

Hanna GRABOWSKA-HAKENBERG

## Tektogeneza Alp francuskich w świetle teorii spływów grawitacyjnych i próba zastosowania tej teorii w tektogenezie Karpat centralnych

### WSTĘP

W r. 1959 miałam możliwość studiowania w Zakładzie Geologii Wydziału Nauk Ścisłych Uniwersytetu w Grenoble, jako stypendystka Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego. Na licznych wycieczkach prowadzonych przez profesorów Zakładu: J. Debelmas, R. Barbier, R. Michel, poznałam przekroje Alp w dolinach Isery, Drac, Durance, Romanche, Arc. Występujące tam struktury tektoniczne, jak i tektogeneza Alp w ogóle, tłumaczone są teorią spływów grawitacyjnych, szeroko rozbudowaną przez badaczy francuskich, szczególnie przez M. Gignoux. Zarówno obserwacje w terenie, jak i odpowiednia literatura, nasuwały myśl o analogiach między tektogenezą Alp i Karpat centralnych. Swoje uwagi na ten temat przedstawiłam jeszcze w lutym 1960 r. w referacie wygłoszonym na zebraniu Katedry Geologii Ogólnej U. W.

Ciekawy problem metodologii teorii spływów grawitacyjnych będzie tematem osobnego artykułu.

### TEKTONIKA SPŁYWOWA I TEORIA PRĄDÓW KONWEKCYJNYCH NA TLE BUDOWY ALP

W r. 1930 opublikowano w Stuttgarcie teorię oscylacji — „Die Oszillations Theorie“. Twórca jej — E. Haarmann przy muje, że w skorupie ziemskiej, wskutek pewnych procesów wgłębnych, powstają strefy wyniesienia — geotumory i obniżenia — geodepresje. W wyniku powstania tych stref następuje grawitacyjny ześlizg mas skalnych, od geotumoru ku geodepresji, w czasie którego skały fałdują się.

Czynniki wewnętrzne, których istotę starają się wyjaśnić teorie górotwórcze, są przyczyną przypowierzchniowych zjawisk tektonicznych, prowadząc do zaburzenia równowagi izostatycznej litosfery. Do wyrównania równowagi zdążają procesy egzodynamiczne, traktowane ogólnie jako agradujące oraz, według M. Gignoux, także grawitacyjne spływanie mas

zewnętrznych litosfery (tektonika splayowa), należące już jednak do procesów endodynamicznych. Rytm tych dwóch wymienionych procesów „wyrównawczych“, choć zasadniczo zdążające do tego samego celu mechanicznej równowagi mas, są różne, a mianowicie procesy egzodynamiczne są znacznie szybsze w porównaniu ze splayaniem grawitacyjnym mas skalnych.

Procesy endodynamiczne można by w myśl teorii E. Haarmanna podzielić na pierwotne i wtórne. W teorii tej procesem pierwotnym byłoby powstawanie strefy wyniesienia, nazwanej geotumorem i strefy obniżenia, nazwanej geodepresją. Omawiane zaś wyżej splayanie przypowierzchniowe mas litosfery, przebiegające od strefy geotumoru do geodepresji, byłoby, w ramach procesów endodynamicznych, procesem wtórnym, wyrównawczym, w którym następuje fałdowanie się warstw skalnych. Powstawanie geotumoru jest zagadnieniem istoty sił orogenicznych, które to zagadnienie starają się wyjaśnić teorie górotwórcze. Jedną z najlepiej wiążących się z teorią splayów tektonicznych jest teoria prądów konwekcyjnych O. Ampferera. Zdaniem francuskich geologów budowa Alp i interpretacja jej genezy, oparta o ekstrapolację obrazu intersekcyjnego, szczególnie dobrze potwierdza teorię konwekcji i pozwala na powiązanie jej z teorią tektoniki splayowej. Prądy konwekcyjne wyjaśniałyby przyczyny powstawania geotumorów i geodepresji stwarzając warunki dla rozwoju splayów grawitacyjnych.

Mechanizm działania prądów konwekcyjnych w zakresie interesującym geologów badań Griggs. Wyniki jego znanego doświadczenia można zreasumować następująco: w pewnych przypadkach formowanie się łańcuchów fałdowych mogą tłumaczyć trzy czynniki: prądy konwekcyjne i izostazja — jako procesy wgłębne, oraz splay mas przez grawitację — jako proces powierzchniowy.

W Alpach wyróżnić można dwa regiony o zasadniczo różnych strukturach: region płaszczowin, o mniej lub bardziej poziomych fałdach, i region stref korzeniowych, o ściśniętych fałdach stojących, gdzie warstwy zagłębiają się ku wnętrzu ziemi (L. Moret, 1947). Powstawanie tych dwóch różnych rodzajów struktur tłumaczy się ich różną genezą. Opierając się na obserwacjach modelu Griggsa, geolodzy alpejscy wiążą region fałdów pionowych ze strefą wciągania sialu w głąb (początkowy ruch szybki na modelu Griggsa). Strefa korzeniowa na powierzchni odpowiadałaby wgłębnej strefie wsysania (*zone de suction*). Strefa płaszczowin natomiast byłaby związana z późniejszym etapem rozwoju geosynkliny (zanikanie ruchu konwekcyjnego na modelu Griggsa), kiedy to powstające nabrzmienie daje początek izostatycznemu splayowi grawitacyjnemu mas skalnych. Samo nabrzmienie (geotumor) można przedstawić, jak sugeruje M. Gignoux, jako podłużne sklepienie antyklinalne, określające przyszły kierunek łańcucha górskiego. Nabrzmienie takie może przemieszczać się od wewnętrznych partii górotworu jako „fala progresywna“, dając początek płaszczowinom coraz bardziej zewnętrznym. Takie stopniowe przesuwanie się strefy wyniesienia (geotumoru), o względnie niewielkim nachyleniu, może dać początek splayom mas na dużym odcinku.

M. Gignoux przedstawia w ten sposób fałdowanie się Alp francuskich. Fala nabrzmienia pojawiła się mianowicie w strefie briansońskiej, po-

wodując spływ płaszczowiny fliszu de l'Embrunais na zachód ku depresji dzisiejszego łańcucha Prealp (strefa północno-helwecka). Później fala ta, przesuując się ku zachodowi, spowodowała spływ fałdów Prealp fałdujących z kolei molasę. Obecnie najbardziej zewnętrzne łańcuchy Prealp kontynuują spływanie ku zachodowi w depresje przedalpejskie, wypełnione górnym mioceniem, plioceniem i czwartorzędem. Warstwy pliocenu ustawione są tu często pionowo. Nic nie wskazuje na to, iż ruch ten uległ zahamowaniu. W związku z tym ciekawe jest rozmieszczenie w Alpach stref wstrząsów sejsmicznych. Można wyróżnić tu dwie takie zasadnicze strefy: 1 — zewnętrzną o hypocentrach płytkich, dobrze zlokalizowanych, która łączy się ze strefą najmłodszych ruchów tektonicznych i wydaje się znaczyć front współczesnych spływów, oraz 2 — wewnętrzną, o wstrząsach słabych, ujawniających się na znacznych przestrzeniach o hypocentrach głębokich. Wyrażają się one w dwóch łukach sejsmicznych: briansońskim i piemontkim. Wstrząsy te są prawdopodobnie objawem skokowych ześlizgów mas głębokich wzdłuż pewnych powierzchni nieciągłości, schodzących daleko włąb skorupy ziemskiej.

#### NIEKTÓRE STRUKTURY ALP FRANCUSKICH TŁUMACZONE TEKTONIKĄ SPŁYWOWĄ

Jak już wspomniałam, miałam możliwość zapoznać się w Grenoble z pracami omawiającymi tektonikę Alp w świetle teorii spływów grawitacyjnych, jak też z przykładowymi przekrojami geologicznymi w terenie, szczególnie z alpejskiego regionu tektonicznego zewnętrznego. Ten region Alp delfinackich odpowiada regionowi płaszczowin helweckich Alp szwajcarskich (fig. 1). Przewodnim rysem jego tektoniki są autochtoniczne masywy krystaliczne, zwane zewnętrznymi, jak masyw Aaru, Mont Blanc, Belledonne itd. Ich pokrywa osadowa, najczęściej odkłuta od podłoża, w części południowej, francuskiej, daje fałdy i łuski o niewielkich nasunięciach, natomiast w części północnej, szwajcarskiej, ma budowę płaszczowinową. Wewnętrzny region Alp, zwany penińskim, wykazuje budowę płaszczowinową zarówno we Francji, jak w Szwajcarii. Charakterystyczna tu „seria łupków lśniących“ związana jest z wewnętrznymi masywami krystalicznymi, uznanymi za karbońskie jądra płaszczowin. Według najnowszych badań geologów francuskich (R. Michel — informacja ustna), wydaje się, iż są to masywy hercyńskie autochtoniczne, analogiczne do masywów zewnętrznych. Region wewnętrzny, peniński, byłby wielką „geosynkliną płaszczowin“, zawartą między dwoma łańcuchami masywów autochtonicznych.

Dla wytłumaczenia budowy regionów zewnętrznych, jak i wewnętrznych, geolodzy alpejscy przyjmują za M. Gignoux tektonikę spływową. Z obszarów i przekrojów geologicznych, które są mi znane z Alp, wybrałam kilka, które jak się wydaje, mocno przemawiają na korzyść tektoniki spływowej. Są to: 1) okolice Grenoble, łańcuchy Vercors i Chartreuse — pokrywa osadowa masywu Belledonne; 2) łańcuch Aravis — pokrywa masywu Mt. Blanc; 3) płaszczowina fliszu de l'Embrunais.



## OKOLICE GRENOBLE

Na obszarze tym, podobnie jak w całej strefie delfinackiej, wyróżnić można od wschodu ku zachodowi dwa zasadnicze elementy strukturalne: 1) masywy krystaliczne zewnętrzne (z niewielkimi płatami serii osadowych) — masyw Belledonne, następnie ku zachodowi, 2) łańcuchy subalpejskie zbudowane z serii osadowej — łańcuchy Vercors i Chartreuse. Oba te elementy są oddzielone od siebie tzw. bruzdą podalpejską (*sillon prealpin*). Krystaliczny masyw hercyński Belledonne reprezentuje „materiał stary”, mniej podatny na odkształcenia plastyczne niż młode serie osadowe. Masyw ten wykazuje głębokie odklucia i blizny zaznaczone często obecnością ściśniętych serii osadowych (fig. 2). W osadowych łań-

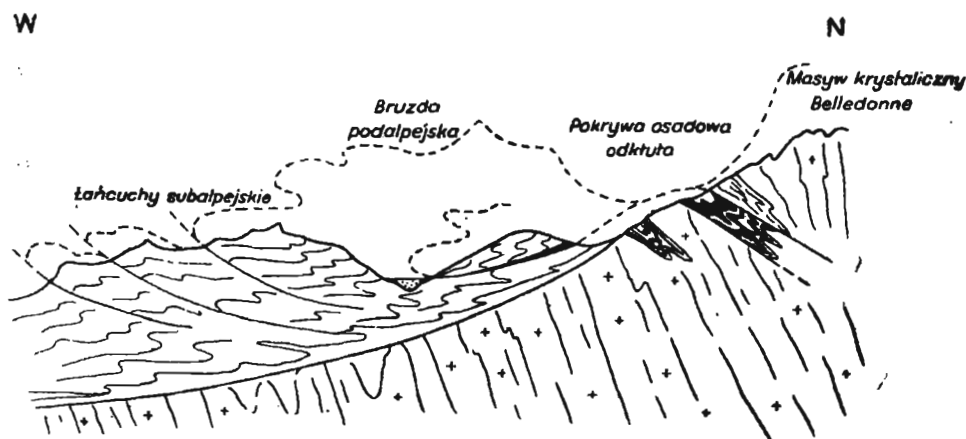


Fig. 2. Formowanie się łańcuchów subalpejskich według hipotezy tektoniki spływów grawitacyjnych (według L. Moret)

Formation of sub-alpine chains, according to hypothesis of tectonics of gravity flowage (L. Moret)

cuchach subalpejskich obserwujemy fałdy i łuski pochylone ku zachodowi, wykazujące często małe nasunięcia (L. Moret, 1947). Odwrócone skrzydła fałdów są zwykle wyprasowane. Przewodnie rysy tektoniczne można odczytać śledząc „twarde” poziomy wapienne tytonu i urgonu. Między tymi poziomami serie bardziej miękkie, margliste, czy wapienno-lupkowe często fałdują się dysharmonicznie wskutek ruchu dyferencyjnego w czasie fałdowania. Ruch ten wystąpił w czasie spływania odkłutych od podłoża krystalicznego mas osadowych ku zachodowi. Spływ odbywał się przy podniesieniu masywów krystalicznych, gdy „fala” geotumoru doszła do tego obszaru od Alp wewnętrznych. Wtedy to pokrywa osadowa masywu Belledonne, poczynając od serii triasu solonośnego,

massifs; Ultra-Dauphiné zone: 3 — Lias and flysch; Briançon zone: 4 — Mesozoic; 5 — non-metamorphosed Carboniferous; 6 — metamorphosed Carboniferous; 7 — Ultra-Briançon zone; zone of glossy schists; 8 — glossy schists; 9 — inner crystalline massifs; 10 — Eastern Alps

odkłuła się od podłoża i spłynęła ku zachodowi. Trias solonośny spełniał tu zatem rolę smaru. Strzępy jego znajdują się między liasem autochtonicznym a łuskami liasu nasuniętego. Strefa masywów krystalicznych, łącznie z bruzdą podalpejską, jest równocześnie strefą „denudacji tektonicznej“, której efekt powiększony został później przez erozję. Za tektoniką spływową tego obszaru najsilniej przemawia sytuacja geologiczna, a mianowicie zachowanie się powierzchni ześlizgu czytelnej na zachodnich stokach masywów zewnętrznych, po których pokrywa osadowa spłynęła grawitacyjnie.

### ŁAŃCUCH ARAVIS

Tektonika łańcucha Aravis wykazuje charakter przejściowy między tektoniką łuskowo-łańcuchową południowej strefy delfinackiej (np. z okolic Grenoble) i tektoniką helweckich płaszczowin. Sfałdowana seria łańcucha Aravis uważana jest za przedłużenie ku południowi płaszczowiny „de Morcle“ oraz za dawną pokrywę osadową masywu Mt. Blanc. Obecnie masyw ten jest pozbawiony pokrywy osadowej, która w czasie jego podnoszenia się w fałdowaniu alpejskim odkłuła się od podłoża i ześliznęła ku zachodowi tworząc wspomnianą serię łańcucha Aravis.

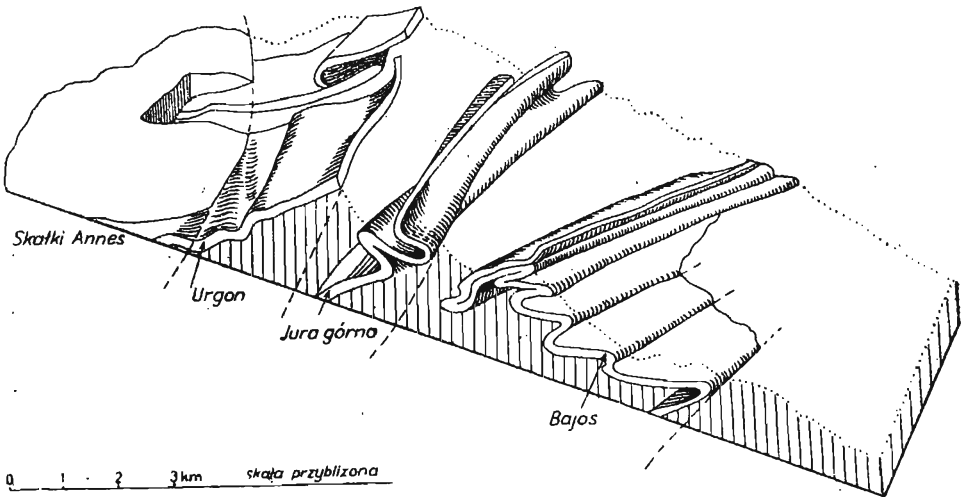


Fig. 3. Fragment blokdigramu przedstawiającego tektonikę poszczególnych zespołów litologicznych łańcucha Aravis (według J. Rousset)

Fragment of block-diagram representing the tectonics of individual lithological assemblages of the Aravis chain (J. Rousset)

W ruchu tym najmłodsze osady ześliznęły się najdalej w przód, dzięki czemu w przekroju poprzecznym obserwujemy przesunięte kolejno ku zachodowi elementy stratygraficzne. Studia analityczne tektoniki łańcucha Aravis wykazują (J. Rousset, 1957), że:

1. Można tu wydzielić pewne zespoły litologiczne, różniące się między sobą własnościami mechanicznymi, np. liasu, bajosu, urgonu i inne,

które przy ruchach fałdowych usamodzielnily się w pewnym stopniu względem siebie, ulegając „dyferencjacji spływowej“ (fig. 3).

2. Kompleksy plastyczne marglisto-łupkowe spełniają bierną rolę tektoniczną. Często sfałdowały się one lokalnie, mikrotektonicznie, przy czym formy fałdowe zanikają aż do całkowitego niemal wytłoczenia serii. Twarde zaś kompleksy były aktywne w tworzeniu się przewodnich rysów tektoniki, dając duże formy fałdowe, różne w zależności od ich struktury wewnętrznej i „pozycji głębokościowej“ w obrębie serii fałdowej. Skrzydła odwrócone fałdów są z reguły wciśnięte (J. Rousset, 1957).

Biorąc pod uwagę sytuację geologiczną oraz wyżej wymienione cechy tektoniki łańcucha Aravis, badający te tereny E. Gagnebin, M. Lugeon, M. Gignoux, L. Moret i ostatnio J. Rousset przyjmują teorię spływu grawitacyjnego jako najlepiej tłumaczącą wymienione zjawiska. Masyw Mt. Blanc przedstawiałby, podobnie jak Belledonne, strefę „denudacji tektonicznej“, a więc strefę odkłucia pokrywy osadowej zsuniętej grawitacyjnie ku zachodowi i nagromadzonej na jego przedpołu.

#### PLASZCZOWINA FLISZU DE L'EMBRUNAIS — UBAYE

Klasyycznym terenem o strukturze tłumaczonej tektoniką spływową jest płaszczowina fliszu de l'Embrunais, położona między krystalicznymi masywami Pelvoux i Mercantour (fig. 1), która przykrywa serie delfinackie. Pozycja paleogeograficzna tego fliszu jest jeszcze nie rozwiązana. Przyjmuje się, że flisz ten stanowi najmłodszy osad serii briansońskiej, o miąższości tysięcy metrów i składa się z naprzemianległych, regularnie następujących po sobie warstw piaskowców, wapieni i łupków. Obserwacje tej serii wykazują, że na przekrojach o kierunku S — W leży on poziomo bez zaburzeń i dopiero przekroje prostopadłe ujawniają sfałdowania w postaci leżących fałdów z zachowanymi skrzydłami brzusznymi. Skrzydła takie w seriach poprzednio omawianych były zwykle wyciśnięte.

Badacz tych terenów, D. Schneegans (1938), tłumaczy położenie płaszczowiny fliszu oraz jego tektonikę grawitacyjnym spłynięciem tej serii w depresję tektoniczną, zawartą między masywami Pelvoux i Mercantour. Możliwość utworzenia się fałdów leżących, nie wykazujących wyciśnień, tłumaczona jest tym, iż po pierwsze — gruba seria fliszu złożona z regularnych przewarstwień trzech elementów: piaskowców, wapieni i łupków, jako zespół, może być traktowana jako materiał jednorodny, a więc o mniejszej tendencji do odkłucia i wyciśnięcia, jak to miało miejsce w poprzednio opisywanych seriach o dużym różnicowaniu litologicznym, oraz po drugie — flisz ten, jako seria najmłodsza nie podlegał wpływowi ciężaru warstw nadległych.

#### PRÓBA WYJAŚNIENIA TEKTOGENEZY KARPAT CENTRALNYCH TEORIĄ SPŁYWÓW GRAWITACYJNYCH

Omawiając rolę tektoniki spływowej w tektogenezie Alp nie można pominąć nasuwających się porównań z Tatrami.

W polskiej literaturze tatrzańskiej tłumaczy się zresztą pewne formy tektoniczne bądź bezpośrednio spływami grawitacyjnymi, bądź też suge-

ruje się ich współdziałanie w tworzeniu się tych elementów budowy Tatr.

Za podstawową pracę, która przedstawi rozwój fałdów wierzchowych i mechanizm ich tworzenia się w ramach przyjętej dla Tatr przez M. Lugeon teorii płaszczowinowej, należy uznać pracę M. Limanowskiego z 1911 r. Autor ten podkreśla dużą rolę spływań i zluźnień mas wapiennych i ich aktywność w procesie fałdowym w stosunku do biernej roli (jako smaru) serii miękkich, łupkowych. Opisuując geologię okolic Małolącziaka — Wielkiej Turni, M. Limanowski pisze wprost o spłynięciu skrętu czołowego fałdu C, dzięki tylko działaniu siły ciężkości. Podobnie, omawiając serie reglowe, autor mówi o występujących w niej zluźnieniach i ześlizgach.

F. Rabowski w pracach swych mówi o spływaniach i zluźnieniach i nie wyklucza możliwości ześlizgów grawitacyjnych w seriach tatrzańskich, ale w stadium późnym, już po utworzeniu się dygitacji i fałdów drugorzędnych. Niektórych szczegółowych przekrojów, zwłaszcza w pracy wydanej pośmiertnie, nie sposób wprost wytłumaczyć bez przyjęcia spływów grawitacyjnych.

W. Goetel i S. Sokołowski (1930), analizując budowę regli zakopiańskich, jakkolwiek nie wypowiadają się co do mechanizmu sił fałdujących te serie, omawiają bardzo wiele form tektonicznych i ich genezę. Przykładowo, za autorami wymienia: 1) aktywną rolę mas wapienno-dolomitowych triasu środkowego jako zespołu mechanicznie sztywnego w przeciwieństwie do biernej roli zespołu kajprowego i dolnoliasowego, 2) niezgodności strukturalne (zluźnienia) między tymi dwoma zespołami spowodowane różnicami plastyczności (ruch dyferencyjny wyżej opisany), 3) liczne dygitowanie się serii i powstawanie kompensacyjnych fałdów wstecznych.

B. Halicki (1955) przy omawianiu tektoniki jednostek reglowych wychodząc z analizy budowy synkliny Czerwonej Przełęczy, wysuwa myśl, że w strefach depresji podłoża silniejsze przefałdowanie mas związane jest ze stłoczeniami grawitacyjnymi. Pisząc zaś dalej o naciskach lateralnych w strefach elewacji, widzi dwie przyczyny tych nacisków: napór sunących grawitacyjnie mas i parcie sztywnych kier podłoża.

Wspomniane wyżej stanowiska autorów tatrzańskich bezpośrednio jednak nie nawiązują do teorii tektoniki spływowej. Wymienieni autorzy opisując tektonikę spływową rozumieją ją jako drugorzędną mechaniczną tektogenezę w stosunku do pierwszorzędnej, związanej z sunięciem mas płaszczowinowych tangencjalnie napieranych od południa. Warunkiem grawitacyjnego spływu było w takim rozumowaniu spiętrzenie się pewnych form dygitacyjnych na dzisiejszych północnych stokach, np. Tatr. Dopiero to spiętrzenie dawało kąt nachylenia umożliwiający spływy grawitacyjne, które zatem były, mechanicznie rzecz biorąc, zjawiskami wtórnymi. Z problemem mechanizmu tworzenia się fałdów i płaszczowin łączy się bezpośrednio zagadnienie nachylenia powierzchni, po której sunęły masy płaszczowinowe Karpat Centralnych ze stref osadzania ku północy. Przyjmuje się powszechnie, że powierzchnia ta była powierzchnią prawie poziomą (ostatnio D. Andrusow). Jest to zagadnienie bardzo trudne i sama redukcja kąta nachylenia Tatr o około  $40^\circ$  (kąt zapadu podstawowego eocenu) nie wyczerpuje go. Wspomniane



wyżej przyjmowanie omawianej powierzchni za „prawie równą“ wykazuje już co najmniej zanik pierwotnego, ogólnie biorąc ku południowi, nachylenia basenu regłowo-wierchowego. Zmiana taka wywołana być musiała czynnikami tektoniki wgłębnej.

Wydaje mi się możliwe przyjęcie interpretacji tektogenezy Karpat centralnych i fliszowych w oparciu o teorię spływów gawitacyjnych.

Opierając się na poglądach K. Guzika i na moich własnych, zakładam wędrówkę geotumorów we wszystkich fazach alpejskich fałdowania — od tworzenia się geosynklinalnych przegłębień płaszczowin regłowych poprzez „geotumorowy transport“ odkłutych mas regłowych ku północy — aż do fałdowania się fliszu karpackiego również transportowanego tektonicznie na północnym skłonie wędrującego ku N geotumoru. W ten sposób wyjaśnić należy, trudne inaczej do wytłumaczenia, przesuwanie się mas płaszczowinowych z S ku N, z terenów przecież bardzo przegłębionych, np. w jurze środkowej, ku terenom, które jako Tatrydy zawsze były wyżej położone od stref osadzania serii regłowych. Rozwój geotumoru na terenach Karpat centralnych, na ich południowych, regłowych nieckach osadowych, a następnie jego wędrówka ku północy wyjaśnia dobrze z jednej strony — spływanie się np. geosynkliny regłowej i innych kolejno ku północy, a z drugiej — kierunek i kolejność transportu mas skalnych, również ku północy. Myśl taka jest zresztą w pewnych granicach rozwinięciem teorii J. Nowaka (1927) o kolejnym tworzeniu się stref płaszczowinowych i następnie zestalanych w blok (blok słowacki) chronologicznie i paleogeograficznie od S ku N.

Chciałabym tu jeszcze zwrócić uwagę na jedną okoliczność. Wszyscy badacze Tatr podkreślają dużą rolę kompensacji tektonicznych w rozwoju jednostek tatrzańskich. Wydaje się, że zjawisko kompensacji jest przejawem właśnie tektoniki spływowej, jednak w sensie autorów francuskich. Zaznaczyła się ona nie tylko w powstawaniu małych form, ale zdaniem moim, w ogóle głównych form dygitacyjnych, jak fałdy Czerwonych Wierchów i Giewontu, czy też dygitacje Krokwi i Suchego Wierchu. Przytoczyć tu można zjawisko wzajemnego „wykluczania się“ rozwoju fałdów Czerwonych Wierchów i Giewontu. I tak np. fałd Giewontu silnie rozwijający się w depresji Goryczkowej zanika na zachód, gdzie następuje rozwój fałdu Czerwonych Wierchów. Podobne zjawisko obserwuje się w rozwoju płaszczowin regłowej dolnej i górnej. Takie dążenie do równowagi mas widzimy także w rozwoju dygitacji i fałdów wstecznych w płaszczowinie regłowej dolnej okolic Zakopanego.

W Tatrach bowiem, przy swobodnym ześlizgiwaniu się serii mezozoicznych w dążeniu całego układu do osiągnięcia „równowagi tektonicznej“, zależnie od ukształtowania podłoża w elewacji i depresje oraz rozkładu sił w sunącej grawitacyjnie masie, duży rozwój, np. dolnej jednostki, powodował mniejszy rozwój wyższej jednostki i odwrotnie. Przy tym należy zaznaczyć, że formy depresyjne podłoża pozwalały na większe nagromadzenie się w nich mas fałdowych. Proces bowiem spływowy powoduje wyrównania strukturalne, jeśli samo spływanie i formowanie się tą drogą jednostek tektonicznych ma charakter fazowy, co zresztą zwykle właśnie występuje.

Naszkiecowany w ten sposób pogląd na tektogenezę Karpat centralnych należy oczywiście nie tylko rozbudować, ale znacznie lepiej udo-

kumentować. Wydaje się, że wprowadzenie teorii prądów konwekcyjnych i związanych z nimi spływów grawitacyjnych pozwoli na nowe spojrzenie nie tylko na tektonikę i tektogenezę polskich i słowackich Alpów, ale także na rekonstrukcję ich paleogeograficznego rozwoju.

Zakład Kartografii Geologicznej U. W.  
Nadesłano 5 stycznia 1962 r.

### PIŚMIENNICTWO

- ANDRUSOW D. (1959) — Prehled stratygrafie a tektoniky druhohornego pásma masivu Vysokich Tater na uzemi Slovénka. Geol. Sborn., 10, nr 1, p. 97—126. Bratislava.
- BARBIER R. (1955) — Géologie des zones ultradaufinoise et subbrianconnaise entre l'Arc et l'Isere. Mém. Serv. Cart. Géol. France, p. 1—279. Paris.
- DEBELMAS J. (1955) — Les zones subbrianconnaise et brianconnaise occidentale entre Valouise et Guillestre (Hautes Alpes). Mém. Serv. Cart. Géol. France, p. 1—165. Paris.
- GIDON P. (1954) — Les rapports des terrains cristallins et de couverture sédimentaire dans la région orientale et meridionale du massif du Pelvoux — Grenoble.
- GIGNOUX M. (1941) — La notion de temps en géologie. Conf. a l'Universite Clermont-Fersand.
- GIGNOUX M. (1948a) — Ce que la glacier de la Brenva a appris aux géologues.
- GIGNOUX M. (1948b) — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, 5, ser. 18. Paris.
- GIGNOUX M. (1948c) — Meditation sur la tectonique d'écoulement par gravité. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc., 27 Grenoble.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938) — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Geol. Fac. Sc., 21, p. 1—286. Grenoble.
- GOETEL W., SOKOŁOWSKI S. (1929) — Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 6, p. 235—282. Kraków.
- GOETEL W., SOKOŁOWSKI S. (1930) — Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między Doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. Rozpr. Pol. Akad. Umiej., 51. Kraków.
- HALICKI B. (1955) — O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach. Acta geol. pol., 5, p. 81—97. Warszawa.
- MORET L. (1947) — Précise de géologie. Paris.
- MORET L. (1950) — Les idées nouvelles sur l'origine des chaines de montagnes. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc., 28, p. 1—56. Grenoble.
- MICHALIK A. (1950) — Budowa Tatr. Regionalna Geologia Polski, 1, nr 2, p. 218—246. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd słow. geogr. pp. 160. Kraków.
- RABOWSKI F. (1931) — Cztery przekroje geologiczne między doliną Kościeliską a doliną Kondratową. Spraw. Państw. Inst. Geol., 6, p. 747—751. Warszawa.

- RABOWSKI F.** (1959) — Serie wierzchowe w Tatrach Zachodnich. Wyd. pośm., Pr. Inst. Geol., 27, p. 5—159. Warszawa.
- ROUSSET J.** (1957) — Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, [A], 54, p. 341—487. Grenoble.
- SCHNEEGANS D.** (1938) — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Mém. Serv. Cart. Geol. France. Paris.

Ганна ГРАБОВСКА-ГАКЕНБЕРГ

**ТЕКТОГЕНЕЗИС ФРАНЦУЗСКИХ АЛЬП  
С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ТЕОРИИ СКОЛЬЖЕНИЯ И ПОПЫТКА  
ПРИМЕНЕНИЯ ЭТОЙ ТЕОРИИ К ТЕКТОГЕНЕЗИСУ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КАРПАТ**

Резюме

Научная работа в отделе геологии факультета точных наук Университета в Гренобль дали возможность автору ознакомиться с теорией скольжения, при помощи которой французскими исследователями объясняется тектогенезис Альп. Этот вопрос рассматривается автором с особым учетом взглядов М. Жиню.

Далее рассматривается на примерах тектоника изученных участков французских Альп (окрестности Гренобль, цепь Аравис, покров флиша de l'Embrunais-Ubaye) на базе теории скольжения. На ее основании автор старается установить аналогию тектогенезиса Альп и центральных Карпат.

Автор допускает передвижение геотумора с юга к северу, вызвавшее передвижение последовательно (также и с севера на юг) отколотых серий субатлантических, потом верхнетатранских и наконец карпатского флиша.

Применение к тектогенезису Карпат теории скольжения хорошо объясняет между прочим и такие явления, как тектоническую компенсацию, расслоение между механически разными комплексами, активную роль жёстких свит, напр. известняков по отношению к свитам мягким, напр. сланцам.

Hanna GRABOWSKA-HAKENBERG

**TECTOGENESIS OF THE FRENCH ALPS IN THE LIGHT OF THE THEORY,  
OF GRAVITY FLOWAGE, AND ATTEMPT AT APPLYING THIS THEORY IN  
THE TECTOGENESIS OF THE CENTRAL CARPATHIANS**

Summary

Her studies at the Geological Section of the Department of Sciences at the University of Grenoble enabled the author to familiarize herself with the theory of gravity flowage to which French scientists ascribe the tectogenesis of the Alps.

The author presents this problem with particular attention paid to the conceptions voiced by M. Gignoux.

As an example she subsequently discusses, on the basis of the theory of gravity flowage, the tectonics of some parts of the French Alps she visited (the region of Grenoble, the Aravis mountain chain, the flysch nappe of l'Embrunais-Ubaye). On this basis the author attempts to show an analogy between the tectogenesis of the Alps and that of the Central Carpathians.

Thus she assumes the migration of a geotumour from S to N which caused a successive shifting — also from S to N — of the overthrusting subalpine series, then the highalpine series and, ultimately, the Carpathian flysch.

The theory of gravity flowage, applied to the tectogenesis of the Carpathians, plausibly explains such features as: tectonic compensations, loosening between complexes differing mechanically, an active part played by rigid series, such as limestones, with regard to softer series like shales.