

Wojciech WŁODARSKI¹, Marcin JASKULSKI²

ZŁOŻONE UKŁADY SPĘKAŃ W KEMACH Z WYCIŚNIĘTYM JĄDREM NA WYBRANYCH PRZYKŁADACH. IMPLIKACJE PALEOŚRODOWISKOWE

Abstrakt. Podjęto próbę rekonstrukcji pól odkształceń/paleonaprężeń, w jakich rozwijały się uskoki i spękania tnące osady glacyfluwalne w dwóch wybranych kemach Polski środkowej. Do badań wybrano kemy w Chabierowie i Górze, reprezentujące tzw. kemy z wyciśniętym jądrem, powstałe w czasie zaniku lokalnego lobu lodowcowego zlodowacenia warty. Podstawą do rekonstrukcji pola odkształceń/paleonaprężeń były analizy geomorfologiczna oraz mezostrukturalna. Zdefiniowano przebieg dłuższych osi morfologicznych kemów oraz szeregu lineamentów topograficznych w ich obrębie. Określono wzajemne relacje między tymi formami a przebiegiem głównych elementów paleogeografii zlodowacenia

warty oraz struktur podłoża podplejstocenijskiego. Analizę mezostrukturalną oparto na wynikach pomiarów 112 spękań, w tym 78 uskoków. Zaobserwowano obecność uskoków normalnych, wysokokątowych odwróconych oraz spękań układających się w systemy podwójnie sprzężonych struktur o symetrii rombowej. Płaszczyzny symetrii były podstawą do wyznaczenia przebiegu osi odkształceń/paleonaprężeń oraz ich charakteru. Architektura uskoków i spękań w kemie w Chabierowie odwzorowuje pole odkształceń jakie mogło rozwijać się w trakcie zaniku mas lodowych o wyraźnej pierwotnej anizotropii. Rozwój uskoków i spękań w kemie w Górze był synkinematyczny z rozwojem fałdu diapirowego w jądrze formy.

Słowa kluczowe: kemy, fałdy diapirowe, pole odkształceń, analiza uskoków i spękań, zlodowacenie warty, środkowa Polska.

WSTĘP

Celem pracy jest próba rekonstrukcji pól odkształceń i paleonaprężeń, w jakich rozwijały się uskoki i spękania tnące osady budujące wybrane formy kemów diapirowych. Rekonstrukcję pól odkształceń i paleonaprężeń oparto na tzw. poslizgowym modelu uskokowania, który dość dobrze tłumaczy obecność złożonych układów uskoków i spękań obserwowanych

w kemach. Badania prowadzono w dwóch izolowanych kemach zlokalizowanych w okolicach miejscowości Chabierów i Góra, na północny zachód od tzw. Pagórków Warciańskich. Formy te zostały zaklasyfikowane przez Klatkową (1972) jako kemy, a następnie jako kemy z tzw. wyciśniętym jądrem (Klatkowa, 1993).

MODELE USKOKOWANIA W KEMACH

W budowie wewnętrznej kemów środkowej Polski stwierdzono występowanie licznych deformacji nieciągłych w postaci spękań, w tym uskoków normalnych bądź tzw. wysokokątowych uskoków odwróconych. Przemieszczenia wzdłuż tych uskoków spowodowały znaczne zaburzenia pierwotnego

układu sedymentacyjnego osadów budujących formy kemowe. Geneza uskoków i spękań w kemach jest w literaturze tłumaczona w różny sposób. Uogólniając, struktury tego typu rozwinięte w brzeżnych częściach kemów wiąże się głównie z utratą podparcia lodowego (Bartkowski, 1963; Klajnert,

¹ Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań; e-mail: wojtek@amu.edu.pl

² Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-136 Łódź

1966, 1978; Rotnicki, 1976; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Z kolei uskoki i spękania wykształcone w bardziej wewnętrznych partiach kemu interpretuje się jako efekt zapadania się osadów kemowych w powstające puste przestrzenie po wytapiających się bryłach martwego lodu. Zjawiska kolapsu w osadach kemowych mogły być szczególnie istotne w trakcie rozwoju kemów supraglacialnych (Karczewski, 1971; Klajnert, 1978).

W literaturze najczęściej opisywano dwa sprzężone zespoły uskoków normalnych, a ich rozwój rozpatrywano jako efekt dwuosiowych odkształceń w polu naprężeń typu:

$$\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1.$$

W polu tym zakładano pionową pozycję naprężenia σ_1 , zgodnie z działaniem siły ciężkości. O powstaniu deformacji miało decydować zmniejszenie się wartości σ_3 znajdującej się w pozycji poziomej, spowodowane głównie zanikiem ścian lodowych (Pasierbski, 1980).

Bardziej złożone układy uskoków normalnych, z co najmniej trzema lub czterema ich zespołami, opisano w kemach

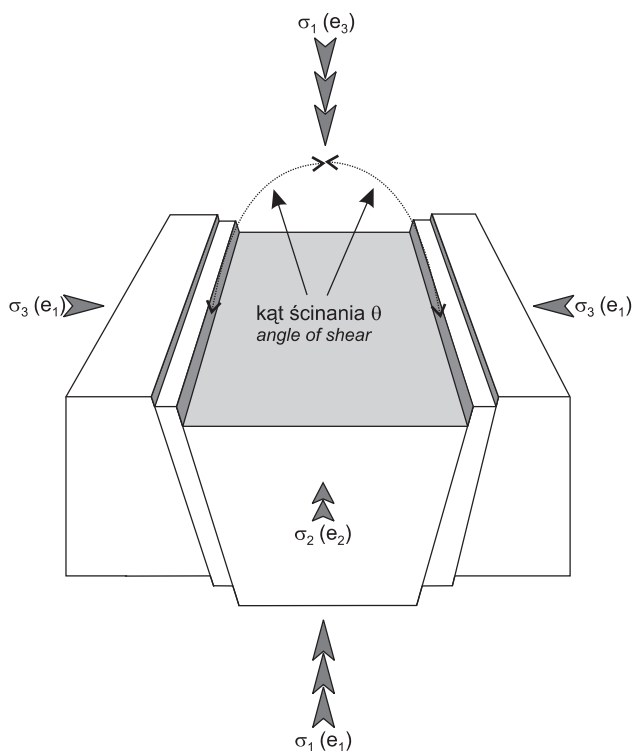


Fig. 1. Model sprzężonego uskokowania w ujęciu Andersona (1951)

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – osie naprężeń głównych, e_1 – oś maksymalnych odkształceń głównych o charakterze ekstensji, e_2 – oś pośrednich odkształceń głównych o charakterze ekstensji lub kompresji, e_3 – oś minimalnych odkształceń głównych o charakterze kompresji

Model of conjugate faulting according to the Anderson's theory (1951)

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – axes of principal stresses, e_1 – axis of maximum principal strain (extension), e_2 – axis of medium principal strain (extension or compression), e_3 – axis of minimum principal strain (compression)

z tzw. wyciśniętym jądrem (Keller, 1954 oraz Bramer, 1961, 1963 *vide* Jewtuchowicz, 1969; Niewiarowski, 1964; Jewtuchowicz, 1969; Klatkova, 1972). Zwykle zakładano w nich oddziaływanie dwóch osobnych pól odkształceń/paleonaprężeń: pierwszego klasycznego pola dla kemów, drugiego zaś – wynikającego z wypiętrzania się diapiru. Tym samym złożone układy uskoków rozpatrywano jako efekt co najmniej dwóch osobnych etapów deformacji, niezależnie od tego, czy przestrzenny rozkład uskoków charakteryzował się symetrią rombowa czy trójskośną. Jako podstawę do analizy kinematycznej tych uskoków stosowano model Andersona (1951). Jest to model mechaniki uskokowania oparty na teorii zniszczenia Coulomba-Mohra. Jego podstawowym założeniem jest dwuwymiarowa natura kruchych odkształceń ścięciowych, pomimo poprzedzających je rzeczywistych trójwymiarowych odkształceń plastycznych (Mandl, 1988). Uskokowanie w efekcie odkształceń kruchych zachodzi wzdłuż ściśle zdefiniowanych, sprzężonych płaszczyzn ścięciowych ustawionych symetrycznie względem płaszczyzny wyznaczonej przez osie naprężeń głównych σ_1 i σ_3 (fig. 1). Tym samym nie bierze się tutaj pod uwagę możliwości ścinania w kierunku równoległym do osi pośrednich naprężeń σ_2 . Wpływ naprężeń σ_2 w tym modelu jest całkowicie neutralny z punktu widzenia mechaniki uskokowania (Hancock, 1985).

Wiele regionalnych przykładów uskokowania oraz badania eksperymentalne opisane w literaturze często wskazują na niewielki związek z modelem rozwoju uskoków według Andersona (Oertel, 1965; Johnson, 1995), zarówno z punktu widzenia mechaniki, jak i kinematyki uskokowania. Według Johnsona (1995) rozwój wielu uskoków jest poprzedzony zlokalizowanym ścinaniem o charakterze plastycznym czy lepkoplastycznym. Strefy takiego ścinania autor ten określa mianem stref typu *premonitory shear zones*, co można przetłumaczyć jako „przedniszczeniowe strefy zlokalizowanego ścinania”. Rozwój zlokalizowanego ścinania jest uwarunkowany z jednej strony geometrią pola naprężeń/odkształceń, z drugiej zaś samym mechanizmem deformacji. Mechanizm deformacji pozostaje w ścisłym związku z anizotropią cech fizyczno-mechanicznych, a tym samym reologicznych odkształcanych skał i osadów. Szczególnie istotna jest zmienność tych cech w czasie progresywnej deformacji ścięciowej. Jest ona zależna od charakteru i wielkości odkształceń objętościowych towarzyszących odkształceniom postaciowym wzdłuż strefy zlokalizowanego ścinania. Ponadto zakłada się, że wielkość odkształceń objętościowych o charakterze dylatacji w obrębie takich stref jest proporcjonalna do natężenia odkształceń postaciowych. W przypadku ośrodków ziarnowych rozpatrywanych w niniejszym artykule istotne mogą być dwa rodzaje przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania, tj. wstęgi deformacyjne oraz pasma kolankowe.

Wstęgi deformacyjne opisane przez Aydina (1978) oraz Aydina i Johnsona (1983) są przykładem mikroskopowych stref ścinania o szerokości od kilkudziesięciu mikrometrów do około jednego milimetra. Morfologia wstęg deformacyjnych wskazuje na podatne odkształcenia ścięciowe rzędu kilku milimetrów (Antonellini i in., 1994). Odkształcenia te mają charakter postaciowy oraz objętościowy. Odkształcenia postaciowe są związane z rotacją czy poślizgiem ziaren względem siebie, reorientacją ich dłuższych osi czy wreszcie roz-

wojem mikrospekąń jako potencjalnych powierzchni poślizgu. Odształcenia objętościowe wyrażają się poprzez dylatację, która może mieć charakter pozytywny lub negatywny. W nawiązaniu do teorii stanu krytycznego Schofielda i Wrotha (1968), charakter dylatacji jest warunkowany właściwościami fizyczno-mechanicznymi odształcanego ośrodka ziarnowego (Antonellini i in., 1994). Dylatacja pozytywna zachodzi w obrębie przekonsolidowanych ośrodków ziarnowych i prowadzi do wzrostu porowatości w obrębie wstęgi deformacyjnej. Dylatacja negatywna występuje przy ścinaniu normalnie skonsolidowanych ośrodków ziarnowych. Jej skutkiem jest zmniejszenie porowatości w obrębie wstęgi deformacyjnej.

Aydin i Johnson (1978) zaproponowali trój etapowy model progresywnej deformacji w obrębie strefy zlokalizowanego ścinania. W etapie pierwszym rozwija się inicjalna wstęga deformacyjna. W drugim etapie tworzy się szereg tego typu struktur ułożonych jedna obok drugiej, co jest uwarunkowane mechaniką ścinania (Aydin, Johnson, 1983). Szerokość powstałej strefy wstęg deformacyjnych może dochodzić do kilkudziesięciu centymetrów. O ile offsety w przypadku poje-

dynczej wstęgi deformacyjnej wynoszą od 1 mm do 1 cm, o tyle dla strefy wstęg deformacyjnych mogą one dochodzić do około 20–30 cm. Nie istnieje potwierdzona zależność między liczbą wstęg deformacyjnych, a tym samym szerokością całej strefy, czy wielkością sumarycznego offsetu. Etap trzeci jest związany z rozwojem pojedynczej powierzchni poślizgu wraz z całym wachlarzem towarzyszących struktur ślizgowych. Wielkość offsetu w tym przypadku może dochodzić do kilku metrów.

Wstęgi deformacyjne były rejestrowane w osadach glacialnych, w tym w glinach lodowcowych (Włodarski, 2003, 2004). Wiele stref ścinania tnących osady wodnolodowcowe również może mieć charakter wstęg deformacyjnych czy stref wtórnych zmian teksturalnych w stosunku do osadu macierzystego. Zmiany teksturalne mogą być dwójakiego rodzaju. W jednym przypadku obserwuje się wtórne wzbogacenie stref ścinania w ziarna szkieletu frakcji piaskowej w stosunku do zmniejszonej ilości ilasto-mułowych cząstek matriksu (fig. 2A). Ponadto ziarna szkieletu są tutaj silniej upakowane

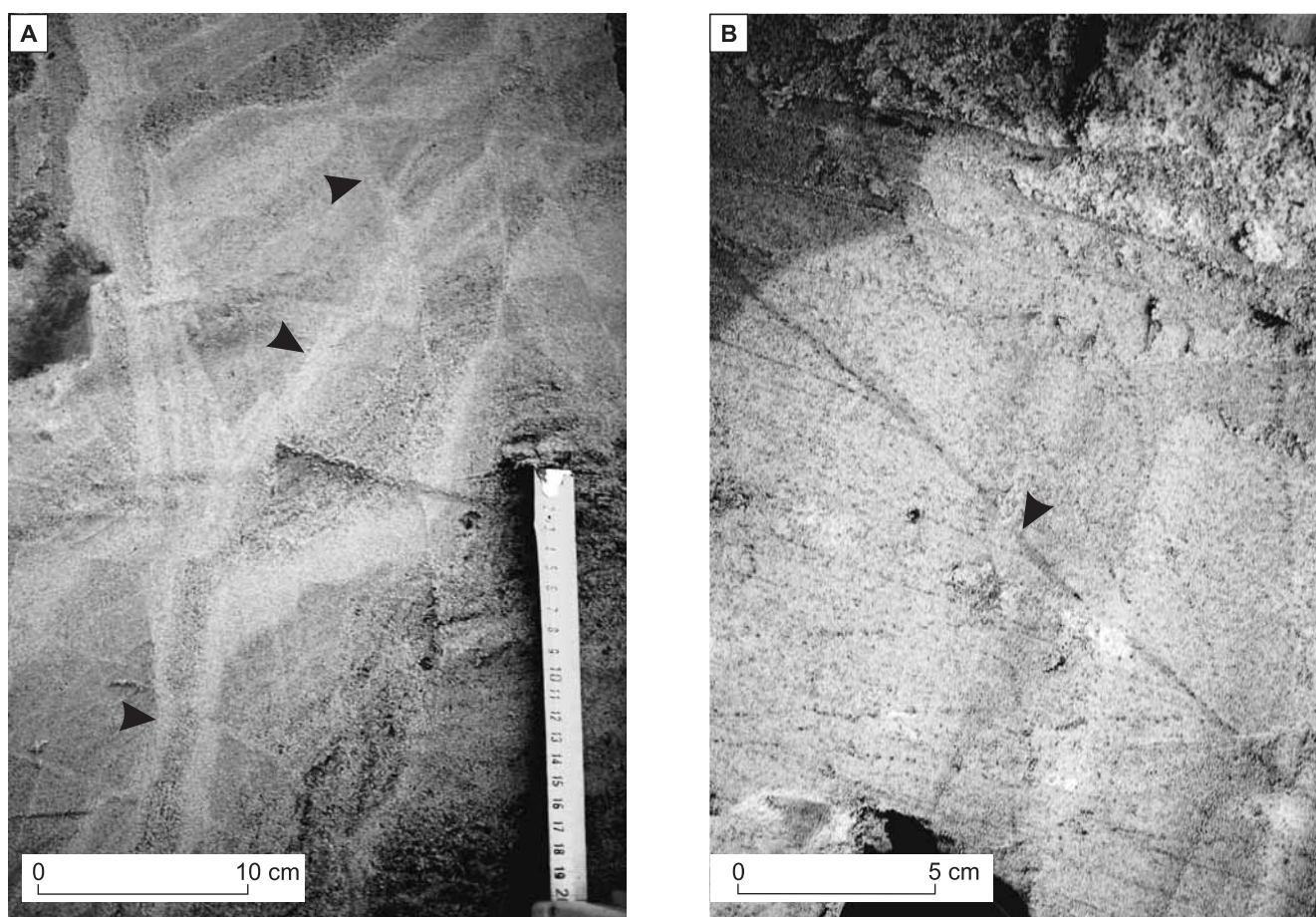


Fig. 2. Strefy wstęg deformacyjnych (strzałki) w osadach wodnolodowcowych z okolic Konina

A. Strefy wstęg deformacyjnych będące efektem negatywnej dylatacji. **B.** Strefa wstęg deformacyjnych wskazująca na pozytywną dylatację.
Fot. Piotr Dobrzański

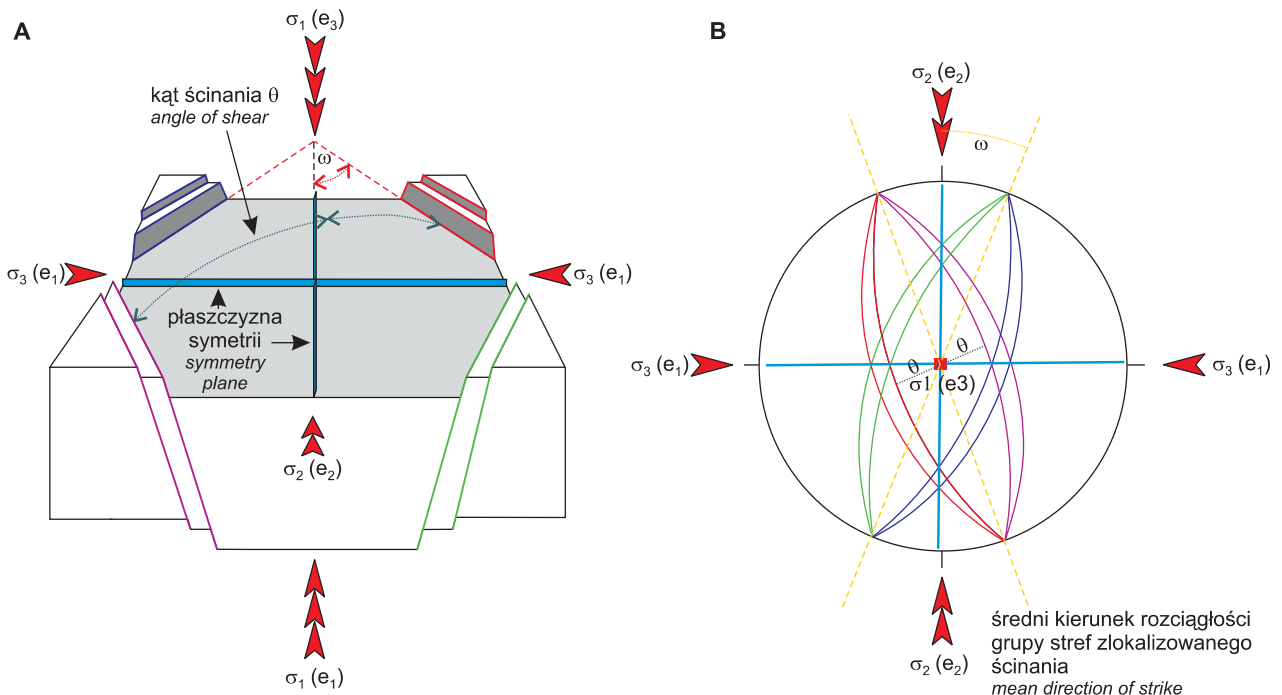
Zones of deformation bands (arrows) within glaciofluvial sediments near Konin

A. Zones of deformation bands providing record of negative dilatancy (compaction). **B.** Zone of deformation bands showing positive dilatancy.
Photo: Piotr Dobrzański

(Brodzikowski, 1982). Makroskopowo takie strefy ścinania mogą być jaśniejsze od osadu macierzystego lub ciemniejsze, jeśli dochodziło do wytrącania tlenków i wodorotlenków żelaza czy manganu. W drugim przypadku zmiany teksturalne mogą polegać na wtórnym wzbogaceniu stref ścinania w ilasto-mułowe cząstki matriksu względem grubszych ziarn szkieletu (fig. 2B). W ostateczności takie strefy mogą ewoluować w kierunku drobnych żył klastycznych. Makroskopowo strefy te są zawsze podkreślone ciemniejszą barwą w stosunku do barwy osadu macierzystego, niezależnie od tego, czy wzdłuż takich stref zachodziło wtórne wytrącanie związków żelaza i manganu, czy nie. Zważywszy na hydroplastyczny charakter odkształceń wzdłuż takich stref ścinania, zmiany teksturalne w pierwszym przypadku mogą wskazywać na dylatację ujemną osadów, natomiast zmiany odnoszące się do drugiego przypadku na dylatację pozytywną. Na dylatacyjny charakter odkształceń objętościowych osadów glacialnych

wzdłuż rozwijających się stref ścinania wskazywał również Brodzikowski (1982).

Obok wstęg deformacyjnych, pasma kolankowe są drugim typem przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania w obrębie ośrodków ziarnowych (Johnson, 1995). Według badań eksperymentalnych Fostera i De (1971 *vide* Johnson, 1995) struktury tego typu rozwijały się w ścinanym kaolinicie w trakcie odkształceń kruchych, a więc po osiągnięciu przez krzywą odkształcenia punktu zniszczenia. Niemniej jednak opisywane są w literaturze przykłady przecinania pasm kolankowych przez struktury kruchego ścinania (Maltman, 1977). Tak więc niektóre pasma kolankowe mogą rozwijać się we wstępnej fazie odkształceń ośrodka ziarnowego, poprzedzającej właściwe uskokowanie. Pasmom kolankowym rozwijającym się w obrębie osadów glacialnych dużo uwagi poświęcili Brodzikowski i Van Loon (1983).



Elementy architektury przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania:
Elements of architecture of premonitory shear zones:

Zespół przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania <i>Set of premonitory shears</i>	Grupa sprzężonych stref zlokalizowanego ścinania <i>Group of conjugate premonitory shears</i>
Z1	G1
Z2	
Z3	G2
Z4	

— płaszczyzna symetrii
symmetry plane

e_1 – oś maksymalnych odkształceń głównych o charakterze ekstensji
axis of maximum principal strain (extension)

e_2 – oś pośrednich odkształceń głównych o charakterze ekstensji lub kompresji
axis of medium principal strain (extension or compression)

e_3 – oś minimalnych odkształceń głównych o charakterze kompresji
axis of minimum principal strain (compression)

Fig. 3. Architektura podwójnie sprzężonych zespołów przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania o symetrii rombowej

Architecture of biconjugate sets of premonitory shear zones with orthorhombic symmetry

Architektura przestrzennego ułożenia równoległych, przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania jest dość złożona (fig. 3). Bardzo często obserwuje się co najmniej trzy, a najczęściej cztery zespoły takich struktur. Zespoły te można pogrupować w dwie pary zespołów wzajemnie sprzężonych, o podobnym biegu i przeciwnych kierunkach upadu. Kąt ω zawarty między dwiema parami zespołów sprzężonych może się zmieniać w zakresie od 15 do 90° (Rechcs, 1983; Mandl, 2000). Wielkość tego kąta zależy od stosunku wartości odkształcenia pośredniego do odkształcenia maksymalnego (Nieto-Samaniego, Alaniz-Alvarez, 1997). Prezentowany układ struktur jest określany jako system podwójnie sprzężonych zespołów (*biconjugate system*) o symetrii rombowej względem osi odkształceń głównych. Jest on odwiercieniem rzeczywistych trójwymiarowych odkształceń pla-

stycznych, a więc rozwijających się pod wpływem czynnej roli pośrednich odkształceń/paleonaprężeń (e_2/σ_2). Uskoki rozwijające się wzdłuż przedniszczeniowych stref zlokalizowanego ścinania również będą miały złożoną architekturę przestrzennego ułożenia. W tym przypadku można mówić o systemie podwójnie sprzężonych uskoków (*biconjugate fault system*) o symetrii rombowej. Podstawy teoretyczne dla kinematyki tak złożonego uskokowania w trójwymiarowym (trójwymiarowym) polu odkształceń zostały opracowane przez Rechcsa (1978, 1983). Autor ten stworzył tzw. poślizgowy model uskokowania (*slip model*). Niemniej jednak podstawą tego modelu było uskokowanie o charakterze wtórnym wzdłuż już istniejących starszych powierzchni nieciągłości. Zaprezentowane powyżej rozważania Johnsona (1995) na temat mechaniki uskokowania w znacznym stopniu uzupełniają ten model.

METODY BADAŃ

Podstawą rozważań zawartych w niniejszym artykule jest analiza geomorfologiczna bezpośredniego otoczenia badanych kemów oraz analiza mezostrukturalna spękań i uskoków.

W analizie geomorfologicznej wykorzystano numeryczny model wysokościowy współczesnej powierzchni terenu o rozdzielczości przestrzennej 30 × 30 m. Źródłem danych dla tego modelu była tzw. wektorowa mapa poziomu drugiego. Mając na uwadze diapiry ilów formacji poznańskiej miocenu górnego stwierdzone w jądrze badanych kemów (Klatkova, 1993), wykonano również numeryczny model wysokościowy powierzchni spągu plejstocenu. Podstawą dla tego modelu był zwektoryzowany rysunek poziomicowy szkicu geologicznego odkrytego SMGP w skali 1:50 000, arkusz Warta (Klatkova, Załoba, 1992).

Przy opracowaniu i wizualizacji numerycznych modeli wysokościowych wykorzystano oprogramowanie ArcGIS v. 9.2 (ESRI, 2006) oraz Surfer v. 8 (Golden Software, 2002). Wizualizację numerycznego modelu wysokościowego współczesnej powierzchni terenu uzupełniono wybranymi elementami paleogeografii dla okresu zlodowacenia warty, podczas którego powstały analizowane kemy.

Dodatkowo, na podstawie mapy topograficznej w skali 1:10 000 przeanalizowano rysunek poziomicowy badanych kemów, z uwzględnieniem przebiegu lineamentów topograficznych oraz osi morfologicznych form.

Analizę mezostrukturalną oparto na wynikach pomiarów 112 spękań, w tym 78 uskoków. Uskoki wyróżniano głównie w warstwowanych osadach wodnolodowcowych na podstawie mezoskopowych offsetów. Masywna struktura glin lodowcowych nie pozwalała na jednoznaczne stwierdzenie offsetu, a tym samym na uskokowy charakter spękania. Wyniki pomiarów uskoków i spękań zestawiono w postaci projekcji stereograficznych na dolną półkulę na siatkach Schmidta. Dla każdego odsłonięcia wykonano diagramy rozetowe rozciągłości uskoków i spękań, diagramy kołowe oraz diagramy rozetowe kątów zapadania powierzchni uskoków i spękań. Przy charakterystyce architektury przestrzennego ułożenia usko-

ków i spękań, struktury te pogrupowano w zespoły. Dla każdego z analizowanych kemów przyjęto jednolity system oznaczania zespołów uskoków, którego podstawą były przybliżone kierunki ich rozciągłości oraz upadu. Ponadto zdefiniowano tzw. grupy uskoków sprzężonych. W skład jednej grupy wchodziły uskoki pojedyncze lub zespoły uskoków, o zbliżonych kierunkach rozciągłości, ale przeciwnych kierunkach upadu. Również i w tym przypadku przyjęto osobny, niezależny system oznaczania grup uskoków sprzężonych w skali pojedynczego kemu. Tak zdefiniowana architektura przestrzennego ułożenia uskoków i spękań stała się podstawą do wyznaczenia przebiegu płaszczyzn symetrii, wspólnych dla jak największej liczby wyróżnionych struktur. Ze względu na małą populację pomierzonych struktur płaszczyzn symetrii wyznaczano w sposób uproszczony, stosując się jednak do podstawowych reguł koncepcji klas symetrii wprowadzonych do geologii strukturalnej przez Patersona i Weissa (1961). W pierwszej kolejności rozważano przebieg dwusiecznych kątów zawartych między uśrednionymi kierunkami rozciągłości uskoków i spękań określanymi dla poszczególnych grup uskoków sprzężonych lub pojedynczych zespołów. W drugiej kolejności brano pod uwagę przebieg średnich kierunków rozciągłości uskoków i spękań w obrębie grup uskoków sprzężonych lub pojedynczych zespołów. Wyznaczone płaszczyzny symetrii pozwoliły określić typ symetrii przestrzennego ułożenia uskoków i spękań, a w domyśle również pola odkształceń/paleonaprężeń. Obecność symetrii rombowej pozwoliła na zdefiniowanie trójosiowego pola odkształceń, zgodnie z przewidywaniami poślizgowego modelu uskokowania według Rechcsa (1983). Na podstawie uśrednionych wartości kąta ω (fig. 3) wyliczono również przybliżone wartości współczynnika odkształceń k (*strain ratio*), zgodnie z równaniem:

$$k = \operatorname{tg}^2 \omega \quad (\text{Nieto-Samaniego, Alaniz-Alvarez, 1997}),$$

gdzie $k = e_2/e_1$; e_2 i e_1 oznaczają wielkości odkształceń głównych pośrednich i maksymalnych o takim samym charakterze, czyli kompresyjnym lub ekstensyjnym.

ANALIZA GEOMORFOLOGICZNA

Analizowane kemy występują w północno-wschodniej części Wysoczyzny Złoczewskiej, ok. 10 km na zachód od miejscowości Warta (fig. 4). Są to izolowane formy pozytywne, które wznoszą się około 20–30 m ponad poziom słabo wyróżniającego się szerokiego obniżenia. Południowo-zachodnia granica tego obniżenia jest dobrze czytelna ze względu na obecność skłonu morfologicznego o długości około 7 km, wysokości 10–15 m i regularnym przebiegu $\sim N44^{\circ}W$. W nawiązaniu do paleogeografii okresu zlodowacenia warty, w obrębie tego obniżenia ciągnęła się tzw. strefa deglacjacji arealnej z zespołami kemów i pokrewnych form szczelinowych (Klatkowa, 1992). Na południowy zachód od tego obniżenia występuje obszar płaskiej wysoczyzny polodowcowej, w której obrębie udział osadów wodnolodowcowych jest niewielki (Klatkowa, Załoba, 1991). Z kolei od południowego wschodu

obniżenie to jest obramowane przez Pagórki Warciańskie, których poszczególne formy pozytywne i negatywne układają się w postaci łukowato wygiętego ciągu o przebiegu od NE–SW do ENE–WSW. Pagórki Warciańskie również są włączane w obręb wspomnianej już strefy deglacjacji arealnej jako formy akumulacji szczelinowej (Klatkowa, 1972). Należy przy tym zaznaczyć, że w świetle prac Klatkowej i Załoby (1991) oraz Klatkowej (1993) formy te są zaklasyfikowane jako kompleks moreny czołowej spiętrzonej, nadbudowanej przez osady kemowe. Na północ i północny wschód od omawianego obniżenia rozciąga się strefa form glacyfluwialnych z fazy recesyjnej zlodowacenia warty (Klatkowa, 1972). Formy te wraz z niewielkimi dolinami o założeniach glacyfluwialnych układają się w ciągi o łukowatym przebiegu (Załoba, 1996). Są one reprezentowane przez formy akumulacji szczelinowej oraz moreny czołowe akumulacyjne. Pogląd co do pochodzenia tych form ze zlodowacenia wisły, lansowany przez Mańkowską (1987), jest odosobniony.

Analizowane kemy, a także kompleks moreny czołowej spiętrzonej Pagórków Warciańskich oraz występująca na północy strefa form glacyfluwialnych były związane z aktywnością lokalnego lobu lodowcowego (Załoba, 1996). Zakłada się, że lob ten co najmniej dwukrotnie oscylował na omawianym obszarze. Deformacje glacytektoniczne w Pagórkach Warciańskich są zapisem maksymalnego awansu tego lobu. Ponowną oscylację o niewielkiej amplitudzie wyznacza strefa form glacyfluwialnych w północnej części omawianego obszaru. Oznaczałoby to, że analizowane formy kemowe rozwinęły się w brzeżnej części lobu lodowcowego.

Na rysunku poziomicowym z mapy topograficznej w skali 1:10 000 wyznaczono przebieg dłuższych osi morfologicznych kemów oraz szeregu lineamentów topograficznych (fig. 5). Dłuższe osie morfologiczne tych form mają przebieg $N34^{\circ}W$ (kem w Chabierowie) oraz $N35^{\circ}W$ (kem w Górze). Lineamenty topograficzne najczęściej są wyrażone jako strefy nieciągłości rzeźby lub prostolinijne odcinki zboczy. Układają się one w sposób uporządkowany, stąd też można wśród nich wyodrębnić zespoły lineamentów o podobnych kierunkach rozciągłości.

W przypadku kemu w Chabierowie można wyróżnić cztery zespoły lineamentów oznaczonych jako Z1, Z2, Z3 oraz Z4 (fig. 5A). Dominują lineamenty zespołu Z1 o rozciągłości w zakresie $\sim NS$ i średnim kierunku $N6^{\circ}W$, natomiast lineamenty pozostałych zespołów mają znaczenie podrzędne. Lineamenty zespołu Z2 mają rozciągłość w zakresie $N32^{\circ}–69^{\circ}E$ i średni kierunek $N49^{\circ}E$, z kolei lineamenty zespołu Z3 charakteryzuje przebieg $N72^{\circ}–85^{\circ}E$, przy wartości średniej $N80^{\circ}E$, a zespół Z4 jest reprezentowany tylko przez trzy lineamenty o rozciągłości w zakresie $N60^{\circ}–77^{\circ}W$ i kierunku średnim $N67^{\circ}W$.

Kem w Górze jest formą bardziej regularną i właściwie pozbawioną większych nieciągłości (fig. 5B), wzdłuż których można by poprowadzić przebieg lineamentów topograficznych. Jedynie u podstawy kemu wyróżniono kilka takich lineamentów. Dają się one pogrupować w dwa równorzędne zespoły Z1 i Z2. Lineamenty zespołu Z1 mają przebieg $\sim NS$,

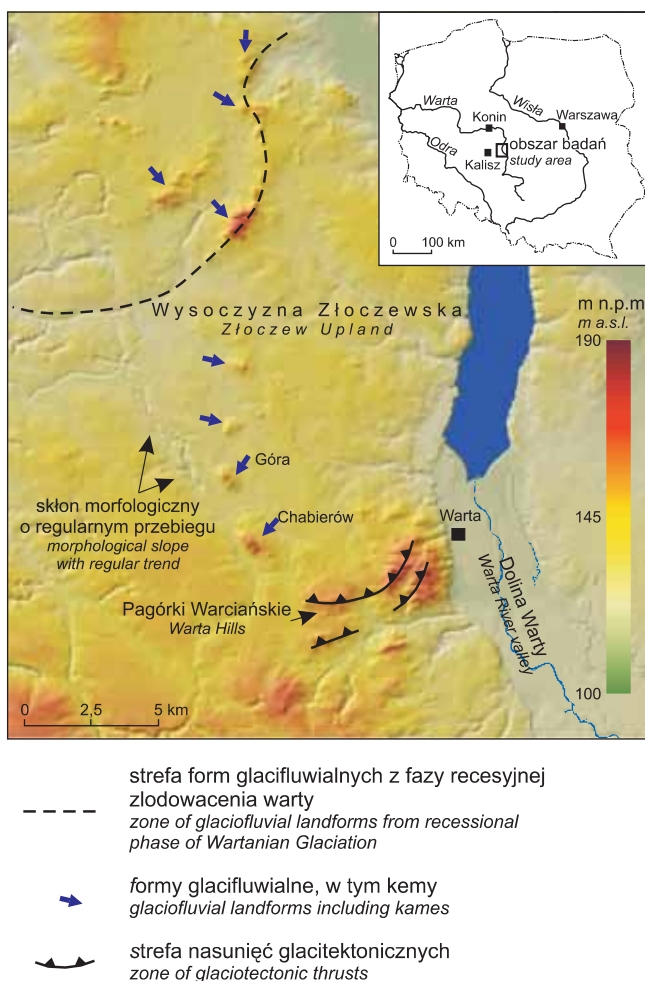


Fig. 4. Wybrane elementy paleogeografii obszaru badań w okresie zlodowacenia warty na tle numerycznego modelu terenu o rozdzielczości przestrzennej 30×30 m

Selected elements of palaeogeography related to the study area during the Wartanian Glaciation. The sketch background is represented by digital terrain model with spatial resolution of 30×30 m

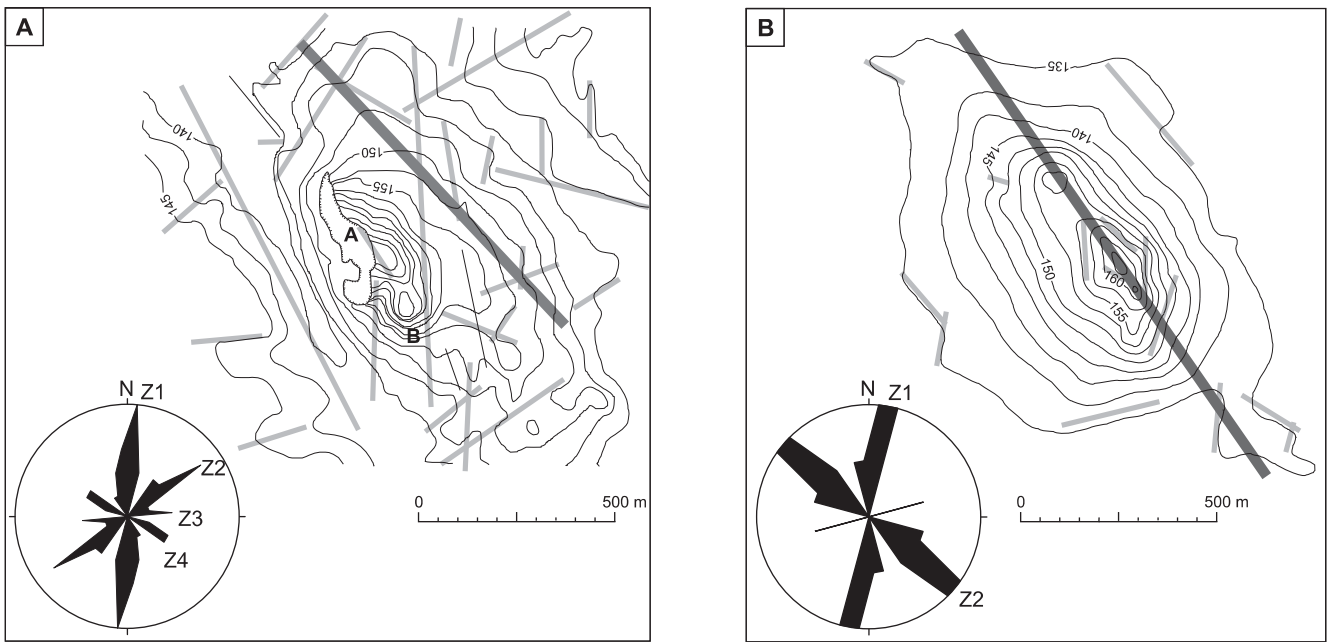


Fig. 5. Geometria form kemowych w Chabierowie (A) oraz w Górze (B)

Linie jasnoszare – przebieg lineamentów topograficznych, pojedyncze linie ciemnoszare – przebieg dłuższej osi morfologicznej form kemowych; orientację lineamentów topograficznych zestawiono na diagramach rozetowych

Geometry of kame landforms in Chabierów (A) and in Góra (B)

Light grey lines – trends of topographical lineament, single dark grey lines – trends of long morphological axes of kame landform; the rose diagrams show the orientation of topographical lineaments

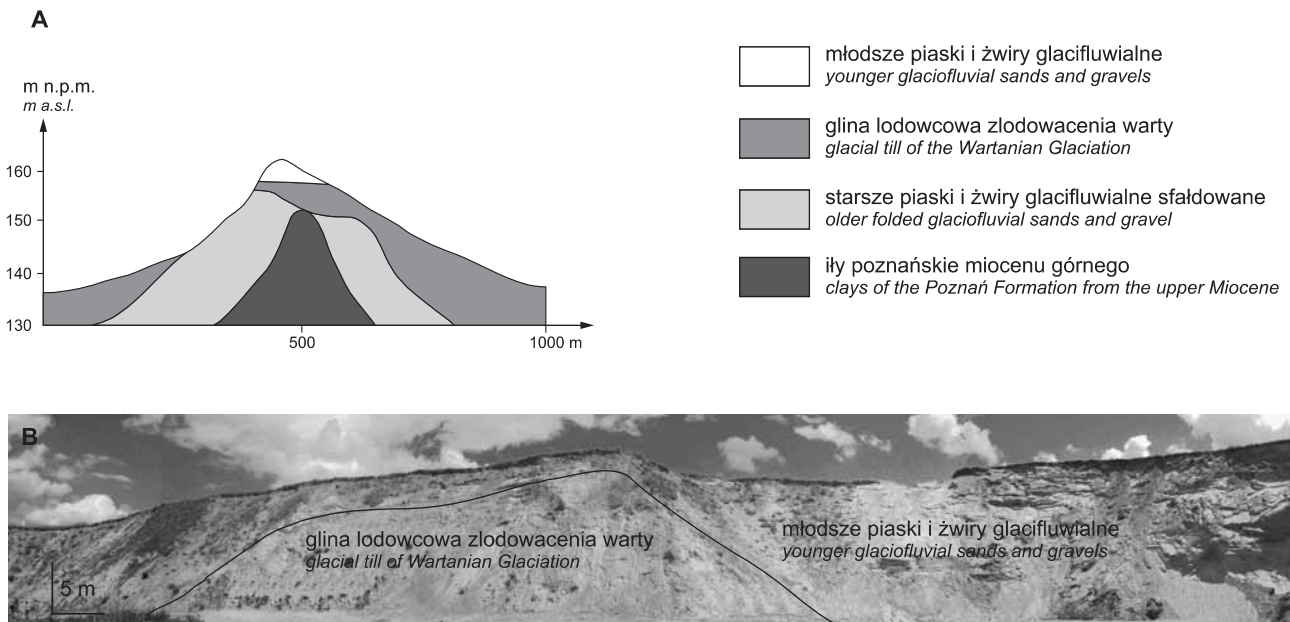


Fig. 6. Budowa wewnętrzna kemu w Górze

A. Przekrój geologiczny według Klatkowej (1993). B. Odślonienie w górnej partii kemu (stan z czerwca 2004)

Internal structure of kame in Góra

A. Geological cross-section after Klatkova (1993). B. Exposure within the upper part of kame (condition from June of the 2004 year)

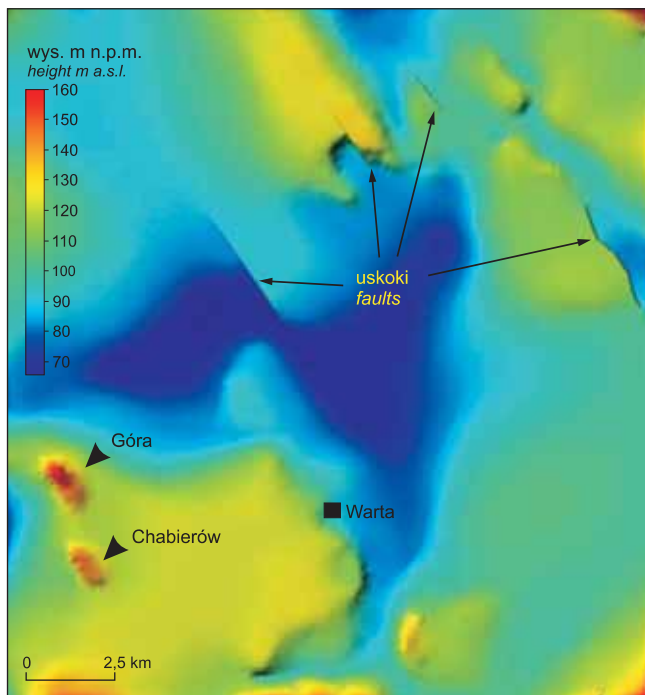


Fig. 7. Numeryczny model wysokościowy powierzchni spągu plejstocenu obszaru badań na podstawie szkicu geologicznego odkrytego w skali 1:100 000 Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Warta (Klatkowa, Załoba, 1992)

Digital elevation model of the sub-Pleistocene basement in the study area compiled from pre-Quaternary bedrock map at 1:100 000 scale, *Detailed Geological Map of Poland*, Warta sheet, after Klatkowa and Załoba (1992)

←

przy wartości średniej N4°E, a zespół lineamentów Z2 charakteryzuje przebieg w zakresie N40–76°W przy wartości średniej N54°W. Obecny jest również pojedynczy lineament o rozciągłości N76°E.

Pod względem budowy wewnętrznej badane kemy reprezentują formy kemów z tzw. wyciśniętym jądrem (Klatkowa, 1972, 1993). Występujące w ich obrębie fałdy diapirowe są zbudowane z silnie zbrekcowanych ilów formacji poznańskiej miocenu górnego. W kemie w Górze sfałdowaniu uległy również ławice bazalnej gliny lodowcowej zlodowacenia warty oraz starszych piasków i żwirów glacyfluwialnych

(fig. 6A). Fałd diapirowy w kemie w Górze jest nadbudowany młodszymi piaskami i żwirami glacyfluwialnymi z okresu zaniku lądolodu zlodowacenia warty. Osady te zalegają mniej lub bardziej poziomo, niemniej jednak są pocięte przez gęstą sieć uskoków normalnych, wysokokatowych uskoków odwróconych czy innych spękań (fig. 6B). Uważa się, że osady te były deponowane w szczelinie lodowej przez wody ablacyjne (Klatkowa, 1993). W kemie w Chabierowie obok ilów formacji poznańskich obserwowano sfałdowane mułki zastoi-skowe, pocięte dodatkowo uskokami sprzężonymi (*op. cit.*). Również i tutaj fałd diapirowy jest nadbudowany przez piaski i żwiry glacyfluwialne pochodzące z zaniku lądolodu zlodowacenia warty. Są one pocięte gęstą siecią uskoków normalnych, wysokokatowych odwróconych i spękań. Morfologia fałdów diapirowych jest dobrze odzwierciedlona na mapie strukturalnej spągu plejstocenu (fig. 7). Ich amplituda jest zróżnicowana – w obrębie kemu w Chabierowie wynosi około 25 m, natomiast w Górze dochodzi do około 35–40 m. Osie tych fałdów mają przebieg NW–SE. Kierunek ten jest równoległy do orientacji głównych elementów strukturalnych czytelnych w powierzchni spągu plejstocenu, w tym uskoków normalnych.

ANALIZA MEZOSTRUKTURALNA

WYNIKI

Badane uskoki i spękania wyrażają się jako strefy zmian teksturalnych względem protolitu, czyli osadu macierzystego. Zmiany te polegają na zmniejszeniu bądź zwiększeniu udziału matriksu ilasto-pyłowego względem ziaren szkieletu frakcji piaskowej. W pierwszym przypadku strefy te mają barwę jaśniejszą od protolitu. Odsłonięte na ścianach odkrywek, bardzo często podlegają szybszym i bardziej intensywnym zjawiskom selektywnej deflacji lub spłukiwania deszczowego. Stąd też wyrażają się jako linijne zagłębienia (fig. 8A). Strefy ze zwiększoną zawartością matriksu ilasto-pyłowego mają zwykle barwę ciemniejszą od protolitu (fig. 8B). W niektórych przypadkach obserwowano ślady wtórnego wytrącania się wodorotlenków Fe lub Mg. Na starszych, nieeksploatowanych ścianach odkrywek wyrażały się one w postaci drobnych linijnych żeber. Powyższe cechy morfologiczne świadczą o tym, że uskoki i spękania mają charakter stref wstęp deformacyjnych. Strefy ze zmniejszonym udziałem matriksu ila-

sto-pyłowego można wiązać z obecnością w ich obrębie tzw. wstęp deformacyjnych z kompaktacją (Antonellini i in., 1994). Ślady zwiększonego udziału matriksu ilasto-pyłowego świadczą, że mamy do czynienia ze strefą wstęp deformacyjnych z dylatacją. Maksymalne szerokości stref wstęp deformacyjnych wahają się w zakresie od kilku milimetrów do około 2 cm. Offsety wzdłuż stref wstęp deformacyjnych są niewielkie, zwykle kilku centymetrów.

Architekturę przestrzennego ułożenia uskoków i spękań zilustrowano poniżej, osobno dla każdego kemu.

Kem w Chabierowie

W kemie w Chabierowie przeanalizowano orientację 35 powierzchni uskoków i spękań. Struktury te obserwowano w dwóch odsłonięciach A i B (fig. 5A), w obrębie piasków i żwirów glacyfluwialnych. Zły stan odkrywek uniemożliwił wykonanie podobnych pomiarów w obrębie fałdu diapirowego.

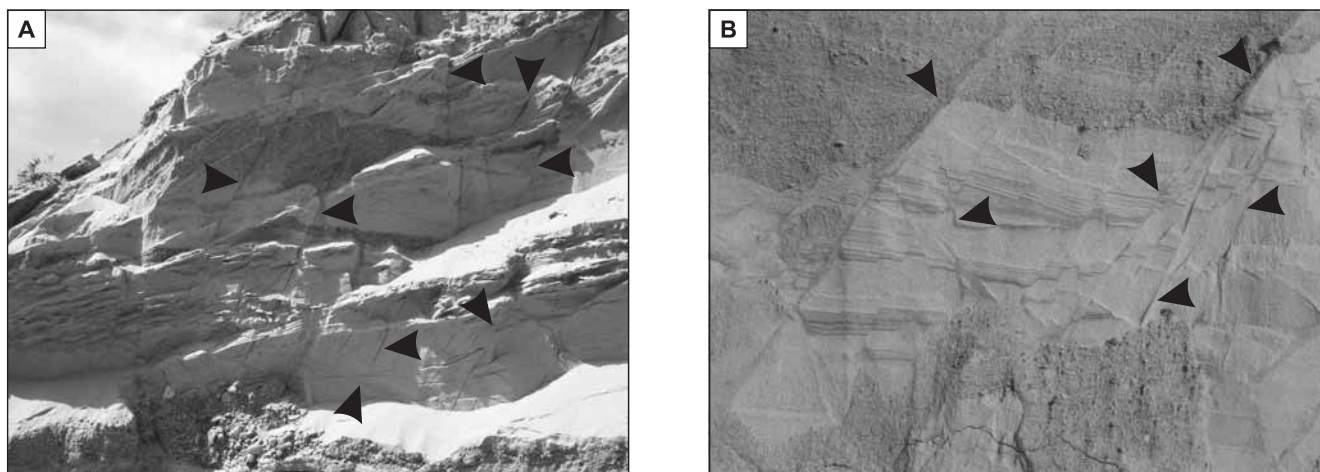


Fig. 8. Morfologia uskoczków normalnych tnących piaski i żwiry glacyfluwialne badanych kemów

A. Kem w Górze. Przykład uskoczków wykształconych w postaci stref wstęg deformacyjnych z kompaktacją. **B.** Kem w Chabierowie. Uskoki wykształcone jako strefy wstęg deformacyjnych z dylatacją

Morphology of normal faults cutting glaciofluvial sand and gravels within studied kames

A. Kame in Góra. Example of faults associated with zones of deformation bands with compaction. **B.** Kame in Chabierów. Faults developed as zones of deformation bands with dilatancy

W odsłonięciu **A** wyróżniono 4 zespoły uskoczków, jeden uskoczek pojedynczy i dwa spękania pojedyncze (fig. 9). Uskoki zespołów Z1 i Z2 charakteryzuje podobna rozciągłość w zakresie $N7-19^{\circ}E$, przy wartości średniej $N12^{\circ}E$. Kąty upadku uskoczków zespołu Z1 mieszczą się w zakresie od około 72 do 80° ku ESE, natomiast w przypadku zespołu Z2 od około 32 do 70° ku WNW. Powyższe struktury tworzą razem grupę uskoczków sprzężonych G1.

Zespoły uskoczków Z3 i Z4 rozciągają się w kierunku $N3-21^{\circ}W$ (wartość średnia wynosi $N10^{\circ}W$). Uskoki zespołu Z3 zapadają pod kątem od około 60 do 85° ku E, natomiast uskoki zespołu Z4 pod kątem od około 50 do 60° ku W. Również i w tym przypadku uskoki obydwu zespołów można zaliczyć do jednej grupy uskoczków sprzężonych G2.

Uskoki zespołu Z5, o rozciągłości w zakresie $N29-49^{\circ}E$ (przy wartości średniej $N33^{\circ}E$) i upadzie od około 30 do 55° ku NW, nie mają swojego sprzężonego odpowiednika. Podobnie jest w przypadku pojedynczego uskoku o rozciągłości $N38^{\circ}W$ i upadzie 64° ku SW. Obok uskoczków zaobserwowano również spękania pionowe o rozciągłościach $N84^{\circ}E$ oraz $N83^{\circ}W$.

W odsłonięciu **B** stwierdzono obecność trzech zespołów uskoczków oraz jeden uskoczek pojedynczy (fig. 9). Biorąc pod uwagę podobne kierunki rozciągłości rozpatrywanych uskoczków do uskoczków opisanych w odsłonięciu **A**, zespoły te oznaczono jako Z2, Z3 i Z4.

Zespół Z2 i pojedynczy uskoczek charakteryzuje podobna rozciągłość w zakresie $N20-25^{\circ}E$, przy wartości średniej $N21^{\circ}E$. Uskoki zespołu Z2 zapadają pod kątem 55 i 38° ku ESE, natomiast pojedynczy uskoczek pod kątem 55° w kierunku przeciwnym, tj. ku WNW. Razem powyższe struktury tworzą grupę uskoczków sprzężonych oznaczoną jako G1, podobnie jak w odsłonięciu **A**.

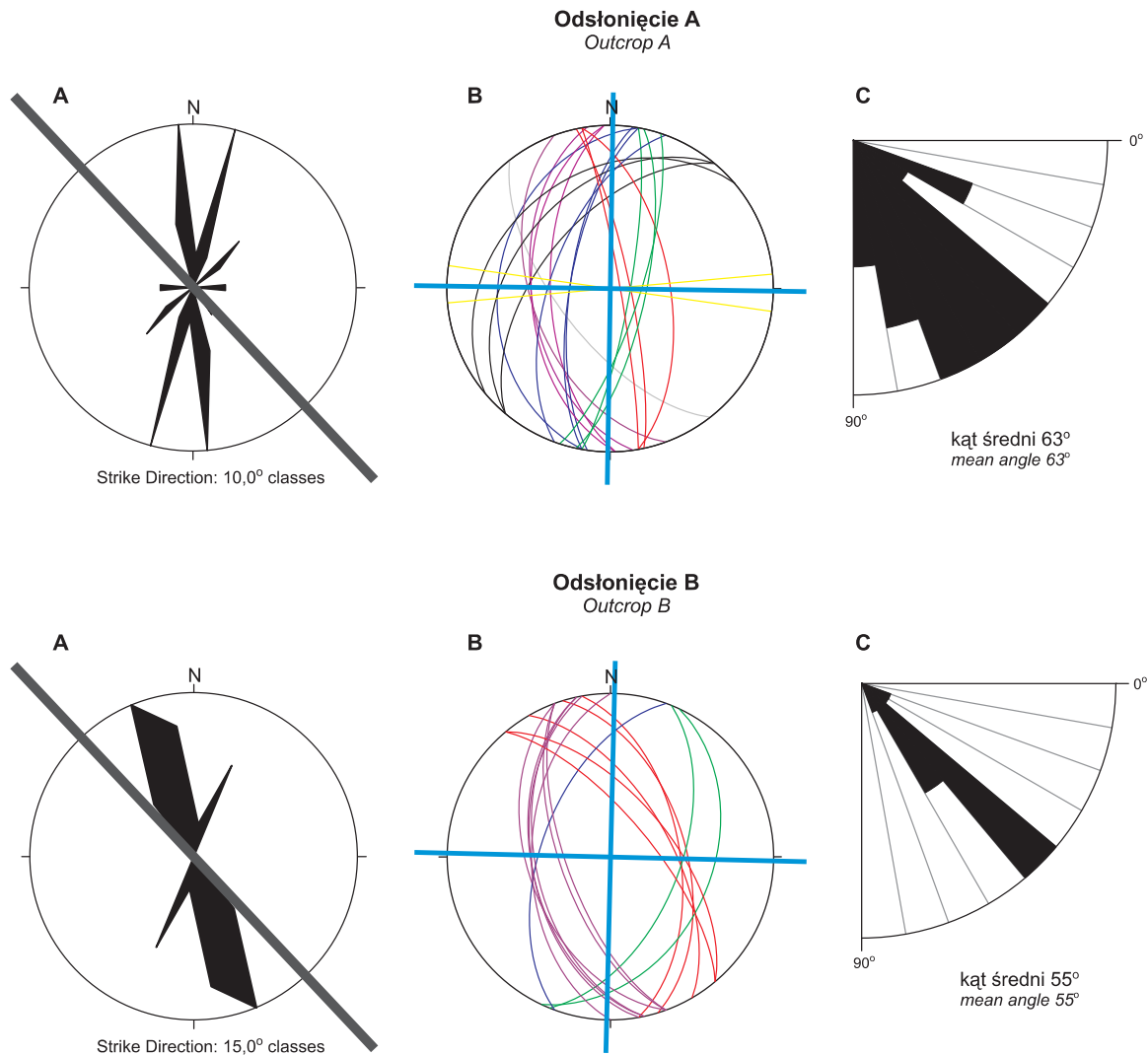
Uskoki zespołów Z3 i Z4 mają podobny bieg w zakresie $N0-40^{\circ}W$, przy wartości średniej $N18^{\circ}W$. Ich upady są przeciwnie zorientowane. Dla zespołu Z3 wynoszą one od około 52 do 70° ku ENE. Z kolei dla zespołu Z4 mieszczą się w zakresie od około 48 do 68° ku WSW. Uskoki zespołów Z3 i Z4 są wzajemnie sprzężone i tworzą grupę uskoczków sprzężonych G2.

Kem w Górze

W kemie w Górze pomierzono łącznie orientację 51 powierzchni uskoczków i spękań. Spękania wyróżniono głównie w obrębie gliny lodowcowej zlodowacenia warty o strukturze masywnej, zalegającej w stropowej, przegubowej partii fałdu diapirowego (fig. 6A). Uskoki zostały pomierzone w obrębie piasków i żwirów glacyfluwialnych, kontaktujących się bezpośrednio z fałdem diapirowym zarówno obocznie, jak i od góry (fig. 6A).

Spękania czytelne w fałdzie diapirowym można pogrupować w cztery zespoły oznaczone jako Z1, Z2, Z3 i Z4 (fig. 10). Spękania zespołów Z1 i Z2 charakteryzuje podobny kierunek rozciągłości w zakresie $N22-65^{\circ}E$, przy wartości średniej $N41^{\circ}E$. Spękania zespołu Z1 zapadają pod zmiennym kątem w zakresie od około 70 do 85° ku NW-NNW. Spękania zespołu Z2 zapadają pod kątami 50 i 75° w kierunku przeciwnym, czyli ku ESE. Spękania zespołów Z1 i Z2 można zatem traktować jako grupę spękań sprzężonych G1.

Spękania zespołów Z3 i Z4 rozciągają się w kierunku $N23-62^{\circ}W$, przy wartości średniej $N50^{\circ}W$. Zapadają one pod zmiennym kątem w przeciwnych kierunkach, od około 65 do 80° NE (zespół Z3) oraz od około 35 do 65° SW (zespół Z4). Spękania obydwu zespołów są wzajemnie sprzężone i definiują kolejną grupę spękań sprzężonych G2.



Elementy architektury uskokuw:
Elements of the fault architecture:

Zespół uskokuw lub jego pojedynczy ekwiwalent <i>Fault set or its single equivalent</i>	Grupa uskokuw sprzężonych <i>Group of conjugate faults</i>
Z1	G1
Z2	
Z3	G2
Z4	
Z5	

spękania pionowe
vertical fractures ———

płaszczyzna symetrii
symmetry plane ———

oś morfologiczna kemu
morphological axis of kame ———

Fig. 9. Architektura uskokuw i spękań tnących osady glaciofluwialne w kemie w Chabierowie

A. Zbiorczy diagram rozetowy rozciągłości uskokuw i spękań. B. Projektcja stereograficzna powierzchni uskokuw, spękań oraz płaszczyzn symetrii. C. Zbiorczy diagram rozetowy kąta zapadania powierzchni uskokuw i spękań

Architecture of faults and joints cutting glaciofluvial sediments within kame in Chabierów

A. Rose diagram of strike of fault and joint planes. B. Stereographic plot of fault, joint and symmetry planes. C. Rose diagram of dip of fault and joint planes

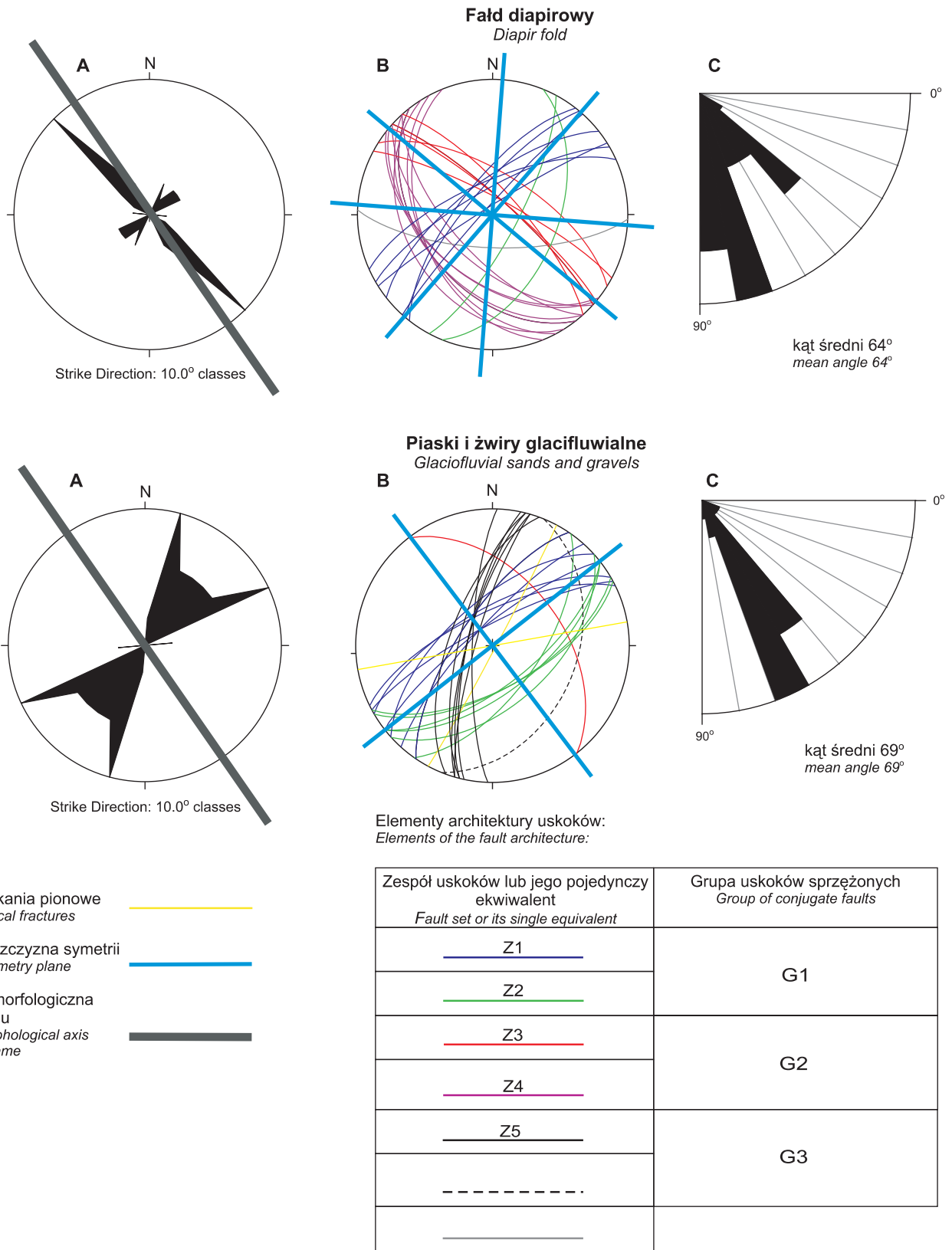


Fig. 10. Architektura uskoków i spękań w kemie w Górze

A. Zbiórny diagram rozetowy rozciągłości uskoków i spękań. B. Projekcja stereograficzna powierzchni uskoków, spękań oraz płaszczyzn symetrii. C. Zbiórny diagram rozetowy kąta zapadania powierzchni uskoków i spękań

Architecture of faults and joints within kame in Góra

A. Rose diagram of strike of fault and joint planes. B. Stereographic plot of fault, joint and symmetry planes. C. Rose diagram of dip of fault and joint planes

W obrębie fałdu diapirowego zaobserwowano również pojedynczą powierzchnię spękania, która nie ma swojego sprzężonego odpowiednika. Rozciąga się ona mniej więcej w kierunku E–W, a zapada pod kątem 70° ku S.

W obrębie **utworów glacyfluwialnych** zarejestrowano trzy zespoły uskoków, dwa uskoki pojedyncze oraz dwa pionowe spękania (fig. 10). Mając na uwadze obraz przestrzennego ułożenia uskoków i spękań w fałdzie diapirowym, zespoły te oznaczono jako Z1, Z2 oraz Z5. Uskoki zespołów Z1 i Z2 są wzajemnie sprzężone i tworzą grupę uskoków sprzężonych G1. Wskazuje na to podobieństwo pod względem orientacji ich rozciągłości, a także przeciwstawne kierunki upadu. Rozciągłości tych uskoków wynoszą $N32\text{--}59^\circ\text{E}$, przy wartości średniej $N50^\circ\text{E}$. Z kolei kąty i kierunki zapadania uskoków mieszczą się w zakresie od około 64 do 78°NW (uskoki zespołu Z1) oraz od około 54 do 66°SE (uskoki zespołu Z2). Uskoki zespołu Z5 rozciągają się w kierunku $N2\text{--}19^\circ\text{E}$, przy wartości średniej $N18^\circ\text{E}$. Zapadają one pod zmiennym kątem w zakresie od około 64 do 80° ku WNW. Uskoki zespołu Z5 mają swój sprzężony odpowiednik w postaci pojedynczego uskoku o orientacji $N23^\circ\text{E}$, zapadającego pod kątem 38° ku ESE. Również i w tym przypadku można wydzielić grupę uskoków sprzężonych oznaczoną jako G3. Ponadto zaobserwowano obecność pojedynczego uskoku o rozciągłości $N38^\circ\text{W}$ i upadzie 48°NE , a także dwa spękania pionowe o rozciągłości $N80^\circ\text{E}$ oraz $N28^\circ\text{E}$.

INTERPRETACJA

Przedstawiona powyżej architektura przestrzennego ułożenia uskoków i spękań ma dość złożony charakter. W obydwu formach kemowych obserwuje się po dwie grupy uskoków i spękań sprzężonych. Wartości średnie kątów zapadania tych powierzchni zawierają się w przedziale od 55° w kemie w Chabierowie do 69° w kemie w Górze (fig. 9C, 10C). Tym samym, wynikające z tego wartości podwójnego kąta ścinania 2θ są otwarte w kierunku pionowym. Ich wartości zmieniają się w zakresie od 42 do 70° . Wynika z tego, że jedna z osi odkształceń głównych miała po pierwsze pionową orientację, a po drugie kompresyjny charakter.

Dla poszczególnych stanowisk badawczych istnieje możliwość wyznaczenia wspólnych płaszczyzn symetrii dla niemal wszystkich analizowanych tam struktur. Wskazują one na symetrię rombowa przestrzennego ułożenia uskoków i spękań. Zgodnie z modelem poślizgowym Rechesa (1983), obecność symetrii rombowej upoważnia do rekonstrukcji pozostałych osi głównych odkształceń/paleonaprężeń wzdłuż płaszczyzn symetrii.

Kem w Chabierowie

W przypadku kemu w Chabierowie płaszczyzny symetrii dają się na pierwszy rzut oka wyprowadzić dla uskoków analizowanych w odsłonięciu B (fig. 9B). Ich przebieg pokrywa się z dwusiecznymi kątów ostrego i rozwartego między średnimi kierunkami rozciągłości uskoków przynależnych do poszczególnych grup uskoków sprzężonych. Są to zatem następujące kierunki: $N1,5^\circ\text{E}$ oraz $N88,5^\circ\text{W}$. W odsłonięciu A nie

można wyznaczyć płaszczyzn symetrii, które byłyby wspólne dla wszystkich uskoków i spękań. Jest to możliwe tylko w odniesieniu do grup uskoków sprzężonych G1 i G2 oraz dwóch spękań pionowych. W takim przypadku biegi płaszczyzn symetrii pokrywają się z przebiegiem dwusiecznych kąta ostrego i rozwartego między grupami sprzężonych uskoków G1 i G2 (fig. 9B). Wynoszą one odpowiednio $N1^\circ\text{E}$ oraz $N89^\circ\text{W}$. Dwusieczne kąta ostrego i rozwartego między pionowymi spękaniami mają identyczny przebieg: $N0,5^\circ\text{E}$ oraz $N89,5^\circ\text{W}$.

Niemal identyczna orientacja płaszczyzn symetrii wyznaczonych w odsłonięciach A i B pozwala na jednoznaczną rekonstrukcję pola odkształceń. Płaszczyzny symetrii o rozciągłości $N88,5\text{--}89,5^\circ\text{W}$ wyznaczają przebieg osi maksymalnych odkształceń głównych o charakterze ekstensji. Wskazuje na to ten sam kierunek otwarcia kąta rozwartego między analizowanymi grupami uskoków sprzężonych. Z kolei płaszczyzny symetrii o rozciągłości $N0,5\text{--}1,5^\circ\text{E}$ wyznaczają orientację osi pośrednich odkształceń głównych. W świetle dominacji uskoków normalnych, odkształcenia w tym kierunku również mogły mieć charakter ekstensyjny (Oertel, 1965). Wydaje się, że wielkość tej ekstensji nie była duża, na co wskazują małe wartości kątów ω oraz wyliczone na ich podstawie wartości współczynników odkształceń k , to jest 0,12 (odsłonięcie A) oraz 0,03 (odsłonięcie B). Podsumowując, zrekonstruowane pole odkształceń dla kemu w Chabierowie można zdefiniować w następujący sposób:

$$e_1 > e_2 > e_3,$$

gdzie:

- e_1 – maksymalne odkształcenia główne (ekstensja) w kierunku W–E,
- e_2 – pośrednie odkształcenia główne (ekstensja) w kierunku N–S,
- e_3 – minimalne odkształcenia główne (kompresja związana z grawitacją).

Kem w Górze

W obrębie kemu w Górze na pierwszy rzut oka symetrycznym rozkładem charakteryzują się wszystkie spękania czytelne w fałdzie diapirowym (fig. 10). Można tutaj wyprowadzić dwie płaszczyzny symetrii wzdłuż dwusiecznych kątów zawartych między grupami spękań sprzężonych (fig. 10B). Ich rozciągłości są następujące: $N4,5^\circ\text{W}$ oraz $N85,5^\circ\text{E}$. Płaszczyzna symetrii o rozciągłości $N85,5^\circ\text{E}$ pokrywa się z przebiegiem pojedynczej powierzchni spękania. Biorąc pod uwagę fakt, że kąt zawarty między grupami spękań sprzężonych wynosi prawie 90° (85°), można wyznaczyć jeszcze dwie inne płaszczyzny symetrii. Przebiegają one równoległe do średnich kierunków rozciągłości grup spękań wzajemnie sprzężonych, tj. $N41^\circ\text{E}$ oraz $N50^\circ\text{W}$. Niemniej jednak, tak wyznaczone płaszczyzny symetrii nie są wspólne dla pojedynczej powierzchni spękania.

Obraz przestrzennego ułożenia uskoków normalnych i spękań czytelnych w obrębie piasków i żwirów glacyfluwialnych nadbudowujących fałd diapirowy jest bardziej złożony. W związku z tym, tylko dla niektórych pomierzonych struktur można wyznaczyć wspólne płaszczyzny symetrii. Dotyczy to grupy uskoków sprzężonych G1, pojedynczych spękań pionowych oraz pojedynczego uskoku o rozciągłości $N38^\circ\text{W}$. Wspólne płaszczyzny symetrii można w tym przypadku wyprowadzić w kierunkach równoległych do średniego kierunku

rozciągłości uskoków w obrębie grupy G1, wzdłuż dwusiecznych kąta ostrego między pionowymi spękaniami czy wreszcie równoległe i prostopadłe do biegu pojedynczego uskoku (fig. 10B). Ich rozciągłości wynoszą N50–54°E oraz N36–38°W.

Płaszczyzny symetrii wyznaczone dla uskoków i spękań w obrębie piasków i żwirów glacyfluwialnych pokrywają się z przebiegiem jednej pary płaszczyzn symetrii wyprowadzonych na podstawie spękań w obrębie fałdu diapirowego. Wychodząc z założenia, że osie horyzontalnych odkształceń głównych miały taki sam przebieg w całym kemie, płaszczyzny te mogą wyznaczać przebieg osi horyzontalnych odkształceń głównych. Kąty zawarte między strukturami definiującymi przebieg poszczególnych płaszczyzn symetrii są zbliżone do kąta prostego. Tym samym wartości współczynnika od-

kształceń k wynoszą 0,85 (fałd diapirowy) oraz 0,93 (piaski i żwiry glacyfluwialne). Można zatem wskazać na dwie osie odkształceń głównych, związanych z ekstensją o podobnym natężeniu. Niemniej jednak, kierunek otwarcia kąta rozwartego między pionowymi spękaniami w piaskach i żwirach glacyfluwialnych może wyznaczać przebieg osi maksymalnych odkształceń głównych. Wynika z tego, że deformacje nieciągłe w kemie w Górze mogły zachodzić w polu odkształceń, które można scharakteryzować następująco:

$$e_1 \approx e_2 > e_3,$$

gdzie:

- e_1 – maksymalne odkształcenia główne (ekstensja) w kierunku NW–SE,
- e_2 – pośrednie odkształcenia główne (ekstensja) w kierunku NE–SW,
- e_3 – minimalne odkształcenia główne (kompresja związana z grawitacją).

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Dla kemów w Chabierowie i Górze przeanalizowano orientacje uskoków i spękań. Następnie zrekonstruowano pola odkształceń pod względem orientacji i charakteru odkształceń głównych oraz ich względnych wartości. W niniejszym rozdziale podjęto dyskusję nad czynnikami, które mogły wygenerować pola odkształceń.

W pierwszym rzędzie należy rozpatrzeć relacje kątowe między elementami zrekonstruowanych pól odkształceń a morfologią samych kemów, ich bezpośredniego otoczenia, a przede wszystkim geometrią fałdów diapirowych obecnych w ich jądrach. Wyraźne podobieństwo między przebiegiem osi odkształceń głównych ekstensyjnych a dłuższymi i krótszymi osiami definiującymi geometrię formy kemowej oraz fałdu diapirowego można zaobserwować tylko w kemie w Górze. Równoległe do tych osi przebiegają również uskoki i spękania tam występujące. Nieco większe różnice kątowe obserwuje się w stosunku do lineamentów topograficznych. Wydaje się zatem, że obserwowane w kemie w Górze uskoki i spękania mogły powstać w polu odkształceń ekstensyjnych, wygenerowanym w strefie przegubowej rozwijającego się fałdu diapirowego. Trójwymiarowe pole odkształceń z dwoma kierunkami silnej ekstensji może wskazywać na dużą krzywiznę osi fałdu diapirowego. Podobne pola odkształceń i związane z nimi systemy podwójnie sprzężonych uskoków były opisywane w centralnych częściach peryklin (Price, Cosgrove, 1990).

Architektura uskoków i spękań czytelnych w kemie w Chabierowie oraz zrekonstruowane osie odkształceń głównych nie wykazują żadnego związku geometrycznego z dłuższymi i krótszymi osiami morfologicznymi kemu i fałdu diapirowego w jego jądrze. Jedyne lineamenty topograficzne czytelne w obrębie formy kemowej nawiązują orientacją do kierunków rozciągłości uskoków i spękań. Pojawia się zatem pytanie, do czego mogą nawiązywać obserwowane tutaj uskoki i spękania, a przede wszystkim zrekonstruowane osie horyzontalnych odkształceń głównych. Oś maksymalnej ekstensji e_1 ma przebieg W–E, tym samym tworzy ona kąt około 45° z dłuższą osią morfologiczną kemu i fałdu diapirowego. Podobna relacja kątowa odnosi się do skłonu morfologicznego oddzie-

lającego szerokie obniżenie, w którym znajduje się badany kem, od płaskiej wysoczyzny polodowcowej. W powyższym kontekście dobrze wpisuje się sytuacja paleogeograficzna ze zlodowacenia warty, a w szczególności obecność lokalnego lobu lodowcowego płynącego częściowo w obniżeniu morfologicznym. Należy wspomnieć, że analizowane kemy rozwinęły się w brzeżnej części tego lobu. Aktywność lobu, polegająca na krótkich awansach ku południowemu wschodowi jest zapisana między innymi w obrazie strukturalnym kompleksu moreny spiętrzonej Pagórków Warciańskich (Załoba, 1996). Można zatem założyć, że na kontakcie między tym lokalnym lobem lodowcowym a pozostałą, mniej mobilną masą lądolodu mogło dochodzić do rozwoju stref ścinania prostego. Jedna z takich stref ścinania o prawoskrętnym charakterze mogła rozwinać się wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia lobu. Wiele dotychczasowych prac poświęcono strefom ścinania prostego w brzeżnych częściach lodowców dolinnych (Nye, 1952; Lawson, 1996; Hambrey, Lawson, 2000; Herbst, Neubauer, 2000). Z analizy strukturalnej takich stref wynika, że w ich obrębie rozwijają się klasyczne ścięcia typu Riedla, oraz spękania ekstensyjne typu T (fig. 11A). Struktury te mogą się rozciągać na przestrzeni od kilkudziesięciu do około 100 m (Sharp, 1985; Lawson, 1996). Przebieg spękań ekstensyjnych typu T jest równoległy do osi maksymalnych naprężeń głównych σ_1 generowanych w trakcie samego procesu ścinania prostego. Spękania te rozwijają się w efekcie maksymalnych odkształceń głównych o charakterze ekstensji, zorientowanych prostopadłe do osi naprężeń σ_1 , a tym samym do rozciągłości spękań. Spękania ekstensyjne układają się pod kątem około 45° względem rozciągłości strefy ścinania prostego, a tym samym rozciągłości brzegu lodowca. Znane są również przykłady spękań ekstensyjnych rozwiniętych bezpośrednio na zewnątrz od stref ścinania prostego. W tym przypadku definiują one tzw. strefy typu *wall damage zone* (Kim i in., 2004).

Gdyby założyć rozwój takiej strefy ścinania prostego na badanym obszarze, to orientacja towarzyszących jej spękań ekstensyjnych powinna się pokrywać z przebiegiem pośredniej osi odkształceń głównych zrekonstruowanych dla kemu

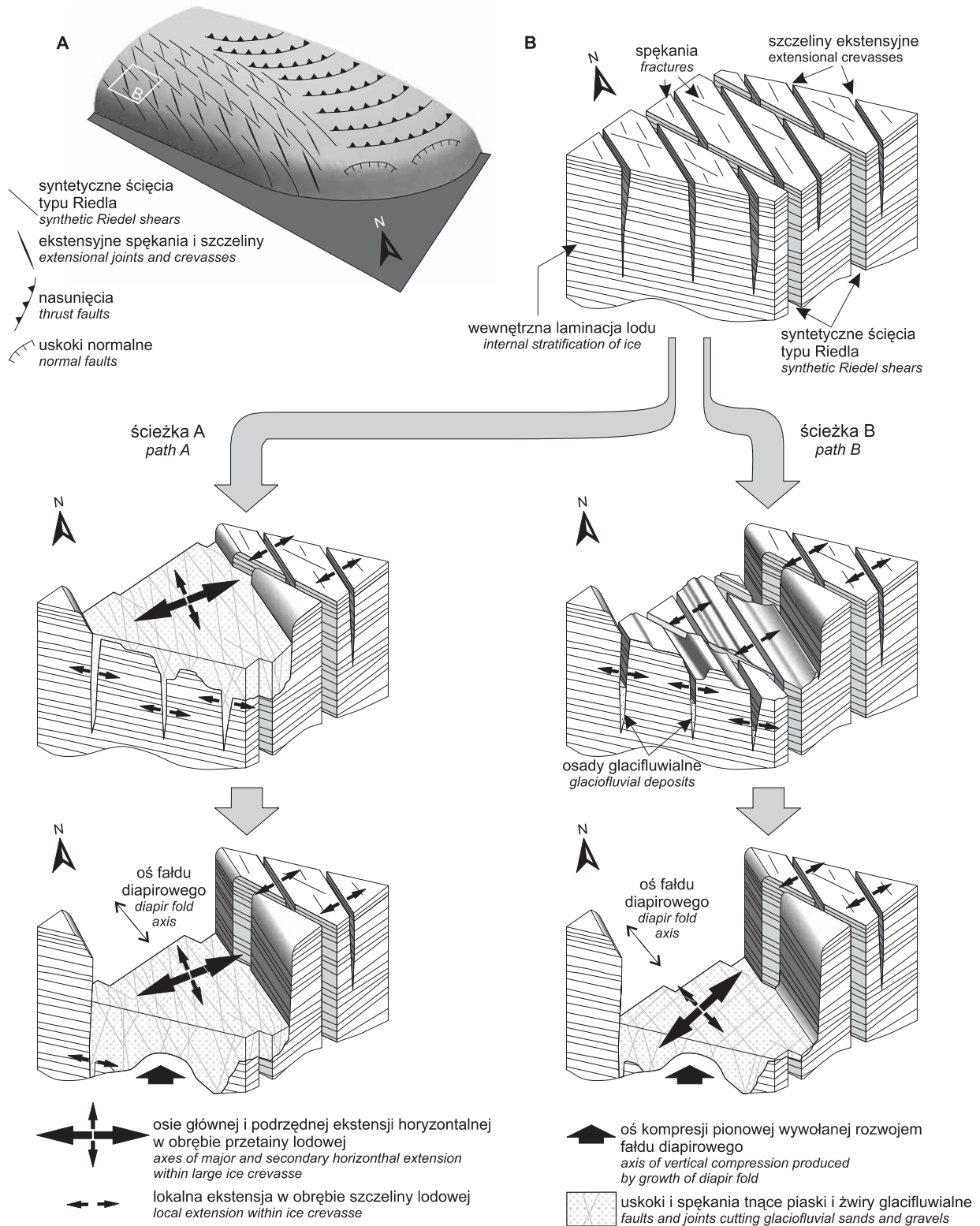


Fig. 11. Model rozwoju uskoku i spękań w obrębie w obrębie analizowanych kemów

A. Model rozkładu struktur ścięciowych i spękań tensyjnych w brzeżnej części lokalnego łobu lodowcowego płynącego w kierunku S–E. **B.** Model pokazujący wpływ struktur ścięciowych i spękań w lodzie lodowcowym na sposób jego zaniku oraz kinematykę deformacji osadów wypełniających krewasy lub baseny krewasowe (ścieżka A odnosi się do kemu w Chabierowie, ścieżka B do kemu w Górze)

Model of faults and joints development within studied kames

A. Model showing the pattern of shear structures and extensional joints predicted for marginal zone of local glacial lobe flowing to S–E direction. **B.** Model showing the influence of shear structures and extensional joints within glacial ice on the melting pattern of ice and kinematics of deformations within sediments filling ice crevasses and crevasse basins (path A relates to kame in Chabierów, path B to kame in Góra)

w Chabierowie (fig. 11A, B). Proces deglacji arealnej i związany z tym rozwój kemu mógł być w dużym stopniu uwarunkowany orientacją struktur ścięciowych i spękań ekstensyjnych przetrwałych w lodzie lodowcowym z fazy jego transgresji. Ilustruje to ścieżka A na figurze 11B. Podczas deglacji pojedyncze spękania ekstensyjne mogły ewoluować w kierunku szczelin lodowych (krewas lodowych), a następnie większego basenu krewasowego (*crevasse basin* – termin w ujęciu Brodzikowskiego, 1993). Taka ewolucja form negatywnych mogła generować ekstensję horyzontalną w dwóch kierunkach: równoległym i prostopadłym do przebiegu form negatywnych. Ekstensja w kierunku prostopadłym mogła być znacznie większa od ekstensji w kierunku równoległym. Tę ostatnią można by wiązać z dalszą propagacją form negatywnych, a w szczególności szczelin i krewas wzdłuż ich rozciągłości. Na etapie krewasy lodowej bądź basenu krewasowego mogła rozpocząć się sedimentacja osadów budujących kem w Chabierowie. W literaturze opisano przypadki inicyjalnych form akumulacji szczelinowej, określanych przez Sharpa (1985) jako *crevasse-fill ridges*. Formy tego typu są ułożone pod kątem około 45° względem kierunku płynięcia strumienia lodowcowego. Można zatem założyć, że osady wypełniające krewasy, a następnie większy basen krewasowy, również mogły być poddawane opisanym powyżej odkształceniom ekstensyjnym. Powyższe założenie pozwala na interpretację układu podwójnie sprzężonych uskoku i spękań obserwowanych w kemie w Chabierowie przez pryzmat odkształceń ekstensyjnych z wczesnych etapów zaniku lobu lodowcowego. Na uwagę zwraca fakt, że fałd diapirowy obecny w jądrze kemu nie wygenerował nowych uskoku i spękań w nadległych piaskach i żwirach glacialnych,

które odzwierciedlałyby pole odkształceń indukowane rozwojem tego fałdu. Można przypuszczać, że reakcja piasków i żwirów glacialnych na kompresję pionową wywołaną rozwojem fałdu diapirowego mogła zachodzić poprzez reaktywację już istniejących uskoku i spękań. Teza ta wymaga jednak potwierdzenia opartego na dalszej analizie uskoku, a w szczególności na analizie struktur ślizgowych związanych z tymi uskukami. Pozwoli ona stwierdzić, czy pierwotne uskoki normalne lub wysokokątowe odwrócone bądź inne spękania nie były reaktywowane jako uskoki wtórne o charakterze zrzutowo-przesuwczym czy przesuwczym (Angelier, 1994).

Schemat rozwoju uskoku i spękań zaproponowany dla kemu w Chabierowie nie jest możliwy do zastosowania w przypadku sąsiedniego kemu w Górze. Dzieje się tak, pomimo że ta forma również rozwijała się w brzeżnej części lokalnego lobu lodowcowego, który i tutaj mógł wykazywać podobny układ spękań i szczelin lodowych (krewas lodowych). Również i w tym przypadku formy negatywne na powierzchni zamierającego lodu lodowcowego mogły ewoluować w kierunku większego basenu krewasowego, co ilustruje schematycznie figura 11B (ścieżka B). Pomimo takich warunków paleośrodowiskowych uskoki i spękania w kemie w Górze odzwierciedlają jedynie wpływ rozwijającego się fałdu diapirowego. Można zatem przypuszczać, że proces uskoku w tym przypadku rozpoczął się dopiero na etapie aktywności fałdu diapirowego. Co więcej, brak w osadach kemu zapisu strukturalnego ekstensji wynikającej z degradacji lodu lodowcowego pozwala sądzić, że główny etap sedimentacji tych osadów rozpoczął się w warunkach całkowitego wytopienia lodu lodowcowego podścielającego basen krewasowy.

LITERATURA

- ANDERSON E.M., 1951 — The dynamic of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- ANGELIER J., 1994 — Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *W: Continental deformation* (red. P.L. Hancock): 53–100. Pergamon Press, Oxford.
- ANTONELLINI M.A., AYDIN A., POLLARD D.D., 1994 — Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, **16**: 941–959.
- AYDIN A., 1978 — Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure Appl. Geophys.*, **116**: 913–930.
- AYDIN A., JOHNSON A.M., 1978 — Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure Appl. Geophys.*, **116**: 931–942.
- AYDIN A., JOHNSON A.M., 1983 — Analysis of faulting in porous sandstones. *J. Struct. Geol.*, **5**: 19–31.
- BARTKOWSKI T., 1963 — Deglacja arealna – zasadniczy typ deglacji na obszarach niżowych. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **70**, 3: 338–347.
- BRODZIKOWSKI K., 1982 — Deformacje osadów nieskonsolidowanych na obszarach niżowych zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie Polski SW. *Acta Univ. Wratisl.*, **574**: 1–87.
- BRODZIKOWSKI K., 1993 — Sedimentacja glacialimiczna. Cz. I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna. *Acta Geogr. Lodz.*, **62**.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1983 — Sedimentology and deformation history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jarosów zone (Sudetic Foreland). *Geol. Sudet.*, **18**: 123–195.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- HAMBREY M.J., LAWSON W., 2000 — Structural styles and deformation fields in glaciers: a review. *W: Deformation of glacial materials* (red. A.J. Maltman i in.). *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, **176**: 59–83.
- HANCOCK P.L., 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, **7**: 437–457.
- HERBST P., NEUBAUER F., 2000 — The Pasterze Glacier, Austria: an analogue of an extensional allochthon. *W: Deformation of glacial materials* (red. A.J. Maltman i in.). *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, **176**: 159–168.
- JEWTUCHOWICZ S., 1969 — Struktura kemu w Zieleniewie. *Folia Quater.*, **30**: 59–69.
- JOHNSON A.M., 1995 — Orientations of faults determined by premonitory shear zones. *Tectonophysics*, **247**: 161–238.
- KARCZEWSKI A., 1971 — Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **11**, 3: 3–57.

- KIM Y.S., PEACOCK D.C.P., SANDERSON D.J., 2004 — Fault damage zones. *J. Struct. Geol.*, **26**: 503–517.
- KLAJNERT Z., 1966 — Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **23**.
- KLAJNERT Z., 1978 — Zanik lodowca warciańskiego na Wysoźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, **38**.
- KLATKOWA H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia Warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **28**.
- KLATKOWA H., 1992 — Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, **63**: 39–80.
- KLATKOWA H., 1993 — Uwagi o strukturach glaciostatycznych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 141–164.
- KLATKOWA H., ZAŁOBA M., 1991 — Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. *W: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek* (red. W. Stankowski): 33–44. Wyd. UAM, Poznań.
- KLATKOWA H., ZAŁOBA M., 1992 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warta. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LAWSON W., 1996 — Structural evolution of Variegated Glacier, Alaska, USA, since 1948. *J. Glaciol.*, **42**: 261–270.
- MALTMAN A.J., 1977 — Some microstructures of experimentally deformed argillaceous sediments. *Tectonophysics*, **39**: 417–436.
- MANDL G., 1988 — Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts. Elsevier, Amsterdam.
- MANDL G., 2000 — Faulting in Brittle Rocks: an Introduction to the mechanics of tectonic faults. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- MAŃKOWSKA A., 1987 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kotwasice. Inst. Geol., Warszawa.
- NIETO-SAMANIEGO A.F., ALANIZ-ALVAREZ S.A., 1997 — Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, **270**: 197–206.
- NIEWIAROWSKI W., 1964 — Formy marginalne z wyciśniętym jądrem z okolicy Jaworza koło Wąbrzeźna. *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, **3**: 3–18.
- NYE J.F., 1952 — The mechanics of glacier flow. *J. Glaciol.*, **2**: 82–93.
- OERTEL G., 1965 — The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, **2**: 343–393.
- PASIERBSKI M., 1980 — Deformacje nieciągłe jako jedno z kryteriów określania genezy form glacialnych. *Acta. Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, **15**, 47: 5–18.
- PATERSON M.S., WEISS L.E., 1961 — Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**: 841–882.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W., 1990 — Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge.
- RECHES Z., 1978 — Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, **47**: 109–129.
- RECHES Z., 1983 — Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133–156.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of the origin of glacitectonic deformations. *Quaest Geogr.*, **3**: 103–139.
- SHOFIELD A.N., WROTH C.P., 1968 — Critical state soil mechanics. McGraw-Hill, London.
- SHARP M., 1985 — “Crevasse-fill” ridges – a landform type characteristic of surging glaciers? *Geografiska Annaler*, **67A**: 213–220.
- WŁODARSKI W., 2003 — Style synsedymencyjnej deformacji morenowych glin szarych w rejonie Konina. [Rozpr. doktor.]. Arch. Inst. Geol. UAM, Poznań.
- WŁODARSKI W., 2004 — Mechanika i kinematyka warstwy deformacyjnej pod lądolodem zlodowacenia Odry w strefie rowu Kleczewa (elewacja konińska, wschodnia Wielkopolska). *W: Gliny morenowe. Typy genetyczne i środowiska depozycji. Przewodnik wycieczek terenowych.* (red. W. Wysota): 71–84. Wyd. UMK, Toruń.
- ZAŁOBA M., 1992 — Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, **63**: 107–116.
- ZAŁOBA M., 1996 — Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prozny. *Acta Geogr. Lodz.*, **71**: 275–287.

COMPOSITE PATTERN OF FRACTURES WITHIN KAMES WITH DIAPIR FOLDS. PALAEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

Abstract. The reconstruction of the character of paleostress/strain fields in which kame deposits were faulted and jointed is the object of present study. Two kame landforms with diapir folds within their cores were analysed. They are located in middle part of the Polish Lowland and represent landforms developed during decay of local lobe of the Wartanian Glaciation ice-sheet. Fault and joint kinematics has been interpreted on the basis of mesostructural analysis. Geomorphologic analysis played the secondary role too. Trends of long morphological axes and architecture of topographical lineaments within kame landforms were studied. The mesostructural analysis of

faults and joints within kame deposits shows that these structures form a biconjugate systems with orthorhombic symmetry. The symmetry planes were obtained from fault and joint spatial arrangement. The horizontal principal strain/paleostress axes were reconstructed in the same direction as strike of the symmetry planes. Faulting and jointing within the kame in Góra were synkinematic with development of diapir fold in its core. Architecture of faults and joints within the kame in Chabierów reflects the strain field which could develop during decay of glacial ice masses with characteristic joint and crevasse pattern.

Key words: kames, diapir folds, strain field, analysis of faults and joints, Wartanian Glaciation, central Poland.

SUMMARY

The many examples of normal faults, high angle reverse faults and more or less systematic joints were described in the literature about kames of middle part of the Polish Lowland (Bartkowski, 1963; Niewiarowski, 1964; Klajnert, 1966, 1978; Karczewski, 1971; Klatkova, 1972; Pasierbski, 1980). It is assumed, that these structures were produced by ice melting in the bottom or the walls of crevasses and crevasse basins within the ice-sheet. Moreover, the kinematics of conjugate fault and joint sets have been examined in the term of two-dimensional strain field. The axes of maximum principal strains e_1 (extension) in horizontal position have been reconstructed perpendicularly to the strike of crevasses or crevasse basins. In turn, the axes of minimum principal strains e_3 (compression) in vertical position have been interpreted as a result of gravitational forces influenced by collapse of underlying ice. More composite fault patterns with three or four sets of faults and joints have been described within kames with diapir folds (Keller, 1954 and Brammer, 1961, 1963 *vide* Jewtuchowicz, 1969; Niewiarowski, 1964; Jewtuchowicz, 1969; Klatkova, 1972). In this case, two stages of deformation in different paleostress/strain fields have been reconstructed. The first stage of deformation has been connected with melting of glacial ice. The second stage have been associated with the growth of diapir folds within kame cores. In all these studies the Anderson's model based on the Coulomb-Mohr failure criterion was used to kinematic interpretation of faults and joints (Fig. 1). This model assumes that the brittle strains are two-dimensional despite the preceding three-dimensional plastic strains. There are numerous regional examples of faulting within sedimentary rocks which do not confirm Anderson's theoretical model. According to Johnson (1995), the development of faults can be preceded by localised plastic or viscoplastic shearing that produce premonitory shear zones. Taking into account the rheology of the Pleistocene glaciogenic sediments, the premonitory shear zones can be represented by deformation bands (Fig. 2) and kink bands (Brodzikowski, Van Loon, 1983; Włodarski, 2003, 2004). The architecture of the premonitory shear zones may reflect the three-dimensional plastic strains (Fig. 3). These structures can be grouped into three or four sets that form biconjugate system with orthorombic symmetry. It is important to note, that faults can develop along preceding premonitory shear zones. The theoretical basis for such complex faulting were given by Reches (1978, 1983). This author defined the "slip model" for such faulting.

The aim of this paper is to reconstruct the palaeostress/strain fields in which faults and joints cutting glaciofluvial sediments within two kame landforms were developed. We used the Reches "slip model" for such reconstruction. The studied landforms are located in middle part of the Polish

Lowland (Fig. 4). They developed during decay of local lobe of the Wartanian Glaciation ice-sheet. The geomorphological and mesostructural analyses were used to characterise the fault and joints kinematics (Fig. 4–10). Morphological axes of kame landforms and topographic lineaments within them were defined (Fig. 5).

The mesostructural analysis was based on 112 fracture planes, including 78 fault planes. Composite pattern of the normal faults, high angle reverse faults and joints were observed. The morphology of these structures shows a zones of deformation bands with compaction or dilatancy (Fig. 8). The architecture of faults and joints was defined for each kame separately. We subdivided a few fault and joint sets and than the two groups of conjugated sets. The analysis of symmetry planes obtained from fault and joint spatial arrangement shows a biconjugate systems with orthorombic symmetry. The horizontal principal strain/paleostress axes were reconstructed in the same direction as strike of the symmetry planes. Additionally, the acute angles between strike of group of conjugate structures and one of the symmetry planes permitted estimation of strain ratio k that determines a ratio between relative values of the principal strains.

In Chabierów site the strain field has been reconstructed:

$$e_1 > e_2 > e_3$$

where e_1 and e_2 show horizontal extension oriented N–S and W–E, and e_3 defines vertical compression. Trends of e_1 and e_2 strain axes does not coincide with orientation of long and short axes of kame landform and diapir fold within core of it. The e_1 strain axis makes an angle of 45° with the long axis of kame landform and diapir fold as well as with strike of local glacial lobe margin formed during the Wartanian Glaciation.

It is concluded, that architecture of faults and joints within the kame in Chabierów reflects the strain field which could develop during decay of glacial ice masses with characteristic joint and crevasse pattern (Fig. 11A).

In Góra site the strain field has been reconstructed:

$$e_1 \approx e_2 > e_3;$$

where e_1 and e_2 are associated with horizontal extension oriented NW–SE and NE–SW, respectively. The axis of principal strain e_3 (compression) was reconstructed in vertical position. The axes of e_1 and e_2 principal strains have the same orientation as the long and short axes of the analysed kame landform and diapir fold within core of it. It is concluded, that faulting and jointing within kame deposits, and growth of diapir fold in the core of kame were synkinematic (Fig. 11B). The occurrence of strong extension along e_2 strain axis is interpreted as a result of curvature of diapir fold axis.