

WYBRANE ELEMENTY ANIZOTROPII STRUKTURALNEJ
IŁÓW PYLASTYCH

UKD 624.131.439.5:624.131.222

Przedmiotem badań były iły pylaste z Nowogrodu Bobrzańskiego (20 km na zachód od Zielonej Góry). Są one zaliczane do tzw. serii poznańskiej, wykształconej w górnym miocenie i dolnym pliocenie (4).

Iły pylaste wykazują następujące właściwości fizyczno-mechaniczne: $\rho_s = 2,73 \text{ g/cm}^3$, $\rho = 2,1 \text{ g/cm}^3$, $w_n = 26\%$, $w_p = 25\%$, $w_L = 138\%$, $I_L = 0,007$, $I_p = 112,8$, $\varphi_u = 4-8^\circ$, $c_u = 0,33-0,47 \text{ kG/cm}^2$.

Rejon Nowogrodu Bobrzańskiego, podobnie jak całe środkowe Nadodrże, charakteryzuje się silnymi zaburzeniami glaciektonicznymi podłoża, reprezentowanymi przez nadrzędne i podrzędne struktury fałdowe (ryc. 1). W miejscu pobrania próbek do badań laboratoryjnych, zaburzenia glaciektoniczne przejawiają się w postaci podrzędnej (wtórnej) synkliny, które rozciąga się w kierunku W – E i występuje w obrębie SW skrzydła nadrzędnej antykliny, rozciągającej się w kierunku NW – SE.

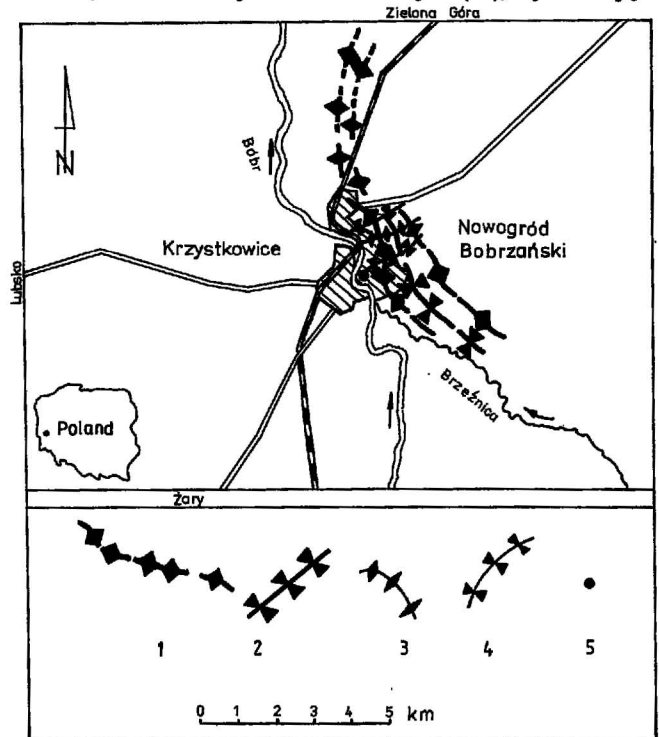
Wykop badawczy, wykonany w celu pobrania zorientowanych próbek iłu pylastego, był zlokalizowany w bezpośrednim sąsiedztwie zbocza doliny Bobru, gdzie od ok. 4 tys. lat tworzą się osuwiska (10). Geneza osuwisk w Nowogrodzie Bobrzańskim jest związana m.in. z nieciągłościami strukturalnymi, założonymi w iłach pylastym podczas jego geologicznej historii (8–11). Utajone powierzchnie osłabień były również zapamiętywane przez iły krakowieckie (6) oraz przez opoki i margle (12).

Istnieje zatem prawdopodobieństwo, że odpowiednio zorientowany układ naprężeń może przywrócić pamięć gruntu i zreaktywować utajone nieciągłości. Dlatego też przeprowadzono badania laboratoryjne, których wyniki są prezentowane w niniejszej pracy.

Artykuł stanowi fragment pracy doktorskiej pt. „Wpływ szybkości osiowych odkształceń na orientację przestrzenną powierzchni ścinania powstałych w trójosiowym stanie naprężeń w iłach pylastych”. Autorka składa serdeczne podziękowanie promotorowi pracy – doc. dr hab. Jerzemu Kotowskiemu za wskazanie tematu i pomoc przy jego realizacji. Dużą pomoc okazali autorze recenzenci: prof. dr hab. Wojciech Grocholski, prof. dr inż. Igor Kisiel oraz prof. dr hab. Witold Cezariusz Kowalski, których uwagi były pomocne w opracowaniu niniejszych publikacji.

METODYKA BADAŃ

Do badań laboratoryjnych pobrano 300 zorientowanych próbek iłu pylastego. Walcowe próbki nawiązano do a-, b- i c-koordynat strukturalnych (13), wyznaczają-

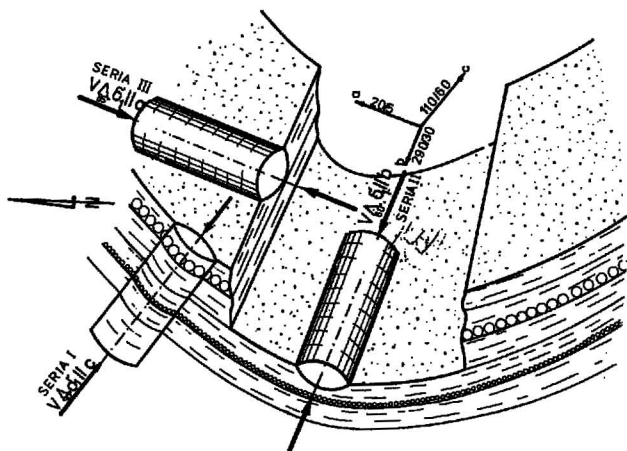


Ryc. 1. Struktury fałdowe w Nowogrodzie Bobrzańskim (wg 10)

1 – oś nadrzędnej antykliny, 2 – oś nadrzędnej synkliny, 3 – oś podrzędnej antykliny, 4 – oś podrzędnej synkliny, 5 – miejsce pobrania próbek do badań laboratoryjnych

Fig. 1. Fold structures in Nowogród Bobrzański, near Zielona Góra (according to 10)

1 – the prime anticline axis, 2 – the prime syncline axis, 3 – the secondary anticline axis, 4 – the secondary syncline axis, 5 – the place of sample taking for laboratory testing



Ryc. 2. Orientacje walcowych próbek w strukturze zaburzonej glaciektonicznie

Fig. 2. The cylindrical sample orientation in the glaciectonically deformed structure

cych podrzędną synklinę oraz do verticalu, czyli pierwotnego pionowego obciążenia (7) (ryc. 2). W ten sposób uzyskano trzy serie badań.

Pierwsza seria zawiera walcowe próbki o osiach równoległych do c-koordynaty. Znając przebieg osi struktury geologicznej (wtórnej synkliny) w miejscu pobrania próbek ustalono że c-koordynata tworzy z verticalalem kąt 30° i próbki tej serii opisano symbolem $V_{30}^{\circ}\sigma_1 || c$. Oznacza to, że osie walcowych próbek przebiegały równoległe do c-koordynaty i były odchylone od pionu (verticalu) o kąt 30° .

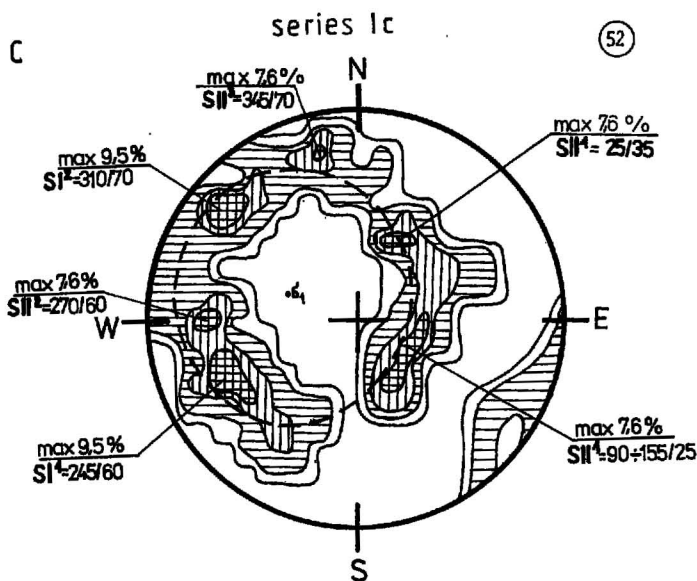
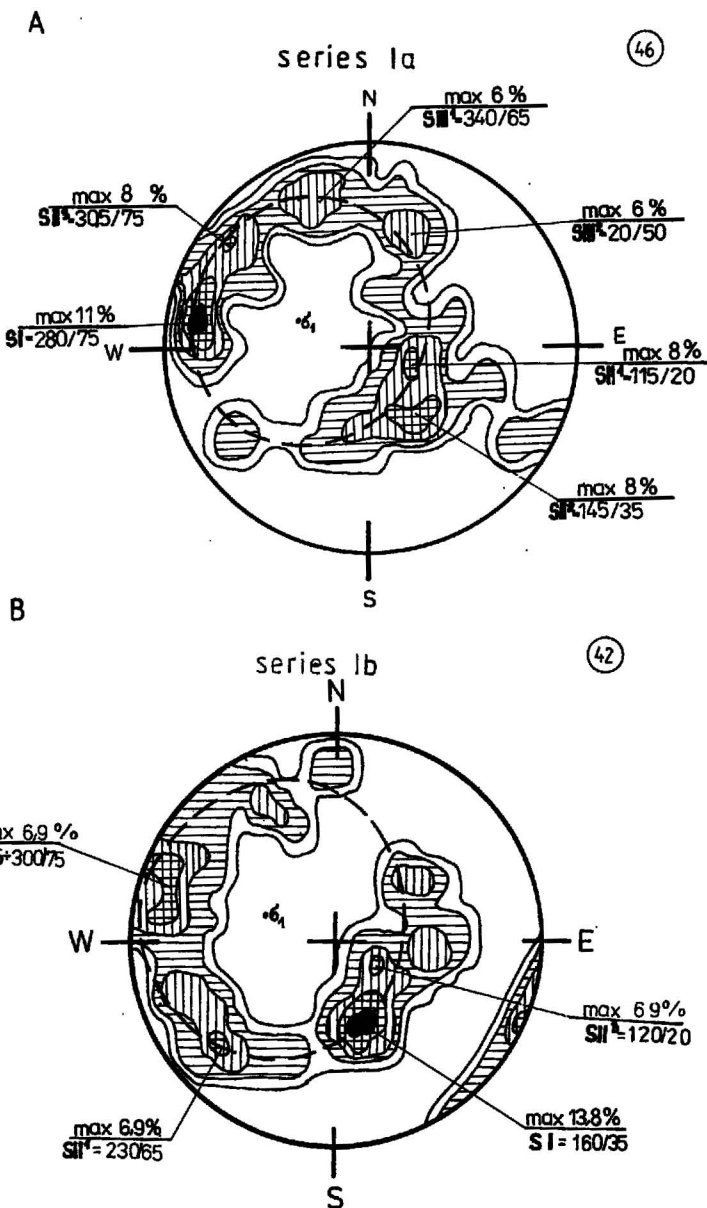
Drugą serię stanowiły walcowe próbki, których osie były równoległe do b-koordynaty. Próbki tej serii miały symbol $V_{60}^{\circ}\sigma_1 || b$.

Trzecią serię reprezentowały próbki o osiach równoległych do a-koordynaty strukturalnej, o symbolu $V_{85}^{\circ}\sigma_1 || a$.

Ścinanie walcowych próbek przeprowadzono w aparacie trójosiowego ściskania typu norweskiego, Ewa-2, po 24-godzinnej konsolidacji wstępnej, przy ciśnieniu bocznym 196,2 kPa i z pomiarem ciśnienia porowego. W czasie badań stosowano trzy szybkości osiowego odkształcenia (1,6, 2,4 oraz 4,8 mm/h), co pozwoliło na wydzielenie trzech wariantów badań w obrębie każdej serii próbek.

W czasie procesu ścinania została zachowana orientacja przestrzenna walcowych próbek i dzięki temu można było – po zakończeniu procesu ścinania – odtworzyć orientację ściętych próbek do pozycji, jaką zajmowały one w warunkach *in situ*.

Następnie zmierzono orientację przestrzenną powierzchni ścinania. Uzyskane pomiary zestawiono na zbiorczych diagramach konturowych (półkula górna), stosując projekcję Lamberta-Schmidte'a. Diagramy umożliwiły zinterpretowanie orientacji przestrzennej powierzchni ścinania w zależności od orientacji walcowych próbek i szybkości osiowych odkształceń.



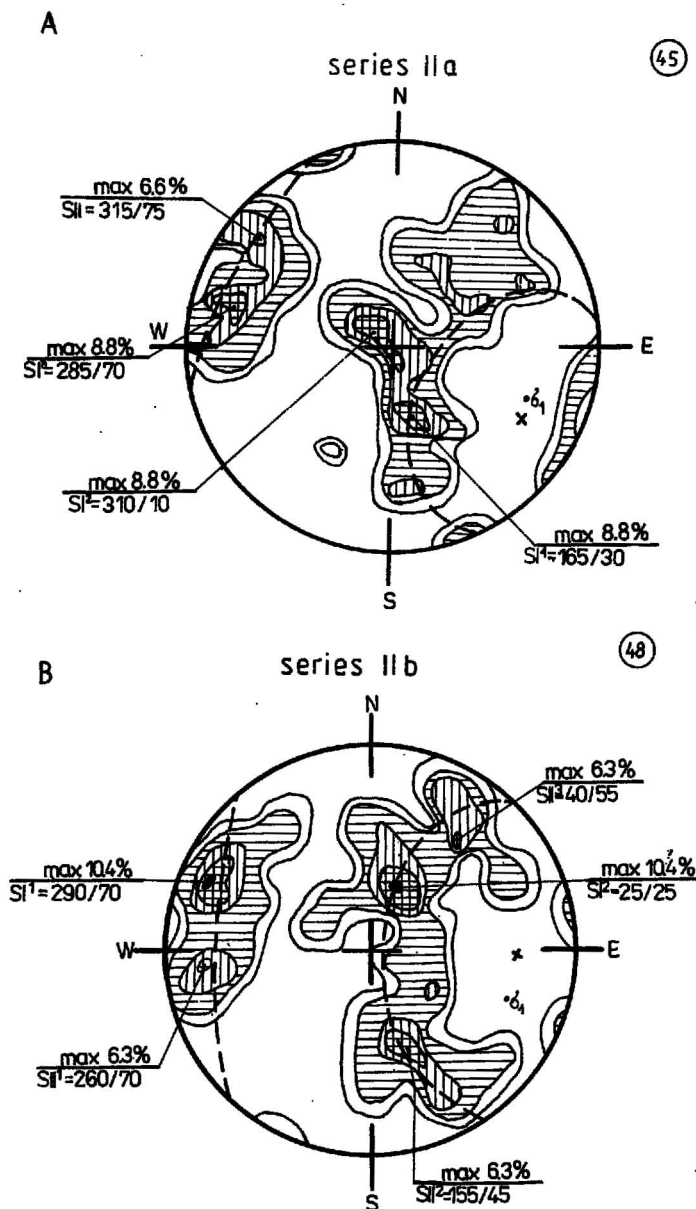
Ryc. 3. Zbiorcze diagramy konturowe powierzchni ścinania utworzonych w próbkach o symbolu $V_{30}^{\circ}\sigma_1 || c$: A – przy szybkości osiowych odkształceń 1,6 mm/h, B – przy szybkości osiowych odkształceń 2,4 mm/h, C – przy szybkości osiowych odkształceń 4,8 mm/h

Fig. 3. Contour aggregate diagram of the shearing surfaces of samples with the symbol $V_{30}^{\circ}\sigma_1 || c$: axial deformation rates: A – 1.6 mm/h, B – 2.4 mm/h, C – 4.8 mm/h

Różna orientacja walcowych próbek odpowiada w praktyce wybranym kierunkom nacisków obiektu budowlanego na podłoże, z jakimi możemy się spotkać przy posadowieniu obiektu na gruntach zaburzonych glaciektonicznie. Natomiast analiza powierzchni ścinania w zależności od szybkości osiowych odkształceń daje odpowiedź na pytanie, jak będzie zachowywało się podłoże budowlane przy różnym tempie realizacji obiektu.

INTERPRETACJA POWIERZCHNI ŚCINANIA UTWORZONYCH W I SERII PRÓBEK ($V_{30^\circ\sigma_1} \parallel c$)

Zbiorcze diagramy konturowe powierzchni ścinania uzyskanych w trzech wariantach pierwszej serii przedstawiono na ryc. 3. Diagram 3A dotyczy najmniejszej szybkości osiowego odkształcenia, tzn. 1,6 mm/h. Obserwujemy tutaj niemal kompletny stożkowy rozkład powierzchni ścinania (brak pomiarów występuje tylko w III kwadracie). W obrębie stożka występują jednak uprzywilejowane kierunki powierzchni ścinania, o czym świadczą maksima.

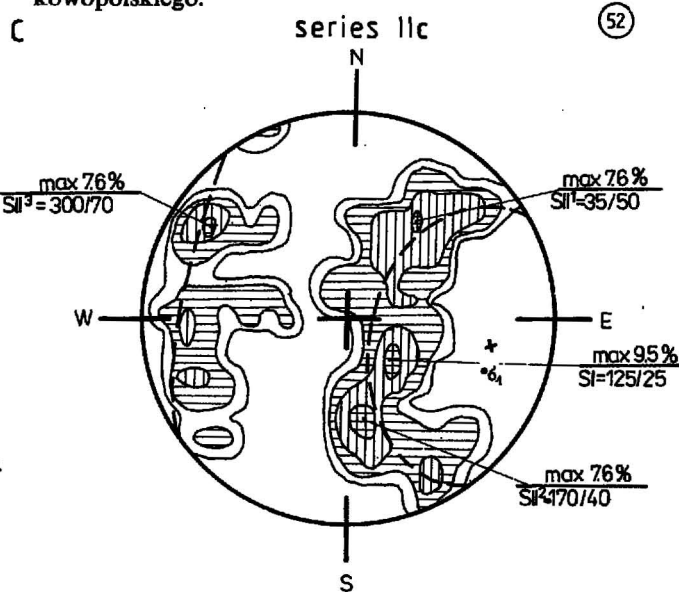


Największe maksimum (pod względem koncentracji pomiarów) skupia powierzchnie o orientacji 280/75. Są to potencjalne powierzchnie osuwiskowe, gdyż zapadają w tę samą stronę co zbocze doliny Bobru. Zostały one prawdopodobnie założone w gruncie wskutek parcia w kierunku nachylenia zbocza. Ich reaktywowaniu sprzyjała częściowo stratyfikacja ilów pylastych, której orientacja wynosi 295/30. Należy zaznaczyć, że w omawianym zboczu pomierzono wiele naturalnych powierzchni osuwiskowych, przebiegających zgodnie z powierzchniami ścinania tworzącymi wspomniane maksimum.

Maksima o orientacji 145/35 i 305/75 utworzyły powierzchnie ścinania przebiegające prostopadłe do osi nadrzędnych struktur glaciektonicznych. Według M.P. Billingsa (2) i G.D. Azgirieja (1), tak zorientowane powierzchnie mogą mieć stare założenie i należy je uznać za spękania typu ac. H. Teisseyre (15) interpretuje powierzchnie tego typu jako spękania tensyjne. Różne kąty upadu powierzchni ścinania, zorientowanych prostopadłe do nadrzędnych struktur geologicznych, można wiązać ze zundulowaniem fragmentów osi tych struktur. Omawiane powierzchnie ścinania zostały zatem zakodowane w gruncie podczas głównego etapu deformacji glaciektonicznych i reaktywowane w procesie ścinania.

Maksimum o orientacji 115/20 należy prawdopodobnie wiązać z podrzędną (wtórną) synkliną, gdyż tworzą go powierzchnie ścinania zorientowane prostopadłe do jej osi. Zostały one założone w gruncie podczas formowania się wtórnej synkliny, jako spękanie tensyjne.

Z kolei powierzchnie ścinania przebiegające równoległe do osi synkliny, tzn. powierzchnie o orientacji 340/65 i 20/50 są związane z kliwazem osiowym, jaki towarzyszy strukturom fałdowym. M.W. Gzowski (5) i L.U. de Sitter (14) twierdzą, że takie spękania powstają w gruncie wskutek poziomych nacisków ściskających, skierowanych prostopadłe do osi struktury. Założenia omawianego systemu powierzchni ścinania tworzyły się zatem podczas kolejnych stadiów zlodowacenia środkowopolskiego.



Ryc. 4. Zbiorcze diagramy konturowe powierzchni ścinania utworzonych w próbkach o symbolu $V_{60^\circ\sigma_1} \parallel b$: A – przy szybkości odkształceń 1,6 mm/h, B – przy szybkości osiowych odkształceń 2,4 mm/h, C – przy szybkości osiowych odkształceń 4,8 mm/h

Fig. 4. Contour aggregate diagram of the shearing surfaces of samples with the symbol $V_{60^\circ\sigma_1} \parallel b$; axial deformation rates: A – 1.6 mm/h, B – 2.4 mm/h, C – 4.8 mm/h

Rycina 3B przedstawia zbiorczy diagram konturowy powierzchni ścinania uzyskanych w pierwszej serii przy średniej szybkości osiowego odkształcenia, tj. 2,4 mm/h. Występuje tutaj wyraźne maksimum powierzchni ścinania o orientacji 160/35. Tworzą go powierzchnie przebiegające prostopadle do osi nadrzędnej antykliny, czyli powierzchnie reaktywowane po spękaniach tensyjnych, jakie zostały zakodowane w gruncie podczas głównego etapu deformacji glacictektonicznych. Powierzchnie te nie wpływają bezpośrednio na rozwój osuwisk, gdyż zapadają w przeciwną stronę niż zbocze doliny Bobru. Tak zorientowane powierzchnie podkreślają jednak brekwatą strukturę iłu pylastego, umożliwiając jednocześnie drenaż wód szczelinowych.

Drugie wyraźne maksimum (230/65) również zostało utworzone przez powierzchnie ścinania związane genetycznie z głównym etapem deformacji. Tworzą go powierzchnie przebiegające równoległe do osi nadrzędnej struktury, czyli powierzchnie wynikające z kłwiżu osiowego. Omawiane powierzchnie ścinania znajdują swoje odpowiedniki wśród naturalnych powierzchni osuwiskowych, ustawionych diagonalnie do zbocza i sprzyjają rozwojowi osuwisk o tzw. skośnym odłamie.

Maksima o orientacji 120/20 i 275 – 300/75 skupiają powierzchnie ścinania ustawione pod kątem 45° do stratyfikacji. M.P. Billings (2) oraz A. Chrzanowski, J. Kotowski (3) wiążą tak zorientowane spękania z głównym etapem deformacji glacictektonicznych. Można zatem przypuszczać, że są to powierzchnie nieciągłości zaznaczone w gruncie w jego geologicznej historii.

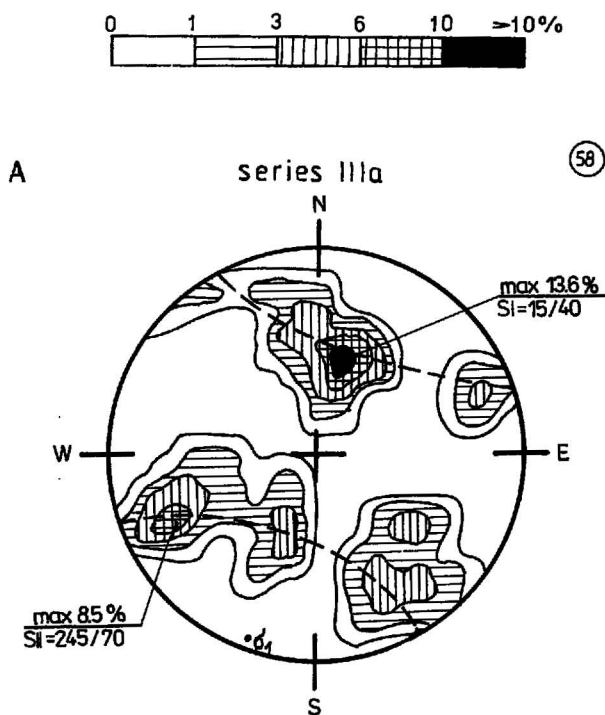
Rycina 3C przedstawia diagram powierzchni ścinania powstałych w pierwszej serii walcowych próbek przy

zastosowaniu szybkości odkształceń 4,8 mm/h. Występuje tutaj wiele maksimum układających się w cztery systemy powierzchni ścinania. Kolejne systemy nawiązują odpowiednio do przebiegu osi nadrzędnych lub podrzędnych struktur geologicznych, reprezentując powierzchnie zorientowane równoległe lub prostopadle do tych osi.

INTERPRETACJA POWIERZCHNI ŚCINANIA UTWORZONYCH W II SERII PRÓBEK ($V_{60^\circ\sigma} \parallel b$)

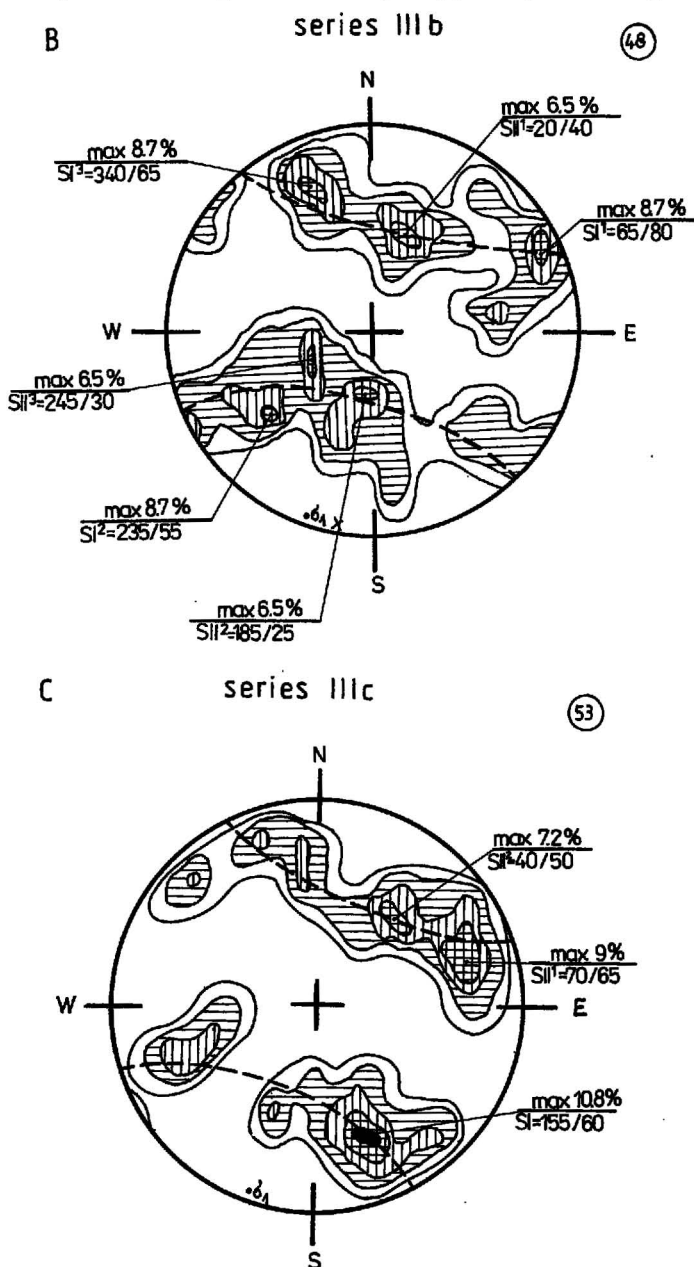
Powierzchnie ścinania uzyskane w tej serii próbek zestawiono na diagramach zbiorczych pokazanych na ryc. 4. Przy zastosowaniu małych szybkości osiowych odkształceń (ryc. 4A) wyraźne maksima utworzyły powierzchnie ścinania ustawione prostopadle do osi nadrzędnej antykliny. Sprzyjają one osuwiskom o skośnym odłamie w stosunku do zbocza.

Również wśród powierzchni ścinania uzyskanych przy szybkości odkształceń 2,4 mm/h wyróżniły się powierzchnie związane z etapem tworzenia się nadrzędnych struktur glacictektonicznych (ryc. 4B). Świadczą



Ryc. 5. Zbiorcze diagramy konturowe powierzchni ścinania utworzonych w próbkach o symbolu $V_{85^\circ\sigma_1} \parallel a$; A – przy szybkości osiowych odkształceń 1,6 mm/h, B – przy szybkości osiowych odkształceń 2,4 mm/h, C – przy szybkości osiowych odkształceń 4,8 mm/h

Fig. 5. Contour aggregate diagram of the shearing surfaces of samples with the symbol $V_{85^\circ\sigma_1} \parallel a$; axial deformation rates: A – 1.6 mm/h, B – 2.4 mm/h, C – 4.8 mm/h



o tym maksima o orientacji 25/25 i 290/70, odpowiadające powierzchniom zorientowanym równolegle lub prostopadle do osi antykliny.

Rycina 4C reprezentuje powierzchnie ścinania, jakie powstały przy szybkości odkształceń 4,8 mm/h. Zaznaczyły się tutaj wyraźne maksima powierzchni ścinania założonych w gruncie podczas głównego etapu deformacji glacictektonicznych, czyli powierzchni przebiegających równolegle (35/50) lub prostopadle (125/25 i 300/70) do osi nadrzędnej antykliny. Należy zaznaczyć, że w analizowanym wariacie nie utworzyło się wyraźne maksimum powierzchni ścinania zapadających w kierunku nachylenia zbocza, odpowiadających osuwiskom konsekwentno-strukturalnym.

INTERPRETACJA POWIERZCHNI ŚCINANIA UTWORZONYCH W III SERII PRÓBEK ($V_{85} \sigma_1 \parallel a$)

Kolejne diagramy powierzchni ścinania uzyskanych w próbkach o innej orientacji przestrzennej przedstawia ryc. 5. W analizowanej serii próbek, przy szybkości odkształceń 1,6 mm/h (ryc. 5A) wyraźne maksimum utworzyły powierzchnie ścinania przebiegające równolegle do osi podrzędnych (15/40) oraz nadrzędnych struktur geologicznych (245/70). Analogiczną orientację wykazują naturalne powierzchnie osuwiskowe. Powierzchnie zapadające w kierunku północnym są charakterystyczne dla osuwisk listwowych, natomiast powierzchnie zapadające ku zachodowi i północnemu-zachodowi reprezentują osuwiska konsekwentno-strukturalne.

Rycina 5B dotyczy średniej szybkości osiowego odkształcenia. Wyodrębniły się tutaj dwa maksima powierzchni ścinania (20/40 i 185/25), które są ustawione symetrycznie względem a-koordynaty i odpowiadają teoretycznym powierzchniom ścinania (układają się w obrębie stożka powierzchni ścinania). Omawiane powierzchnie przebiegają niemal równolegle do osi podrzędnej synkliny. Istnieje zatem przypuszczenie, że zostały one założone w ile pylastym podczas wtórnych deformacji glacictektonicznych, czyli w kolejnym stadium zlodowacenia środkowopolskiego. Przyłożenie naprężeń ścinających zgodnie z kierunkiem poziomych nacisków lądolodu uaktywniło nieciągłości, jakie istniały w gruncie przed przystąpieniem do badań laboratoryjnych. Pamięć gruntu sprzyjała odnowieniu powierzchni ścinania wzdłuż starych nieciągłości i w konsekwencji — utworzeniu wspomnianych maksimów powierzchni ścinania.

Przy zastosowaniu dużych szybkości osiowego odkształcenia (ryc. 5C) utworzyły się wyraźne maksima powierzchni ścinania związanych z nadrzędną strukturą. Powierzchnie te przebiegają równolegle (40/50 i 70/65) lub prostopadle (155/60) do osi antykliny. Należy podkreślić fakt, że reaktywowanie powierzchni ścinania zorientowanych prostopadle do osi nadrzędnej antykliny nastąpiło — w analizowanej serii próbek — głównie przy dużej szybkości osiowego odkształcenia.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W praktyce inżynierskiej możemy spotkać się z różnymi przypadkami posadowienia obiektów budowlanych na gruntach zaburzonych glacictektonicznie. Nacisk obiektu na podłoże może bowiem być zgodny z a-, b-, lub c-koordynatą, co odpowiada analizowanym w pracy seriom.

Prezentowane wyniki wskazują, jak zmienia się orientacja przestrzenna powierzchni ścinania pod wpływem

wzrostu szybkości osiowych odkształceń, oznaczających w praktyce wzrost naprężeń w gruncie wskutek realizacji kolejnych etapów budowy.

Uzyskany doświadczalnie rozkład przestrzenny powierzchni ścinania może być wykorzystany w praktyce, na przykład przy projektowaniu robót ziemnych w górnictwie odkrywkowym. Może on mieć duże znaczenie w projektowanych kopalniach węgla brunatnego, jakie mają wkrótce powstać na terenie środkowego Nadodrza.

Z przeprowadzonych badań wynikają następujące wnioski:

1. Orientacja przestrzenna powierzchni ścinania zależy od orientacji walcowych próbek (kierunku działania naprężeń), szybkości osiowych odkształceń i przebiegu struktur geologicznych.

2. W zbadanych seriach obserwujemy ogólnie stożkowy rozkład orientacji przestrzennej powierzchni ścinania. Osiami utworzonych stożków są koordynaty strukturalne, wzdłuż których działało naprężenie główne (σ_1). W obrębie stożkowego rozkładu zaznaczają się jednak maksima o podwyższonej koncentracji pomiarów, związane m.in. z genezą gruntu. Wśród powierzchni ścinania występują bowiem zarówno powierzchnie związane wyłącznie z procesem ścinania, jak i powierzchnie reaktywowane po starych nieciągłościach, zakodowanych w gruncie w historii geologicznej.

3. Powierzchnie ścinania dziedziczone przez grunt nawiązują pod względem orientacji przestrzennej do przebiegu struktur geologicznych.

Powierzchnie zorientowane równolegle, względnie prostopadle do nadrzędnych struktur geologicznych — czyli powierzchnie związane z głównym etapem deformacji glacictektonicznych — powstają w ile pylastym głównie przy dużej szybkości osiowego odkształcenia. Natomiast powierzchnie ścinania zakodowane w gruncie w młodszym etapie deformacji (nawiązujące do podrzędnych struktur) ulegają reaktywowaniu przede wszystkim przy małej szybkości osiowych odkształceń. Małe wartości naprężeń σ_1 działających wzdłuż b- i c-koordynaty uaktywniają powierzchnie ścinania zorientowane prostopadle do osi podrzędnej synkliny, a te same naprężenia działające zgodnie z a- i c-koordynatą sprzyjają reaktywowaniu nieciągłości strukturalnych równoległych do osi tej struktury.

4. Znajomość rozkładu przestrzennego powierzchni ścinania w gruntach zaburzonych glacictektonicznie pozwala przewidzieć, jakie będą statystyczne kierunki powierzchni ścinania w podłożu gruntowym, gdzie nie były prowadzone badania laboratoryjne (podobne do zaprezentowanych), a znany jest tylko przebieg struktur geologicznych.

5. Na podstawie rozkładu przestrzennego powierzchni ścinania można wyznaczyć ogólny przebieg struktur geologicznych.

L I T E R A T U R A

1. A ż g i r i e j G.D. — Strukturalna geologia. Izd. Mos. Gos. Uniw. Moskwa, 1966.
2. B i l l i n g s M.P. — Structural geology. Englewood Cliffs, N.J. Prentice-Hall, INC. New York, 1965.
3. C h r z a n o w s k i A., K o t o w s k i J. — Wpływ kierunku działania naprężeń głównych na orientację przestrzenną powierzchni ścinania powstałych w ilach zaburzonych glacictektonicznie. IV Sym. Glacictektoniki. Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra, 1983 s. 71 — 84.

nając opisane przez H. Niedzielskiego „cokoły fliszowe” z okolic Dębna i Frydmana (10).

Podłoże depresji ma w obrazie geofizycznym niejednorodny charakter. W północnej części obszaru różne opory właściwe – to przypuszczalnie świadectwo zmiennej litologii ogniw fliszu lub obecności osadów neogenu. W pienińskim pasie skałkowym reprezentowanym przez bardzo różnie litologicznie i genetycznie osady, dodatkowo zmienione i zaburzone tektonicznie, identyfikacja zmian oporów jest praktycznie niemożliwa. Wyróżnione na tym obszarze horyzonty oporowe w obrębie podłoża należy traktować jako czysto fizyczne granice zmian właściwości elektrycznych masywu skalnego.

Podobnie fizyczny charakter ma wynikowy obraz przebiegu stref tektonicznych, tym niemniej nietrudno znaleźć analogie między wyinterpretowanymi na podstawie prospekcji geofizycznej strefami nieciągłości a przypuszczalnymi dyslokacjami opisywanymi wcześniej w literaturze (9, 16, 17).

Istnienie strefy dyslokacyjnej przechodzącej przez wieś Nowa Biała potwierdzają np. zdjęcia lotnicze (14). Południkowe uskoki zaś są najprawdopodobniej dużymi dyslokacjami zrzucającymi i przesuwającymi blokowo utwory skałkowe między Leśnicą i Białką. Najbardziej wschodni z tych uskoków, to zapewne przedłużenie regionalnej strefy dyslokacyjnej Białki (9). Jest to współcześnie aktywna strefa tektoniczna, mająca ścisły związek z utworzeniem w przeszłości przez Białkę południkowej skarpy przecinającej kotlinę aż po koryto Dunajca (16).

L I T E R A T U R A

1. Birkenmajer K. — Przewodnik po Pienińskim Pasie Skałkowym. Część I. Wyd. Geol., 1958.
2. Birkenmajer K. — Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego ark. Frydman, skala 1:10 000. Inst. Geol., 1962.
3. Birkenmajer K. — Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego ark. Nowa Biała, skala 1:10 000. Ibidem, 1964.
4. Kibitlewski S., Kurcz A. — Prz. Geol., 1977 nr 4 s. 199–201.
5. Małecką D. — Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 1973 t. 15 s. 87–162.
6. Małecką D. — Hydrogeologia Podhala. Arch. IHiGI WG UW, 1979.
7. Małecką D. — Hydrogeologia zlewni Leśnicy na tle warunków geologicznych międzyrzecza Białego Dunajca i Białki. Ibidem, 1967.
8. Małecką D. — Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych w skali 1:100 000. Wyd. Geol., 1982.
9. Mastella L. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1975 z. 3–4 s. 361–401.
10. Niedzielski H. — Ibidem, 1971 z. 2 s. 397–408.
11. Niedzielski H., Monkiewicz J., Żelazna M. — Badania geofizyczne dla projektu obwałowań ochronnych dla miejscowości Frydman i Dębno. PGBW „Hydrogeo”. Arch. CUG, 1965.
12. Niedzielski H., Monkiewicz J., Żelazna M. — Dokumentacja geologiczno-inżynierska do projektu wstępnego ochrony wsi Frydman i Dębno. PGBW „Hydrogeo”. Ibidem, 1966.
13. Pakiet programów do kompleksowej interpretacji jakościowej i ilościowej krzywoliniowych son-

dowań elektrooporowych. INCEL. Arch. ZGG IHiGI WG UW, 1988.

14. Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych. Pr. zbior. pod red. R. Olędzkiego. PWN, 1988.
15. Sojski G., Warzecha P. — Badania geofizyczne i modelowe systemu wodonośnego międzyrzecza Leśnicy i Białki. Arch. IHiGI WG UW, 1984.
16. Szczęsny R. — Geologiczna interpretacja wybranego lineamentu z Podhala. Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 1987 t. 31.
17. Szczęsny R. — Interpretacja budowy geologicznej fragmentów Kotliny Nowotarskiej z zastosowaniem teledetekcji. Arch. IGP WG UW, 1982.
18. Stenzel P., Szymanko J. — Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wyd. Geol., 1973.

S U M M A R Y

The paper presents results of geophysical research (geolectrical resistivity method) which was done for recognizing thickness of Quaternary-Neogene cover of the eastern part of the Nowy Targ Valley.

An interpretation of geophysical data was realized by using modern computer technic.

Geological identification of geophysical data suggests, that the main part of Quaternary fluvio-glacial cover is composed of Cracow-glaciation deposits. There were found less permeable deposits like clays, slits and loams, too. It can cause pressure conditions in the subsystem of deep groundwater.

Neogene deposits exist in the places of overdeep. These deposits have the same resistivity as the overlying Cracow-glaciation deposits developed as sands and gravels. Because of that it is impossible using resistivity differences to separate these two complexes.

The same problem relates to basement. Locally this boundary corresponds with roof of unpermeable deposits of Neogene or degraded clays.

The bottom of this Valley is very differentiated. On the north of Pieniny Klippen Beld extends parallelly well-marked trough. Cover deposits are ca 100 m thick. The author suggests, that this trough can be western continuation of Dębno – Frydman fault zone.

All dislocations were obtained from geophysical informations. It is noticable, that these fault zones correspond with early described zones.

P E 3 I O M E

В статье представлены результаты исследований электросопротивлений (методом вертикальных зондирований), проведенных для определения мощности четвертично-неогенового покрова восточной части Новотарской котловины. Интерпретация геофизических материалов была проведена с использованием современной компьютерной техники.

Геологическая идентификация геофизической картины указывает на то, что основную массу четвертичных водно-ледниковых покровов, заполняющих котловину, представляют отложения южнопольского оледенения. Присутствие в этих отложениях слабопроницаемых прослоек типа глин, суглинков и алевроитов может местно вызывать наличие напорных условий в подсистеме более глубоких подземных вод.

В местах переуглублений дна котловины осадки

этого возраста представлены проницаемыми отложениями, вероятно неогенового возраста. Из-за своего литологического сходства они не выказывают никакого контраста сопротивлений с вышележащими гравием и песками южнопольского оледенения и потому эти отложения в виде одного плиоценово-плейстоценового комплекса.

Подощва вышеупомянутых комплексов покрова не всегда однозначна с кровлей более древнего флишево-клипсового основания. Местно эта граница соответствует кровле непроницаемых осадков неогена или глинам выветривания, лежащим на фундаменте.

Морфология фундамента котловины очень разнообразна. К северу от Пенинской клипсовой зоны наблюдается четкое широтное переуглубление, а отложения покрова достигают 100 м мощности. Это, вероятно, западное продолжение тектонической впадины Дембно—Фрыдман. Дислокации, ограничивающие эту впадину, и другие тектонические зоны интерпретированы на основании качественного изображения распределения кажущегося сопротивления. Они коррелируют с раньше описываемыми в литературе предполагаемыми зонами прерывистости.