

STOŻEK ALUWIALNY PRE-KACZAWY – PRZYKŁAD SEDYMENTACJI W CZYNNEJ STREFIE PRZESUWCZEJ, PLIO-PLEJSTOCEN, SUDETY

UKD 551.243.1:[551.782.2+551.791]:551.435.172(234.57)

Sudecki uskok brzeżny jest znaczącą, regionalną dyslokacją, która zaznacza się w krajobrazie Sudetów wyraźnym progiem morfologicznym o przebiegu NW–SE. Uskok ten, na odcinku blisko 150 km, rozdziela obszar sudecki na dwie części: południową – górską i północne przedgórze. W geologii regionalnej obszary te tradycyjnie wyróżnia się jako Sudety i blok przedsudecki (ryc. 1A). Uskok rozdziela lub rozcina jednostki strukturalne zbudowane ze skał od proterozoicznych (?) do kredowych (19, 20).

Na bloku przedsudeckim skały podłoża są na znacznym obszarze przykryte utworami kenozoicznymi o miąższości blisko 200 m (21). W Sudetach natomiast, utwory

kenozoiczne występują tylko lokalnie, przeważnie w młodych zapadliskach tektonicznych. Osady o największej miąższości wypełniają rowy tektoniczne, wydłużone równoleżnikowo i ukośne do sudeckiego uskoku brzeżnego (ryc. 1A).

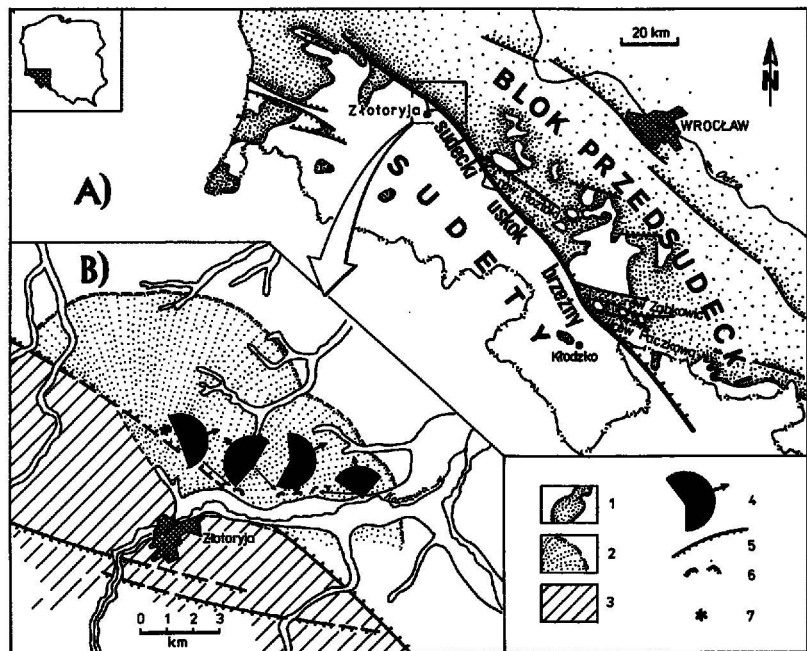
Wśród oligocenkich i miocenkich osadów przykrywających blok przedsudecki przeważają piaski i ropy z pokładami węgla brunatnych, które tworzyły się w środowisku rzecznym, jeziornym i bagiennym (7, 21). Osady od górnego miocenu do górnego pliocenu (tzw. seria poznańska), to przeważnie utwory ilaste i mułkowe, z nielicznymi i cienkimi wkładkami węgla brunatnych. Osady te powstały w rozległym i płytkim, początkowo

Ryc. 1. Schematyczna mapka obszaru sudeckiego, przedstawiająca rozmieszczenie osadów kenozoicznych (A) oraz przypuszczalny zasięg stożka napływowego pre-Kaczawy (B)

1 – osady kenozoiczne, 2 – osady stożka pre-Kaczawy, 3 – utwory przedkenozoiczne, 4 – diagramy kierunków paleotransportu, 5 – uskoki i strefy uskokowe, 6 – ważniejsze odsłonięcia, 7 – wierzchołek stożka pre-Kaczawy

Fig. 1. Schematic map of the Sudetes and Fore-Sudetic Block showing distribution of Cainozoic deposits (A) and sketch map of the Pre-Kaczawa alluvial fan (B)

1 – Cainozoic deposits, 2 – Pre-Kaczawa alluvial fan, 3 – basement, 4 – diagrams of paleotransport direction, 5 – faults and fault zones, 6 – gravel pits, 7 – alluvial fan apex



brakicznym, a później słodkowodnym zbiorniku – plioceńskim jeziorze poznańskim. Na przełomie pliocenu i plejstocenu osadziły się grubookruchowe osady serii Gozdniczy, które wykazują wyraźny związek z uskokiem sudeckim brzeżnym (6, 7 i 21). Osady serii Gozdniczy gromadziły się na kilku rozległych stożkach napływowych u wylotu dolin głównych rzek sudeckich w pliocenie (pre-Nysa Kł., pre-Bystrzyca, pre-Strzegomka, pre-Kaczawa, pre-Bóbr i pre-Kwisa). Stożki te progradowały ku północy, bezpośrednio na obszar ustępującego w późnym pliocenie jeziora poznańskiego. W pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego seria Gozdniczy jest najbardziej miększa i gruboziarnista, podczas gdy ku północy stopniowo maleje jej miąższość, osady są drobniejsiarniste i zazębiają się z osadami jeziornymi. W strefie przyuskokowej przeważają osady stożkowych napływowych (aluwialne), które ku północy stopniowo przechodzą w osady rzeczne (fluwialne), a nawet plażowe i przybrzeżne jeziorne.

Osady czwartorzędowe tworzą na bloku przedsudeckim pokrywę o miąższości od 13 do 50 m (25). W Sudetach występują one głównie w dolinach większych rzek. W pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego przeważają wczesno-plejstoceńskie żwiry i piaski, które stanowią kontynuację serii Gozdniczy. Powyżej oraz bardziej ku północy występują żwiry i piaski rzecznotodowcowe oraz gliny lodowcowe zlodowaceń elstery i solawy (odry). W stropie osadów plejstoceńskich występują lokalnie lessy. Utwory holoceniowe, to głównie osady korytowe i dolinne współczesnych rzek.

Wiek sudeckiego uskoku brzeżnego nie został dotychczas jednoznacznie określony. Przyjmuje się, że aktywność tektoniczna w tej strefie rozpoczęła się w paleogenie (4, 18 i 38). Tym niemniej, dopiero osady pliocenu wykazują ścisły związek z tą strefą (6, 7 i 21). Wczesna aktywność strefy sudeckiego uskoku brzeżnego doprowadziła, przypuszczalnie, do powstania licznych rowów o wydłużeniu równoleżnikowym. W pierwszym etapie rozwoju sudeckiego uskoku brzeżnego nastąpiło natomiast stopniowe fleksuralne obniżanie się bloku przedsudeckiego (20, 21). J. Oberc i S. Dyjor (7, 21) przypuszczają, że chociaż sudecki uskok brzeżny powstał w późnym pliocenie, to jednak główne wypiętrzenie Sudetów w stosunku do bloku przedsudeckiego rozpoczęło się we wczesnym plejstocenie.

Nie został również jednoznacznie określony charakter sudeckiego uskoku brzeżnego (9). Większość badaczy uważa jednak, że jest to stromo nachylony uskok (zespół uskoków) normalny, którego zrzut dochodzi do 250–300 m (7, 21).

W trakcie badań osadów plio-plejstocenu uwagę autorów zwrócił stożek (zespół stożków) pre-Kaczawy. Pierwotna morfologia tego stożka została w znacznej mierze zatarta przez późniejszą sedimentację i erozję. Jednak zachowane relikty stożka oraz zestawienie kierunków transportu wskazują, że jego wierzchołek (apex) znajduje się ok. 2 km (!) na północny zachód od wylotu dzisiejszej doliny Kaczawy na przedgórzu Sudetów (ryc. 1B). Dolina Kaczawy jest głęboko wcięta w epimetamorficzne skały Sudetów i jest mało prawdopodobne, aby w późnym pliocenie jej wylot znajdował się w innym niż dzisiaj miejscu. Tym samym autorzy wysuwają hipotezę o możliwości przemieszczenia się stożka pre-Kaczawy w okolicach Złotoryji ku NW, wskutek przesuwczego ruchu wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, a więc hipotezę o lewoskrętnym przesuwczym charakterze tego uskoku we wczesnym plejstocenie. Celem tego artykułu jest opis facji, ewolucji oraz struktur deformacyjnych

stożka pre-Kaczawy, które zestawione razem powodują, że przedstawiona hipoteza wydaje się być prawdopodobna.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA OSADÓW

Osady stożka napływowego (AF)

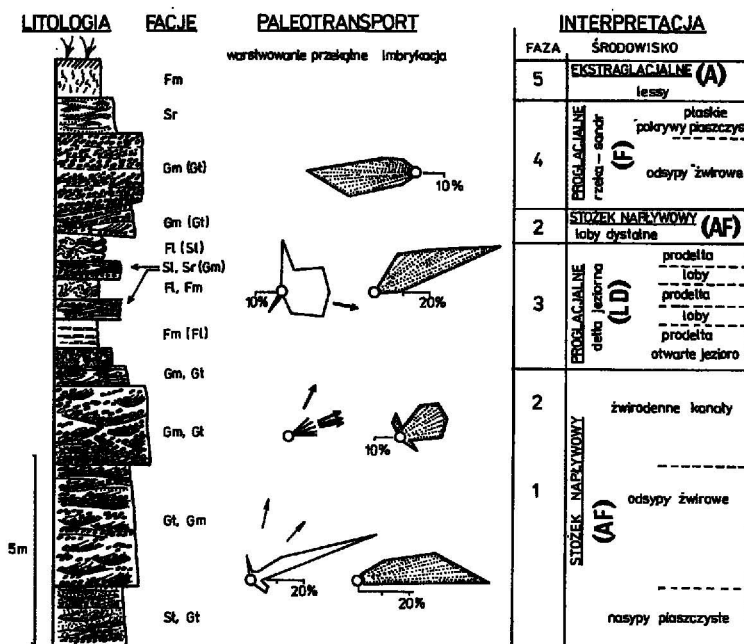
Osady stożka napływowego pre-Kaczawy, to głównie żółtoszare żwiry i gruboziarniste piaski. Materiał tych osadów pochodzi w całości z lokalnych źródeł sudeckich, a kierunkowe struktury sedimentacyjne wskazują na paleotransport w kierunku północno-wschodnim (ryc. 2).

Osady stożkowe gromadziły się głównie jako odsypy w obrębie kanałów rozpraszających oraz jako rozległe i łagodnie nachylone nasypy pokrywowe na obszarach międzykanałowych.

Osady żwirowodennych kanałów (ang. *gravel-bed channel*) są zbudowane ze średnioziarnistych lub gruboziarnistych żwirów (MPS od 6 do 12 cm), które tworzą ławice o wyraźnie erozyjnych powierzchniach spagowych. W dolnej części ławic występują stosunkowo dobrze przemyte bruki korytowe o wyraźnie zimbrykowanych otoczkach, zawierające miejscami intraklasty mułowe lub ilaste. Ławice osiągają miąższość do 60 cm i są na ogół niewarstwowane (facja Gm)* lub – rzadziej – są warstwowane przekątnie (facja Gt). Najczęściej wykazują również słabe, normalne, frakcyjne uziarnienie.

Osady odsypów żwirowych (ang. *gravel bar*) zbudowane są z drobnoziarnistych i średnioziarnistych żwirów (MPS od 2 do 6 cm), które tworzą zestawy o miąższości od

* Symbole facji zgodnie z terminologią A.D. Miaalla (15).



Ryc. 2. Zgeneralizowany profil osadów stożka pre-Kaczawy i osadów (przed)lodowcowych wraz z interpretacją. Cienkie strzałki – osie rynien przekątnego warstwowania, grube strzałki – osie kanałów

Fig. 2. Section showing general features of the Pre-Kaczawa alluvial fan and the Pleistocene, glacier-related deposits. Thin arrows – through cross-set axes, thick arrows – channel axes

5 do 15 cm warstwiane przekątnie rynnowo (facja Gt), lub rzadziej niewarstwiane lecz z wyraźną imbrykacją otoczków (facja Gm). Zestawy są na ogół normalnie, frakcjonalnie uziarnione, a między zestawami żwirowymi występują wkładki piaszczyste.

Osady nasypów piaszczystych i zalewów warstwowych (*sand bar sheetflood*) są zbudowane z piasków gruboziarnistych warstwianych przekątnie lub równoległe (facje St i Sh), które tworzą wielozestawy złożone. Podrzędnie występują również drobnoziarniste i średnioziarniste piaski laminowane riplemarkowo lub równoległe (facje Sr i Sh).

Osady deltowo-jeziorne (LD)

Są to naprzemianległe wielozestawy mułowo-ilaste i piaszczysto-żwirowe. Osady te zawierają znaczną domieszkę materiału skandynawskiego. Sedymentacyjne struktury kierunkowe wskazują na paleotransport w kierunku północno-wschodnim (ryc. 2). Przypuszczalnie osady te gromadziły się na powierzchni stożka-delta pre-Kaczawy, częściowo zatopionej wodami jeziora przedlodowcowego. Znaczna dostawa zawiesiny na obszar stożka-delta była związana z bezpośrednim zasileniem zbiornika przez pre-Kaczawę i wody lodowcowe. Okresowo nadbudowywane łoby stożka-delta pozostawiały po sobie pakiety materiału piaszczysto-żwirowego.

Osady prodelty jeziornej (*lacustrine prodelta*) są zbudowane głównie z mułów, które tworzą masywne lub normalnie, frakcjonalnie uziarnione warstwy o miąższości od 5 do 15 cm (facja Fm). Niektóre warstwy są wyraźnie dwudzielne, z dolną częścią mułową i górną ilastą. Występują również muły cienko laminowane (facja Fl). Osady te tworzą złożone wielozestawy o znacznym zasięgu lateralnym i miąższości od 50 cm do 1 m, lub też wypełniają opuszczone kanały (*abandoned channel*) w stropie osadów stożkowych. Typowe dla tej facji są struktury deformacyjne typu konwekcyjnego.

Osady łobów deltowych (*deltaic lobe*) są zbudowane z warstwianych przekątnie lub równoległe piasków i żwirów (facje St, Sh i Gt) oraz z drobnoziarnistych lub średnioziarnistych piasków laminowanych riplemarkowo (facja Sr). Miąższość zestawów tych facji jest bardzo zmienna, niekiedy wręcz mają one soczewkowy kształt i budują wielozestawy złożone o miąższości do 80 cm. Osady żwirowe wykazują miejscami imbrykację otoczków.

Osady rzecznelodowcowe (F)

Są to zabarwione na brunatno żwiry i piaski. Osady te zawierają stosunkowo dużo materiału skandynawskiego (okruchy skał magmowych i metamorficznych). Sedymentacyjne struktury kierunkowe wskazują na paleotransport w kierunku zachodnim (ryc. 2). Osady te gromadziły się jako odsypy w obrębie koryt rozłokowych oraz jako piaszczyste nasypy pokrywowe na obszarach pozakorytowych. Sedymentacja odbywała się prawdopodobnie na rozległym i łagodnie nachylonym stożku przedlodowcowym – sandrze.

Osady odsypów żwirowych są zbudowane ze średnioziarnistych żwirów (MPS od 4 do 8 cm), które tworzą zestawy o miąższości od 5 do 25 cm. Zestawy te są niewarstwiane albo ujawniają słabe warstwowanie przekątne (facje Gm i Gt). Wyszortowanie osadu jest zle lub umiarkowane, chociaż pojedyncze zestawy są dobrze wysortowane i miejscami osad jest pozbawiony materiału wypełniającego przestrzenie międzyziarnowe.

Osady płaskich pokryw piaszczystych (*sand flat*) są zbudowane głównie z średnioziarnistych piasków, rza-

dziej z piasków drobnoziarnistych i gruboziarnistych. Zestawy mają miąższość od 1 do 6 cm i są laminowane riplemarkowo lub rzadziej równoległe.

Osady eoliczne (A)

Są to głównie lessopodobne, żółte lub szare pyły, o dużej porowatości, niewarstwiane lub warstwiane nieciągle poziomo. Utwory te leżą na osadach lodowcowych, a ich miąższość wynosi od 1 do 2 m. Materiał pylasty gromadził się przypuszczalnie głównie na stokach, jako opad zawiesiny atmosferycznej, a pochodził z wywiewania na obszarze peryglacjalnym. Miejscami osady te są zaburzone, wskutek przemieszczeń stokowych lub też są rozmyte przez wody stokowe.

STRUKTURY DEFORMACYJNE

Zaburzenia konwekcyjne

W osadach deltowo-jeziornych stożka pre-Kaczawy występują co najmniej 3 poziomy osadów zaburzonych, obejmujące wielozestawy zbudowane z osadów drobnoziarnistych. Poziomy mają miąższość od 0,3 do 1 m, wykazują duży zasięg lateralny i są rozdzielone nie zaburzonymi osadami gruboziarnistymi. Powierzchnie stropowe poziomów są ostre i płaskie, natomiast powierzchnie spągowe mogą zmieniać się od ostrych i płaskich do nieostrych i falistych. Kształty i rozmiary zabu-



Ryc. 3. Zaburzone konwekcyjnie osady stożkowe i jeziorne. Reliktowo zachowana pierwotna, normalna gradacja uziarnienia osadów

1 — pył, 2 — piasek, 3 — żwir

Fig. 3. Soft sediment deformational structures — convection deformations in alluvial fan to lacustrine transition; note remnants of original normal grading within the pillars of coarse clastic sediment invading lacustrine silty mud

1 — silt, 2 — sand, 3 — gravel

rzeń konwekcyjnych są różne w różnych poziomach, ale zmieniają się również w obrębie każdego z poziomów. W najniższym poziomie dominują nieregularne, trójwymiarowe deformacje o kształcie kolumn, kropli, grzybów lub nieregularnych poduszek (ryc. 3). W dwu pozostałych poziomach zaburzenia są bardziej regularne (często są to prawie symetryczne konwolucje o szerokości od 0,1 do 0,5 m).

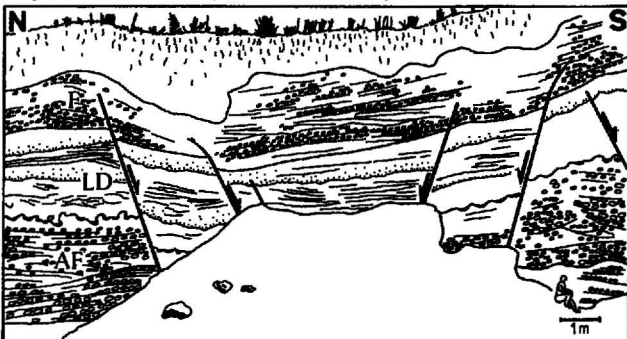
Opisane zaburzenia powstały najprawdopodobniej wskutek konwekcji w raptownie upłynnionym osadzie. Charakterystyczne jest to, że występują one wyłącznie w obrębie drobnoziarnistych osadów prodelty jeziornej (piaski pyłaste, pyły), które najłatwiej ulegają upłynnianiu. Jest bardzo prawdopodobne, że bezpośrednio przyczyną upłynniania osadów prodelty były wstrząsy sejsmiczne. Analogiczne zaburzenia są znane z osadów jeziornych w wielu aktywnych tektonicznie regionach świata, a ich sejsmiczne pochodzenie jest na ogół udowodnione (1, 11, 12, 16, 27, 28, 33, 34 i 39).

Zachowane miejscami normalne, frakcyjne uziarnienie osadów w wielozestawach zaburzonych konwekcyjnie oraz płaskie powierzchnie stropowe poziomów raczej wykluczają proste, wynikające z różnic gęstości pograżanie, jako mechanizm tworzenia się opisanych struktur. Jednakże symetria struktur deformacyjnych i ich trójwymiarowość wykluczają również redepozycję stokową (spęływanie, osuwanie) jako przyczynę powstania zaburzeń. Zupełnie brak przesłanek, aby uznać opisane struktury za zaburzenia krypturbacyjne.

Uskoki ekstensyjne

Osady stożkowe i prodeltowe pre-Kaczawy przecinają liczne uskoki normalne, które tworzą system asymetrycznych rowów i półrowów (ryc. 4). Powierzchnie uskoków są płaskie i nachylone w kierunku południowym lub północnym pod kątem od 50° do 85°, a osady w ich sąsiedztwie są na ogół nie zaburzone. Lokalnie, w pobliżu powierzchni występują strefy podatnego odkształcenia osadu (do 30 cm grubości) lub jego homogenizacji (do 10 cm grubości).

Rowy, których szerokość sięga kilku metrów, a głębokość do 80 cm, są wydłużone równoleżnikowo (ryc. 5). Ich skośna w stosunku do linii sudeckiego uskoku brzeźnego orientacja odpowiada zespołowi T szczelin ekstensyjnych (14, 22), towarzyszących strefom przesuwczym i sugeruje lewoskrętne przesunięcie na tym uskoku (10, 13, 17, 35 i 37). Podobne struktury ekstensyjne zostały rozpoznane w utworach lądowych, osadzanych bezpośrednio w aktywnych tektonicznie strefach o udowodnionym przesuwczym charakterze (2, 3, 29, 30 i 31).



Ryc. 4. Normalne uskoki ekstensyjne ograniczające asymetryczny rów. Żwirownia w pobliżu Złotorcji, stan z lipca 1989 r. (rysunek z fotografii)

Fig. 4. Extensional normal faults forming asymmetrical graben structure; gravel pit near Złotorcja (redrawn from photograph)

Pionowe strefy ścinania

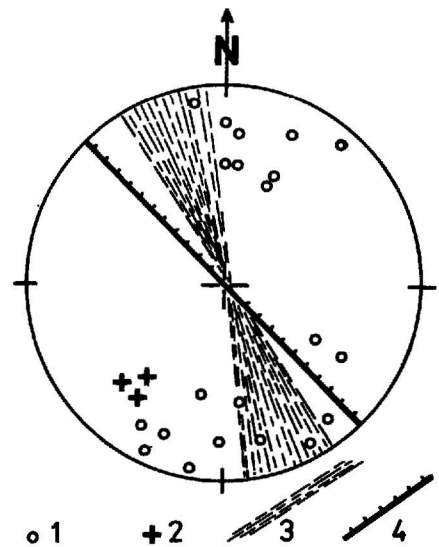
W osadach stożkowych i jeziornych występują płaskie i stromo nachylone (pod kątem nie mniejszym niż 80°) strefy o symetrycznej, trójdzielnej budowie (ryc. 6). Grubość ich dochodzi do 50 cm. Część środkowa każdej strefy jest zbudowana z osadu homogenicznego, natomiast w częściach zewnętrznych warstwowania w osadach są ugięte w dół ku środkowi strefy. Nie stwierdzono znaczących przemieszczeń pionowych wzdłuż tych stref.

Opisane struktury są zorientowane pod małym kątem w stosunku do linii sudeckiego uskoku brzeźnego (ryc. 5). Ich orientacja odpowiada niskokątowym powierzchniom ścinania P (36, 37) w stosunku do głównego uskoku strefy przesuwczej. Podobne, pionowe strefy w sąsiedztwie synsedymencyjnych uskokuw przesuwczych zostały opisane z osadów kredy śródsudeckiej jako pionowe strefy ścinania (40).

Normalne uskoki listryczne

Normalne uskoki listryczne przecinają osady stożkowe, jeziorne i rzecznołodowcowe, jak również wszystkie poprzednio opisane deformacje (ryc. 7). Powierzchnie tych uskoków są nachylone w kierunku południowym lub południowo-zachodnim. Skrzydła południowe uskoków są zrzucone, a przemieszczenia sięgają 3 m. Osady nie wykazują znaczących zaburzeń, jedynie lokalnie, przy samych powierzchniach uskokowych, mogą być słabo poddarte lub zhomogenizowane.

Orientacja uskoków listrycznych nawiązuje do przebiegu dzisiejszej doliny Kaczawy (ryc. 5). Przymuszczaalnie rozwinęły się one jako rotacyjne bloki ześlizgowe w osadach stożkowych i proglacialnych, w okresie gdy osady te były intensywnie rozcinane przez Kaczawę. Znane są liczne współczesne przypadki redepozycji osadów na stokach. Na obszarach aktywnych sejsmicznie procesy



Ryc. 5. Orientacja planarnych struktur deformacyjnych w osadach stożka napływowego pre-Kaczawy

1 i 2 – normalne do powierzchni płaskich uskoków ekstensyjnych i uskoków listrycznych w projekcji na górną półkulę, siatka Schmidta, 3 – pionowe strefy ścinania, 4 – bieg sudeckiego uskoku brzeźnego

Fig. 5. Orientation of planar deformational structures of the Plio-Pleistocene sequence near Złotorcja

1 and 2 – normal to planes of extensional (1) and listric (2) faults in projection on the upper hemisphere, Schmidt net, 3 – vertical shear zones, 4 – Sudetic Marginal Fault

takie zwykle nasilają się w czasie silniejszych trzęsień ziemi (8, 26).

Następstwo deformacji

Najstarszymi z opisanych deformacji są zaburzenia konwekcyjne w obrębie osadów prodelty jeziornej. Ponieważ poziomy osadów zaburzonych są rozdzielone osadami nie zaburzonymi, można sądzić, że deformacje te powstały bezpośrednio po depozycji osadów i odzwierciedlają aktywność tektoniczną obszaru w późnym okresie rozwoju stożka pre-Kaczawy (ryc. 8C).

Uskoki ekstensyjne i pionowe strefy ścinania przecinają poziomy z zaburzeniami konwekcyjnymi. Przypuszczalnie odkształcenia te powstały wskutek naprężeń wywołanych lewoskrętnym ruchem przesuwczym w podłożu. Wiekowo należy je wiązać z okresem depozycji osadów rzecznołodowcowych (ryc. 8D).

Najpóźniej powstały normalne uskoki listryczne, które przecinają wszystkie inne deformacje. Ponieważ bloki ześlizgowe są przykryte nie zaburzonymi lessami, można sądzić, że powstały one w późnym plejstocenie. Tym samym określają one okres, kiedy pre-Kaczawa musiała po raz pierwszy wyraźnie wciąć się w swoje własne, starsze osady aluwialne (ryc. 8E).

SEDYMENTACJA I ROZWÓJ DEFORMACJI NA OBSZARZE STOŻKA PRE-KACZAWY

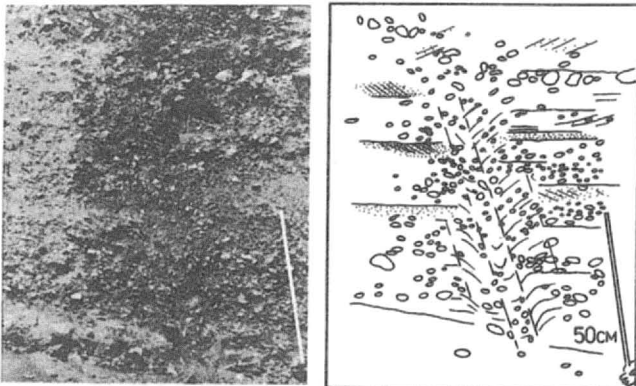
Opisane osady i struktury deformacyjne pozwalają zrekonstruować przebieg sedymentacji w bezpośrednim sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeżnego w górnym pliocenie i plejstocenie. Ponadto odzwierciedlają one synsedymentacyjną aktywność tektoniczną obszaru, w tym również przynajmniej okresowo przesuwczy charakter sudeckiego uskoku brzeżnego w okolicach Złotoryji. O wypiętrzaniu Sudetów w górnym pliocenie, a następnie w plejstocenie, świadczą gruboklastyczne osady serii Gozdnicy, które gromadziły się w przykrawędziowych stożkach napływowych na północ od linii sudeckiego uskoku brzeżnego, oraz osady stożka pre-Kaczawy, które stanowią stratygraficzną i środowiskową kontynuację serii Gozdnicy (6, 7, 21).

W początkowym okresie rozwoju stożka pre-Kaczawy (faza I, ryc. 8A), na sudeckim uskoku brzeżnym główną rolę odgrywały ruchy pionowe. Wskazuje na to znaczna miąższość osadów stożkowych w strefie przyuskokowej, jak również ogólnie progradacyjny charakter stożka oraz symetryczny i radialny kształt najstarszego łobu stożkowego. W trakcie dalszej sedymentacji stożek był sukcesywnie przesuwany ku zachodowi, w stosunku do wylotu doliny pre-Kaczawy (faza II, ryc. 8B), a następnie na znacznym obszarze zalany wodami jeziorna przedłodowcowego (faza III, ryc. 8C). Wskazują na to kolejne, coraz młodsze łoby stożkowe, które są wyraźnie asymetryczne (por. ryc. 1B), i które konsekwentnie były dobudowywane do najstarszej części stożka od strony wschodniej. Kolejne łoby tworzą razem charakterystyczną, złożoną i wykazującą wewnętrzną imbrykację (*shingling arrangement*) strukturę stożkową, typową dla stref przesuwczych (5). Struktura ta jednoznacznie wskazuje na lewoskrętny, przesuwczy ruch wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. O tym, że obszar stożka pre-Kaczawy mógł być również aktywny tektonicznie w trakcie sedymentacji jeziornej, świadczą poziomy zaburzeń w osadach jeziornych, których sejsmiczna geneza jest bardzo prawdopodobna.

Dalszy rozwój stożka pre-Kaczawy został znacznie ograniczony przez progresję (kolejną?) lądolodu skandynawskiego. System depozycyjny w rejonie Złotoryji zmienił się w tym czasie ze stożkowego i progradacyjnego na rzecznołodowcowy i agradacyjny (faza IV, ryc. 8D). W okresie tym sudecki uskoku brzeżny był również aktywny, a powstałe właśnie wtedy uskoki ekstensyjne i pionowe strefy ścinania wskazują, że nadal zachował lewoskrętnie przesuwczy charakter.

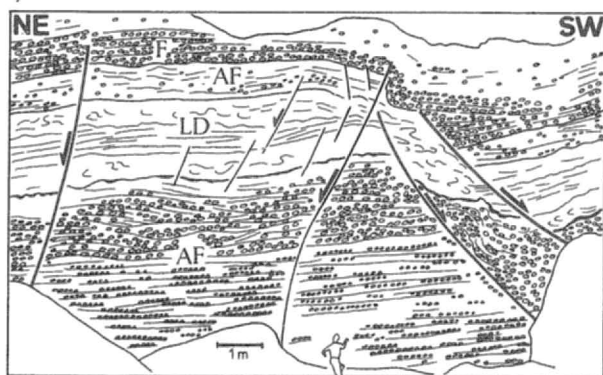
Pod koniec plejstocenu osady stożkowe i rzecznołodowcowe zostały rozcięte przez (pre-)Kaczawę. W tym okresie recesja lądolodu skandynawskiego spowodowała znaczne obniżenie się regionalnej bazy erozyjnej. Erozja musiała być bardzo intensywna, o czym świadczą liczne ześlizgi, typowe dla młodych i niestatecznych zboczy.

Z dotychczasowych badań stratygraficznych osadów plejstocenu wynika, że badany obszar znajdował się co najmniej dwukrotnie w bezpośrednim zasięgu lądolodu skandynawskiego (24, 25). W plejstocenie stożek pre-Kaczawy znajdował się przy krawędzi morfologicznej, między wypiętrzonymi Sudetami a przemieszczającym się ku południowi lądolodem. Tym samym stanowił on wyraźną elewację morfologiczną, szczególnie ekspozowaną i narażoną na zaburzenia glacygeniczne. Jednakże brak w opisanych osadach typowych dla takich sytuacji deformacyjnych struktur kompresyjnych sprawia, że autorzy



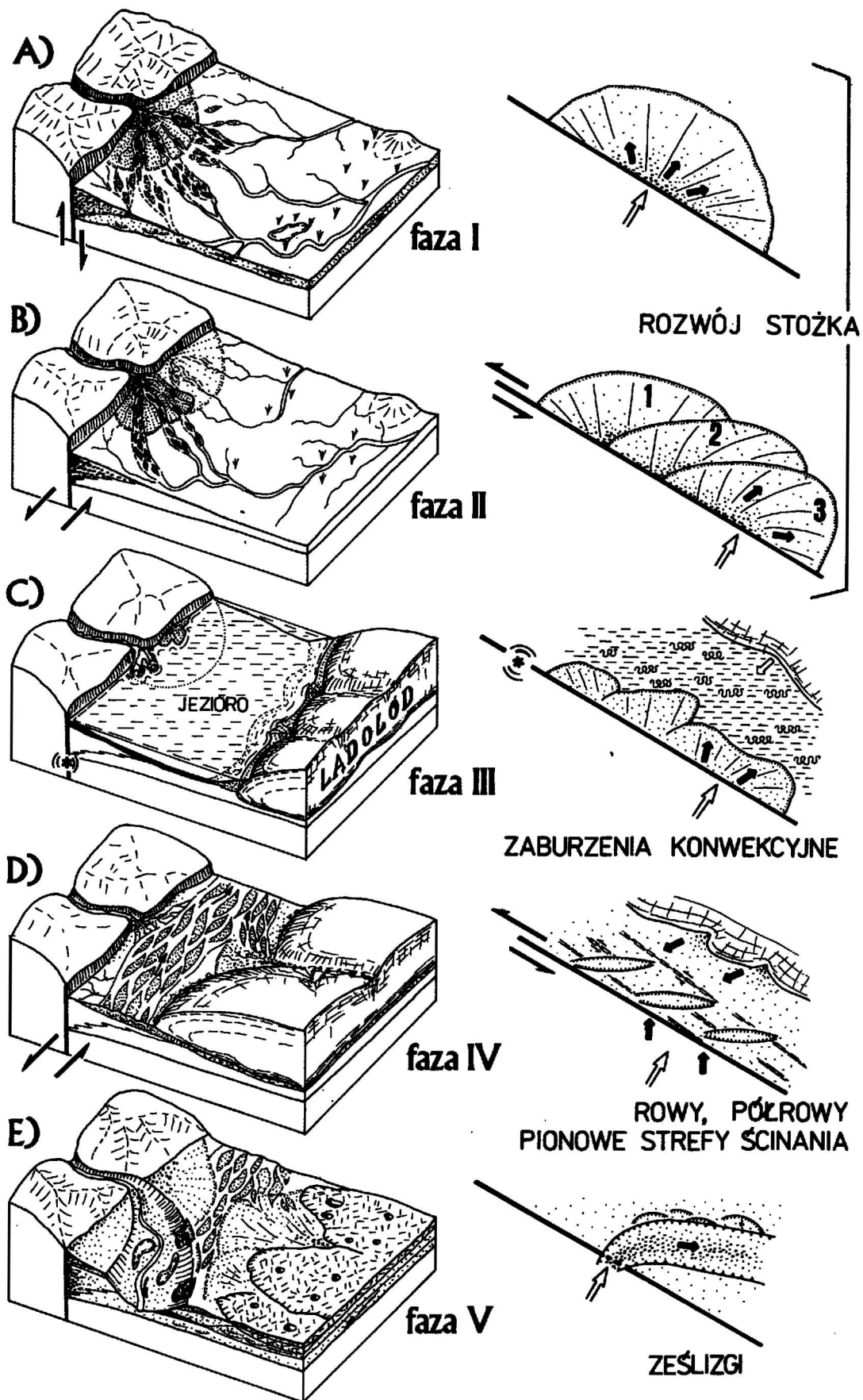
Ryc. 6. Pionowa strefa ścinania w zlepieńcach stożka napływowego pre-Kaczawy. Wyraźnie trójdzielna i asymetryczna struktura, wywołana kolapsem osadu do środka strefy

Fig. 6. Vertical shear zone in alluvial fan conglomerates; note the well defined deformation of grain framework resulted from sediment collapse into the shear zone



Ryc. 7. Uskoki listryczne przecinające osady stożka pre-Kaczawy i osady rzecznołodowcowe. Wyraźna rotacja skrzydeł zrzuconych. Żwirownia w pobliżu Złotoryji, stan z lipca 1989 r. (rysunek z fotografii)

Fig. 7. Listric faults cutting the sequence of alluvial fan to fluvioglacial deposits, gravel pit near Złotoryja; note the rotational character of downthrown blocks at the listric faults (redrawn from photograph)



Ryc. 8. Ewolucja stożka pre-Kaczawy i etapy rozwoju struktur deformacyjnych (objaśnienia w tekście)

Fig. 8. Evolution of the Pre-Kaczawa alluvial fan and development of the deformational structures (for explanation see text)

wykluczają istotny wpływ lądolodu na powstanie opisanych wyżej deformacji.

W podsumowaniu pragniemy przedstawić jako prawdopodobne następujące tezy:

— obszar sedimentacji osadów stożka pre-Kaczawy był w plio-plejstocenie aktywny tektonicznie i sejsmicznie;

— główną regionalną strukturą tektoniczną, aktywną w trakcie sedimentacji był sudecki uskok brzeżny;

— na uskoku tym nastąpiły przemieszczenia pionowe oraz, przynajmniej okresowo, lewoskrętne przemieszczenia poziome;

— wypadkowa wielkość przemieszczenia poziomego wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, od górnego pliocenu do czasów współczesnych, wynosi ok. 2 km.

Ponadto, pragniemy wskazać użyteczne kryteria, przy rozpoznawaniu przykrawędziowych stożków napływowych, które rozwijały się w strefach przesuwczych. Po pierwsze, wierzchołki takich stożków nie znajdują się u wylotu dolin zasilających. Po drugie, loby stożkowe tworzą złożoną, wykazującą imbrykacyjną strukturę wewnętrzną, formę morfologiczną (por. Crowell, 1982). Po trzecie, loby stożkowe są asymetryczne i rozbudowują się w kierunku przeciwnym do ruchu tektonicznego w podłożu. Po czwarte, w osadach stożkowych może występować charakterystyczny zespół zaburzeń (uskoki ekstensyjnej, pionowe strefy ścinania, sejsmity).

L I T E R A T U R A

1. B e g i n Z.B. — *Sediment. Geol.*, 1975 vol. 14 s. 191—218.
2. C l a r k M.M. — *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 1972 vol. 787 s. 190—207.
3. C l a r k M.M., G r a n t z A., R u b i n M. — *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 1972 vol. 787 s. 112—130.
4. C l o s s H. — *Gebr. Borntr.*, Berlin, 1922 s. 107.
5. C r o w e l l J.C. — [In:] J.C. Crowell, M.H. Link (eds) — *Geologic History of Ridge Basin, Southern California. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 1975 nr 36 s. 89—98.
6. D y j o r S. — *Węgiel Brunatny*, 1964 nr 1.
7. D y j o r S. — [In:] J. Oberc (ed.) — *Z Geologii Ziemi Zachodnich*, PWN Wrocław, 1966 s. 275—318.
8. F o s t e r H.L., K a r l s t r o m T.N.V. — *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 1967 nr 543-F s. 28.
9. G i e r w i e l a n i e c J., W o ź n i a k J. — [In:] *Modern Neotectonic Movements of the Earth Crust in Poland*, IIIrd Symp. Proc., 1981 s. 109—123.
10. G r o s h o n g R.H. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989 vol. 101 s. 96—105.
11. H e m p t o n M.R., D e w e y J.F. — *Tectonophys.*, 1983 vol. 98 s. 7—14.
12. H e m p t o n M.R., D u n n e L.A., D e w e y J.F. — *J. Geol.*, 1983 vol. 91 s. 401—412.
13. I n g e r s o l l R.V. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1988 vol. 100 s. 1704—1719.
14. J a r o s z e w s k i W. — *Studia Geol. Polon.*, 1972 vol. 38 s. 3—215.
15. M i a l l A.D. — *Earth Sci. Rev.*, 1978 vol. 22 s. 261—308.
16. M u i r S.G. — *PhD thesis, St. Univ. California*, 1984 s. 230.
17. N a y l o r M.A., M a n d l G., S i j p e s t e i j n C.H.K. — *J. Struct. Geol.*, 1986 vol. 8 s. 737—752.
18. O b e r c J. — *Czas. Geogr.*, 1955 nr 4 s. 339—359.
19. O b e r c J. — *Pr. Inst. Geol.*, 1966 vol. 47 s. 1—92.
20. O b e r c J. — *Budowa geologiczna Polski IV. Tektonika cz. 2. Wyd. Geol.*, 1972.

21. O b e r c J., D y j o r S. — *Biul. Inst. Geol.*, 1969 nr 236 s. 41—142.
22. R a m s a y J.C. — *The Technics of Modern Structural Geology*, 1983 vol. 1 s. 307.
23. R i e d e l W. — *Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1929 Abh. B s. 354—368.
24. R ü h l e E. — [In:] E. Rühle (ed.) — *Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol.*, 1973 s. 31—78.
25. R ü h l e E., M o j s k i J.E. — *Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and Facial Problems. Fasc. 12 — Quaternary*, Wyd. Geol., 1965.
26. S e e d H.B. — *J. Soil Mech. Found. Div.*, 1968 vol. 94 s. 1053—1122.
27. S e i l a c h e r A. — *Mar. Geol.*, 1984 vol. 55 s. 1—12.
28. S e i l e y R.C.D., S h e a r m a n D.J., S u t t o n J., W a t s o n J. — *Geol. Mag.*, 1963 vol. 100 s. 224—243.
29. S i e h K.E. — *Seismol. Soc. Am. Bull.*, 1978 vol. 68 s. 1421—1448.
30. S i e h K.E. — *J. Geophys. Res.*, 1978 vol. 83 s. 3907—3939.
31. S i e h K.E., J a h n s R.H. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1984 vol. 95 s. 883—896.
32. S i e h K.E. — *J. Geophys. Res.*, 1984 vol. 89 s. 7641—7670.
33. S i m s J.D. — *Science*, 1973 vol. 182 s. 161—163.
34. S i m s J.D. — *Tectonophys.*, 1975 vol. 29 s. 141—152.
35. S y l v e s t e r A.G. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1988 vol. 100 s. 1666—1703.
36. T c h a l e n k o J.S. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1970 vol. 81 s. 1625—1640.
37. V a i l l é B., C o u r e l L., G é l a r d J.-P. — *Geol. Soc. France Bull.*, 1988 vol. 8 s. 529—540.
38. W a l c z a k W. — *9th Meeting Pol. Soc. Geogr., Guidebook*, 1966.
39. W e a v e r J.D. — *Geol. Mag.*, 1976 vol. 113 s. 535—543.
40. W o j e w o d a J. — *Prz. Geol.*, 1987 nr 4 s. 169—175.

S U M M A R Y

Synsedimentary tectonic activity along the Sudetic Marginal Fault, SW Poland, resulted in the evolution of an alluvial fan sedimentary system and development of deformational structures in a sequence of Plio-Pleistocene sediments. The early phase of sedimentation, related to the dip-slip effect of the Sudetic Marginal Fault, resulted in progradation of alluvial fan at the outlet of the Pre-Kaczawa River onto the downthrown Fore-Sudetic Block. The following strike-slip movements along the fault induced the shingled arrangement of successive fan lobes and development of deformational structures in alluvial fan and interfingering proglacial deposits. The cross-cutting relationships allow the deformational structures to be arranged into a chronological sequence: 1 — soft sediment convection deformations within the lacustrine interlayers, 2 — normal planar faults and shear zones and, 3 — listric normal faults. The occurrence and the orientation of planar normal faults and shear zones shows close correlation with the strain ellipse connected with left-lateral shear couple along the Sudetic Marginal Fault. The displacement of fan apex in relation to

supplying river outlet, shingled arrangement of successive fan lobes and occurrence and orientation of structures typical of shear couple along the major strike-slip fault seem to be useful criteria to distinguish alluvial fans on strike-slip faults.

Translated by authors

Р Е З Ю М Е

Краевой судетский сброс в позднем плиоцене и плейстоцене являлся активной тектонической структурой. По этому сбросу Судеты были подняты по отношению к Предсудетскому блоку. Вдоль возникшего тогда морфологического уступа, у устьев более крупных судетских рек образовались аллювиальные конусы выноса, которые в последствии были залиты водами доледникового озера, а позднее прикриты речно-ледниковыми отложениями. В это

время по судетскому краевому сбросу происходили горизонтальные перемещения, в результате которых самые древние осадки конуса Пра-Качавы были сдвинуты около 2 км в западном направлении. В отложениях возникли деформации, которые подтверждают левовращающее передвижение вдоль сброса. Деформации указывают на следующую последовательность во времени: конвекционные нарушения в озерных отложениях (1), экстензионные сбросы и вертикальные зоны скалывания (2), а также нормальные листрические сбросы (3). Кажется, что такие признаки осадков конусов выноса, как смещение их вершин по отношению устьям долин, асимметрия формы и обратная по отношению к направлению тектонического транспорта проградация последующих конусных языков, а также присутствие экстензионных и возникших в результате скалывания деформационных структур являются диагностическими для конусов выноса, которые развиваются в активных зонах сдвига.