

ZARYS TEKTONIKI GRAWITACYJNEJ GIPSÓW MIOCENSKICH NA PRZEDGÓRZU KARPAT W POLSCE

Outline of the gravitational tectonic in the Miocene gypsum formation of the Carpathian foreland in Poland

Jan NIEMCZYK

ul. Okólna 8, 31-854 Kraków

Treść: Omówione zostały ogólnie rodzaje podmorskich ruchów masowych gipsów mioceńskich, w których należy odróżniać trzy epizody:

- 1) zainicjowanie lub zapoczątkowanie ruchu,
- 2) fazę transportu,
- 3) umiejscowienie lub redepozycję.

Podawane przez różnych autorów definicje utworów zakumulowanych przez ruchy masowe nie zawsze wyróżniają te etapy. Szczególny typ redepozycji poprzez akumulację chaotycznej brekcji zaliczany jest do olistostromów. Termin ten można zastosować zarówno do brekcji kryształów selenitowych, jak również do brekcji synsedymencyjnych. Geneza tych ostatnich związana jest z większymi strukturami o charakterze dużych osuwisk lub płaszczowin, podczas gdy brekcje selenitowe związane bywają z mniejszymi strukturami o charakterze fałdów kinetycznych.

Ruch tych olistostromów był skierowany podobnie do kierunku tworzenia się małych osuwisk, wśród których wyróżniono dwie generacje:

- 1) osuwiska wczesnodiagenetyczne fazy deformacyjnej D_1 ,
- 2) osuwiska fazy deformacyjnej D_2 .

Z kierunków geograficznych fazy D_1 i D_2 wynika, że olistostromy związane są zasadniczo z fazą deformacji D_1 .

W Niecce nidziańskiej i niecce działoszyckiej stwierdzono też strefy spływu grawitacyjnego, przy czym lepkość płynących utworów miała charakter binghamowski, ze względu na duże znaczenie sił kohezji. Facje powstałe na tej drodze proponuje się nazywać grawitytami gipsowymi.

Słowa kluczowe: analiza strukturalna, osuwiska, olistostromy, plastyczne spływy

Abstract: The main result of mass-transport of Middle Miocene gypsum deposits are slides and olistostromes. The directions of these phenomena are comparable to two eodiagenetic deformation directions. Locally can be distinguished third postdiagenetic deformation direction. In many gypsum rocks there is evidence of plastic flow phenomenon and characteristic fluidal textures.

These rocks are here called gravities, because the flow was caused by gravitational force.

Key words: structural analysis, slides, olistostromes, plastic flow, rheologic folds

WSTĘP

Tektonika uskokowa w złożach gipsowych na Ponidziu przedstawia się nieraz malowniczo w odsłonięciach i została opisana już przez wielu autorów (Czarnecki 1936, Osmólski *et al.* 1978, Rutkowski 1981, Krysiak 1982). Powszechnie uważa się, że procesy tektoniczne, które objęły osady chemiczne, miały miejsce po ich osadzeniu (Obuchowicz 1966, Pawłowski *et al.* 1985). W nowszych pracach (Niemczyk 1991, 1994, 1996a, b, c, 1997) w serii gipsowej ustalone zostały silne przejawy tektoniki grawitacyjnej, o skutkach bardzo zróżnicowanych, ale mających podstawowe znaczenie dla akumulacji i budowy większości złóż gipsowych tego obszaru. Dają one odpowiedź na niemożliwość ustalenia stratygrafii w klasycznej pracy Kwiatkowskiego (1972).

Obramowanie tektoniczne osadów siarczanowych na przedgórzu Karpat dotyczy tzw. niecek laramijskich, wykształconych wzdłuż głównego kierunku, czynnego od fazy wczesnokimeryjskiej (NW-SE). Przez część omawianego obszaru przechodzi lineament „Balto-Podol” – podług osi niecki miechowskiej, zgodnie z którą rozwinęło się synklinorium Nidy. Według Łyczewskiej (1975, 1971), osie niecek laramijskich miały początkowo wergencję NW i dopiero na skutek młodoalpejskich ruchów karpaccich uległy przegięciu ku SE; były one oddzielone wyniesieniami lub wałami, z których najważniejszymi są: wał smogorzowsko-pińczowski (Łyczewska 1975), struktura Wawrowice – Karsy (Osmólski 1972), struktury uskokowo-horstowe wschodniej części niecki połanieckiej i rejonu tarnobrzęskiego (Pawłowski *et al.* 1985, Kubica 1992).

Do niniejszej pracy badaniami objęto wszystkie dostępne odsłonięcia serii gipsowej badenianu na przedgórzu Karpat. W odsłonięciach mierzono osie markerów tektoniki grawitacyjnej, osie fałdów reologicznych i czołowych w osuwiskach, osie budinażu, inkluzji tektonicznych i innych drobnych struktur. Pobrano 180 prób przestrzennie zorientowanych, wykonano zglądy i szlify mikroskopowe zorientowane do badań strukturalnych. Szczegóły zastosowanych metod badawczych zawarte są we wcześniejszych publikacjach autora. W południowej części niecki nidziańskiej zanotowano zmiany facjalne (Niemczyk 1986a), które odniesiono do ruchów masowych i redepozycji, jak również zdefiniowano drobne struktury i dwie fazy deformacyjne (Niemczyk 1991). Niemczyk (1994, 1997) określił markery deformacji związane z ruchem zsuwczym w osuwiskach gipsowych, jak również podał analizę fałdów i dowody na fałdy reologiczne (Niemczyk 1996b, c). Obraz sedymentacji ustabilizowanej i profil litostratygraficzny wolny od wpływu tektoniki grawitacyjnej przedstawiono w pracy Niemczyka (1995), a w latach następnych (1996a, 1998) ważniejsze olistostromy i związane z nimi facje tektogenetyczne.

Jak widać, czynniki kształtujące tektonikę grawitacyjną były bardzo zróżnicowane, dlatego też poświęcono im dwa następne rozdziały.

OGÓLNE ZAGADNIENIA PODMORSKICH RUCHÓW MASOWYCH

Jako procesy ruchów masowych notuje się: spełzywanie, osuwanie powolne lub ześlizg i poprzez płynięcie laminarne, do splywu turbulentnego z prędkością do 70 cm/s –

w prądach zawiesinowych. Pomiedzy tymi ekstremalnymi typami ruchu, to jest pomiedzy w pełni turbulentnym spływem i elastoplastycznym osuwaniem się, istnieje ciągle pasmo zmiennych procesów, do których zastosowano nazwę „podwodne spływy masowe” (Dott 1963). Są to wymuszone siłą grawitacji ruchy sedymentu, który oddziałując na ośrodek lub płyn interstycjalny, powoduje zróżnicowanie się zachowania reologicznego oraz mechanizmów oddziaływania na cząstki i elementy znajdujące się w zawieszynie. Zawieszinę stanowi mieszanina cząstek i elementów ciała stałego w cieczy lub gazie. Ważna jest tutaj zawartość substancji ilastych. Ilość i jakość tych substancji wywiera silny wpływ na dynamikę, lepkość i gęstość fazy zawiesinowej. Dużą rolę odgrywa też koncentracja cząstek stałych zawartych w płynie zawiesinowym. Przy silnym upakowaniu cząstek w sedymentach możliwa jest koncentracja początkowa $C_0 = 0.65$ (Postma 1986). Postma (1986) wyróżnia dwa typy spływów turbulentnych i jedynie dwa typy laminarne – kohezywne i kolizyjne; natomiast wszelkie osuwiska, ześlizgi i spelzwywanie opisuje jako odrębną kategorię ruchów, związanych z transportem laminarnym w połączeniu ze zjawiskiem lepkości plastycznej i odporności na odkształcenie. Płynięcie plastyczne ma charakter wiskozyjny i zachodzić może tylko powyżej granicy plastyczności. Teoretycznie każda warstwa może ulec osunięciu i transportowi, jeżeli naruszone zostaną warunki jej równowagi, to jest kombinowane siły opierające się ścinaniu są większe od siły ścinającej powodowanej przez składową przyspieszenia ziemskiego.

Naruszenie równowagi sedymentu, a tym samym zainicjowanie ruchu nieskonsolidowanego materiału, nastąpić może z następujących przyczyn:

- tiksotropowa zmiana we własnościach kohezyjnych sedymentu w wyniku wstrząsów – dotyczy to wyłącznie sedymentów ilastych, ale ility często w formie cienkich wkładek przewarstwiają skały gipsowe lub większe jednostki sedymentologiczne (Niemczyk 1995);
- zmiana metastabilnego ułożenia ziarn w sedymencie nasyconym wodą, który na skutek wstrząsów może ulec zagęszczeniu z wytworzeniem nadmiaru ciśnienia porowego wody, po którym następuje bezpośrednio mobilizacja przez upłynnienie – zjawisko to dotyczy bardzo drobnodziarnistego gipsarenitu, o wielkości ziarn zbliżonych do mułku;
- naruszenie równowagi stoku sedymentacyjnego spowodowane przez podcięcie, przez falowanie i prądy, lub załamanie się równowagi u dołu stoku, poprzez osuwiska postępujące wstecznie do stoku;
- wywołany diastroficznie wzrost kąta stoku, na którym leży sedyment; czynnik ten może być spotęgowany jeszcze przez szybką akumulację sedymentu na górze stoku (Allen 1965); akumulacja taka powoduje wzrost efektywności siły ścinania, podczas gdy wzrost kąta stoku powoduje malenie siły normalnej, a więc i odporności na ścinanie;
- przepływ wody ku górze poprzez sedyment może spowodować ciągły nadmiar ciśnienia porowego, następuje więc mobilizacja przez fluidyzację (Reynolds 1954).

Ustalenie stanu fizycznego transportu masowego jest najbardziej skomplikowane w zakresie przemieszczeń i spływów grawitacyjnych. Koncept spływów grawitacyjnych wyrósł na doświadczeniach Bagnoldsa (1954) nad własnościami ziarn pozbawionych kohezji w płynie newtonowskim pod ciśnieniem. Z dużym uproszczeniem wyróżnia się dwa rodzaje podmorskich spływów grawitacyjnych: spływy kolizyjne i kohezyjne. Dla typów

gęściejszych reologia transportu jest znacznie bardziej skomplikowana; przypuszcza się, iż typowe jest tu płynięcie laminarne (Johnson 1970); dotyczy ono zwłaszcza spływów kohezyjnych. Opisano wiele mechanizmów, w wyniku których duże klasty mogą pozostawać zawieszane w płynącej masie, na przykład powodowane zasadą Bernuliego (Fisher & Mattinson 1968), albo też zachodzi dryft klastów do strefy najmniejszej prędkości ścinania (Johnson 1970), aż do wiskozyjnego i bezwładnościowego ciśnienia powodowanego przez rozproszone klasty (Bagnolds 1954). Badania wykonywane były również na różnych modelach reologicznych (Johnson 1970). W szczególności, przemieszczający się spływ kohezyjny wędruje głównie przez ścinanie laminarne, w strefie cyrkularnej, gdzie siły ścinające zostają przekroczone. Niesie on ze sobą „sztywny wkład” – w górnej i centralnej partii strumienia. Kolumna nadległej wody wywiera przeciwny stres ścinający na strop płynącej masy i stąd sztywny wkład może unosić się podczas długiego transportu. W czasie transportu płynącej masy, jej grubość stopniowo maleje, aż do krytycznego momentu, kiedy osiąga ona grubość samego wkładu, wówczas materiał ulega utwardzeniu lub „zamrożeniu”. Jak wykazały eksperymenty, mechanizm „zamrożenia” jest zasadniczo odmienny od depozycji przez osiadanie lub wleczenie, charakterystycznej dla normalnego prądu dennego lub zawieszinowego. Depozycja przez zamrożenie pozostawia wyróżniające ślady: są to przede wszystkim izolowane duże klasty, które są pasywnie unoszone i niekiedy zorientowane równoległe do warstwowania (Johnson 1970, Fisher 1971), oraz obecność przenikającej osad laminacji ze ścinania, powstałej w końcowym stadium depozycji (Stauffer 1967).

Z ciągłym osuwaniem się sedymentów w dół stoków, związane jest jeszcze ciągłe ich spelzwanie, zauważone po raz pierwszy przez Lombarda (1956). Spelzwanie odbywa się na ekstremalnie małych stokach (mniej niż 1°). Pełzające sedymenty są często związane z osiami podwodnych kanałów (Shepard & Dill 1966). Reasumując stwierdzić należy, idąc za Dottem (1963), że dany osad nieskonsolidowany lub nawet częściowo skonsolidowany może przemieszczać się za pomocą wszystkich typów transportu masowego w czasie jego wędrówki w dół stoku i nawet jeśli wyodrębnią się tylko jeden proces, to kwestia jego nomenklatury może już być bardzo złożona; na przykład, masa osadów może zostać zmobilizowana przez upłynnienie, transportowana przez spływ kohezyjny, a umiejscowiona przez zamrożenie; osuwisko, które powstało na skutek wybiórczo działających sił ścinających, może spowodować spływ grawitacyjny albo też zostać zatrzymane przez zamrożenie w dowolnej fazie swojego ruchu.

Ogólnie biorąc, trudność w rozróżnianiu procesów fizycznych w geologii skał osadowych polega przede wszystkim na braku rozpoznania etapów diagenety, konieczna jest do tego dobra znajomość budowy i paleogeografii lokalnej, gdyż niekiedy bardzo zbliżone do siebie struktury i tekstury mogą mieć odrębną genezę.

ZAGADNIENIA REDEPOZYCJI OSADÓW SIARCZANOWYCH

Już Ogniben (1957) w swoich klasycznych badaniach petrograficznych zauważył, że gips pierwotny, to jest przedstawiający czyste, pierwotne wytrącanie się kryształów zgodnie z definicją Niggliego (1952) – należy do niezwykłej rzadkości.

Redepozycja utworów siarczanowych w postaci utworów klastycznych zachodzić może pod wpływem bardzo różnych mechanizmów, które oddziaływać mogą bądź to w środowisku płytkowodnym (salina, playa), bądź też głębokowodnym. Z powodu braku współczesnych głębokowodnych środowisk sedymentacyjnych główną uwagę zwraca się ciągle jeszcze na płytkowodną depozycję klastyczną, która już dość dawno została dobrze udokumentowana (Hardie & Eugster 1971, Bosellini & Hardie 1973, Niemczyk 1982, 198). Taka depozycja może wynikać z bardzo różnych procesów, takich jak: erozja subaeralna, deflacja, prądy subakwacyjne, sztormy, aktywność falowania. Natomiast redepozycja osadów siarczanowych w wodach głębszych jest mniej zbadana, może z wyjątkiem messynu Morza Śródziemnego (Parea *et al.* 1972, Schreiber *et al.* 1976, Vai & Ricci-Lucchi 1978) i częściowo cechsztynu północnej Europy (Schlager & Bolz 1977, Clark 1980, Peryt *et al.* 1993). Przyczyny i mechanizmy redepozycji były interpretowane bardzo różnie. Schreiber (1978) podaje, że przerobienie i resedymantacja osadu ewaporatowego w basenach hypersalinarnych jest zjawiskiem częstym ze względu na ekstremalnie wysokie prędkości sedymentacji w płytkich porcjach wody, co powoduje niestabilność stokową w obrębie samego osadu, jak również pomiędzy osadem ewaporatowym i jego podłożem. Podobnie szereg sedymentologicznych procesów redepozycji znajduje Clark (1980). Tu trzeba przypomnieć wcześniejszą pracę (Müller & Füchtbauer 1970), w której tekstury zlepieńcowate („Knollenanhydrit”, „Augensalz”) były genetycznie opisywane jako wynik silnej akcji falowania i nazywane tempestydami; natomiast brekcje i zafałdowania o dużej amplitudzie odnoszone były do zsuwów podmorskich. Bardzo kompleksowe ujęcie zagadnień redepozycji, w ramach paleogeograficznych cechsztynu północno-zachodnich Niemiec, podają Schlager & Bolz (1977): w cechsztyńskich ciałach anhydrytowych, a zwłaszcza w anhydrycie z_1 , zbudowała się najpierw platforma siarczanowa, na której rozwinął się szeroki skierowany ku basenowi stok akrecyjny – to jest naturalne środowisko dla autokinetycznego transportu sedymentów. Warstwowanie frakcjonalne (turbidyty i fluksoturbidyty) zajmuje pozycję u stóp tego stoku, podczas gdy osuwiska i brekcje z płynięcia gęstozawiesinowego – laminarnego, znajdują się blisko grzbietu platformy. Podobnie w grupie messyńskiej w Apeninach, która zawiera formację gipsową interkalowaną w grubych osadach silikoklastycznych; akumulacja grubokrystalicznego gipsu ma miejsce na skraju basenu Vena del Gesso (Parea & Ricci-Lucchi 1972); obsunięte masy siarczanów ukazują się w osadach iłolupkowych stoku i zawierają przerobione konkretne i obrobione duże kryształy gipsu. Natomiast turbidyty i utwory z płynięcia kolizyjnego, o wysokiej zawartości detrytycznego gipsu, ale wymieszane z kwarcem, tworzą część sekwencji fliszopodobnej, która wykazuje wszystkie facje charakterystyczne dla stożków głębokowodnych. Tutaj obszarami zasilania, czyli źródłem przerobionych ewaporatów, były prawdopodobnie wąskie szelfy („półki kontynentalne” – oraz obszary wynurzone wzdłuż uskoku, a także masy osuwiskowe na stokach) (Ricci-Lucchi 1973). Sposób redepozycji środkowomioceńskich osadów ewaporatowych był ostatnio opisany w ryfcie Morza Czerwonego (Rouchy *et al.* 1995). Osady te zostały zdeponowane w systemie basenów ograniczonych uskokami, które były epizodycznie aktywne w czasie sedymentacji. Sekwencja zbudowana jest z utworów anhydrytowych przewarstwionych utworami silikoklastycznymi i cienkimi warstewkami solnymi, w formie facji idących od utworów laminowanych, aż do grubookruchowych brekcji. Składniki tych facji pochodzą

z przerobienia sedymentów szelfowych, początkowo osadzonych w płytkiej wodzie, np. w środowisku przypowierzchniowym na wyklinowaniach wyniosłości strukturalnych otaczających depresję. Nieskonsolidowane osady redeponowane były jako akumulacje u stopy stoków, a niesione jako luźne konkretje anhydrytowe, fragmenty soczewek lub indywidualne ziarna i kryształy, narosłe w warunkach sebkha i uwolnione przez dezintegrację. Warstwy chaotycznej brekcji są interpretowane jako wynik czynników sejsmicznych, podczas gdy warstwy drobnoziarniste niesione były jako nefelity w transporcie oscylacyjnym w dół stoku. Zanotowano też złoża powstałe *in situ* – zmobilizowane przez turbidyty. Należy zauważyć, że czynnik sejsmiczny jest ostatnio często wymieniany, choć nieraz brakuje odpowiednich dowodów. Również w badanie przedpola Karpat pochodzenie niektórych brekcji interpretowane było jako wynik redepozycji przez wstrząsy sejsmiczne (Peryt & Kasprzyk 1992, Peryt 2000).

Z powyższych przykładów wynika, że w środowisku głębokowodnym redepozycja osadów siarczanowych w zasadzie następuje z całkowitym ich przerobieniem, tj. dezintegracją nisko skonsolidowanych warstw, których fragmenty, agregaty, konkretje lub indywidualne ziarna i kryształy przenoszone są autokinetycznie, grawitacyjnie, oscylacyjnie jako nefelity, wreszcie spływy kolizyjne, fluksoturbidyty i turbidyty. Tak więc podstawową cechą petrologiczną osadów takich jest ich nowa organizacja teksturalna, a często też modyfikacja składu petrograficznego.

Podobne typy resedymantacji przez przerobienie i wymieszanie zostały zarejestrowane w północnej części basenu przedgórskiego Karpat, zwłaszcza pomiędzy Zawadą a Rudnikami (Peryt & Kasprzyk 1992) – ponad gipsami autochtonicznymi pojawiają się osady redeponowane w formie arenitów gipsowych w warstwowaniu gradacyjnym, a także kompleksy gipsorudytowe o grubości od kilku do kilkunastu metrów. Fragmentarycznie podobne utwory stwierdzone zostały w południowej części niecki połanieckiej (otwór Żerniki 1 cf. Peryt & Kasprzyk 1992), ale już w odległości około 8 km na NW – w otworze Przyborów 1 – napotkane brekcje i część gipsorudytów, których tekstury zostały częściowo zobrazowane przez Kasprzyk (1991) wskazują na związek z wędrującym olistostromem. Tu trzeba zaznaczyć, że określenie budowy olistostromowej złóż ewaporatowych wymaga często ich korzystnej ekspozycji; przykładem może być złożo solne Wieliczki, którego budowę dokładnie opisał już Gaweł (1962), ale budowę olistostromową określili Kolasa & Ślącza (1985), Ślącza & Kolasa (1997), Bukowski (1994). Na obszarze synklinorium Nidy (wg paleogeografii Łyczewskiej 1965, 1971, 1975, a następnie wg badań Niemczyka 1996a) istnieją możliwości określenia szeregu ciał olistostromowych w serii gipsów badeńskich. Geneza i ruchy olistostromów obejmują szeroki wachlarz procesów fizycznych i zagadnień z pogranicza sedymentologii i tektoniki, dlatego zanim przystąpi się do opisu olistostromów gipsowych, zostaną w pierwszym, w następnym rozdziale, omówione poglądy różnych autorów.

Interpretacje osadów ewaporatowych redeponowanych nie zostały dotychczas poddane analizie mezostrukturalnej. Nie odróżnia się też często czynników fizycznych mobilizacji ruchu od faz transportu i wreszcie sposobu akumulacji, redepozycji, utwardzenia z „zamrożeniem” i właściwego tym czynnikom stylu oraz organizacji wewnętrznej złóż.

BADANIA MEZOSTRUKTURALNE

Markery jako wyznacznik elementów tektonicznych w gipsach

Istnieje ciągłe przejście od deformacji nieskonsolidowanego osadu przez siły grawitacyjne do deformacji dobrze zdiagenezowanych skał przez siły naprężeń tektonicznych; dlatego też określenie stopnia, w jakim grawitacja, tektonika i diageneza wpływają na deformację, może być bardzo trudne. Jakkolwiek skały nieskonsolidowane na etapie eodiagenetycznym lub też nieco późniejszym mogą nie wytwarzać klasycznych elementów tektonicznych, takich jak foliacja czy lineacja, to jednak w zależności od zaistnienia lokalnych warunków, nawet we wczesnym stadium tektoniki grawitacyjnej, pojawiać się mogą markery wczesnych deformacji. Definicja markeru będzie więc podobna do definicji elementu deformacji: jest to każda płaszczyna lub linia (statystycznie powtarzalna) mogąca zmateriałizować odkształcenie, kierunek ścinania oraz deformacji rotacyjnych, charakterystycznych dla danego obszaru badań.

Poziom gipsowy dostarcza sprzyjających warunków litologiczno-diagenetycznych dla tworzenia się markerów deformacji, gdyż etapy deformacji w synklinorium Nidy przeplatają się z okresami krystalogenii. Krystalogenia trwająca podczas transportu grawitacyjnego daje całą gamę markerów – poprzez ułożenie płaskie osi rotacyjnych we fałdach reologicznych (por. Fig. 11, 28). Pochodzenie fałdów reologicznych ze spełzowania lub spływu laminarnego zostało dobrze udokumentowane (Niemczyk 1996c). Klasycznie wykształcone fałdy są jednak rzadkością. Szczególne znaczenie zyskuje ułożenie dłuższych boków selenitu listewkowego; w tym celu konieczna jest jednak klasyfikacja typowych kryształów gipsu pojawiających się masowo.

Wydzielenie typów makrokryształów gipsu statystycznie charakterystycznych dla poszczególnych etapów krystalogenii

Dla sedymentologicznie ustabilizowanych gipsów typowe jest następstwo procesów krystalogenii i depozycji. Podobnie zbudowane i masowo występujące duże kryształy gipsowe dają swoiste typy krystalogenetyczne, a więc utworzone w zbliżonych lub analogicznych warunkach fizykochemicznych lub paleoekologicznych. Już w pracy Niemczyka (1988a) zostały zdefiniowane najważniejsze typy makrokryształów, które w skrócie przedstawiają się następująco:

- Kryształy I – jaskółcze ogony (*cauda di rondina*), wykształcone słupowo ze zbliżnieniem kontaktowym według 100 zgodnie z prawem Mottury; wykazują jednak znaczne wahania współczynników Edingera l/w (około 5–20).
- Kryształy II – soczewkowe i pędzelkowe, ograniczone powierzchniami szorstkimi, soczewkowato wygiętymi i z grubsza równoległymi do 102 (Dana 1951) lub 103 (Masson 1955). Osobniki te są całkowicie nieprzezroczyste, przepełnione zanieczyszczeniami ilastymi o barwie ciemnoszarej, a występowanie ich wiąże się ze środowiskiem mularnym bogatym w chlorek sodowy (Masson 1955); ich rozmiary nie przekraczają kilku centymetrów.

- Kryształy III – pałeczkowe lub słupkowe, o prawie kwadratowym przekroju poprzecznym; współczynniki Edingera (1973) nie wykazują znacznej rozpiętości – $l/w = 6-8$, $l/d = 8-10$; kryształy te występują najczęściej w otoczeniu kopulek stromatolitowych, ale tworzą również skupienia rozetkowe, zapadające się pod wpływem własnego ciężaru; należy zaznaczyć, iż w pozycjach ukośnych, dymensionalne parametry kryształów tych pozostają prostolinijne; postacie ich na ogół są ciemne, nieprzezroczyste, a zanieczyszczająca je substancja organiczna lokalizuje się głównie wzdłuż płaszczyzn 010.
- Kryształy IV – są to rozmaite formy listewkowe o dość znacznie zróżnicowanej długości dochodzącej maksymalnie do 30 cm, dlatego też ich współczynniki Edingera wahają się w szerokich granicach i są wysokie: $l/w = \text{ok. } 10-20$, $l/d = \text{ok. } 3-8$. Kryształy te są na ogół przezroczyste, lecz nieraz bardzo słabo i wówczas mają barwy przyciemnione z odcieniem miodowym, w większości są one jednak słomkowo żółte, dobrze przepuszczające światło. Osobniki te tworzą zasadniczy składnik wolno rosnących i następujących po sobie warstw kryształów w układzie palisadowym, to znaczy zorientowanych prawie pionowo, prostopadle do pierwotnych płaszczyzn stratyfikacji; jednakże w tej pierwotnej pozycji są one bardzo rzadko zachowane ze względu na generalną zasadę co najmniej dwóch faz wczesnodeformacyjnych (cf. Niemczyk 1991, 1994); za najłagodniejsze formy deformacyjne przyjąć należy formy bochenkowo- lub kopułowokalafiorowate zbliżone do typu *cavoli* znanych z gipsów messyńskich (Richter-Bernburg 1973, Schreiber 1978); inną formą są palisady selenitowe przechylone, o znacznej dymensionalnej orientacji preferencyjnej (PDO); należy do nich facja typu murawy określaną jako *grass-like* przez autorów anglojęzycznych.
- Kryształy V – są to grube kryształy o formach pękatych, o znacznej szerokości i głębokości przy niewielkiej długości; stosunek l/w wynosi około 1.3 do ok. 2, natomiast $l/d = \text{około } 1-1.7$. Kryształy V są prawie zawsze przezroczyste, najczęściej białawe z prawdziwie selenitowym odblaskiem na płaszczyźnie 010; osobniki te stanowią główny składnik soczewek i litosomów gipsorudytowych i zazwyczaj pojawiają się dopiero w wyższych częściach sekwencji.

Wyniki pomiarów mezostrukturalnych

Poziom gipsowy w synklinorium Nidy dostarcza warunków litologicznych sprzyjających określeniu deformacji wczesnodiagenetycznych również dlatego, że odkształcenia trwające podczas transportu masowego, powodują preferencyjne ułożenie dłuższych boków kryształów selenitu listewkowego – nr III i IV (Fig. 6B, 13, 15A).

Pomiary geograficznej orientacji markerów deformacji przeprowadzać można zgodnie z teorią analizy deformacyjnej (Sander 1930) tylko w obrębie obszaru, na którym deformacja ma charakter zbliżony do homogenicznego. Warunek ten spełniony jest tylko w niecce Nidy, dlatego przykład ten zostanie tutaj przedstawiony bardziej szczegółowo.

Wyniki analizy statystycznej elementów wczesnej tektoniki, którymi przede wszystkim są osie mezostruktur i lineacje – b_1 , b_2 , l_1 – ustalone zostały na tej samej zasadzie co w łupkach epimetamorficznych (Niemczyk 1980) i zestawione na diagramach siatki Schmidta (Fig. 6A). Z diagramu wynika dość znaczne południkowe rozciąganie mar-

kerów elementów f_1 (azymuty od 95 do 142°); należy tu zaznaczyć, że podobne diagramy sporządzane lokalnie w różnych punktach niecki Nidy wykazywały zawsze podobne płaskie ułożenie elementów tektonicznych i ich rozproszenie wzdłuż małego koła diagramu; tak na przykład w rejonie Wiślicy rozkład azymutów b_1 wynosił od 85 do 115°, a w miejscowości Górki przesuwał się ku SE i wynosił 110–145°. To rozciągnięcie pomiarów wzdłuż małego koła diagramu spowodowane jest przede wszystkim powszechnym występowaniem dalszych faz odkształceń (Niemczyk 1991). Niemniej nieznaczne maksimum pomiarów b_1 przypada na azymut zbliżony do 110°. Natomiast kierunek ruchu osuwisk w rejonie Siesławic i Górek oceniany jest na 210°, a więc jest w przybliżeniu prostopadły do osi b_1 fałdów f_1 . Kierunek ten wynika z oceny bezpośredniej osuwisk potwierdzonej badaniami statystycznymi w odniesieniu do trendu selenitów listewkowych na strukturach Skorocic i Siesławic, gdzie linie zanurzenia najdłuższej krawędzi kryształów wykazują wyraźne statystyczne zorientowanie (Fig. 6B). Pomiarzy zestawione na diagramie wyznaczają płaszczyznę, która jest przybliżonym kierunkiem ruchu masowego i zbliżona jest do osi tektonicznej a ; oznacza to, że biegun tej płaszczyzny, wykazujący azymut około 126°, leży jeszcze w obrębie dużej liczby pomiarów osi b_1 na diagramie (Fig. 6A).

Poza wczesną pierwszą fazą tektoniczną wymienić należy także intensywną drugą wczesną fazę f_2 , której kierunki struktur są mniej regularne. W północnej części niecki nidziańskiej notuje się rozciągnięcie pomiarów tej fazy w zakresie azymutów 20–50° (Fig. 7A), natomiast w części południowej diagram wykazuje nieznaczne maksimum w pobliżu azymutu 30E (Fig. 7B). W drugiej fazie odkształceń skały gipsowe zachowywały się jak układ sztywny reologicznie, dlatego bardzo rozpowszechniony jest tu budinaż, seria gipsowa ulega zesoczewkowaniu; częste jest skruszenie skał gipsowych z wytworzeniem licznych brekcji.

Na koniec zauważyć należy, że wczesne fazy tektoniczne mogą być założeniem dla powstających dużych struktur (Kühn-Velten 1955, Zwart 1963, Niemczyk 1984). Duże struktury i skrzyżowanie się dwóch wyżej wymienionych faz zostały skartowane w północnej części niecki nidziańskiej (por. Fig. 4). W związku z tymi strukturami pewien paradoks zawiera praca doktorska Bąbła (1992), który nie uwzględniając problemów tektoniki grawitacyjnej, na końcu swej pracy podaje zestawienie i opis kilkunastu „kopuły gipsowych”.

Trzeba jasno odnotować, że owe „kopuły” są w większości strukturami powstałymi z nałożenia się fałdów poprzecznych f_2 na podobne duże struktury f_1 – z zachowaniem wspólnej płaszczyzny osiowej. Ponadto, niektóre z tych struktur kopulastych powstały przez zwyczajne zamrożenie postępujących makrofałdów kinetycznych, w ten sposób powstawały fałdy f_1 , w których selenit listewkowy występuje w formie „najeżonej” – to jest zachowuje się aktywnie w procesie deformacji; natomiast w makrostrukturach f_2 układa się płasko, to jest zachowuje się pasywnie (Niemczyk 1996c, Fig. 3 na wklejce i Fig. 4).

Znacznie trudniej jest opisać zjawiska deformacyjne w niecce działoszyckiej, ze względu na niehomogeniczność i duże rozproszenie odsłoneń. Na obecnym etapie badań za klasyczny przyjęto rejon Działoszyc. W tym rejonie markery deformacji i czołowe fałdy osuwiskowe wykazują nieznaczne maksimum kierunku osi b_1 – w okolicy azymutu 135° oraz kierunku osi b_2 – około 35° (por. Fig. 8). Oznacza to, że kierunek paleotransportu i tworzenia się struktur akumulacyjnych był zorientowany w pierwszej fazie na SW, w drugiej zaś na SE.

W rejonie Małoszowa, w którym wykonano znaczną ilość pomiarów, ocena ich jest trudna ze względu na znaczne rozproszenie, aczkolwiek duża ilość markerów osi fałdowych ma tutaj kierunki równoleżnikowe. Natomiast w rejonie Raławic kierunki osi b_1 wykazują niewielkie maksimum pomiędzy azymutami 110° i 150° . Markerów osi f_2 nie stwierdzono tu wcale; a zatem w tym rejonie kierunek transportu był południowo-zachodni. W Ciuślicach z uwagi na postdiagenetyczną deformację D_3 – w postaci fałdów pionowych o kierunku północ – południe, markery deformacji wczesnodiagenetycznych D_1 i D_2 występują bardzo nieregularnie; właściwie możliwe było tylko określenie nieznacznego maksimum osi b_2 – leżących płasko lub z niewielkim nachyleniem w kierunku azymutu 225° . W Gniazdowicach koło Proszowic istnieją trudności w odróżnieniu faz D_1 i D_2 , ze względu na silną niehomogeniczność lokalną, zesoczewkowanie i złupkowanie. Przypuszcza się tylko intensywny paleotransport ku południowi, z odchyleniem bądź to na SW, bądź też na SE (por. Fig. 1).

Na koniec konieczne jest również określenie wyników badań mezostrukturalnych w zachodniej części zapadliska połanieckiego. Zostały one częściowo przedstawione na figurach 5, a także 9, 10 i 12. Charakterystyczne w tym rejonie są długie fałdy poziome, przypominające małe osuwiska. Są one przyczyną niejednorodności całych zespołów skalnych (por. Niemczyk 1996b). W tym rejonie zostały określone dwa kierunki transportu wczesnodiagenetycznego, to jest oś dynamiczna a_1 – skierowana ku wschodowi, oraz oś dynamiczna a_2 – skierowana ku południowi.

Interpretacja i wnioski z badań mezostrukturalnych

Kierunki transportu wczesnodiagenetycznego NE-SW są prostopadłe do głównych lineamentów NW-SE. Najlepiej widać to w niecce nidziańskiej, gdzie oś a_1 pierwszej fazy deformacji przebiega pod azymutem 210 – 220° – to jest w linii niemal prostopadłej do osi wału smogorzowsko-pińczowskiego. Tak więc z ruchami tej struktury może być związana pierwsza faza synsedymentacyjna i wczesnodiagenetyczna. Podobny układ odnajdujemy często w niecce działoszyckiej. Tutaj także ruchy zsuwające fazy D_1 były związane z ruchami wznoszącymi wzdłuż lineamentów regionalnych NW = SE. Natomiast w drugiej fazie odnowieniu uległy przypuszczalnie uskoki poprzeczne w podłożu kredowym (Łyczewska 1975).

Uskoki znaczone przez tę autorkę przyczynić się mogły do deformacji D_2 o kierunku osi b_2 poprzecznym do lineamentów głównych, podczas gdy kierunek osuwisk w tej fazie był prawie zgodny z tymi lineamentami (por. Fig. 18A).

Deformacje fazy D_3 posiadają tylko zasięg lokalny. Są one szczególnie zaznaczone w Ciuślicach, Woli Zagojskiej i Skorocicach. Są to deformacje postdiagenetyczne, które miały miejsce w utworach skonsolidowanych. Fałdy f_3 mają najczęściej stromo ustawione płaszczyzny osiowe, wyznaczone przez naprężenia mechaniczne, których przyczyny nie są dotychczas znane (Fig. 27C).

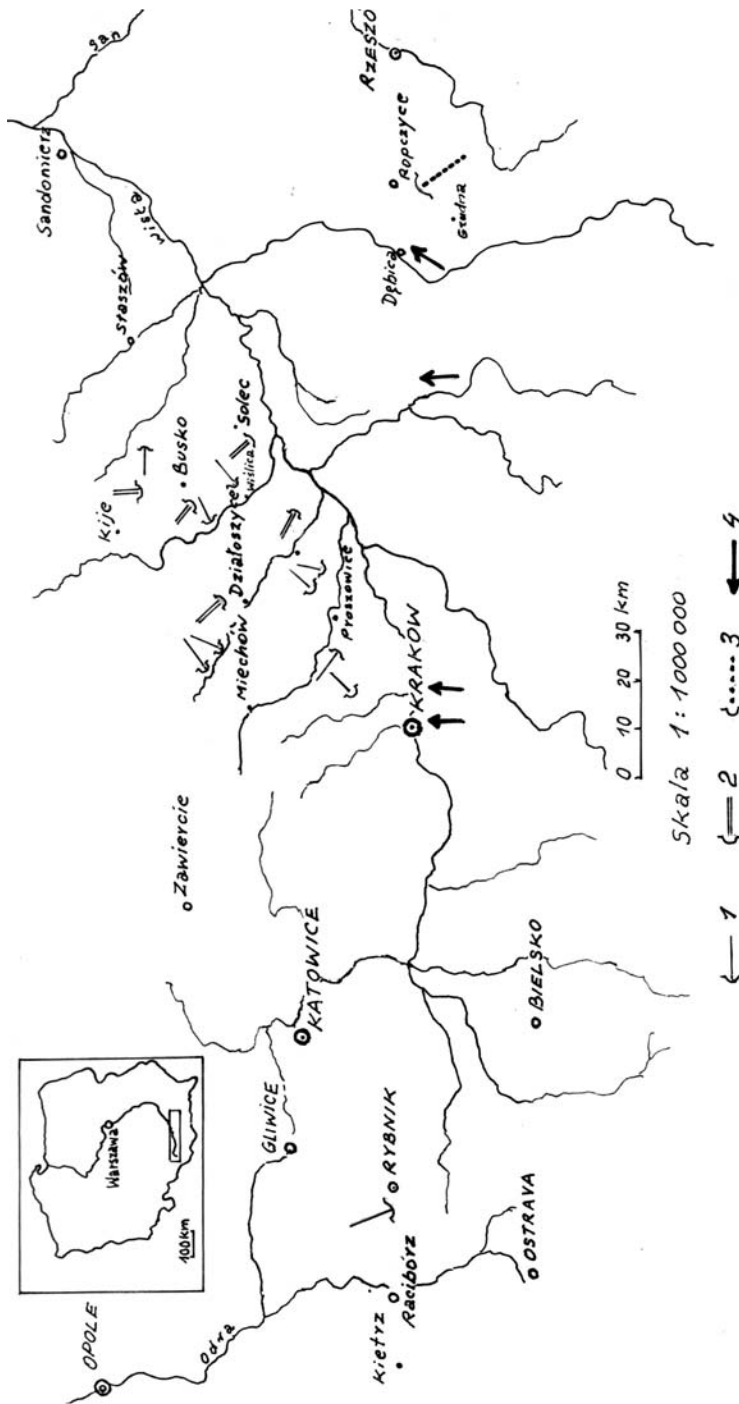


Fig. 1. Kierunki zasadnicze paleotransportu i tworzenia się struktur grawitacyjnych w gipsach Polski południowej: 1 – kierunki wczesnodiagenetycznej pierwszej generacji odpowiadające osi kinetycznej a_1 , na podstawie analizy strukturalnej, 2 – kierunki wczesnodiagenetycznej drugiej generacji odpowiadające osi kinetycznej a_2 na podstawie analizy strukturalnej, 3 – przypuszczalny kierunek transportu autokinetycznego w allochtonicznych seriach gipsowych strefy karpackiej w rejonie Ropczyce, 4 – kierunki kinetyczne w tak zwanych jednostkach paraautochtonicznych miocenu

Fig. 1. Main progression directions of the gravitational structures in the Badenian gypsum formation of southern Poland: 1 – eodiagenetic directions a_1 , 2 – second generation eodiagenetic directions a_2 , 3 – directions of autokinetic transport in the allochthonous gypsum series of the other Carpathian zone in the vicinity of Ropczyce, 4 – supposed directions of an axis in the paraautochthonous Miocene units

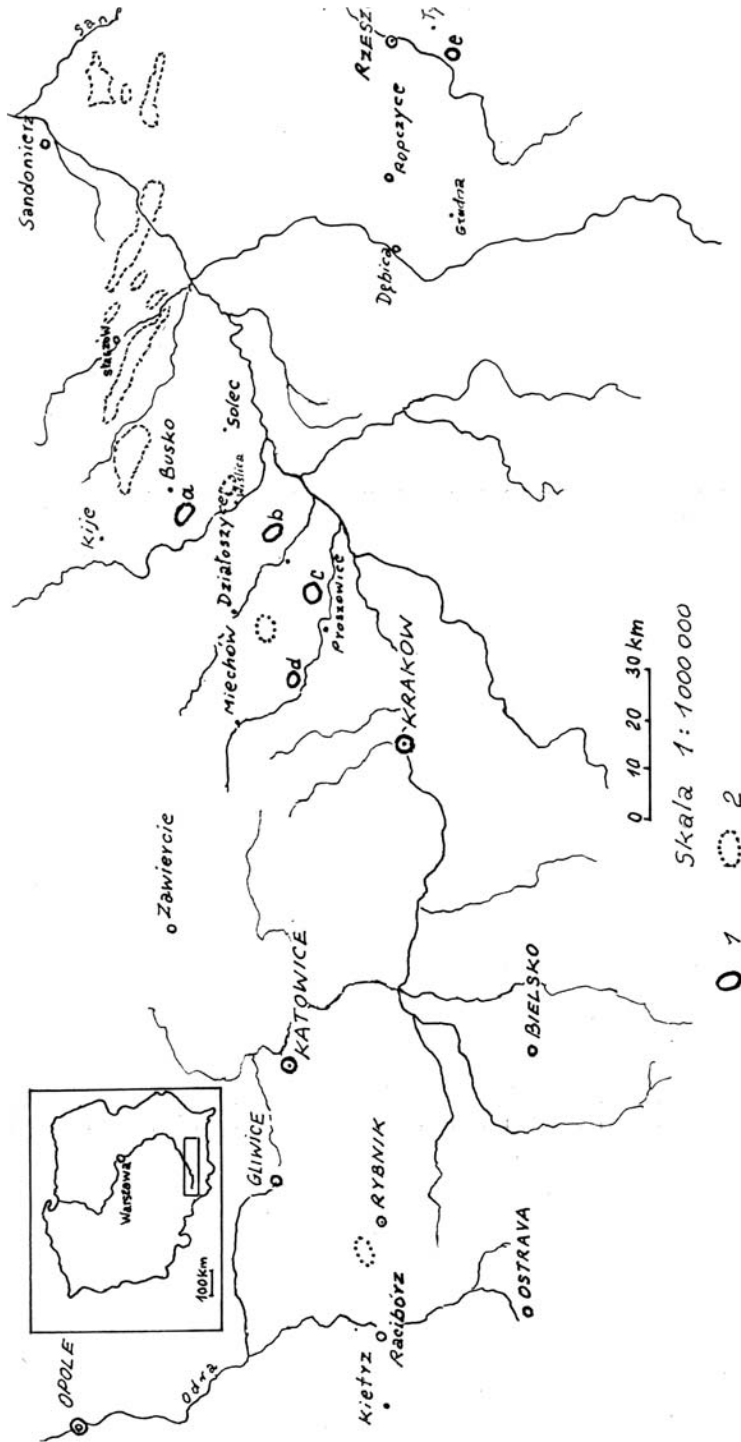


Fig. 2. Obszary występowania olistostromów w złożach gipsowych Polski południowej: 1 – stwierdzone na podstawie odsłonięć, 2 – przypuszczalne na podstawie opisu otworów wiertniczych

Fig. 2. Areas of occurrence of gypsum olistostromes in southern Poland: 1 – areas recorded by surface prospecting, 2 – areas supposed on the basis of bore-holes

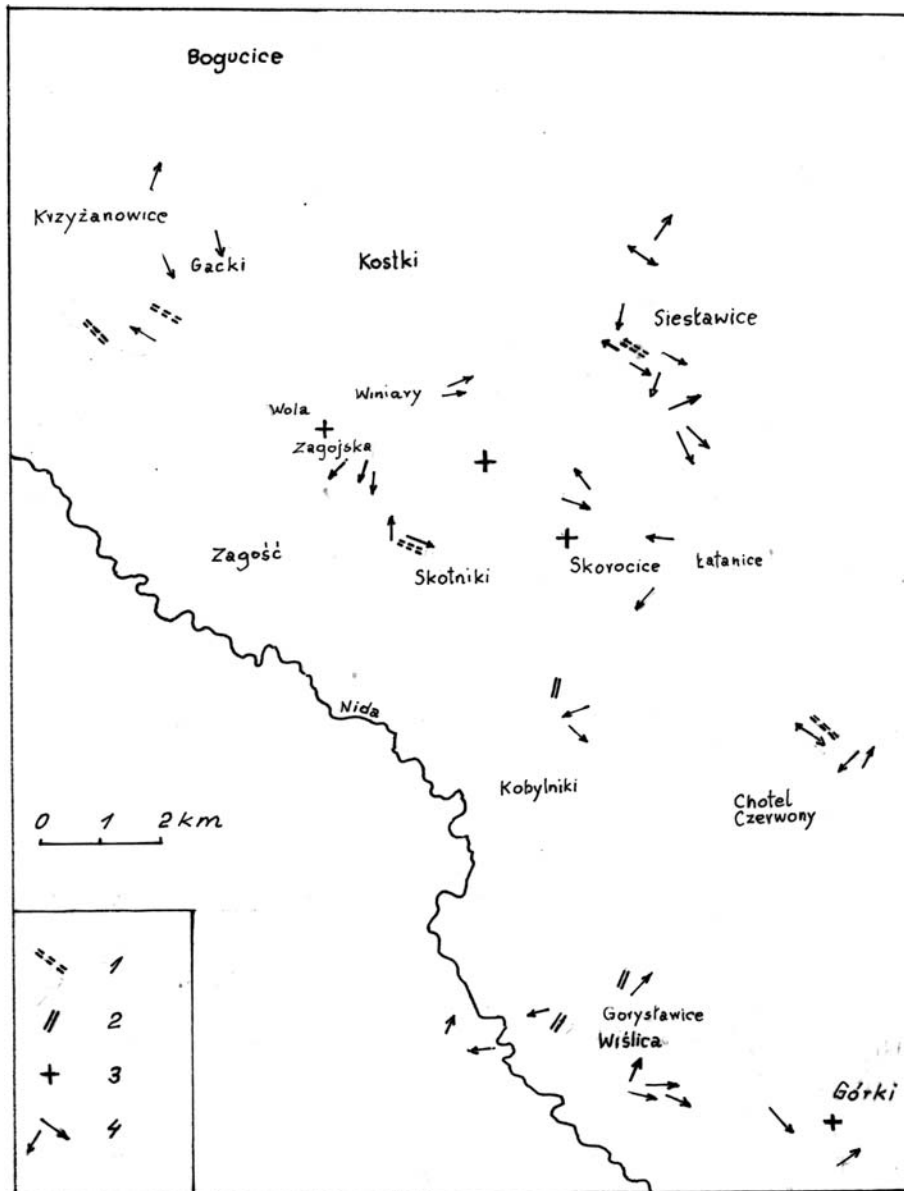


Fig. 4. Mapa schematyczna ważniejszych elementów tektoniki grawitacyjnej w niecce nidziańskiej: 1 – szczątki i ślady makrostruktur wczesnodiagenetycznych pierwszej generacji, 2 – ślady makrostruktur wczesnodiagenetycznych drugiej generacji, 3 – struktury interferencyjne lub nałożenie się fałdów f_2 na f_1 , 4 – osie mezofałdów

Fig. 4. Sketch map of the elements of gravitational tectonic in the Nida trough: 1 – traces and remains of eodiagenetic macrostructures of the first generation, 2 – traces of second generation eodiagenetic structures, 3 – interference structures – superposition of folds f_2 on folds f_1 , 4 – mezofolds axis

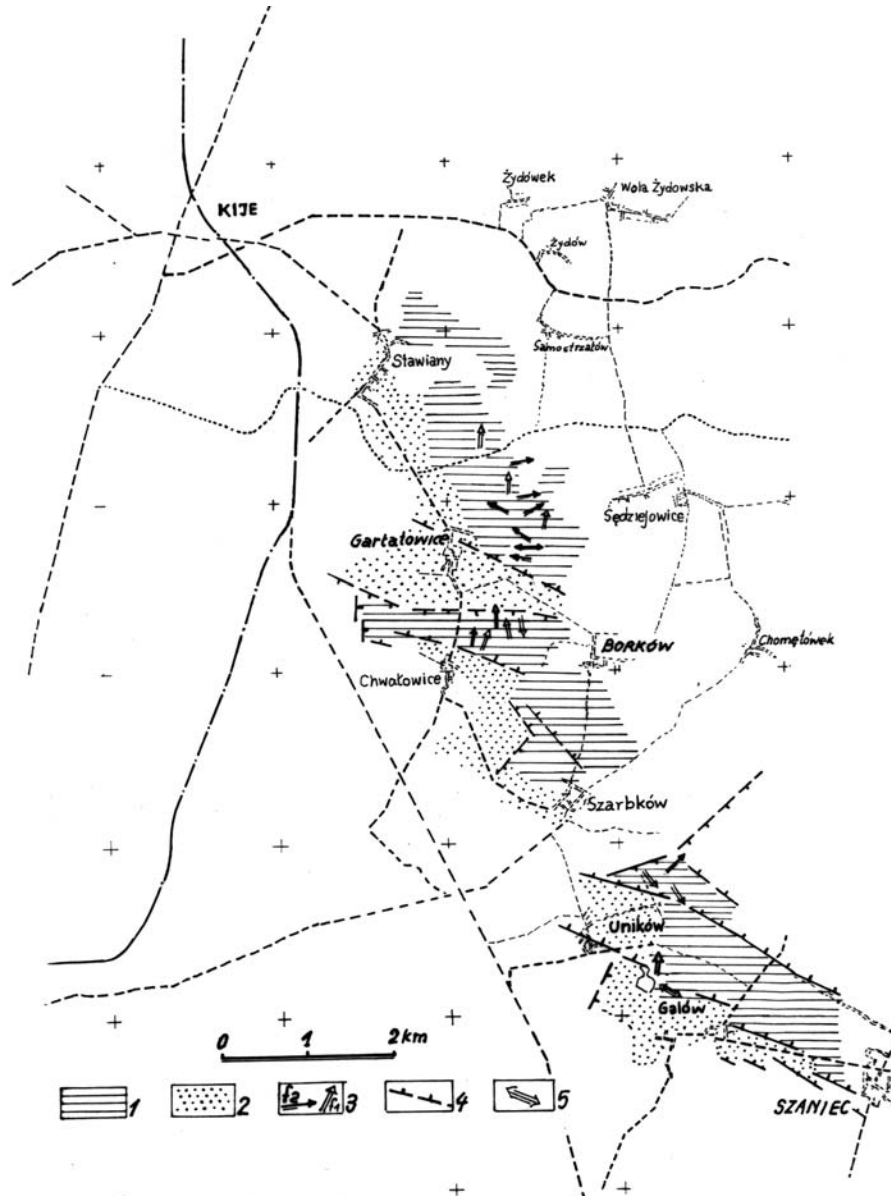


Fig. 5. Mapa strukturalna rejonu Gartatowic i Stawian: 1 – gipsy na powierzchni terenu lub pod niewielkim nadkładem czwartorzędowym, 2 – warstwy podgipsowe, 3 – osie b fałdów kinetycznych – poziomych; nieznaczne nachylenie osi ($0-15^\circ$) – struktury f_1 i f_2 , 4 – uskoki wg Rutkowskiego (1981) 5 – oś późnego fałdu o pionowym ustawieniu płaszczyzny osiowej

Fig. 5. Structural map of the Gartatowice and Stawiany regions: 1 – gypsum under thin Quaternary cover or in the outcrops, 2 – subjacent silty formation, 3 – axis of subhorizontal axial plane folds f_1 and f_2 , 4 – faults, 5 – later fold axis of vertical axial plane fold

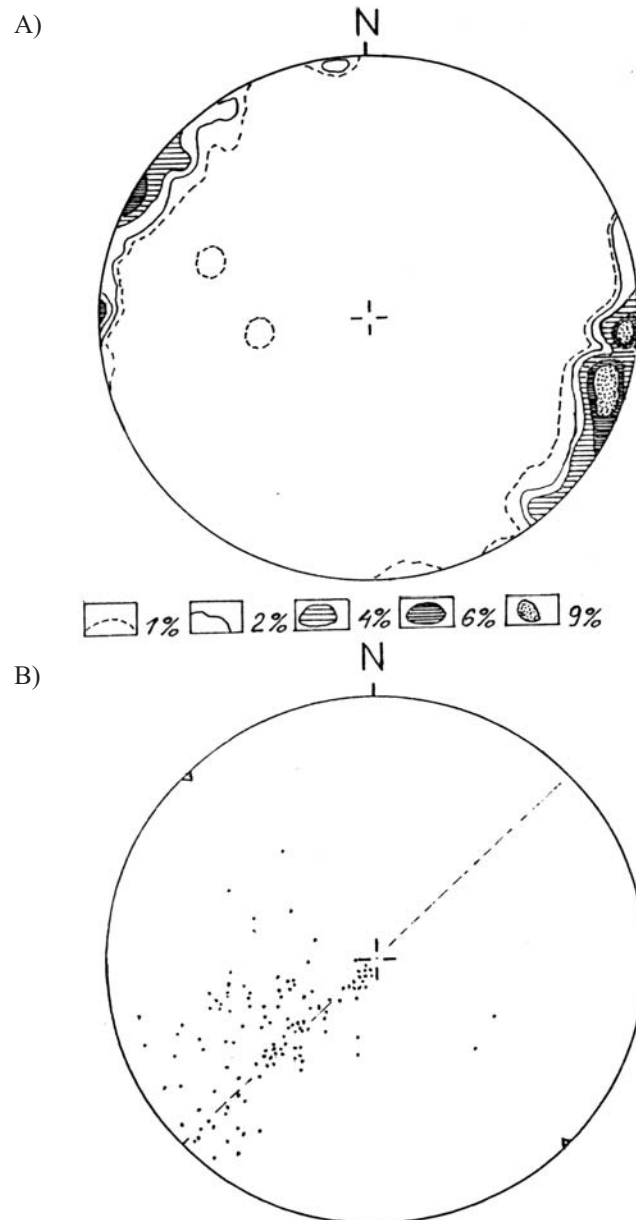


Fig. 6. Diagramy: A) 180 pomiarów markerów osi b_1 struktur f_1 na obszarze niecki nidziańskiej (półkula dolna siatki Schmidta); B) 117 pomiarów zanurzenia najdłuższej krawędzi selenitów listewkowych w strukturach osuwiskowych Skorocice i Siesławice

Fig. 6. Stereoplots of: A) 180 markers to b_1 fold axis in the Nida region (lower hemisphere of the Schmidt projections); B) 117 directions of plunge of the longest edge of lath selenite crystals in the gypsum slides of Skorocice and Siesławice

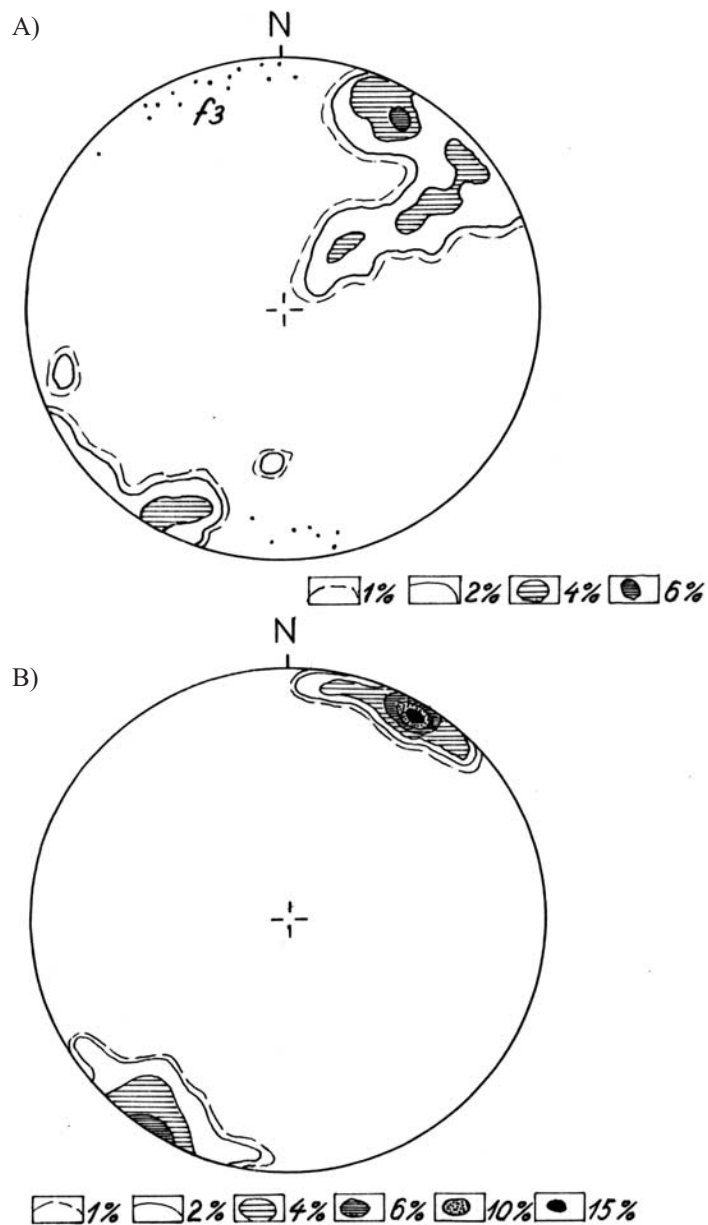


Fig. 7. Diagramy: A) 100 pomiarów osi b_2 struktur f_2 w północnej części niecki nidziańskiej (półkula dolna siatki Schmidta); B) 80 pomiarów osi b_2 struktur f_2 w południowej części niecki nidziańskiej (półkula dolna)

Fig. 7. Stereoplots of: A) 100 b_2 fold axis in the northern part of the Nida trough (lower hemisphere of the Schmidt projections); B) 80 b_2 fold axis in the southern part of the Nida trough (lower hemisphere of the Schmidt projection)

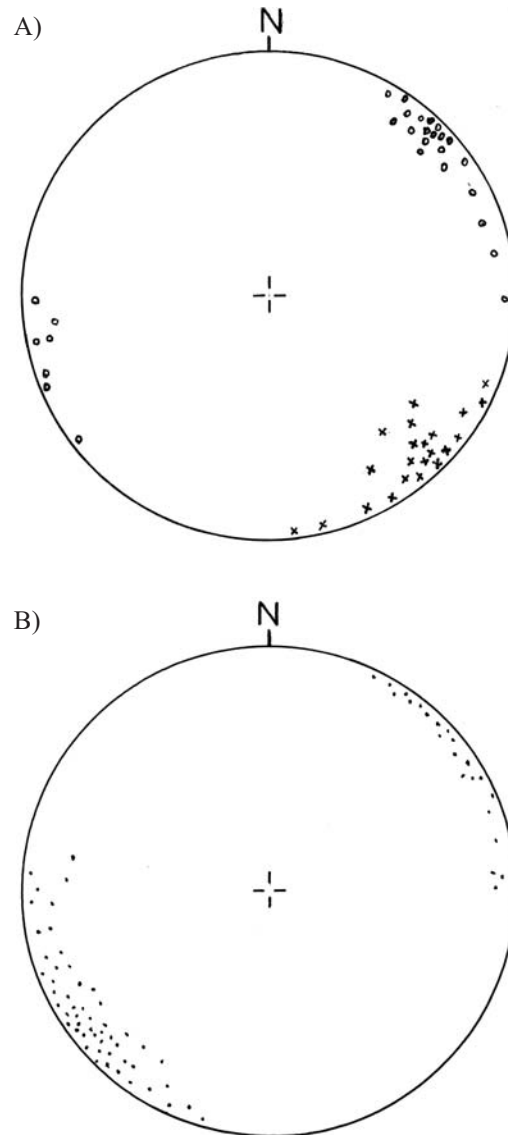


Fig. 8. Diagramy: A) punktowy przedstawiający kierunki osi wczesnodiagenetycznych struktur w rejonie Działoszyc (półkula dolna siatki Schmidta), krzyżyki – 22 kierunki markerów deformacji D_1 wyznaczających osie b_1 struktur f_1 , kółka – 28 kierunków markerów deformacji D_2 wyznaczających osie b_2 struktur f_2 ; B) 76 kierunków zanurzenia dłuższych boków kryształów selenitu listewkowego (nr IV – w rejonie Działoszyc)

Fig. 8. Stereoplots of: A) eodiagenetic structures axis directions in the Działoszyc region, Crosses – 22 markers of b_1 fold axis, circles – 28 markers of b_2 fold axis; B) Stereoplot of 76 plunge directions of the longest edge of lath selenite crystals in the Działoszyc region (lower hemisphere of the Schmidt projection)

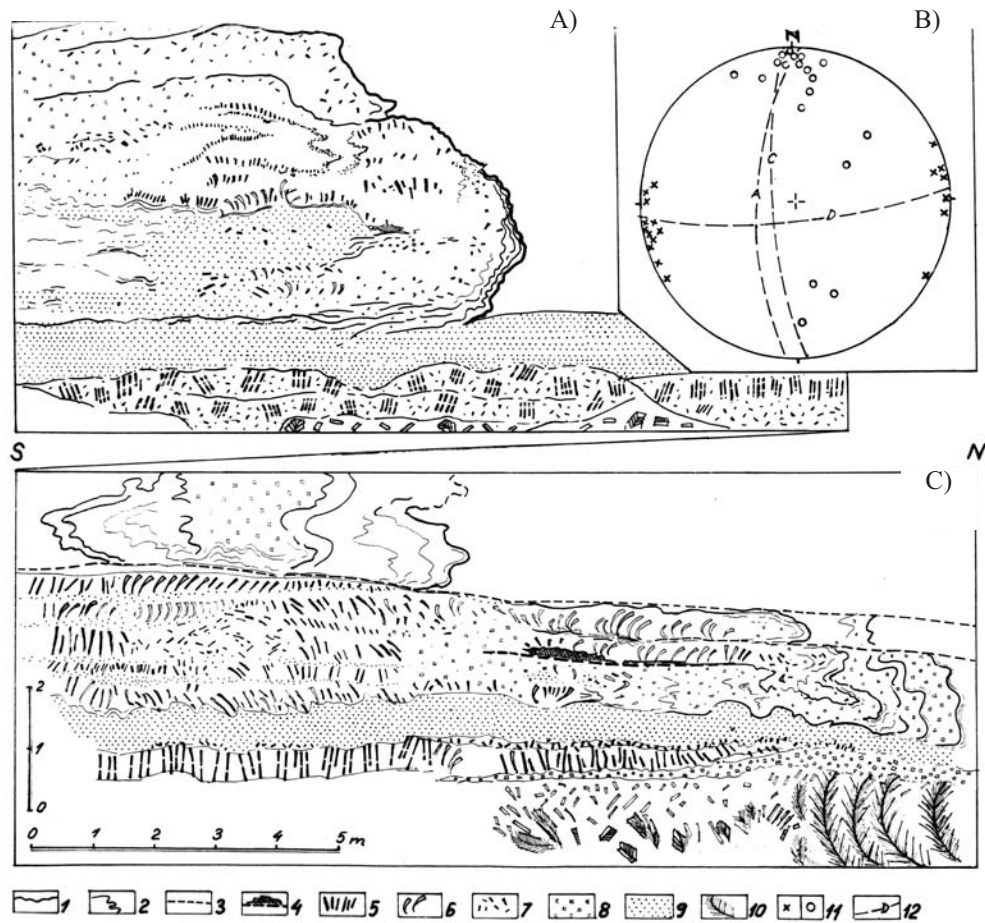


Fig. 9. Styl struktur fałdowych i deformacji D_2 w Gartatowicach (A, C): 1 – nierówno zaburzony ślad powierzchni S_{0+1} , 2 – struktura płaszczyznowa S_{0+1} sfałdowana przez f_2 , 3 – trasa powierzchni S_2 , 4 – odkłucia i kawerny wzdłuż głównej trajektorii naprężeń stycznych, 5 – długie kryształy selenitu nr IV – o współczynnikach Edingera: $l/w = 15-20$, $l/d = 5-8$, 6 – szablaste, deformacyjne kryształy selenitu nr IV, 7 – odłamki i okruchy selenitu nr IV z gipsorudytem, 8 – gipsorudyty ze soczewkami gipsarenitowymi, 9 – gipsarenit, 10 – wielkie kryształy selenitu nr I, wygięte w fazie D_2 , 11 – diagram fałdów f_2 i f_1 (Fig. B), 12 – orientacja ścian profili A i C (Fig. B)

Fig. 9. Deformation of D_2 phase and styles of f_2 folds in the Gartatowice region (A, C): 1 – disturbed track of the primary S_{0+1} surface, 2 – primary S_{0+1} surface folded in f_2 structures, 3 – itinerary of S_2 shear plane, 4 – decollement and associated cavitations on the main trajectory of tangential stress, 5 – long selenite crystals – No. IV – according to Edinger (1973) – coefficients $l/w = 15-20$, $l/d = 5-8$, 6 – sabre-like deformational selenite crystals No. IV, 7 – clasts of selenite crystals No. IV in gypsurudite, 8 – gypsurudite with gypsarenite lenses, 9 – gypsarenite, 10 – giant selenite crystals No. I – curved in D_2 deformation, 11 – stereoplot of f_2 and f_1 fold axis (lower hemisphere of the Schmidt projection – Fig. B), 12 – orientation of sketch planes of profiles A and C (Fig. B)

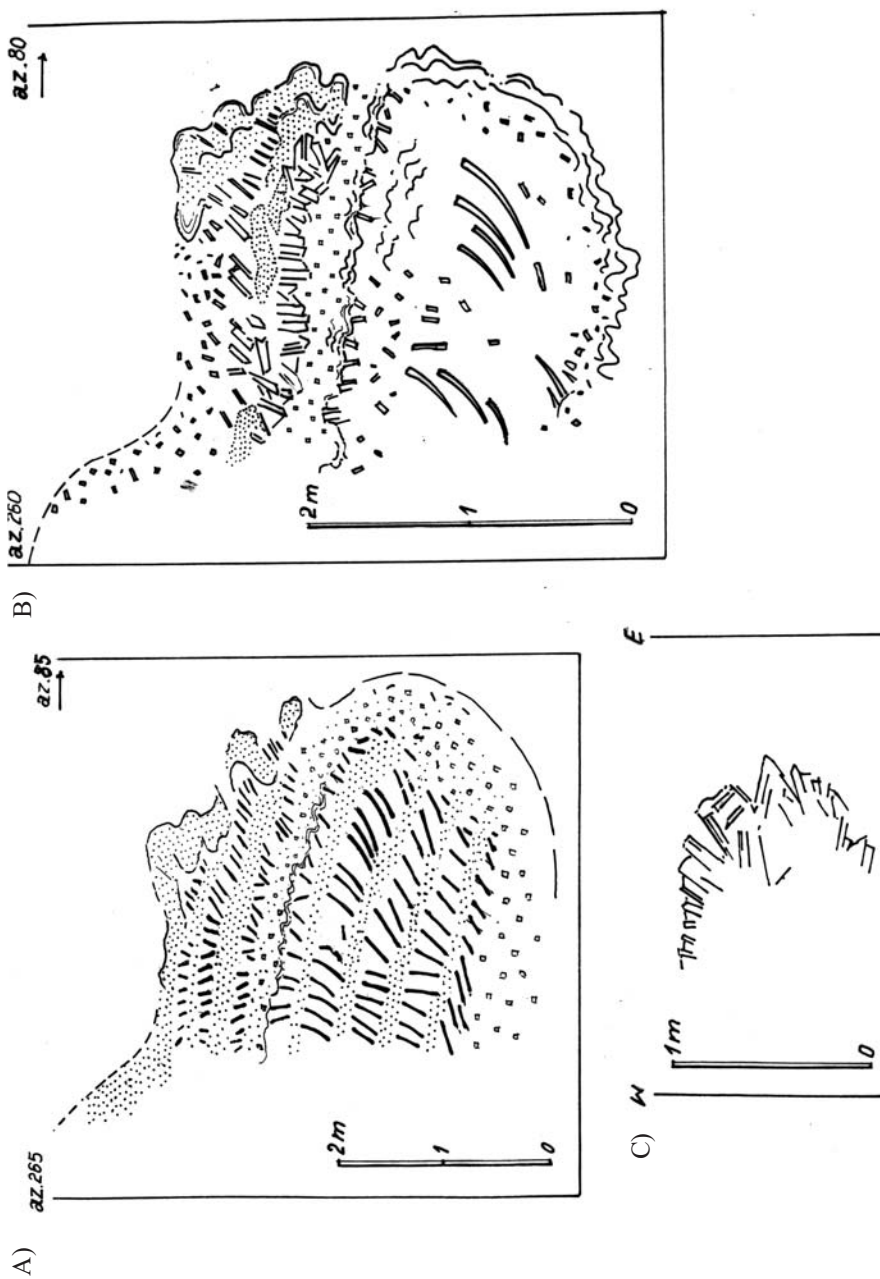


Fig. 10. Styl wczesnodiagenetycznych deformacji D_1 w Gartowicach (objaśnienia patrz Fig. 9A, C)

Fig. 10. Eodiagenetic deformation of D_1 phase and style of structures f_1 in Gartowice (for explanation see Fig. 9A, C)

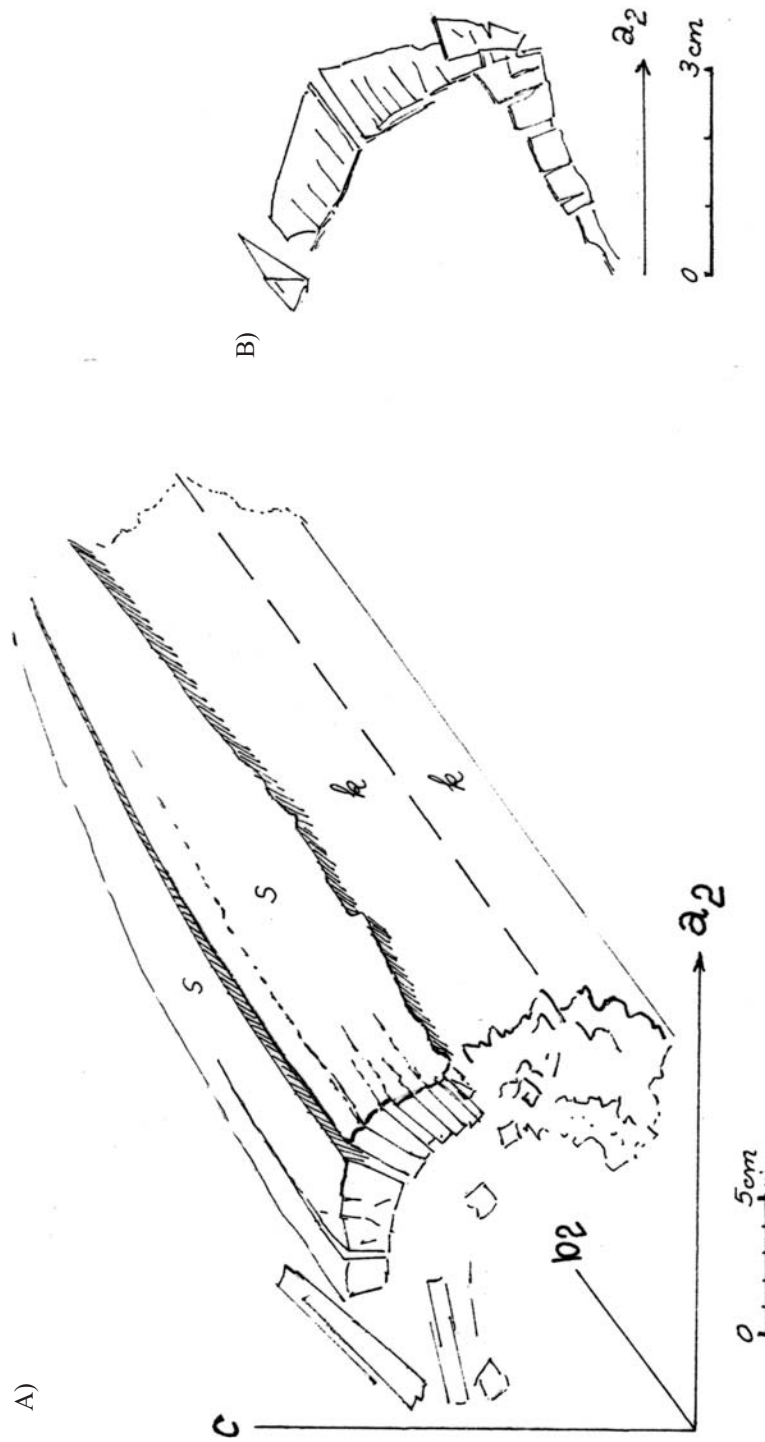


Fig. 11. Przykłady markerów elementów deformacji D_2 w warstwach z przerobionych kryształów selenitu nr IV: A) kryształy selenitu ułożone najdłuższym bokiem zgodnie, to jest równoległe do osi rotacji b_2 , S – płaszczysty kryształ zgodne z 111 lub 111, k – wypełniący do przegubu fałdowego f_2 – arenit gipsowy; B) deformacja D_2 w kryształach selenitu nr IV ułożonych dłuższą osią prostopadle do zasadniczej osi rotacyjnej b_2

Fig. 11. Examples of the markers of D_2 deformation elements in the reworked bed of lath selenite crystals: A) Selenite crystals with the longest edge lying parallel to rotation axis b_2 , S – surface of crystals in accordance with 111 or 111, k – gypsum arenite pushed into the hinge of f_2 fold; B) Deformation D_2 in the lath selenite crystals lying with the longest edge perpendicular to b_2 axis

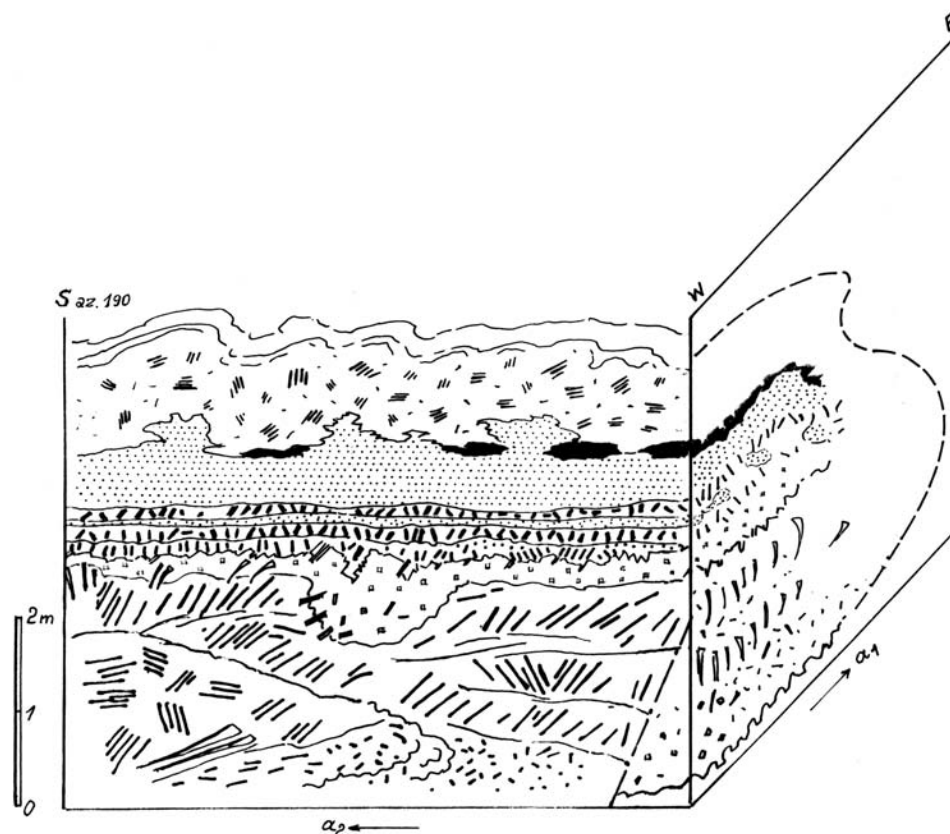


Fig. 12. Diagram obrazujący układ deformacji wczesnodiagenetycznych D_1 i D_2 oraz odpowiadające im kierunki paleotransportu w zachodniej części niecki połanieckiej (objaśnienia patrz Fig. 9A, C)

Fig. 12. Styles of D_1 and D_2 eodiagenetic deformations in accordance with paleotransport directions in the western part of Połaniec trough (for explanation see Fig. 9A, C)

ANALIZA MIKROSTRUKTURALNA – GRAWITYTY GIPSOWE

Grawitytem gipsowym nazywać będziemy skałę gipsową lub gipsowiec, którego struktura i tekstura odnotowują działania naprężeń ścinających. Działania te odnieść należy do okresu diagenety, kiedy ciśnienie konsolidacyjne nie przekroczyło jeszcze wartości około 1 MPa. W tych warunkach warstwy koloidalne lub ilaste mogły zachowywać znaczne ilości wody i zdolność do odkształceń plastycznych. Podobnie zespoły arenitowe lub gipsarenitowe (\varnothing ziarn 0.031–2 mm) zachowywały część wody porowej lub płynu interstycjalnego w formie skoncentrowanej solanki, a tym samym podatność na zmiany ciśnienia porowego pod wpływem czynników dynamicznych. Te właściwości przyczyniły się do rozdziału maszywów gipsowych na większe zespoły lub litosomy, w których grawityty mają porównywalny do siebie charakter.

Wyróżniono cztery zasadnicze typy grawitytów:

- 1) bardzo drobno ziarniste (Tab. 1),
- 2) średnioziarniste porfirowate (Tab. 2 i 3),
- 3) gruboziarniste soczewkowe (Fig. 30A),
- 4) gruboziarniste selenitowe (Fig. 30B).

Tabela (Table) 1

Grawityty bardzo drobnoziarniste

		Bilczów		Ciuślice		Wiślica		Skotniki		
		wielkość średnia ziarn, mm	ilość, %	wielkość średnia ziarn, mm	ilość, %	wielkość średnia ziarn, mm	ilość, %	wielkość średnia ziarn, mm	ilość, %	
Przetrwalniki kryształów gipsowych o średnicach ponad 0.2 mm		0.25	1.36	0.3	4.91	0.28	2.11	0.46	12.2	
składniki detrytyczne	kwarciec	radialny	0.95	5.16	–	–	–	–	0.5	2.8
		zatokowy	1.1	5.98	0.19	3.11	–	–	0.4	2.3
		odłamkowy	0.1	0.54	0.14	0.92	0.24	2.28	–	–
	skałen zwiertzały		0.13	1.08	0.12	1.96	0.08	0.57	0.14	1.1
	margiel		–	–	–	–	0.2	0.76	0.3	4.6
	żelazo + glaukonit		0.15	1.63	0.17	1.64	0.1	0.91	0.5	2.1
matrix	gips mikrokryształiczny	0.02	65.22	0.015	84.52	0.02	45.64	0.05	63.7	
	substancja ilasta + węglany rozsiane	–	–	mikryt	2.39	mikryt + sparyt	2.43	–	–	
inkluzyje tektoniczne o grubości około 1–6 mm		sparyt	19.2	sparyt	3.0	mikryt + sparyt	43.74	sparyt	11.3	

Grawityty bardzo drobnoziarniste

Posiadają one zaznaczone płaszczyzny ścinania w postaci szwów szlirowych. Przekształcenie struktur sedimentacyjnych polega tu przede wszystkim na zniszczeniu ciągłości warstewek mikroziarnistych (bardziej kohezywnych), które pływają niejako w materiale nieco grubieziarnistym (0.02–0.04 mm), miejscami ulegając zafałdowaniu kinematycznemu z wytworzeniem mikrofałdów. W ten sposób otrzymujemy swoiste inkluzyje tektoniczne, których parametry, takie jak oś rotacji *b* oraz oś kinetyczna *a*, są porównywalne do pomiarów na mezostrukturach.

Grawityty średnioziarniste porfirowate

Utwory te cechują się dużą różnorodnością (por. Tab. 2 i 3) głównie ze względu na to, że pojawiają się w nich składniki agregacyjne, nazywane tu blastami, oraz inkluzje tektoniczne, które mogą przyjmować większe rozmiary, najczęściej jednak nie przekraczają kilku milimetrów grubości (Fig. 29). Specyficzną cechą tych utworów jest fakt pojawiania się w nich tzw. przetrwalników. Są to, silniej lub mniej strzaskane, większe lub mniejsze, nie-raz też dobrze zachowane porfirowate kryształy gipsowe lub jądra większych kryształów, które przetrwały okres oddziaływania stresu i naprężeń ścinających. Wśród tych przetrwalników interesujące są formy radialne, lokujące się często w jądrach blastów i wskazujące na deformację rotacyjną. Niektóre z nich posiadają zakończenia sfastyczne, z których wnioskować można o kierunku ruchu masowego. Trzeba nadmienić, że próbki i szlify mikroskopowe muszą być zorientowane przestrzennie.

Tabela (Table) 2

Grawityty średnioziarniste

		Aleksandrów				Skotniki			
		kierunek NE-SW		kierunek NW-SE		kierunek NNE-SSW		kierunek NW-SE	
		średnia wielkość ziarna lub blasty lub grubość inkluzji, mm	ilość, %	średnia wielkość ziarna lub blasty lub grubość inkluzji, mm	ilość, %	średnia wielkość ziarna lub blasty lub grubość inkluzji	ilość, %	średnia wielkość ziarna lub blasty lub grubość inkluzji	ilość, %
Blasty gipsowe		7	17.72	9.17	21.91	6.2	6.22	7	6.42
Kryształy gipsowe (przetrwalniki)		2.1	15.19	1.5	4.78	2.3	16.35	1.91	10.55
matrix	gips mikrokrystaliczny	0.05	59.0	0.05	64.0	0.07	63.20	0.07	69.72
	węglany rozproszone	0.003	1.5	0.003	2.1	–	–	–	–
inkluzje tektoniczne	ilasto-żelaziste	–	–	–	–	3.1	4.2	2.75	5.04
	gipsopelitowe	7.33	6.96	3.6	7.17	5.1	10.23	4.5	8.25

Matrix zajmuje około 60–80% całego tła skalnego; przeciętne rozmiary ziarn wahają się tu od około 0.01 do 0.07 mm. I tak na przykład w jednym miejscu przeważa matrix grubszy, a w drugim – drobniejszy, co może oczywiście mieć związek z pierwotnym wykształceniem facjalnym, ale najczęściej jest to kwestia udziału w matriksie, w większym lub mniejszym stopniu, materiału ze zniszczeń kataklastycznych.

Blasty właściwe powstają z agregacji przetrwalników wokół stref deformacji rotacyjnej. Natomiast pseudoblasty tworzą się przez kataklazę i zbliżniczenia translacyjne wśród dużych i bardzo dużych osobników gipsowych. Charakterystyczne jest, że blasty agregacyjne są większe i liczniej obserwowane w kierunku w przybliżeniu prostopadłym do osi tektonicznej b_1 . Natomiast pseudoblasty są lepiej widoczne w kierunku prostopadłym do osi b_2 . Może to się wiązać z faktem, że w fazie D_1 częściej miała miejsce całkowita utrata kohezji niż w fazie D_2 , w której przeważało ścinanie.

Tabela (Table) 3

Grawityty porfirowate

		Kobylniki NE		Łatanice – Kamieniec		Gniazdowice	
		średnia grubość ziarna, mm	ilość, %	średnia grubość ziarna, mm	ilość, %	średnia grubość ziarna, mm	ilość, %
Blasty i pseudoblasty gipsowe		12.5	8.3	3.87	13.55	15.0	5.5
przetrwalniki	kryształy gipsowe grube	7.0	20.6	0.85	5.72	12.0	8.6
	kryształy drobne strzaskane	1.5	7.1	0.18	1.05	2.0	10.4
	kryształy gipsowe radialne	–	–	0.65	1.52	–	–
składniki detryczne	kwarc zatokowy i odłamkowy	–	–	0.78	6.37	–	–
	kwarc radialny – jądra blastów	–	–	1.40	4.67	–	–
	skalenie + glaukonit + związki żelaza	–	–	1.5	1.75	–	–
matrix	sparyt gipsowy lub gips mikrokrystaliczny	0.07	42.5	0.015	54.0	sparyt	31.0
	substancja ilasta + węglany	mikryt	19.1	0.002 – mikryt	2.0	–	–
Inkluzje tektoniczne	gipsopelit	–	–	grubość inkluzji śred. 2.5 mm	6.47	grubość inkluzji śred. 10 mm	35.0
	gipsarenit	–	–	–	–	śred. 12 mm	8.2
	laminit algowy + mata zgipsowana	grubość inkluzji śred. 3 mm	2.4	śred. 1 mm	3.2	śred. 4 mm	1.2

Grawityty gruboziarniste selenitowe

Utwory te lokalnie nazywane były fanglomeratami (Niemczyk 1988a). W istocie są one jednak dość zróżnicowane; możliwa jest tu klasyfikacja ze względu na wielkość bezwzględną składników oraz stopień ich ułożenia preferencyjnego: poczynając od 5 do 30 mm bez ułożenia preferencyjnego, a kończąc na fragmentach krystalicznych o wielkości 20–300 mm z widocznym ułożeniem preferencyjnym największych składników.

STYL TEKTONIKI GRAWITACYJNEJ W GIPSACH

Podstawową cechą tektoniki grawitacyjnej jest jej przebieg przy bardzo nierównomiernym rozkładzie stresu (Helwig 1970); stąd wywodzi się różnorodność deformacji i duża niejednorodność struktur, osuwisk i olistostromów (Fig. 2 i 3); przy czym zachowały się też jeszcze obszary o sedymentacji ustabilizowanej – częściowo w rejonie Niewatrowic koło Działoszyc, oraz klasyczny obszar o sedymentacji cyklicznej w rejonie Krzyżanowic koło Pińczowa (Niemczyk 1995).

Osuwiska stanowią jeden z zasadniczych typów ruchu masowego. Każde z nich ma swoje charakterystyczne cechy. Układ wewnętrzny warstw osuwiskowych może być bardzo niejednorodny i zawierać swoiste komplikacje (Niemczyk 1994, 1997); od częściowego zachowania ciągłości (Fig. 13, 19B) do całkowitej utraty kohezji (Fig. 14, 16, 22).

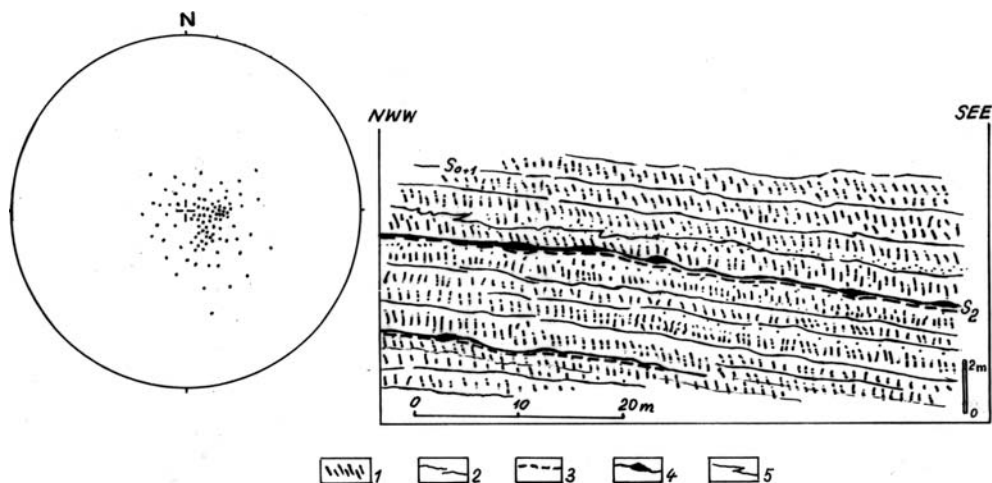


Fig. 13. Profil syntetyczny i diagram przedstawiający 105 pomiarów kierunku upadku najdłuższego boku kryształów selenitu nr IV w facji „trawiastej” z układem nieco preferencyjnym. Rejon Gartatowic: 1 – kryształy selenitu nr IV, 2 – ślady powierzchni S_{0+1} , 3 – trasa płaszczyzny S_2 , 4 – odkłucia i kawerny, 5 – fałdy wleczone na granicy ławic

Fig. 13. Profile and stereonet of 105 plunge directions of the longest edge of lath selenite crystals (No. IV – in the grasslike facies of Gartatowice region: 1 – lath selenite crystals – No. IV, 2 – traces of S_{0+1} plane, 3 – itinerary of S_2 plane, 4 – decollement and cavities, 5 – drag folds on the limits of beds

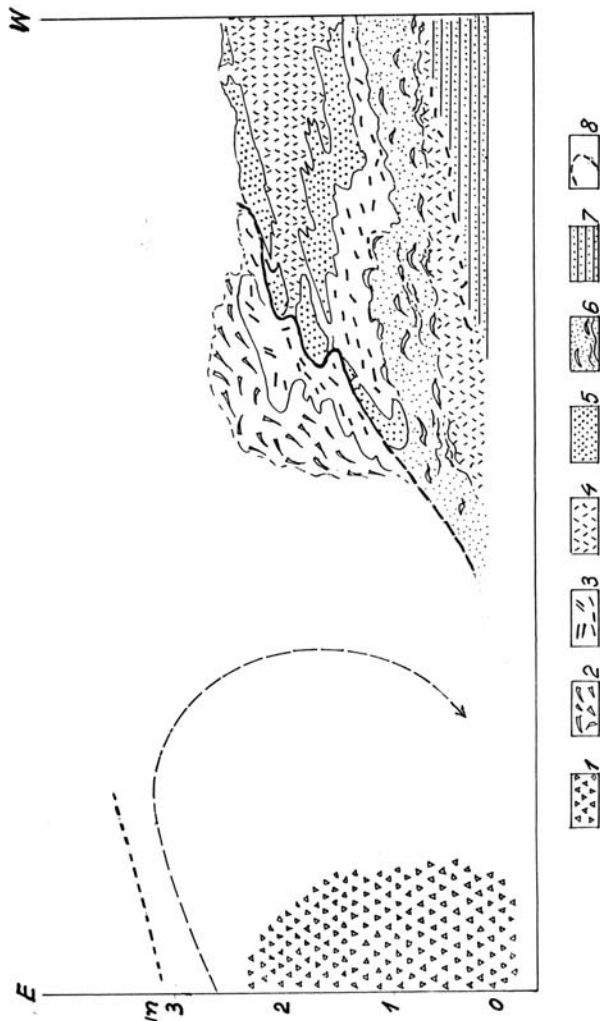


Fig. 14. Profil na podstawie odsłonięć w rejonie wsi Aleksandrów w niecce niżniańskiej, ukazujący związek odkształceń fałdowych f_2 z tworzeniem się niektórych litosomów oraz „selenitu detrytycznego” – wg określenia B. Kubicy: 1 – kompleks selenitów listewkowych i słupkowych (nr IV) – ułożonych preferencyjnie z azymutem ok. $110-130^\circ$. Są to relikty fałdu dystrybucyjnego dla olistostromów, który uległ niemal całkowitej dekapitacji produkując „selenity detrytyczne” w układzie diachronicznym warstw przedpola, 2 – sfaldowane i zbrekcjowane kryształy selenitu nr IV (litosom utworzony w końcowym etapie – sekrecja czołowa, 3 – sfaldowane gipsolity, w których tkwią detrytyczne kryształy selenitu nr IV, 4 – litosom utworzony z gipsorudytów o rozmiarach okruchów przeciętnie od 1 do 4 cm, 5 – gipsarenit drobno sfaldowany, 6 – gipsolityt z soczewkami gipsorudytu, 7 – piaski baranowski słabo związane, 8 – średni zasięg deformacji rotacyjnej – faza D_2

Fig. 14. Profile of Aleksandrów in the Nida trough showing connection the f_2 folding with arising of some lithosomes and detrital selenite: 1 – beds of lath selenite crystals (No. IV – lying with preferential orientation – azimuth $110-130^\circ$ and plunge $15-30^\circ$; these are remains of olistostrome distribution fold with nearly total decapitation and production of detrital selenite in the beds of foreland, 2 – folded and brecciated crystals of selenite No. IV, 3 – folded gypsolites with detrital selenite crystals No. IV, 4 – lithosome of gypsorudite with the size of detritus 1–4 cm, 5 – thin folded gypsarenite, 6 – gypsilitite with lenses of gypsorudite, 7 – Baranowo sands, 8 – mean extend of rotational deformation D_2

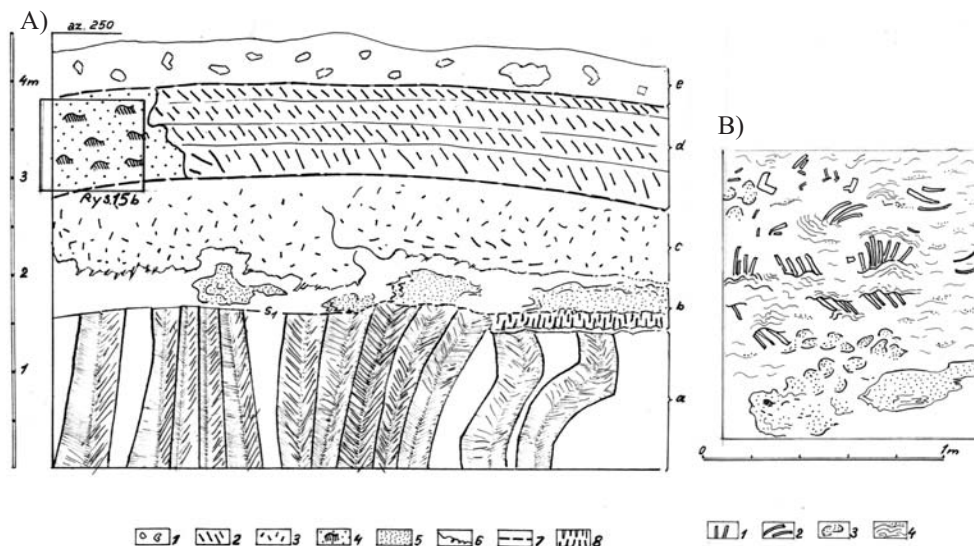


Fig. 15. Widok odsłonięcia przy stawach w Bilczowie (profil nieco wyidealizowany) (A): a – wielkie kryształy poziomego spągowego „A” – wygięte w deformacji D_2 (azymut $b_2 = 30\text{--}40^\circ$), w stropie miejscami kieszenie z anastomozami selenitu, b – kawerny i sfałdowane soczewki gipsarenitowe z kierunkami osi $b_1 = 100\text{--}110^\circ$, c – litosom z przewagą selenitu listewkowego i gniazdami selenitu szablastego, pochylonego pod kątem $10\text{--}30^\circ$ z azymutem zanurzenia $200\text{--}240^\circ$, w spagu powierzchnie zębate lub „koronkowe” i zarysy fałdów aktywnych z osiami b_1 pod azymutem ok. 100° , d – litosom z przewagą selenitu trawistego (kryształy listewkowe wykazują zanurzenie $65\text{--}80^\circ$ z azymutem $200\text{--}210^\circ$, e – litosom brekcyjowo-gniazdowy, 1 – odłamki gipsu zbitego w gipsorudycie, 2 – selenit listewkowy w pozycji preferencyjnej, 3 – selenit listewkowy pokruszony, 4 – gniazda selenitu szablastego w gipsarenicie, 5 – gipsarenit, 6 – powierzchnie zębate lub koronkowe, 7 – ślad płaszczyzny ścinania S_1 , 8 – soczewki selenitu typu cavoli. Wycinek z lewej górnej strony odsłonięcia w Bilczowie przy stawach; widoczne procesy płynięcia i sfałdowania w strefie międzylitosomowej (B): 1 – selenit listewkowy pokruszony, 2 – kryształy selenitu szablastego niesione pasywnie, 3 – porozrywane i sfałdowane budiny gipsarenitowe, 4 – tekstura fluidalna w gipsarenicie

Fig. 15. View of the outcrop near ponds in Bilczów (A): a – giant gypsum crystals of the basal level, curved in the deformation D_2 (azimuth of $b_2 = 30\text{--}40^\circ$), b – cavities and folded lenses of gypsarenites, c – lithosome with predominance of lath selenite crystals and nests of sabre-like selenite, at the base showing lace-like outline and active folds f_1 with azimuth of $b_1 = 100\text{--}110^\circ$, d – lithosome with preponderance of grass-like selenite (plunge of crystals $65\text{--}80^\circ$ with azimuth = $200\text{--}210^\circ$, e – nest-like brecciated lithosome. Higher left sector of the outcrop in Bilczów showing the flow and folding processes between the lithosomes (B)

Główne cechy struktur osuwiskowych przejawiają się w deformacji plastycznej – są to:

- powyginania i odwrócenie warstw (Fig. 23B),
- odkłucia (Fig. 13),
- zgrubienia, wycienienia i budinaż warstw (Fig. 20),
- podwinięte fragmenty warstw (Fig. 9A),
- oderwane porcje fałdowe (Fig. 22D, 26E),

- krzywolinijne zakończenia przegubów fałdowych (Fig. 9C, 10, 24A),
- fałdy spiętrzone (Fig. 22A, B),
- sfałdowane budiny (Fig. 15B, 26C),
- uskoki plastyczne (Fig. 23C).

Poza tymi cechami charakterystycznymi każde osuwisko posiada swoje cechy indywidualne i wymaga starannych badań. Przykłady takich badań podane są we wcześniejszych pracach autora (Niemczyk 1994, 1997).

Bardzo duże osuwiska zbliżają się do struktur zwanych olistostromami; jednakże geneza tych ostatnich jest jeszcze dyskusyjna i niekiedy wzbudza kontrowersje, co zostanie omówione w rozdziale następnym.

OLISTOSTROMY

Definicje i poglądy genetyczne

Termin „olistostrom” został po raz pierwszy wprowadzony przez Floresa (1955), który wywodzi jego genezę od greckich słów *olistomai* (zśów, ześlizg) oraz *stroma* (akumulacja). Olistostromy wskazują więc na akumulację spowodowaną ruchem zsuwającym. Według Floresa są to złoża zakumulowane jako ciała półpłynne, cechujące się liotologiczną i petrograficzną heterogenicznością materiału mniej lub bardziej intymnie wymieszanego. Ciała te winny występować wśród normalnych sekwencji sedymentacyjnych i być wystarczająco ciągłe i duże, ażeby nadawały się do skartowania. Nie wykazują one warstwowania z wyjątkiem możliwie dużych inkluzji początkowo warstwowanego materiału, niesionego jako wkłady półsztywne. W niektórych olistostromach można rozpoznać jeden lub więcej typów akumulacji, spowodowanej zsuwem, spływem i uszeregowanej od chaotycznego ułożenia grubszych składników, które były oderwane od warstw w ich pozycji początkowej S_0 , aż do warstwowania frakcjonalnego, spowodowanego prądem zawieszinowym, jaki może powstawać w końcowej fazie ruchu niektórych olistostromów.

Rutynowe badania w północnych Apeninach i w Turcji (Abbate *et al.* 1970) sugerują użycie terminu „olistostrom” w nieco odmienny sposób, niż to początkowo zrobił Flores (1955). Różnica ta dotyczy granic wielkości oraz pozycji względnej w sekwencjach sedymentacyjnych, a także warunku półpłynnych właściwości w czasie ruchu. Według Floresa największy olistostrom mógł posiadać grubość do 2000 m, a długość liczoną w kierunku ruchu mas skalnych – do 50 km. Natomiast Abbate *et al.* (1970) jako granice wielkości olistostromów przyjmują zwykle jednostki chaotyczne o grubości 100–200 m; wielkość ta musi być zintegrowana z badaniami struktury wewnętrznej; kiedy masa jednostki zbudowana jest z drobno porozrywanego materiału, sugerującego ruch w stanie półpłynnym, to górna granica grubości olistostromu może znacznie wzrosnąć. Przeciwnie, kiedy struktura jest stosunkowo nie porozrywana lub bardzo wielka (choć porozrywana), a masy są nałożone na siebie, to skłaniać się należy do interpretacji tektonicznej.

W codziennej praktyce geologicznej tektonika i sedymentacja są uważane za dwa różne zjawiska, jednakże kiedy zachodzą ruchy zsuwające, nie można postawić żadnej ostrej granicy pomiędzy nimi. Flores twierdzi, iż olistostromy cechują się materiałem litologicznie i petrograficznie heterogenicznym, natomiast Abbate *et al.* (1970) wskazują wśród oli-

stostromów na złoża monolityczne (cf. Jacobacci 1965). Warunek półpłynnych właściwości jest na ogół spełniony, a jest on ściśle związany z obecnością pelitycznej matrix; niemniej olistostromy złożone całkowicie z klastów skał twardych mogą również występować (cf. Jacobacci 1965); w olistostromach takich materiał wiążący lub spoiwo jest bardzo skąpe. Brak obfitej matrix pelitycznej nie sugeruje właściwości półpłynnych; ciała takie mogły się poruszać jako zsuwy – ześlizgi w skałach twardych; aczkolwiek pewna liczba złóż brekcji jest warstwowana (Passerini 1965) i mogą być one genetycznie bliższe fluxoturbidytom niż olistostromom. Jeśli chodzi o mechanizmy transportu, to większość olistostromów przechodzić może przez różne fazy ruchu w czasie swej wędrówki do miejsca akumulacji. Natomiast umiejscowienie lub depozycja, według Floresa (1959), są w niektórych przypadkach prawie momentalne – natychmiastowe. Tą natychmiastową depozycją Jacobacci (1965) tłumaczy chaotyczność struktury; jednak w większości olistostromów północnych Apenin duża szybkość umiejscowienia się nie została potwierdzona, a chaotyczna struktura może wynikać zarówno z szybkiego zsunęcia się, jak i spęływania. W szeregu przypadków w sągu grubych olistostromów, w warstwach bezpośrednio podścielających, zanotowano nie naruszone, delikatne struktury sedimentacyjne (np. laminowany silt), co wskazuje na powolny ruch laminarny. W opinii Abbate *et al.* (1970), olistostromy nie mają nic wspólnego z ruchem turbulentnym; zsuwy, ześlizgi i prądy zawieszinowe to na ogół odmienne zjawiska. Natomiast w pewnych przypadkach w górnym stropie olistostromy mogą zawierać cienką strefę frakcjonalnie warstwowanego piaskowca turbidytowego, którego skład jest litologicznie podobny do klastów rozproszonych w olistostromie. Prądy zawieszinowe są ewidentnie spokrewnione z końcowym stadium ruchu zsuwczego niektórych olistostromów (Bortolotti 1964, Jacobacci 1965). Görler & Reutter (1968) podają jako ważną cechę złożowo-strukturalną olistostromów fakt ich całkowitej interkalacji wśród serii osadowych, z bocznym zażębieniem się oraz bardzo szybkim wyklinowaniem się, idąc w kierunku ruchu olistostromu. Te cechy złożowe zostały w dużym zakresie potwierdzone w olistostromie gipsowym złoża Gacki (Niemczyk 1998).

Na koniec podać należy definicję olistolitów stosowaną od czasów Floresa (1955) dla zwartych elementów indywidualnych tkwiących w spoiwie. Już Beneo (1956) sugerował, że dla mniejszych elementów (o wielkości głazów) winno się stosować nazwę „klasty”. Obecnie za olistolity uważa się masy skalne lub pakiety o wielkościach powyżej 4 m (wg skali Wentwortha). Wszelkie mniejsze elementy uważane są za klasty.

Kierunki akumulacyjne i budowa olistostromów gipsowych

Określenie olistostromów gipsowych (Fig. 2) możliwe było na podstawie studiów dobrze odsłoniętego olistostromu złoża Gacki (Niemczyk 1998). Tu rozpoznane zostały różnorodne facje olistostromowe i układ tzw. litosomów; zanotowano kierunki ścian, na których obserwować można tekstury fluidalne i ułożenie preferencyjne większych składników w brekcji; opisano budowę strefową, zażębienie boczne i skutki na otoczenie. Dzięki tej wiedzy możliwa była ekstrapolacja danych na gorzej odsłonięte ciała olistostromowe. Należy bowiem zaznaczyć, że w większości przypadków obserwuje się zaledwie fragmenty ciał olistostromowych, które nie pozwalają na jednoznaczne określenie kierunku akumulacyjnego; dotyczy to zwłaszcza rejonów krakowskiego, śląskiego i przykarpackiego. Wielkość olistostromów, w świetle dotychczasowych danych, wydaje się dość znaczna i np. kilkukilometrowa szerokość jest bardzo możliwa w rejonie Staszowa, Grębowa i Rozwadowa.

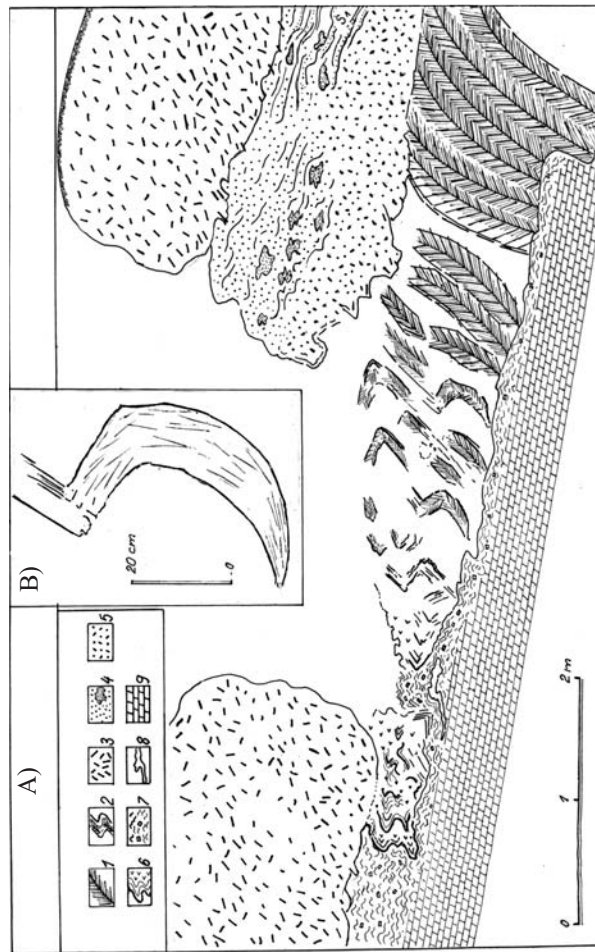


Fig. 16. Przekrój poprzeczny przez trasę diachronii w okolicy Woli Zagojskiej (A): 1 – selenit wielokryształiczny, kryształy nr 1 (jaskółcze ogony), tutaj powyginane głównie w fazie deformacji D_3 , 2 – skarłowaciate kryształy selenitowe nr 1, tutaj sfaldowane w procesie deformacji D_2 i D_3 , 3 – selenit listewkowy skatylazowany (odłamki kryształów nr IV), 4 – gipsarenit gruboziarnisty z soczewkami bardzo drobnoziarnistymi, 5 – gipsorudyty z okruchami selenitu listewkowego, 6 – gipsolutyt mikrytowo-sparytowy, miejscami silnie ilasty, skłębiony z fałdem u czola, 7 – il gipsowy z okruchami białych wapieni kawernistych oraz z ciemną substancją organiczną, 8 – soczewka zielonego iłu marglistego, glaukonitowego, 9 – biały wapień marglisty, podgipsowy (B). Widok kryształu nr 1 ze strefy fałdów skłębionych, w skali około 1 : 7, widoczne deformacyjne wygięcie szablaste, któremu towarzyszą linie translacji wzdłużnej w kryształ, aż do pojawienia się fałdu kolankowego w górnej części kryształu

Fig. 16. Cross section of the line of diachronic near Wola Zagojska (A): 1 – giant selenite crystals (No. 1), curved in D_3 deformation phase, 2 – stunted crystals of selenite No. 1, folded in D_2 and D_3 deformation phases, 3 – cataclased lath selenite (chippings of the selenite crystals No. IV), 4 – coarse gypsarenite with lenses fine grained, 5 – gypsoludite with debris of lath-like selenite, 6 – gypsoludite in part argillaceous with frontal fold, 7 – gypsum clay with clasts of white calcarenite and black organic matter, 8 – lense of green glauconitic clay, 9 – white calcareous marl. View of the crystal nEI from the folded zone. Note the sabre-like contortion with translation lines to the knee fold at the higher part of crystal (B)

Największy stwierdzony olistostrom (o budowie strefowej) opisany został w złożu Gacki koło Pińczowa; ma on około 2000 m szerokości. Budowa strefowa może być typową cechą większości olistostromów; polega ona w ogólności na występowaniu stref: wewnętrznej, skrajnej i zewnętrznej lub peryferycznej. W strefie wewnętrznej olistostrom jest zbliżony budową do wielokrotnego osuwiska, w którym całe pakiety mogą wykazywać pierwotną budowę sedimentologiczną i diagenetyczną, gdyż ruch ograniczał się do wąskich stref sił ścinających, działających wzdłuż wkładek ilasto-gipsowo-pelitowych i gipsarenitowych. Poza olistostromami strefowymi wyróżniono na podstawie badań złóż Siedliska koło Rzeszowa oraz Małoszów koło Kazimierzy Wielkiej jeszcze olistostromy uławiczone lub piętrowe. Olistostromy te wykazują kontrastowo odmienny materiał w ich spągu i stropie. W Siedliskach w spągu występują kilkumetrowe ławice makro-selenitowo-brekcyjowe (kryształy nr IV o długościach 10–30 cm w nieregularnych zrostach anastomozowych i scementowane masą gipsorudytową). Fację tę tradycyjnie nazwano by gipsem szkieletowym, co byłoby niezgodne z definicją kryształów szkieletowych (Dana 1951), bowiem facja ta jest wynikiem indukowanej stresem rekrytalizacji i wzrostu epitaksjalnego jednych kryształów, a kruszenia i destrukcji innych, zwłaszcza największych poddanych naprężeniom w czasie złożonej kinematyki ruchu masowego. Na tym podłożu krystaliczno-anastomozowym spoczywa kilkumetrowa pokrywa rozkruszonego materiału o ziarnie zbliżonym do grubego gipsarenitu; jest to więc materiał całkowicie odmienny od warstwy podścielającej, a zawarte w nim olistolity mają charakter gipsopelitowy.

Z podobnie piętrowym ułożeniem, lecz o odmiennej litologii, jest olistostrom złoża Małoszów koło Kazimierzy Wielkiej; tutaj w spągu obserwuje się dużych rozmiarów olistolity, zbudowane z całych pakietów gipsu łupkowego oraz luźno, pasywnie ułożonych wielkich kryształów selenitu (nr I), spoczywających bezpośrednio na białych marglach górnokredowych. Na spągowym pokładzie mezoolistolitowym zalega kilkunastometrowej miąższości, sfałdowana i w większości zgranulowana lub skataklazowana masa zbudowana z kryształów selenitu kostkowego (nr V, wg definicji autora z roku 1988). Nie należy tu zapominać, iż niektóre ciała olistostromowe mogły podlegać dłuższej ewolucji, w wyniku działania późniejszych faz diagenetycznych lub diagenetyki bardzo późnej. Fazom tym przypisać należy lokalne powstawanie struktury płaszczyznowej ze ścinania – lub łupkowatości S_2 , wzdłuż której rozwinęły się niekiedy osuwiska, następowało rozwarstwienie, zesoczewkowanie i budinaż, a przede wszystkim końcowe zbrekcjowanie lokalne. Zjawiska te, na przykład, silnie rozwinięte są w widocznym fragmencie olistostromu z Gniazdowic koło Proszowic, który z tego względu przybiera aspekt soczewkowato-mezo-olistolitowy (Fig. 26C, E).

Kierunki akumulacyjne olistostromów są bardzo zbliżone do kierunków deformacji osuwiskowych, co świadczy o ścisłym związku tych dwóch form transportu masowego. Ich dokładne określenie nie jest jednak łatwe i zwykle wymaga dużej liczby pomiarów. Najlepiej określone zostały kierunki w Niece Nidziańskiej i częściowo w niecce połanieckiej, gdzie zasadniczą rolę odgrywały ruchy wału smogorzowsko-pińczowskiego w fazie styryjskiej (Niemczyk 1997). Ruchy te warunkowały w pierwszej fazie kierunki osuwisk i olistostromów (Fig. 1).

Geneza olistostromów w gipsach badeńskich

Geneza większości olistostromów gipsowych jest zgodna ze schematem dla skał okruchowych podanym przez Aubouin *et al.* (1968), w myśl którego języki osuwiskowe są generatorami olistostromów z dużą ilością olistolitów. Schemat ten tłumaczy zwłaszcza dobrze tzw. brekce bryłowo-blokowe, wymieniane w wielu otworach wiertniczych PIG (Pawłowski *et al.* 1985). Pozostaje jednak do wyjaśnienia zagadnienie występowania wszędobylskich wkładek z detrytusem kryształów selenitowych, mniej lub bardziej połamanych i tkwiących w proporcjach od kilku do około 70%, bądź to w spoiwie gipsowym, bądź też ilasto-wapnistym lub też w zupełnie obcym tle skalnym, jako oddzielne litoklasty pływające w kompleksach warstwowych, laminowanych, gipsopelitach lub gipsarenitach. Należy zaznaczyć, iż fację tę, którą napotkano w odsłonięciach, poczynając od okolic Rybnika, poprzez Raławice, Wiślicę, Wołę Zagojską i Uników, opisano również w licznych otworach wiertniczych PIG w okolicach Staszowa i dalej na wschód w rejonie Piaseczna, Tarnobrzega, Grębowa aż po Rozwadów. Te zespoły detrytycznego selenitu, nie tworzą na ogół wkładek grubszych niż 2-metrowe. Podobne wielkością formy olistostromowe De Raaf (1968) nazywa olistanitami. Prawdopodobieństwo ich genezy zarysowało się po raz pierwszy w czerwcu 1985 roku na podstawie obserwacji i pomiarów „zamrożonej fleksury” lub asymetrycznego fałdu (Niemczyk 1996c, Fig. 3), na podstawie którego możliwe było wnioskowanie o tworzeniu się fałdów dystrybucyjnych dla tych niewielkich ciał olistostromowych (Fig. 17).

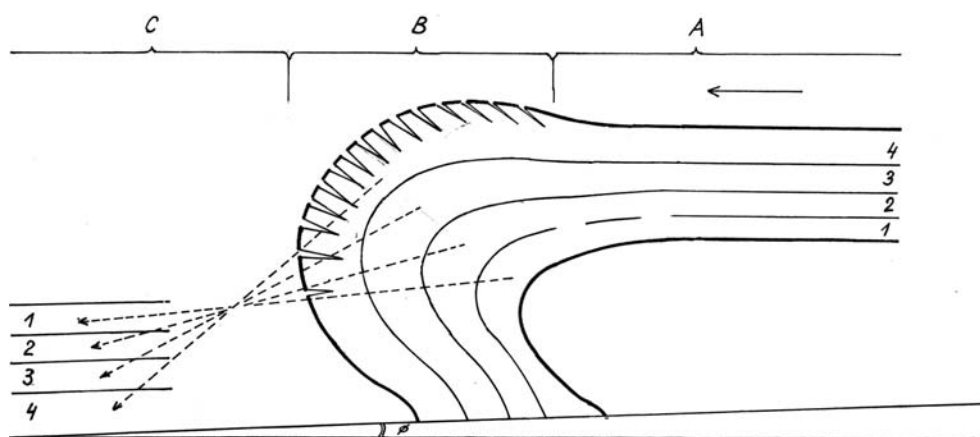


Fig. 17. Fałd dystrybucyjny dla olistostromów: A – strefa transportu masowego, B – strefa fałdu właściwego i dekapitacji lub destrukcji kolejnych warstw, C – strefa dystrybucji i redepozycji, 1–4 – numeracja warstw od najstarszej do najmłodszej, po redepozycji kolejność odwrotna

Fig. 17. Hypothetical olistostrome distribution fold: A – zone of mass transport, B – the main area of fold with decapitation zone, C – area of distribution and redeposition, 1–4 – successive layers (order inversed after redeposition)

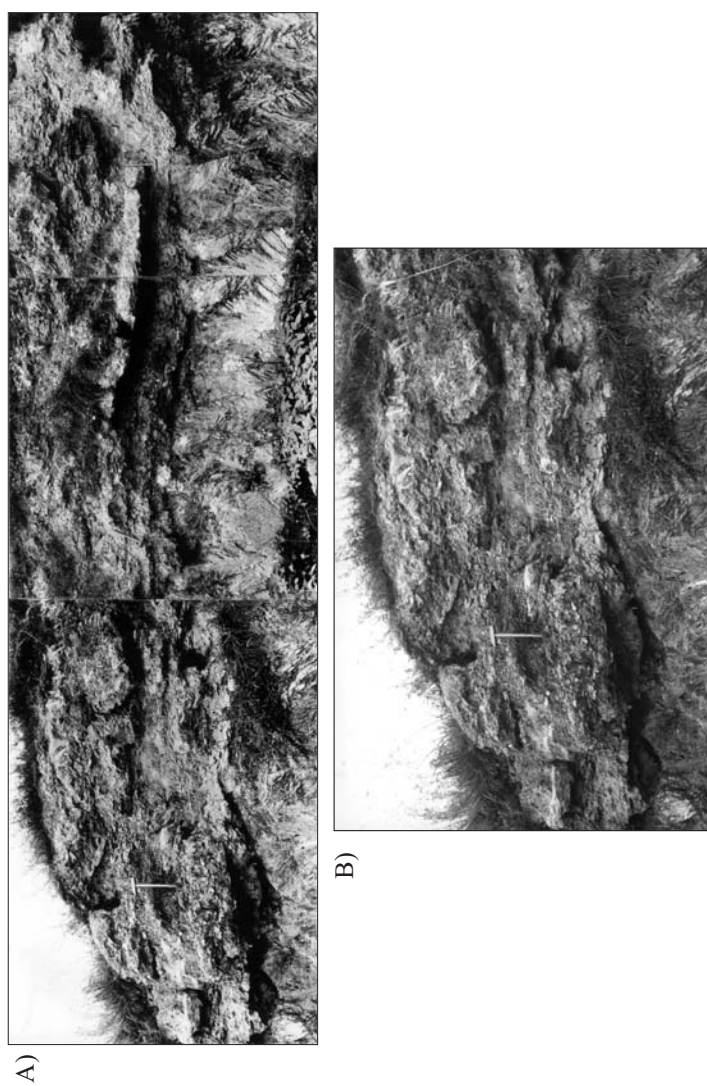


Fig. 18. Widok ogólny osuwiska w Goryslawicach (na północ od Wislicy) ukazuje ogólne zesoczewkowanie, częściowo „flaser bedding”, ale też zachowane dłuższe fragmenty warstw, ułożone płasko lub nieco przechylone, niesione pasywnie w ruchu laminarnym; spąg osuwiska zaznacza się na stropie „jaskółczych ogonów”, które są nieco przechylone ku SE, to jest zgodnie z przybliżonym kierunkiem ruchu osuwiskowego (A). Zbliżenie od strony czołowej osuwiska ukazuje zbrekcjowanie skał gipsowych, miejscami ich skruszenie i przerobienie w gipsorudy; stąd brak markerów dla dokładnego wyznaczenia osi fałdu czołowego (B)

Fig. 18. General view of Goryslawice slide. Note flaser bedding and long fragments of beds being moved in passive way; the base of slide is at the top of giant selenite crystals which are slightly inclined towards NW, thus contrary to the slide movement direction (A). Enlargement at the frontal side of Goryslawice slide, shows cataclastic zone with gypsorudite, thus the lack of frontal fold markers (B)

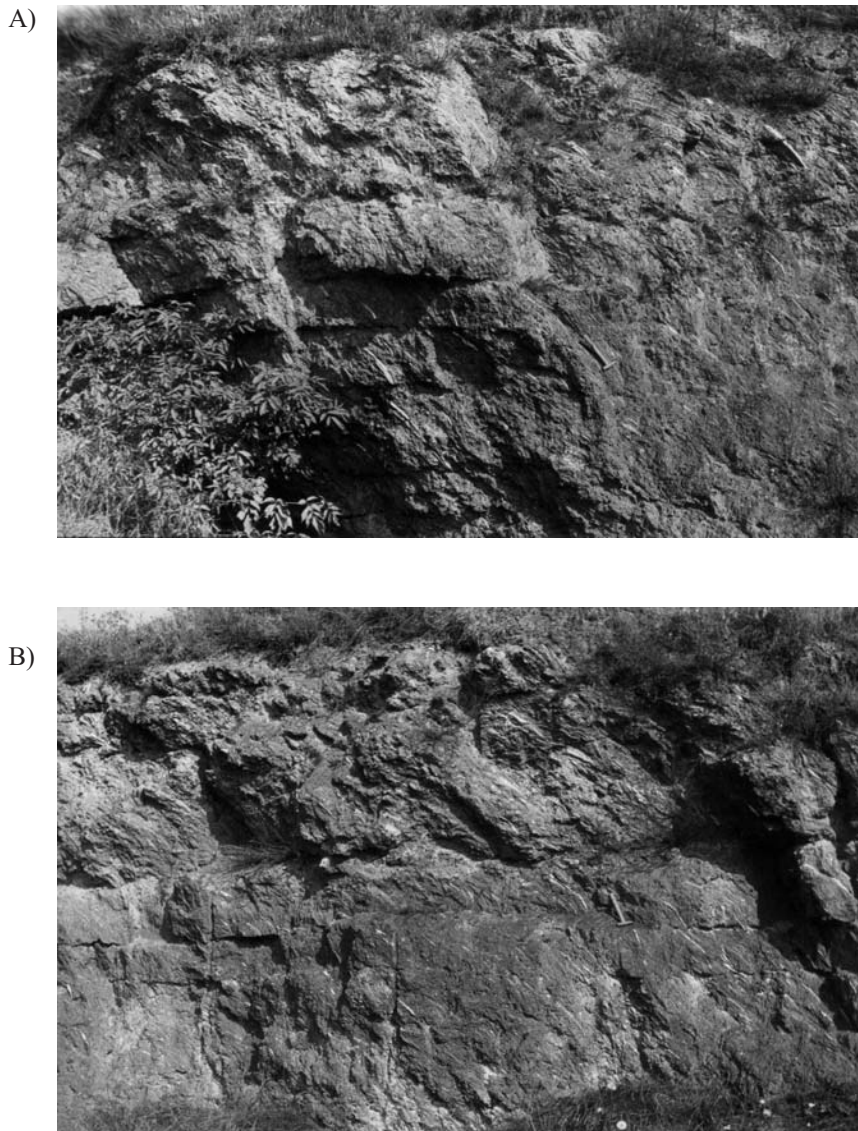


Fig. 19. Strefa czołowa osuwiska w Siesławicach (na zachód od Buska). Skały gipsowe skruszone, sfałdowane z bezładnie rozmieszczonymi blokami (A). Strefa bliższa środkowi osuwiska w Siesławicach. U dołu widoczne zdeformowane ławice gipsu „trawiastego” z zachowanym uławiczeniem S_{0+1} . U góry skłębione masy gypsurudytów, strukturalnie przynależne jeszcze do osłony fałdu czołowego, to jest do jego górnego wydłużonego skrzydła (B)

Fig. 19. Frontal zone of Siesławice slide (West of Busko). Note the gypsum beds brecciated and folded (A). Zone between the frontal fold and middle part of Siesławice slide; at the lower part shown deformed beds of grass-like selenite with preserved planar structures S_{0+1} ; at the top – folded mass of gypsurudite – continuation of the upper hinge of frontal fold (B)

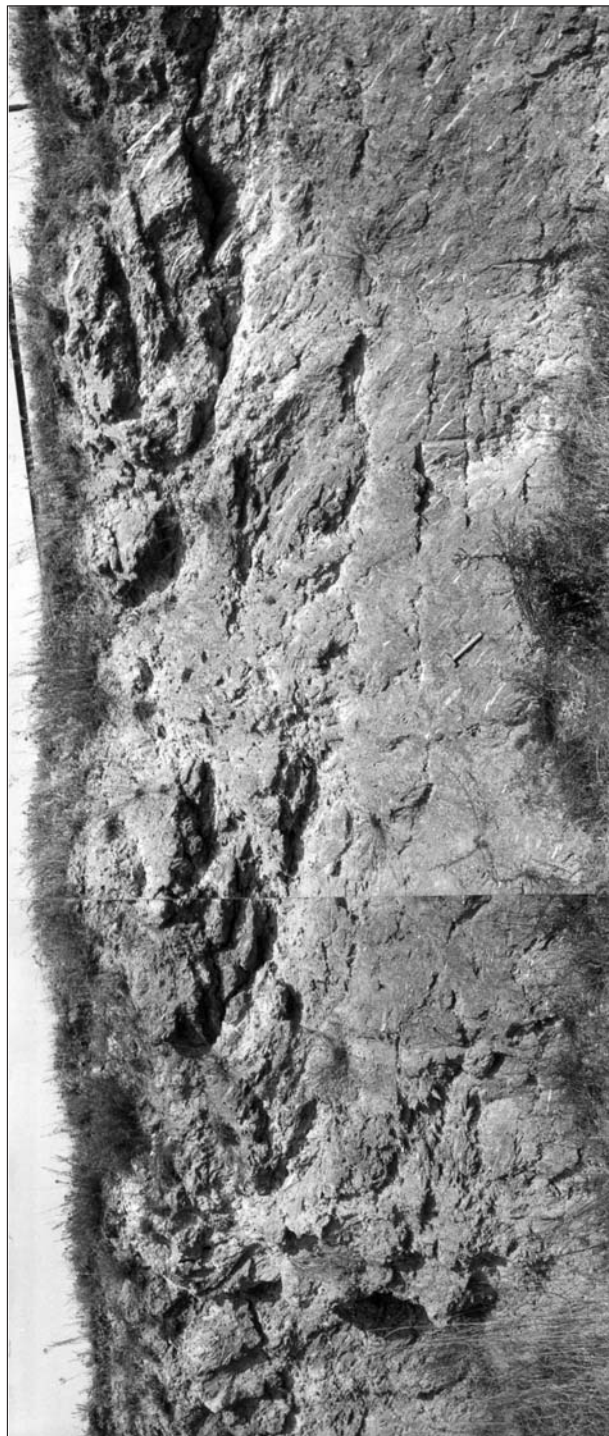


Fig. 20. Fragment środkowy osuwiska gipsowego w Siesławicach. U góry z prawej widoczne resztki ławic gipsu selenitowego, wykształconego w facji pierwotnej – trawiaszczystej. Ławice te są niesione pasywnie ruchem laminarnym w kierunku a_1 (to jest osią dynamiczną pierwszej fazy transportu masowego z azymutem około 220°). W spągu widoczne miejscami płaszczyzny ścinania S_{1+2} . Ku środkowi i z lewej płaszczyzny te zanikają i obserwuje się zniekształcone struktury grzybiaste.

Fig. 20. Middle part of the Siesławice slide. At the top on the right shown the remains of grass-like selenite beds, being moved in passive way in the direction $a_1 + 220^\circ$. At the bottom visible S_{1+2} shear planes, its vanish to the center and on the left, giving place to the mushroom structures

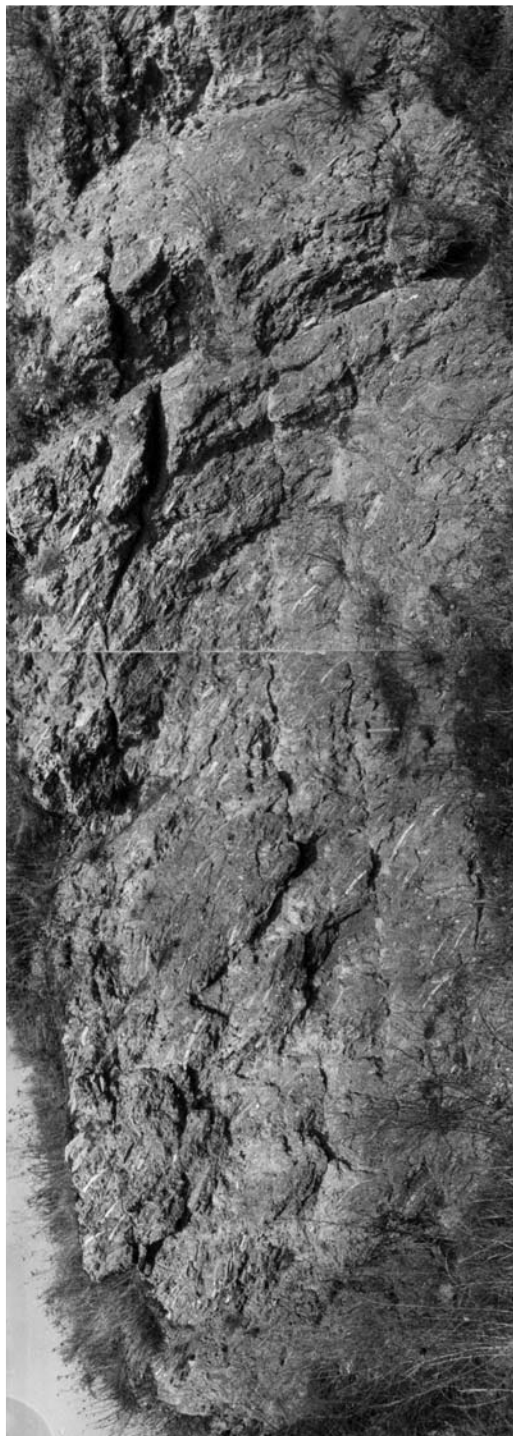


Fig. 21. Końcowa część osuwiska w Siesławicach przedstawiająca strukturę girlandowo-soczewkowe. Z prawej strony widoczny duży fragment fałdu grzybiastego rozciętego płaszczyzną S_2 . Orientacja odsłonięcia przedstawia ścianę skierowaną NE-SW, dlatego też obserwuje się jeszcze dość znaczną ilość, dobrze zachowanych, preferencyjnie ułożonych kryształów selenitu nr IV, które są pochylone ku NE – to jest przeciwnie do kierunku transportu masowego (lub osi kinetycznej a_1)

Fig. 21. Final part of the Siesławice slide show flaser bedding. At the right visible mushroom form cut by S_2 shear plane. The direction of the outcrop is NE-SW, therefore are visible the lath selenite crystals in preferential position inclined to NE, thus contrary to the mass-transport direction

A)



C)



B)



D)



Fig. 22. f_2 folds in the gypsum breccia with gypso-rodite. Gartatowice – stare wyrobisko (A). f_1 folds at the front of synsedimentary slide. Górki near Wiślica (B). View of horizontal folded (phase D_2) mass of gypso-rodite. Axe a_2 directed to the right. Gartatowice stary łom (C). Zesoczewkowanie i sfałdowanie poziome zbrekcjowanych kryształów selenitu nr V (w większości kryształy kostkowe). Oś kinetyczna a_2 – skierowana ku prawej stronie zdjęcia, wyznacza kierunek SE. Strefa czołowa olistostromu Sielec Biskupi (D)

Fig. 22. f_2 folds in the gypsum breccia with gypso-rodite. Gartatowice (A). f_1 folds at the front of synsedimentary slide. Górki near Wiślica (B). View of horizontal folded (phase D_2) mass of gypso-rodite. Axe a_2 directed to the right. Gartatowice ancient gypsum quarry (C). Horizontal folding of brecciated crystals of selenite No. V (cubic crystals). Axe a_2 directed to SE – right of the photograph. Frontal part of olistostrome Sielec Biskupi (D)

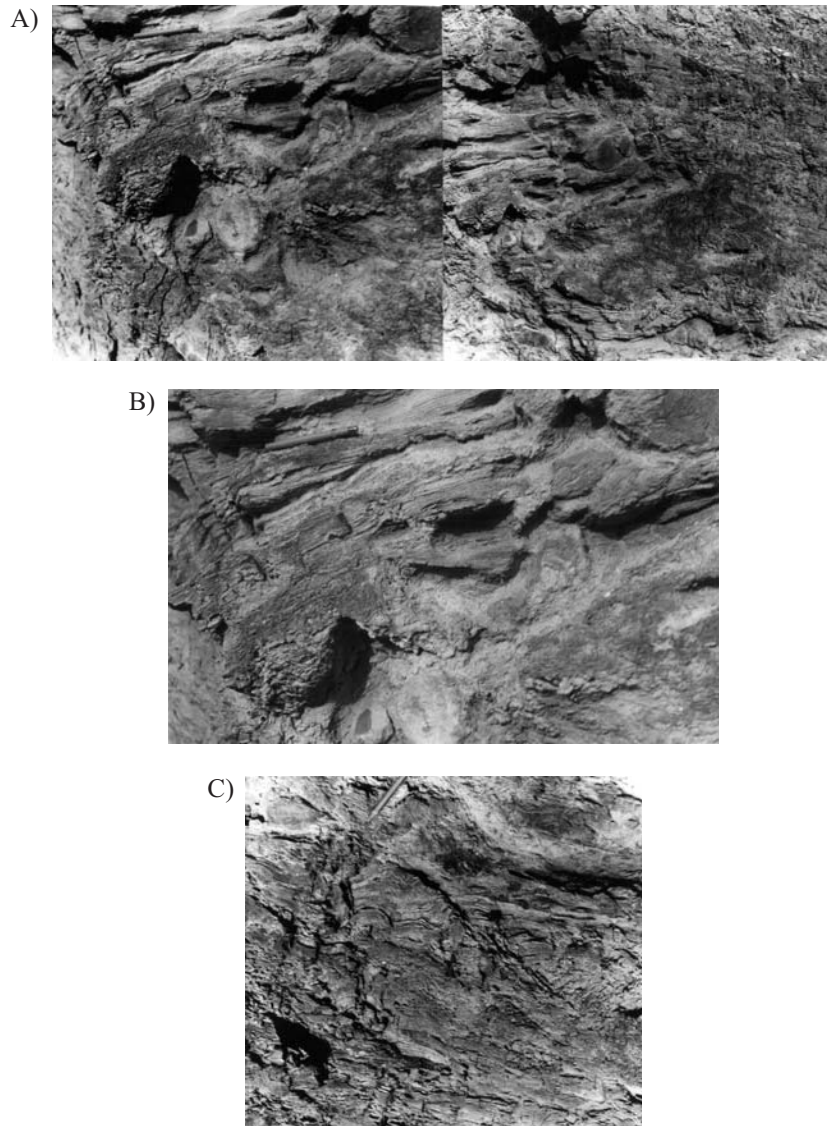


Fig. 23. Osuwisko synsedymantacyjne (fragment czołowy), w gipsach laminowanych z powyginaaniem i zerwaniem ciągłości warstw. Sielec Biskupi, stary gipsołom (A). Fragment osuwiska z prawej części figury 23A, ukazujący porozrywanie warstw z odkształceniami plastycznymi i tworzeniem się zarysów koronkowych w ich spągu (B). Zafałdowania i tworzenie się tzw. uskoków plastycznych w gipsach laminowanych z Sieleca Biskupiego (C)

Fig. 23. Synsedimentary slide (fragment frontal) in laminated gypsum curved and disrupted. Sielec Biskupi quarry (A). Fragment of the slide visible on the right part of the figure 23A – show disruption of beds and plastic deformations to produce lace-like outline at the bottom (B). Folding and plastic faults in laminated gypsum. Sielec Biskupi quarry (C)

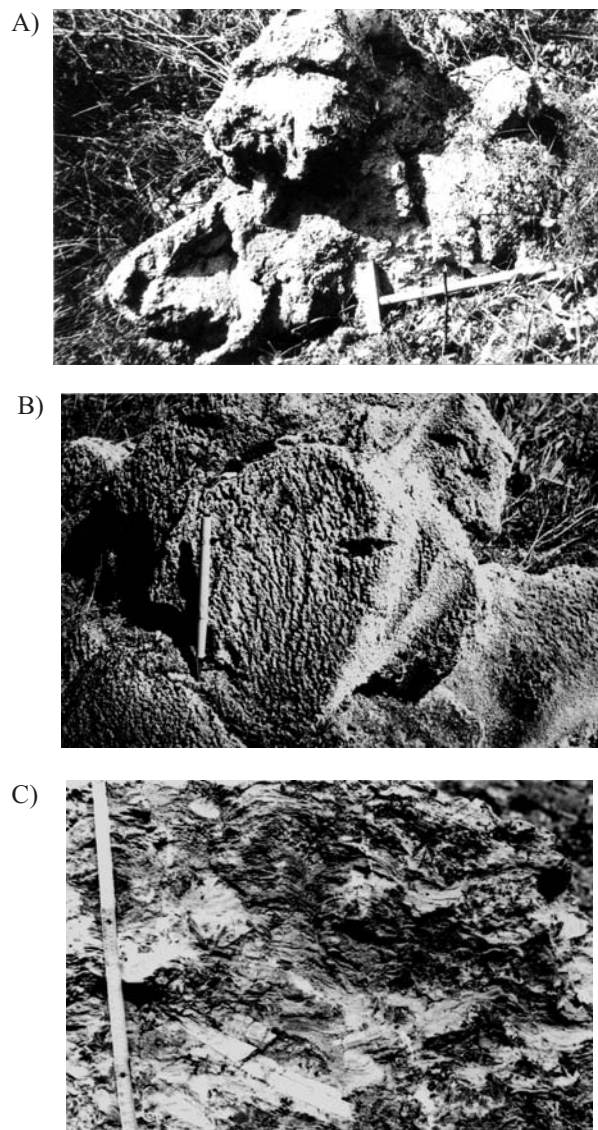


Fig. 24. Fragment sfałdowania czołowego w części językowej olistostromu Gacki (A). Bulaste formy w końcowej części językowej olistostromu złoża Gacki; zwracają uwagę charakterystyczne drobne szczeliny lub siatka szczelin, która powstać mogła przez wysychanie materiału uprzednio odkształconego plastycznie – głównie gipsylutitu i drobnego arenitu gipsowego (B). Ciało olistostromu złoża Gacki, w części peryferycznej zbudowane z brekcji o teksturze fluidalnej (C)

Fig. 24. Fragment of frontal folding in the tongue of Gacki olistostrome (A). Nodular forms in the final tongue part of Gacki olistostrome. Note the fissure grating arisen probably by desiccation of plastically deformed gypsulite (B). The body of Gacki olistostrome in peripheral zone formed by breccia of fluidal texture (C)

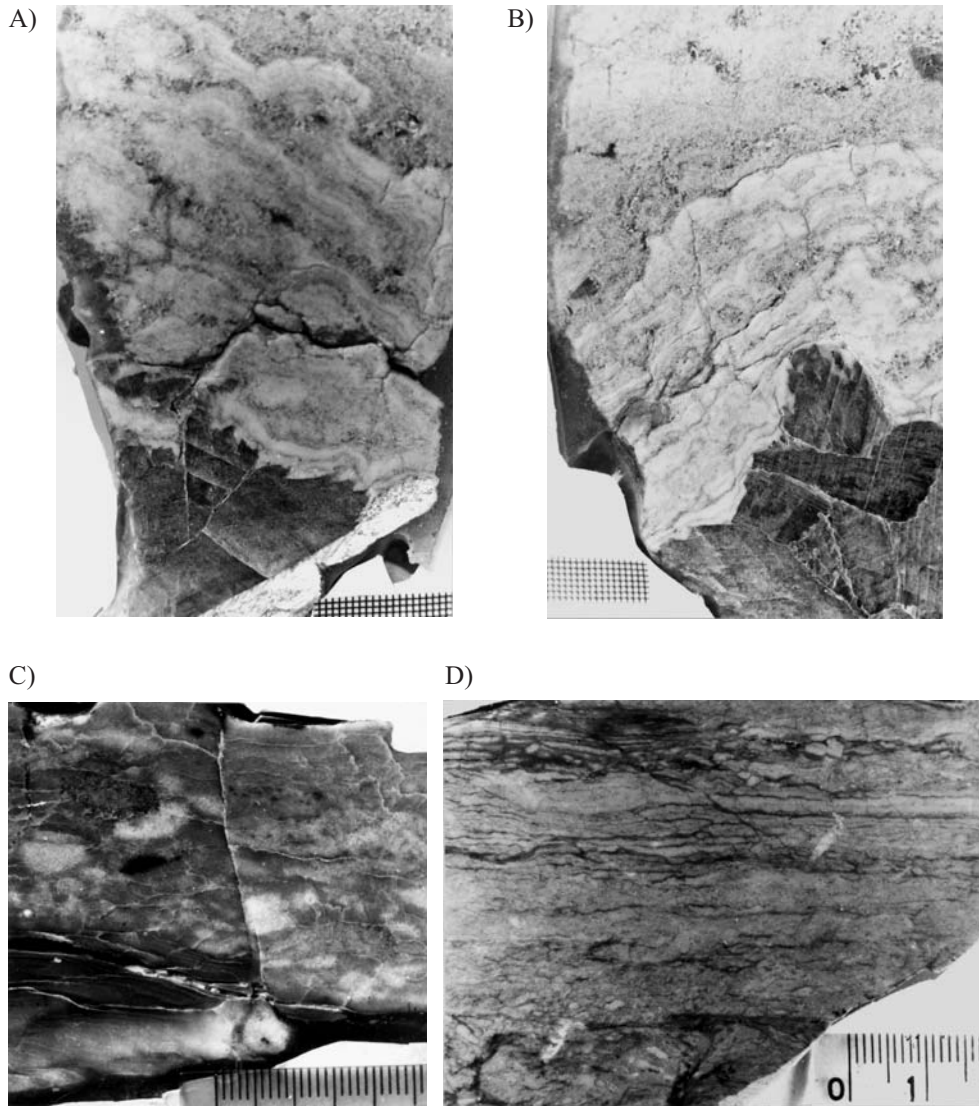


Fig. 25. Alabastryzacja bardzo drobnziarnistych gipsarenitów w spągu olistostromu złoża Gacki; notuje się powstawanie tekstur chmurzystych prawdopodobnie w wyniku ciśnienia hydrostatycznego. U dołu widoczne strefy kataklazy selenitu listewkowego (kryształów nr IV) (A, B). Alabastryzacja bardzo drobnziarnistych gipsarenitów i tworzenie się laminacji ze ścinania w strefach ciśnienia dynamicznego. Odślonięcia na N od Wiślicy (C, D)

Fig. 25. Alabastryzacja bardzo drobnziarnistych gipsarenitów w spągu olistostromu złoża Gacki; notuje się powstawanie tekstur chmurzystych prawdopodobnie w wyniku ciśnienia hydrostatycznego. U dołu widoczne strefy kataklazy selenitu listewkowego (kryształów nr IV) (A, B). Alabastryzacja bardzo drobnziarnistych gipsarenitów i tworzenie się laminacji ze ścinania w strefach ciśnienia dynamicznego. Odślonięcia na N od Wiślicy (C, D)

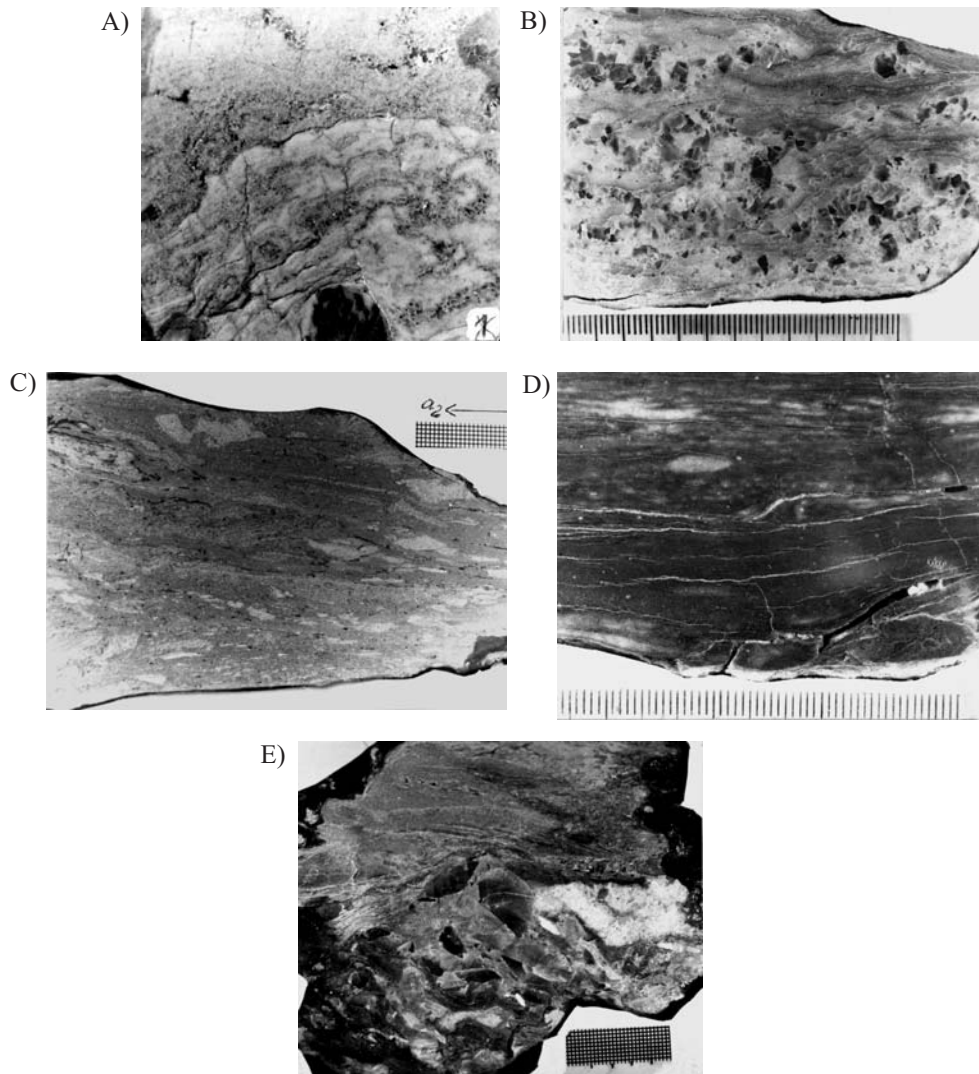


Fig. 26. Rekrystalizacja synkinetyczna wśród sfałdowanych gipsów alabastrowych. Odslonięcie z okolic Goryslawic (A, B). Sfałdowane budiny gipsarenitowe w gipsilutycie ilastym miejscami laminowanym. Olistostrom Gniazdowice (markery osi b_2) (C). Zesoczewkowanie i alabastryzacja w wyniku ciśnienia dynamicznego w gipsolutycie z Kobylnik na południe od Buska-Zdroju (D). Ponad strefą kataklazy (u dołu zdjęcia) zesoczewkowanie w gipsolutycie ilastym. Z prawej strony widoczne strzępy fałdu w gipsie alabastrowym. Strefa spagowa olistostromu złoża Gniazdowice koło Proszowic (E)

Fig. 26. Synkinetic recrystallisation among folded alabaster. Goryslawice outcrop (A, B). Folded boudine of gypsarenite in partly laminated gypsilitite. Gniazdowice olistostrome (C). Flasering and alabastrisation as the result of stress in gypsilitite. Kobylniki outcrop (D). Above the zone of cataclasis (base of the photograph) flasering in gypsilitite. On the right visible remains of fold in alabaster. The bottom of Gniazdowice olistostrome (E)

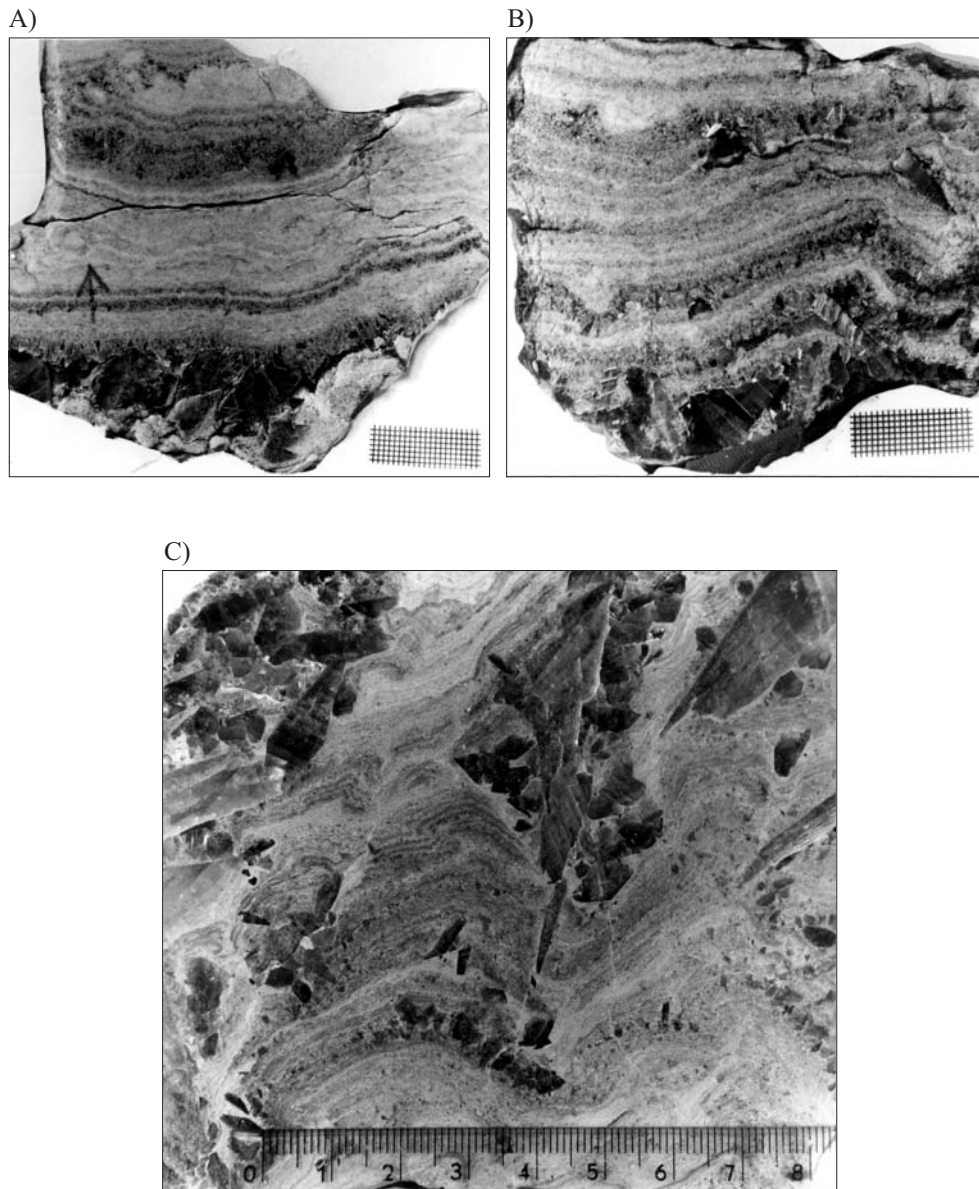


Fig. 27. Gipsarenity ze stratyfikacją pierwotną w profilu sedymentacji ustabilizowanej w Krzyżanowicach – kompleks „B” (por. Niemczyk 1995) (A, B). Gipsolutyt z wkładkami gipsarenitu sfałdowany w deformacji D_3 ; notuje się rekrytalizację selenitu wzdłuż płaszczyzn osiowych fałdów f_3 . Gipsołom w Leszczach (C)

Fig. 27. Primary stratified gypsarenites in the profile of stabilised sedimentation in Krzyżanowice (A, B). Gypsilutite and gypsarenite folded in D_3 deformation. Note recrystallisation of lath selenite in axial planes of f_3 folds. Leszcze quarry (C)



Fig. 28. Fałdy reologiczne poziome w gipsach laminowanych z Górek koło Wiślicy (A, B). Mezofałd f_1 jest nieco przekształcony w „kopułkę” – na skutek działania sił ścinających w fazie deformacji poprzecznej D_2 (B)

Fig. 28. Rheologic folds in laminated gypsum. Górki near Wiślica outcrop (A, B)

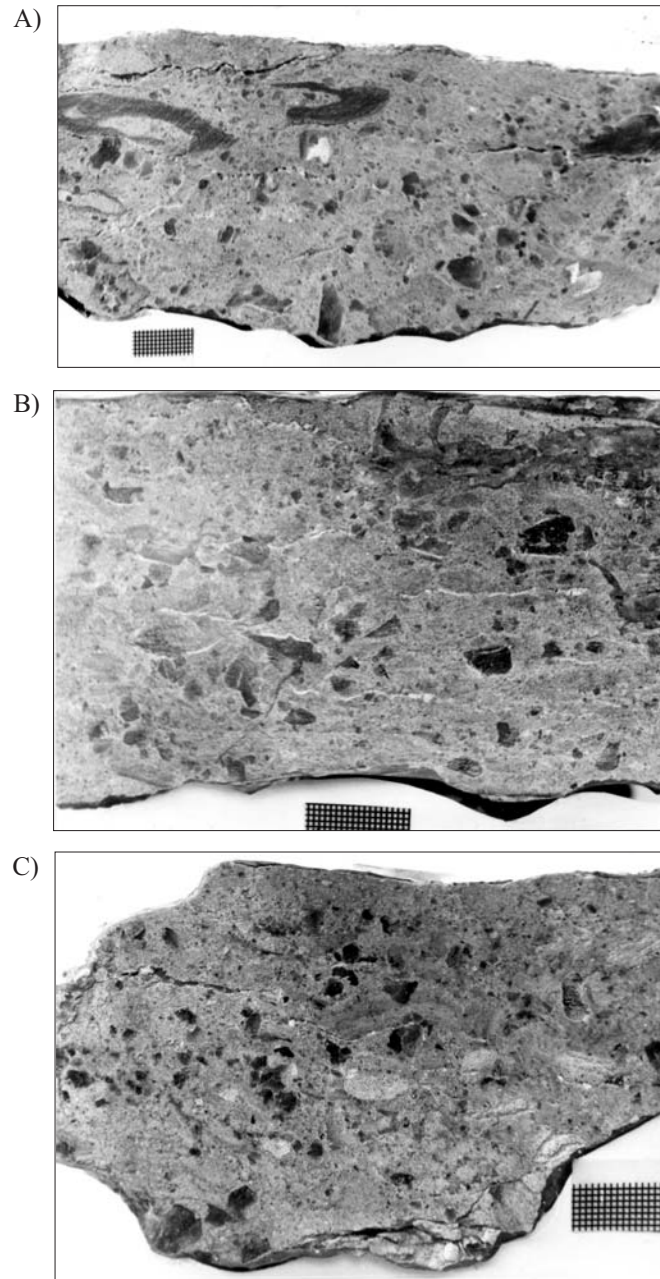


Fig. 29. Grawityt gipsowy ze strzępami fałdów i drobnymi porfiroblastami selenitowymi – Kobylniki (A). Grawityty gipsowe średnioziarniste z dużymi porfiroblastami selenitowymi – Aleksandrów (B, C)

Fig. 29. Gypsum gravitite with the remains of folds and small porphyroblasts of selenite – Kobylniki outcrop (A). Grained gravities with porphyroblasts of selenite – Aleksandrów outcrop (B, C)

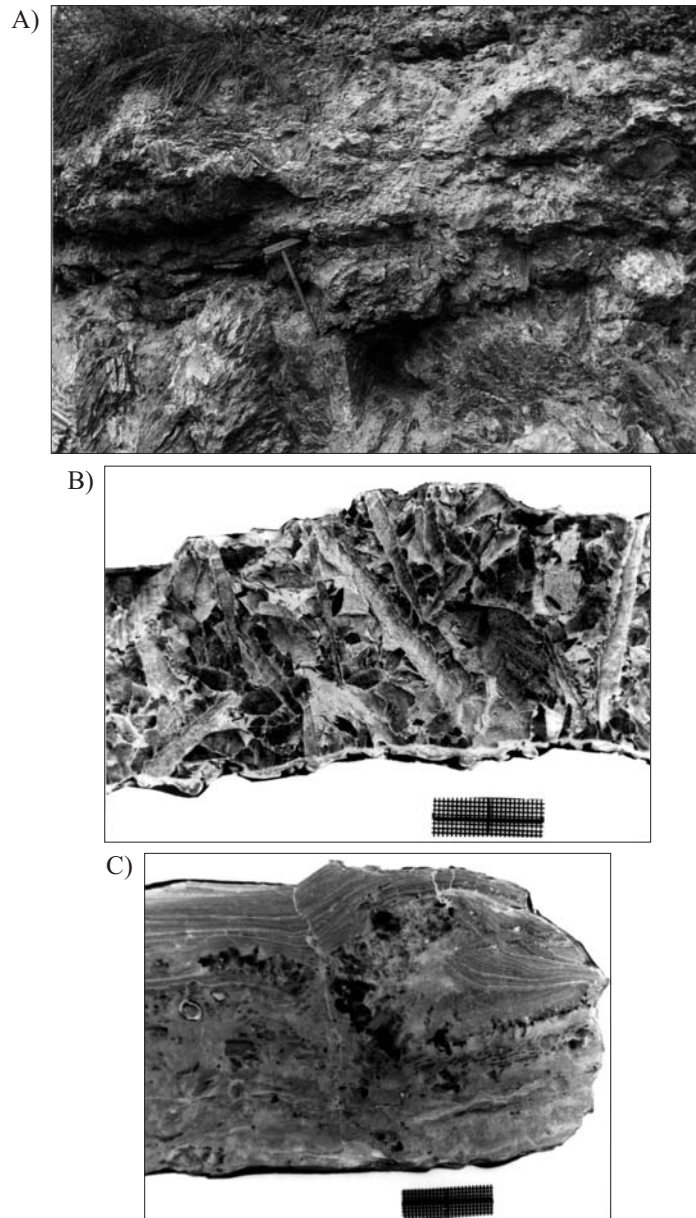


Fig. 30. Grawityt gipsowy o budowie soczewkowej w spągu osuwiska w Goryslawicach (A). Grawityt selenitowy z osuwiska w Skorocicach (B). Krystaloblasty gipsowe tworzące inkluzję tektoniczną w gipsie laminowanym z Kobylnik (C)

Fig. 30. Gypsum gravitite of flaser structure in the bottom of Goryslawice slide (A). Gypsum selenite gravitite. Skorocice slide (B). Gypsum crystalloblasts produce tectonic inclusion in laminated gypsum. Kobylniki outcrop (C)

PODSUMOWANIE

Do tektoniki grawitacyjnej przyczyniły się niemal wszystkie odmiany transportu masowego: spływy, zsuwy, ześlizgi i spelzywanie. Spływy miały miejsce z całkowitym przeobrażeniem tekstury pierwotnej i wytworzeniem grawitytów (Fig. 22D, 25, 26A, B). Zachowane strzępy fałdów reologicznych oraz tekstury rotacyjne wskazują na kierunek spływu prostopadły do głównych lineamentów NW-SE. Do zainicjowania spływów mogły przyczynić się wstrząsy sejsmiczne, jak na to wskazują badania Peryta & Kasprzyka (1992) i Peryta (2000). Wstrząsy sejsmiczne mogą być odpowiedzialne za lokalny wzrost ciśnienia porowego wśród drobnych gipsarenitów i powstanie tekstur chmurzystych (Fig. 25A, B).

Zsuwy i ześlizgi powodowały powstanie podmorskich osuwisk, w których wyróżnić można: fałd czołowy (Fig. 18B, 19A, 22, 23A), strefę środkową z częściowym zachowaniem tekstur pierwotnych (Fig. 19B, 20, 23) i strefę końcową o budowie girlandowo-soczewkowej (Fig. 21). Osuwiska związane były z dwoma fazami deformacji. W fazie pierwszej notuje się częściowe zachowanie struktury płaszczyznowej S_0 , a w fazie drugiej następuje prawie całkowite zesoczewkowanie i zbrekcjowanie z wytworzeniem struktury płaszczyznowej S_2 (Fig. 18A). Kierunki transportu osuwiskowego mają związek z głównymi lineamentami NW-SE i uskoki do nich poprzecznymi (por. Fig. 1). Są więc kontrolowane przez tektonikę, ale ruch zsuwcy mógł być zainicjowany przez wstrząsy sejsmiczne. Częściowo wskazują na to przyczyny osuwiska w Górkach (Niemczyk 1994) i analiza niejednorodności efektywnej w rejonie Gartatowic (Niemczyk 1996b). Fakty te potwierdzają poglądy o przyczynie redepozycji w utworach siarczanowych (Peryt & Kasprzyk 1992, Peryt 2000). Pewne zastrzeżenia budzi fakt, że w stropie drobnoziarnistych gipsarenitów i gipsolutytów nigdzie nie stwierdzono intruzji diapirowych lub struktur „płomienistych”, które wg Mohindra & Bogati (1996) są charakterystyczne dla sejsmitów w utworach drobnoziarnistych. Zanotowano jednak bardzo duże nierówności stropu gipsarenitów w południowej części niecki niedziańskiej i zachodniej części niecki połanieckiej (Fig. 12). W obszarze o synsedymencie ustabilizowanej (Fig. 3), gipsarenity zachowały pierwotną stratyfikację (Fig. 27A, B).

Olistostromy obejmowały duże obszary poddane systematycznym ruchom spelzającym z naprzemiennymi etapami krystalogenii i kataklazy. Ciała olistostromów miały budowę strefową złożoną, w głównym zarysie, z brekcji brzegowych i stref z zachowaną kohezją, w których widoczne są odkształcenia plastyczne (Fig. 24). Jak wykazują obliczenia na podstawie olistostromu złoża Gacki (Niemczyk 1998), w korelacji z jego bocznym zajęciem z serią ustabilizowaną (Niemczyk 1995), prędkość ruchu była zawarta w granicach od 2×10^{-3} do $0,4 \times 10^{-5}$ cm/s. Taki ruch spelzający na skalę regionalną możliwy był już przy niewielkim nachyleniu stoku, który był dopuszczalny wzdłuż kierunkówznaczonych przez główne lineamenty NW-SE.

WNIOSKI KOŃCOWE

Równie ważnym zagadnieniem jak przyczyny tektoniki grawitacyjnej są jej skutki. Osuwiska olistostromy, fałdy dystrybucyjne, grawityty, powodują powstanie bardzo różnorodnych facji akumulacyjnych i stąd różnorodne profile litologiczne, w których należy

odróżnić człony pochodzące z transportu i akumulacji grawitacyjnej od członów sedymentacji statycznej. Nie uwzględnia tego litostratygrafia Wali (1980), dlatego nie ma ona wartości stratygraficznej. Niestety oparli się na niej kolejni autorzy: Kasprzyk (1991), Bąbel (1992), Peryt & Kasprzyk (1992). Należy zaznaczyć, że jedynym znanym obszarem o sedymentacji ustabilizowanej jest niewielki obszar położony na północnym krańcu niecki nidziańskiej (Fig. 3). Jest on dobrze określony, gdyż zazębia się z olistostromem Gacki. Tu też znajdują się odsłonięcia pełnego poziomu gipsowego, prawie wolne od wpływu tektoniki grawitacyjnej (Niemczyk 1995). Sedymentacja ta kształtowała się całkiem odmiennie od obszarów deformacyjno-osuwiskowych, jak to obrazują profile litostratygraficzne Wali (1980) i Kasprzyk (1991). Była to bowiem sedymentacja ustabilizowana, prawie statyczna i zarysowały się w niej cyklotemy w liczbie podobnej do innych bardziej odległych rejonów (Garlicki 1968, Niemczyk 1986). Osuwiska, zsuwy, ześlizgi i olistostromy zaczynają się już w drugim cyklotemie – w sekwencji B serii pierwotnej (wg podziału Niemczyka 1995). W pracach Kasprzyk (1989 – Fig. 2 i 1991 – Fig. 11) prawidłowo w kolejności stratygraficznej ustalone są człony a, b, c, d, e, zaś wyżej leżące gipsy szkieletowe i szablaste to akumulacja z ruchów zsuwowych. Obszary o pierwotnej sedymentacji ustabilizowanej, wolne od zaburzeń tektoniki grawitacyjnej, mogły się zachować jedynie w północnych skrawkach niecek laramijskich. Według geologów naftowych (Otluszczyk 1967) w poziomie gipsowym na przedgórzu Karpat powszechne są wąskie pasy o zwiększonej i malejącej miąższości gipsów i anhydrytów mające główne kierunki NW-SE, a więc zgodne z osią *b* pierwszej fazy deformacji (Fig. 6A, 8A) – na podstawie odsłonieć. Oś ta jest równoległa do szerokości olistostromów, których długość w kierunku ruchu była nieznaczna. Tłumaczy to dobrze rozciągające się pasy akumulacyjne opisane przez Otluszczyk (1967). A zatem olistostromy gipsowe posiadały cechy złożowo-strukturalne podobne do podawanych przez Görler & Reutter (1968).

LITERATURA

- Abbate E., Bortolotti V. & Passerini P., 1970. Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, 4, 521–557.
- Allen J.R.L., 1965. Sedimentation to the lee of small underwater sand – waves: an experimental study. *Jour. Geol.*, 73, 95–116.
- Aubuin J., Brousse R. & Lehman J.P., 1968. *Précis de géologie*. 3. Dunod, Paris, 1–529.
- Bagnolds R.A., 1954. Experiments on a gravity frie dispersion of a large solid spheres in a newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. London*, A. 225, 49.
- Bąbel M., 1992. *Rozwój facjalny, sedymentacja i diagenеза gipsów nadnidziańskich*. Praca doktorska, Uniwersytet Warszawski.
- Beneo E., 1956. Accumuli terziari da resedimentazione (olistostroma – nell’Appennino centrale e frane sottomarine. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 78, 291–319.
- Bortolotti V., 1964. Geologia dell’alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo. *Boll. Soc. Geol. Italiana*, 83, 4, 25–154.

- Bosellini A. & Hardie L.A., 1973. Depositional theme of a marginal marine evaporites. *Sedimentology*, 20, 2–27.
- Bukowski K., 1994. Środowisko sedymentacji i geneza bryłowej części złoza w Wieliczce. *Prz. Geol.*, 42, 9, 754–758.
- Clark D.N., 1980. The sedimentology of the Zechstein 2 carbonate Formation of Eastern Drenthe The Netherlands. *Contrib. Sedimentol.*, 9, 131–165.
- Czarnocki J., 1936. Profil studni zdrojowej w Solcu oraz ogólne uwagi dotyczące budowy zapadliska soleckiego w synklinie jędrzejowskiej (pasma wójczo-pińczowskiego). *Po-siedz. Nauk. PIG*, 45, 70.
- Dana M., 1951. *System of mineralogy*. J. Wiley and Sons Inc., New York.
- De Raaf J.F.M., 1968. Turbidites et associations sédimentaires apparentée. I and II Koninkl. *Ned. Akad. Wetensch.*, 71, 1–23.
- Dott R.H., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 47, 104–128.
- Edinger S.E., 1973. The growth of gypsum. *Journal of Crystal Growth*, Nord Holland Publ. Co., 18, 217–224.
- Fisher R.V., 1971. Features of coarse grained high concentration fluids and their deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 41, 916–927.
- Fisher R.V. & Mattinson J.M., 1968. Wheeler Gorge turbidite-conglomerate series, California; Inverse Grading. *J. Sedim. Petrol.*, 38, 1013–1023.
- Flores G., 1955. Discussion. 4 Wld. Petroleum Congr., Proc., sect. I A-2, Roma, 120–121.
- Flores G., 1959. Evidence of slump phenomena (olistostromes) in area of hydrocarbons exploration in Sicily. *World Petrol. Congr., Proc.*, 5 th, N. Y., 13, 259–275.
- Garlicki A., 1968. Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215.
- Gawęł A., 1962. Budowa geologiczna złoza solnego Wieliczki. *Prace Inst. Geol.*, 30, 3, 305–331.
- Görler K. & Reutter K.J., 1968. Entstehung und Merkmale der Olistostrome. *Geol. Rdsch.*, 57, 2, 484–514.
- Hardie L.A. & Eugster H.P., 1971. The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow clastic accumulation. *Sedimentology*, 16, 187–222.
- Jacobacci A., 1965. Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 86, 65–85.
- Johnson A.M., 1970. *Physical Processes in Geology*. Freeman eds., San Francisco, California, 1–571.
- Kasprzyk A., 1989. Litologia osadów siarczanowych miocenu w rejonie staszowskim. *Kwart. Geol.*, 33, 2, 241–268.
- Kasprzyk A., 1991. *Charakterystyka litologiczna i sedymentologiczna gipsów mioceńskich południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, między Wisłą a Nidą*. Praca doktorska, PIG Oddz. Kielce.

- Kolasa K. & Ślącza A., 1985. Sedimentary salt mega-breccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. *Acta Geol. Pol.*, 35, 221–230.
- Krysiak Z., 1982. Tektonika utworów strontonośnych i ich podłoża w odsłonięciu czarkowskim. *Kwart. Geol.*, 26, 2, 459–460.
- Kubica B., 1992. Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace PIG*, 83, 1–60.
- Kühn R., 1979. Diagenesis in Evaporiten. *Geol. Rdsch.*, 68, 3.
- Kühn-Velten H., 1955. Subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. *Geol. Rdsch.*, 44, 3–25.
- Kwiatkowski S., 1972. Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. *Prace Muzeum Ziemi*, 19, 3–94.
- Lombard A., 1956. *Géologie sédimentaires: les séries marines Masson*. Paris, 1–722.
- Łyczewska J., 1965. Utwory górnokredowe i trzeciorzędowe na obszarze pomiędzy Działoszycami a Jędrzejowem. *Kwart. Geol.*, 9, 2, 348–364.
- Łyczewska J., 1971. Wpływ tektoniki wgłębnej na struktury młodomezozoiczne i kenozoiczne okolic Jędrzejowa i Pińczowa. *Kwart. Geol.*, 15, 1, 137–147.
- Łyczewska J., 1975. Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego. *Biul. PIG*, 283.
- Masson P. H., 1955. An occurrence of gypsum in southwest Texas. *Journ. of Sedim. Petrol.*, 25, 1, 72–77.
- Mohindra R. & Bogati T., 1996. Seismically induced soft-sediment deformation (seismites – around Sumbo in the Lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology*, 101, 12, 69–83.
- Müller G. & Füchtbauer R., 1970. *Sediment – Petrologie: Sediment und Sedimente und Sedimentgesteine*, Stuttgart.
- Niemczyk J., 1980. Badania mezostrukturalne epimetamorficznej serii łupkowo-szaro-głazowej w rejonie Jarnołówka koło Głucholaz. *Kwart. AGH Geologia*, 6, 4, 59–70.
- Niemczyk J., 1982. *Allochtoniczna seria ewaporatów mioceńskich na brzegu Karpat między Dębicą a Ropczycami*. Praca doktorska, AGH, Kraków.
- Niemczyk J., 1986. Cyklotemy w mioceńskiej serii ewaporatowej na brzegu Karpat między Broniszowem a Małą. *Kwart. AGH Geologia*, 12, 4, 104–115.
- Niemczyk J., 1988a. Litostratygrafia gipsów mioceńskich pomiędzy Buskiem a Wiślicą. *Kwart. AGH Geologia*, 14, 3, 105–115.
- Niemczyk J., 1988b. Gipsarenity w mioceńskiej serii ewaporatowej w rejonie Wiślicy. *Kwart. AGH Geologia*, 14, 3, 51–56.
- Niemczyk J., 1991. Odkształcenia i drobne struktury w gipsarenitach mioceńskiej serii ewaporatowej rejonu Wiślicy. *Kwart. AGH Geologia*, 17, 3, 89–98.
- Niemczyk J., 1994. Kopalne osuwisko mioceńskie w serii gipsowej z Górek koło Wiślicy. *Czasopismo Techniczne*, Politechnika Krakowska, 2B, 70–81.
- Niemczyk J., 1995. Profil litostratygraficzny serii gipsowej w Krzyżanowicach koło Pińczowa jako podstawa do rozważań sedymentologicznych. *Kwart. AGH Geologia*, 21, 3, 183–196.

- Niemczyk J., 1996a. Znaczenie olistostromów w złożach gipsowych Polski południowej. *Czasopismo Techniczne*, Politechnika Krakowska, 5B, 115–127.
- Niemczyk J., 1996b. Wczesne fazy deformacyjne fałdowania poziomego reologicznego jako źródło niejednorodności efektywnej zespołu skał gipsowych w okolicy Gartatowic na Poniżiu. *Czasopismo Techniczne*, Politechnika Krakowska, 5B, 130–142.
- Niemczyk J., 1996c. O pochodzeniu fałdów w poziomie gipsowym w związku ze zjawiskami olistostromów w utworach badeńskich w rowie przedkarpackim. *Kwart. AGH Geologia*, 22, 4, 339–357.
- Niemczyk J., 1997. Osuwisko miocenne w serii gipsowej z Siesławic na tle budowy geologicznej okolic Buska Zdroju. *Prz. Geol.*, 45, 8, 1–5.
- Niemczyk J., 1998. Olistostrom złoża gipsowego Gacki koło Pińczowa. *Kwart. AGH Geologia*, 24, 1, 65–75.
- Niggli P., 1952. Gesteine und Minerallagerstätten. B. II Die exogenen. *Gesteine u. Mineral-lagerstätten (speziell.)*, Basel, 458–500.
- Obuchowicz Z., 1966. Próba ustalenia budowy zapadliska przedkarpackiego w granicach Polski. *Kwart. Geol.*, 10, 1.
- Ogniben L., 1957. Petrografia della serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descrit. Carte Geol. Ital.*, 33, 275.
- Otłuszyk S., 1967. Miąższość serii gipsowo-anhydrytowych przedgórze Karpat. *Geof. i Geol. Naftowa*, 3, 123.
- Osmólski T., 1972. Wpływ budowy geologicznej brzeżnych partii niecki działoszyckiej na rozwój procesów metasomatozy gipsów miocennych. *Biuletyn PIG*, 260, 65–145.
- Osmólski T., Sieradz A., Krysiak Z. & Wilczyński M., 1978. Związek krasu z tektoniką w utworach gipsowych niecki nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, 22, 2, 428–429.
- Parea G.C. & Ricci-Lucchi F., 1972. Resedimented evaporites in the periadriatic through (Upper Miocene, Italy). *Isr. J. Sci.*, 21, 125–141.
- Passerini P., 1965. Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, 5, 95–176.
- Pawłowski St., Pawłowska K. & Kubica B., 1985. Budowa geologiczna tarnobrzęskiego złoża siarki rodzimej. *Prace Inst. Geol.*, 64.
- Peryt T.M., 2000. Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Badenian of Carpathian Foredeep southern Poland. *Sedimentary Geology*, 134, 331–342.
- Peryt T.M. & Kasprzyk A., 1992. Earthquake – induced resedimentation in the Badenian (middle Miocene – gypsum of southern Poland). *Sedimentology*, 39, 235–249.
- Peryt T.M., Orti F. & Rossel L., 1993. Sulfate platform basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), Western Poland: facies and petrography. *Jour. of Sediment. Petrol.*, 63, 646–658.
- Postma G., 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 291–294.
- Reynolds D.L., 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. *Am. Jour. of Sci.*, 252, 577–614.

- Ricci-Lucchi F., 1973. Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basin conditions in Periadriatic Messinian (Appennines fore-deep, Italy). In: Drooger C.W. (ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*, 142–149, Amsterdam.
- Richter-Bernburg G., 1973. Facies and paleogeography of the Messinian evaporites in Sicily. In: Drooger C.W. (ed.), *Messinian Events in the Mediterranean*, 124–141, Amsterdam.
- Rouchy J.M., Pierre C. & Sommer F., 1995. Deep-water resedimentation of Anhydrite and Gypsum deposits in the Middle Miocene (Belayim Formation – of the Red Sea, Egypt). *Sedimentology*, 42, 267–282.
- Rutkowski J., 1981. O tektonice utworów mioceńskich w zachodniej części zapadliska połanieckiego. *Rocznik PTG*, 41, 1, 169–179.
- Sander B., 1930. *Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite*. Springer Verlag, Wien, 1–352.
- Schlager W. & Bolz H., 1977. Clastic accumulation of sulfate evaporites in deep water. *Jour. Sedim. Petrol.*, 47, 600–609.
- Schreiber B.Ch., 1978. Environments of subaqueous Gypsum deposition. In: *Marine Evaporites SEPM Short Course No. 4*, Oklahoma City, 43–73.
- Schreiber B.Ch., Friedman G.M., Decima A. & Schreiber E., 1976. Depositional environments of upper miocene (Messinian – evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, 23, 729–760.
- Shepard R.P. & Dill R.F., 1966. *Submarine canyons and other sea valleys*. Rand Mc Nally, Chicago, 1–381.

Summary

At the beginning author handles with general subaqueous massmovement, in which must be distinguish three episodes:

- 1) mobilization,
- 2) transport,
- 3) emplacement.

These are not distinguished by many authors giving the definition of accumulated materials. Thereby some authors propose that all classification should depend on mode of emplacement, which is best visible by observation. One of the particular redeposition by accumulation of chaotic breccias is given in the olistostromes. This term could be employed to the breccias of selenite crystals and also to the shatter breccias. The genesis of the last are related to the large slide structures, whereas the selenite breccias are connected with the smaller structures like kinetic folds (Figs 1–30, Tabs 1–3).

The movement direction of these large olistostromes, are similar to the small slide structures, in which two generations have been distinguished:

- 1) eodiagenetic slides of D_1 phase of deformation,
- 2) eodiagenetic slides of D_2 phase of deformation.

The slides of D_1 phase are classical formed by a frontal fold, which give the clothing to the zone of greather diagenesis, in which the S_0 planes are preserved. Only the terminal zone of these slides shows flaser bedding and disruptions. Whereas in the slides of D_2 phase not any frontal fold can be distinguished, because its are in total disrupted and show flaser bedding. Its are likely to be formed in the later phase of eodiagenesis. Orientations of the directions of D_1 and D_2 are given on the projection diagrams. The pattern of olistostromes is connected generally with the D_1 deformation phase.

In the Nida and Działoszyce troughs the zones of gravitional flow have been recorded. The viscosity of the flowage shows Bingham property, because of significant cohesion forces. The facies formed on this way are here called gypsum gravitites.