

## ROZWAŻANIA GEOLOGICZNO-STRUKTURALNE NAD GENEZĄ DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

Wojciech Jaroszewski

*Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa*

Jaroszewski, W., 1991. Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. Considerations on the origin of glaciotectionic structures. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 61: 153 – 206.

**Abstract:** For a structural geologist, the following features of glaciotectionic deformations merit attention in the first place: their nature of classical tectonic structures, predominance of contraction structures, variable tectonic style not always correlated with lithology, multiple occurrence of structures, their vertical extent often greater than 100 m, and mostly vergent form usually facing the distal direction. The main conceptions on the origin of glaciotectionic disturbances, which have been applied for the area of Poland, do not explain sufficiently those features. In view of great diversity of operating factors, a universal model for glaciotectionics can hardly be constructed. However, many of the cases are explainable in terms of the "static-kinematic conception" proposed in this paper. It is based on the process of cylindrical shearing under prevailing static load, with a good part played by high pore pressure, anisotropy of the medium and its dilatant response to the strain.

**Key word:** Glaciotectionics.

*Manuscript received December 1989, accepted 12 August 1991*

**Abstract:** Z punktu widzenia geologii strukturalnej, najbardziej zasługują na uwagę następujące cechy deformacji glacitektonicznych: właściwy im charakter klasycznych struktur tektonicznych, przewaga struktur kontrakcyjnych, zmienny styl tektoniczny nie zawsze skorelowany z litologią, seryjność struktur, zasięg głębiny często przekraczający 100 m, dominująca wergentność (przeważnie w kierunku dystalnym). Główne koncepcje genezy deformacji glacitektonicznych, stosowane dla obszaru Polski, nie wyjaśniają zadowalająco tych właściwości. Wobec różnorodności działających czynników, uniwersalny model glacitektoniki prawdopodobnie nie może być stworzony. Wiele przypadków dobrze wyjaśnia proponowana przez autora koncepcja statyczno-kinetyczna, opierająca się na zjawisku ścinania cylindrycznego pod dominującym obciążeniem statycznym, przy dużej roli wysokiego ciśnienia porowego, anizotropowości ośrodka i jego reakcji dylatancyjnej na odkształcenie.

### UWAGI METODOLOGICZNE. PRZEDMIOT ARTYKUŁU

Glacitektonika to już rozległa dziedzina badawcza, usytuowana na pograniczu tektoniki i geologii glacialnej, choć w bardziej wszechstronne dociekania z tego zakresu uwikłana jest także glaciologia i kilka innych specjalności. Mimo tej niejednorodności metodycznej nie wydaje się potrzebny nowy ter-

min "glacitektonizm" (Aber, 1982), podobnie jak nie wprowadzono np. magmotektonizmu. Wyrazem zbędności tego terminu jest choćby fakt, że sam jego propagator w Polsce (Brodzikowski, 1987) używa go synonimicznie z tradycyjną glacitektoniką.

Nie wchodząc w formalistyczne rozstrzygnięcia, czy glacitektonika należy do tektoniki, czy nie, nie podobna wszak zaprzeczyć, że zjawiska *par excellence* deformacyjne muszą być opisywane i studiowane w dużej mierze za pomocą pojęć i metod tektonicznych. Obszerna tradycja badań glacitektonicznych nie jest pozbawiona tego typu prób, ale potencjał tektonicznego podejścia do deformacji glacialnych jest wciąż daleki od wyczerpania. Dotyczy to także ogólniejszych rozważań koncepcyjnych i temu to zagadnieniu autor poświęca niniejszy artykuł.

W tym miejscu wypada odnieść się do wygłoszonego niedawno apelu o systemowe, wielostronne podejście do badań nad glacitektoniką (Brodzikowski, 1987). Nic bardziej słusznego. Trzeba jednak baczyć, aby nie dochodziło przy tym do pomieszania różnych porządków logicznych, od czego nie są wolne niektóre analizy systemowe. Porządek dociekań indukcyjnych, wnioskowania z bezpośrednio zaobserwowanych faktów, od dawna przestał być jedyną drogą dochodzenia do prawd przyrodniczych. Kryterium empirii nie przestało jednak być rozstrzygające i jeżeli w naszym "systemie" umieścimy pospół składniki o nader różnym stopniu sprawdzalności przez to kryterium, a co gorsza, nawet i te o charakterze założeń, to łatwo o złudne wrażenie "systemowej" harmonii, pod którą nieraz skrywa się błąd *circulus vitiosus*.

Pisząc powyższe, autor nie zamierza negować roli dociekań paleoglacjologicznych, paleoklimatologicznych itd. w studiach nad glacitektoniką. Rzecz tylko w tym, aby np. obecność i wykształcenie podlodowcowej wieloletniej zmarzliny, albo określona konfiguracja czaszy lądolodu – jedno i drugie w wielu przypadkach z gruntu dyskusyjne – nie służyły jako przesłanki jedynej procedury wnioskowej, lecz tylko jako wariantowe okoliczności dla objaśniania obserwowanych faktów.

## ZARYS PROBLEMU

Obfitość publikacji glacitektonicznych na przestrzeni stulecia nie zaowocowała jednolitą, szeroko uznaną teorią genezy (a więc w szczególności mechanizmu i sytuacji paleogeograficznej) zaburzeń pokrywy osadowej spowodowanych mechanicznym oddziaływaniem lodowców na ich podłoże i przedpole. Nie dziwi to, jeśli zważyć, że idzie o zjawiska egzodynamiczne uwarunkowane przez wyjątkową mnogość czynników o ogromnej zmienności w przestrzeni i w czasie. Można więc wątpić, czy taka uniwersalna teoria jest w ogóle możliwa i autor nie pretenduje do jej skonstruowania.

Powyższe nie znaczy jednak, że wszystkie zaproponowane dotychczas rozwiązania są równouprawnione, a jedyne co nam pozostało, to kazuistyczna analiza każdego przypadku terenowego z osobna. Aby zbliżyć się do wy-

jaśnień możliwie ogólnych, należy wyodrębnić te właściwości zjawisk glaciektonicznych, które są najpowszechniejsze, zanedbując te, które z racji swego charakteru lub okoliczności występowania mogą stanowić przypadki szczególne. Naturalnie, przeszkadza w tym fragmentaryczny stan poznania: przy dobrej znajomości pojedynczych, na ogół płytkich i krótkich profilów, zwykle niewiele wiemy o zespołach struktur na dużych przestrzeniach, o ich wymiarze wgłębnym, a zwłaszcza o wielkoobszarowym obrazie kartograficznym. W tej sytuacji ocena, które cechy zaburzeń są "powszechne" musi być w znacznym stopniu subiektywna.

Z tym zastrzeżeniem autor jest zdania, że ze strukturalnego punktu widzenia zasługują na szczególną uwagę (domagają się wyjaśnienia) następujące właściwości tych deformacji w zasięgu zlodowaceń plejstoceńskich:

1. Struktury deformacyjne mają w większości charakter klasycznych struktur tektonicznych, a więc tworzą fałdy, łuski, uskoki, nasunięcia, diapiry itd. Nawet znaczna część tzw. moren spiętrzonych (sensu Ruszczyńska-Szenajch, 1938b) też ma budowę "tektoniczną" – fałdowo-łuskową, łuskową itp. (zob. np. Kozarski, 1959; Rutten 1960; Eissmann, 1987).

2. Najpowszechniejsze struktury glaciektoniczne: łuski, uskoki odwrócone, większość fałdów, są strukturami kontrakcyjnymi, tzn. produktem skrócenia w płaszczyźnie poziomej lub słabo nachylonej. Znane są też struktury ekstensyjne (z poszerzenia), jak uskoki normalne, jednak występowanie ich jest zazwyczaj lokalne.

3. Styl struktur glaciektonicznych bywa nader zmienny, a więc sąsiadują ze sobą różnorakie formy zaburzeń ciągłych i nieciągłych, często bez wyraźnego uzależnienia litologicznego. Na porządku dziennym są ostro zarysowane płaszczyzny uskoków w osadach luźnych (piaski, żwiry). Zmienność stylu nie jest jednak chaotyczna, a wewnętrzna dysharmonia w obrębie poszczególnych struktur nie jest tak częsta, jak by to sugerowała ich niejednorodność litologiczna. Nie należą do rzadkości zespoły struktur różnej skali o stałym stylu geometrycznym, a także o długości setki razy przekraczającej amplitudę.

4. Mimo niewątpliwego przywiązania niektórych deformacji, zwłaszcza głębokich, do wąskich stref, częstym zjawiskiem jest seryjność struktur, powtarzających się rytmicznie w profilach o długości wielu kilometrów, a nawet dziesiątków kilometrów. Szczególnie częsty w takich przypadkach jest styl imbrykacyjny (łuski, silnie złuskowane fałdy). Przykłady: Brykczyński, 1982; Eissmann, 1987 Abb. 11a; Aber *et al.*, 1989 fig. 3-11.

5. Zasięg wgłębny regularnych procesów strukturotwórczych jest na ogół niewiadomy, gdyż siatki otworów wiertniczych są zbyt rzadkie, aby szybkozmienne struktury glaciektoniczne dokładnie odtworzyć lub zgoła aby je rozpoznać (por. umiarkowany krytycyzm Krygowskiego, 1962b, str. 62 i radykalny Rotnickiego, 1967, str. 132-134). Poniżej poziomu den dolin i odkrywek zwykle znamy jedynie ogólny przebieg niektórych powierzchni stratygraficznych i litologicznych, niekiedy wystarczający do wyznaczenia

tzw. depresji glacitektonicznych (Ruszczyńska-Szenajch, 1976). Odosobnione dane np. z kopalń węgla brunatnego (Ciuk, 1955), a także analiza struktur widocznych na powierzchni (zob. np. Jaroszewski, 1963, ryc. 4) prowadzą jednak do wniosku, że w wielu przypadkach regularne struktury glacitektoniczne powstawały do głębokości przekraczających 100 m od ówczesnej powierzchni terenu. Według wielu badaczy jeszcze współcześnie mierzone miąższości stref zaburzonych sięgają 200 m (np. Mathews & Mackay, 1960; Kalesnik, 1963; Keller, 1974; Eissmann, 1987) lub nawet 240 m (Karabanow, 1987, str. 30).

6. Fałdy, łuski i nasunięcia w znacznej większości wykazują mniej lub bardziej wyraźną wergencję, skierowaną statystycznie rzecz biorąc zawsze zgodnie z ogólnym kierunkiem ruchu lądolodu zaburzającego.

Na tle powyższego, nader wybiórczego, przeglądu cech zjawisk glacitektonicznych powstaje pytanie, czy istniejące koncepcje genezy zaburzeń mogą sprostać choćby tym faktom?

## KONCEPCJE GLACITEKTONICZNE A ASPEKT STRUKTURALNY

Nie próbując tu przedstawić pełnej panoramy różnych koncepcji glacitektoniki w literaturze światowej, zatrzymamy się na tych głównych stanowiskach, które mają bliskie odniesienia do naszych problemów.

### KONCEPCJE DYNAMIKI FRONTALNEJ

Wywodzą się one z bodaj najwcześniejszego wyobrażenia mechanicznej akcji lodowca jako pracy spychacza, spiętrzającego frontalnie utwory podłoża i produkty własnej akumulacji marginalnej. Słabości tej koncepcji zostały już dawno zauważone. Ze strukturalnego punktu widzenia nasuwają się w pierwszym rzędzie następujące kwestie:

1. Jeżeli najpowszechniejsze struktury glacitektoniczne są produktem skrócenia w płaszczyźnie poziomej, to do ich powstania niezbędne jest mniej więcej poziome zorientowanie osi największych naprężeń normalnych  $\sigma_1$  oraz – przy danym typie struktur – mniej więcej pionowa pozycja osi  $\sigma_3$ .

Niezależnie od konfiguracji strefy czołowej i od prędkości ruchu lodu, taki układ naprężeń pochodzenia dynamicznego może wystąpić w strefie proglacjalnej tylko do głębokości nie różniących się zasadniczo od poziomu stopy lodu lub spagu przymarzniętych doń osadów (Fig. 1). Jest tak dlatego, że poniżej owego poziomu transmitowanie impulsów dynamicznych dokonuje się głównie lub wyłącznie za sprawą naprężeń ścinających (tarcia u podstawy czoła lądolodu), te zaś są proporcjonalne do obciążenia normalnego i mogłyby je przewyższyć tylko przy kącie tarcia wewnętrznego przekraczającym  $45^\circ$ , co dla osadów luźnych, także w stanie zamrożonym, jest nierealne.

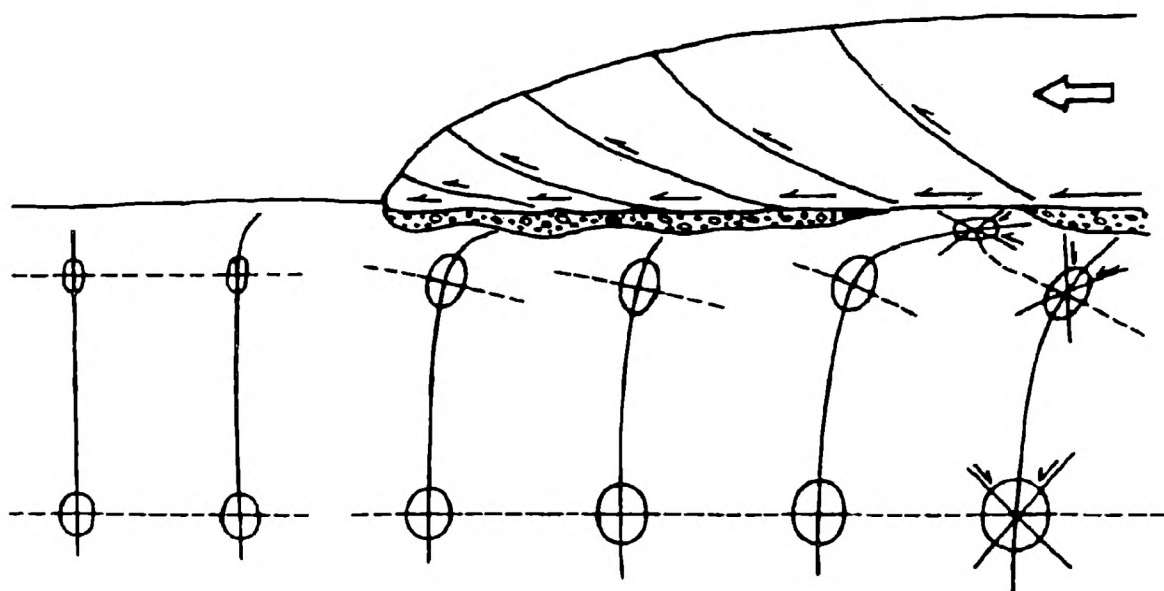


Fig. 1 Stan naprężeń pod strefą czołową lądolodu transgredującego na podłożu z niezamarzniętych osadów luźnych. Linie w podłożu lądolodu – trajektorie głównych naprężeń normalnych: *linie ciągłe* – największego ( $\sigma_1$ ), *linie przerywane* – najmniejszego ( $\sigma_3$ ); *elipsy* – schematyczny obraz przypuszczalnego tensora naprężeń

Fig. 1 State of stress under frontal zone of an ice-sheet advancing over loose, unfrozen sediments. The lines below the glacier – trajectories of main normal stresses: *solid lines* – the greatest stress ( $\sigma_1$ ), *spaced lines* – the least stress ( $\sigma_3$ ); *ellipses* – schematic representation of supposed stress tensor

Przewaga naprężeń normalnych poziomych nad pionowymi spowodowana dynamiką strefy czołowej mogłaby wynikać z istnienia ząbów między lodem i podłożem (nierówności spągu lodu). I ten wpływ nie może sięgać głęboko, gdyż jego transmisja w głąb odbywa się również za pośrednictwem tarcia. Trzeba też wziąć pod uwagę, że tarcie pod lądolodem może być silnie zredukowane przez obecność wody pochodzącej z wytopienia z lodu (na styku lód - podłoże wystarczająca jest niekiedy błonka o grubości kilku dziesiątych milimetra – Weertman, 1964, str. 300-302) albo wyciskanej z osadów, np. z gliny bazalnej (Banham, 1975, str. 79). Obecność wody u podstawy lodu jest szczególnie prawdopodobna przy "cieplej" interpretacji reżimu termicznego strefy marginalnej (Brodzikowski, 1987, str. 164 i ryc. 48B – wariant C), na korzyść takiej interpretacji dla obszarów odleglejszych od czoła zdaje się zaś przemawiać częstość grubych pokładów glin bezstrukturalnych (Ruszczyńska-Szenajch, 1981, str. 113). O tym, że znaczniejsze tarcie w stopie lodu nie było czymś pospolitym, świadczy stosunkowo rzadkie występowanie struktur typu ciągnionego w osadach podścielających glinę zwałową (por. Morawski, 1984, str. 22-24) i niewielka miąższość strefy zaburzonego osadu pod glinami z kategorii *lodgement* (Ruszczyńska-Szenajch, 1983a, str. 113).

Jeśli w strefie marginalnej czy czołowej lądolód jest przymarznięty do podłoża (Weertman, 1961, str. 970; Aber, 1982, str. 83), to ślizg denny powinien ustąpić miejsca płynięciu wewnętrznemu. Wówczas kompresyjna dynamika strefy czołowej może się wprawdzie przenosić na wieloletnią zmarzlinę w podłożu, ale zakres tego wpływu wyznacza niska wytrzymałość na ścinanie samego lodu lodowcowego (Moran *et al.*, 1980, str. 471), z natury rzeczy mniejsza, niż wytrzymałość na ścinanie (a więc łuskowanie, uskokowanie) skroś litej zmarzliny w podłożu. Odlodowcowe naprężenie ścinające przekazywane podłożu, którego typowa wartość wynosi wg. Weertmana (1961, str. 968 i 973) 0,4 - 1 bar, a wg. Waterena (1985, str. 62) 0,1 - 0,2 MPa (1-2 bar), jest niższe nawet od wytrzymałości większości niezamarzniętych osadów luźnych (por. Moran *et al.*, 1980, str. 470-471). Tak więc zanim by doszło do "dynamicznego" zdyslokowania osadów w strefie czołowej, musiałoby nastąpić ścięcie wewnątrz lądolodu lub jego odkłucie od podłoża i skokowy awans czoła (*surge*) z konsekwencjami deformacyjnymi głównie w przypowierzchniowej strefie przedpola. Tego stanu rzeczy nie może zmienić ewentualna obecność silnie zawodnionej strefy ułatwionego odkłucia w podłożu warstwy zmarzlinowej, przyjmowana przez wielu badaczy (zob. Rutten, 1960 i przegląd Abera, 1982).

2. W strefie dużego gradientu obciążenia statycznego, a więc u brzegu lądolodu typu "wysokie czoło", na stan napięcia w płaszczyźnie poziomej składa się też pewien udział skreconych (odchylonych od pionu) naprężeń "statycznych" (por. Wateren, 1985, str. 70). Pomijając już wątpliwości co do istnienia "wysokiego czoła" trzeba zauważyć, że owo skreślenie kierunków naprężeń głównych w półprzestrzeni sprężystej, do której odnoszą się znane rozwiązania tego zagadnienia (dla obciążeń pasowych), przybiera wystarczające rozmiary (subhoryzontalna pozycja  $\sigma_1$ ) również tylko w poziomie niewiele głębszym od powierzchni obciążonej (zob. np. Wilun, 1976, rys. 16.2; Glazer, 1977, ryc. 105), a przy tym poza obrębem najwyższych wartości naprężeń (brył izobarycznych). Im zaś ośrodek deformowany bardziej odbiega od stanu sprężystego, tym bardziej hydrostatyczny jest rozkład naprężeń, a zatem tym mniejsza możliwość odkształceń postaciowych (powstanie prawidłowych struktur).

3. Z powyższych uwarunkowań wynika, że strefa "dynamicznych" struktur kontrakcyjnych ograniczać się będzie w zasadzie do przedpola, nie zaś podłoża brzeżnej części lodowca. To zaś oznacza, że dalszy marsz lodowca (niezbędny do utworzenia wieloskładnikowych szeregów struktur seryjnych) musi zniszczyć wcześniej utworzone struktury, lub przynajmniej ich podstawową część. Jakkolwiek by oceniać szanse przetrwania spiętrzonych struktur w formie swoistych mutonów pod lądolodem (Aber, 1982, fig. 3C i 4), formy tego typu nie mogą odnosić się do często spotykanych struktur seryjnych ściętych poziomą powierzchnią, na której leży niezaburzona glina zwałowa (Fig. 22). Zresztą interpretacji Abera zaprzecza jego własna informacja (Aber, 1982, str. 88), że upady łusek po proksymalnej stronie "mutonów" są zwykle

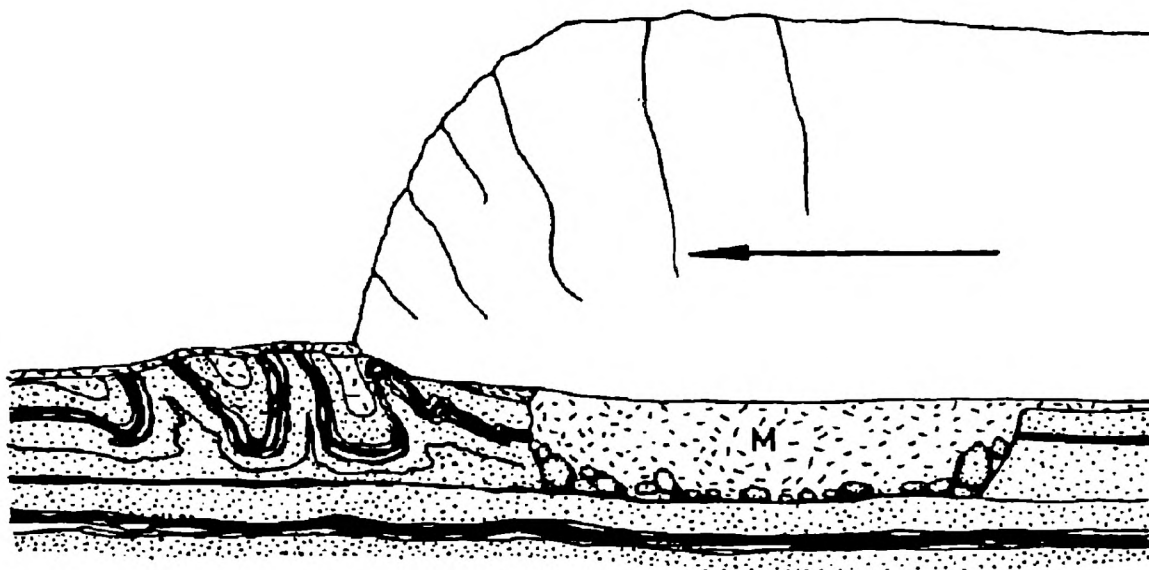


Fig. 2 Fałdowanie glacitektoniczne według J. Zwierzyckiego (1949). *M* – morena denną przymarznąta do lodowca

Fig. 2 Glaciotectonic folding after J. Zwierzycki (1949). *M* – ground moraine frozen on to the glacier

większe, niż po dystalnej; w warunkach typowo rotacyjnego odkształcenia pod lodem powinno być odwrotnie. Interpretacji tej przeczą też obserwacje moren czołowych przekoczonych przez lądolód (Gripp, 1955; Pasierbski, 1984, str. 132; Boulton, 1986, fig. 16 i 17).

4. Istota zastrzeżeń w stosunku do mechanizmu pchnięcia przez czoło lądolodu odnosi się także do koncepcji Zwierzyckiego (1949, str. 21-22), gdzie rolę "buforu" odgrywają osady przymarznąte do stopy lodu i wleczone wraz z nim (Fig. 2). Wprowadzenie tego czynnika naturalnie ułatwia wyjaśnienie głębokiego zasięgu zaburzeń, nie usuwa jednak pozostałych trudności, zwłaszcza tej polegającej na pogodzeniu seryjności struktur z możliwością ich zachowania się przy odpowiednio długim przemarszu krawędzi lądolodu zaburzającego (wraz z przymarzniętymi osadami).

5. Ostatnio rozpowszechnia się pogląd (np. Croot, 1987; Banham, 1988), że pomocą w interpretowaniu glacitektoniki może być model tzw. tektoniki naskórkowej (*thin-skinned tectonics*), związany z tworzeniem szeregów łuskowych zwanych dupleksami (por. Mastella, 1988). Jednakże dupleks podlodowcowy podlegałby tym samym ograniczeniom, które wymieniono powyżej. Gdyby zaś seryjne struktury glacitektoniczne były dupleksem rozwiniętym przed czołem lodu dzięki pchnięciu frontalnemu i rozległemu odkłuciu warstwy zmarzlinowej, musiałyby wystąpić duża przewaga intensywności deformacji (amplitudy, stopnia skrócenia, zaburzeń wewnętrznych) w skrajnych strukturach po stronie proksymalnej (por. Bartkowski, 1968) i ewentualnie u czoła płata odkłutego, co na ogół nie ma miejsca (Aber *et al.*, 1989, str. 165). Jest to tym bardziej aktualne, jeśli zmarzliny nie było (Banham, 1988, str. 23).

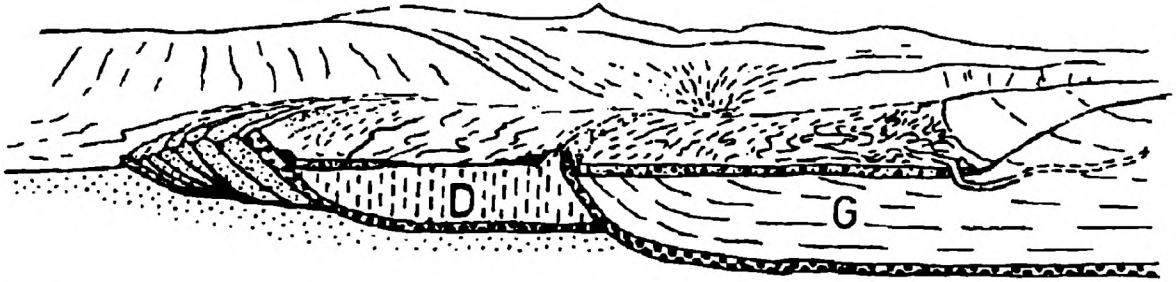


Fig. 3 Przekrój interpretacyjny przez czoło dolnego lodowca Usher na Spitsbergenie (wg. Grippa, 1975 fide Eissmann, 1987). *G* – lodowiec, *D* – lód martwy

Fig. 3 Interpretative section across the front of the lower Usher glacier, Spitsbergen (after Gripp, 1975 fide Eissmann, 1987). *G* – the glacier, *D* – dead ice

Wiążący się z tym mechanizm "piggy-back", czyli doklejania kolejnych łuski od przodu, lansowany przez Croota (1987) dla spiętrzeń utworzonych przez jeden z lodowców islandzkich, jest pozbawiony energetycznej przyczyny powstawania coraz głębszych i dalszych powierzchni ścinania, takiej np. jak awans czoła lodu albo jego nabrzmiwanie (Croot, 1987, fig. 10 i 11). Również pod tym względem model tektoniki naskórkowej nie jest fortunnym obiektem porównań, gdyż w tektogenach mamy do czynienia nie tylko z ruchem względnym masy nasuwającej się i podłoża, ale ze stanem kompresji obu mas, a co najmniej jednej z nich.

6. Choćby z wymienionych powodów, mechanizm dynamiki frontalnej nie może wyjaśnić genezy rozbudowanych zespołów makrostruktur seryjnych. Niewątpliwie natomiast może on być przyczyną niewielkich wiązek struktur na granicy zasięgu lądolodu lub jego oscylacji recesyjnych, jak to wykazały m.in. obserwacje Grippa (1929) - fig. 3, a także Boultona (1986). Interesującym dokumentem takich deformacji jest morena spiętrzona koło Leszna, zbadana przez Kasprzaka (1985).

7. Istnieje pewna tektoniczna analogia powyższego zagadnienia, która dodatkowo uprawomocnia przeprowadzone rozumowanie: nasunięcia płaszczowinowe. Biorąc pod uwagę, że przeciętna miąższość ciał nasuniętych jest rzędu setek i pojedynczych tysięcy metrów (co przy gęstości ok. 2,5 daje ciśnienie statyczne u ich podstawy o 1-2 rzędy wielkości wyższe, niż pod brzezną strefą lądolodów, miąższości dziesiątków i pojedynczych setek metrów), zaś prędkości szarżazu są o 2-5 rzędów wielkości mniejsze, niż prędkości transgresji lądolodów, należy oczekiwać w obu przypadkach zbliżonych stanów reologicznych podłoża, zakładając lepkość skalnego podłoża płaszczowin o kilka rzędów wielkości wyższą od lepkości podłoża lądolodów na niżu europejskim. Jest to oczywiście szacunek nader przybliżony, zależny m.in. od obecności wieloletniej zmarzliny, ale w szerokim zakresie zmienności litologicznej podłoża płaszczowin powinny zmieścić się przypadki spełniające wymogi mechanicznego podobieństwa. Otóż, w tektonice płaszczowin od



dawna odchodzi się od wiązania makrodeformacji w ich podłożu z "buldożerowym" efektem przemarszu czoła płaszczowiny, a także z "ciągnięciem" pod stopą nasunięcia. Mechanizmom takim przeczą względy teoretyczne i obserwacyjne. Spiętrzenia frontalne na poważniejszą skalę występują jedynie przy radykalnym kontraście litologicznym płaszczowiny i podatnego podłoża i mają niewielki zasięg w kierunku transportu tektonicznego (jednostka stebnicka na brzegu Karpat Zewnętrznych).

### KONCEPCJE STATYKI FRONTALNEJ

Koncepcje, upatrujące główną przyczynę dużych deformacji glacitektonicznych w oddziaływaniu ciężaru lodu cieszą się mniejszą popularnością, niż koncepcje "dynamiczne". Wśród ujęć "statycznych" (cudzystów wynika stąd, że naprawdę statyczny jest wszak tylko lód martwy, a także stąd, że badacze glacitektoniki z reguły zdają sobie sprawę z nieuchronności współdziałania obydwu czynników wpływu lądolodu na podłoże – por. Ruszczyńska-Szenajch, 1979) zdecydowanie przeważają te, które lokalizują strefę zaburzeń w pasie czołowym i położonym tuż przed czołem. Za źródło energii dla omawianego mechanizmu uważa się bowiem duże różnice obciążenia pionowego występujące w tym rejonie. Przekonujące uzasadnienie dla takiego stanowiska zawdzięczamy Rotnickiemu (1974, 1976), któremu przypada zasługa pierwszej w naszym piśmiennictwie próby analizowania mechanizmów glacitektonicznych w kategoriach fizycznych. Choć do analizy tej można mieć obecnie pewne zastrzeżenia (np. do sumowania się gradientów naprężenia poziomego na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów – Rotnicki, 1976, str. 113 – i wynikającej stąd krzywej "przyrostu nacisku bocznego", bez związku ze stanem fizycznym ośrodka i z przestrzenną możliwością realizacji odpowiedniego przepływu osadów), kluczowa dla mechanizmu statycznego kwestia podkrawędziowych powierzchni ślizgowych naświetlona została w sposób inspirujący dla wielu późniejszych badaczy.

Obszerny materiał dokumentacyjny dla modelu określanego tu jako "statyczno-frontalny" zebrała Ruszczyńska-Szenajch (1976, 1979, 1985), autorka koncepcji głębokich struktur wklęsłych (depresje glacitektoniczne) sprzężonych z towarzyszącymi im w kierunku dystalnym (jeżeli się zachowały) morenami wyciśnięcia – miejscem akumulacji materiału wyciśniętego z depresji (Fig. 4). Zbliżoną interpretację zaprezentowali m.in.: Bluemle & Clayton (1984, str. 284-285), Fenton (1986) i Karabanow (1987, str. 30), a także Moran *et al.* (1980, str. 460-461), choć ta ostatnia wydaje się bliższa interpretacji przyjętej w niniejszej pracy. Sąsiedowanie form wklęsłych i wypukłych było zresztą obserwowane już wcześniej (np. Gorieckij, 1967, 1972; Żynda, 1967), choć wyjaśniano je raczej w sposób dynamiczny niż statyczny (Krigier, 1972), a niekiedy wręcz mechanizmem egzaracji i wytłaczania osadów wypełniających zagłębienia wcześniejsze (Krygowski, 1961). Asocjacja: forma depresyjna plus zbudowana z wyciśniętego z niej materiału forma ele-

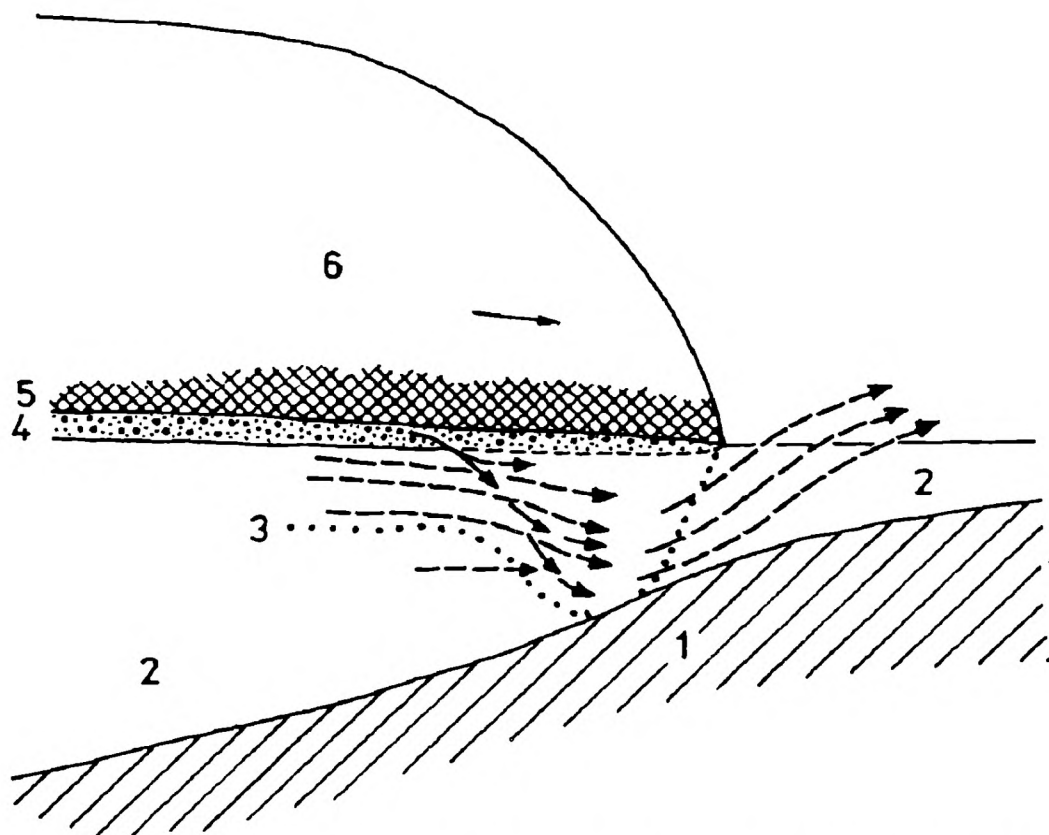


Fig. 4 Schemat powstawania depresji glacitektonicznych według H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1976). 1 – twarde podłoże, 2 – miękkie podłoże, 3 – szkieletowy układ naprężeń, 4 – świeżo wytopiona, nieskonsolidowana morena denna, 5 – morena denna wmarznięta w lód, 6 – transgredujący lądolód; strzałki – wyciskanie materiału miękkiego podłoża przed czoło lądolodu oraz wciskanie takiego materiału i odmarzniętej moreny do tworzącej się depresji

Fig. 4 Sketch of origin of glaciotectionic depressions after H. Ruszczyńska-Szenajch (1976). 1 – hard bedrock, 2 – soft bedrock, 3 – schematic distribution of stresses, 4 – melted-out, unconsolidated basal till, 5 – frozen ground moraine, 6 – advancing ice-sheet; arrows – squeezing-out of soft bedrock material before ice-front and squeezing-in of soft bedrock and basal till into depression, which is just being formed

wacyjna, zyskała nawet specjalną nazwę glacijotektonopary (Lewkow, 1980, str. 96), czemu odpowiada angielskie określenie *hill-hole pair* (Aber *et al.*, 1989).

Oryginalny wariant rozwiązania "statycznego" przedstawił dla środkowego Powiśla Lamparski (1983, str. 52-60). Według tego autora występujące na owym obszarze naprzemianległe, wydłużone depresje i elewacje zostały utworzone przez "diapirowe" wyparcie plastycznych osadów trzeciorzędu z depresji ku elewacjom pod ciężarem wąskich lobów lodowcowych (potem także składanych w depresjach osadów), a więc formy podłoża rozwinęły się nie w poprzek, lecz wzdłuż zasadniczego kierunku transgresji lodu. Szczególnie intensywne wyparcia miałyby miejsce w przestrzeniach międzylobowych, które

zresztą były od dawna traktowane jako prawdopodobny obszar silnych deformacji (Gripp, 1955; Mierzejewski, 1959). Bliskie stanowisku Lamparskiego zdają się być wyobrażenia Bera (1987) na temat glacitektoniki krawędziowej Suwalszczyzny, Karabanowa (1987) odnośnie ewolucji longitudinalnych rynien egzaracyjno-erozyjnych Wysoczyzny Grodzieńskiej i Falkowskiego *et al.* (1988) co do rozwoju dolin regionu bialskopodlaskiego w toku deglacjacji. Próbę analizy teoretycznej odnoszącej się do moren wyciśnięcia u czoła i po bokach lobu lodowcowego przedstawił Wateren (1985).

Jako sposób wyjaśnienia wymienionych cech struktur glacitektonicznych, koncepcje "statyczno-frontalne" mają następujące niedoskonałości:

1. Jeżeli materiał pod czołem lądolodu oraz na bezpośrednim przedpolu jest luźny, a zwłaszcza nasycony wodą, niezamarznięty (Rotnicki, 1974; Ruszczyńska-Szenajch, 1976, str. 86), to niewątpliwie należy się spodziewać jego lepkoplastycznego wyciskania spod czoła na przedpole, co zresztą przyjmowali niemal wszyscy badacze glacitektoniki. Wyciskanie takie nie jest jednak równoznaczne z tworzeniem regularnych struktur (fałdów, łusek). Wręcz przeciwnie, jeżeli już w depresjach glacitektonicznych występuje "przekładaniec" trzeciorzędowo-czwartorzędowy, często o cechach melanżu (Ruszczyńska-Szenajch, 1976, str. 42-54), to tym bardziej w morenach wyciśnięcia, gdzie materiał przebył dalszy transport przez wymuszone płynięcie, trudno oczekiwać czytelnych struktur fałdowych. W warunkach lepkoplastycznego płynięcia *en masse* niezbyt prawdopodobne jest też powstanie regularnych łusek, a w każdym razie ich seryjnych powtórzeń.

Oszacowanie naprężeń poziomych pod czołem lądolodu, dokonane przez Abera *et al.* (1989, str. 155-159), opiera się na mało realistycznym założeniu 1000-metrowej miąższości lodu o 10 km od czoła (por. Brodzikowski 1987, str. 135 i ryc. 64). Ponadto, sama zasada kumulowania gradientów naprężeń poziomych wynikających z ciężaru lodu wzdłuż wielokilometrowego przekroju strefy czołowej miałyby sens tylko przy swobodnym przemieszczaniu się obciążonych osadów, a więc znów przy ich stanie skrajnie mobilnym, nie obiecującym regularnej strukturogenezy.

2. Regularne, seryjne łuski naśladujące wklęsłe powierzchnie poślizgu byłyby natomiast prawdopodobne w podłożu zamarzniętym i zapewne niekiedy w ten sposób się tworzą. Jednakże powstanie tą drogą dużych, kilkunastokilkudziesięciometrowych (amplituda) struktur nie wydaje się możliwe, a to dlatego, że przy wytrzymałości na ściskanie litej zmarzliny piaszczystej rzędu kilkadziesiąt-stokilkadziesiąt kG/cm (Banham, 1975, fig. 5) rozbicie tak grubej jej warstwy pod obciążeniem statycznym rzędu zaledwie kilku-kilkunastu kG/cm<sup>2</sup> (odpowiadającym miąższości lodu w strefie czołowej rzędu kilkadziesiąt-stokilkadziesiąt metrów) nie jest prawdopodobne. Sytuacji nie zmienia radykalnie nawet uwzględnienie wytrzymałości trwałej, która np. w zmarzlinie Jakucji jest wg. Wotjakowa (1975, str. 166) zaledwie ok. 1,5-2 razy wyższa niż wytrzymałość dobową. Przeciętą miąższość obrzeży lądolodów, skandynawskich zapewne nie przekraczała wspomnianych wartości (o czym

można sądzić z zasięgu wysokościowego osadów glacialnych w strefach spiętrzeń orograficznych – Brodzikowski, 1987, ryc. 64), jeżeli zaś w Polsce północnej lub środkowej były one większe, to nie więcej, niż parokrotnie. Tak więc nawet jeśli w fazach transgresji lub postojów lądolodów na terenie Polski mieliśmy do czynienia z wysokim czołem lodu, to i tak obciążenia statyczne w strefie czołowej nie były wystarczające do szerokiego rozwoju odkształceń innych, niż lepkoplastyczne wypieranie zawodnionych osadów luźnych.

Naturalnie, można wskazać na szereg uproszczeń zawartych w powyższych szacunkach. Zmarzlina o szkielecie ilastym może mieć parokrotnie niższą wytrzymałość, warstwa zamrznięta może zawierać osłabiające ją hydrolakkolity itp. (Michalski, 1979, str. 76-77). Przy mniej więcej poziomym ułożeniu warstw i powszechnej obecności znacznych kompleksów piaszczystych w osadach kenozoicznych stanowiących główne podłoże lądolodów, okoliczności te nie powinny w sposób zasadniczy zaważyć na przeprowadzonym rozumowaniu. Zdają się to potwierdzać obserwacje aktualistyczne (Kalesnik, 1963, str. 404).

3. Trudno negować istnienie form depresyjnych na zapleczu wielu położonych wyżej od nich form czy struktur noszących ślady deformacji glacialnej. Geneza tych form wklęsłych w postaci przedstawionej przez Ruszczy-

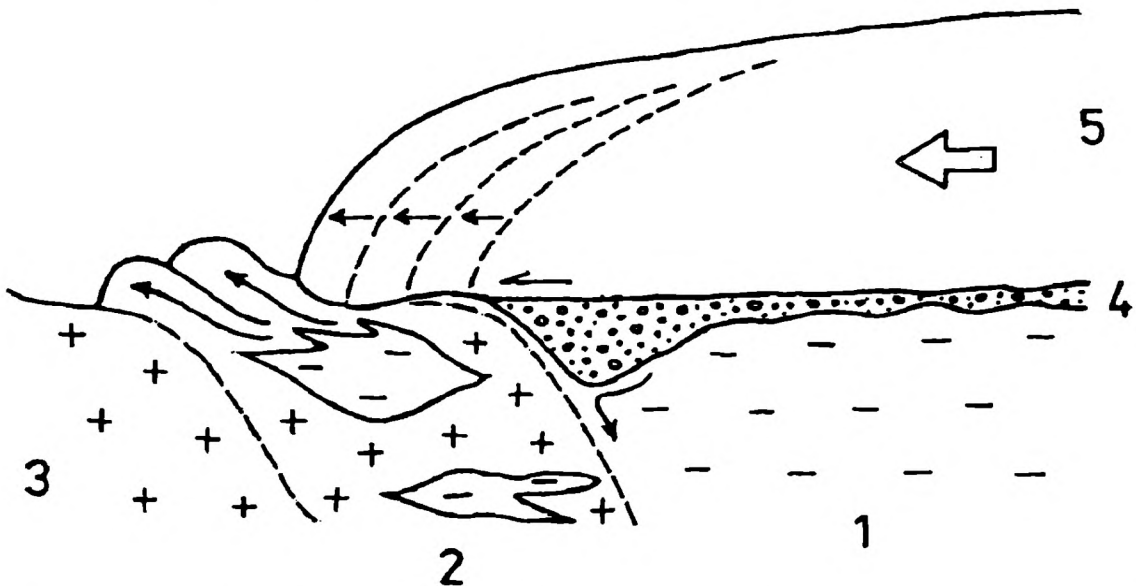


Fig. 5 Ewentualny mechanizm tworzenia depresji glacitektonicznych przez zdrapywanie osadów wleczonych przez lądolód u brzegu obszaru wieloletniej zmarzliny. 1 – podłoże odmarzniete, 2 – strefa pośrednia, 3 – wieloletnia zmarzlina, 4 – osady transportowane pod lodem (morena denna, kry glacialne), w trakcie wytapiania, 5 – lądolód i kolejne linie jego zasięgu

Fig. 5 Possible mechanism to produce glaciotectionic depressions by scraping-out of subglacially transported deposits at the edge of an area of permafrost. 1 – unfrozen bedrock, 2 – intermediate zone, 3 – permafrozen zone, 4 – deposits being transported at the sole of the glacier (ground moraine, glacial rafts) in the course of melting-out, 5 – ice-sheet and its successive extents

ńską-Szenajch (1976, str. 60-63) nie jest jednak przekonująca. Nie znalazł w niej wyjaśnienia podstawowy problem, dlaczego miękkie, mobilne osady akurat pod czołem lądolodu, a więc w pasie gwałtownie kulminującego gradientu obciążenia grawitacyjnego były wciskane w głąb kompleksu kenozoicznego (Fig. 4) zamiast od razu swobodnie wypłynąć na przedpole. Tego paradoksu nie tłumaczy dostrzeżone przez Ruszczyńską-Szenajch (1976, str. 60) proksymalne pochylenie stropu twardego (kredowego) podłoża. Mogłoby go jedynie tłumaczyć zaryglowanie wyciskania materiału przed czoło np. przez próg zmarzniętego podłoża, co przy jednoczesnym ruchu lodu powodowałoby zdrapywanie wleczonych pod lodem osadów i wpychanie ich w głąb (Fig. 5).

Taki stan rzeczy przenosiłby jednak cały proces w sferę deformacji subglacialnych (por. Bartkowski, 1968, ryc. 4) i praktycznie wykluczałby powstanie sprzężonej moreny wyciśnięcia, a tym bardziej powtarzalność całego procesu w toku jednego marszu lodowca.

4. Koncepcja Lamparskiego (1983) cierpi na sprzeczność wewnętrzną. Autor ten bowiem stwierdza, że na tego rodzaju terenach rzeźba podłoża lądolodu raczej nie miała wielkiego wpływu na ruch lodu (str. 55) i na procesy deformacyjne (str. 50-51), a zarazem przyjmuje "lobową" genezę deniwelacji podłoża, co w świetle obrazu tegoż podłoża (fig. 3) wymagałoby istnienia nie tyle nawet lobów, ale wąskich jezorów. Nie wiadomo więc, jakie byłoby pochodzenie tak zawiłego kształtu frontu lodowego, kształtu, który zresztą na większą skalę nie odzwierciedla się w paleogeograficznych rekonstrukcjach zlodowaceń niżowych. Nawet jednak w przypadkach silnie rozczłonkowanego czoła lodu mechanizm proponowany przez Lamparskiego nie mógł być rozpowszechniony, gdyż musiałby on wytwarzać rytmicznie zmienną, dwukierunkową wergencję struktur deformacyjnych (Alexandrowicz, 1971, Abb. 7; Wateren, 1985, fig. 10; Ber, 1987, fig. 5 i 9; Karabanow, 1987, rys. 11), gdy w rzeczywistości jest ona najczęściej jednokierunkowa.

5. Szczególnie kłopotliwe jest wyjaśnienie czynnikami glacistatyki frontальной powstania seryjnych fałdów. Najwięcej uwagi poświęcił temu zagadnieniu Rotnicki (1974; 1976, str. 110-113), według którego wielkoskalowe fałdy powstają pod strefą czołową w wyniku parcia plastycznych osadów obciążonych lodem, skierowanego ku nieobciążonemu przedpolu (Fig. 6). Takiej interpretacji sprzeciwia się kilka względów, choćby ten, że boczne parcie (rozpieranie) gruntu (pozioma pochodna obciążenia grawitacyjnego) może być na znacznie większym odcinku większe, niż obciążenie, z którego się wywodzi, jedynie w przypadku swobodnego (lepkoplastycznego?) przepływu osadów w strefie znacznego gradientu obciążenia, jeśli pominąć szczególne warianty stanu przekonsolidowanego, które trudno uznać za powszechne, oraz reakcje sprężyste na glaciostatyczne ugięcia skorupy w skali regionalnej (Liszkowski, 1975, str. 261-270). Im zaś bardziej mobilny osad pod strefą czołową (czyli gradientową), tym stan naprężeń bliższy hydrostatycznemu (mniej dewiatorowy), a więc tym mniejsza możliwość odkształceń postaciowych. Możliwość ta gwałtownie wzrasta tuż przed "wysokim czołem" wskutek

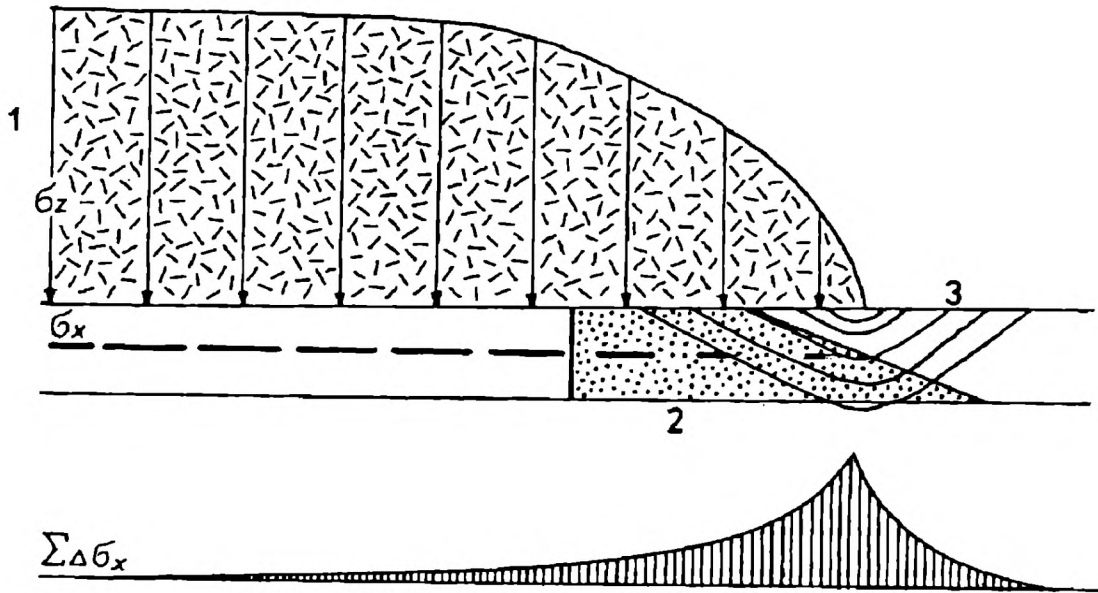


Fig. 6 Okoliczności powstawania wielkich deformacji glaciotektonicznych według K. Rotnickiego (1974, uproszczone). 1 – lądolód, 2 – strefa powstawania wielkich fałdów, 3 – powierzchnie ślizgowe;  $\sigma_z$  – nacisk statyczny lądolodu,  $\sigma_x$  – naprężenia poziome,  $\Sigma \Delta \sigma_x$  – przyrost nacisku bocznego (suma przyrostu różnic naprężeń poziomych)

Fig. 6 The circumstances of large-scale glaciotectionic deformations after K. Rotnicki (1974, simplified). 1 – ice-sheet, 2 – zone of large-scale folding, 3 – slip surfaces;  $\sigma_z$  – static load of the glacier,  $\sigma_x$  – horizontal stresses,  $\Sigma \Delta \sigma_x$  – growth of lateral stress (sum of increments of stress difference in horizontal plane)

otwierającej się drogi odprężenia ku powierzchni, ale też wykorzystanie owej możliwości spowoduje rozładowanie siły parcia poziomego na jednej lub kilku strukturach u czoła lodu. Wateren (1985) przewiduje tu powstanie łusek, wychodząc jednak z założenia stanu sprężystego (str. 67), co nie zgadza się z rozumowaniem Rotnickiego (1976), na które się powołuje.

Sam plastyczny przepływ wyciskanych statycznie osadów może w określonych warunkach reologicznych wywołać turbulentne konwolucje płynącej masy, jednak styl takich fałdów (zob. Brodzikowski, 1982, fot. 5, 7 i 8; Bubień, 1986) byłby całkiem odmienny od tego, jaki znamy z wielu prac (np. Ciuk, 1955; Dyjor, 1974; Kraiński, 1977; Eissmann, 1987). Bardzo wątpliwa byłaby też wówczas możliwość ukształtowania się tak prawidłowej mikroanizotropii ścięciowej osadów sfałdowanych, jak ta odkryta przez Kotowskiego i współpracowników (m.in. Kotowski, 1977, 1989).

Przedstawiona sytuacja może ulec zmianie, gdy przedmiotem odkształcenia plastycznego przez wyciskanie będzie nie luźny osad, lecz zmarzlina bogata w lód (na znaczenie subglacjalnego fałdowania w zmarzlinie zwrócił uwagę Jahn, 1972). Realność tego typu fałdowań, analogicznych do wielokrotnie opisanych fałdów w obrębie lodowców (np. Lawruschin, 1971; Ławruszin, 1976; Hudleston, 1977), wynika z laminarnego charakteru płynięcia lodu. Ten sam mechanizm sprawia jednak, że fałdowanie jest typu śródwarstwowego,

ograniczone do pewnych pakietów; sam Jahn (1972, str. 138) określa je jako "subtelne". W tym trybie nie mogły powstać prawidłowe fałdy o amplitudach dziesiątków metrów, obejmujące urozmaicony profil skalny.

6. Przyrost obciążenia wskutek nasunięcia się czaszy lodowej niewątpliwie może pobudzić procesy diapiryzmu osadów zawodnionych, ilastych itp. Nie jest to jednak równoznaczne z tworzeniem regularnych, seryjnych fałdów, choćby takich, jakie znamy z Ziemi Lubuskiej i Dolnego Śląska (Ciuk, 1955; Dyjor, 1974), albo ze strefy fałdowej między Spremberg i Hoyerswerda na Łużycach (Eissmann, 1987, Abb. 10). W warunkach statycznych diapiryzm produkuje bowiem głównie antykliny z przebijającym jądrem lub nawet iniekcje nie zaburzające struktury otoczenia (zob. Rutkowski, 1959; Żynda, 1967, ryc. 21).

### KONCEPCJE DEFORMACJI SUBGLACJALNYCH

W literaturze polskiej pisali o nich m.in. Dylik (1961, str. 12 i 14) i Krygowski (1962b, str. 65-66). Umiarkowanie subglacjalna interpretacja przynajmniej niektórych zaburzeń glacitektonicznych, sytuująca je w całości lub w części pod strefą marginalną lub czołową, jest dość częsta (np. Rotnicki, 1974, 1976; Grube & Vollmer, 1985). Zdeklarowanym rzecznikiem subglacjalnego środowiska glacitektoniki był Bartkowski (1968), który zwrócił uwagę na znaczenie zmian w dynamice wewnętrznej lądolodu, zachodzących jego zdaniem na pograniczu strefy alimentacyjnej i ablacyjnej. Następstwem owych zmian ma być rozwój stromych szczelin, w obręb których może się wciskać plastyczne podłoże lądolodu; wraz ze znacznym w tej strefie gradientem obciążeń statycznych ma to być wystarczająca przyczyna fałdowania i łuskowania. Sądząc z graficznej prezentacji koncepcji Bartkowskiego (1968, ryc. 4), istotną rolę miałyby tu spełniać też wieloletnia zmarzlina, wyklinowująca się w miarę zagłębiania pod lód i ryglująca strefę zaburzeń od czoła.

Wydaje się, że ten ostatni element musiałby mieć zasadnicze znaczenie, gdyż tylko mechanizm "zdrapywania" osadów włączonych w stanie częściowego przymarznięcia pod lodem (Fig. 5) mógłby dostarczyć naprężeń poziomych przewyższających pionowe. Jednakże mechanizm ów, gdyby miał wytworzyć rozległe strefy zaburzeń seryjnych, wymagałby powstania struktur "zamkniętych" (ang. *closed*), czyli fałdów wąskopromiennych, izoklinalnych itp. bądź izoklinalnej imbrykacji łuskowej; co najmniej zaś styl taki musiałby dominować po dystalnej stronie stref deformacyjnych (od strony oporowej masy zmarzliny), ewentualnie ustępując miejsca słabszemu skróceniu po stronie proksymalnej. Nie negując istnienia tego typu sytuacji (jedną z nich sugeruje informacja Abera, 1982, str. 88, o zmienności upadów łusek subglacjalnych, inną - sekwencja deformacji we Wzgórzach Dalkowskich, opisana przez Kraińskiego, 1983 i 1989), trzeba wszakże stwierdzić, że wiele rozległych stref zaburzeń nie wykazuje takich właściwości (zob. np. Ciuk, 1955,

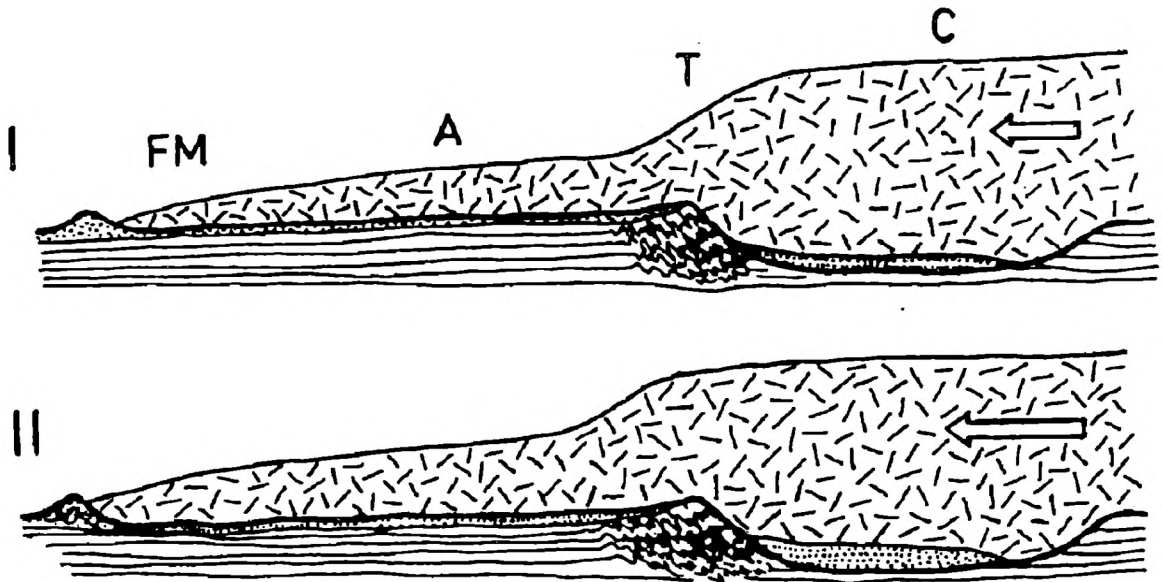


Fig. 7 Lokalizacja głównych stref zaburzeń glacitektonicznych według K. Brodzikowskiego (1980, fragment). *I, II* – stadia rozwoju deformacji w okresie transgresji, *FM* – strefa czołowa i marginalna, *A* – strefa ablacyjna, *T* – strefa przejściowa, *C* – centralne pole lądolodu

Fig. 7 Localization of main glaciotectionic disturbances after K. Brodzikowski (1980, fragment). *I, II* – stages of deformational development during glacier advance, *FM* – frontal and marginal zones, *A* – ablational zone, *T* – transitional zone, *C* – central ice field

fig. 3, 4, 8, 9, 12; Dylik, 1961, str. 13; Karabanow, 1987, rys. 7-9), nie może zatem być wyjaśniona mechanizmem "zdrapywania".

We współczesnej literaturze pogląd o subglacjalnej genezie wielkoskalowych (amplituda ponad 100 m) zaburzeń glacitektonicznych reprezentuje przede wszystkim Brodzikowski (m. in. 1980, 1982, 1987). W odróżnieniu od poprzednich ujęć, rozważa on to zagadnienie na tle szerokiej panoramy różnych współczynników deformacji (glacjologicznych, klimatycznych, litologicznych, hydrogeologicznych, hydrologicznych, paleomorfologicznych i in.), które jego zdaniem predestynują tzw. strefę przejściową (okolice linii równowagi między strefą ablacyjną a centralnym polem lądolodu) do wywołania w podłożu intensywnych zaburzeń typu fałdowego, łuskowego i mieszanego (Fig. 7). Autor chciałby jednak ze stanowiska strukturalnego wyrazić zdanie, że ani nagły wzrost miąższości lodu w omawianej strefie, ani fale kinematyczne, rozchodzące się z okolic linii równowagi (Brodzikowski, 1987, str. 258), ani wreszcie wzmożone gradienty naprężeń różnego rodzaju (str. 139), nie mogłyby doprowadzić do poziomej orientacji największego naprężenia normalnego, jak to sądzi cytowany badacz (Brodzikowski, 1987, str. 258) - przy jednoczesnym wysoce dewiatorowym stanie naprężeń. Do przypadku tego odnosi się bowiem w pełni krytyka roli naprężeń tangencjalnych w środowisku podlodowym strefy czołowej i wymienione okoliczności krytyki tej nie podważają. Tym bardziej wspomniane pole naprężeń nie może wynikać



samoistnie, z powodu naturalnego rozkładu ciśnień statycznych w górotworze (Brodzikowski, 1982, str. 61-62).

Sytuację tę może zmienić dopiero wystąpienie proksymalnie nachylonych progów na trasie lądolodu, nie zdegradowanych przez wcześniejszy przemarsz kilkusetkilometrowej (Brodzikowski, 1987, str. 75-76 i 238-239) pokrywy lodowej przypadającej na odcinki: czołowy, marginalny i ablacyjny. Naturalnie, taką samą rolę może odegrać znaczne zagłębienie spągu lodu w osadach, niezależnie od jego przyczyny (Fig. 7) – np. pod wpływem pograżenia się pogrubionych mas lodu w plastycznym podłożu. W obu przypadkach jednak aktualne są zastrzeżenia co do szans zachowania się tworzonych struktur przy znacznie większym przemieszczeniu czaszy. Utworzenie w powyższy sposób wiązek wielkoamplitudowych zaburzeń zachowanych w profilach powinno zatem ograniczać się do przypadków, w których: a) odcinek lądolodu odpowiadający strefie przejściowej nie przekroczył (w znacznie większym stopniu) związanej z tą strefą i z daną glacją strefy zaburzeń, b) w miejscu skrajnego zasięgu odcinka "przejściowego" znalazła się nie zniszczona wcześniej, proksymalnie zorientowana krawędź morfologiczna o znacznym nachyleniu (por. Brodzikowski, 1987, str. 184-186), lub gdzie krawędź taka została wytworzona przez sam lądolód. Obydwa warunki naturalnie stwarzają znaczne ograniczenia dla omawianego mechanizmu, nade wszystko zaś znowu eliminują możliwość strukturogenezy seryjnej na dużych odcinkach profilów. Tam, gdzie omawiany mechanizm subglacjalnego spiętrzania osadów jednak funkcjonował, zmienność stylu zaburzeń powinna być zbieżna z tą, jakiej należy oczekiwać przy tradycyjnym spiętrzeniu czołowym i przy "mechanizmie Zwierzyckiego" (stopień skrócenia malejący w kierunku dystalnym), a przeciwna, niż w przypadku subglacjalnego "zdrapywania". Szersze strefy zaburzeń glacitektonicznych zasługują na zanalizowanie pod tym względem.

Na tle rozważań nad mechanizmami subglacjalnymi nasuwają się dwie refleksje metodologiczne.

1. Od dłuższego czasu w literaturze glacitektonicznej zaznacza się nadmierna fascynacja zagadnieniem gradientów ciśnień czy naprężeń w podłożu lodowca. Tymczasem gradient sam przez się nie określa możliwości powstania regularnych struktur deformacyjnych; przy spełnieniu określonych warunków może on charakteryzować jedynie pole potencjalnego ruchu osadów, który w przypadku utworów silnie zawodnionych, plastycznych, często luźnych, zwykle nie pociąga za sobą czytelnych odkształceń postaciowych. Dla dokonania się tych ostatnich decydujące są nie gradienty, lecz różnice skrajnych głównych naprężeń normalnych. Dla rodzaju i orientacji powstających struktur zaś rozstrzygające są, prócz właściwości reologicznych ośrodka w danych warunkach obciążeń, przestrzenna charakterystyka pola naprężeń i, co z tym związane, geometryczna możliwość dokonania się takich lub innych odkształceń. Badaniom glacitektoniki wciąż nie dostaje dostatecznie ścisłych analiz tych okoliczności.

2. Trudno wątpić, że taka lub inna dynamika lodu, zwłaszcza w strefie spągowej, termika lodowca w poszczególnych strefach i w związku z tym termiczno-mechaniczny stosunek spągu czaszy lodowej do podłoża, wreszcie hydrogeologiczny stan tegoż podłoża (włączając zagadnienie zmarzliny) – zatem, że wszystko to musi w wielkim stopniu wpływać na procesy glaciektoniczne, w szczególności subglacialne. Na przeszkodzie uwzględnianiu tych elementów na równi z analizą strukturalną stoi nie tyle ich mnogość, ile zawodność ich rekonstrukcji, nie dająca podstaw do parytetu z interpretacją empirycznych, mierzalnych faktów strukturalnych.

### KONCEPCJA GLACITEKTONIKI DOLINNEJ

Idea Krygowskiego (m. in. 1961, 1962a, b, 1963, 1965, 1975) – jedna z pierwszych dobrze udokumentowanych teorii glaciektonicznych, która zyskała też pewne potwierdzenie aktualistyczne (Jahn, 1972) – jest w różnych odcieniach podtrzymywana przez wielu badaczy (Banham, 1975; Górski, 1982; Berg & Beets, 1987; Gans *et al.*, 1987; por. też Boulton, 1986, str. 696). Wyciskanie przez czoło lądolodu silnie zawodnionych i ewentualnie przypowierzchniowo zamarzniętych osadów ze stref dolin poprzecznych (względem osi ruchu lodu) ku ich proglacialnemu obrzuceniu, z pewnym udziałem materiału z obu krawędzi (Fig. 8), nie budzi sprzeciwów z mechanicznego punktu widzenia, a uwzględniając parokrotne modyfikacje struktur z powodu tzw. przetrwałości stref glaciektonicznych (Krygowski, 1964), także styl strukturalny przywoływanych przykładów deformacji da się z tą koncepcją pogodzić. Zarazem wszakże nie sposób uważać tego mechanizmu za wyjaśnienie większości zjawisk glaciektonicznych, choćby dlatego, że: a) nie można go odnieść do tych rozległych stref deformacyjnych, które są obcięte poziomą powierzchnią dyskordancji i przykryte osadami lądolodu zaburzającego, b) powszechny transport poziomy mas osadów zdyslokowanych i nie przymarzniętych do lodowca daleko poza krawędzie pradolin nie jest prawdopodobny, a zatem strefy deformacyjne w głębi obszarów międziodoliny nie mogą mieć omawianej genezy, c) mechanizm Krygowskiego powinien prowadzić do znacznego udziału aluwii (wypełnienia paleodolin) w kompleksach zaburzonych, co w rzeczywistości nie wszędzie ma miejsce. Część tych zastrzeżeń nie odnosi się do swoistego wariantu glaciektoniki dolinnej, polegającego na deformacjach wypełnień dolin pogrzebanych (Bluemle & Clayton, 1984, str. 285 i fig. 8), inne jednak (zwłaszcza ograniczenia paleogeograficzne) pozostają.

### KONCEPCJE GLACITEKTONIKI KRAWĘDZIOWEJ

Kluczowa rola krawędzi morfologicznych w predysponowaniu odkształceń glaciektonicznych w naturalny sposób nasuwała się już pierwszym badaczom. Z nowszego okresu wypada wymienić Ruttana (1960), Vietego (1961),

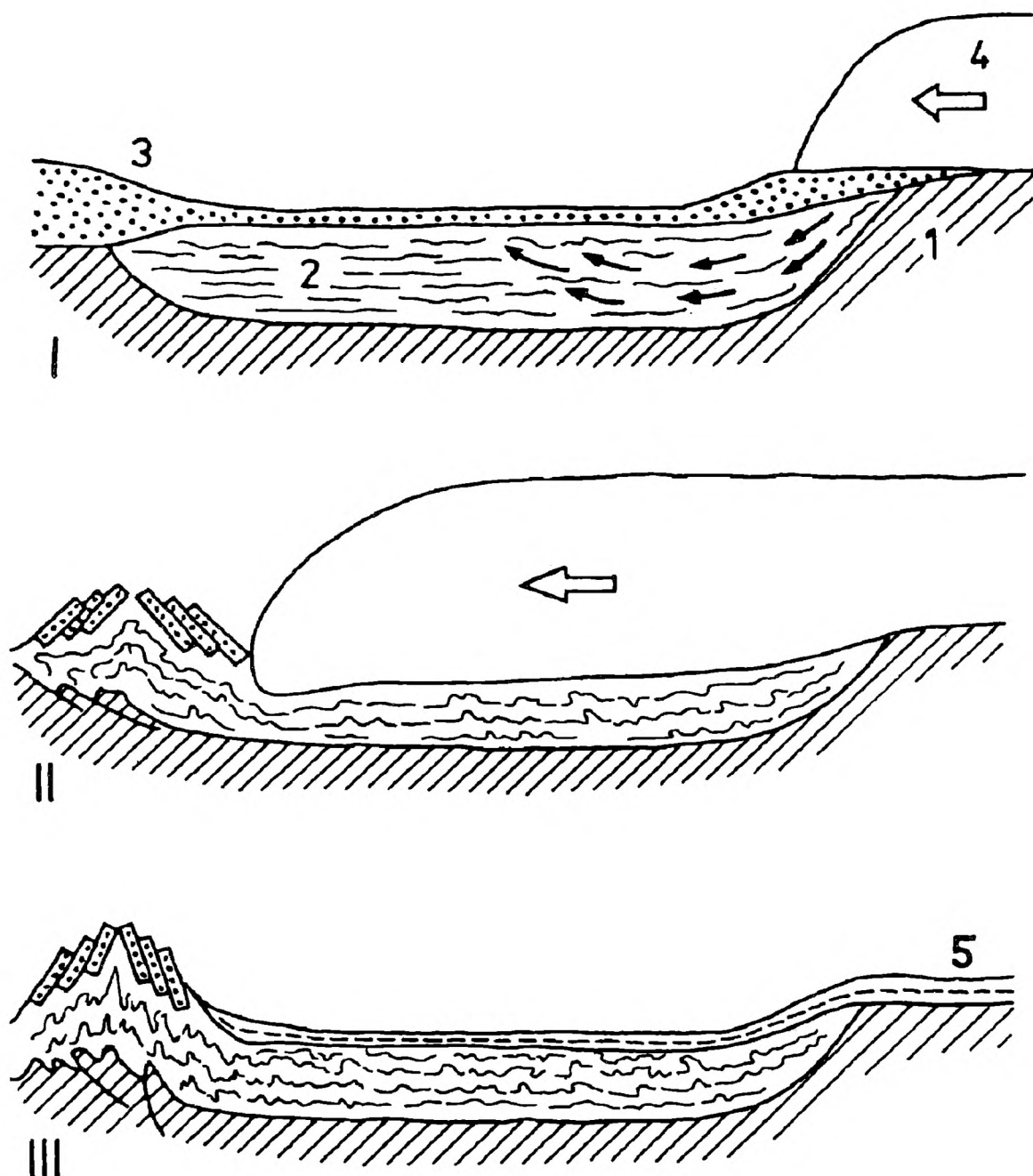


Fig. 8 Schemat koncepcji glacitektoniki dolinnej (inspirowany przez poglądy B. Krygowskiego). I-III – stadia rozwojowe; 1 – podłoże doliny, 2 – nasycone wodą osady dolinne i z bliskiego sąsiedztwa doliny, 3 – przypowierzchniowe osady zamarznięte, 4 – lądolód, 5 – osady lądolodu zaburzającego

Fig. 8 Diagram of the conception of valley glaciotectonics (inspired by the views of B. Krygowski). I-III – stages of development; 1 – substratum of the valley sediments, 2 – water-saturated sediments: alluvium and bordering parts of valley-sides, 3 – subsurface frozen sediments, 4 – ice-sheet, 5 – deposits of the disturbing glacier

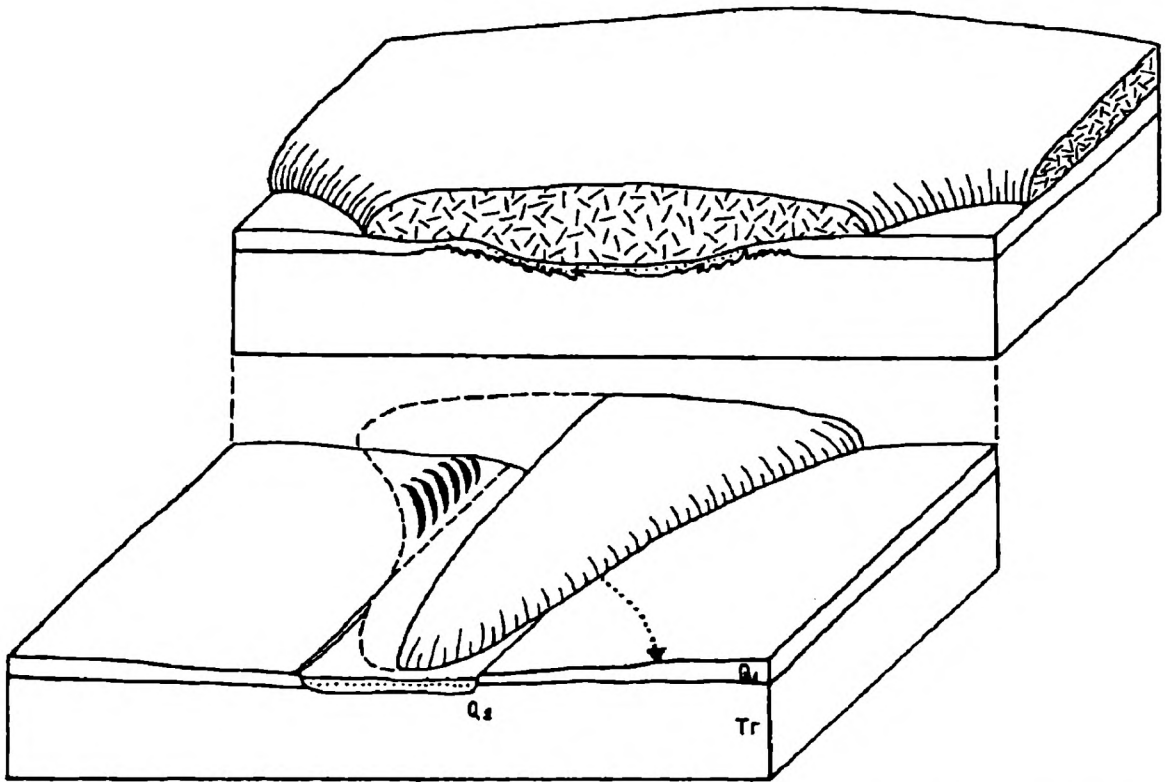


Fig. 9 Schemat koncepcji glacitektoniki krawędziowej w ujęciu M. Brykczyńskiego (1982). *Tr* – trzeciorzęd, *Q<sub>1</sub>* – czwartorzęd wysoczyzny, *Q<sub>2</sub>* – osady rzeczne i rzecznołodowcowe w dolinie. Strzałką oznaczono kierunek transportu kier glacitektonicznych

Fig. 9 Diagram of the conception of valley-side glaciotectonics in the version of M. Brykczyński (1982). *Tr* – Tertiary, *Q<sub>1</sub>* – Quaternary of upland area, *Q<sub>2</sub>* – alluvial and glaciofluvial sediments in the valley. The arrow indicates direction of transport of glaciotectonic rafts

badaczy holenderskich cytowanych przez Brykczyńskiego (1982, str. 53-54), Bluemle i Claytona (1984, str. 291-293), Boultona (1986, str. 694), a nade wszystko Banhama (1975). W literaturze polskiej ten kierunek dociekań reprezentują m.in.: Dyjor (1974, 1975), Ber (1987), a zwłaszcza Brykczyński (1982, zob. też Brykczyńska & Brykczyński, 1974), który zinterpretował w ten sposób znane zaburzenia na zboczach doliny Wisły od okolic Warszawy po Włocławek. Według Brykczyńskiego (1982) są to dwa symetrycznie przeciwstawne szeregi kulisowe łusek, fałdów itp. o wergencji zwróconej na zewnątrz od osi doliny, utworzone w pasach przyległych do obu krawędzi przez loby nasuwające się, w przybliżeniu, wzdłuż jej przebiegu (Fig. 9). Ta interpretacja jest solidnie uzasadniona, zarazem jednak trzeba uznać wagę niektórych argumentów przeciwnych (Ruszczyńska-Szenajch, 1985, str. 318), choć ten z nich, który odnosi się do zbyt głębokiej pierwotnej pozycji trzeciorzędu (tworzącego struktury dobrzańsko-włocławskie) raczej nie został potwierdzony przez opracowanie Lamparskiego (1983, zob. np. fig. 7). Nie w pełni też sięga celu zarzut wobec interpretacji "krawędziowych" polegający na tym,

że paleodoliny na obszarze zajmowanym przez łądolód były wypełnione lub nawet przykryte osadami (Lamparski, 1983, str. 69); wybitne zróżnicowanie ściśliwości podłoża łądolodu na obszarach dolin i wysoczyzn mogło bowiem warunkować kontrastujące reakcje mechaniczne (por. Ruszczyńska-Szenajch, 1973, str. 569). Sprawy przykrawędziowych pasm deformacyjnych nie można uznać za rozstrzygniętą, możliwe są jeszcze inne warianty rozwiązań, czego przykładem może być hipoteza Ławruszina i Czugunnego (1982, rys. 32) na temat kulisowych struktur iniekcyjnych z tzw. Gór Kaniewskich na Ukrainie.

Niezależnie od stopnia słuszności poszczególnych interpretacji "krawędziowych", z pewnością mających kluczowe znaczenie np. w niektórych klimach duńskich, samo porównanie rozmieszczenia znanych dotychczas zaburzeń z danymi paleomorfologicznymi nie pozwala traktować rzeźby, zwłaszcza krawędzi dolinnych, jako czynnika powszechnie determinującego procesy strukturotwórcze. W wielu przypadkach (zwłaszcza przy deformacji subglacjalnej) był to czynnik istotny, niekiedy wręcz przesądzający o możliwości powstania pojedynczych struktur lub ich niewielkich zespołów, jednak rozległe strefy struktur seryjnych o dużej rozciągłości i zasięgu wgłębnym nie mogą być zadowolająco objaśnione w ten sposób. Gdyby je łączyć z krawędziami poprzecznymi (względem osi ruchu lodu), nachylonymi proksymalnie, interpretacji takiej sprzeciwiłyby się względy prztoczone już w omówieniu deformacji dynamiczno-frontalnych i subglacjalnych, które sprawiają, że nie da się w ten sposób wyjaśnić znacznej szerokości stref złożonych z rytmicznie powtarzających się struktur. Krawędzie nachylone dystalnie, zgodnie z uwagami Banhama (1975, str. 73 i fig. 7) i Brodzikowskiego (1987, str. 187) mogą predysponować formy tektoniki ekstensyjnej (uskoki normalne itp.), a także pobieranie kier, nie zaś struktury kontrakcyjne, o których tu głównie mowa. Wpływ krawędzi podłużnych względem osi ruchu lodu objaśnia wprowadzić znaczną szerokość stref deformacji (mierzoną jako suma rozstępu kulisowych struktur składowych), za to nie tłumaczy rozciągłości struktur większej niż szerokość przykrawędziowego pasa wzmożonego oddziaływania deformacyjnego. Naturalnie, wiązki struktur o dużej rozciągłości rozwinięte wokół rozległych paleodepresji (jak np. łuk Mużakowa) można traktować po prostu jako deformacyjną otoczkę całej peryferii lobów, wówczas jednak znów stają się aktualne zastrzeżenia wobec seryjnej strukturogenezy w rezultacie dynamiki frontalnej. Sytuacja międzylobowa osłabiałaby te zastrzeżenia, jednak cokolwiek by sądzić o częstości lobów, jeziorów wyprowadzających itp., jest to jednak sytuacja szczególna, przy tym zapewne uprzywilejowująca deformacje pochodzenia statycznego.

### KONCEPCJA HYDROGLACITEKTONIKI

Podobnie jak warunki paleomorfologiczne, woda zawarta w osadach była od dawna uważana za istotny współczynnik deformacji glacitektonicznych. Od chwili opublikowania pracy Mathewsa i Mackay'a (1960) o kluczowej roli

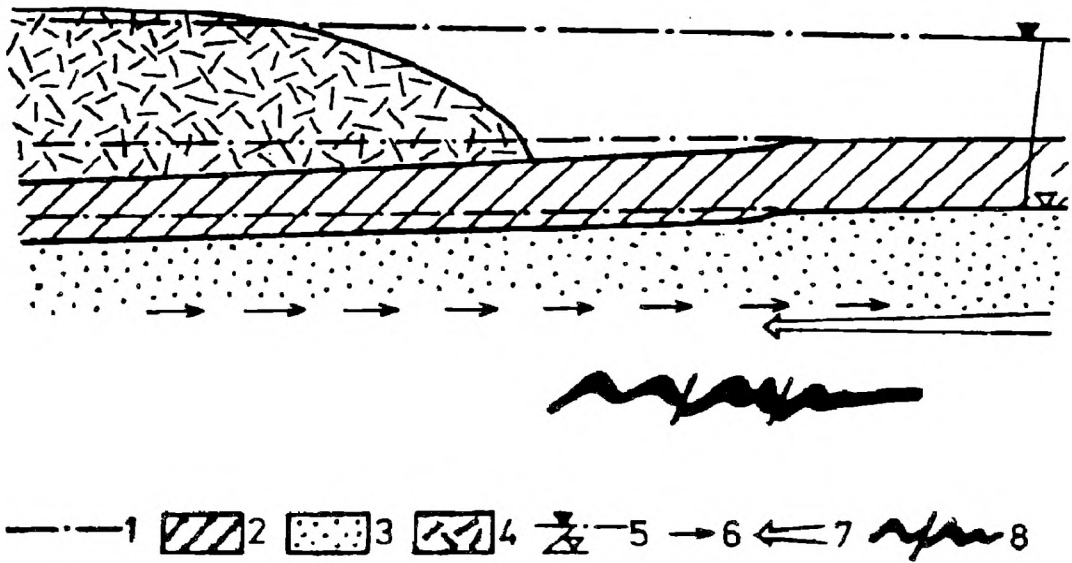


Fig. 10 Mechanizm hydroglaciotektonicznej stymulacji dla zaburzeń glaciotektonicznych (wg. Michalskiego, 1979). 1 – pierwotne położenie kompleksu wieloletniej zmarzliny, 2 – położenie tego kompleksu w trakcie nasuwania się lądolodu, 3 – utwory nie zamrożone, 4 – lądolód, 5 – linia ciśnień piezometrycznych wód podzmarzlinowych, 6 – plastycznolepkie płynięcie gruntów pod lądolodem, 7 – odpór gruntu na przedpolu, 8 – strefa powstawania dużych deformacji glaciotektonicznych

Fig. 10 Mechanism of hydroglaciotectonic stimulation for glaciotectionic disturbances (after Michalski, 1979). 1 – original position of permafrost complex, 2 – its position under advancing ice-sheet, 3 – unfrozen sediments, 4 – continental glacier, 5 – line of piezometric pressure of sub-permafrost water, 6 – viscoplastic flowage of soils from below the ice-sheet, 7 – resistance of soil in the foreground, 8 – zone where large glaciotectionic deformations arise

wysokich ciśnień porowych pod warstwą zmarzliny w glaciotektonice, czynnik wodny jest obecny niemal w każdej pracy dotyczącej mechanizmu tych zjawisk (np. Moran *et al.*, 1980, str. 471; Bluemle & Clayton, 1984; Wateren, 1985, str. 62-63 i 69; Aber *et al.*, 1989). Konsekwentną teorię tak nazwaną przez siebie hydroglaciotektoniki stworzył jednak dopiero Michalski (1979, 1983; por. zbieżne elementy u Krigiera *et al.*, 1983, str. 101-102 oraz Bluemle i Claytona, 1984, str. 285 i 292, fig. 8 i 18). W teorii tej woda występuje nie tylko jako czynnik uplastycznienia czy ułatwionego odkłucia osadów poddawanych mechanicznemu oddziaływaniu lodowca, ale i jako samodzielny czynnik strukturotwórczy, który może działać na dalekim przedpolu frontu lodowego dzięki fali wysokich ciśnień porowych przenoszącej się pod warstwą zmarzliny (Fig. 10) i zdolnej do tworzenia przebić hydraulicznych tam, gdzie ta zmarzlina cienieje albo jest nadwątlona przez zwiększony strumień ciepła geotermicznego (np. nad strefami dyslokacyjnymi w podłożu). Efekty mechaniczne akcji przemieszczających się wód mogą być wspomagane przez

korozję termiczną i chemiczną (procesy krasowe w skałach węglanowych i solnych).

Zdaniem autora, jest to teoria nader interesująca, gdyż: a) pozwala w pewnym stopniu oderwać procesy deformacji pobudzanych przez lądolód od ścisłych uwarunkowań paleogeograficznych, których to uwarunkowań w rzeczywistości nieraz trudno się dopatrzeć, b) dostarcza wyjaśnienia zarazem deformacji ciągłych i nieciągłych, a nawet ich współistnienia na tym samym obszarze, gdyż zależnie od bardzo zróżnicowanego wpływu wody pod znacznym ciśnieniem na różne osady, od różnego stopnia ich zamrożenia i od urozmaiconego pola przepływów hydraulicznych wolno oczekiwać bardzo zmiennych efektów deformacyjnych, c) harmonizuje z obserwowaną w strukturach glacitektonicznych obfitością przejawów diapiryzmu w różnej skali, d) może być skoordynowana z wykazywanym ostatnio (Głazek, 1989) wzmożeniem procesów krasowych w okresach glacialnych (kras proglacialny, młoda faza subrozji ciał solnych i związanego z tym pogłębiania zapadlisk węglonośnych).

Koncepcja hydroglacitektoniki zdaje się być najbardziej oryginalnym i obiecującym spośród nowo proponowanych sposobów podejścia do zagadnień glacitektonicznych, jej elementy zostaną zresztą włączone do przedstawionych w dalszym tekście sugestii genetycznych autora. I ta koncepcja jednak nie dostarcza zadowalającego wyjaśnienia czterech spośród sześciu charakterystycznych cech deformacji glacialnych: prawidłowego wykształcenia większości struktur, ich w większości kontrakcyjnego charakteru, ich seryjnego występowania, ich szeroko rozpowszechnionej wergentności. Trudności te mogą częściowo ustąpić, jeśli założyć współdziałanie czynnika hydraulicznego z czynnikami mechanicznymi: dynamicznym i statycznym.

## KONCEPCJA STATYCZNO-KINETYCZNA

### CHARAKTER KONCEPCJI

Autor wyłoży obecnie własną koncepcję genezy niektórych zaburzeń glacitektonicznych. Nie jest to koncepcja na wskroś oryginalna, bowiem łatwo wskazać w jej obrębie niektóre elementy koncepcji wcześniej omówionych. Stanowi jednak próbę wyjaśnienia w szczególności tych faktów obserwacyjnych, które składają się na wcześniej omówione, charakterystyczne cechy strukturalne. Jest też w tym sensie ogólna, że nie odwołuje się do tych okoliczności, którym trudno przypisać powszechne występowanie, takich jak określona rzeźba czy nachylenie przedpola i podłoża lądolodu, taka lub inna budowa geologiczna tych stref, określona dynamika wewnętrzna mas lodowych. W rezultacie niektóre z przedstawionych schematów modelowych mogą wyglądać na nierealistyczne, zaniedbujące złożoność uwarunkowań i sprowadzające lądolód do spoistej i quasi-sztywnej bryły. Zdaniem autora jednak, obok wariantowej analizy różnych kombinacji zmiennych czynników

w rodzaju tej przeprowadzonej przez Brodzikowskiego (1987), wciąż pożyteczne są też analizy uproszczone, jeśli są w stanie nasunąć pewne rozwiązania wspólne sytuacjom o różnych uwarunkowaniach szczegółowych.

### ZJAWISKO ŚCINANIA CYLINDRYCZNEGO

Przeprowadzone już rozważania krytyczne prowadzą do wniosku, że: a) składowa dynamiczna pola naprężeń odlodowych ma w ogólnym przypadku (brak predyspozycji morfologicznej itp.) drugorzędne znaczenie, b) plastycznolepkie wypieranie statyczne *en masse* przed czoło lodu nie ma dostatecznej zdolności strukturotwórczej ani też nie umożliwia utworzenia rozległych stref struktur seryjnych, c) plastycznolepkie płynięcie pod lodem (w związku z gradientami obciążenia pionowego) również nie jest w stanie wytwarzać większych, prawidłowych struktur, z wyjątkiem zjawisk diapirowych, na ogół dających się rozpoznać.

W obliczu tych stwierdzeń trzeba wrócić do czynnika statycznego jako do podstawowego czynnika deformacji, jednak deformacji pojętych inaczej niż jako plastyczne wyciskanie czy też przetłaczanie osadów *en masse*. Pospolity udział ostro zarysowanych uskoków, łusek, zachowań quasi-kruchych w skali mezo, wreszcie fałdów typu koncentrycznego o niezmiennych miąższościach warstw, wszystko to każe spodziewać się znacznego udziału reakcji sprężystolepkich czy nawet sprężystych. Zdaniem autora możliwość taką może zapewnić zjawisko ścinania wzdłuż wklęsłej, cylindrycznej powierzchni pod działaniem obciążenia pionowego, nazwane na użytek niniejszego tekstu ścinaniem cylindrycznym.

Zjawisko to, w mechanice gruntów znane od dawna w postaci osuwisk obrotowych (zob. np. Hückel, 1967, str. 163-172; Wiłun, 1976, str. 290-319; Glazer, 1977, str. 234-247), ma też swój odpowiednik w tektonice uskoków normalnych przedłużających się w odwrócone, znanych np. z prowincji Basin and Range (Wright & Troxel, 1973). Najbliższe analogii do zjawisk glaci-tektonicznych jest jednak wypieranie podłoża fundamentów po przekroczeniu obciążeń krytycznych, poprzez poślizg wzdłuż wklęsłych powierzchni o kształcie (w przekroju) na ogół zbliżonym do hiperboli. Powierzchnie te, a ściślej biorąc obwiednie strefy naprężeń granicznych w podłożu i otoczeniu fundamentu, mają w ogólnym przypadku (obciążenie pionowe, ośrodek jednorodny i izotropowy) profil asymetryczny, zależny od kąta tarcia wewnętrznego  $\varphi$ : bezpośrednio pod fundamentem ich nachylenie wynosi  $90^\circ - \varphi$ , u zewnętrznego krańca strefy wyporu  $45^\circ - \varphi/2$  (Fig. 11; por. Florin, 1961, str. 392-450; Wiłun, 1976, rys. 9.9; Glazer, 1977, str. 188-191).

Zasługa zwrócenia uwagi na znaczenie ścinania cylindrycznego w glaci-tektonice przypada Rotnickiemu (1974, 1976), który jednak, choć na schemacie zaczerpniętym z Lliboutry'ego (1965, fide Rotnicki, 1974) używa określenia "rotacja *en bloc*", to jednak w swym komentarzu i za pośrednictwem często przytaczanego doświadczenia Kurdiumowa jak gdyby daje



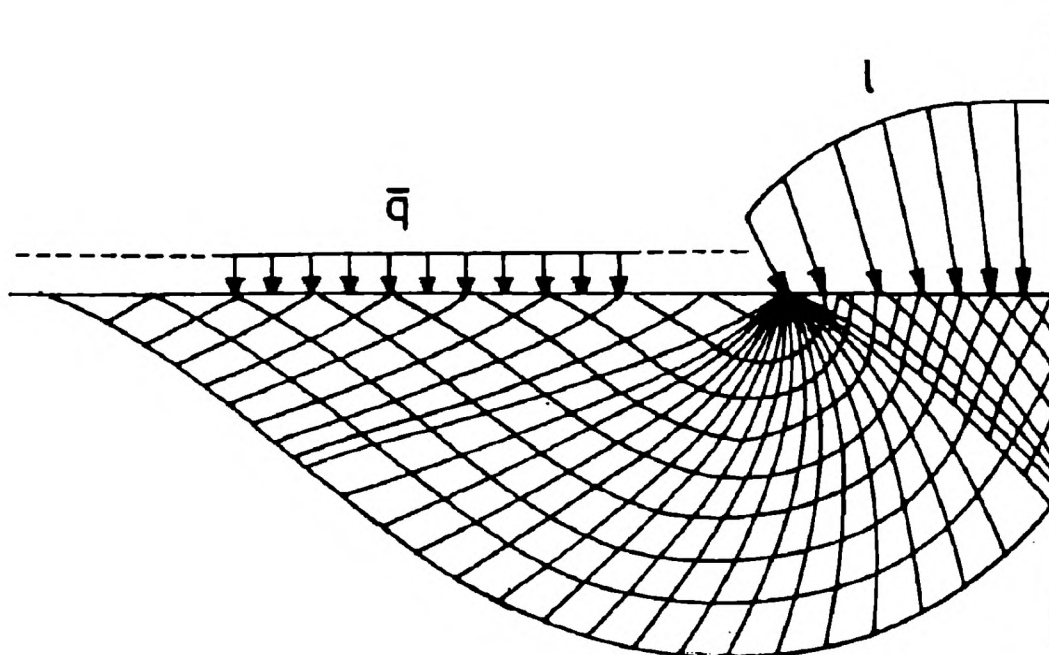


Fig. 11 Sieć linii (powierzchni) poślizgu w gruncie bezkohezyjnym o kącie tarcia wewnętrznego  $\varphi = 30^\circ$  u brzegu okrągłego fundamentu  $l$ , przy obciążeniu przedpola (zagłębienie fundamentu) równym  $q$  (wg. Derskiego *et al.*, 1988)

Fig. 11 Net of slip lines (surfaces) in a cohesionless soil with internal friction angle  $\varphi = 30^\circ$  at the edge of a circular footing  $l$ , when outside of the footing the load  $q$  of overburden operates (depth of the foundation). After Derski *et al.*, 1988

pierwszeństwo wypieraniu plastycznemu *en masse* (fałdowaniu?), nie wyznaczając wyraźnej roli strukturalnej procesom łuskowym i uskokowym. Tam zaś, gdzie mowa o tych procesach nieco bliżej (Rotnicki, 1976, str. 115-117, 135), są one rozpatrywane w kategoriach tradycyjnego ścinania pod działaniem dominującej kompresji poziomej (por. Rotnicki, 1976, fig. 6). Takie podejście jest zresztą zrozumiałe, gdy rozpatrujemy najprawdopodobniejszą reakcję niezamarzniętych i silnie zawodnionych gruntów luźnych na obciążenie lądolodem: nie ma powodu, aby w tych warunkach, w strefie uplastycznienia w zasięgu obciążeń krytycznych (Wiłun, 1976, str. 234) dochodziło do innej reakcji niż plastycznolepkie wypieranie na bliskie przedpole, bez istotnego zagłębienia powierzchni poślizgu w podłoże (bierne płynięcie rankinowskie – Kézdi, 1974, str. 253-254). Doświadczenie Kurdiumowa nie stanowi dobrej analogii pod tym względem, gdyż zbliża się do przypadku fundamentów głębokich, o odmiennym oddziaływaniu na podłoże (Wiłun, 1976, rys. 9.12). Jak się zdaje, regularną strukturogenezę w wyniku ścinania cylindrycznego gwarantuje dopiero zwarte (lepkosprężyste?) zachowanie się ośrodka przy spójności  $c \gg 0$ , dającej podstawy do zastosowania rozwiązań Prandtla i Terzagiego (Glazer, 1977, str. 188; Wiłun, 1976, str. 242). W wielu osadach znamienych dla niżu europejskiego (luźnych lub mało spoistych)

zachowanie takie wymagałoby jednak zamarznięcia tych osadów lub innych zmian ich stanu fizycznego.

Zmiany te rozpatrzymy później, obecnie zaś rozważmy, w jaki sposób omawiany proces mógłby prowadzić do skrócenia poziomego, które jest niezbędne do powstania struktur kontrakcyjnych. Kluczowe znaczenie ma tu obecność poziomych płaszczyzn anizotropii, niewątpliwie pospolitych w pokrywie kenozoicznej niżu europejskiego. Mechaniczna anizotropowość tego typu ośrodka może być jeszcze znacznie wzmocniona przez warstwowe zróżnicowanie stopnia nasycenia wodą i ewentualne selektywne zamarznięcie. Cylindryczne powierzchnie poślizgu, rodzące się w podłożu strefy czołowej lądolodu, napotykając przy swej propagacji w głąb takie powierzchnie anizotropii, muszą podlegać refrakcji ku położeniom coraz bardziej połączonym, aż do prawdopodobnego zlania się z jedną z powierzchni anizotropii (por. Rotnicki, 1976, str. 110 i Jaroszewski, 1980, str. 147). Inaczej mówiąc, ścinanie skierowane w głąb przeobrazi się w poślizg poziomy, pociągający za sobą także skrócenie (sięgające do miejsca zaniku poślizgu albo jego wyjścia na powierzchnię) i odpowiednią możliwość fałdowania przemieszczanej warstwy lub pakietu. Pod względem naprężeniowym jest to możliwe dzięki temu, że strefa fałdowania znajduje się już poza zasięgiem czaszy lodowej, a więc na

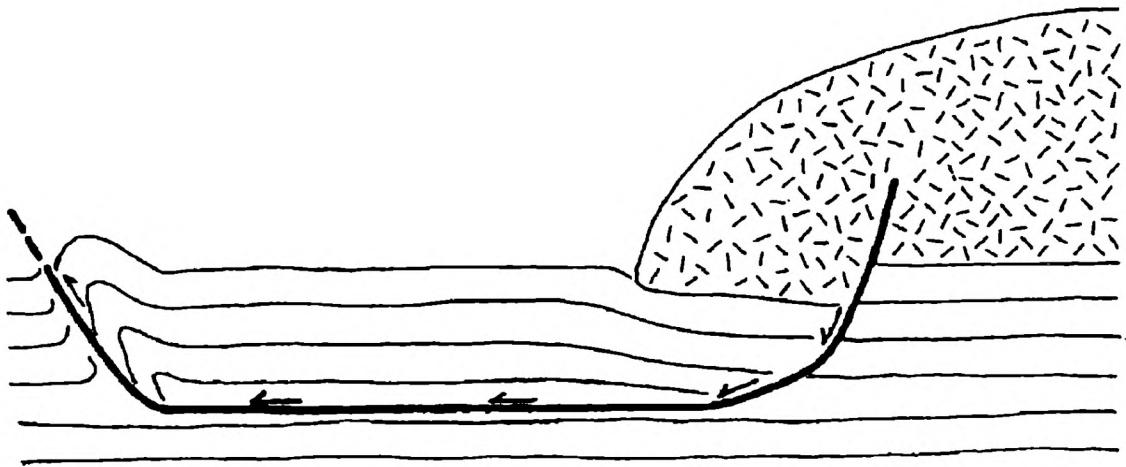


Fig. 12 Efekty strukturalne ścinania cylindrycznego u czoła lądolodu, w ośrodku anizotropowym

Fig. 12 Structural effects of cylindrical shearing at the front of an ice-sheet, in anisotropic medium

obszarze znacznie zmniejszonych obciążeń pionowych. Obciążenia te mogą jednak wystarczać, aby podstawowa część profilu przemieszczanego pakietu uległa fałdowaniu seryjnemu, ewentualnie przy udziale górnego zwierciadła fałdów w postaci przypowierzchniowej warstwy zamarzniętej. Mimo tego, fałdowanie takie nie może jednorazowo objąć rozległej strefy (wytworzyć dużej liczby fałdów), choćby ze względu na stosunkowo niewielkie rozmiary poślizgów omawianego typu. Jest to jednak możliwe przy stopniowym przemieszczaniu się strefy ścinania w miarę postępu transgresji lodowej, przy

czym przeważająca część przekroju powstających fałdów, z powodu swego głębokiego zasięgu, może łatwo uchronić się przed zniszczeniem (Fig. 12).

Opisany mechanizm fałdowania powinien odzwierciedlać się w sekwencji struktur: w kierunku dystalnym zjawiska nieciągłe powinny ustępować ciągłym (odwrotnie, niż w przypadku koncepcji Rotnickiego, 1974 i 1976). Następstwo takie można znaleźć w niektórych przekrojach przez zaburzenia lubuskie, np. w strefie Sieniawy (por. rys. 4C u Dyjora, 1974), rozpoznał je Dylík (1961, str. 13) na północnym brzegu Wyżyny Łódzkiej i Pasierbski (1984, str. 139) w morenach czołowych ostatniego zlodowacenia w Polsce, wcześniej zaś – Slater i Bülow (fide Dylík, 1961). Znamienne są też rytmiczne powtórzenia sekwencji łuski-fałdy (Ławruszin, 1976, fig. 54). Niektóre profile bezpośrednio dokumentują powstanie fałdów u czoła mas subhoryzontalnie przemieszczonych (np. Grube & Vollmer, 1985, Abb. 2; Wateren, 1987, str. 174 i fig. 32 a; zob. też Pasierbski, 1980, str. 12-13 i Kasprzak, 1985) w innych – subhoryzontalnie przemieszczane płyty osadów wykorzystwały skośne powierzchnie poślizgu wyprowadzające ku powierzchni, zamiast fałdów wytwarzając płytową imbrykację (Eissman, 1987, Abb. 7; Gijssel, 1987, fig. 5).

Cechy niektórych zaburzeń na przedpolu współczesnych lądolodów pozwalają dostrzec przejawy funkcjonowania opisanych mechanizmów deformacyjnych (zob. np. Jahn, 1972, fot. 2 i 3; Aber *et al.*, 1989, str. 47 i fig. 4-1; w pewnym stopniu także Groot, 1987). Szczególnie pouczający jest jednak żywy model w postaci wypierania podłoża zwałowiska odkrywkowej kopalni siarki w Machowie koło Tarnobrzega (na jego podobieństwo do zjawisk glacitektoniki statycznej zwrócili uwagę Laskowska-Wysoczańska i Lindner, 1975,

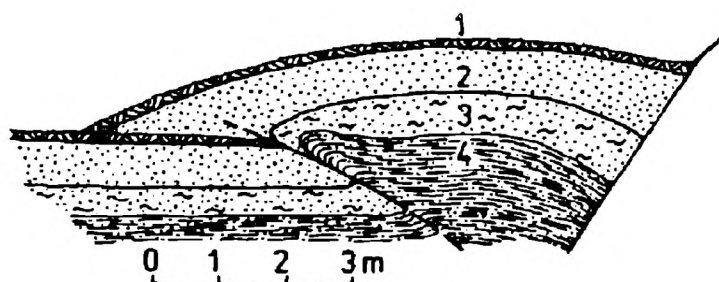


Fig. 13 Struktura z początkowej fazy wypory przedpola zwałowiska kopalni w Machowie (wg. Furmańskiego *et al.*, 1973). 1 – zadarniona gleba, 2-3 – piasek, 4 – il pylasty

Fig. 13 Structure formed in initial phase of upheaval in the foreground of waste dump of Machów open mine. 1 – turf soil, 2-3 – sand, 4 – silty clay

str. 72; zob. też Brodzikowski, 1982, str. 66 i Falkowski *et al.*, 1988, str. 623). Po przekroczeniu przez zwał wysokości 10 m obserwuje się tam fałdowo-łuskowe wypieranie piasków czwartorzędowych i mioceńskich ilów krakowickich spod stopy zwału, które przy wysokości zwału 30 m objęło strefę

szerokości 498 m (Mularz, 1973), lub nawet – przy nieco większej wysokości – 530 m (Furmański *et al.*, 1973). Wypieranie jest kompensowane osuwaniem się brzeżnych części zwałowiska wzdłuż stromych, listrycznych (wkłęsłych) powierzchni, wskutek czego materiał zwału zostaje wprowadzony w obręb podłoża do największej stwierdzonej głębokości 17,5 m (Kielek, 1988). Deformacje przedpoła w ich widocznej, przypowierzchniowej części mają charakter klinowatych łusek (Fig. 13) oraz fałdów pochylonych i obalonych, z reguły asymetrycznych i złuskowanych, o wergencji zewnętrznej; spotykane są też samodzielne uskoki odwrócone i wały o nierozpoznanej budowie wewnętrznej. Powierzchniowa amplituda struktur miejscami przekracza 10 m, sięgając nawet 15 m (Furmański *et al.*, 1973). W planie poszczególne struktury elewacje powierzchni mają przebieg łukowy lub festonowy i zachowują ciągłość na znacznych odcinkach, sięgających setek metrów. Prędkość deformowania powierzchni w kulminacyjnej fazie osiąga 7 metrów na dobę (Mularz, 1973), zaś ruchy zanikają już w 2-3 dni od chwili zatrzymania procesu zwałowania (Furmański *et al.*, 1973).

Szczególnie znamienny jest cykliczny przebieg procesu wypierania (Mularz, 1973). Proces ten zaczyna się w bezpośrednim sąsiedztwie zwału, gdzie dominują przemieszczenia poziome, skierowane na zewnątrz. Z pewnym opóźnieniem deformacje obejmują leżącą dalej strefę pośrednią, gdzie polegają zarówno na ruchach poziomych, jak i na wypiętrzaniu i (w mniejszym stopniu) obniżaniu powierzchni. Wreszcie, w strefie peryferycznej deformacje zjawiają się najpóźniej i polegają głównie na wypiętrzaniu. Trwające nadbudowywanie zwałowiska pociąga za sobą ekspansję strefy zdeformowanej, jednak nie w sposób ciągły, lecz w postaci przeskoku o kilkadziesiąt metrów poza jej poprzedni zasięg. Taki skokowy przyrost strefy wyporu następuje nawet z paromiesięcznym opóźnieniem w stosunku do przyrostu przyczynowego obciążenia (Kielek, 1988). Fakty te wyraźnie wskazują na lepkosprężystą, nie zaś lepkoplastyczną naturę procesów wypierania. Rozważenie aspektu wytrzymałościowego zaś i miejscowych stosunków geologicznych prowadzi do wniosku, że w procesach tych istotną rolę odgrywa obecność wody w spoistym podłożu mułowcowo-ilastym (Furmański *et al.*, 1973).

Powyższe właściwości zjawisk machowskich nasuwają niedwuznaczną analogię do przedstawionej koncepcji genezy fałdów i łusek na przedpołu łądolodów. Zjawiska te są pod tym względem modelem dużo wierniejszym, niżli wysady ilaste na obrzeżu delty Missisipi (Aber *et al.*, 1989, str. 169-173). Trzeba tu wziąć pod uwagę, że ility krakowieckie, których stropowa część uczestniczy w owych zjawiskach, są ośrodkiem wybitnie anizotropowym mechanicznie, przy czym w części stropowej decydujące znaczenie ma pozioma anizotropowość sedymentacyjna (Kaczyński, 1977, str. 45). Przy propagacji w głąb cylindrycznych powierzchni wypierania-ścianania musi więc łatwo dochodzić do ewoluowania tych powierzchni do postaci poziomych płaszczyzn odkłucia w obrębie ilów (por. Furmański *et al.*, 1973, ryc. 5), a wynikający stąd ruch skierowany na zewnątrz zaznacza się w pomiarach geo-

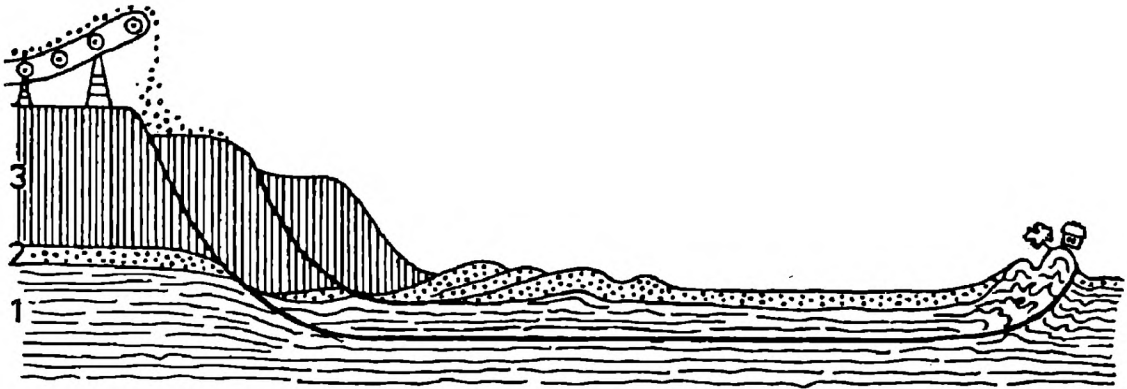


Fig. 14 Szkic deformacji koło kopalni Machów według interpretacji autora. 1 – ility krakowickie (trzeciorzęd), 2 – piaski (czwartorzęd), 3 – zwał kopalni Machów

Fig. 14 Sketch of deformations near Machów open mine after author. 1 – Krakowiec silty clays (Tertiary), 2 – sands (Quaternary), 3 – waste dump of the mine

dezyjnych przewagą wektorów poziomych w bardziej wewnętrznych częściach strefy deformacji. W częściach zewnętrznych, gdzie odkluty pakiet wyczerpuje swoją zdolność do dalszego poślizgu, następuje łuskowanie i fałdowanie, czyli strefa ścinania przebija się ku powierzchni – podobnie, jak to jest u czoła płaszczowin z odklucia; proces ten uzewnętrznia się w postaci zmiennych wektorów ruchów powierzchni, z rosnącym ku zewnątrz udziałem wypiętrzania (Fig. 14). I tu jednak występują pokaźne ruchy poziome, jak ok. 15-metrowe przesunięcie domu we wsi Suchorzów przy jednoczesnym wyniesieniu go tylko o 2,2 m (Kielek, 1988). O tym, że przynajmniej niektóre ścienia machowskie są na środkowym odcinku poziomymi powierzchniami odklucia świadczy obserwacja autora, że w rzeźbie odcinek ten bywa niezaburzony-poziomy (Fig. 14). Na tym odcinku nie dokonana się więc nie tylko deformacja wewnętrzna, ale nawet rotacja *en bloc*, która musiałaby wystąpić, gdyby sięgało tam ścinanie wzdłuż powierzchni listrycznej. Również Kielek (1988, str. 636) pisze o braku deformacji na obszarze ok. 50-metrowego obniżenia wewnątrz czołowego fałdu z wyporu, co "świadczy o głębokim, blokowym odspojeniu podłoża".

Jeśli chodzi o stronę ilościową, jak zwykle w problemach glacitektonicznych możliwość dokładnych obliczeń jest wątpliwa z uwagi na bardzo szeroki przedział wchodzących w grę wartości parametrów mechanicznych i reologicznych deformowanego ośrodka. Jednakże godny uwagi jest fakt, że obliczony przez Sokołowskiego (fide Lewkow, 1980, str. 187-189) metodami mechaniki gruntów zasięg deformacji wyporu przed czołem lądolodu w utworach o kilkustopniowym kącie tarcia wewnętrznego (ił, kreda pisząca) wykazuje znaczną odpowiedniość do wielkości zaobserwowanych w Machowie, jeśli uwzględnić ok. 2,5 raza większy ciężar objętościowy materiału zwałowiska niż lodu lodowcowego nieco obciążonego materiałem skalnym. Lew-

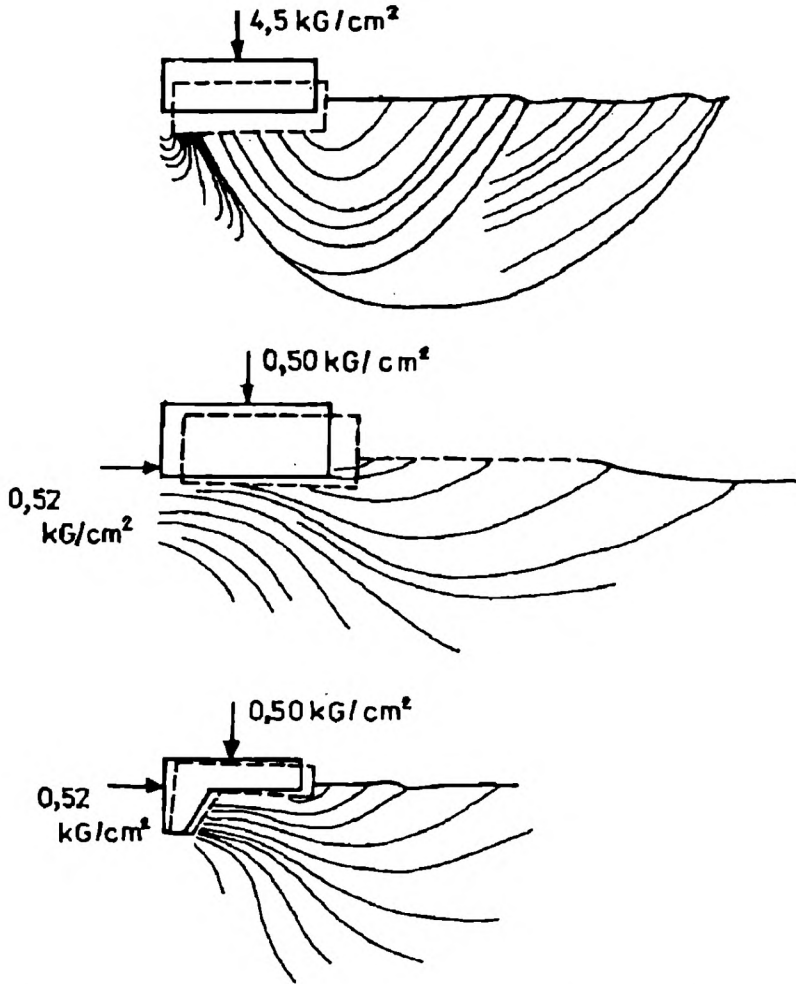


Fig. 15 Powierzchnie ścinania cylindrycznego uzyskane doświadczalnie w piasku, przy różnych warunkach obciążenia (wg. Florina, 1961)

Fig. 15 The surfaces of cylindrical shearing in sand, produced in laboratory under different load conditions (after Florin, 1961)

kow (1980, str. 189) podaje tu krytyczną miąższość lodu dla zaistnienia wyporu równą 30 m, dla wyporu o zasięgu 1 km - ok. 150 m i 2 km - ok. 300 m. Autor ten neguje natomiast możliwość wypierania spod lądolodu utworów nawet luźnych, ale o znacznym tarciu wewnętrznym, jak różnoziarniste piaski i żwiry. Wydaje się jednak, że uwzględnienie prawdopodobnego nasycenia tych utworów przez wodę pod znacznym ciśnieniem (o którym pisze sam Lewkow, 1980, str. 192) może oddalić te zastrzeżenia.

Proces cylindrycznego wypierania gruntu spod fundamentów był wielokrotnie modelowany laboratoryjnie. Szczególnie interesujące są doświadczenia Florina (1961, str. 455-459), w których pod działaniem obciążenia pionowego uzyskano w materiale piaszczystym kolejno dwie wiązki powierzchni poślizgu - dwa ścięcia cylindryczne, przy czym drugie z nich, głębsze i rozleglejsze, nakładając się na pierwsze wytworzyło strukturę mono-

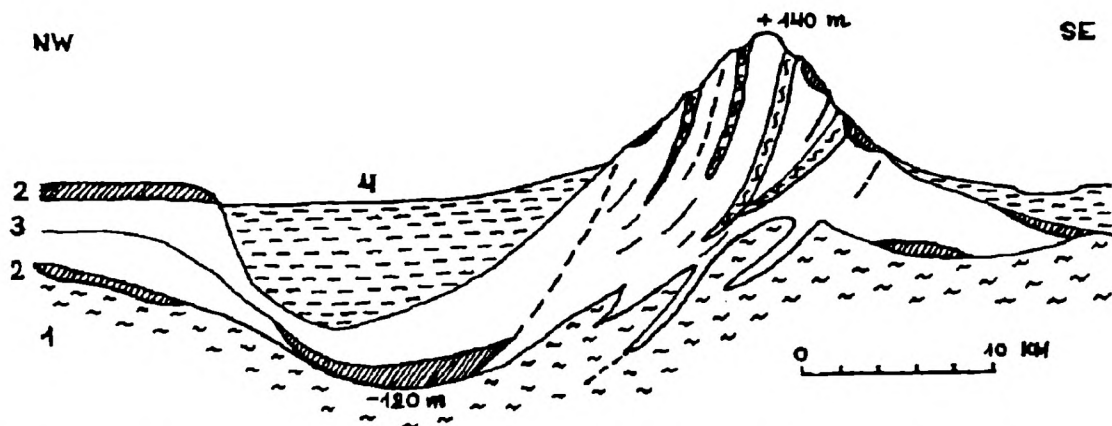


Fig. 16 Przekrój depresji Quakenbrück i grzbietu Dammer w Dolnej Saksonii (wg. Meyera, 1987, uproszczone) — przykład glacijotektonopary w dużej skali. 1 — kreda i trzeciorzęd, 2-4 — czwartorzęd: 2 — gliny zwałowe, 3 — inne osady zlodowaceń starszych (głównie piaski), 4 — osady zbiornikowe (m.in. jeziorne) złożone wdepresjach, głównie z interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły

Fig. 16 Profile through the Quakenbrück Basin and the Dammer Ridge (after Meyer, 1987, simplified) — an example of large-scale glacijotektonopair. 1 — Cretaceous and Tertiary, 2-4 — Quaternary: 2 — tills, 3 — other deposits from older glaciations (mainly sands), 4 — basin deposits (including lake sediments) laid down in depressions, mostly from Eemian Interglacial and Weichselian Glaciation

klinalno-łuskową bardzo bliską częstemu wykształceni z zaburzeń glacijotektonicznych (Fig. 15a). Gdy obciążenie pionowe uzupełniano rosnącym obciążeniem poziomym, powierzchnie poślizgu w różnych materiałach stawały się coraz bardziej połogie, aż do wystąpienia odwrotnego (wypukłego) ich wygięcia pod brzezną częścią bloku obciążającego, zwłaszcza przy istnieniu spągowego występu tego bloku, zagłębionego w podłoże (Fig. 15c; Florin, 1961, str. 456-459). Okoliczność ta pozwala wątpić w subglacjalną genezę depresji glacijotektonicznych utworzonych w warunkach dużej dynamiki lodu. Przy tego typu porównaniach trzeba jednak zdawać sobie sprawę, że przekroje przez głębne struktury glacijotektoniczne są w wielu przypadkach dość swobodną interpretacją, ponadto zaś, są zwykle bardzo silnie przewyższone. Jeżeli np. cofnąć przewyższenie przekroju na Fig. 16, okaże się, iż elementy strukturalne zajmą pozycję bardzo połogą; w takich przypadkach znaczna, niekiedy może dominująca rola składowej dynamicznej oddziaływań lodowca na podłoże jest prawdopodobna.

Interpretując omawiany tu typ deformacji, Lewkow (1980, str. 191-192), który nazywa je skibowymi, wśród warunków ich szerokiego rozwoju wymienia nie głębokie zaleganie twardego podłoża skalnego, prowadzące do koncentracji naprężeń w nadkładzie. Ten warunek, nasuwający analogie ze stanowiskiem Ruszczyńskiej-Szenajch (1976, str. 60), nie powinien być jednak rozumiany jako konieczny, jak o tym świadczą doświadczenia modelowe, zjawiska porównawcze typu machowskiego oraz rozmieszczenie struktur glacijotektonicznych typu "skibowego", często nie wykazujące związku z po-

dłożem. Przykładem są niektóre struktury wielkopolsko-kujawskie i mazowieckie, łuski kredowe w Kornicy (Alexandrowicz & Radwan, 1983), niektóre strefy zaburzeń w b. NRD (zob. Eissmann, 1987, str. 33) lub złuskania Soligorskiej grzędy morenowej na Białorusi (Krigier *et al.*, 1983, str. 101).

Masy wypchnięte w drodze mechanizmu ścinania cylindrycznego muszą być skompensowane przez odpowiedni ubytek mas w spągu strefy czołowej. Rolę tę spełniają depresje glacitektoniczne, początkowo wypełnione głównie lodem, a potem osadami (por. Lewkow, 1980, str. 195), nieraz zapewne wielokrotnie - podczas odnawiania depresji w toku kolejnych zlodowaceń (Gorieckij, 1967). Za taką "blokową" interpretacją depresji przemawia występująca zazwyczaj jaskrawa asymetria nachylenia ich zboczy (Fig. 16), a także znaczna płaskość stronszego zbocza dystalnego, sugerująca wręcz jego uskokową naturę (Gans *et al.*, 1987, fig. 7 A, B, C). Wolf Lake w Kanadzie jest przykładem uskokowego charakteru wszystkich krawędzi depresji glacitektonicznej (Aber *et al.*, 1989, fig. 2-6). Również Rotnicki (1989, str. 65, 66, rys. 6) w ostatnich interpretacjach budowy Wzgórz Żerkowskich wskazuje na uskokowo-ślizgowe powiązanie depresji glacitektonicznej z serią łusek na jej przedpolu.

## ROLA DYLATANCJI I CIŚNIENIA POROWEGO

Warunkiem regularnej strukturogenezy w drodze omawianego mechanizmu wypierania frontalnego jest zwarte, sprężystolepkie, nie zaś lepkoplastyczne zachowanie się deformowanych utworów, przynajmniej w obrębie strefy ścinania. Inaczej mówiąc, ścięcia cylindryczne czy też cylindryczno-pokładowe muszą być wyraźnie zarysowanymi powierzchniami, wzdłuż których dokonuje się transport mas w zasadzie *en bloc*; w przeciwnym razie mielibyśmy do czynienia ze zwykłym wyciskaniem plastycznym bezpośrednio przed frontem lodowca, niezdolnym do ukształtowania regularnej serii struktur o znacznym zasięgu wglębnym i poziomym.

Wspomniane zachowania mechaniczne są obserwowane w zwartych ilach (zwłaszcza zbliżonych do ilowców - zjawiska machowskie), mułach i glinach, w kredzie piszącej, w materiałach modelowych o podobnych własnościach. Nie są one natomiast właściwością luźnych, suchych pyłów, piasków i żwirów, a więc utworów o niewielkiej lub zerowej spójności i zarazem o znacznym tarcu wewnętrznym. Utwory te uczestniczą jednak powszechnie w regularnych strukturach glacitektonicznych, często ulegają w ich obrębie deformacjom *en bloc* bez większych zaburzeń warstwowania (Morawski, 1984, str. 45) i niejednokrotnie widać w nich dobrze wyrażone spękania synkinematyczne (Möbus & Peterss, 1986, str. 208) oraz dyslokacje nieciągłe, także znacznych rozmiarów (Jaroszewski, 1963, ryc. 4). Ten paradoks zwartych i



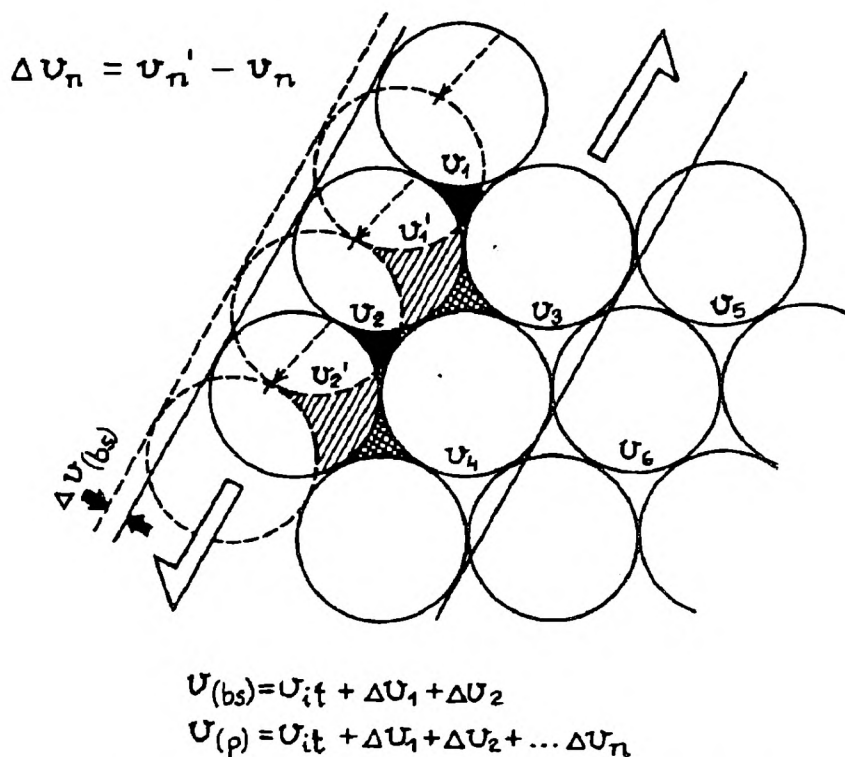


Fig. 17 Podstawowy mechanizm dylatacji upakowanego ośrodka ziarnistego i jego możliwe następstwa dla parametrów ośrodka.  $\Delta v_n$  – największy elementarny przyrost przestrzeni porowej wynikający z przemieszczenia jednego ziarna,  $v_{it}$  – początkowa (przeddeformacyjna) objętość całkowita rozpatrywanej porcji osadu,  $v_{(bs)}$  – największa objętość podeformacyjna w przypadku kruchego ścięcia ograniczonego do pasma deformacyjnego wskazane na rysunku,  $\Delta v_{(bs)}$  – największe poszerzenie ośrodka w ostatnim przypadku, będące miarą możliwego przyrostu naprężeń i spójności wtórnej,  $v_{(p)}$  – największa objętość podeformacyjna w przypadku ogólnego odkształcenia plastycznego

Fig. 17 Rudimental mechanism of dilatancy in packed granular medium and its possible consequence for parameters of the medium.  $\Delta v_n$  – maximum elementary increment of pore volume due to the displacement of one grain,  $v_{it}$  – initial (predeformational), total volume of a portion of sediment,  $v_{(bs)}$  – greatest postdeformational volume in the case of brittle shear confined to the deformation belt shown in Figure,  $\Delta v_{(bs)}$  – greatest extension of the medium in the last case – a measure of possible stress and cohesion growth,  $v_{(p)}$  – greatest postdeformational volume in the case of general (penetrative) plastic strain

kruchych zachowań utworów sypkich wielokroć wyjaśniano ich deformacją w stanie zamrożonym (np. Kozarski, 1959, str. 54; Rutten, 1960, 1965; Bluemle & Clayton, 1984, str. 295). Lewkow (1980, str. 192) próbuje wyjaśnić tym założeniem sam fakt skibowego zdeformowania gruboziarnistych piasków i żwirów, co jednak jest w sprzeczności z jego własną informacją (Lewkow, 1980, str. 179), że właściwości wytrzymałościowe osadów piaszczystych i ilastych w stanie marzłoci zbliżają się do właściwości materiałów skalnych i półskalnych.

Niezależnie od wątpliwości wytrzymałościowych, powszechna obecność zmarzliny do znacznej głębokości w strefach glacitektonicznych jest bardzo

problematiczna, zależy bowiem od wielu zmiennych okoliczności, których jednolitość w tak różnych sytuacjach, o jakich tu mowa, jest mało prawdopodobna. Niemal wszyscy znawcy tematu są zgodni, że znacznie bardziej uniwersalnym czynnikiem w środowisku glacytektonicznym jest woda w fazie ciekłej, wypełniająca przestrzenie między ziarnami osadu i częstokroć znajdująca się pod ciśnieniem wyższym od normalnego w danym miejscu ciśnienia hydrostatycznego (głównie wskutek wygniatania wód spod lądolodu). Ona to jest zapewne głównym katalizatorem rozległych deformacji osadów okrucowych, redukując czynne wartości naprężeń normalnych i obniżając współczynnik tarcia wewnętrznego.

Gdy upakowany ośrodek ziarnisty zaczyna się odkształcać, nieuchronnie pociąga to za sobą jego dążność do reakcji dylatacyjnej, czyli przyrostu objętości (Fig. 17). Jednakże przyrost ten w głębszych poziomach strefy deformowanej (które nas tu głównie interesują ze względu na szanse zachowania się struktur) jest skrępowany ciśnieniem nadległych osadów, a zapewne często także przypowierzchniową warstwą wieloletniej zmarzliny (por. Krieger *et al.*, 1983, str. 102). W rezultacie, mniejsza lub większa część potencjalnego przyrostu objętości zamienia się w przyrost naprężeń normalnych, który sprawia, że pierwotnie luźny ośrodek zyskuje znaczną spójność. Stwarza to możliwość szerokiego rozwoju ścięć cylindrycznych, innych uskoków i lokalnych reakcji kruchych (por. Mead, 1925 i Beach, 1977). Wspomniane przez Waterena (1985, str. 57) doświadczenia uskokowe na suchym piasku należy zapewne odnieść właśnie do warunków dylatacyjnych. Rozważając rzecz od strony wytrzymałościowej trzeba pamiętać, że w związku z rolą wody porowej w ośrodku doznającym reakcji dylatacyjnej, tarcie wewnętrzne może nie wzrastać w tym tempie co spójność (Fig. 17; por. Mathews & Mackay, 1960), ponadto zaś, rodzące się już w początku procesu strefy przyszłych ścięć cylindrycznych łatwo mogą się stać strefami napływu wody z otoczenia i drogami jej przetłaczania ku frontowi propagującej się nieciągłości, co z kolei musi pobudzać jej dalszy rozwój (por. Phillips, 1972 i Brodzikowski, 1982, str. 23).

Ogólne ciśnienie porowe w powyższej fazie może zarówno rosnąć (wskutek trwającego wytłaczania wody spod lodowca i jej utrudnionego drenażu na zewnątrz), utrzymywać się bez zmian (przy zbilansowanym napływie, odpływie i zmianach objętościowych ośrodka), jak i nieco maleć (przy poszerzaniu dylatacyjnym ośrodka, nie skompensowanym przez napływ z zewnątrz). Radykalna zmiana nastąpi, gdy rozwijające się ścięcie cylindryczne dotrze do powierzchni terenu i dojdzie do przebicia się wód wgłębnych przez przypowierzchniową warstwę wieloletniej zmarzliny (por. Michalski, 1979, str. 76 i Bluemle & Clayton, 1984, str. 285). Gwałtowny spadek ciśnienia porowego pociągnie wówczas za sobą przyrost czynnych naprężeń normalnych, utrudnienie dalszego rozwoju ścięć, ale zarazem bardziej dewiatorowy charakter naprężeń związanych z ogólnym procesem "skibowym" (Fig. 18). Jeżeli więc proces ten będzie nadal zasilany przez dostateczną dostawę energii (np. wskutek posuwania się lądolodu), powstaną najdogodniejsze warunki dla rozwoju

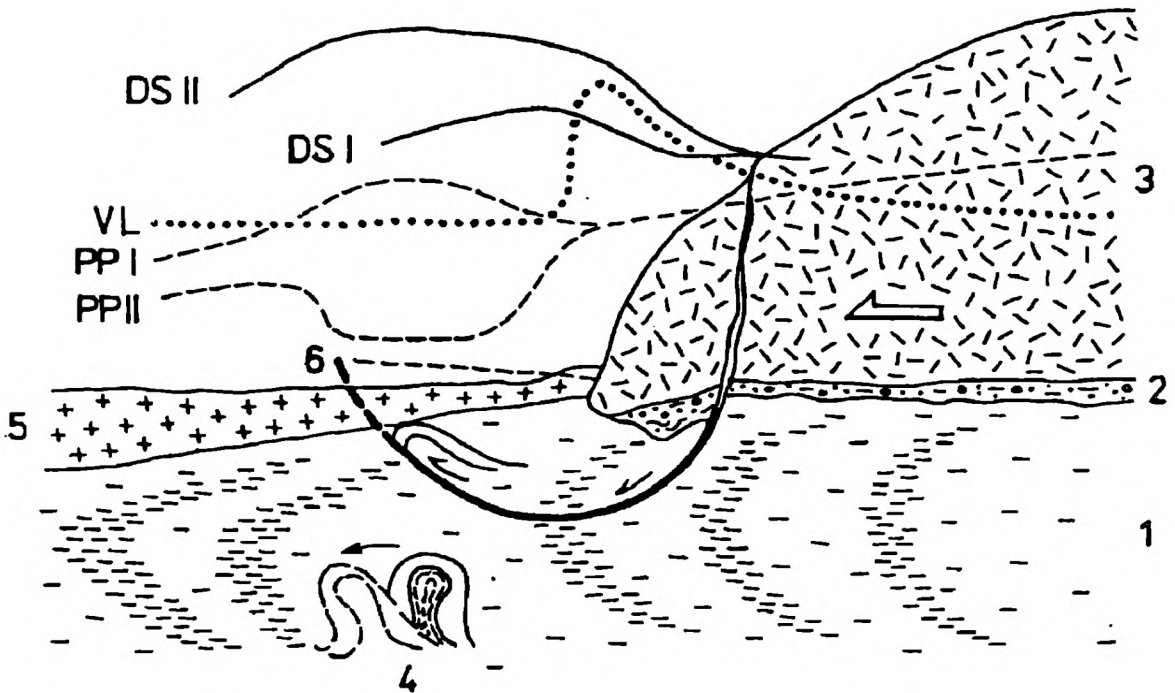


Fig. 18 Ścinanie cylindryczne u czoła lądolodu, w luźnym ośrodku ziarnistym reagującym dylatacyjnie i nasyconym wodą. 1 – podłoże niezamarznięte, nasycone wodą wytłaczaną spod lądolodu, 2 – wytapiana morena denna, 3 – czoło lądolodu (w stanie stagnacji lub powolnej transgresji), 4 – fałdy diapirowe, 5 – wieloletnia zmarzlina, 6 – czoło ścięcia cylindrycznego po przebicciu się ku powierzchni; oznaczenia literowe – orientacyjny obraz zmienności następujących charakterystyk podłoża: VL – poziomy gradient obciążenia pionowego, PP I, II – ciśnienie porowe przed i po przebicciu się ścięcia cylindrycznego na powierzchnię, DS I, II – naprężenie dewiatorowe w dwu fazach j.w.

Fig. 18 Cylindrical shearing at the front of ice-sheet, in loose granular medium showing dilatational response to strain and water-saturated. 1 – unfrozen bedrock, saturated with water being squeezed out from below the glacier, 2 – basal till in course of melting-out, 3 – frontal part of the ice-sheet (stagnant or slowly advancing), 4 – diapiric folds, 5 – permafrost layer, 6 – leading edge of cylindrical shear surface after piercing up to the surface of the terrain; letter symbols – tentative presentation of changes of the following basement characteristics: VL – horizontal gradient of vertical load, PP I, II – pore pressure before and after the piercing of cylindrical shearing up to the surface, DS I, II – deviatoric stress in the above mentioned two phases

wewnętrznych komplikacji fałdowych w obrębie "skib" i do powstania samodzielnych fałdów na przedpolu odkluc międzyławicowych.

Teoretycznie można przewidywać jeszcze jedno następstwo przebiccia hydraulicznego i związanego z nim spadku ciśnienia porowego w górnej części strefy deformowanej: w dolnej jej części powstanie wówczas dążność do ekspansji ośrodka ku górze (por. Michalski, 1979, str. 76 i nieco pokrewne rozumowanie u Krygowskiego, 1962a, str. 319 i 321-322 oraz 1962b, str. 80). W odpowiednich warunkach (zróżnicowanie podatności osadów, stopnia ich

nasycenia wodą i wodoprzepuszczalności, selektywne zamrożenie) może to pobudzić diapiryzm, a przy współdziałaniu składowej poziomej wypierania frontального - powstanie fałdów diapirowych (Fig. 18). Jest to o tyle ważne, że uruchomienie diapiryzmu nie wymaga tu układów gęstościowo niestacynnych, może też współistnieć z facją deformacyjną łusek i fałdów obalonych, i to w sposób "piętrowy", w swoim czasie głoszony przez Krygowskiego (1961, 1962b, str. 70, 75; por. Bubnoff, 1956 i Klatkova, 1972, str. 92). Jest prawdopodobne, że znaczna część fałdów glacitektonicznych o cechach selektywnego płynięcia, zwłaszcza stojących i stromo pochyłonych (zob. np. Ciuk, 1955, fig. 4, 9, 12-14; Dylík, 1961, str. 12 i 14, fig. 3; Żynda, 1967, ryc. 13 i 21; por. Dyjor, 1974) ma takie pochodzenie. Sugestywnym przykładem początków omawianego procesu jest struktura w Dąbrówce-Strumianach koło Łodzi (Klatkova, 1972, rys. 45).

### ZESPOŁY STRUKTUR (STRUKTURY SERYJNE)

Jak wykazują przytoczone doświadczenia modelowe i zjawiska porównawcze typu machowskiego, już utworzenie 2-3 sąsiadujących ścięć cylindrycznych wymaga przeniesienia lub przyrostu obciążeń. Tym bardziej warunek ten musi dotyczyć szerokich stref deformacji glacitektonicznych, złożonych z dziesiątków struktur. Zmienny stan obciążenia mógł tu być osiągnięty: a) przez przyrost miąższości lodu w strefie czołowej, b) przez kolejne impulsy dynamiczne typu *surge*, c) w wyniku powolnego awansu czoła lodu. Powstanie struktur wielokrotnych podczas ustępowania czoła lodu, pod działaniem kolejnych postojów lub oscylacji recesyjnych, na niewielką skalę stwierdzone aktualistycznie (Boulton, 1986, m.in. fig. 2, 8, 9, 16), w stosunku do struktur dużych wydaje się mało prawdopodobne. Jeśli bowiem pierwsze, najdalej wysunięte ścięcie dokonało się w chwili osiągnięcia przez czołową strefę lodowca pewnej krytycznej miąższości, to podczas recesji, gdy należy oczekiwać raczej spadku niż wzrostu tej miąższości (niezależnie od typu deglacjacji), ta krytyczna wartość nie mogła już być łatwo osiągnięta, nadto zaś, czoło przemieszczało się tym razem po wcześniej przekonsolidowanym (pod ciężarem lodu) i częściowo odwodnionym podłożu.

Przyrost miąższości strefy czołowej, następujący np. wskutek zahamowania ruchu lodu przez przeszkodę, przez proksymalne nachylenie terenu lub przez przymarżnięcie do podłoża (Weertman, 1961), mógł wywołać utworzenie kilku kolejnych ścięć cylindrycznych ("skib"). Wielokrotne wznowienie tego procesu jest jednak równie mało prawdopodobne, jak długotrwałe nabrzmiewanie czoła lodu, którego rzędna na Niżu Polskim raczej nie osiągała znacznych wartości (Brodzikowski, 1987, str. 135). Można dodać, że gdyby serie "skib" były wytworzone w omawiany sposób, to najmłodsza (a więc najdalsza) z nich musiałaby być oparta o nierealistycznie głębokie powierzchnie ścinania cylindrycznego. Oparcie zaś takiej serii o wspólną, połączoną powierzchnię odkłucia musiałoby spowodować wyładowanie się siły

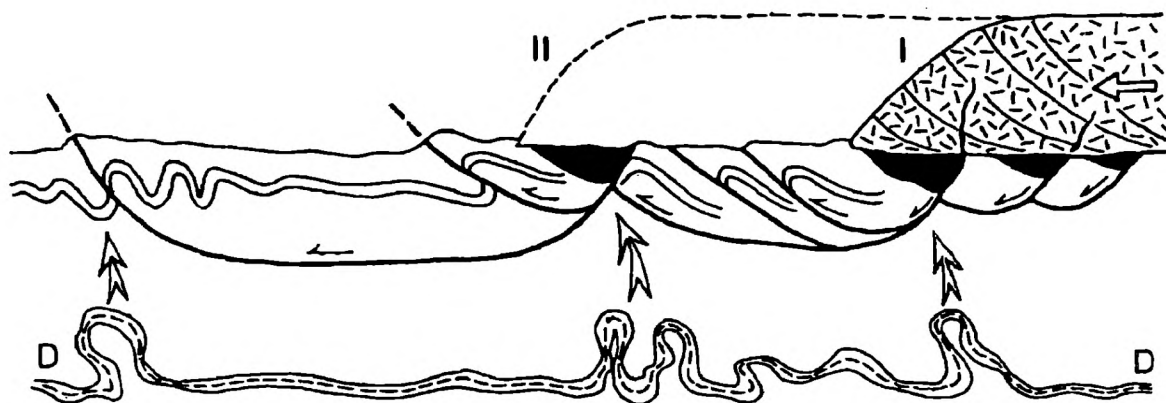


Fig. 19 Schemat strukturogenezy seryjnej w procesie transgresji lądolodu (fazy I i II). DD – strefa diapiryzmu

Fig. 19 Scheme of multiple structure-forming action of an advancing ice-sheet (phase I and II). DD – zone of diapirism

wyporu na jednej z wcześniej utworzonych powierzchni złuskania, zamiast wytwarzania nowych.

Co się tyczy fal kinematycznych, to, jak zwraca uwagę Brodzikowski (1987, str. 258), ogniskiem ich rozchodzenia się jest "strefa przejściowa", nie zaś czoło lądolodu. Jest prawdopodobne, że przejawianie się tego zjawiska w strefie czoła pomaga w postępującym ścinaniu podłoża, ale dzieje się to przy jednoczesnym awansie tegoż czoła, a więc wpływ czynników kinematycznego i statycznego trudno od siebie oddzielić.

Wydaje się zatem, że podstawową przyczyną glacitektonicznej strukturogenezy seryjnej musi być stopniowy lub skokowy awans czoła lodu. Na takim stanowisku stoi m.in. Lewkow (1980, str. 194-195), który słusznie traktuje kolejne "skiby" pojawiające się w kierunku dystalnym jako coraz to młodsze. Jednakże interpretacja mechanizmu tego zjawiska, polegająca na "doklejaniu" coraz to nowych łusek u czoła odkłutego pakietu (Lewkow, 1980, rys. 83; Croot, 1987; Aber *et al.*, 1989, str. 163), nie może być zastosowana do szerokich, kilkunasto-kilkudziesięcioskładnikowych serii strukturalnych, gdyż, jak to już stwierdziliśmy, wypieranie na dalekie przedpole lądolodu takiego niejednorodnego, zdyslokowanego pakietu nie jest prawdopodobne. Trzeba zatem przyjąć, że wraz z postępem (choćby w końcowym jego stadium) czoła lądolodu powstawały nowe, bardziej dystalne powierzchnie czy wiązki powierzchni ścięć cylindrycznych, nakładające się na wcześniej utworzone struktury i zaburzające je (Fig. 19). Za taką interpretacją, prócz przeprowadzonego rozumowania, przemawiają następujące fakty obserwacyjne: a) w niektórych profilach omówione zjawisko jest widoczne wprost (np. Ciuk, 1955, fig. 3; Dyjor, 1974, rys. 2; Eissmann, 1987, Abb. 7; Karabanow, 1987, rys. 7 i 8; Krigier *et al.*, 1983, rys. 32 i 33), b) w obrębie izoklinalno-imbrykacyjnej struktury stref glacitektonicznych powtarzają się pasma anomalne,

gdzie struktura ta ulega zaburzeniu, rozbiciu przez uskoki o przeciwnym nachyleniu, nierzadko dochodzi tam też do sfałdowań drugiego rzędu o przeciwstawnej wergencji (Chrzanowski & Kotowski, 1977, rys. 2 i 5; Brykczyński, 1982, pl. VII fig. 1), c) uskoki normalne, antytetyczne względem dominującej struktury łuskowo-fałdowej są w ogóle częstym zjawiskiem w strefach glaci tektonicznych (zob. np. Połtowicz, 1961, fig. 21; Rotnicki, 1967, rys. 5; Rotnicki, 1976, rys. 2, 4 i 5 oraz fot. 3-6; Lewkow, 1980, rys. 10; Barański & Kołodziejczyk, 1983, rys. 2-4; Eissmann, 1987, Abb. 6 i 8), d) depresje glaci tektoniczne, które według referowanego tu poglądu reprezentują przestrzenną kompensację "skib", w tych samych strefach zaburzeń, na jednej trasie ruchu czoła lodowca powtarzają się wielokrotnie (Ruszczyńska-Szenajch, 1976, fig. 14; Bluemle & Clayton, 1984, fig. 6; Karabanow, 1987, rys. 9; Meyer, 1987, fig. 10A; Jeziorski, 1989, rys. 2 i str. 77), a zatem proces ścianania cylindrycznego musiał być wielokrotnie wznawiany; e) przekraczanie linii dyslokacji czołowych przez ten sam łądolód, który je wytworzył, jest ostatnio rozpoznawane coraz częściej, na podstawie różnych przesłanek (np. Krygowski, 1975, str. 111-112; Meyer, 1987, fig. 8 i 10, str. 201; Wateren, 1987, str. 178).

Przedstawiona koncepcja strukturogenezy seryjnej zakłada odnawianie się (rozprzestrzenianie w kierunku dystalnym) warunków dla akcji deformacyjnej czynnika statycznego (przy drugorzędnej roli czynnika dynamicznego) w wyniku awansu czoła łądolodu i towarzyszącego mu przetłaczania fali wód porowych. Zasadniczymi elementami są więc: obciążenie statyczne i ruch, dlatego koncepcja została określona jako statyczno-kinetyczna.

### SYTUACJA PALEOGEOGRAFICZNA

Tradycyjny pogląd, według którego intensywne glacitektonika jest ograniczona do okolicy linii granicznych poszczególnych pokryw lodowych (ich zasięgów fazowych, stadialnych), trudno dziś podtrzymywać wobec coraz szerzej rozpoznawanej pospolitości tych zaburzeń na różnych terenach (Berthelsen, 1978, str. 26; Ruszczyńska-Szenajch, 1981, str. 108; 1985; Brodzkowski, 1982, str. 212) i wobec ich udokumentowania wzdłuż ciągłych profilów poprzecznych o długości dziesiątków kilometrów (np. Brykczyński, 1982). Dotychczas poznane fakty sugerują jednak, wbrew opinii Krygowskiego (1962b, str. 66-67), że najbardziej typowe dla niżu europejskiego deformacje miękkich osadów istotnie rozwijały się na największą skalę (choć nie wyłącznie, w szeroko pojętych strefach granicy zasięgów, a więc w rejonach, gdzie prędkość transgresji łądolodów malała lub spadała do zera. Według niektórych danych, działo się to nawet w toku recesji, podczas podrzędnych postojów (Pasierbski, 1984, str. 134), choć raczej zapewne podczas niewielkich oscylacji progresywnych (Boulton, 1986, str. 677-680). Już same te fakty przemawiają za kluczową rolą czynnika statycznego w genezie zaburzeń.

W odniesieniu do proponowanego przez autora mechanizmu statyczno-kinetycznego, prócz powyższego elementu istotne znaczenie mają trzy okoliczności: a) na obszarach powolnego posuwania się lub długotrwałego postoju czoła lądolodu mogło łatwiej dojść do znacznej lub całkowitej degradacji wieloletniej zmarzliny pod strefą czołową, a uwalniana w ten sposób woda, przesycając rozmarzniete osady, sprzyjała silnemu spadkowi ich wytrzymałości na ścinanie, w ten sposób ułatwiając powstanie ścięć cylindrycznych, diapiryzmu itp; b) na przedpolu lądolodu stagnującego lub bliskiego stagnacji również należy się spodziewać, ze względów klimatycznych, redukcji zmarzliny i stąd ułatwienia opisanych poprzednio procesów hydrauliczno-mechanicznych; c) czynnik czasu sprzyjał nie tylko powstawaniu głębokich wyparć cylindrycznych (płytsze prawdopodobnie mogły się tworzyć z prędkością porównywalną do zjawisk machowskich), ale i warunkował jednoczesne zapełnianie lodem kompensujących je depresji glacitektonicznych; powłoka lodowa musiała zapadać się ku nim wzdłuż wyraźnie zarysowanych, zlokalizowanych powierzchni czy stref ślizgowych, gdyż warunkowało to odpowiedni rozkład obciążenia w obniżającym się bloku (Fig. 17).

### SPRAWDZIANY KONCEPCJI STATYCZNO-KINETYCZNEJ

Niektóre fakty przemawiające za zreferowaną koncepcją zostały już podane. Spośród innych warto przytoczyć jeszcze cztery.

1. W profilach obszarów glacitektonicznie zdeformowanych o budowie imbrykacyjnej bezwzględna przewagę mają łuski o rytmicznie powtarzającym

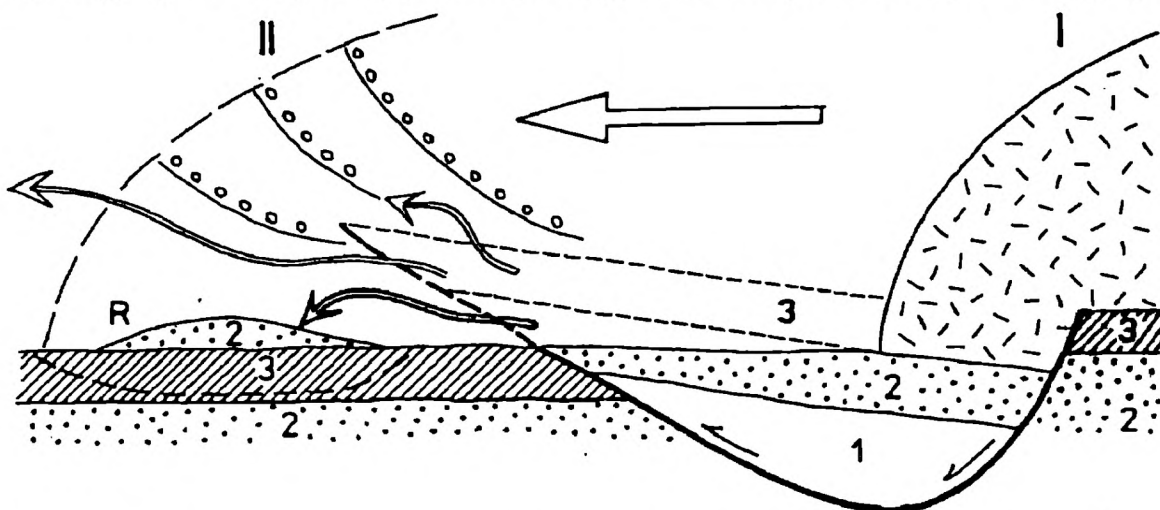


Fig. 20 Tworzenie kier typu glacitektonicznego w warunkach ścinania cylindrycznego. 1-3 – kolejne warstwy podłoża i przedpola lądolodu, R – kra glacitektoniczna o odwróconym następstwie stratygraficznym, I, II – kolejne zasięgi czoła lodu

Fig. 20 Formation of the rafts of glaciotectionic type in terms of cylindrical shearing mechanism. 1-3 – successive complexes of substratum and foreground of ice-sheet, R – glaciotectionic raft with inverted stratigraphic sequence, I-II – consecutive extents of ice front

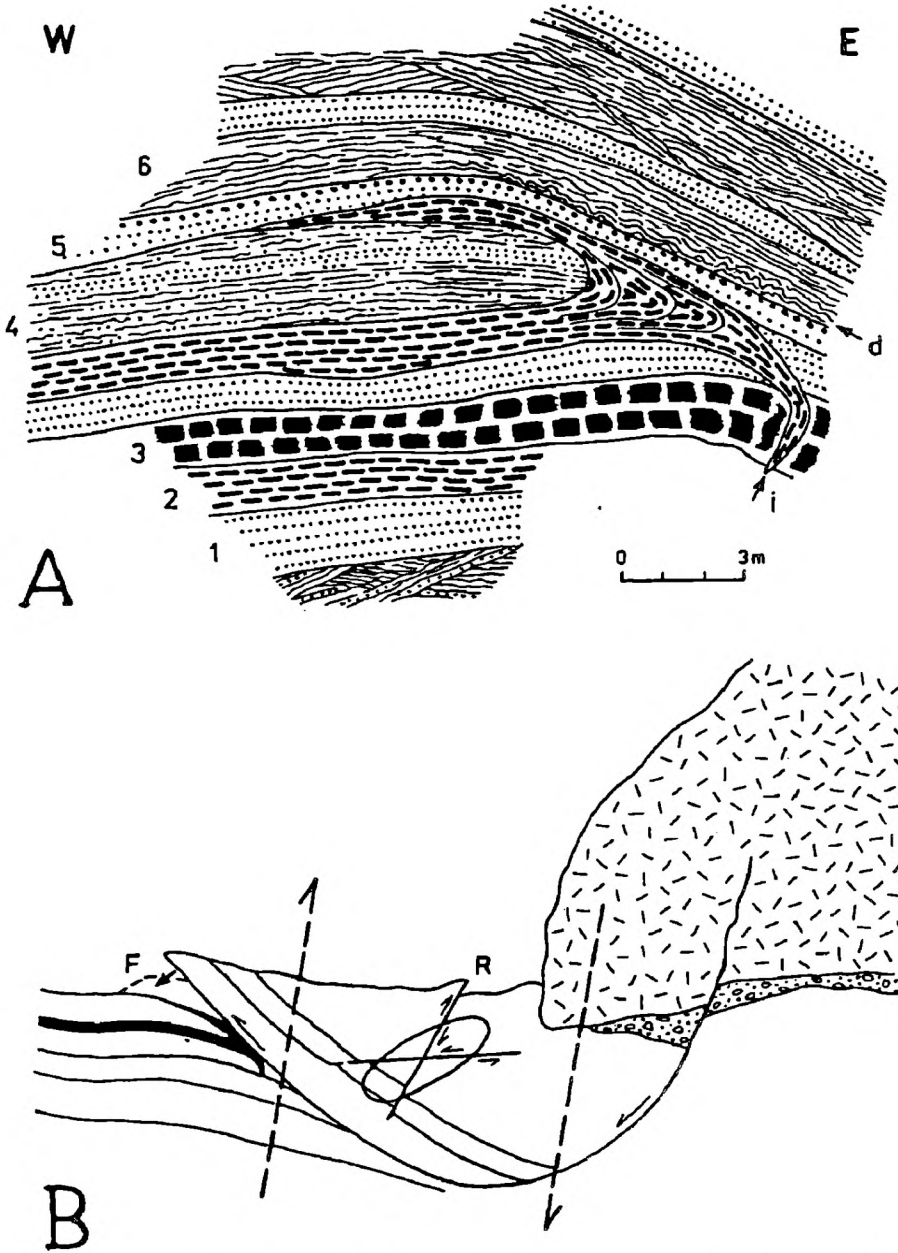


Fig. 21 Pochodzenie struktur glacitektonicznych o wstecznej wergencji. A – glacitektoniczny pseudofałd leżący w utworach mioceńskich Dobrzyń nad Wisłą (Góra Zamkowa, sytuacja z r. 1960). 1 – piasek pylasty, 2 – mułek węglisty, 3 – węgiel brunatny z partiami lignitowymi, 4 – mułek piaszczysty, 5 – piasek średnioziarnisty z wkładką drobnego żwiru, 6 – mułek lokalnie piaszczysty; *d* – strefa fałdków typu ciągniętego, *i* – iniekcja mułku węglistego w przedłużeniu przegubu fałdu. B – wyjaśnienie genezy pseudofałdu dobrzyńskiego (*F*) i wstecznych uskoków inwersyjnych (*R*)

Fig. 21 Origin of glacioteclonic structures with backward vergence. A – glacioteclonic recumbent pseudofold in Miocene complex of Dobrzyń at Vistula river (Góra Zamkowa hill, situation from 1960). 1 – silty sand, 2 – coal-containing silt, 3 – brown coal, partly lignite, 4 – sandy silt, 5 – medium-grained sand with an intercalation of fine gravel, 6 – silt, locally sandy silt; *d* – zone of drag-type folds, *i* – injection of coal-containing silt along the continuation of fold hinge



się, normalnym następstwie warstw (zob. np. Ciuk, 1955, fig. 5; Lewkow, 1980, rys. 24a; Eissmann, 1987, Abb. 9 i 11b; Aber *et al.*, 1989, str. 47 i fig. 5-5); odwrócenie następstwa, a więc fałdowa struktura łusek, jest tu rzadsze nawet niż w skibowym regionie Karpat, stosunkowo stałe są też położenia warstw. Fakty te lepiej zgadzają z utworzeniem łusek przez zwartą rotację *en bloc* niż przez kompresję poziomą, wyciskanie plastyczne itp.

2. Odwrócenie następstwa stratygraficznego przy jednoczesnym zachowaniu budowy warstwowej zdarza się natomiast w krach lodowcowych, przy czym dotyczy to także kier pobranych z poziomów głębszych niż ówczesna (podlodowcowa) powierzchnia terenu (Ruszczczyńska-Szenajch, 1973, zob. też 1976 i 1987). Mechanizm pobierania kier o budowie warstwowej, nie pochodzących z przymarznięcia, najłatwiej wytłumaczyć ich predysponowaniem przez wyniesione skrzydła bloków "cylindrycznych", zaś odwrócenie następstwa - procesem swoistej diwertikulacji (Fig. 20).

3. Mechanizm zwartej rotacji pod dominującym naciskiem statycznym lepiej też tłumaczy dość częste struktury (drobne fałdy, uskoki odwrócone) o wergencji wstecznej, czyli zwróconej w kierunku proksymalnym (Fig. 21; Krygowski, 1962b, ryc. 10 i 13; Rotnicki, 1967, rys. 4; Brykczyński, 1982, fig. 23; Kotowski & Leszczyński, 1986, rys. 3; Gijssel, 1987, fig. 7b); por. Grube & Vollmer, 1985, str. 19 i Abb. 5.

4. Liczni badacze glacitektoniki donoszą o występowaniu swoistych brekcji złożonych z ostrokrawędzistych lub nieco zaokrąglonych bloczków i płatów materiału sypkiego (piasku, pyłu) o zachowanej strukturze sedymentacyjnej, zawartych w matriksie również sypkim lub spoistym (ił, muł, glina). Zdarzają się też stosunki odwrotne (fragmenty spoiste w materiale sypkim). Brekcje są najczęściej uważane za produkt kruszenia osadów w stanie zamrzniętym lub częściowo zamrzniętym. Nie negując istnienia takich przypadków autor jest jednak zdania, że brekcje glacitektoniczne często odznaczają się paradoksalnym niedoborem cech dynamicznych (jak rotacje i przemieszczenia fragmentów, deformacje matriksu, zbudowanie). Jeśli przy tym wziąć pod uwagę, że kruche zniszczenie zmarzliny o szkieletie ziarnistym wymaga naprężeń o znacznej wartości, charakter brekcji staje się trudny do wytłumaczenia. Wyjaśnić go łatwiej na gruncie teorii hydrokatakłazy (por. Hubbert & Willis, 1957; Mason, 1972; Beach, 1977; Jaroszewski, 1982), jeśli przyjąć, że sypki osad znajdował się w stanie dylatancyjnego, wtórnego spojenia. Zależnie od stanu sił zewnętrznych (których poziom może być jednak niewysoki), może wówczas dojść do zniszczenia kruchego pod wpływem zarówno wzrostu ciśnienia porowego (podczas napływu fali wód wytłaczanych spod lądolodu), jak i gwałtownego spadku tego ciśnienia (podczas dokonywania się przebiegów hydraulicznych na powierzchnię). W obu przypadkach może nastąpić zachwianie się równowagi między stanem naprężenia ośrodka a jego wytrzymałością (zwłaszcza niską wytrzymałością na rozciąganie) i "spontaniczne" skatakłazowanie osadu bez większych przemieszczeń. Śladem "statycznych" procesów przebiegów hydraulicznych i hydrokatakłazy mogą być

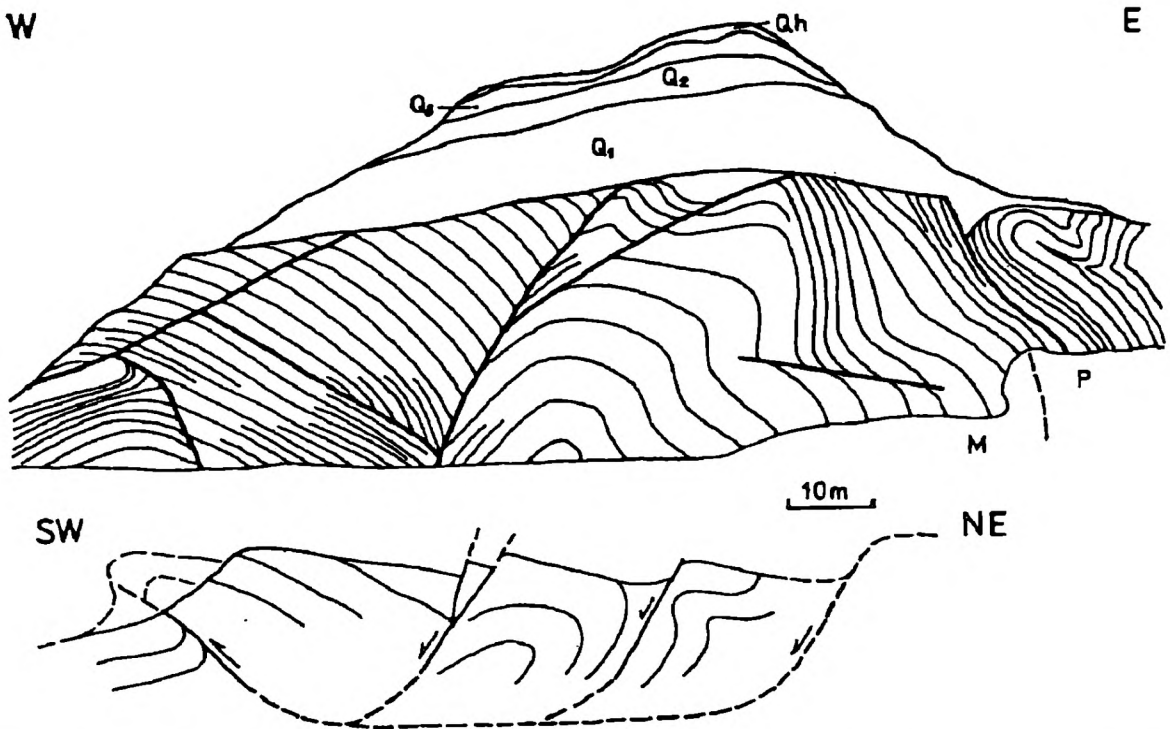


Fig. 22 Struktura glacitektoniczna Góry Zamkowej w Dobrzyniu nad Wisłą (sytuacja z r. 1960) i (poniżej) jej interpretacja w kategoriach ścinania cylindrycznego (w przekroju prostopadłym do rozciągłości struktur). *M* – miocen, *P* – pliocen, *Q* – czwartorzęd: *Q<sub>1</sub>* – dolna glina zwałowa, *Q<sub>2</sub>* – kompleks międzylodowcowy, *Q<sub>3</sub>* – górna glina zwałowa, *Q<sub>h</sub>* – holocen

Fig. 22 Glaciotectonic structure of Góra Zamkowa hill in Dobrzyń on the Vistula (situation from 1960) and (below) its genetic interpretation in terms of cylindrical shearing (in cross-section perpendicular to structural axes). *M* – Miocene, *P* – Pliocene, *Q* – Quaternary: *Q<sub>1</sub>* – lower till, *Q<sub>2</sub>* – interglacial complex, *Q<sub>3</sub>* – upper till, *Q<sub>h</sub>* – Holocene

niektóre szczeliny i dajki klastyczne w glinach morenowych (zob. np. Ławruszin, 1976, str. 75 i fig. 52) oraz w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych (zob. np. wymowne obserwacje Żyndy, 1972, z okolic Rosina). Jeśli natomiast warunki naprężeniowe i przestrzenne sprzyjają przemieszczeniom, dylatacyjnie wytworzona spójność osadu przy hydraulicznie obniżonym tarciu umożliwia powstanie znacznych dyskordancji tektonicznych bez zaburzenia warstwowania przy kontaktach brył (Rotnicki, 1967, rys. 9-11). W tych też okolicznościach mogły powstawać smugi brekcji glacitektonicznych na granicach łusek (Klatkova, 1972, str. 89).

Interesujące implikacje mogłoby mieć bliższe przestudiowanie glacikatagenetycznych przeobrażeń osadów w rodzaju tych odkrytych przez Ławruszina i Czugunnego (1982). Według tych autorów (str. 81-82) przemiany te można wytłumaczyć tylko wtłaczaniem wód wzbogaconych w krzemionkę do syndeformacyjnych dajek klastycznych i wąskich stref ślizgowych, co żywo

przypomina przedstawiony w niniejszych rozważaniach mechanizm hydrodeformacji towarzyszącej ścięciom cylindrycznym.

Przetestowanie terenowe zreferowanej koncepcji pochodzenia niektórych struktur glacitektonicznych nie jest proste, gdyż odsłonięcia z reguły udostępniają jedynie górną część struktur, zaś przekroje oparte na wierceniach zwykle są do tego celu za mało dokładne. Można jednak przewidzieć, że tam, gdzie struktura łuskowa lub łuskowo-łańdowa po swoim utworzeniu nie doznała głębokiego zniszczenia erozyjnego (np. dzięki zakonserwowaniu przez młodsze osady glacialne – Fig. 22), tylne (proksymalne) odcinki poszczególnych "skib" (objętych powierzchniami ścięć cylindrycznych) powinny być zbudowane z utworów najmłodszych i wykazywać ślady działania dominującego nacisku pionowego oraz ekstensji poziomej, zaś przednie (dystalne), obejmujące utwory najstarsze, powinny objawiać większy udział kompresji poziomej i takiegoż skrócenia. Na stosunkowo niewielką skalę można zaobserwować taką prawidłowość na Fig. 22, por. też budowę klifu Gay Head na wybrzeżu Nowej Anglii i klifu Hvideklint na duńskiej wyspie Møn (Aber *et al.*, 1989, fig. 5-11, 5-16 i 5-17).

### UWAGI KOŃCOWE

Koncepcja statyczno-kinetyczna odnosi się tylko do jednego z mechanizmów glacitektoniki, i to przedstawionego w formie wyodrębnionej, podczas gdy w rzeczywistości z pewnością interferuje on z innymi mechanizmami. Podstawowe części składowe tej koncepcji (niektóre z nich obecne już we wcześniejszych rozwiązaniach), to: a) decydująca rola czynnika statycznego, b) strukturotwórcze znaczenie procesu ścinania nazwanego tu cylindrycznym, dokonującego się pod brzegiem strefy czołowej i na jej przedpolu, c) anizotropia warstwowa jako czynnik ewolucji ścięć cylindrycznych do postaci odkłuc subhoryzontalnych - możliwość łańdowania przez skrócenie, d) istotna funkcja wód porowych, zwłaszcza tych o ciśnieniu większym od naturalnego ciśnienia hydrostatycznego, wyłaczanych spod lądolodu na przedpole, e) udział zjawiska dylatacji w ścinaniu utworów sypkich i w procesach hydrokatakazy, f) awans czoła lodu jako warunek rozległej strukturogenezy seryjnej.

Autor jest świadom, że łatwo mu wytknąć różne uproszczenia, nawet drastyczne, jak pominięcie wpływu dynamiki wewnętrznej mas lodowych w przekroju i w planie, lub wpływu termiki lodowca, jego podłoża i przedpola. Doświadczenia dotychczasowych badań wskazują jednak, że okoliczności te są na tyle różnie interpretowane i zmienne, a ich funkcja mechaniczna na tyle niejednoznaczna, że ich wprowadzenie do analizy powoduje jedynie mnożenie rozwiązań wariantowych. Jest to sposób postępowania prawidłowy, ale zdaniem autora nie jedyny. Powyżej zdecydowano się na drogę inną, polegającą na znacznej schematyzacji i redukcji warunków granicznych, aby wyeksponować strukturalno-tektoniczne aspekty problemu, rzadziej podejmowane w rozważaniach glacitektonicznych.

## PODZIĘKOWANIE

Autor dziękuje dr hab. Hannie Ruszczyńskiej-Szenajch za kształcące dyskusje, za krytyczne przejrzenie maszynopisu i za pomoc bibliograficzną.

## LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Aber, J. S., 1982. Model for glaciotectionism. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 30: 79 – 90.
- Aber, J. S., Croot, D. G. & Fenton, M. M., 1989. *Glaciotectonic Landforms and Structures*. Kluwer, Dordrecht, 157 pp.
- Alexandrowicz, S. W., 1971. Formen der glazigenen Störungen miozänen Braunkohlenformation in Turoszów an der Nysa (Westpolen). *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 19: 45 – 54.
- Alexandrowicz, S. W. & Radwan, D., 1983. Glacitektoniczna struktura złoża kredy pizżanej w Kornicy na Podlasiu. *IV Symp. Glacitekt.*, 9 – 20. Zielona Góra.
- Banham, P. H., 1975. Glacitectionic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. In: Wright, A. E. & Moseley, F. (eds.), *Ice Ages: Ancient and Modern*, Liverpool, pp. 69 – 94.
- Banham, P. H., 1988. Thin-skinned glacitectionic structures. In: Croot, D. G. (ed.), *Glacitectionics: Forms and Processes*. Balkema, Rotterdam, pp. 21 – 25.
- Barański, W. & Kołodziejczyk, U., 1983. Wybrane zagadnienia z zaburzeń glacitektonicznych występujących w północnym skłonie Wału Zielonogórskiego. *IV Symp. Glacitekt.*, 21 – 38. Zielona Góra.
- Bartkowski, T., 1968. O istocie glacitektoniki. On the essence of glacitectionics. *Przegl. Geol.*, 10: 455 – 461.
- Beach, A., 1977. Vein arrays, hydraulic fractures and pressure-solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics*, 40: 201 – 225.
- Ber, A., 1987. Glaciotectonic deformation of glacial landforms and deposits in the Suwalki Lakeland. In: Meer, J. J. M. van der (ed.), *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 135 – 143.
- Berg, M. W. van den & Beets, D. J., 1987. Saalian glacial deposits and morphology in the Netherlands. In: Meer, J. J. M. van der (ed.), *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 235 – 251.
- Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 27: 25 – 38.
- Bluemle, J. P. & Clayton, L., 1984. Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. *Boreas*, 13: 279 – 299.
- Boulton, G. S., 1986. Push-moraines and glacier contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33: 677 – 698.
- Brodzikowski, K., 1980. Glacitektonika – problemy genetycznej klasyfikacji zaburzeń. Glacitectionic – problems in genetic classification of disturbances. *III Symp. Glacitekt.*, 33 – 47. Zielona Góra.
- Brodzikowski, K., 1982. Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski SW. Deformations of unconsolidated sediments in areas glaciated during the Pleistocene with south/west Poland as an example. *Acta Universit. Wratisl.* 574, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, 87 pp.
- Brodzikowski, K., 1987. Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. The environmental basis of glacitectionism in Central Europe. *Acta Universit. Wratisl.* 934, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, 331 pp.
- Brykczyńska, E. & Brykczyński, M., 1974. Geologia przekopu Trasy Łazienkowskiej na tle problematyki zaburzeń osadów trzeciorzędu i czwartorzędu w Warszawie. *Prace Muz. Ziemi*, 22: 199 – 216. Warszawa.

- Brykczyński, M., 1982. Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. Valley-side glacitectonics in the Warsaw Basin and the Płock Basin. *Prace Muz. Ziemi*, 35: 3 – 68. Warszawa.
- Bubień, A., 1986. Odslonięcie deformacji glacitektonicznych na południowym obrzeżu Wysoczyzny Gorzowskiej. *V Symp. Glacitekt.*, 21 – 27. Zielona Góra.
- Bubnoff, S., 1956. Über glazigene Gesteinsdeformationen. *Geologie*, 5: 557 – 562.
- Chrzanowski, A. & Kotowski, J., 1977. Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie Wyższej Szkoły Inżynierskiej w Zielonej Górze. *II Symp. Glacitekt.*, 9 – 24. Zielona Góra.
- Ciuk, E., 1955. O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Glacio-tectonical phenomena in Pleistocene and Tertiary formations in the area of west and north Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 107 – 132.
- Croot, D. G., 1987. Glacio-tectonic structures: a mesoscale model of thin-skinned thrust sheets? *J. Struct. Geol.*, 9: 797 – 808.
- Derski, W., Izbicki, R., Kisiel, I. & Mróz, Z., 1988. *Rock and Soil Mechanics*. PWN & Elsevier. Warszawa ... Tokyo. 719 pp.
- Dyjur, S., 1974. Zaburzenia glacitektoniczne na obszarze Ziemi Lubuskiej. *I Symp. Glacitekt.*, 71 – 90. Zielona Góra.
- Dyjur, S., 1975. Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce Zachodniej. Glacitectonic disturbances in the Western Poland. *I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1: 217 – 229. Warszawa.
- Dylik, J., 1961. *The Łódź Region*. Guide-book of excursion C, VI INQUA Congress, Łódź. 84 pp.
- Eissmann, L., 1987. Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. *Geophysik und Geologie*, Bd. 3, H.4, pp. 7 – 77. Berlin.
- Falkowski, E., Falkowski, T., Granacki, W., Karabon, J. & Krauzlis, K., 1988. Morfogeneza sieci rzecznej woj. białskopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. Morphogenesis of a fluvial pattern in the Biała Podlaska District in connection with a probable course of deglaciation. *Przepl. Geol.*, 11: 619 – 630.
- Fenton, M. M., 1986. Deformation terrain, Great Plains, North America: morphology and structure. A model for glacial tectonism, Lake Wabamun area, Alberta, Canada: a first approximation for discussion. *Wykład na Wydz. Geologii Uniw. Warsz. Lecture in the Geological Faculty of Warsaw University*.
- Florin, W. A., 1961. *Osnovy mechaniki gruntów*. Tom 3. GSI, Leningrad, Moskwa. 541 pp.
- Furmański, J., Kodecki, S. & Szczepańska, J., 1973. Geologiczno-inżynierskie problemy zwalów i osadników w kopalnictwie siarkowym. Engineering-geological problems of waste heap and sewage sedimentary reservoir in sulphur mine. *Przepl. Geol.*, 2: 92 – 99.
- Gans, W. de, Groot, Th. de & Zwaan, H., 1987. The Amsterdam basin, a case study of a glacial basin in the Netherlands. In: Meer, J. J. M. van der (ed.), *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 205 – 216.
- Gijssels, K. van, 1987. A lithostratigraphic and glaciotectionic reconstruction of the Lamstedt Moraine, Lower Saxony (FRG). In: Meer, J. J. M. van der (ed.), *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 145 – 155.
- Glazer, Z., 1977. *Mechanika gruntów*. Wyd. Geol., Warszawa, 252 pp.
- Głazek, J., 1989. *Paleokarst of Poland*. In: Bosák, P. (ed.), *Paleokarst*. Academia, Praha, pp. 43 – 63.
- Gorieckij, G. I., 1967. O proischożdienii i wozrastie głubokich dolinoobraznych ponizienij w reliefie postieli antropogienowych otłożenij lednikowych obłastiej. In: Gorieckij, G. I. & Krigier, N. I. (eds.), *Niżnij plejstocen lednikowych rajonow Russoj rawniny*. Nauka, Moskwa, pp. 17 – 34.
- Gorieckij, G. I., 1972. Ob izuczienii gienieticzeskich swjaziej krajewych lednikowych obrazowanij, łožbin lednikowego wypachiwaniija i razmywa, glaciodisłokacij i ottorziencew. In: *Krajewyje obrazowanija materikowych oledienienij*. Nauka, Moskwa, pp. 64 – 69.
- Górski, J., 1982. Rola glacitektoniki w ukształtowaniu podłoża utworów czwartorzędowych w rejonie Mogilna. The role of glacitectonics in development of Quaternary substratum in the Mogilno region. *Przepl. Geol.*, 9: 467 – 472.

- Gripp, K., 1929. Glaziologiczne i geologiczne wyniki wyprawy do Spitzberga 1927. *Abh. naturwiss. Ver. Hamburg*, 22: 147 – 249.
- Gripp, K., 1955. Eisbedingte Lagerungsstörungen. *Geol. Rundschau*, 43: 39 – 45.
- Gripp, K., 1975. 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. *Eiszeitalter u. gegenwart*, 26. Öhringen.
- Grube, F. & Vollmer, Th., 1985. Der geologische Bau pleistozäner Inlandgletschersedimente Norddeutschlands. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 34: 13 – 25.
- Hubbert, M. K. & Willis, D. G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. *Trans. Am. Inst. Mech. Engin.*, 210: 153 – 168.
- Hückel, S., 1967. *Zasady fundamentowania dla geologów*. Wyd. Geol., Warszawa, 413 pp.
- Hudleston, P. J., 1977. Similar folds, recumbent folds, and gravity tectonics in ice and rocks. *Journ. Geol.*, 85: 113 – 122.
- Jahn, A., 1972. Plejstocenijske strukture glacijektonične v svetlu opazovanj z območij vsplošno zledenelih. Pleistocene glacial tectonic structures in the light of observations in the recently glaciated areas. *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 13, z.1, p. 131 – 141. Poznań.
- Jaroszewski, W., 1963. Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. Young tectonic disturbances at Dobrzyń on the Vistula. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 3: 263 – 273. Warszawa.
- Jaroszewski, W., 1980. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa, 360 pp.
- Jaroszewski, W., 1982. Hydrotectonic phenomena at the base of the Križna nappe, Tatra Mts. In: Mahel, M. (ed.), *Alpine Structural Elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogenic Zone*. Veda, Bratislava, pp. 137 – 148.
- Jeziorski, J., 1989. Zjawiska glacijektoniczne kształtujące podłoże osadów czwartorzędowych południowo-zachodniej części Ziemi Lubuskiej. Glacial tectonic phenomena which formed the Quaternary bedrock in the south-western part of Ziemia Lubuska. *VI Symp. Glacitekt.* 65 – 80. Zielona Góra.
- Kaczyński, R., 1977. Inżyniersko-geologiczna ocena wpływu powierzchni osłabienia w ilach krakowieckich na stateczność zboczy rejonu Tarnobrzega. Engineering-geological estimation of the influence of weakness surfaces on the stability of slopes built of Krakowic clays in the area of Tarnobrzeg. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 22: 5 – 60. Warszawa.
- Kalesnik, S. W., 1963. *Oczierki glaciologii*. Gosud. Izd. Geogr. Lit., Moskwa, 435 pp.
- Karabanow, A. K., 1987. *Grodnijskaja wozwysziennost*. Nauka i Tiekhnika, Minsk, 106 pp.
- Kasprzak, L., 1985. Geneza zaburzeń glacijektonicznych w spiętrzonej morenie czołowej koło Leszna. The origin of glacio-tectonic deformations within the push-moraine near Leszno. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 35: 63 – 82. Poznań.
- Keller, G., 1974. Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 25: 48 – 53. Öhringen.
- Kézdi, A., 1974. *Soil Physics*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 294 pp.
- Kielek, E., 1988. Zjawisko wyporu podłoża na zwałowisku nadkładu kopalni odkrywkowej "Machów". Phenomenon of substrate upheave at waste dump of the Machów open mine. *Przegl. Geol.*, 11: 635 – 637.
- Klatkova, H., 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. Paléogéographie du Plateau de Łódź pendant la glaciation de Warta. *Acta Geographica Lodziensia*, 28. Łódź, 220 pp.
- Kotowski, J., 1977. Orientacja przestrzenna powierzchni ścinania w fałdzie pochodzenia glacijektonicznego. *II Symp. Glacitekt.*, 75 – 91. Zielona Góra.
- Kotowski, J., 1989. Analiza powierzchni ścinania i ich związek z zaburzeniami glacijektonicznymi. *VI Symp. Glacitekt.*, 251 – 276. Zielona Góra.
- Kotowski, J. & Leszczyński, M., 1986. Zależność kąta tarcia wewnętrznego od wilgotności naturalnej w gruntach zaburzonych glacijektonicznie. *V Symp. Glacitekt.*, 99 – 112. Zielona Góra.
- Kozarski, S., 1959. O genezie chodzieskiej moreny czołowej. On the origin of the Chodzież end moraine. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 5: 45 – 72. Poznań.

- Kraiński, A., 1977. Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie Głogowa. *II Symp. Glacitekt.*, 93 – 108. Zielona Góra.
- Kraiński, A., 1983. Budowa geologiczna i glacitektonika Wzgórz Dalkowskich. *IV Symp. Glacitekt.*, 127 – 137. Zielona Góra.
- Kraiński, A., 1989. Zarys budowy glacitektonicznej Wzgórz Dalkowskich. *VI Symp. Glacitekt.*, 289 – 31. Zielona Góra.
- Krigier, N. I., 1972. Osnownyje woprosy glaciotekoniki. In: *Krajewyje obrazowanija matierikowych oledienienij*. Nauka, Moskwa, pp. 306 – 318.
- Krigier, N. I., Dołodarienko, S. A. & Mironjuk, S. G., 1983. *Glaciotiektonika i koniecznyje morieny zapadnoj czasti Russkoj rawniny*. Nauka, Moskwa, 110 pp.
- Krygowski, B., 1961. O niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych w niżowej części Polski zachodniej. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 2: 326 – 327. Poznań.
- Krygowski, B., 1962a. Rola glacitektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski zachodniej. The part played by glacitectonics in the development of the lowland relief of Western Poland. *Czasop. Geogr.* 33: 313 – 325.
- Krygowski, B., 1962b. Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski zachodniej. Bemerkungen über einige Typen glazitektonischer Störungen im Flachland Westpolens. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 9: 61 – 94. Poznań.
- Krygowski, B., 1963. Some remarks about the age of the glacitectonic structures of Western Poland and their diapir-like character. *Report of VI INQUA Congress*, vol. III, p. 469 – 474. Łódź.
- Krygowski, B., 1964. O przetrwałości stref glacitektonicznych. Über die Permanenz glazitektonischer Zonen. *Zeszyty Nauk. UAM, Geografia*, 4: 99 – 105. Poznań.
- Krygowski, B., 1965. Teoria glacitektoniki dolinnej. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 2: 300 – 301. Poznań.
- Krygowski, B., 1975. Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. Einige Probleme aus der Morphodynamik des Grosspolnischen Tieflandes. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 27: 89 – 156. Warszawa-Poznań.
- Lamparski, Z., 1983. Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. Pleistocene and its substrate in the northern part of the Middle Vistula region. *Studia Geol. Pol.*, 76, 82 pp. Warszawa.
- Laskowska-Wysoczańska, W. & Lindner, L., 1975. The role of Carpathian overthrust in relief formation of the Sandomierz Basin (Southern Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre*, 22: 67 – 75.
- Lawruschin, J. A., 1971. Dynamische Fazies und Subfazies der Grundmoräne. *Zeitschr. angew. Geol.*, 17: 3337 – 343. Berlin.
- Lewkow, E. A., 1980. *Glaciotiektonika*. Nauka i Tiekhnika, Minsk, 279 pp.
- Liszkowski, J., 1975. Wpływ obciążenia lodolodem na plejstocenijską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. *I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1: 255 – 277. Warszawa.
- Ławruszin, J. A., 1976. Strojienije i formirowanije osnownych morien matierikowych oledienienij. *Trudy Geol. Inst. AN SSSR*, 288. Nauka, Moskwa, 237 pp.
- Ławruszin, J. A. & Czugunnyj, J. G., 1982. *Kaniewskije glaciodystokacii*. Nauka, Moskwa, 101 pp.
- Masson, H., 1972. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Ecl. Geol. Helv.*, 65: 27 – 41.
- Mastella, L., 1988. Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. Structure and evolution of Mszana Dolna tectonic window, Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 53 – 173.
- Mathews, W. H. & Mackay, J. R., 1960. Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore pressures and permafrost. *Trans. Roy. Soc. Canada*, 54, ser.3, sect.4, p. 27 – 36. Ottawa.
- Mead, W. J., 1925. The geologic role of dilatancy. *Journ. Geol.*, 33: 685 – 698.
- Meyer, K. -D., 1987. Ground and end moraines in Lower Saxony. In: Meer, J. J. M. (ed.), *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam, pp. 197 – 204.

- Michalski, T., 1979. Mechanizm powstawania niektórych zaburzeń glacitektonicznych. The mechanism whereby certain glacitectonic disturbances occur. *Biul. Inst. Geol.*, 317: 51 – 94.
- Michalski, T., 1983. Glacitektonika, neotektonika ezy hydroglacitektonika. An attempt to explain some disturbances hitherto regarded as glaci- or neotectonic in terms of hydroglacitectonic processes. *IV Symp. Glacitekt.*, 155 – 161. Zielona Góra.
- Mierzejewski, M., 1959. Przyczynek do znajomości zjawisk glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. Contribution to the knowledge of glaci-tectonic phenomena in Lower Silesia. *Biul. Inst. Geol.*, 146: 119 – 131.
- Möbus, G. & Peterss, K., 1986. Metodyka i wyniki badań struktur glacitektonicznych w północnej części NRD. *V Symp. Glacitekt.*, 201 – 211. Zielona Góra.
- Moran, S. R., Clayton, L., Hooke, R. LeB., Fenton, M. M. & Andriashek, L. D., 1980. Glacier-bed landforms of the prairie region of North America. *Journ. Glaciol.*, 25: 457 – 476.
- Morawski, W., 1984. Osady wodnomorenowe. Watermorainic sediments. *Prace Inst. Geol.*, 108. Wyd. Geol., Warszawa, 74 pp.
- Mularz, S., 1973. Toe-failure processes on an opencast mine waste-dump. *Studia Geotechnica*, 4: 23 – 34. Wrocław.
- Pasierbski, M., 1980. Deformacje nieciągłe jako jedno z kryteriów określania genezy form glacialnych. Faults as one of the criteria of stating the origin of glacial forms. *Acta Universit. Nicola: Copernici, Geografia*, 15: 3 – 18. Toruń.
- Pasierbski, M., 1984. Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. The structure of end moraines as one of the indicators of the mode of deglaciation of the last glaciation area in Poland. *Rozprawy Uniw. Mikołaja Kopernika*, Toruń, 170 pp.
- Phillips, W. J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journ. Geol. Soc. London*, 128: 337 – 359.
- Połtowicz, S., 1961. Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. Glacitectonique des monts d'Ostrzeszów. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31: 391 – 442.
- Rotnicki, K., 1967. Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. Origin of Ostrzeszów Hills. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 19: 93 – 153. Poznań.
- Rotnicki, K., 1974. Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacitektonicznych. *I Symp. Glacitekt.*, 41 – 59. Zielona Góra.
- Rotnicki, K., 1976. The theoretical basis for a model of the origin of glacitectonic deformations. *Quaestiones Geographicae*, 3: 103 – 139. Poznań.
- Rotnicki, K., 1989. Metodologiczne podstawy datowania deformacji glacitektonicznych. Methodological basis of the glaciotectionic deformation dating. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 38: 51 – 81. Poznań.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1973. Kry lodowcowe wyciśnięte glacitektonicznie na terenie SE Mazowsza i S Podlasia. Glacial floes (bedrock masses) squeezed by ice-sheets in mid-eastern Poland (preliminary report). *Kwart. Geol.*, 17: 560 – 576. Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1976. Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. Glacitectonic depressions nad glacial rafts in Mid-Eastern Poland. *Studia Geol. Pol.*, 50, 106 pp. Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1979. Zróżnicowanie zaburzeń glacitektonicznych w zależności od przewagi oddziaływania ciężaru lodu lub ruchu lodu. Differentiation of glacitectonic deformations due to prevalence of ice-pressure or ice-movement. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 23: 131 – 142. Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1981. Aktualne zagadnienia geologii glacialnej. Some outstanding problems of glacial geology. *Biul. Inst. Geol.*, 327: 105 – 128.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1983a. Lodgement tills and syndepositional glacitectonic processes related to subglacial thermal and hydrologic conditions. In: Evenson, E. B., Schlüchter, Ch. & Rabassa, J. (eds.), *Tills and Related Deposits*. Balkema, Rotterdam, pp. 113 – 117.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1983b. Słownik tektoniczny cz. XIV - Glacitektonika. *Przegl. Geol.*, 8/9: 502 – 505.



- Ruszczynska-Szenajch, H., 1985. Origin and age of the large-scale glaciotectionic structures in central and eastern Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 55: 307 – 332.
- Ruszczynska-Szenajch, H., 1987. The origin of glacial rafts: detachment, transport, deposition. *Boreas*, 16: 101 – 112.
- Rutkowski, E., 1959. Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur. *Przepl. Geol.*, 1: 18 – 21.
- Rutten, M. G., 1960. Ice-pushed ridges, permafrost and drainage. *Am. J. Sc.*, 258: 293 – 297.
- Rutten, M. G., 1965. Ice-pushed ridges, permafrost, and drainage: a discussion. *Journ. Geol.*, 73: 895 – 896.
- Viete, G., 1961. Probleme der dynamischen Geologie des Quartärs in Nord- und Mitteldeutschland. *Prace Inst. Geol.*, 34, cz. 1, pp. 207 – 220. Warszawa.
- Wateren, D. F. M. van der, 1985. A model of glacial tectonics, applied to the ice-pushed ridges in the Central Netherlands. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 34: 55 – 74.
- Wateren, D. F. M. van der, 1987. Structural geology and sedimentology of the Danmer Berge push moraine, FRG. In: Meer, J. J. M. van der (ed.), *Tills and Glaciotectionics*. Balkema, Rotterdam, pp. 157 – 182.
- Weertman, J., 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *Journ. Glaciol.*, 3: 965 – 978.
- Weertman, J., 1964. The theory of glacier sliding. *Journ. Glaciol.*, 5: 287 – 303.
- Wiłun, Z., 1976. *Zarys geotechniki*. Wyd. Komunik. i Łączn., Warszawa, 691 pp.
- Wotjakow, I. N., 1975. *Fiziko-miechaniczieskije swojstwa mierztych i ottaiwajuszczich gruntow Jakutii*. Nauka, Nowosibirsk, 176 pp.
- Wright, L. A. & Troxel, B. W., 1973. Shallow-fault interpretation of Basin and Range structure, southwestern Great Basin. In: Jong, K. A. de & Scholten, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York-Toronto, pp. 397 – 407.
- Zwierzycki, J., 1949. Geologia złóż węgla brunatnego. In: *Węgiel brunatny w Zachodniej Polsce*. Gł. Inst. Paliw Nat., Katowice, pp. 1 – 28.
- Żynda, S., 1967. Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. The geomorphology of the foreland of the end moraine from the Poznań stage in the area of Lubusz Pleistocene Plateau. *Prace Kom. Geol.-Geogr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. 8, z. 1, 193 pp. Poznań.
- Żynda, S., 1972. Struktury szczelinowe w osadach fluwioglacjalnych okolic Rosina. Fissure structure in glaci-fluvial deposits of Rosin neighbourhood. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 25: 147 – 171. Poznań.

## Summary

### CONSIDERATIONS ON THE ORIGIN OF GLACIOTECTIONIC STRUCTURES

Wojciech Jaroszewski

#### STRUCTURAL FEATURES OF GLACIOTECTIONIC PHENOMENA

Since glaciotectionic disturbances have been conditioned by a great number of variable factors (mainly exodynamic), it is probably impossible to create a universal genetic model for them. However, one can select most common features of these phenomena and try to explain them as generally as possible.

From structural point of view those are the following features: 1 – glaciotectonic deformations have largely the form of classical tectonic structures (folds, imbricated thrusts, faults a.s.o.), 2 – contraction type of structures prevails (produced by shortening), 3 – their tectonic style is variable, not always correlated with lithology, there are many faults in loose sediments, 4 – the structures often occur in multiple series, 5 – vertical extent often exceeds 100 m, sometimes even 200 m, 6 – usually there is a distinct vergence concordant with the direction of movement of the disturbing ice.

### A CRITICAL REVIEW OF GENETIC CONCEPTIONS

None of current ideas on the origin of glaciotectonic deformations, applied for the area of Poland, gives a satisfactory explanation for all of the above structural features.

#### Frontal dynamics

The essence of this view is the main role of dynamic factor acting in frontal and proglacial zones. What is obscure here it is the reason for horizontal position of the largest normal stress. As can be concluded from an analysis of mechanics of the frontal zone, lateral and vertical extent of horizontal maximum compression, as long as we derive it from the ice movement, is very limited (Fig. 1). The extent could be greater if a thick packet of sediments was frozen down to the bottom of ice (Fig. 2), but this does not resolve the problem of extensive, multiple structural series; if they developed due to an advance of the ice front, the same factor must have progressively destroyed them. The idea of thin-skinned tectonics does not save the situation, too, because the nappe duplexes can hardly be compared to frontal glaciotectonics (they originate beneath higher overthrusts, in terms of general compression acting across the whole section). Hence, frontal dynamics does not offer answers which could be general enough, although it can well explain some narrow bundles of structures at the limit of an ice-sheet advance or of its recessional oscillations (Fig. 3).

#### Frontal statics

According to this approach, the main role in glaciotectonics is played by static load in frontal zone. Recent versions of these ideas refer to deep glaciotectonic depressions, usually associated with positive structures (hills) in distal direction. Such "glaciotectonopairs" are interpreted as a result of viscoplastic squeezing out of unfrozen, water-saturated deposits (Fig. 4) due to enlarged gradient of vertical load at the front of the glacier. It must be noted, however, that under such conditions one should not expect a significant diving of slip surfaces down into the substratum nor should he expect devel-

opment of a set of regular contraction structures. What regards a possibility for these processes to develop within a permafrost layer as thick as the amplitude of the structures observed, the attainable loads are too low in relation to the strength of many common lithotypes (in frozen state).

A squeezing of sediments transported under the glacier's toe down into the basement could be realized by "scraping" them out from the ice-sole by edge of permafrozen part of the basement (Fig. 5), but a serious structure-forming ability of this process is hard to accept. *En masse* horizontal flowage of loose sediments beneath frontal part of ice-sheet, resulting from static load (Fig. 6), diapirism or viscoplastic flow within permafrost layer – all these must have produced structures of other style or amplitude than those commonly observed.

### Subglacial deformations

Perhaps the best substantiated version of subglacial interpretation of glaciotectionics is the one, which attributes greatest deformations to the region of equilibrium line separating true ice-sheet zone from ablational zone (Fig. 7). This is thought to be the region of increased stress gradients and the source area for kinematic waves. In opinion of the present author, however, these circumstances are unable to ensure horizontal position of the greatest normal stress over a broad area unless there are significant irregularities of the ice/bedrock contact surface (Fig. 7). This prerequisite makes up a serious paleogeographical restraint, and does not explain an extensive, structure-forming process of serial (multiple) character.

### Valley glaciotectionics

From mechanical point of view, squeezing of strongly saturated and no more than superficially frozen sediments out from zones of transversal valleys before glacier front (Fig. 8) looks realistic. Nevertheless, the mechanism imposes substantial paleogeographical limitations, and cannot be applied to those broad deformation belts, which are poor of alluvial sediments, truncated by a horizontal unconformity and covered with deposits of the disturbing ice-sheet.

### Valley-side glaciotectionics

This idea accentuates the importance of paleoscarps, especially valley-sides (Fig. 9). In many cases an influence of this factor is unquestionable, but it does not hold for prevailing areas far from the valley-side dislocation belts.

## Hydroglaciotectonics

According to a more recent approach, the water below permafrozen layer, displaying an abnormally high pressure, is able not only to promote ductile behaviour or detachment of sediments (in a passive way), but also to act as an active structure-forming factor (deformations induced by migration of the wave of high pore pressure from below ice-sheet towards its foreground as well as by hydraulic rupture up to the surface) – Fig. 10. In many respects, it is an interesting idea, but it still does not explain some features of glaciotectionic disturbances, mentioned above: their regular form, contractional character, serial mode of occurrence, common vergence.

### STATIC-KINEMATIC CONCEPTION

It is an idea of the present author, which incorporates some elements of previous conceptions, but which does not pretend to universality. It is general in the sense that it does not assume many special circumstances like a specified pre-glacial topography, a geology of the substratum or an internal dynamics of the ice.

### Phenomenon of cylindrical shearing

The phenomenon of shearing along a concave, cylindrical surface, taking place under static load on slopes or at the edge of foundations (Fig. 11), is well known in soil mechanics. In glaciotectionics, as long as the process is considered in terms of viscoplastic state (passive Rankine flow), one should expect thrusting *en masse* of the ice substratum out to the close foreland of the loaded area, without significant diving of slip surfaces down into the base-rock. It is only when compact (viscoelastic?) behaviour of the deformed medium is the case, with cohesion distinctly above zero, that cylindrical shearing can play a structure-forming role. Under these conditions, not only imbricated scales can arise but also folds due to horizontal shortening – owing to refraction of slip movement towards horizontal surfaces of bedding anisotropy (Fig. 12). Because of geometry of the stress field, the main structure-forming processes have to act before the ice front.

In Poland, there exists an active model for the above processes represented by toe-failure of silty/sandy substratum of a waste dump of a sulphur mine in the Carpathian foredeep area. The deformational structures developing there are scales (Fig. 13) and folds with vergence pointing outwards. Maximum width of the zone of thrusting is 530 m from the dump front. The zone expands not continuously but by leaps, sometimes with a horizontal, undisturbed part left between previous and next deformation belt. These facts indicate the viscoelastic, and not viscoplastic nature of the process, and the use of bedding anisotropy in the way previously mentioned (Fig. 14). Numerical

values of physical parameters for the dump and its substratum are approximately comparable to the values for the border zone of Scandinavian ice-sheets (on the territory of Poland) as well as for some members of their substratum. Also in laboratory tests on cylindrical shearing (Fig. 15), effects similar to the glaciotectionic phenomena have been obtained (Fig. 16).

### Role of dilatancy

The above mentioned requirement of compact, viscoelastic behaviour of the deformed medium is hard to fulfill in loose, cohesionless sediments (silts, sands, gravels); at the same time, just these sediments commonly participate in regular glaciotectionic structures, including disjunctive ones. This paradox of compact and brittle deformation of loose media has been traditionally explained in terms of frozen state. However, such interpretation should be questioned on the ground of strength relations (load/strength of permafrost), apart from the doubts on the existence of permafrost layer of sufficient thickness.

A more general explanation for compact behaviour of loose granular media is offered by process of dilatancy, i.e. volumetric growth of the strained medium (Fig. 17). If this effect is restricted by overburden pressure and/or by a superficial permafrost layer, it will result in an increase of normal stresses and in creating secondary cohesion of sediments. At the same time, internal friction shall be reduced by water under high pressure being squeezed out from below the ice-sheet, particularly in the zones of growing cylindrical shears draining the water. This stimulates further development of slip surfaces, which in its turn makes possible for the deep water to break across the permafrost layer. Then an abrupt fall of pore pressure must follow, and consequently must ensue an increase of normal stresses as well as more deviatoric type of stress tensor (fig. 18); in that way, best circumstances for folding appear. In lower part of deformed zone, the hydraulic rupture up to the surface can stimulate diapirism even in the absence of unstable density systems.

### Assemblages of structures

Model experiments and phenomena have shown, that an increase of operating stress is necessary to produce an extensive series of cylindrical surfaces of shearing. Because a multiple swelling of ice-sheets' borders in Polish Lowland is hard to assume, the main reason for polystructural deformation over broad areas must have been an advance of ice front. Following the progressing front, consecutive, more and more distal shears or bundles of shears were developing (Fig. 19). One of the arguments for such an interpretation would be the fact, that glaciotectionic depressions, which in the present conception represent geometric compensation of upthrusted blocks (the depressions must have been primarily filled with glacier ice, then with sediments), are repeated several times across the same deformational zone, along one glacier route.

## Paleogeographic situation

Marginal zones are not the only place for glaciotectonic disturbances, but this is the area of their preferred development. It might be so because: a) far-reaching overriding of former structures would have to destroy them in many cases, b) considerably long time is necessary for development of static deformations, for reduction of permafrost, for resulting liberation of great amounts of water, and for filling of compensating depressions with ice.

### Argumentation in favour of the conception

In addition to the previous arguments, there are some other ones in favour of the proposed explanation for glaciotectonic disturbances:

1 – common rhythmic repetitions of normal stratigraphical sequence in glaciotectonic imbrication structure;

2 – simple explanation for glacial rafts of intact layered structure, also those with inverted stratigraphical sequence (Fig. 20);

3 – block-like rotation under largely static load affords better explanation for glaciotectonic structures with backward (proximal) vergence (Fig. 21), which are not rare;

4 – the paradox of glaciotectonic breccias within soft sediments is often easier to resolve with the help of hydrocataclastic mechanism, in terms of dilatational behaviour of the medium, than by the traditional mechanism of freezing.

It would be rather hard to execute a direct field test of the presented conception, because only upper part of the structures usually crops out at the surface, and drill profiles are not exact enough for this purpose. Nonetheless, it should be expected, that within the blocks between cylindrical shears, if observable, rear (proximal) parts will contain younger strata and will indicate predominating action of static load, whilst frontal (distal) parts, built of older strata, will indicate a greater role of subhorizontal forces. In a relatively small scale, this pattern can be recognized on Figure 22.

To sum up, the following elements are essential in the static-kinematic conception: a) the crucial role of static factor, b) the process of cylindrical shearing as an important structure-forming mechanism beneath and before ice front, c) the importance of bedding anisotropy for subhorizontal detachments and for folding by shortening, d) the function of pore water under abnormal pressure, e) the part played by dilatancy in shearing of loose sediments and in hydrocataclasis (together with d), f) an advance of glacier front as a prerequisite for generation of extensive complexes of multiple structures. The elements a) and f) have made up the name "static-kinematic conception".