

O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceńskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski

Marcin Kurzawa*

Budowa kompleksu plejstoceńskiego i jego podłoża jest inna nad strukturami solnymi (i obszarami nagromadzeń cechsztyńskich soli) niż nad formami synklinalnymi permo-mezozoiku (i obszarami wyciśnięcia soli). Nad permo-mezozoicznymi formami synklinalnymi i niektórymi dyslokacjami w powierzchni podczwartorzędowej występują depresje. Wypełniają je osady plejstoceńskie o miąższości przekraczającej 200 m i profilu stratygraficznym zawierającym 7–9 poziomów glin zwałowych. Są to gliny zlodowaceń narwi, nidy, sanu, odry, warty, wisły. Ponad strukturami solnymi występują elewacje podłoża czwartorzędu, a pokrywa plejstoceńska ma zredukowaną miąższość i profil stratygraficzny w relacji z obszarami synklin. Profil plejstocenu zawiera tam tylko 3–4 poziomy glin, należących do zlodowaceń odry, warty i wisły. Serie osadów akumulacji wodnej, najpełniej wykształcone w obrębie „synklinalnych” depresji podłoża, wyklinowują się lub mają zredukowaną miąższość nad strukturami solnymi. W pokrywie plejstoceńskiej nad strukturami solnymi dominują gliny zwałowe. Takie zróżnicowanie pokrywy plejstoceńskiej autor zinterpretował jako rezultat ruchów wznoszących struktur salinarnych, a co za tym idzie jako przesłankę trwania w plejstocenie migracji mas solnych.

Słowa kluczowe: pokrywa plejstoceńska, struktury solne, stratygrafia plejstocenu, tektonika salinarna, neotektonika, NW Polska

Marcin Kurzawa — **Differentiation of Pleistocene cover over selected salt tectonic forms in NW Poland.** Prz. Geol., 47: 489–498.

Summary. Construction of Pleistocene complex and its basement is different in areas over salt structures (and zones of Zechstein salt accumulations) in relation to this observed in areas located over Permo-Mesozoic synclines (and zones of salts extraction). Over analysed Permo-Mesozoic synclines and dislocation zones extensive depressions of sub-Quaternary surface were formed. These depressions are filled up by Pleistocene sediments, in some places more than 200 m thick, and which usually contain 7–9 glacial till layers. Lithostratigraphic drill core analysis conducted for Detailed Geological Map of Poland allowed to determine mentioned till layers as deposits of Narewian, Nidanian, Sanian, Odranian, Wartanian and Vistulian glaciations. In areas over salt structures (anticlines with salt core inside) we can observe sub-Quaternary surface elevations. Pleistocene cover thickness and stratigraphic profile is distinctly reduced there, in relation to synclinal areas. In most such places, Pleistocene profile contains only 3–4 glacial till layers, which belong to Odranian, Wartanian and Vistulian glaciations. Water deposited sediments series are best developed within "synclinal" Quaternary substratum depressions. Sandy-gravel, mud and clay series disappear or show thickness reduction over salt structures, where glacial tills become the main component of Pleistocene cover. The described construction differentiation of Pleistocene cover was interpreted as a result of salt structures uplift, and as a premise of Zechstein salts migration, during Pleistocene period.

Key words: Pleistocene cover, salt structures, Pleistocene stratigraphy, salt tectonics, neotectonics, NW Poland

Tematem artykułu jest zróżnicowanie cech pokrywy plejstoceńskiej leżącej nad formami fałdowymi tektoniki salinarnej. Rozpatrywane cechy pokrywy plejstoceńskiej to: odkształcenia podłoża i warstw osadów plejstocenu, miąższość wykształcenie facjalne i profil stratygraficzny. Przedmiotem zainteresowania jest zmienność tych cech kompleksu plejstoceńskiego, w obszarach nad strefami spęczeń cechsztyńskich soli w relacji z obszarami nad strefami ich wyciśnięcia. Chodzi tu o kontrasty widoczne między obszarami nad strukturami solnymi (wypukłymi formami fałdowymi z ciałem solnym w jądrze) i obszarami nad formami synklinalnymi permo-mezozoiku. Posługując się danymi z około 1100 archiwalnych profili wierceń, budowę pokrywy plejstoceńskiej przeanalizowano pod kątem istnienia takich kontrastów. Analizę tę przeprowadzono w obszarach nad 25 strukturami salinarnymi i towarzyszącymi im synklinami. Budowę ich pokrywy kenozoicznej, a plejstoceńskiej w szczególności, autor przedstawił na mapach miąższości i mapach ukształtowania powierzchni strukturalnych oraz na sieci 50 skorelowanych ze sobą przekrojów geologicznych. Dokumentacja przedstawionych w artykule wyników obserwacji pochodzi z opracowań Kurzawy (1994, 1996, 1998a, w redakcji). Lokalizację i nazwy poszczególnych form tektoniki solnej (ryc. 1, 3a) przyjęto za Dadlezem (1979), Wroniczem (1988a, b), Peteckim i Józwiakiem (1991a, b). Zmieniono

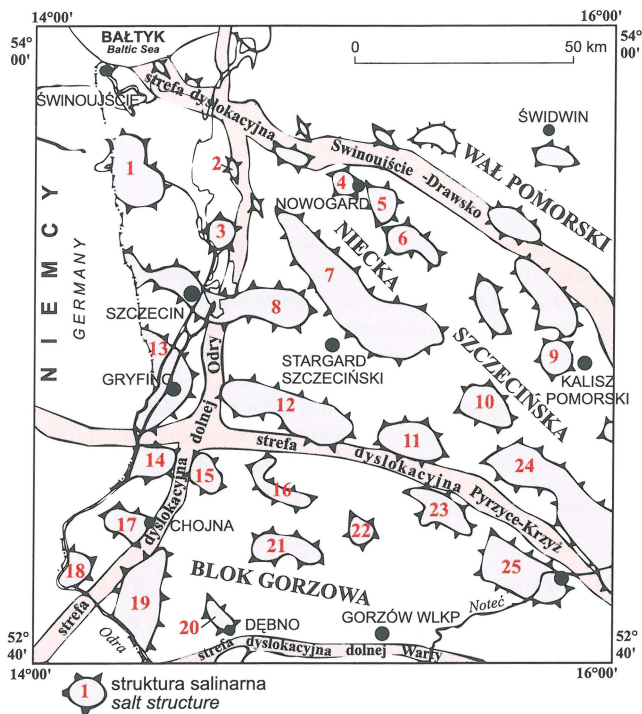
nazwy tylko 5 struktur solnych, struktury Goleniowa na strukturę Zielonczyna, Żabicka na Pełczyc, Radęcina na Pławna, Swobnicy na Bania, Suliszewa na Recza. Zmian dokonano tak by nazwa struktury odpowiadała nazwie najbliższej jej większej miejscowości. Formom synklinalnym, nie nazwanym w dotychczasowych publikacjach, nadano nazwy rzek.

Zróżnicowanie pokrywy plejstoceńskiej form tektoniki salinarnej opisywanego obszaru było omawiane lub sygnalizowane przez Kowalską (1960), Schoenecha (1962a, b), Kopczyńską-Lamparską (1979), Dobrackiego (1980, 1982), Piotrowskiego (1981, 1991, 1996, 1998), Kurzawę (1991a, b; 1993, 1998b, c), Kurzawę i Schiewe (1998), Markiewicz i Piotrowskiego (1998). Zagadnienie to, ilustrowane przykładami ze środkowej Polski, było poruszane w pracach Poborskiego (1951), Znoski (1969), Liszkowskiego i Wójcika (1969), Baranieckiej (1975, 1980), Niewiarowskiego (1983).

Zróżnicowanie ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej

W obszarach nad 23 spośród 25 analizowanych struktur solnych występują elewacje w powierzchni podczwartorzędowej. W przypadku czternastu struktur solnych dane wiertnicze wykazały, że występujące nad nimi elewacje podłoża czwartorzędu korelują się ze współkształtnymi elewacjami stropu mezozoiku. Chodzi tu o struktury: Nowego Warpna, Szczecina, Krakówka, Gryfina, Chabowa, Maszewa-Marianowa, Grzęzna-Woświna, Drawna, Choszczna, Pławna, Pełczyc, Myśliborza, Recza, Bania.

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, 71-602 Szczecin, ul. Storrady 1



Ryc. 1. Lokalizacja struktur salinarnych (wg Dadleza, 1979; Wronicza, 1988a, b; Peteckiego & Józwiaka, 1991a, b); 1—Nowego Warpna, 2—Zielonczyna, 3—Krakówka, 4—Nowogardu, 5—Ostrzycy, 6—Grzęzna-Woświna, 7—Maszewa-Marianowa, 8—Szczecina, 9—Drawna, 10—Recza, 11—Choszczna, 12—Chabowa, 13—Gryfina, 14—Widuchowej, 15—Bania, 16—Lipian, 17—Chojna, 18—Cedyni, 19—Czelina, 20—Dębna, 21—Myślborza, 22—Karska, 23—Pęczyc, 24—Pławna, 25—Drezdenka

Fig. 1. Location of salt structures (after Dadlez, 1979; Wronicz, 1988a, b; Petecki & Józwiak, 1991a, b); 1—Nowe Warpno, 2—Zielonczyn, 3—Krakówek, 4—Nowogard, 5—Ostrzyca, 6—Grzęzno-Woświno, 7—Maszewo-Marianowo, 8—Szczecin, 9—Drawno, 10—Recz, 11—Choszczno, 12—Chabowo, 13—Gryfino, 14—Widuchowa, 15—Banie, 16—Lipiany, 17—Chojna, 18—Cedynia, 19—Czelina, 20—Dębno, 21—Myślbórz, 22—Karsk, 23—Pęczycze, 24—Pławno, 25—Dresdenko

Ponad ośmioma dalszymi strukturami solnymi stwierdzono obecność elewacji podłoża czwartorzędu, lecz brak tam danych wiertniczych o ukształtowaniu stropu mezozoiku. Dotyczy to struktur solnych: Cedyni, Lipian, Widuchowej, Karska, Czelina, Chojny, Drezdenka, Dębna. Omawiane 23 elewacje podłoża czwartorzędu wykazują zbieżność lokalizacyjną z elewacjami w poziomach sejsmicznych oraz ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi, wyznaczającymi zarysy antyklin, brachyantyklin i kopuł kompleksu permomezozoicznego. Wymienione przypadki zbieżności widać przy porównaniu (ryc. 2) map ukształtowania poziomów sejsmicznych czy map anomalii grawimetrycznych (Wronicz, 1988 a, b; Petecki & Józwiak, 1991a, b) z mapą ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku i mapą ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (Kurzawa, 1998a).

Brak wyraźnie wykształconych wzniesień powierzchni podczwartorzędowej stwierdzono nad dwiema strukturami solnymi, Nowogardu i Ostrzycy. Jednak, poza fragmentarycznymi opisami profili głębokich otworów surowcowych nie ma odpowiednich danych wiertniczych o pokrywie plejstocenijskiej tych struktur.

Za fałdową naturą i halotektoniczną genezą opisywanych elewacji podłoża czwartorzędu nad strukturami solnymi, przemawia ich budowa wewnętrzna przedstawiona na opracowanych przez autora mapach geologicznych ścięcia poziomego. Na mapach tych widać, że na ścinających owe elewacje powierzchniach, odwzorowuje się obraz typowy dla przecinanych poziomo antyklin. Na kolejnych poziomach ścięcia obserwujemy, iż w środku tych form występują elipsoidalne wschodnie kredy, otoczone elipsoidalnymi „odwódkami” wschodni trzeciorzędu, które są zatopione w osadach czwartorzędowych (ryc. 3).

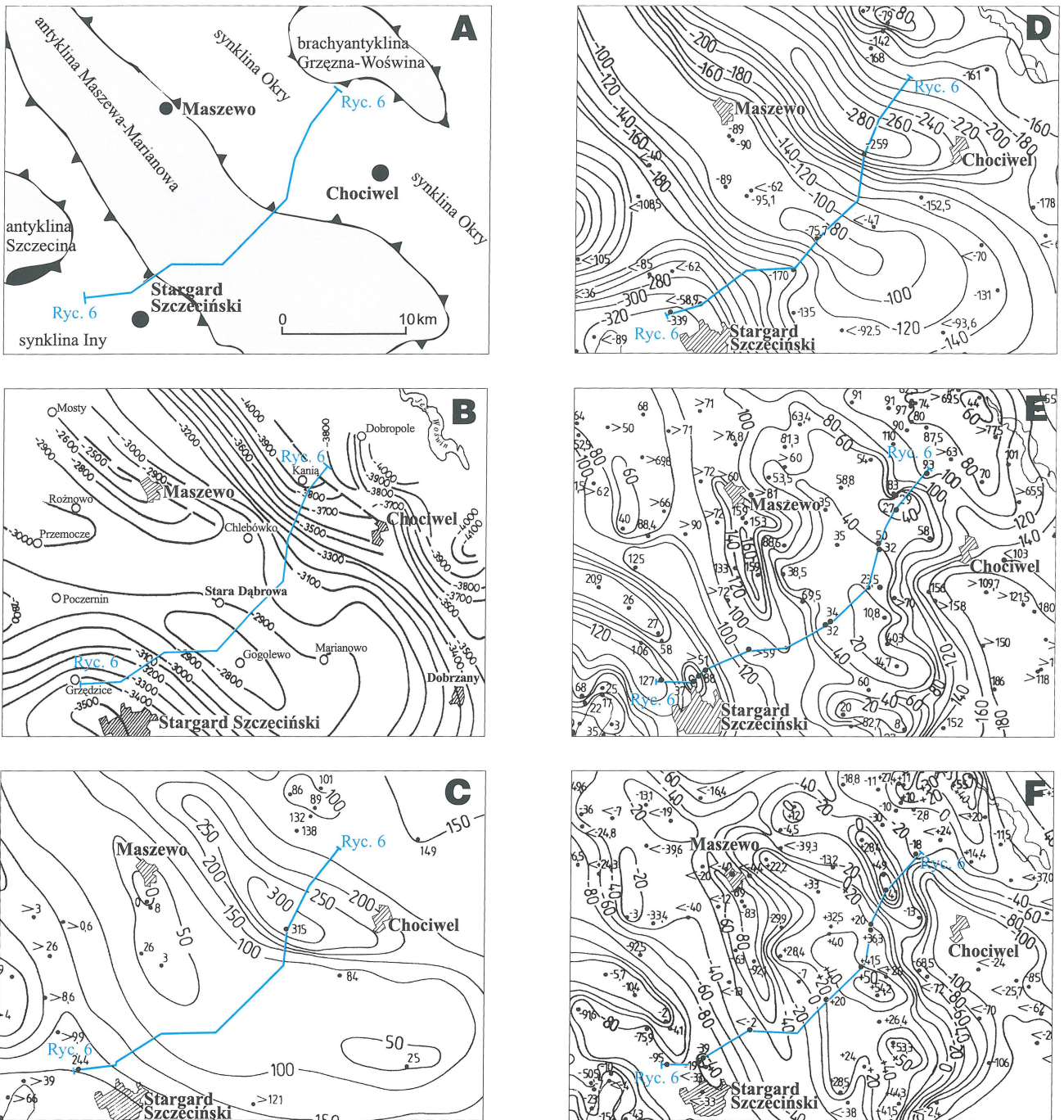
Natomiast w obszarach nad 10 analizowanymi formami synklinalnymi permomezozoiku (i nad strefami wyciśnięcia cechsztyńskich soli) w powierzchni podczwartorzędowej występują rozległe depresje. Depresje te są zbieżne z depresjami w poziomach sejsmicznych permomezozoiku, oraz z depresjami w powierzchni stropowej mezozoiku (ryc. 2). Różnice wysokości położenia powierzchni podczwartorzędowej w obszarach nad strukturami solnymi i sąsiednimi obszarami synklinalnymi sięgają 100–150 m (ryc. 4–7), a miejscami przekraczają 200 m.

Tak więc nad zlokalizowanymi metodami sejsmiczną i grawimetryczną strefami wyciśnięcia i spęczeń soli (Wronicz, 1988a, b; Petecki & Józwiak, 1991a, b), zaznacza się zbieżność lokalizacyjną wypukłych i wklęsłych deformacji kilku różnowiekowych powierzchni strukturalnych. Za kolejną generację tych odształceń można uznać omawiane elewacje podłoża czwartorzędu. Odształcenia te autor traktuje jako deformacje spągu osadów plejstocenijskich, powstałe w rezultacie migracji mas solnych i plejstocenijskiego wznoszenia struktur salinarnych. Za taką interpretacją przemawiają anomalie wykształcenia pokrywy plejstocenijskiej nad tymi elewacjami i depresjami. W obszarach nad strukturami solnymi pokrywa plejstocenijska uległa redukcji. Redukcja ta przejawia się zmniejszeniem miąższości i zubożeniem profilu stratygraficznego, w relacji z obszarami nad depresjami powierzchni podczwartorzędowej, zbieżnymi z formami synklinalnymi i niektórymi dyslokacjami (ryc. 4–7).

Zróżnicowanie miąższości osadów plejstocenu

Istnienie zdecydowanych, lokalnych minimów miąższości osadów plejstocenijskich stwierdzono w profilach otworów, nad 23 wymienionymi wcześniej strukturami solnymi. Minimalne miąższości plejstocenu nad poszczególnymi wzniesieniami podłoża czwartorzędu, powstałymi ponad strukturami salinarnymi, wynoszą od 8 do 83 m. Utwory plejstocenijskie wypełniające depresje podłoża czwartorzędu utworzone nad synklinami i fragmentami dyslokacji mają dużo większą miąższość, przekraczającą w ich środkowych partiach 120–150 m. Wartość maksymalną, 237 m, odnotowano w brachysynklinie Gunicy, w profilu otworu kartograficznego PIG Przęsocin (Piotrowski, 1982). Zróżnicowanie grubości pokrywy plejstocenijskiej między obszarami struktur solnych w porównaniu z sąsiednimi obszarami synklinalnymi wynosi z reguły 100–150 m. W niektórych sytuacjach przekracza 200 m.

Na przykład, ostre kontrasty miąższości plejstocenu zaznaczają się pomiędzy obszarem synkliny Iny i obszarami nad strukturami solnymi Chabowa (ryc. 5), Maszewa-Marianowa (ryc. 6), Gryfina (ryc. 7). Duże różnice miąższości osadów plejstocenijskich widać między obszarem nad kopułą Krakówka i środkowymi partiami brachysynklin Gunicy i Stepnicy (ryc. 4).

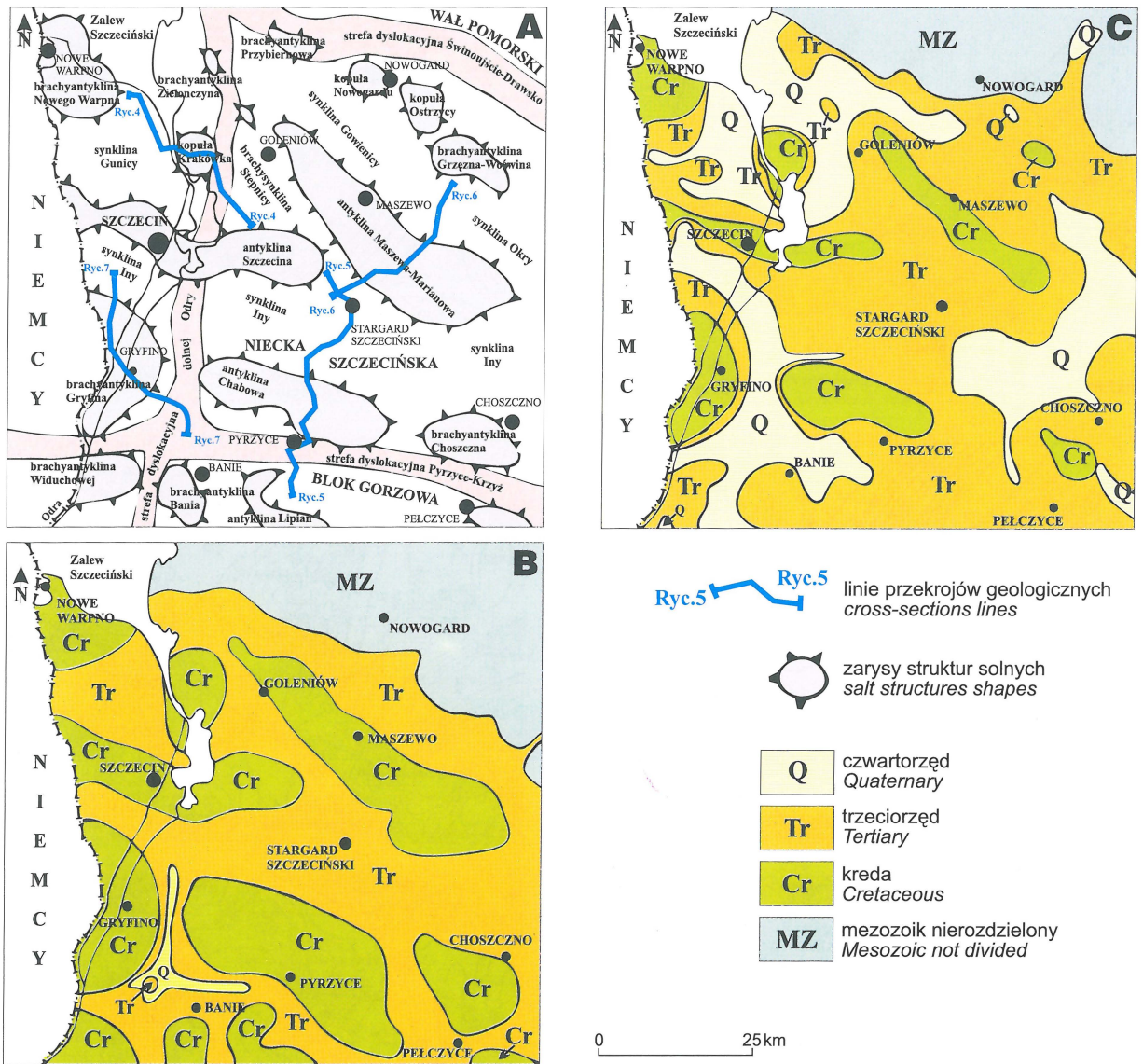


Ryc. 2. Zestawienie map ukształtowania powierzchni strukturalnych i map miąższościowych dla obszaru synkliny Iny, antykliny (struktury solnej) Maszewa-Marianowa, synkliny Okry. A — układ elementów strukturalnych naszkicowany na podstawie prac Dadleza (1979) oraz Wronicza (1988a, b), B — mapa sejsmiczna strukturalna; izobaty poziomu sejsmicznego w obrębie triasu, Buntsandstein, według Wronicza (1988b); wartości podane w metrach, C — mapa miąższości osadów trzeciorzędu, wartości podane w metrach, D — mapa ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku, rzędna podana w metrach n.p.m., E — mapa miąższości osadów czwartorzędowych, wartości podane w metrach, F — mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej, rzędna podana w metrach n.p.m.

Fig. 2. Setting of structural surfaces topographic maps and thickness maps for area of Ina syncline, Maszewo-Marianowo anticline (salt structure), Okra syncline. A — configuration of structural elements sketched according to Dadlez (1979) and Wronicz (1988a, b). B — seismic-structural map; isobaths of seismic horizon within Triassic, Buntsandstein, according to Wronicz (1988b); values given in meters, C — thickness map of Tertiary deposits, values given in meters, D — topographic map of Mesozoic roof surface, datum given in meters o.s.l., E — thickness map of Quaternary deposits, values given in meters, F — topographic map of sub-Quaternary surface, datum given in meters a.s.l.

Według analogicznego schematu jest zróżnicowana również miąższość osadów trzeciorzędowych. Pomijając nieliczne wyjątki, lokalne minima grubości pokrywy trzeciorzędowej występują nad grzbietami struktur salinarnych,

a maksima w obrębie form synklijalnych (ryc. 2, 4–7). Zachodzi tu więc zbieżność przestrzennych rozkładów miąższości osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych (w tym dominującego w jego profilu plejstocenu).



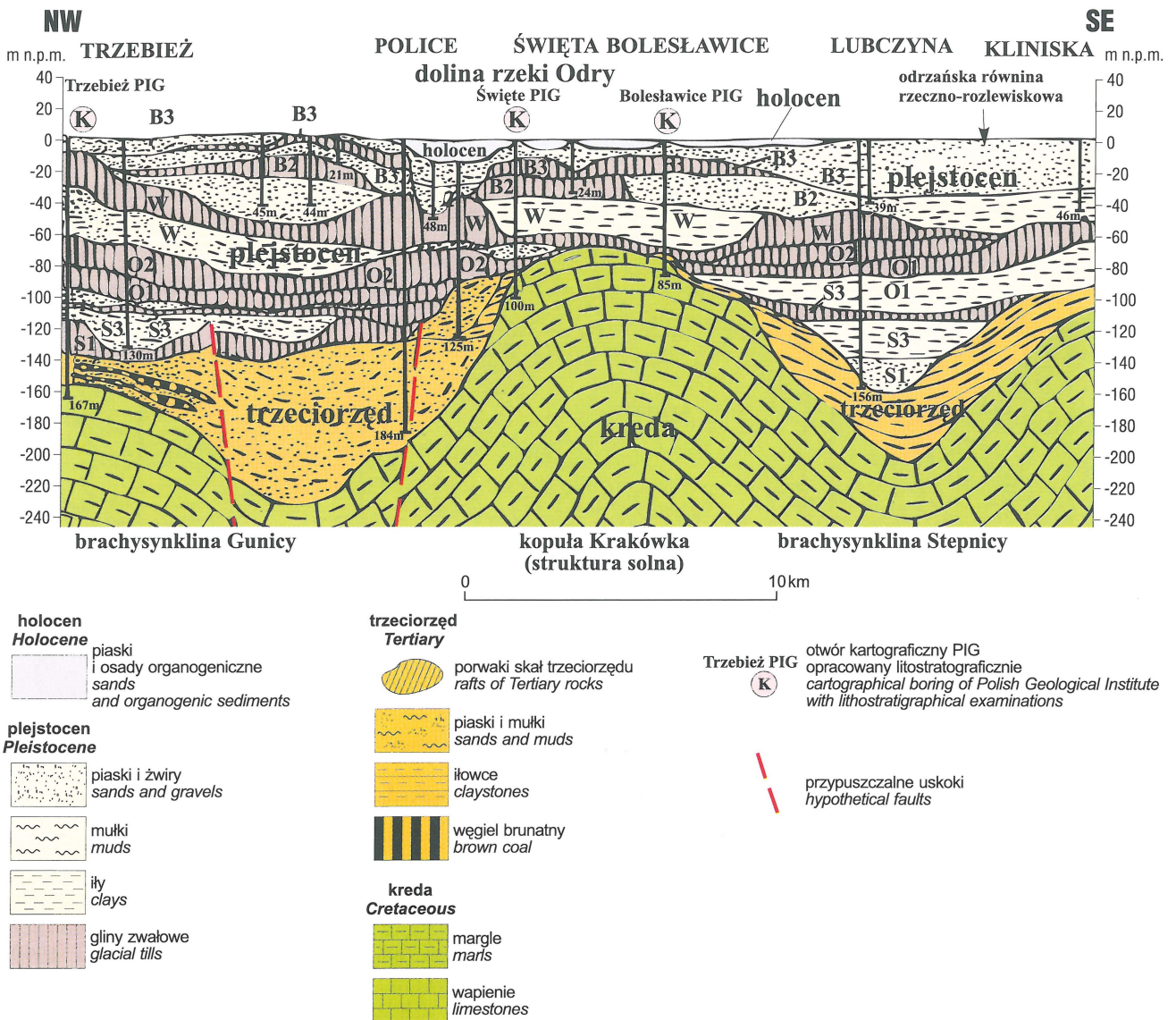
Ryc. 3. Budowa wewnętrzna pokrywy kenozoicznej przedstawiona na geologicznych mapach ścienia poziomego. A — lokalizacja elementów strukturalnych przedstawionych na mapach geologicznych ścienia poziomego (ryc. 3B, C) i przekrojach geologicznych (ryc. 4–7). Położenie elementów strukturalnych przyjęto z prac Dadlez (1979); Wronicza (1988a, b); Peteckiego & Józwiaka (1991a, b); B — mapa geologiczna ścienia na poziomie 160 metrów p. p. m.; C — mapa geologiczna ścienia na poziomie 100 metrów p. p. m.

Fig. 3. Internal structure of Cenozoic cover presented on geological maps of horizontal cutting. A — location of structural elements presented on geological maps of horizontal cutting (Fig. 3 B, C) and geological cross-sections (Figs. 4–7). Positions of structural elements after Dadlez (1979); Wronicz (1988a, b); Petecki & Józwiak (1991a, b); B — geological map of horizontal cutting on the plane 160 meters b. s. l.; C — geological map of horizontal cutting on the plane 100 meters b. s. l.

Zróżnicowanie profilu stratygraficznego osadów plejstocenu

Redukcji miąższości pokrywy plejstoceniowej nad strukturami solnymi zwykle towarzyszy redukcja jej profilu stratygraficznego, w relacji z obszarami synklin. Wniosek ten wypływa z analizy wyników badań litostratygraficznych rdzeni 70 otworów, wykonanych na potrzeby arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*. Profil stratygraficzny plejstocenu jest wyraźnie pełniej wykształcony, w obszarach nad depresjami podłoża czwartorzędowego, położonymi nad synklinami. W profilach otworów kartograficznych PIG opisano tam 7–8, miejscami 9

poziomów glin zwałowych. Są to gliny zlodowacenia narwi (występujące tylko miejscami), nidy (rzadko opisywane), sanu, odry, warty, wisły. Z bogatymi profilami plejstocenu w obszarach nad formami synklynalnymi i fragmentami dyslokacji, kontrastują z reguły zredukowane profile plejstocenu nad grzbietami struktur solnych. Wyraźna redukcja profilu stratygraficznego osadów pokrywy plejstoceniowej zaznacza się w obszarach nad dziewiętnastoma spośród dwudziestu pięciu rozpatrywanych struktur salinarnych. Mowa o strukturach: Nowego Warpna, Szczecina, Gryfina, Krakówka, Maszewa-Marianowa, Grzędna-Woświna, Recza, Choszczna, Chabowa, Lipian, Myślborza, Karska, Pelczyc, Pławna, Drezdenka, Czelina, Chojny,



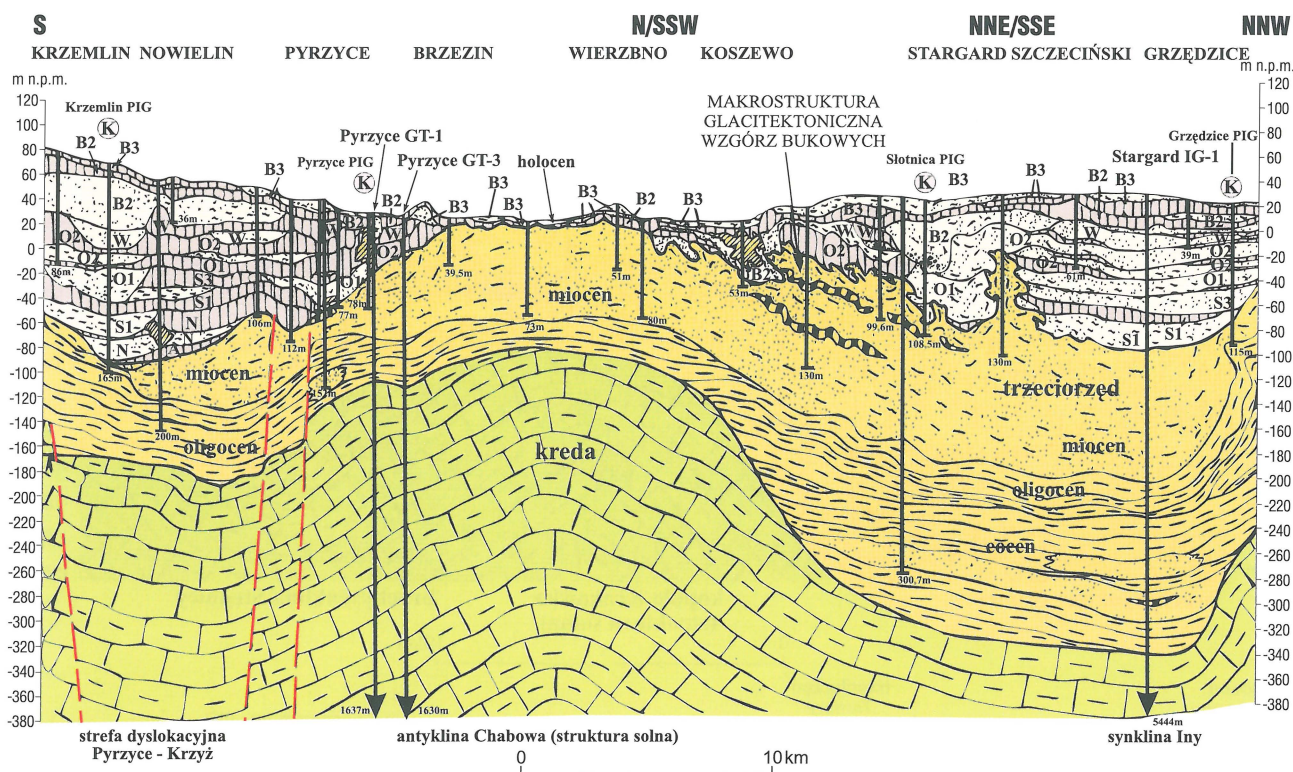
Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez pokrywę kenozoiczną nad układem elementów strukturalnych: brachysynklina Gunicy–kopuła (struktura solna) Krakówka — brachysynklina Stepnicy. Na odcinku przekroju pomiędzy miejscowościami Police i Święta wykorzystano interpretację budowy kenozoiku z pracy Piotrowskiego (1982); zlodowacenie wiśły: B3—stadium górny, B2—środkowy; J3-4—interglacjał eemski; W — zlodowacenie warty, stadium górny; zlodowacenie odry: O2 — stadium górny, O1—dolny; zlodowacenie sanu: S2 — stadium górny, S1 — dolny; N — zlodowacenie nidy; A — zlodowacenie narwi

Fig. 4. Geological cross-section cutting Cenozoic cover over configuration of structural elements: Gunica brachysyncline—Kraków dome (salt structure)—Stepnica brachysyncline. In section between Police and Święta was used an interpretation of Cenozoic cover construction according to Piotrowski (1982); Vistulian glaciation: B3 — upper stadial, B2 — middle stadial; J3-4 — Eemian interglacial; Odranian glaciation: O2 — middle stadial, and O1—lower stadial; N — Nidanian glaciation; A — Narewian glaciation

Widuchowej, Dębna. Nad elewacjami podłoża czwartorzędu, leżącymi nad tymi strukturami solnymi, pokrywa plejstocenska zawiera najczęściej trzy lub cztery najwyższe poziomy glin zwałowych. Na przekrojach (ryc. 4–7), opracowanych na podstawie wierceń kartograficznych PIG, stwierdzono że, poziomy glin należą do zlodowacenia odry, warty i wiśły, a osady wcześniejszych zlodowaceń uległy redukcji.

Przedstawiony schemat zmienności profilu stratygraficznego plejstocenu sprawdza się dla większości analizowanych układów elementów strukturalnych typu synklina–antyklina–synklina. Sprawdza się on też w wielu miejscach dla układów typu synklina–antyklina–strefa dyslokacyjna. Jako ilustracja niech posłużą tu przekroje przecinające pokrywę kenozoiczną czterech przykładowych układów elementów strukturalnych (ryc. 4–7).

Pierwszy taki układ tworzą: strefa dyslokacyjna Pyrzyce-Krzyż–antyklina Chabowa–synklina Iny (ryc. 5). W osadach plejstocenskich, wypełniających depresje podłoża czwartorzędu, powstałe nad synkliną Iny i strefą dyslokacyjną Pyrzyce-Krzyż, występuje 7–8 poziomów glin zwałowych. Gliny te można przyporządkować zlodowaceniom nidy, sanu, odry, warty i wiśły. Wniosek ten bazuje na profilach otworów kartograficznych Grzędzice, Słotnica, Krzemlin, Pyrzyce (Ruszała, 1988, 1996, 1998) i ich badaniach litostratygraficznych (Choma-Moryl i in., 1989; Masłowska & Michałowska, 1993). Natomiast na szczycie elewacji podłoża czwartorzędu utworzonej nad strukturą solną Chabowa, pokrywa plejstocenska jest silnie zredukowana. Miejscami budują ją tylko gliny zwałowe i osady limnoglacialne zlodowacenia wiśły. Równie wyraźną redukcję profilu stratygraficznego plejstocenu zauważyć można



Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez pokrywę kenozoiczną nad układem elementów strukturalnych: strefa dyslokacyjna Pyrzyce-Krzyż – antyklina (struktura solna) Chabowa – synklina Iny. Objaśnienia jak ryc. 4

Fig. 5. Geological cross-section cutting Cenozoic cover over configuration of structural elements: Pyrzyce-Krzyż dislocation zone – Chabowo anticline (salt structure) – Ina syncline. Explanations as in Fig. 4

jedynie nad strukturą solną Nowego Warpna i wschodnią częścią struktury Szczecina. Wierzchołki powstałych nad nimi elewacji powierzchni podczwartorzędowej miejscami są przykryte tylko piaszczysto-żwirowymi utworami odrzańskiej równiny rzeczno-rozlewiskowej. Osady te pochodzą ze schyłku ostatniego zlodowacenia (Małkowska & Mojski, 1975).

Na drugi przykładowy układ elementów strukturalnych składają się: brachysynklina Gunicy–kopuła Krakówka–brachysynklina Stepnicy (ryc. 4). Sekwencja utworów plejstoceniowych, spoczywających w obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej, powstałych nad brachysynklinami Gunicy i Stepnicy, zawiera 5–7 poziomów glin zwałowych. Opierając konstrukcje przekroju na profilu otworu kartograficznego Trzebież (Dobrcka, 1982) i jego badaniach litostratygraficznych (Kucharewicz, 1981) można przyporządkować te poziomy glin zlodowaceniom sanu, odry, warty i wisły. Redukcja profilu stratygraficznego pokrywy plejstoceniowej nad kopułą (strukturą solną) Krakówka wyraża się brakiem osadów zlodowaceń sanu i odry. Wniosek ten wynika z profili otworów kartograficznych Bolesławice i Święte (Piotrowski, 1982) i ich badań litostratygraficznych (Kucharewicz, 1981).

W trzecim modelowym układzie elementów strukturalnych występują: synklina Iny–brachyantyklina Gryfina–strefa dyslokacyjna dolnej Odry (ryc. 7). Nad wypiętrzoną grzbietem brachyantykliny Gryfina profil stratygraficzny plejstocenu zaczynając się od osadów zlodowacenia odry zawiera jeszcze osady zlodowaceń warty i wisły. Jest więc on zredukowany o osady dwóch stadiów zlodowacenia sanu stwierdzone w profilu osadów plejstoceniowych wypełniających depresje podłoża czwartorzędowego leżące nad synkliną Iny i strefą dyslokacyjną dolnej Odry. Przema-

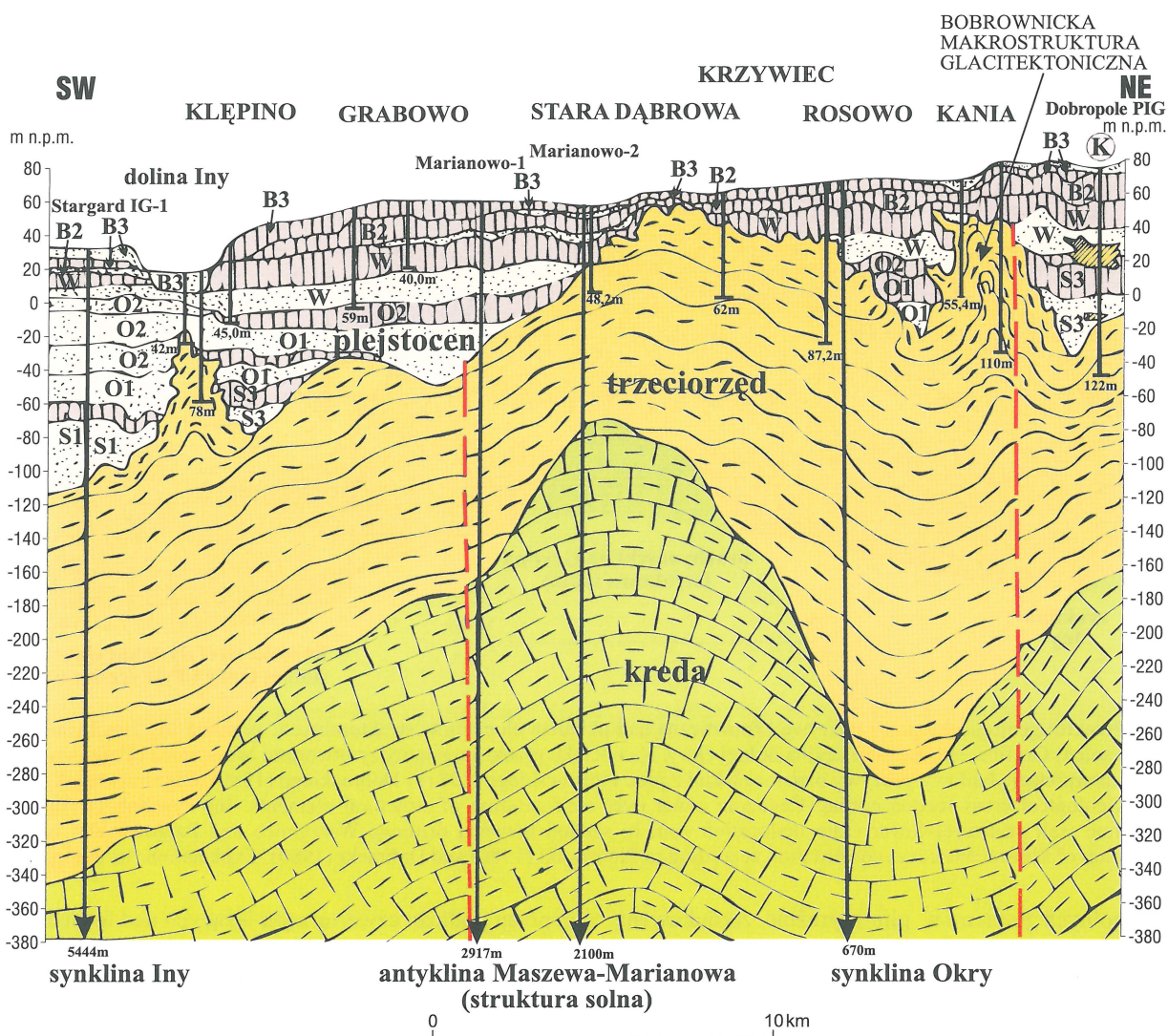
wiają za tym profile otworów kartograficznych Warzymice, Smolecin (Piotrowski, 1981), Pargowo (Dobrcki, 1980), Chwarstnica (Kurzawa, 1993) oraz ich badania litostratygraficzne (Niewiarowski, 1979; Czerwonka, 1979; Choma-Moryl i in., 1989).

Wyrażna redukcja pokrywy plejstoceniowej nad antyklina Maszewa-Marianowa, zaznacza się w relacji z profilem osadów wypełniających obniżenia powierzchni podczwartorzędowej wytworzone nad synklinami Iny i Okry (ryc. 6). Widoczna na przekroju, w synklinie Okry, sekwencja plejstoceniowa rozpoczynająca się od osadów zlodowacenia sanu, odnotowana została w profilu otworu kartograficznego Dobropole (Masłowska & Michałowska, 1997), na obszarze opracowywanego przez autora arkusza Dobra SMGP 1 : 50 000.

Kilkadziesiąt podobnych przykładów jest opisanych we wspomnianych wcześniej opracowaniach archiwalnych (Kurzawa, 1995, 1998a).

W przedstawiony schemat nie wpisuje się budowa pokrywy plejstoceniowej struktury solnej Bania. W profilu odwierconego nad nią otworu kartograficznego Baniewice występuje siedem warstw glin zwałowych (Kurzawa, 1998c). Najniższą z nich uznano za osad zlodowacenia sanu (Masłowska & Michałowska, 1995). Na analizowanym obszarze jest to jedyny przypadek, w którym badania litostratygraficzne wykazały obecność tak bogatego profilu plejstocenu nad szczytem elewacji podłoża czwartorzędowego, powstałej nad strukturą solną.

Dane o pokrywie czwartorzędowej struktur salinarnych Zielonczyna, Drawna, Nowogardu i Ostrzycy pochodzą z profili głębokich otworów strukturalnych lub surowcowych.



Ryc. 6. Przekrój geologiczny przez pokrywę kenozoiczną nad układem elementów strukturalnych: synklina Iny–antyklina (struktura solna) Maszewa-Marianowa–synklina Okry. Objasnienia jak ryc. 4

Fig. 6. Geological cross-section cutting Cenozoic cover over configuration of structural elements: Ina syncline–Maszewo-Marianowo anticline (salt structure)–Okra syncline. Explanations as in Fig. 4

Niski uzysk rdzenia i mała precyzja jego opisów wykluczają analizę budowy kompleksu plejstoceńskiego.

Zróźnicowanie wykształcenia facjalnego osadów plejstocenu

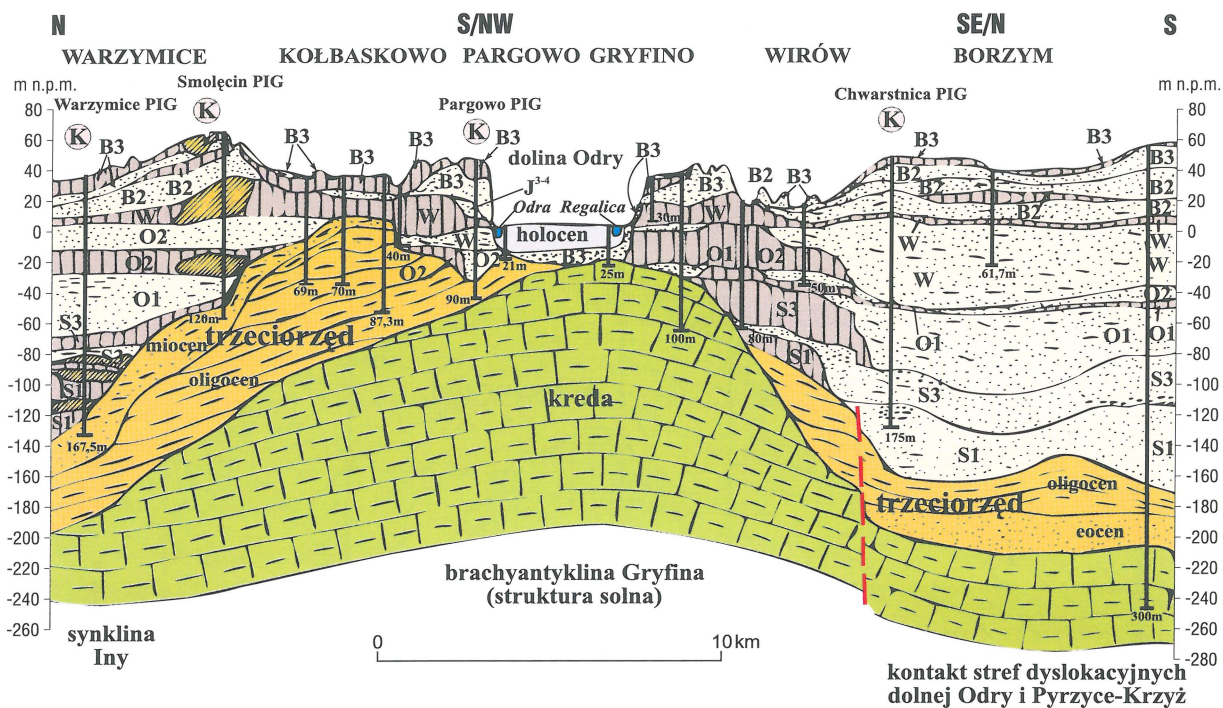
Innym zaobserwowanym zjawiskiem jest lokalne dostosowanie się zmienności facjalnej osadów kolejnych zlodowaceń do poszczególnych układów typu synklina-antyklina. Dostosowanie to polega na powtarzającym się w czasie kolejnych zlodowaceń, lokowaniu osadów złożonych w wodzie, w obszarach nad depresjami podłoża czwartorzędu, powstałymi nad formami synklinalnymi.

Serie osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych, jeziorzyskowych, osiągają maksymalną miąższość nad grzbietami elewacji podłoża występującymi nad strukturami salinarnymi. Ponad tymi elewacjami podłoża czwartorzędu w budowie pokrywy plejstoceńskiej zwykle (choć nie zawsze) dominują gliny zwałowe. Przewaga glin zwałowych w profilu plejstocenu zaznacza się w obszarach

nad najwyższymi partiami elewacji podłoża czwartorzędu powstałymi nad 15 strukturami solnymi.

Analogiczne zróźnicowanie facji plejstocenu występuje w wielu przypadkach między obszarami nad strukturami solnymi i obszarami nad odcinkami analizowanych głównych stref dyslokacyjnych.

Przewagę osadów akumulacji wodnej widać w profilu plejstocenu w środkowych partiach depresji podłoża czwartorzędu, powstałych nad zachodnią i środkową częścią synkliny Iny oraz nad głównymi dyslokacjami (ryc. 5–7). Osiągające tam maksymalną miąższość serie piaszczysto-żwirowe, mułkowo-piaszczyste, mułkowo-ilaste, reprezentujące kolejne zlodowacenia wyklinowują się ku elewacjom podłoża czwartorzędu powstałym nad strukturami solnymi. Chodzi tu o strukturę: Gryfina (ryc. 7), Chabowa (ryc. 5) i Maszewa-Marianowa (ryc. 6). Zjawisko redukcji grubości i zaniku tych osadów nad wymienionymi strukturami solnymi zaznacza się dla co najmniej 5–6 odrębnych etapów sedymentacji. Jednocześnie w środku tych depresji podłoża czwartorzędu udział glin zwałowych w profilu plejstocenu jest co raz mniejszy, a miąższość



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez pokrywę kenozoiczną nad układem elementów strukturalnych: synklina Iny–brachyantyklina (struktura solna) Gryfina–strefa dyslokacyjna dolnej Odry. Na odcinku przekroju pomiędzy otworami Warzymice i Pargowo wykorzystano interpretację budowy pokrywy plejstocenijskiej z prac Piotrowskiego (1981) i Dobrackiego (1980). Objasnienia jak ryc. 4
 Fig. 7. Geological cross-section cutting Cenozoic cover over configuration of structural elements: Ina syncline–Gryfina brachy-anticline (salt structure)–lower Odra dislocation zone. In section between drillings Warzymice and Pargowo was used an interpretation of Pleistocene cover construction according to Piotrowski (1980) and Dobracki (1980). Explanations as in Fig. 4

poszczególnych poziomów glin wyraźnie zredukowana. Miejscami warstwy glin zwałowych ulegają niemal zupełnemu zanikowi.

Dominację osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych w pokrywie plejstocenijskiej widać w niektórych miejscach nad grzbietami 4 struktur solnych: Krakówka (ryc. 4), Nowego Warpna, Szczecina i Pławna. Z reguły są to miejsca wyraźnej redukcji tej pokrywy spowodowanej oddziaływaniem procesów egzaracyjnych oraz erozją wód subglacjalnych i proglacljalnych na grzbietach struktur salinarnych.

Na przykład w głębokiej na ponad 100 m rynnie subglacjalnej, mieszczącej w sobie dolinę Odry, w Gryfinie, margle kredy budujące grzbiet brachyantykliny Gryfina są wyszczelnione pokrywą plejstocenijską złożoną tylko z piaszczysto-żwirowego wypełnienia rynny (ryc. 7). Analogiczne kopalne formy subglacjalne znajdują się ponad grzbietami innych struktur solnych, Pełczyc, Recza.

Dotychczasowe rozważania dotyczyły wnętrza kompleksu plejstocenijskiego. Znacznie trudniej odnaleźć związki zmienności facjalnej występujących na powierzchni terenu osadów schyłku plejstocenu z układem elementów strukturalnych. Są jednak miejsca, w których opisane ze środka kompleksu przykłady dostosowania zmienności facji do budowy tektonicznej, powtarzają się także w najmłodszych osadach plejstocenu.

Chodzi tu o zasięgi płatów sandrowych maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej oraz subfazy chojeńskiej stadiału górnego zlodowacenia wisły. Rozprzestrzenienie tych płatów sandrowych nawiązuje miejscami do systemu

depresji podłoża czwartorzędu leżących nad formami synklinalnymi (Kurzawa, 1995, 1998a).

Czytelność przedstawionych schematów zróżnicowania miąższości, profilu stratygraficznego, wykształcenia facjalnego plejstocenu i ukształtowania jego podłoża nad poszczególnymi elementami strukturalnymi miejscami zatarły procesy glacitektoniczne. Uwaga ta odnosi się szczególnie do obszarów występowania rozległych stref zaburzeń osadów kenozoicznych nierzadko tu makrostrukturami glacitektonicznymi. Z przeprowadzonych prowizorycznych obliczeń (Kurzawa, 1995, 1998a) wynika, że intensywne glacitektoniczne zaburzenia budowy kenozoiku występują na około 15–17% powierzchni rozpatrywanego terenu.

Ze względu na zbyt duże rozmiary elementów strukturalnych, omówioną zmienność pokrywy plejstocenijskiej rzadko widać w skali jednego arkusza *SMGP 1 : 50 000*. Niezbędne jest rozpatrywanie obszarów co najmniej 3 lub 4 arkuszy obejmujących odpowiedni fragment budowy tektonicznej. Sytuację taką ilustruje ryc. 7. Przedstawiony na niej przekrój biegnie przez obszary 4 arkuszy *SMGP 1 : 50 000*, Dołuje (Piotrowski, 1981), Gryfino (Dobracki, 1980), Żeliszawiec (Kurzawa, 1993), Banie (Kurzawa, 1998c).

Przyczyny zróżnicowania pokrywy plejstocenijskiej

Autor sądzi, że przedstawione przykłady związków przestrzennego zróżnicowania miąższości, facji, profilu stratygraficznego osadów plejstocenijskich z układem struktur solnych powstały wskutek mobilności tych struktur.

Redukcję miąższości i profilu stratygraficznego pokrywy plejstocenijskiej, autor uznaje jako efekt zniszczenia starszych

osadów wskutek ruchów wznoszących struktury solne względem synklin. Podobną opinię wyrażali już Schoeneich (1962a), Kopczyńska-Lamparska (1979), Dobracki (1980, 1982), Piotrowski (1981, 1991), Kurzawa (1991a, b; 1993, 1998b), a w odniesieniu do innych obszarów Polski, Znosko (1969), Liszkowski & Wójcik (1969), Baraniecka (1975, 1980). Wypiętrzanie obszarów nad grzbietami struktur solnych, jak można przypuszczać, prowadziło do wyeksponowania ich na wzmoczone oddziaływanie czynników niszczących pokrywę plejstoceniową. Mowa tu przede wszystkim o procesach egzoracyjnych oraz o denudacji.

Zniszczenie osadów zlodowacenia narwi i sposób ich zachowania tylko w najgłębszych partiach „synklijalnych” depresji podłoża pod przykryciem osadów zlodowacenia południowopolskich, przemawia za tym że, intensywne ruchy pionowe zachodziły w interglacjale podlaskim. Zniszczenie osadów zlodowacenia południowopolskich nad grzbietami struktur solnych, wskazuje na okres interglacjalny wielkiego jako na ważny etap ruchów wnoszenia się tych struktur. Intensywne ruchy pionowe analizowanych form tektoniki salinarnej trwały więc w okresach plejstocenu odpowiadającym wydzielonemu przez Baraniecką (1975a, 1983) na obszarze środkowej Polski, tektonicznym fazom kujawskiej i mazowieckiej.

Wznoszenie obszarów nad strefami akumulacji soli i obniżanie obszarów nad strefami wyciskania soli mogło, w czasie okresów interglacjalnych, prowadzić do powstawania i odnawiania systemu deniwelacji terenu. Zespoły obniżen były wykorzystywane potem przez przepływy wód wpływających z transgredujących lodowców. Wody niosły osady, które składane były w obrębie tych obniżen. Na przedstawionych przykładach (ryc. 5–7) elewacje podłoża czwartorzędu powstałe nad strukturami solnymi i złożone na nich poziomy glin, wyznaczają zasięg rozprzestrzenienia lub strefy redukcji miąższości osadów złożonych w wodzie. Zjawisko to powtarza się w odniesieniu do kolejnych, miejscami nawet 6–8 poziomów osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych, zanikających lub ulegających redukcji miąższości nad grzbietami struktur solnych. Świadczyć to może o tworzeniu nad grzbietami analizowanych struktur rozległych wysp, barier lub elewacji dna w obrębie basenów sedymentacyjnych, w których były deponowane te osady. Owe baseny sedymentacyjne powstawały w obniżeniach powierzchni terenu zbieżnych z depresjami podłoża czwartorzędu, wytworzonych nad formami synklijalnymi i odcinkami dyslokacji. Tam właśnie serie osadów akumulacji wodnej są najpełniej rozwinięte. Na uformowanych nad strukturami solnymi elewacjach dna tych basenów, akumulowane w nich osady mają mniejszą miąższość, a na wynurzonych obszarach wysp i barier wcale nie powstały. Prawie takie samo rozmieszczenie omawianych basenów sedymentacyjnych oraz występujących w ich obrębie elewacji dna, wysp i barier, powtarza się w kolejnych etapach sedymentacji. Może to wskazywać na odnawianie się systemu depresji i elewacji powierzchni terenu odwzorowujących system depresji i elewacji podłoża czwartorzędu związanych z mobilnymi elementami strukturalnymi.

Należy także uwzględnić rolę przepływu wód jako czynnika erozyjnego. Wykorzystujące system tektonicznie generowanych obniżen terenu, wody proglacjalne oraz wody rzek interglacjalnych niszczyły i usuwały osady podłoża, po którym płynęły, zastępując je niesionymi przez siebie osadami. Tak można by wytłumaczyć sytuację, w któ-

rych dominujące w pokrywie plejstoceniowej nad grzbietami struktur solnych gliny zwałowe ulegają redukcji miąższości lub zanikowi nad formami synklijalnymi.

O omijaniu przez osady akumulacji wodnej stref osiowych wysadów solnych i dominacji nad nimi glin zwałowych pisała już Baraniecka (1975a), uznając to za rezultat ruchów wypiętrzających na osiach struktur solnych w środkowej Polsce.

Powtarzalność powstawania w tych samych miejscach różnowiekowych plejstoceniowych serii akumulacji wodnej zaznacza się często także w tej części Niżu Polskiego, w której struktury solne nie występują lub są słabo rozwinięte. Baraniecka (1975a) wiąże to zjawisko z zapadliskami tektonicznymi. Marks (1988) pisząc o obszarze zachodniej Warmii i Mazur interpretuje zjawisko powtarzalności występowania osadów zastoiskowych również jako przejaw aktywności tektonicznej.

Zależności wykształcenia facjalnego od elementów strukturalnych rozwijały się raczej w osadach powstających podczas transgresji lądolodu następujących po odpowiednio długotrwałych interglacjalach. Przemawia za tym bardzo nikiły związek rozkładu facji osadów recesyjnych fazy pomorskiej stadiału górnego (głównego) zlodowacenia wisły z budową strukturalną. Zapewne decydował o tym czynnik czasu niezbędnego do wytworzenia, czy odnowienia systemu deniwelacji terenu związanych z aktywnością elementów strukturalnych. Można spekulować na temat, czy na powstanie takiego zróżnicowania rzeźby przedpola transgredujących lądolodów było wystarczająco dużo czasu w okresach interglacjalnych trwających dziesiątki tysięcy lat. Trudno natomiast sobie wyobrazić, że w podobnie wyraźny sposób mobilność elementów strukturalnych zdołała zmodyfikować ukształtowanie przedpola lądolodu w trakcie jego zaniku.

Wnioski

Przestrzenne zróżnicowanie miąższości, wykształcenia facjalnego, profilu stratygraficznego i ukształtowanie podłoża kompleksu plejstoceniowego, wykazują związki z układem analizowanych form fałdowych tektoniki salinarnej.

Zróżnicowanie pokrywy plejstoceniowej zaznacza się między obszarami struktur solnych (strefami spęcznień cechsztyńskich soli) i obszarami synklijalnymi (strefami wyciskania soli) wykazującymi w mezozoiku i trzeciorzędzie tendencje do wzajemnych ruchów pionowych.

Nad strukturami solnymi występują wyniesienia podłoża czwartorzędu, a pokrywa plejstoceniowa ma zredukowaną miąższość i profil stratygraficzny w porównaniu z obszarami nad formami synklijalnymi. Takie zróżnicowanie budowy pokrywy plejstoceniowej autor przyjął za przesłankę trwania w plejstocenie ruchów pionowych form fałdowych tektoniki salinarnej i kontynuacji migracji mas solnych.

Plejstoceniowe ruchy pionowe analizowanych form tektoniki solnej osiągały największe nasilenie w czasie interglacjalów podlaskiego i mazowieckiego. Okresy trwania tych ruchów odpowiadają tektonicznym fazom kujawskiej i mazowieckiej, wydzielonemu przez Baraniecką (1971a, 1983) na obszarze środkowej Polski.

Ruchy pionowe elementów strukturalnych miejscami modyfikowały kształty środowiska sedymentacji, determinując w znacznym stopniu przebieg procesów transportu,

depozycji i erozji osadów. Mobilność elementów strukturalnych mogła więc lokalnie wywierać pośredni wpływ na rozwój kompleksu osadów plejstocenu.

Komputerową obróbkę rycin na zlecenie PIG wykonał mgr Radosław Pawlik.

Literatura

- BARANIECKA M.D. 1975a — Młodoczwartorzędowe ruchy wynoszące wypiętrzeń strukturalnych na Mazowszu. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Warszawa: 185–195.
- BARANIECKA M.D. 1975b — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol., 288: 5–97.
- BARANIECKA M.D. 1980 — Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. Biul. Inst. Geol., 322: 31–64.
- BARANIECKA M.D. 1983 — Fazy małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. Mat. III Krajowego Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 183–193.
- CHOMA-MORYL K., CZERWONKA J., KRZYSZKOWSKI D. & MORYL J. 1989 — Geneza i stratygrafia utworów kenozoicznych dla arkuszy SMGP w skali 1 : 50 000, ark. Stare Czarnowo i Żeliszawiec. Arch. Państw. Inst. Geol., Szczecin, D1028.
- CZERWONKA J. 1979 — Badania litostratygraficzne osadów kenozoicznych. SMGP 1 : 50 000, ark. Gryfino. Arch. Państw. Inst. Geol., Szczecin., D1029.
- DADLEZ R. 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. [W:] Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., 96: 108–121.
- DOBRAKKA E. 1982 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Tanowo. Państw. Inst. Geol.
- DOBRAKKA R. 1980 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Gryfino. Państw. Inst. Geol.
- DOBRAKKA R. 1982 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Szczecin. Państw. Inst. Geol.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA K. 1979 — Najstarsze zlodowacenie, geneza podłoża czwartorzędu i wiek wzgórz Warszawskich na tle budowy geologicznej Szczecina. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 23: 41–55.
- KOWALSKA A. 1960 — Paleogeomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. Pr. Geogr. PAN, 21: 1–75.
- KUCHAREWICZ J. (red.) 1981 — Geneza i stratygrafia osadów występujących na obszarze SMGP w skali 1 : 50 000, ark. Police, Tanowo, Szczecin. Arch. Państw. Inst. Geol., Szczecin.
- KURZAWA M. 1991a — Tektonika i ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze arkusza Żeliszawiec SMGP 1 : 50 000. Kwart. Geol., 35: 289–290.
- KURZAWA M. 1991b — Rozwój budowy geologicznej obszaru arkusza Żeliszawiec SMGP 1 : 50 000 (kenozoik). Kwart. Geol., 35: 290–291.
- KURZAWA M. 1993 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Żeliszawiec. Państw. Inst. Geol.
- KURZAWA M. 1994 — Wpływ tektoniki salinarnej na rozwój facjalny plejstocenu na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. CAG, 491/94.
- KURZAWA M. 1996 — Analiza neotektonicznej i współczesnej aktywności stref dyslokacyjnych kompleksu permomezozoicznego w północno-zachodniej Polsce. CAG, 354/96.
- KURZAWA M. 1998a — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu w północno-zachodniej Polsce. CAG.
- KURZAWA M. 1998b — O przesłankach czwartorzędowej mobilności wybranych form tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. [W:] Zuchiewicz W. (red.) Mat. III Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Komisja Badań Czwartorzędu PAN, Kraków, streszczenie referatu: 39–40.
- KURZAWA M. 1998c — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Banie (305). CAG.
- KURZAWA M. & SCIEWE M. 1998 — Digital maps of structural surfaces and thickness of Cainozoic complex. Mat. konferencyjne. INQUA Commission on Glaciation, Work group geospatial analysis of glacial environments. Conference in Warsaw, September 26–27.
- LISZKOWSKI J. & WÓJCIK G. 1969 — Anormalna miąższość utworów czwartorzędowych w okolicy Łęczycy i ich geneza. Pr. Geol., 17, 494–496.
- MARKIEWICZ A. & PIOTROWSKI A. 1998 — Wpływ tektoniki soli cechsztyńskich na współczesną morfologię środkowego i dolnego nadodrza. [W:] Zuchiewicz W. (red.), Mat. III Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Komisja Badań Czwartorzędu PAN, Kraków: 50–53.
- MARKS L. 1988 — Relations of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). Zesz. Nauk. AGH, 1165, Geol. Kwart., 14: 1–76.
- MASŁOWSKA M. & MICHAŁOWSKA M. 1993 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Ark. Pyrzyce, SMGP w skali 1 : 50 000. CAG, 1623/95.
- MASŁOWSKA M. & MICHAŁOWSKA M. 1995 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Ark. Banie, SMGP w skali 1 : 50 000. CAG, 2104/95.
- MASŁOWSKA M. & MICHAŁOWSKA M. 1997 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Ark. Dobra, SMGP w skali 1 : 50 000. Arch. Państw. Inst. Geol., Szczecin, D 1027.
- MATKOWSKA Z. & MOJSKI J. 1975 — Budowa geologiczna górnoplejstocenijskich osadów Niziny Szczecińskiej. Kwart. Geol., 19: 679–689.
- NIEWIAROWSKI W. (red.) 1979 — Badania litologiczno-stratygraficzne osadów czwartorzędowych dla tematu SMGP 1 : 50 000, ark. Dołuje. Arch. Państw. Inst. Geol., Szczecin, D 1029.
- NIEWIAROWSKI W. 1983 — Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. Prz. Geograf., 55: 1–31.
- PETECKI Z. & JÓŹWIAK W. 1991a — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej. Ark. Pyrzyce. CAG, 164/92.
- PETECKI Z. & JÓŹWIAK W. 1991b — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej. Ark. Gorzów Wielkopolski. CAG, 161/92.
- PIOTROWSKI A. 1982 — SMGP 1 : 50 000, ark. Police. Wyd. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1981 — SMGP 1 : 50 000, ark. Dołuje. Wyd. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. Kwart. Geol., 35: 221–234.
- PIOTROWSKI A. 1996 — Wpływ tektoniki solnej na rozwój budowy tektonicznej doliny dolnej Odry. CAG, 1190/96.
- PIOTROWSKI A. 1998 — Wpływ zróżnicowanego naprężenia strefy krawędziowej ładolodu na migrację soli. [W:] Zuchiewicz W. (red.), Mat. III Ogólnopolskiej Konf. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Komisja Badań Czwartorzędu PAN, Kraków: 54.
- POBORSKI J. 1951 — O wstępnych badaniach struktury solnej pod Łęczycą. Biul. Inst. Geol., 105: 161–176.
- RUSZAŁA M. 1988 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Wielgowo. Inst. Geol.
- RUSZAŁA M. 1996 — Objasnienia do SMGP 1 : 50 000, ark. Stare Czarnowo. Państw. Inst. Geol.
- RUSZAŁA M. 1998 — SMGP 1 : 50 000, ark. Pyrzyce. Państw. Inst. Geol.
- SCHOENEICH K. 1962a — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szcz. Tow. Nauk., Wydz. Nauk Techn., 3: 1–96.
- SCHOENEICH K. 1962b — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. Prz. Geol., 10: 488–489.
- WRONICZ S. 1988a — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze Wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych, ark. Szczecin. CAG, N 3322/6 228.
- WRONICZ S. 1988b — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze Wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych, ark. Kołobrzeg i Świdwin. CAG, N 3322/6 228.
- ZNOSKO J. 1969 — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. Przew. 41 Zjazd Pol. Tow. Geol.: 5–48.