

## Osuwisko miocenijskie w serii gipsowej z Siesławic na tle budowy geologicznej okolic Buska Zdroju

Jan Niemczyk\*

Objawy zsuwczyczych ruchów masowych, podczas sedymentacji gipsów nidziańskich, były sygnalizowane już we wcześniejszych pracach autora (Niemczyk, 1988, 1994). Jednak dopiero opracowania obejmujące większe obszary (Peryt & Kasprzyk, 1992; Kubica, 1992; Peryt i in., 1994), pozwalają zerwać z założeniami statycznej sedymentacji badenu w tzw. nieckach laramijskich południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Dwie fazy deformacyjne, stwierdzone w rejonie południowo-nidziańskim (Niemczyk, 1991) pozostają w mniejszej lub większej zależności od przejawów fazy styryjskiej wzdłuż lineamentów głównych na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Rola wulkanizmu jest jeszcze słabo zbadana i dyskusyjna (Niemczyk, 1995). Deformacje wczesnodiaogenetyczne, a miejscami również późnodiaogenetyczne, są widoczne niemal na całym obszarze nidziańskim i działoszyckim, choć w tym ostatnim rejonie kierunki elementów tektonicznych bywają bardziej zmienne i trudniejsze do rozszyfrowania. Diageniza bardzo zróżnicowanej litologicznie serii gipsowej obejmowała szeroki wachlarz procesów zachodzących w toku konsolidacji, kompaktacji i lityfikacji, toteż w zależności od nasilenia czynnika diastroficznego w czasie tych procesów, w danym rejonie, występują swoiste dla niego zjawiska osuwiskowe i deformacyjne, które w dotychczasowych pracach nie zostały uwzględnione. Pierwsze analizy tych zjawisk zostały wykonane w rejonie wiślickim (Niemczyk, 1991, 1994). Niniejsza praca stanowi kontynuację tych szczegółowych badań lokalnych, które mogą prowadzić do bardziej ogólnych wniosków.

### Charakterystyka osuwiska

W budowie geologicznej okolic Siesławic (ryc. 1a, b) udział biorą oprócz gipsów, różnego rodzaju skały wapienne, w których nie stwierdzono makrofauny ani mikrofauny. Wstępnie można uznać, iż utwory wapienne otaczające gipsy, a także iłowce z siarką (które stwierdzono w podłożu osuwiska), stanowią serię azoiczną o znacznym zróżnicowaniu facjalnym.

Długość osuwiska nie przekracza 100 m; ryc. 2 przedstawia większą jego część, ze szczególnym uwzględnieniem fałdu czołowego. Fałd ten jest rozczłonowany: jego część przednia, mająca długość ok. 15 m, jest oderwana i silnie zdeformowana (por. ryc. 4), część druga natomiast stanowi otulinę lub osłonę fałdu pochwoowego, w którego jądrze pojawiają się pakiety pierwotnie warstwowanego selenitu (kryształły nr IV — definicja wg Niemczyka, 1988, 1995). W pakietach tych zachowały się liczne tekstury pierwotne, zwłaszcza powierzchnie  $S_{0+1}$ , które tylko miejscami są nieco zafalowane. W obrębie fałdów czołowych natomiast, powierzchnie te występują jedynie szczytkowo, jako silnie sfałdowane i dobrze widoczne struktury płaszczynowe. Są to płaszczyny ścinające  $S_2$ . Kryształły selenitowe nr IV występują w trzech zasadniczych odmianach, wynikających z przekształceń tektonicznych.

Odmianę pierwszą stanowią kryształły przechylone z pewną orientacją statystyczną (por. ryc. 3). Odmianę tę odnaleźć można w tych miejscach, w których  $S_{0+1}$  leży mniej więcej poziomo, tj. w swej pozycji pierwotnej, co dla niektórych autorów zajmujących się krystalogenezą (Bąbel, 1986) dawało złudzenie pierwotnie krzywego wzrostu selenitu listewkowego. W istocie bowiem, zwłaszcza w jądrze osuwiska, dobrze widać kryształły selenitowe nr IV wyrastające z płaszczyny  $S_0$ , która stanowi tutaj faktyczną płaszczynę zarodkowania. Nie widać natomiast superpozycji płaszczyn  $S_1$ , co wymaga szczególnie starannych badań strukturalnych.

Przez analogię można przypuszczać, iż znane z serii messyńskiej facje trawiaste *grass-like*, są uwarunkowane tektoniką grawitacyjną.

Drugą zasadniczą odmianę w osuwisku stanowią gipsy zbreczkowane, złożone głównie z połamanych kryształów selenitu listewkowego, wśród których występują pojedyncze osobniki nr IV, często nieco skrzywione, rzadziej wygięte na kształt szabli, lecz zachowujące pozycję zorientowaną statystycznie w kierunku preferencyjnym, którym jest w przybliżeniu azymut  $210^\circ$  (ryc. 3). Kryształły szablaste są najczęściej związane z pofałdowanymi fragmentami osuwiska, tj. z otuliną fałdu czołowego i jej przedłużeniem stanowiącym górne skrzydło tego fałdu.

Trzecią odmianę deformacyjną stanowi gips zgranulowany, podobny do opisanego w fałdach skłębionych w osuwisku w Górkach k. Wiślicy (Niemczyk, 1994); ogólnie mówiąc, podobnie jak tam, obserwować go można w przegubie fałdu czołowego (ryc. 4), a także w silnie sfałdowanych partiach części końcowej osuwiska.

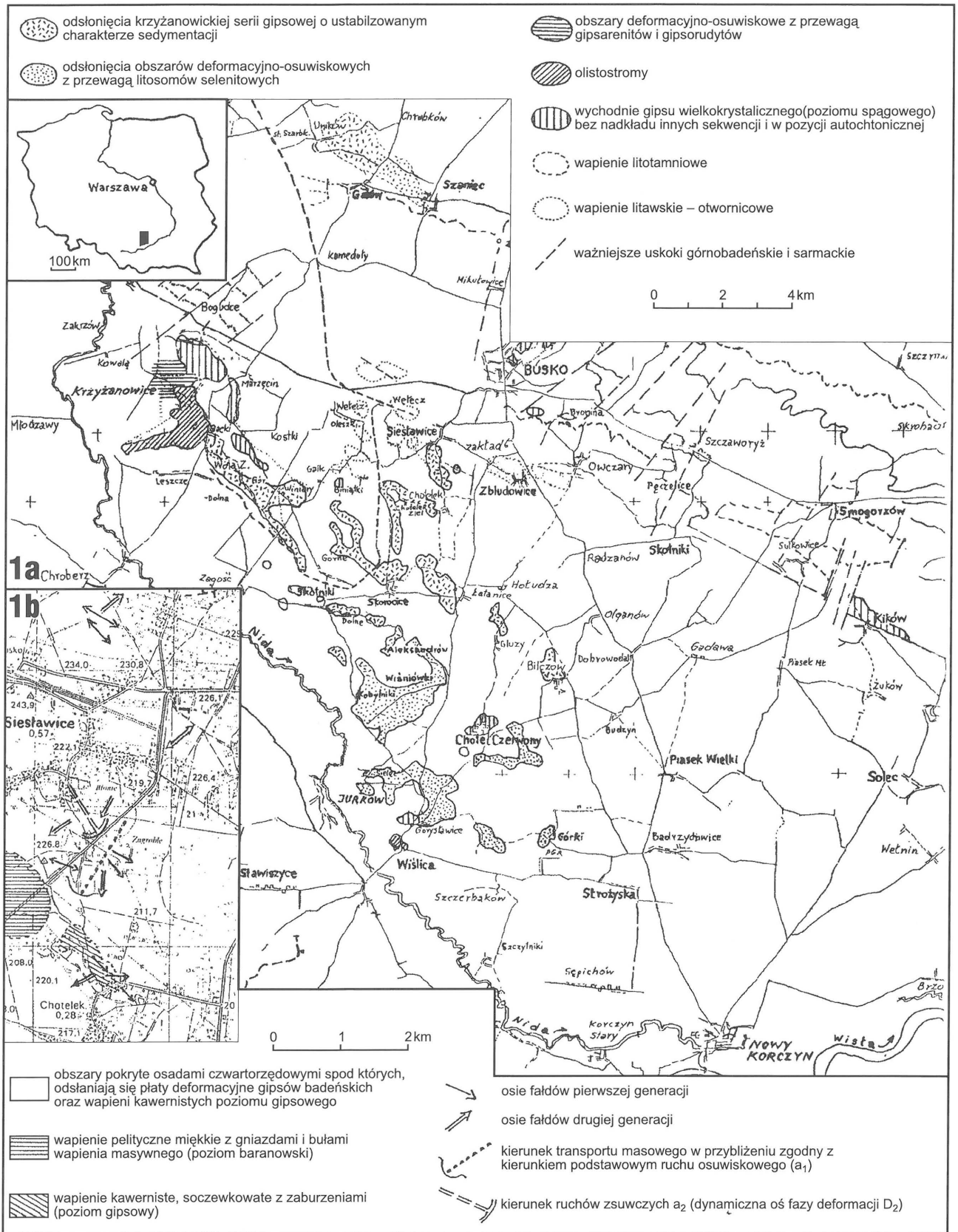
Część rdzeniowa osuwiska, po lokalnym zerwaniu, zdaje się przedłużać aż do części końcowej, tj. na ok. 60 m licząc od początku fałdu czołowego. Rozmiary otuliny natomiast są nadzwyczaj asymetryczne, podczas gdy w spągu ma ona zaledwie kilka metrów, to w stopie, wprawdzie rozczłonowanej, można wyróżnić silnie sfałdowane górne skrzydło osłaniające rdzeniową część osuwiska aż do części końcowej. Część rdzeniowa na odcinku 40–60 m ulega stopniowemu zafalowaniu, pojawiają się płaszczyny ścinające  $S_2$ , które nakładają się, zwłaszcza w miejscach zmniejszonej odporności materiałowej na ścinanie (w tym przypadku strefy międzylawicowych fałdów włączonych należące do deformacji  $D_1$ ). W ten sposób różnica między rdzeniem i osłoną stopniowo zanika i obserwuje się przejście do części końcowej całej struktury, która wykazuje silne podwójne zafalowanie, miejscami rozczłonowanie na odrębne konfiguracje strukturalne, na kształt bulwiasty, liściasty lub ogromnej rozwartej korony kwiatowej. Jest to oczywiście uzależnione od lokalnego charakteru odkształceń, rodzaju fałdów oraz sposobu interferencji między kierunkami  $D_1$  i  $D_2$  (por. ryc. 5 i 6). W części końcowej dobrym dowodem na ruchy zsuwające jest obserwacja spągu, który leży na iłowcach osiarkowanych, w tym miejscu niosących w stopie znaczną ilość toczniczków gipsowych oraz iłowych, których średnica dochodzić może do 15 cm. Ỉłowce te wykazują lekkie nachylenie ku N, znaczące niezgodność tektoniczną podłoża, w stosunku do kierunku ruchu masowego w osuwisku subakwatorycznym (ryc. 5).

Pośrednim dowodem na ruch osuwiskowy w tej części odsłonięcia, są kilkumetrowe pakiety gipsu trawiastego z zachowanym warstwowaniem pierwotnym i przenoszone pasywnie w masach sfałdowanego materiału, gdyż płaszczyny  $S_0$  są w nich nachylone w dowolnych kierunkach, jednak prawie zawsze niezgodnie z pozycją płaszczyn  $S_1$  lub  $S_2$  (ryc. 6).

### Interpretacja i wnioski

Poza strefą fałdu czołowego, która posiada cechy zbliżone do osuwiska w Górkach k. Wiślicy, zasadniczą część osuwiska siesławickiego wykazuje odmienny charakter. Jest on zdeterminowany odmiennym składem litologicznym i teksturalnym pokładów gipsowych. Według najnowszego podziału litofacjalnego (Niemczyk, 1995), osuwisko siesławickie dotyczy tylko jednego kompleksu — oznaczonego literą B lub po prostu sekwencji selenitowej drobno-cyklicznej, zdefiniowanej już znacznie wcześniej (Niemczyk, 1988). Sekwencja ta jest tutaj wykształcona w formie litosomowej

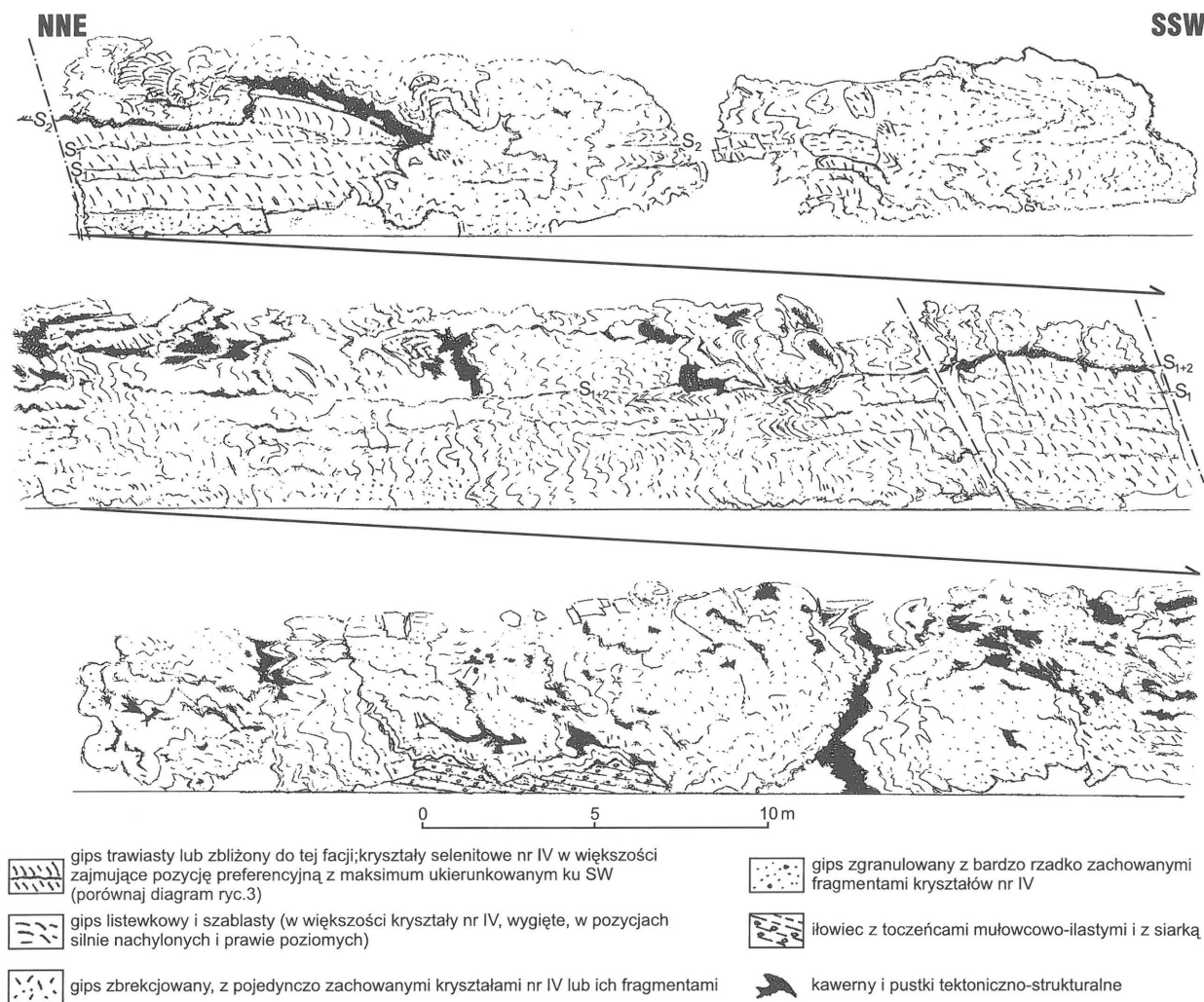
\*Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków



Ryc. 1a. Mapa odsłonięć poziomu gipsowego w rejonie niżańskim; b — szkic geologiczny rejonu Sileszów przedstawiający kierunki tworzenia się struktur wczesnodiagenetycznych

(por. Kubica, 1992), złożonej z czterech do pięciu niekompletnych warstw selenitowych o grubości 0,3 do 0,5 m oraz niezwykle cienkich szwach sedimentacyjnych. Warstwy te nie podlegały jednolitej konsolidacji i lityfikacji, ze względu na ruch osuwiskowy. W zależności od nasilenia tego ruchu

następowała w jednych miejscach dekompozycja tekstury pierwotnej, w stopniu mniej lub bardziej zaawansowanym (od zwykłego przechylenia kryształów do ich przewrócenia, płynięcia i zbrekcjowania), w innych zaś, bardziej skonsolidowane i sztywniejsze masy, zachowały lokalną spójność



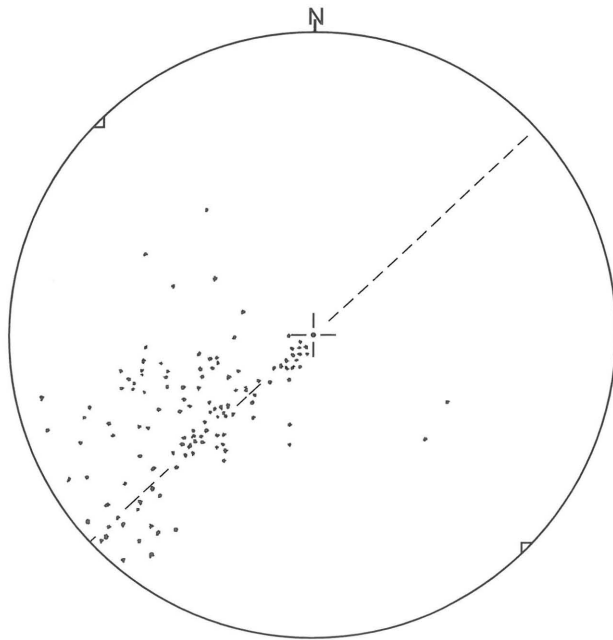
Ryc. 2. Profil terenowy osuwiska gipsowego w Siesławicach (definicje morfologiczne kryształów — Niemczyk, 1995)

warstwową i w wyniku naprężeń w strefach słabszych ulegały rozerwowaniu dając autonomiczne pakiety o większych lub mniejszych rozmiarach. Pierwsze z nich ulegały dalszym odkształceniom, zwłaszcza w fazie D<sub>2</sub>; drugie, których wielkość nie przekraczała 23 m, mogły być przenoszone pasywnie w otaczających masach osadowych o niższym stopniu konsolidacji. Te niewielkie, pływające na kształt olistolitów pakiety gipsowe mają dobrze zachowane tekstury pierwotne. W małych odsłonięciach, a szczególnie nawiercone w otworach, mogą prowadzić do wyciągnięcia bardzo mylnych wniosków.

W spągu osuwiska w Siesławicach, nie występują gipsarenity, tak jak w Górkach, lecz ily z siarką, co jednak nie oznacza iż osuwisko to nie mogło być zainicjowane w gipsarenicie lub gipsolutycie, a następnie dalszy już transport odbywał się na iłach (o czym świadczą doskonale zaokrąglone toczce). Szare ily z siarką mogą stanowić fację pokrewną gipsom; nigdzie jednak w rejonie niedziańskim nie notuje się iłów w spągu depozycyjnym serii ewaporatowej. Wyjątek stanowią Gorysławice, w których Nielubowicz (1961) podaje ił z kilkucentymetrowymi warstewkami bitumicznymi, znaczącymi tutaj pierwotne środowisko euksyniczne. Czarnocki (1935) natomiast opisuje z okolic Kikowa ily łupkowe, ale ponad warstewką modiolowo-erwiliową; ily te zajmują dokładnie położenie gipsów odsłoniętych opodal. Podobne obserwacje przytacza Michalski (1884) z niecki działoszyckiej, gdzie „gipsy wykazują przejście w gliny wapienne z

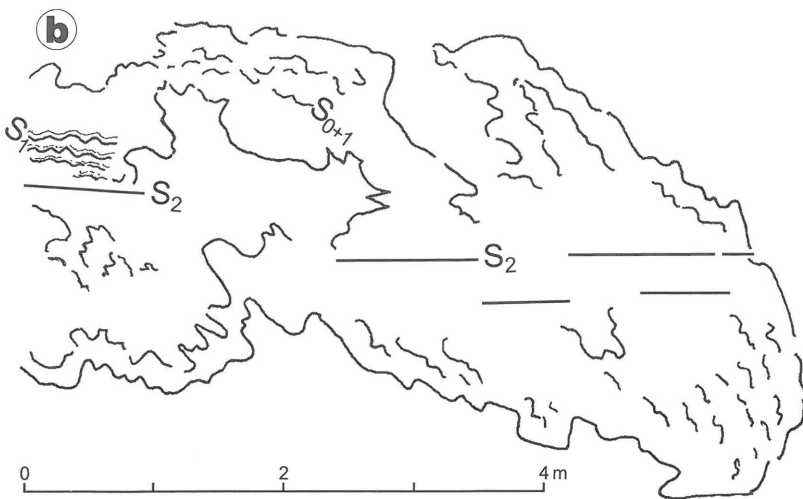
kryształami gipsu”. Lazarek (1957) podkreśla fakt, że w spągu serii ewaporatowej leżą przede wszystkim margle glaukonitowe, mniej lub bardziej piaszczyte. Autorka ta podaje tylko kilka wyjątków: są to na NW od Skorocic — szare margle ilaste oddzielające gips od warstw glaukonitowych; w rejonie Krzyżanowic i Gacek następuje zróżnicowanie: „tam, gdzie gips ma większą grubość, w tych miejscach margle glaukonitowe leżą bezpośrednio pod gipsem; na obszarach, gdzie grubość gipsu znacznie się zmniejsza, pod gipsem leży warstwa jasnoszarych margli ilastych”. Autorka ta stwierdza, iż pojawianie się niektórych złóż gipsowych na bardzo różnym podłożu stanowiło największą trudność dla stratygrafów. W świetle nowych wyników badań (zwłaszcza w Górkach, Siesławicach, Krzyżanowicach, Gackach, Aleksandrowie, Zagości i Woli Zagojskiej) zagadnienie to wymaga uporządkowania.

Przed wszystkim należy odróżnić spąg pierwotnej serii ewaporatowej siarczanowej, tj. warstwę skalną na której rozpoczęła się krystalogenia selenitu nr I (definicja zob. Niemczyk, 1988), od podłoża, na którym spoczywają inne kompleksy siarczanowe, nasunięte lub przemieszczone w wyniku procesów deformacji wczesnodiagenetycznych. Problem ten staje się trudny do rozwiązania ze względu na fakt, iż nie ustalono dotychczas praw rządzących zmianami facjalnymi w warstwach poprzedzających ewaporaty, a zatem sposobu wygaśnięcia poszczególnych sekwencji, czy



Ryc. 3. Diagram przedstawiający orientację 117 pomiarów najdłuższych krawędzi selenitów listewkowych w strukturach osuwiskowych Skorocic i Siesławic (półkula dolna siatki Schmidta)

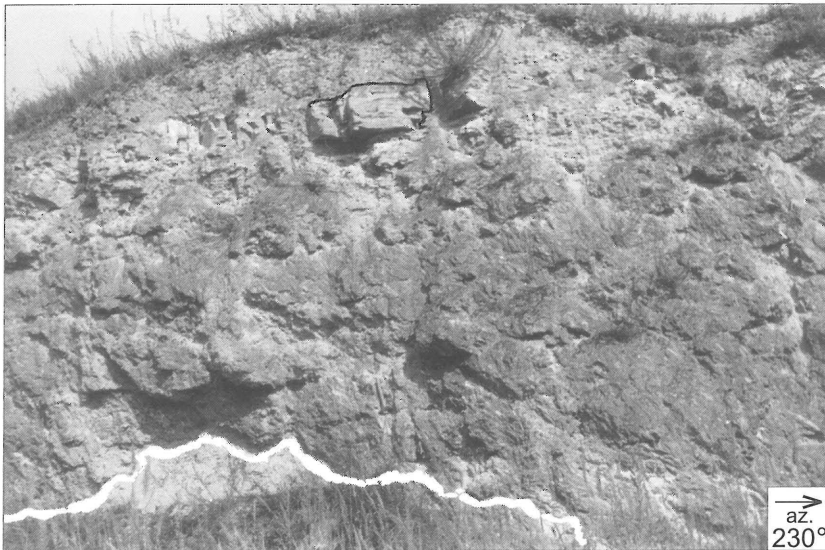
też ewolucji niektórych jeszcze w okresie ewaporatowym. Wychodząc nieco poza granice badanego obszaru, można przytoczyć szczegółowe prace Alexandrowicza (1963), z których wynika, iż w samej facji tęgłowej zmienność jest tak znaczna, że porównywanie warstw jest możliwe tylko na niewielkich odległościach. W niecce nidziańskiej dotyczy to niewątpliwie poziomu litotamniowego i warstw baranokich. Jako przykład zachodzących różnic w wykształceniu profilu warstw podgipsowych na niewielkiej odległości (ok. 3 km po osi NW–SE) przedstawiają się profile Krzyżanowic i Woli Zagojskiej (Czarnocki, 1935). W Krzyżanowicach, bezpośrednio pod gipsem, leżą luźne margle kredowate, białe (2 m miąższości), na marglach glaukonitowych (1,5 m miąższości). Obie te warstwy margli są jednak oddzielone kilkucentymetrową warstewką utwardzoną (*hardening*), która stanowi w tym miejscu przypomnienie warstewki erwiliowej, na której w kilku innych miejscach (jak w Nadole pod Buskiem, wzgórzu Św. Mikołaja w Busku), rozpoczyna się krystalogenia osobników nr I. W Woli Zagojskiej krystalogenezę tę poprzedza ok. 1,5 m warstwa margli podgipsowych, spoczywająca na marglach glaukonitowych, z przegrzebkami. Grubość tych margli jest zbliżona do tej w Krzyżanowicach. Nieco większa grubość utworów glaukonitowych pojawia się w okolicy Łągiewnik — na NE od Buska, ku południowi niecki Nidy natomiast warstwy glaukonitowe ulegają wycienieniu oraz zanikowi (Gorysławice, Solec) — wiercenie podawane przez Kontkiewicza (1882).



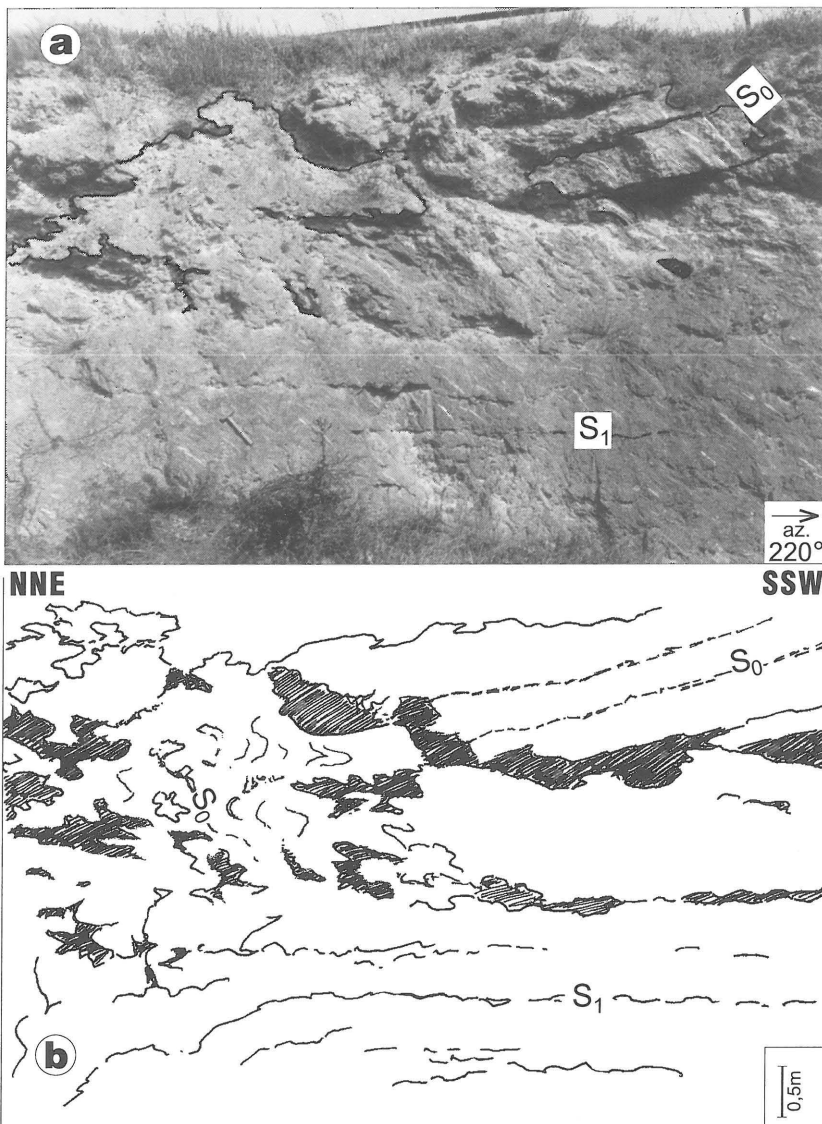
W okolicy wsi Wiśniówki warstwy glaukonitowe zawierają drobne gniazda i soczewki gipsolutytowe o śnieżnej białości; podobne, lecz nieco większe od nich znajdują się w stropie piasków baranowskich w Aleksandrowie, wraz z rozkruszonymi fragmentami utworów glaukonitowych. Leżące na nich pokłady gipsu selenitowego — kryształy nr I, są skarłowaciałe (mają przeciętnie ok. 0,5 m wysokości, a miejscami przechodzą w kryształy kostkowe o kilkunastocentymetrowej średnicy). Nasuwa to przypuszczenie o możliwości lokalnego zanikania spągowego pokładu gipsów lub całej serii siarczanowej, na korzyść jakiejś facji wapiennej. W górze Kadziny pod Kikowem są to iły łupkowe, zielone, z soczewkami twardego, masywnego wapienia lub też margle kruche, białawe (w południowej części góry); natomiast na wschód od Łatanic (nieco opodal kamieniołomu z pokładem wielokrystalicznego gipsu w pozycji pierwotnej), występuje jedynie masywny wapień drobno i średniokrystaliczny bez fauny. Nieco dalej na wschód, w otworze wiertniczym w Hołudzy (PG Kraków, 1978) stwierdzono już tylko ciemne iły. Podobnie w okolicach wsi Bilczów, wysepki masywnego wapienia białego, w analogicznej pozycji, opodal kompleksu A, na południe od wsi, świadczą o tym, że pokład spągowy ulegał

Ryc. 4. Widok części czołowej osuwiska w Siesławicach: a — sfaldowane masy gipsorudy w strefie fałdu czołowego, b — rysunek kreskowy przedstawiający sfaldowane struktury płaszczynowe S<sub>0+1</sub> oraz niemal poziomo ułożone płaszczyny ścianające S<sub>2</sub>





**Ryc. 5.** Fragment części końcowej osuwiska w Siesławicach, ukazujący warstwowanie soczewkowe z pasywnie przenoszonymi porcjami ławic o pierwotnym warstwowaniu dobrze zachowanym; spąg osuwiska (oznaczony białą linią krzywą) pod nim spoczywa szary iłowiec z siarką i toczeńcami stanowiącymi podłoże ruchu osuwiskowego



**Ryc. 6a.** Fragment części środkowej osuwiska w Siesławicach. U góry z prawej widoczne resztki ławic gipsu facji trawiastej, niesione pasywnie wśród sfałdowanej masy górnego skrzydła osłony fałdu osuwiskowego, z lewej rozwinięta struktura grzybiasta; **b.** Rysunek kreskowy na podstawie powyższego fragmentu osuwiska, przedstawiający przejście struktur płaszczynowych  $S_0$  i  $S_1$  w strukturę grzybiastą, w której płaszczyn  $S_{0+1}$  ulegają sfałdowaniu

lokalnie wyklinowaniu. Jedno z takich wyklinowań, dobrze zachowane w odsłonięciu, znajduje się na diachronicznej linii w okolicach Woli Zagojskiej Gómej.

Dokładne poznanie przebiegu ząbienia się facji, występujących w samym tylko obszarze Siesławic i Chotelka (ryc. 1b), wymagałoby bardzo kosztownych badań. Obecnie wiadomo, iż w niecce niedziańskiej, stratygraficzne podłoże lub spąg serii ewaporatowej, nie stanowią utworów podpisa jakiegokolwiek kompleksu czy facji, lecz te warstwy na których leży niezaburzony lub tylko słabo zdeformowany kompleks spągowy A, tylko wyjątkowo są to ily lub margle podpisa. Miejsca krystalogenezy poziomu spagowego nie zawsze były siedliskami dla depozycji wyżej położonych serii gipsowych, które podlegały najczęściej zsuwczym ruchom masowym, dając bardzo zróżnicowane złoża akumulacyjne.

### Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W. 1963 — Pr. Państw. Inst. Geol., 39: 51–39.  
 BĄBEL M. 1986 — Prz. Geol., 34: 204–208.  
 CZARNOCKI J. 1935 — Spraw. Państw. Inst. Geol., 8: 99–140.  
 KONTKIEWICZ S. 1882 — Pam. Fizjograficzny, 2: 175–202.  
 KUBICA B. 1992 — Pr. Państw. Inst. Geol., 83: 3–56.  
 LAZAREK M. 1957 — Prz. Geol., 5: 479–480.  
 MICHALSKI A. 1884 — Pam. Fizjogr. Wyd. E. Dziewulski & B. Znatowicz, 4: 83–106.  
 NIELUBOWICZ R. 1961 — Cement, Wapno, Gips, 16: 68–76.  
 NIEMCZYK J. 1988 — Geologia, 14: 105–115.  
 NIEMCZYK J. 1991 — Ibidem, 17: 90–98.  
 NIEMCZYK J. 1994 — Czasopismo Techniczne, Polit. Krakowska, 2B: 70–81.  
 NIEMCZYK J. 1995 — Geologia, 21: 183–196.  
 PERYT T.M. & KASPRZYK A. 1992 — Sedimentology, 39: 235–249.  
 PERYT T.M., POBEREŹSKI A.W., JASIONOWSKI M., PETRYCZENKO O.I., PERYT D. & RYKA W. 1994 — Prz. Geol., 42: 771–776.