmowymi w postaci underplatingu magmowego w północnej części Tybetu oraz intruzji w środkowej warstwie skorupy w rejonie bloku Lhasy (Mo Xuangxue, [W:] Abstracts ..., 1996). Według tej koncepcji, wypiętrzenie byłoby spowodowane śródkontynentalną subdukcją wzdłuż obrzeży płaskowyżu i istnieniem głębokiego diapiru płaszczu w centralnej jego części.

Obserwacje dotyczące obecności plastycznej warstwy skorupowej w interesujący sposób wykorzystwała Royden wraz z zespołem współpracowników do stworzenia syntetycznego modelu rozwoju Tybetu. Punktem wyjścia do modelowania były tu obserwacje dotyczące wschodniej części płaskowyżu, gdzie szacunkowe obliczenia rozmiarów skrócenia tektonicznego nie wystarczą do wytłumaczenia zgrubienia skorupy i wielkości wypiętrzenia. Wzdłuż wschodniej granicy Tybetu brak jest ponadto typowych basenów przedgórskich. Postawiono więc hipotezę, potwierdzoną następnie przez modelowanie komputerowe, że w miarę konwergencji płyt litosferycznych materia gorącej i płynnej (oczywiście w

czasie geologicznym) warstwy skorupy jest przemieszczana z centralnych części Tybetu ku wschodowi. Referat poświęcony przedstawieniu wyników modelowania (Royden i in., [W:] Abstracts ..., 1996) spotkał się z dużym zainteresowaniem na kongresie.

Koncepcje dotyczące ewolucji Himalajów i Tybetu od początku kolizji po czasy obecne można podsumować następująco. W pierwszej fazie rozwoju, zakończonej w miocenie, przeważały ruchy poziome związane z ogromną kompresją i skróceniem tektonicznym wzdłuż stref nasunięć głównie w obrębie pasma Himalajów na południe od IYZSZ oraz w pasie sąsiadującym z tą strefą od północy. Poczynając od pliocenu, a zwłaszcza od plejstocenu, trwająca kompresja doprowadziła do skrócenia tektonicznego, a w konsekwencji również zgrubienia skorupy, w obrębie północnego Tybetu. Wiązało się to z penetracją płyty indyjskiej w obrębie plastycznej dolnej części skorupy w co najmniej brzeżnej, południowej części podłoża płaskowyżu. Ta plastyczna skorupa mogła też w odcinku czasu rzędu ostatnich 10 ma upłynąć się i przemieścić na zewnątrz strefy penetrowanej przez napierającą płytę indyjską. Zjawiska grubienia skorupy, a także ewentualnie podwyższony strumień cieplny (związany z diapirem płaszczowym w centrum Tybetu ?) doprowadziły do uruchomienia izostatyczno-termicznego procesu wypiętrzenia płaskowyżu poczynając od pliocenu aż do dziś. Razem z wypiętrzeniem zostały zapoczątkowane przed ok. 6 mln lat procesy ekstensji o kierunku W-E i o składowej przesuwczej związanej z ciągle zachodzącą kompresją pokolizyjną.

Udział autora w XXX Międzynarodowym Kongresie Geologicznym był możliwy dzięki finansowaniu przez KBN w ramach realizacji projektu zamawianego PBZ 02-03 pt. *Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego*. Za wykonanie rysunków dziękuje Monice Piotrowskiej i Elżbiecie Tarce.

L i t e r a t u r a

- ABSTRACTS of the 30th International Geological Congress, Beijing, 4-14 August 1996 — Geological Publishing House, Beijing.
- BURCHFIELD C.C. & ROYDEN L.H. 1991 — *Ecolgae Geol. Helvetiae*, 84: 599-629.
- BUTLER R. 1995 — *Nature*, 373: 20-21.
- CHEN C., PAN G., RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LIU G. 1996 — *Geowissenschaften*, 14: 303-305.
- CROWLEY D.B. 1996 — *Earth and Planet. Sc. Letters*, 145: 1-13.
- DEWEY J.F. & BURKE K.C.A. 1973 — *J. Geol.*, 81: 683-692.
- DEWEY J.F., CANDE S. & PITMAN W.C. III 1989 — *Ecolgae Geol. Helvetiae*, 82: 717-734.
- EINSELE G., LIU B., DURR S., LIU G., RICKEN W., WETZEL A. & YU G. 1996 — *Geowissenschaften*, 14: 281-284.
- ENGLAND P.C. & HOUSEMAN G.A. 1989 — *J. Geoph. Res.*, B, 94: 17561-17579.
- MIALL A.D. 1995 — [W:] Busby C.J. & Ingersoll R.V. (red.), *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge, Mass: 393-424.
- WANG Ch., XIA D., ZHOU X., CHEN J., LU Y., WANG G., HE Z., LI X., WAN X., ZENG Q., PUBU C. & LIU Z. 1996 — *Geology between the Indus-Yarlung Zangbo Suture Zone and the Himalaya Mountains, Xizang (Tibet), China*. 30th IGC Field Trip Guide T121/T387. Geological Publishing House, Beijing.
- XIAO X. & LI T. 1995 — *Episodes*, 18: 31-35.