

JANINA ŁYCZEWSKA

DEFORMACJE UTWORÓW NEOGENU I PLEJSTOCENU POLSKI ŚRODKOWEJ I ZACHODNIEJ

(13 fig.)

Déformations des couches du Néogène et du Pléistocène de la Pologne centrale et occidentale

(13 fig.)

Treść. Wykazano strefowe występowanie zaburzeń młodokenozoicznych w zależności od linii dyslokacyjnych podłoża starszego.

Zaburzenia młodokenozoiczne związane są z brzeżnymi strefami zbiorników neogeńskich oraz nierównościami ich dna. W tych strefach rozwijały się zjawiska spływów zboczowych. Po ustąpieniu zalewów tworzyły się zsuwy zboczowe. Obciążenie lądolodem przyspieszyło kompakcję i spowodowało dalsze zaburzenia warstw. W interglacjalach działają powierzchniowe ruchy masowe, powodując zaburzenia osadów neogenu i plejstocenu. Te same zjawiska występują w warunkach peryglacjalnych. Wszystkie wymienione zjawiska związane są ponadto z ożywieniem linii tektonicznych podłoża, co miejscami prowadzi do fałdowania pokrywowego i wytworzenia pasm wzniesień.

Osie fałdów zachowują kierunki tych dyslokacji: NW-SE oraz NE-SW. Wąskie strefy synklin i antyklin przesledzono na długościach dziesiątków kilometrów w jednej linii. Miejscami strefy zaburzeń przecinają się pod kątem prawie prostym, tworząc skomplikowane struktury, pozornie „łukowe”.

I. WSTĘP

Deformacje występujące w osadach neogenu i plejstocenu na obszarze Polski interesują geologów już od zeszłego stulecia. Zagadnienia te były referowane i dyskutowane wszechstronnie. Przeważały dwie hipotezy: orogenicznego i glacialigenicznego pochodzenia zaburzeń.

Częściej spotykamy się z poglądem o ich glacialigenicznym pochodzeniu. Wyczerpujący przegląd publikacji do tych zagadnień przedstawił E. Ciuk (1955), podał też obszary zaburzone glacialitektonicznie na terenie Polski, oraz szczegółowy opis zachodzących w nich zjawisk. Uzupełnił je również własnymi, nowymi obserwacjami dla obszaru Polski SW. E. Ciuk wiąże zaburzenia występujące w osadach neogenu i plejstocenu z lądolodem posuwającym się po nierównym terenie. Każda zaporę na drodze czoła lodowego powoduje spiętrzenia i zaburzenia materiału skalnego, zarówno napotkanego w przeszkodach jak i niesionego przez lądolód. Wpływ fałdującej siły lądolodu nie ograniczał się według autora tylko do działania

powierzchniowego, lecz sięgał w głąb mas skalnych w strefie czołowej lądolodu.

W publikacjach omówionych przez E. Ciukę daje się zauważyć brak pozycji bardzo istotnych dla omawianego zagadnienia, mianowicie opracowania geologii Gór Trzebnickich (J. Czyżewski 1948) oraz geologii Wzgórz Ostrzeszowskich (J. Gołąb 1951). J. Czyżewski zwrócił uwagę na południową krawędź Wału Trzebnickiego pod Wysokim Kościołem, która według autora jest pochodzenia uskoku, wieku bardzo młodego, bo późnoglacialnego.

J. Gołąb zaś przeprowadził szczegółowe badania w terenie w oparciu o wiercenia. W wyniku tych badań przedstawił udokumentowane rozwiązanie zagadnień stratygraficznych oraz koncepcję tektoniki Wzgórz Ostrzeszowskich. Interpretację autora można przedstawić najzwięźlej jego własnymi słowami (str. 130): „na omawianym obszarze możemy wyróżnić tektonikę wywołaną ruchami górotwórczymi, następnie glacitektonikę spowodowaną działaniem lodowca zarówno stycznym, jak i pionowym oraz musimy przyjąć również istnienie tektoniki spływowej”.

Z opracowań, które ukazały się po publikacji E. Ciuki (1955), jedynie nieliczne zwracają uwagę na zależność dyslokacji młodokenozoicznych od tektoniki podłoża głębszego. Wspomina o tym J. Łyczewska (1959, 1961) na przykładzie zaburzeń występujących w okolicy Włocławka-Dobrzyń nad Wisłą. W pracy L. Cimaszewskiego (1960) na podstawie szczegółowego opracowania struktury Mogilna wykazano wyraźny związek zaburzeń tektonicznych w osadach trzeciorzędowych z budową podłoża głębszego oraz wyciągnięto wnioski, że można poznać genezę i budowę podłoża głębszego w oparciu o interpretację tektoniczną utworów trzeciorzędowych. Autor zaznacza również, że zjawisko to może mieć znaczenie dla opracowania struktury Niziny Polskiej.

Ogólnie jednak biorąc, zaburzenia w osadach młodokenozoicznych na obszarze Polski są tłumaczone przeważnie glacitektoniką, z nielicznymi tylko przypuszczeniami o możliwości wpływu również i tektoniki podłoża głębszego.

Wyrazem panującej powszechnie teorii glacitektonicznej były prace referowane na Kongresie INQUA w 1961 r. w Warszawie, a także szereg ostatnich publikacji, np. K. Rotnickiego (1960) i St. Połtowicza (1961) o glacitektonice Wzgórz Ostrzeszowskich, Z. R. Olewicza (1961) o glacitektonice w okolicy Kalisza.

W podawanych tłumaczeniach zjawisk glacitektonicznych istnieją liczne fakty niejasne. Trudno np. wytłumaczyć nierównomierność występowania tego zjawiska — znaczne, nieraz do 200 m głębokości sięgające zaburzenia, występowanie ich na obszarach pozbawionych form morfologicznych „oporowych” dla czoła posuwającego się lądolodu, raptowne zmiany kierunków osi fałdów neogeńskich, niejednokrotnie o 90° , wreszcie niejasna jest sprawa powiązania poszczególnych obszarów zdyslokowanych z odpowiednimi fazami i zasięgami lądolodów. Np. zaburzenia neogenu z okolic Ostrzeszowa wiąże St. Połtowicz (1961) ze zlodowaceniem środkowopolskim, stadium Warty, te same zaś zjawiska w odległości 40 km ku N Z. R. Olewicz (1961) odnosi do zlodowacenia najstarszego.

Na terenie NRD co najmniej od 10 lat datuje się rewizja poglądów na temat glacitektoniki w utworach kenozoicznych. Podsumowanie osiągnięć w tej dziedzinie przedstawił G. Viète (1961) na Kongresie INQUA

Fig
wa

sty
J. (1961)
to
H. (1961)

chn
wyr
cich

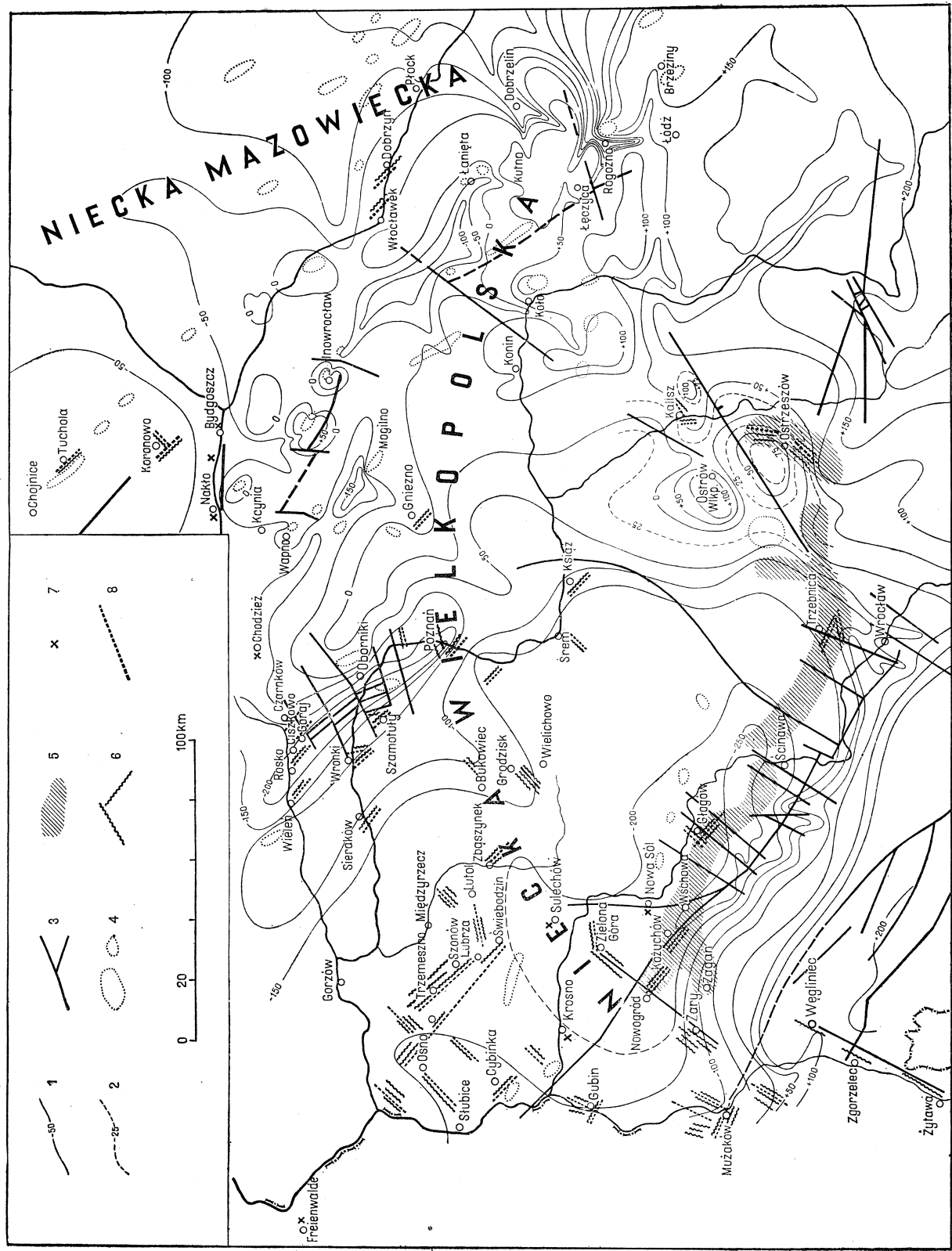


Fig. 1. Deformacje młodokenozoiczne na tle powierzchni podtrzęsiorzędowej oraz ważniejszych linii tektonicznych podłoża głębszego.
Interpretacja J. Łyczewskiej na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego oraz publikacji map i tekstów następujących: E. Ciuk (1955), J. Gołab (1951), A. Jahn (1960), B. Krygowski (1952, 1961), J. Łyczewska (1959), A. Makowski (1938), C. Poborski (1949), R. Z. Olewicz (1961), S. Poltowicz (1961), W. Pożaryski i E. Rühle (1955), S. Z. Różycki (1952), H. Teisseyre (1960), A. Tokarski (1961), G. Viète (1961), J. Znosko (1961), J. Zwierycki (1949).
1 — izohipsy powierzchni podtrzęsiorzędowej co 50 m; 2 — izohipsy powierzchni podtrzęsiorzędowej co 25 m; 3 — linie tektoniczne w podłożu podtrzęsiorzędowym; 4 — wyniesienia strukturalne podłoża podtrzęsiorzędowego; 5 — obszar Kocich Gór wg B. Krygowskiego (1961); 6 — deformacje neogenu, kierunek linii

odpowiada kierunkowi osi fałdów; 7 — deformacje neogenu stwierdzone, ale bez podanych kierunków; 8 — przypuszczalne linie tektoniczne ożywione w kenozoikum. Fig. 1. Déformations du Kénozoïque supérieur en relation avec la surface subtertiaire et les plus importantes lignes tectoniques du soubassement inférieur. L'interprétation de J. Łyczewska est basée sur des matériaux de forage de l'Institut Géologique et sur les publications indiquées dans le texte polonais.
1 — isohypses de la surface subtertiaire éloignées de 50 m; 2 — isohypses de la surface subtertiaire éloignées de 25 m; 3 — lignes tectoniques dans le soubassement subtertiaire; 4 — élévations structurelles du soubassement subtertiaire; 5 — zone de Kocie Góry, selon B. Krygowski (1961); 6 — déformations du Néogène: la direction des lignes correspond à celle des axes des plis; 7 — déformations constatées du Néogène, mais sans directions données; 8 — lignes tectoniques dont l'activation au Kénozoïque est supposée

w 1961 r. w Warszawie. Autor ten stwierdził, że poznane dotychczas deformacje w utworach kenozoicznych wykazują złożoną naturę, że nie można podać jednego generalnego ich wyjaśnienia. Zaburzenia glacitektoniczne mogły odbywać się zarówno w warunkach statycznych lądolodu, jak i w warunkach dynamicznych, ponadto były uzależnione od rzeźby podłoża. Poza tym komplikowała zaburzenia wielofazowość tych samych zjawisk na jednym obszarze. Dużą też rolę przypisują autorzy niemieccy ruchom tektonicznym podłoża, stwierdzonym przez nich w plejstocenie na terenie NRD. Dotychczasowe badania nie doprowadziły jeszcze autorów niemieckich do wyjaśnienia przyczyn deformacji obserwowanych w utworach kenozoicznych. Część tych zaburzeń uznano za wynik wpływu tektoniki podłoża głębszego, ale tak zaburzonych wtórnie glacigenicznie, że trudno je odczytać.

W opracowaniu niniejszym przyjęto jako punkt wyjścia dla interpretacji zagadnienia deformacji w osadach kenozoicznych ukształtowanie powierzchni podtrzeciorzędowej. Powierzchnia ta została opracowana na podstawie map geologicznych 1 : 1 000 000 publikowanych przez Instytut Geologiczny, niektóre zaś obszary uzupełniono bardziej aktualnymi materiałami z wierceń IG oraz z literatury. Uzyskany obraz powierzchni podtrzeciorzędowej został przedstawiony graficznie na załączonej mapie (fig. 1). Opracowywane przez autorkę próbki wiertnicze osadów kenozoicznych oraz badania terenowe, które prowadziła przez szereg lat, pozwoliły scharakteryzować te utwory pod względem litologicznym oraz wysnuć niektóre wnioski sedymentologiczne. Równocześnie przy uwzględnieniu znanych dziś rysów tektonicznych podłoża głębszego, a następnie — wpływu lądolodów, przedstawiła ona próbę wyjaśnienia deformacji utworów młodokenozoicznych oraz zarysowujące się konsekwencje dla poznania struktury podłoża głębszego.

II. WARUNKI SEDYMENTACJI OSADÓW NEOGENU I PLEJSTOCENU

Ukształtowanie powierzchni, jakie miał ląd północnej i środkowej Polski wynurzony po ustąpieniu morza górnokredowego, utrzymywało się bez większych zmian poprzez trzeciorząd aż do czwartorzędu. W rzeźbie tego lądu zaznaczały się wyniesienia w postaci antyklinorium śląskiego i antyklinorium pomorsko-kujawsko-świętokrzyskiego oraz obniżenia w postaci nieck: szczecińskiej, mogileńsko-lódzkiej i miechowskiej, a także obniżenie w postaci zapadliska brzeźnego. Wymienione obniżenia zostały wykorzystane przez zalewy morskie w starszym trzeciorzędzie i w znacznym stopniu wypełnione wówczas osadami, zwłaszcza na obszarze zapadliska brzeźnego.

Po ustąpieniu morza oligoceńskiego cały obszar podlegał intensywnym procesom denudacyjnym, przede wszystkim erozji i wietrzeniu, które szybko usunęły zarówno z wysoczyzn osadzone tam mało odporne osady oligoceńskie, jak doprowadziły do częściowego odpreparowania obniżeń.

W młodszym trzeciorzędzie na obszarze Niżu Polski wytworzyły się: niecka mazowiecka i niecka wielkopolska (ten ostatni termin wg S. Z. Różyckiego, 1952). Procesy erozyjne przedneogeńskie pożyły na zboczach wysoczyzn głębokie doliny, które drogą erozji wstecznej sięgały daleko w głąb wysoczyzn. Formy tego rodzaju wytworzyły się zarówno na obszarze rozległej, łagodnie zapadającej ku NE monoklinie przedsudeckiej, jak i na obydwu zboczach antyklinorium kujawsko-pomorskiego,

a także na wyniesieniach strukturalnych występujących w obrębie niecki wielkopolskiej.

Kolejny cykl sedymentacyjny doprowadził do nagromadzenia osadów neogeńskich w zbiornikach sedymentacyjnych.

Skład tych osadów jest bardzo charakterystyczny. Są to utwory kwarcowo-muskowitowe: mulki, ily, gliny, piaski drobnoziarniste, często humusowe albo z szczątkami roślin. Miejscami nagromadzenie szczątków roślinnych jest tak znaczne, że wytworzyły się z nich grube pokłady węgla brunatnego. Opierając się na tym charakterze osadów można odtworzyć warunki sedymentacyjne panujące w neogenie. Mianowicie musiały działać intensywne procesy wietrzeniowe, które doprowadziły stopniowo do nagromadzenia wielkiej ilości zwietrzliny skalnej, a dalsze procesy spowodowały w niej koncentrację najodporniejszych minerałów, a więc kwarcu i muskowitu. Na ładach wytworzyła się gruba warstwa zwietrzliny kwarcowo-muskowitowej, na której z kolei zaczęła rozwijać się coraz bujniejsza roślinność w sprzyjających warunkach ówczesnego klimatu. Nagromadzone obficie jej szczątki utworzyły pokłady węgla brunatnego. Jak podaje J. Lilpop i M. Kostyniuk (1957), w pokładach węgla brunatnego, tych które odznaczają się dużą grubością, wykazano brak roślin wodnych lub błotnych, zaobserwowano natomiast obfitą florę drzewiastą. Wśród drzew występują zarówno iglaste (sekwoje, sosny różnych gatunków, jałowiec, cyprysnik, cyprysik, *Glyptostrobus* i inne), jak i liściaste (topole, buki, wiązy, klony, graby, figowce, cedry, orzechowce, bananowiec, cynamonowiec, laurowate), znajdowano też włókna bawełny i lnu. Taki zespół flory wskazuje, że nie należy ona w żadnym razie do flory wodnej ani bagiennej.

Omawiane wyżej obfite nagromadzenie szczątków roślin sucholubnych grupuje się w brzeżnych obszarach zbiorników sedymentacyjnych neogeńskich, a także w dolinach z tego okresu (szczegółowe omówienie w rozdziale III). W takim nagromadzeniu flory drzewiastej widziałabym dowód na działające intensywnie powierzchniowe ruchy masowe na zboczach zbiorników sedymentacyjnych, a zwłaszcza dolin wcinających się w wysoczyzny. Osunięty na dno dolin czy brzeżnych obszarów sedymentacyjnych materiał ulegał stopniowo dalszemu zasypywaniu, częściowo zaś był wynoszony przez rzeki i rozprowadzany prądami na rozległe obszary głównych zbiorników sedymentacyjnych neogeńskich. W tym ostatnim przypadku ulegał on gruntownej segregacji, tworząc sedymenty monotonne, tak charakterystyczne dla centralnych obszarów zbiorników neogeńskich. Uwzględnić jeszcze należy — przy tworzeniu się kompleksu wymienionych osadów — możliwość występowania częstych wahań poziomu wód neogeńskich. Wskazują na to poziomy węgla brunatnego o cechach próchnienia na otwartym powietrzu (J. Lilpop i M. Kostyniuk, 1957). Zasięgi zalewów były bardzo zmienne, kilkakrotnie wody spiętrzały się tak znacznie, że łączyły wszystkie zbiorniki w jedno rozlewisko poprzez wierzchowiny wysoczyzn. Mapa (fig. 1), przedstawia rozmieszczenie zbiorników neogeńskich (niecka mazowiecka i niecka wielkopolska) na tle hipsometrii podłoża podtrzeciorzędowego. Zwracają uwagę głębokie obniżenia o osiach wydłużonych w kierunku NW-SE. Najgłębsza z nich występuje na obszarze przedsudeckim, na linii Koźuchowa-Wschowy-Polkowic-Ścinawy, o maksymalnej dotychczas poznanej głębokości — 265 m ppm.

Przed plejstocenem rozpoczęła się intensywna denudacja, a więc nowy cykl erozji, wietrzenia i osuwisk. Procesy z tym związane wymodelowały w stosunkowo krótkim czasie w młodotrzeciorzędowym, mało odpornym

osadzie, głębokie i rozległe doliny, będące przeważnie odnowieniem istniejących dolin przedneogeńskich. Ukształtowanie powierzchni przed czwartorzędem ilustruje mapa (fig. 2). Widzimy na niej rozległe obniżenia występujące po obydwu stronach antyklinorium kujawsko-pomorskiego, jak np. na SW, pomiędzy wyniesieniami strukturalnymi, szeroką i rozgałęzioną depresję, biegnącą od Wrocławia przez Krosno nad Odrą, Gorzów do Szczecina, deniwelacje wynoszą tu 100—150 m. Po stronie NE antyklinorium zaznacza się jedna depresja od Warszawy przez Mławę do Elbląga, łącząca się z depresją Grudziądz-Gdańska, oraz druga przebiegająca również od Warszawy, ale w stronę Giżycka, obniżeniem Bugo-Narwi i dalej ku N (E. Rühle 1961).

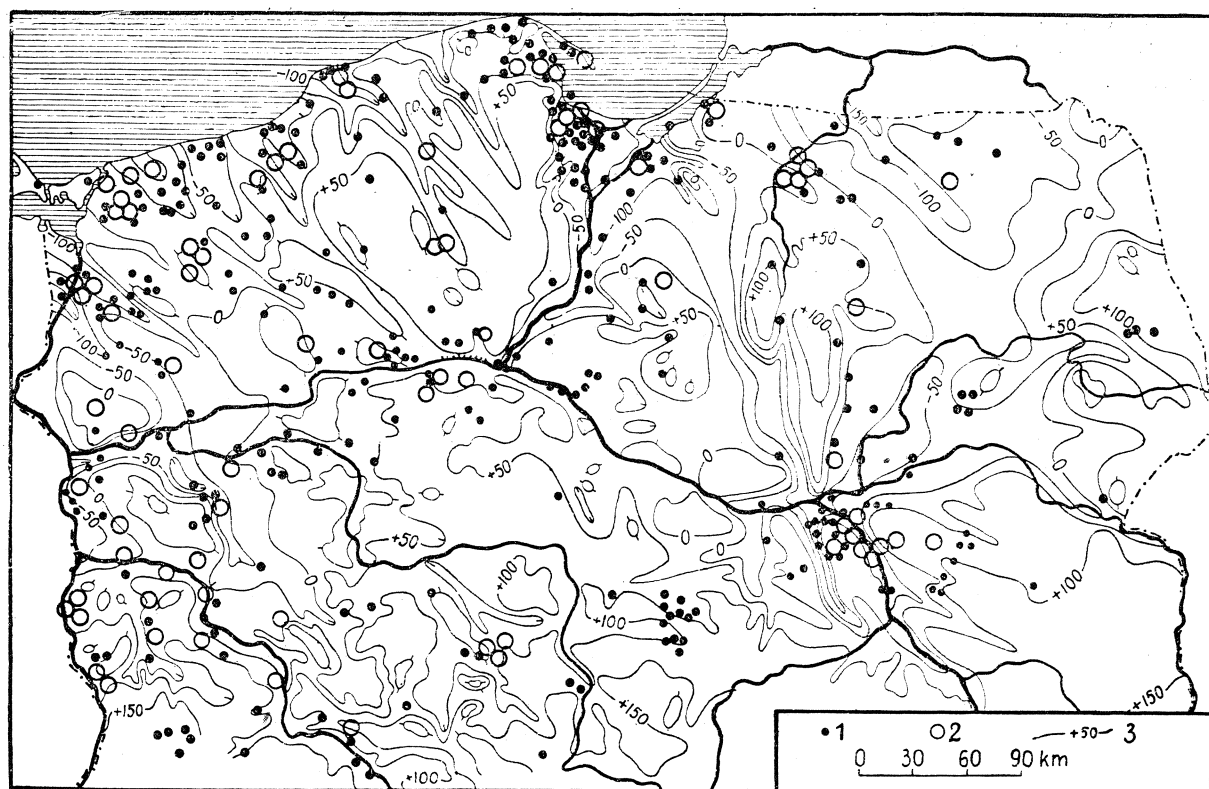


Fig. 2. Rozmieszczenie kier lodowcowych na tle powierzchni podczwartorzędowej (wg E. Rühle, 1961, tabl. 5 i 6). 1 — kry lodowcowe w wierceniu pojedynczym lub na powierzchni; 2 — kry lodowcowe w grupie 5 otworów wiertniczych; 3 — izohipsy powierzchni podczwartorzędowej, co 50 m

Fig. 2. Répartition des blocs erratiques glaciaires en relation avec la surface subtertiaire (E. Rühle, 1961, tabl. 5 et 6). 1 — blocs erratiques glaciaires dans un forage isolé ou en surface; 2 — blocs erratiques glaciaires dans un groupe de forages; 3 — isohypses de la surface subquaternaire tous les 50 m

W takim ukształtowaniu powierzchni przed czwartorzędem zaznacza się zasadnicza zmiana kierunków odwodnienia terenu, mianowicie wytworzył się odpływ z południa na północ do depresji Bałtyku.

W wyniku intensywnej denudacji przed plejstocenem odsłoniły się przede wszystkim brzeżne utwory zbiorników neogeńskich. Zostały one silnie rozmyte, tak że niejednokrotnie zachowały się tylko fragmenty dawnych, bogatych w lignity osadów brzeżnych, co można obserwować w przebiegu pokładów węgla brunatnych, porożcinanych erozyjnie na drobne nieraz płyty.

Na tak ukształtowany obszar w plejstocenie wkroczyły lądolody. Kilkakrotna akumulacja materiału morenowego oraz kilkakrotne jego niszczenie w okresach interglacjalnych i w postglacjale doprowadziły do dzisiejszego obrazu geomorfologicznego.

Z zagadnień dotyczących plejstocenu omówię jedynie zjawiska związane z tematem niniejszego opracowania. Zwrócę więc uwagę na deformacje, które obserwujemy dziś w otworach neogenu i plejstocenu. Na mapie fig. 1 zaznaczone są strefy zaburzeń w utworach młodokenozoicznych, z zachowaniem kierunków osi fałdów (w miejscach, w których zostały one pomierzone), na mapie zaś fig. 2 — zaznaczone zostało występowanie kierunków lodowcowych, czyli mas skalnych podłoża głębszego, przemieszczonych przez lądolód. Zjawisko to rozpatrywane na tle ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej wykazuje zbieżność występowania kierunków lodowcowych z obszarami obniżen dolinnych i nierównościami podłoża podczwartorzędowego.

III. OPIS NIEKTÓRYCH DEFORMACJI W UTWORACH NEOGENU I PLEJSTOCENU

1) Północno-wschodnie zbocze antyklinorium kujawsko-pomorskiego

a) Włocławek — Dobrzyń nad Wisłą

Przegląd zjawisk zaburzeń młodokenozoicznych rozpocznę od obszaru antyklinorium kujawsko-pomorskiego, gdzie przez szereg lat prowadziłam badania geologiczne. Dobrze widoczne zaburzenia występują w okolicy Dobrzynia nad Wisłą. Znane są one powszechnie, ale różnie interpretowane przez poszczególnych autorów. Rozwój poglądów na to zagadnienie przedstawiłam w pracy z 1959 r. Tutaj podam tylko, że w stromym brzegu Wisły, na przestrzeni od Włocławka do Dobrzynia, występują sfałdowane utwory formacji węgla brunatnego oraz iły pliocenские (fig. 3, 4, 5, 6, 7). Szczytowe ich partie są ścięte poziomo i przykryte niezgodnie leżącymi utworami czwartorzędowymi. Szczegółowy przegląd odsłonięć wykazał istnienie różnorodnych modyfikacji tych zaburzeń. Wyraźnie zarysowane antykliny są nieliczne, fałdy są przeważnie ustawione izoklinalnie, miejscami złuszkowane jednokierunkowo. Szereg powtarzających się utworów miocenu i pliocenu można obserwować wielokrotnie na przestrzeni około 20 km. Ogólny bieg warstw zgodny jest z brzegiem antyklinorium, mianowicie NW-SE, upady warstw zaznaczają się ku NE pod różnymi kątami do 90° i obalenia wsteczne włącznie. Formy fałdowania wskazują na plastyczność materiału w czasie tworzenia się zaburzeń, na co zwrócił już uwagę J. Lewiński (1930) jako na cechę odróżniającą ten typ fałdowania od zjawisk deformacji w Danii. Tam bowiem tzw. klasyczna glacitektonika obejmuje warstwy skalne przemarznęte, a więc sztywne, często potrzaskane, odklute od podłoża plastycznego, nie zaburzonego. Ten właśnie fakt nie pozwolił J. Lewińskiemu uznać dyslokacji włocławsko-dobrzyńskich za typową glacitektonikę. Zastrzegł więc w pracy z 1930 r. (str. 37), iż „nie jest wykluczona możliwość, że mamy tu do czynienia istotnie, jak przed tym myślałem (1924), ze zjawiskiem uwarunkowanym tektonicznie, mianowicie ze wpływem mas zluźnionych po nachylonym podłożu neokomskim w kierunku NE ku zagłębieniu Prusko-Mazowieckiemu”. Tę opinię J. Lewińskiego podziela ostatnio S. Z. Różycki (1961).

Na zjawiska spływów wskazywać mogą również kuliste konkretacje syderytów występujące w ilach pliocenских w okolicy Włocławka-Dobrzynia

(J. Łyczewska 1961). Konkrecje te, składające się z naskorupień zsyderytyzowanych, zostały uznane za toczące, które, staczając się po pochyłości zbocza zbiornika sedymentacyjnego, narastały przez oblepianie „tłustym” iłem plioceńskim, osiągając w ten sposób znaczne rozmiary, ponad 1 m średnicy niejednokrotnie.

W związku z istniejącymi poglądami co do spływania i deformowania się osadów na nierównościach dna zbiorników zarówno morskich, jak

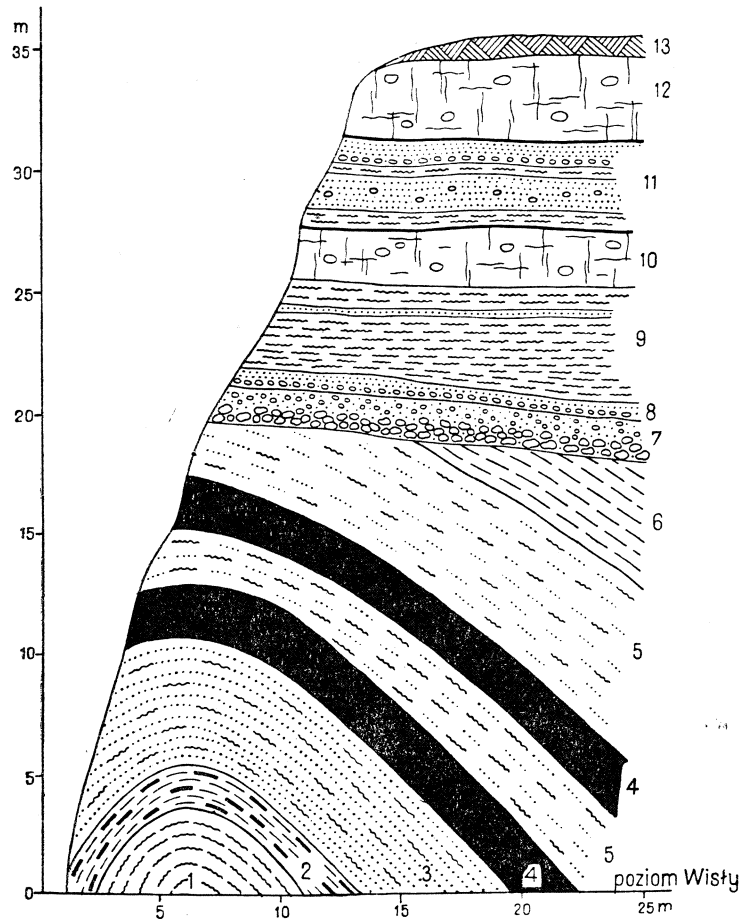


Fig. 3. Odsłonięcie utworów miocenu, pliocenu i plejstocenu w brzegu Wisły pod Dobrzyniem.

Miocen: 1 — mułek ilasty, spoisty, szary, z dużą domieszką miki białej; 2 — il mułkowy, węglisty, spoisty, szaroczarny; 3 — piasek mułkowy, spoisty, szary, warstwowy; 4 — węgiel brunatny; 5 — piasek pylasty i mułek, spoisty, szary, smugowany.

Pliocen: 6 — il pstry.

Plejstocen: 7 — żwiry i głazy narzutowe północne, residua po glinie morenowej; 8 — piaski i żwiry interstadialne; 9 — mułki z wkładkami piasków i ilów, osady zastoiskowe; 10 — glina morenowa; 11 — piaski i żwiry interstadialne lub interglacjalne; 12 — glina morenowa.

Holocen: 13 — gleba

Fig. 3. Affleurement des assises du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène dans une berge de la Vistule près de Dobrzyń.

Miocène: 1 — vase argileuse, grise, avec addition importante de mica blanc; 2 — argile de vase à charbon, compacte, gris-noir; 3 — sable de vase compact, gris, stratifié; 4 — houille brune; 5 — sable poudreux et vase compacte, grise, stratifié.

Pliocène: 6 — argile bigarrée.

Pléistocène: 7 — graviers et cailloux venant du Nord, résidus d'argile morainique; 8 — sables et graviers interstadiaux; 9 — vases à intercalations de sables et d'argiles, sédiments de lacs de barrage; 10 — argile morainique; 11 — sables et graviers interstadiaux ou interglaciaires; 12 — argile morainique.

Holocène: 13 — sol.

i słodkowodnych (M. Książkiewicz 1949, 1958; K. Grzybek, B. Halicki 1958; B. Halicki 1960) uznalabym deformacje neogenu z okolicy Włocławka-Dobrzynia nad Wisłą za przemieszczanie się warstw neogeńskich, za spływy grawitacyjne po pochyłościach zbiornika sedymentacyjnego. Wytwarzanie się tego typu struktur wiązałabym z ożywieniem tektoniki podłoża starszego w neogenie i częściowo w plejstocenie (zsuwy zboczowe). Ruchy tektoniczne młodokenozoiczne zostały stwierdzone zarówno na obszarze Niemiec środkowych i północnych, jak i na obszarze Polski zwłaszcza południowo-zachodniej (A. Jahn 1960, H. Teisseyre 1960, A. Tokarski 1961, G. Viète 1960-a, 1960-b, 1961).

W

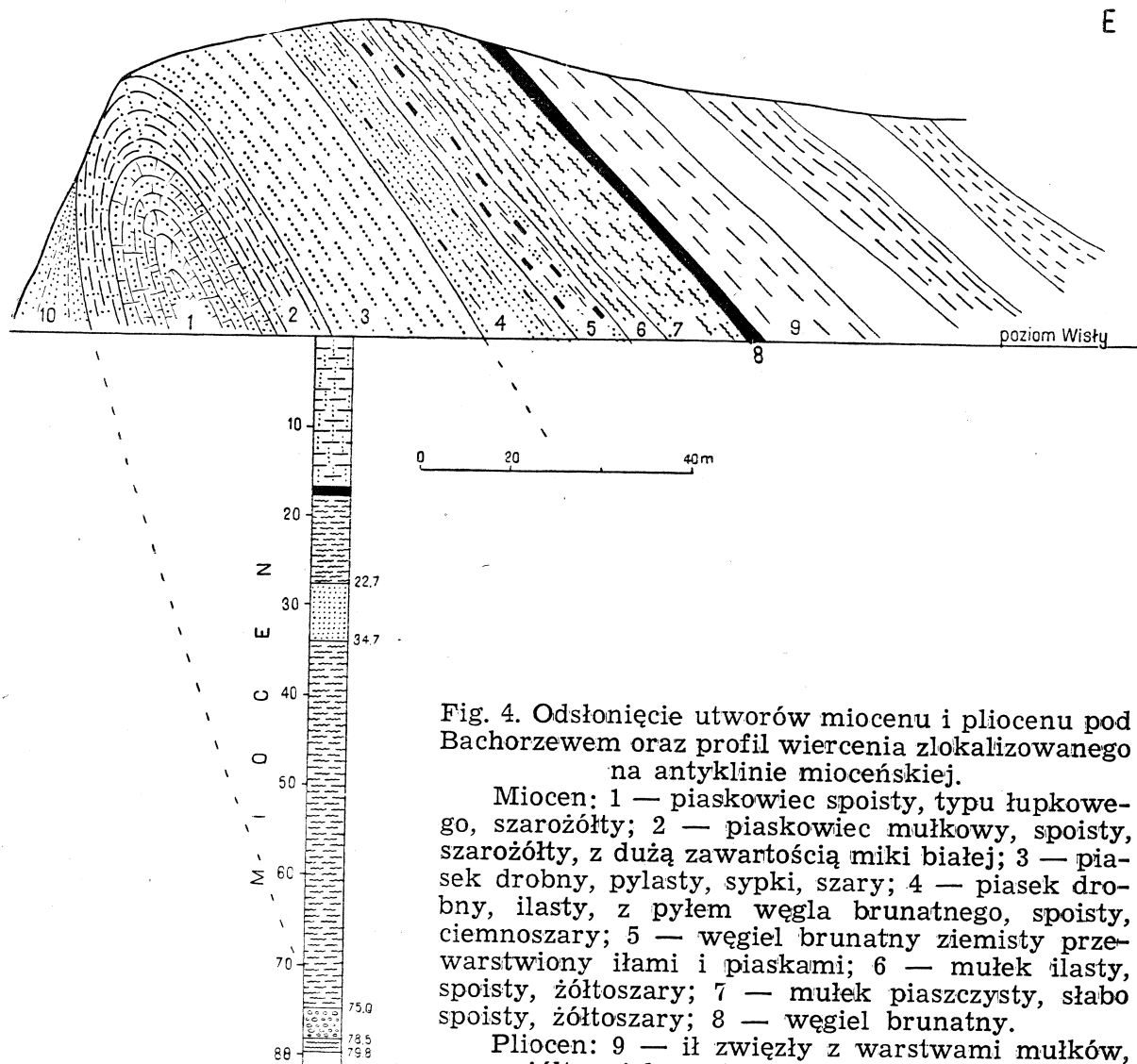


Fig. 4. Odsłonięcie utworów miocenu i pliocenu pod Bachorzewem oraz profil wiercenia zlokalizowanego na antyklinie miocenijskiej.

Miocen: 1 — piaskowiec spoisty, typu łupkowego, szarozółty; 2 — piaskowiec mułkowy, spoisty, szarozółty, z dużą zawartością miki białej; 3 — piasek drobny, pylasty, sypki, szary; 4 — piasek drobny, ilasty, z pyłem węgla brunatnego, spoisty, ciemnoszary; 5 — węgiel brunatny ziemisty przewarstwiony ilami i piaskami; 6 — mułek ilasty, spoisty, żółtoszary; 7 — mułek piaszczysty, słabo spoisty, żółtoszary; 8 — węgiel brunatny.

Pliocen: 9 — ił zwęzły z warstwami mułków, szary, żółty, zielony, brązowy; 10 — osypisko

Fig. 4. Affleurement d'assises du Miocène et du Pléistocène près de Bachorzewo et profil d'un forage localisé sur un anticlinal formé par les couches de Miocène.

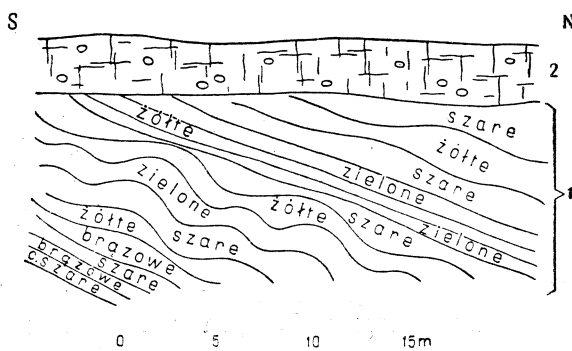
Miocène: 1 — grès compact du type schisteux, gris-jaune; 2 — grès de vase compact, gris-jaune, contenant du mica blanc en quantité importante; 3 — sable fin, poussiéreux, gris; 4 — sable fin argileux avec poussier de houille brune, compact, gris foncé; 5 — houille brune à intercalations d'argiles et de sables; 6 — vase argileuse compacte, jaune-gris; 7 — vase sableuse peu compacte, jaune-gris; 8 — houille brune

Pliocène: 9 — argile compacte, gris-jaune, verte, brune, à couches de vases; 10 — éboulis

Zaburzenia występujące na obszarze Włocławka-Dobrzynia mogą być ponadto związane z naciskiem czasy lodowej (struktury obciążeniowe), a następnie procesami denudacyjnymi (struktury zsuwowe i osuwiskowe), przejawiającymi się do dziś i modyfikującymi układ warstw. Czasza lodowa, obciążając osady neogeńskie, powodowała ich „przyśpieszoną” kompaktację, która skutkiem nierówności podłoża, nierównomierności obciążenia, jak wreszcie skutkiem różnej odporności materiału neogeńskiego wytwarzała deformacje warstw. Można te zjawiska uznać za struktury tzw.

Fig. 5. Odsłonięcie utworów pliocenu i plejstocenu pod Bachorzewem. Warstwy pliocenu w części środkowej wykazują sfałdowanie niezgodne w stosunku do warstw stropowych i spągowych. 1 — iły plioceńskie z zaznaczoną barwą; 2 — glina morenowa plejstoceniśka

Fig. 5. Affleurement d'assises du Pliocène et du Pléistocène près de Bachorzewo. Dans leur partie moyenne les couches du Pliocène sont plissées en discordance par rapport à celles de toit et de mur. 1 — argiles pliocènes de couleur indiquée; 2 — argile morainique pléistocène



obciążeniowe, a można też uznać je za glacitektonikę, ale w znaczeniu ograniczonym do sprasowania osadów. Natomiast nie zaobserwowałam na omawianym obszarze typowej glacitektoniki, w znaczeniu odklucia przemarzniętych warstw powierzchniowych i zdeformowania ich w stosunku do plastycznego, nie zmarzniętego podłoża. Te bowiem formy zaburzonego neogenu, które występują w odsłonięciach nad Wisłą, mogły wytworzyć się jedynie w stanie plastycznym osadów fałdowanych (fig. 3, 4, 5, 6, 7). Poza tym nigdzie na tej przestrzeni nie zaobserwowałam sfałdowania osadów neogeńskich wspólnie z osadami plejstoceniśkimi. Wprost przeciwnie, warstwy sfałdowanego neogenu są oddzielone wyraźną, ostro ściętą poziomą powierzchnią, na której poziomo leżą osady czwartorzędu, reprezentujące prawdopodobnie kompletny dla tego obszaru profil plejstoceniśki (J. Łyczewska 1959, 1960; A. Ber 1960).

Trzeci typ zaburzeń nakładających się na zdeformowane warstwy neogenu i nadległe plejstocenu związany jest z procesami denudacyjnymi. Działy one poprzez okresy interglacjalne w plejstocenie i działają do dziś. Ich cechą charakterystyczną są zjawiska zsuwów, opęzań i obrywów brzegowych, potęgowanych podmywaniem wysokiego brzegu przez wody Wisły. Jest to tektonika osuwiskowa, której zróżnicowane formy przedstawił M. Książkiewicz (1959, str. 153—160).

b) Okolice Tucholi

W tej samej strefie brzegu antyklinorium kujawsko-pomorskiego, na północ od Włocławka, znane są zaburzenia neogenu w okolicy Tucholi (E. Ciuk, 1955). Zachodzą tu zjawiska analogiczne do wyżej opisanych. Neogen Tucholi składa się z mioceniśkich piasków drobnoziarnistych z węglem brunatnym oraz z plioceńskich ilów. Miejscami utwory te są silnie zaburzone i ułożone w fałdy, których szczyty uległy zerodowaniu, a następnie zostały przykryte niezgodnie przez osady plejstoceniśkie. Fałdy są dość strome, upady wynoszą około 45°, miejscami więcej. Zjawiska te interpretowane były jako glacitektonika. Można jednak interpretować je

analogicznie do włocławsko-dobrzyńskich: zjawiska spływów po pochyłości brzegu zbiornika sedymentacyjnego neogeńskiego oraz zjawiska kompaktacji pod obciążeniem lądolodu. Ponadto znana w tej okolicy struktura Chojnic wskazywałaby na zależność zjawisk neogeńskich od budowy podłoża głębszego (fig. 1).

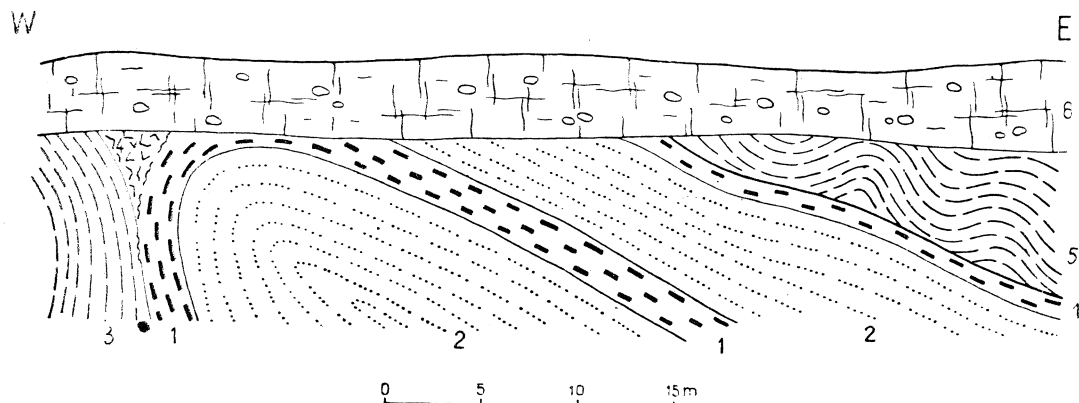


Fig. 6. Odsłonięcie utworów miocenu, pliocenu i plejstocenu pod Zarzyczewem (między Zarzyczewem Starym a Tulibowem, prawy brzeg Wisły, 8 km na wschód od Włocławka).

Miocen: 1 — węgiel brunatny, silnie zlustrowany na granicy z warstwą 4 iłu plioceńskiego, w strefie zlustrowania występują liczne kryształy gipsu; 2 — piaski pylaste, ciemnoszare, przesycone pyłem węgla brunatnego.

Pliocen: 3 — iły szare, zielone, brązowe w warstwach ustawionych prawie pionowo; 4 — brekcja iłów plioceńskich; 5 — iły szare i żółte, miejscami pstre, sfałdowane niezgodnie w stosunku do warstw węgla brunatnego.

Plejstocen: 6 — glina morenowa

Fig. 6. Affleurement d'assises du Miocène, du Pliocène et du Pléistocène près de Zarzyczewo (entre Zarzyczewo Stare et Tulibowo, sur la rive droite de la Vistule, à 8 km à l'Est de Włocławek).

Miocène: 1 — houille brune fortement lustrée à sa limite avec la couche 4 d'argile pliocène; dans la zone lustrée on trouve de nombreux cristaux de gypse; 2 — sables poudreux gris-sombre avec poussier de houille brune

Pliocène: 3 — argiles grises, vertes et brunes en couches dont la position est presque verticale; 4 — brèche d'argiles pliocènes; 5 — argiles grises et jaunes, par places bigarrées, plissées en discordance par rapport aux couches de houille brune.

Pléistocène: 6 — argile morainique

c) Okolice Koronowa-Gościeradza-Bydgoszczy

W tej samej strefie antyklinorium znane są również zaburzenia neogenu w okolicy Bydgoszczy, Koronowa i Gościeradza (A. M a k o w s k i, 1938). Zwłaszcza węgle brunatne pod Gościeradzem wykazują silne zaburzenia o osiach fałdów skierowanych w dwóch przecinających się kierunkach: NWW-SEE oraz NE-SW. Jest to prawdopodobnie związane z takimi właśnie kierunkami tektonicznymi podłoża głębszego (fig. 1). Silne zaburzenia warstw węgla brunatnego w Gościeradzu sugerują istnienie w podłożu zmian natury tektonicznej. Na mapie A. T o k a r s k i e g o (1961) zaznaczone są w tej strefie zarówno przypuszczalne linie uskokowe jak i wyniesienia strukturalne w przedłużeniu ku SE (kierunek na Płock).

Natomiast nic bliższego nie można powiedzieć o zaburzeniach neogenu występujących w okolicy Bydgoszczy ani na zachód wzdłuż Noteci.

d) Okolice Kutna-Lęczycy-Rogoźna pod Łodzią

W południowej części antyklinorium pomorsko-kujawskiego występują innego rodzaju zaburzenia w osadach trzeciorzędowych. Liczne wiercenia wykonane w tej okolicy pozwoliły zrekonstruować powierzchnię podtrze-

ciorzędową (fig. 8). Zarysowuje się wysoczyzna kutnowsko-lęczycka, po-
cięta erozyjnie głębokimi dolinami kopalnymi, kierującymi się ku N, NE
i E. Takie ukształtowanie powierzchni zdecydowało o zalewach neogeń-
skich, które z obszaru niecki mazowieckiej sięgały tymi obniżeniami
w głąb wysoczyzny. W czasie maksymalnych zalewów wody wkraczały

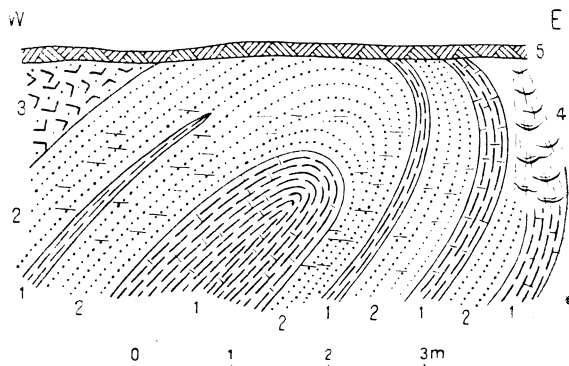


Fig. 7. Odsłonięcie utworów pliocenu pod Włocławkiem (1 km na wschód od mostu,
prawy brzeg Wisły, cegielnia). 1 — iły mułkowe szare i żółte spękane koncentrycz-
nie; 2 — piaski jasnoszare i jasnożółte z zaznaczoną strukturą antyklinalną, limoni-
tyzacja późniejsza wytworzyła poziome warstwy włórnę; 3 — rumosz ilów szarych,
zielonych, żółtych; 4 — osuwisko; 5 — gleba

Fig. 7. Affleurement d'assises du Pliocène près de Włocławek (1 km à l'Est du pont,
sur la rive droite de la Vistule, à la briqueterie). 1 — argiles vaseuses grises et jaunes
crevassées d'une façon concentrique; 2 — sables gris clair et jaune clair à structure
anticlinale nettement dessinée, une limonitisation postérieure ayant formée secon-
dairement des couches horizontales; 3 — produits d'altération d'argiles grises, vertes
et jaunes; 4 — éboulis; 5 — sol

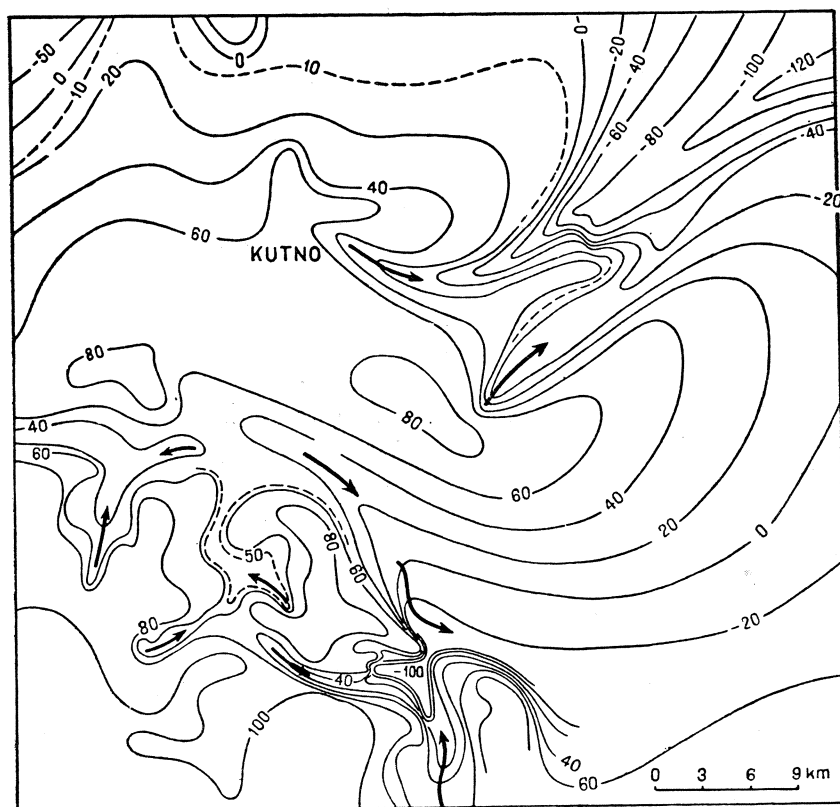


Fig. 8. Wcięcia erozyjne przedtrzeciorzędowe w S części antyklinorium pomorsko-
-kujawskiego

Fig. 8. Échancrures érosives prétertiaires dans la partie Sud de l'anticlinorium po-
mériano-kouïavien

i na wierzchowiny, jak świadczą o tym płaty osadów neogeńskich pozostawione w obniżeniach na wysoczyźnie (fig. 9). Natomiast głębokie doliny zostały wypełnione osadami neogenu w facji brzeżnych zalewów zbiornika sedymentacyjnego, a także osadami zsuwów, opęznięć zwietrzelinowych, zawierających obfite szczątki roślinności, dzięki której wytworzyły się miejscami grube warstwy węgla brunatnego. Głębokie do 200 m wcięcia erozyjne świadczą pośrednio o ruchu pionowym wyniesienia kutnowsko-łęczyckiego w trzeciorzędzie, dodatnim w stosunku do niecki mazowieckiej. Z kierunków dolin kopalnych można wnosić o predyspozycji tektonicznej wytworzonych dolin, o wykorzystaniu przez erozję spękań czy uskoków podłoża głębszego. Opracowanie wykonane przez M. D. Domańską-Baraniecką (1959) jest ważnym przyczynkiem wykazującym wpływ tektoniki podłoża głębszego na ewolucję dolin w okolicy Łęczycy.

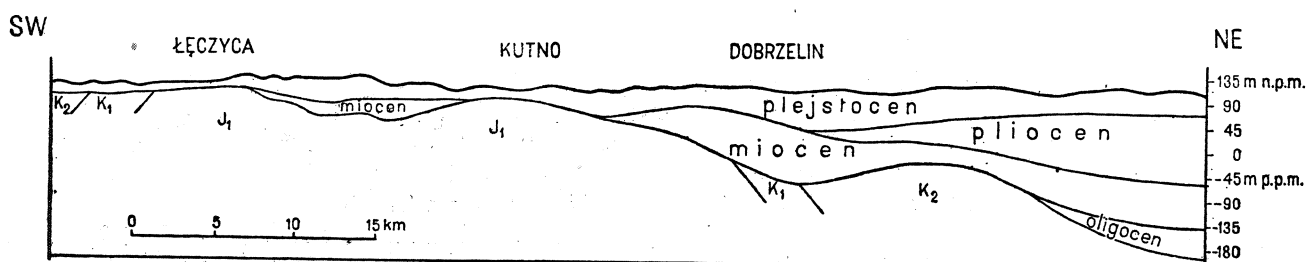


Fig. 9. Przekrój geologiczny przez południową część antyklinorium pomorsko-kujawskiego

Fig. 9. Coupe géologique de la partie méridionale de l'anticlinorium pomérano-kouïavien

Wspomniane wyżej osady neogenu, wypełniające głębokie wcięcia erozyjne, wykazują miejscami ślady silnego sprasowania, zaburzenia, przemieszania warstw, co pozwala wysnuć pewne przypuszczenia o ich genezie i warunkach diagenety (okolice Dobrzelina, Rogowa, Rogoźna). Wielka ilość nagromadzonych szczątków roślinnych (duże pnie drzew i gałęzie) jest prawdopodobnie rezultatem powierzchniowych ruchów masowych na stromych zboczach dolin. Przewarstwienia piaszczyste i mułkowe — wskazują na zalewy wód i segregację materiału. Zaburzenia i sprasowania warstw mogą być wynikiem zarówno zjawisk osuwiskowych (albo spływowych, jeśli miały miejsce w środowisku wodnym), jak i kompaktacji pod obciążeniem lądolodów plejstocenijskich.

2) Południowo-zachodnie zbocze antyklinorium kujawsko-pomorskiego

Podobnie głębokie rozcięcia erozyjne występują miejscami również na zboczu południowo-zachodnim antyklinorium. Najciekawsze tego rodzaju formy wytworzyły się w związku z wysadami solnymi czy wyniesieniami strukturalnymi podłoża głębszego. Załączony szkic (fig. 10) przedstawia występowanie niektórych poznanych dotąd wcięć erozyjnych:

a) Wysad Inowrocławia posiada od strony SE depresję wypełnioną trzeciorzędem o grubości 132,5 m.

b) Wysad Barcina ma dwie poznane wierceńmi depresje — jedna od strony SW, w której grubość trzeciorzędu wynosi 228 m, druga od strony N z trzeciorzędem o grubości 137,7 m.

c) Wysad Wapna ma depresję od strony E z trzeciorzędem o grubości 127,4 m.

Utwory trzeciorzędowe w wymienionych depresjach wykazują duże zróżnicowanie litologiczne, silne sprasowanie, zbrekcjowanie warstw, widoczne zwłaszcza w warstwach węgla brunatnych. Głębokie wcięcia erozyjne mogły się tworzyć skutkiem ługowania warstw wysadów solnych, wypełnienie zaś ich grubą serią osadów związane było ze zjawiskami nie tylko normalnej sedimentacji w brzeżnej strefie zbiornika sedimentacyjnego neogeńskiego, ale ze zjawiskami zsuwów i spływów zboczowych.

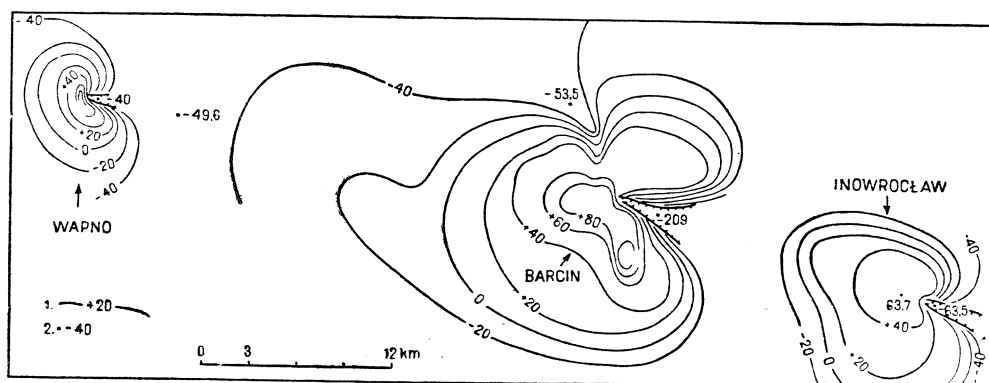


Fig. 10. Przykłady wcięć erozyjnych na wyniesieniach strukturalnych Wapna, Barcina i Inowrocławia. 1 — izohipsy powierzchni podtrzeciorzędowej; 2 — punkty wysokościowe powierzchni podtrzeciorzędowej

Fig. 10. Exemples d'échancrures érosives dans les élévations structurales de Wapno, Barcin et Inowrocław. 1 — isohypses de la surface subtertiaire; 2 — points d'élévation sur la surface subtertiaire

Dało to w efekcie chaotyczne nagromadzenie szczątków roślinnych przemieszanych z sedimentami skalnymi. Z kolei skutkiem obciążenia ładolodami nastąpiła „przyspieszona” kompaktacja, która dodatkowo zaburzyła warstwy.

3) Obszar niecki mogileńsko-lódzkiej

W obniżeniu podłoża podtrzeciorzędowego na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej ukształtował się zbiornik sedimentacyjny neogeński — niecka wielkopolska. Na rozległych obszarach leżą tu osady miocenu i pliocenu, dobrze rozsegregowane, o składzie kwarcowo-muskowitowym z humusem, miejscami z warstwami węgla brunatnego, ale o zupełnie innym wykształceniu niż węgiel brunatny w brzeżnych strefach zbiornika. Jest to bowiem węgiel allochtoniczny, ziemisty, z dużą domieszką części mineralnych, czasem tylko z napłyniętymi, ogładzonymi długim transportem, szczątkami drewna. Warstwy osadów neogeńskich leżą tu prawie zawsze poziomo (fig. 11).

Ten ogólny obraz niecki wielkopolskiej tylko miejscami wykazuje różnice, co się wiąże ściśle z tektoniką podłoża, z wyniesieniami strukturalnymi, a ku południowi z coraz silniejszym wpływem linii tektonicznych podłoża. Ku SE obszar niecki wielkopolskiej wykazuje znaczne płyżyny, dzięki wysokiemu występowaniu tu margli kredy górnej.

Z obszaru tego zwróć uwagę na region Konina. Podłoże podtrzeciorzędowe, zbudowane z margli kredy górnej, jest tu stosunkowo wysoko wyniesione, dzięki czemu uległo w wielu miejscach odpreparowaniu spod osadów plejstocenu. W ukształtowaniu powierzchni podtrzeciorzędowej zaznaczają się garby o wysokości bezwzględnej wynoszącej dziś jeszcze ponad 100 m n.p.m., pocięte licznymi dolinami i wąwozami. Wody zbiornika

neogeńskiego docierały tu tylko sporadycznie, w okresach maksymalnych zalewów. W związku z tym osady neogenu są tu stosunkowo nieznacznej grubości. Na zboczach dolin wyerodowanych w marglu kredowym działały

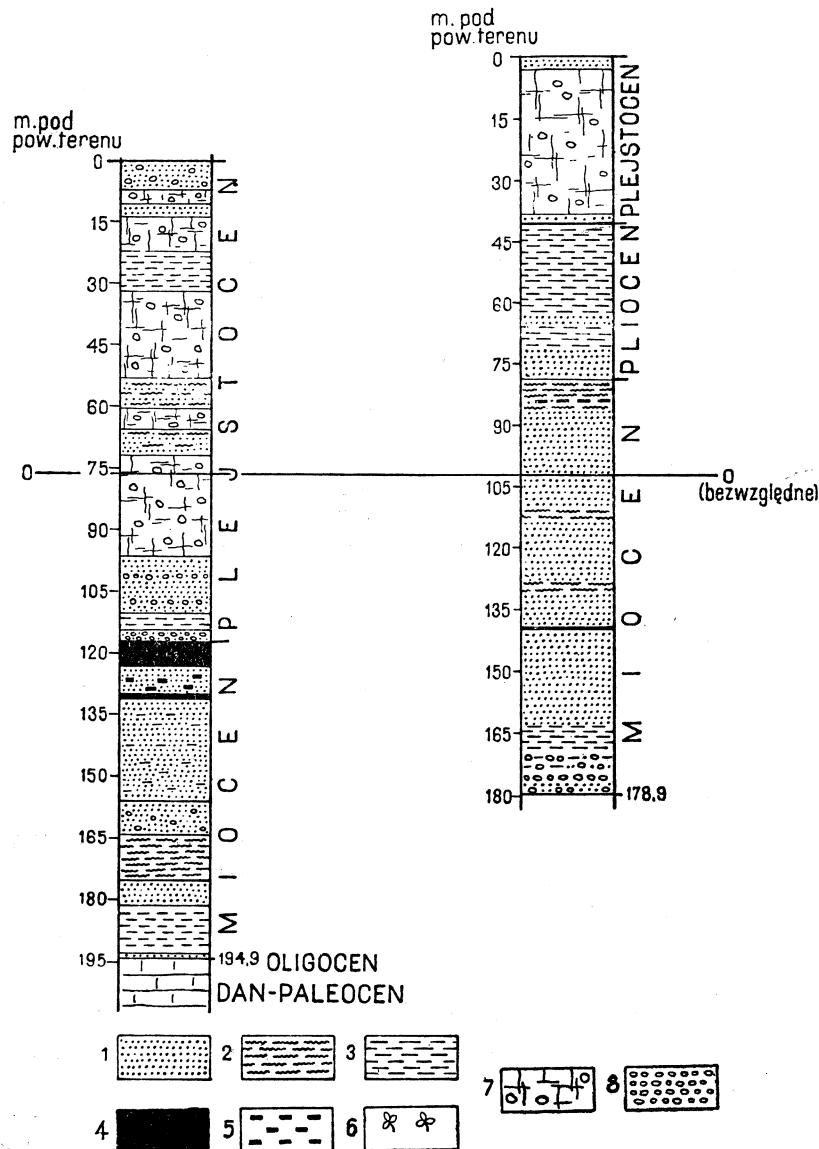


Fig. 11. Przykłady akumulacji osadów neogenu w centralnych partiach zbiorników sedimentacyjnych neogeńskich. Wiercenie Boryszew koło Sochaczewa, głębokość 194,9 m — niecka mazowiecka — w serii miocenińskiej występują piaski, mułki, iły, dopiero w stropie zaznacza się występowanie warstw węgla brunatnego, spływanie zbiornika; w spągu serii piaszczysto-żwirowej plejstocenu występuje warstwa mułku miocenińskiego, prawdopodobnie zsuw zboczowy. Wiercenie — Września, głębokość 178,9 m — niecka wielkopolska.

Sygnatury litologiczne: 1 — piasek, 2 — mułek, 3 — ił, 4 — węgiel brunatny, 5 — przewarstwienie lub domieszka węgla brunatnego, 6 — szczątki roślin, 7 — glina morenowa, 8 — żwir

Fig. 11. Exemples d'accumulation des sédiments du Néogène dans les parties centrales des bassins de sédimentation néogène: forage de Boryszew, près de Sochaczew, de 194,9 m de profondeur (cuvette mazovienne) dans une série miocène on trouve des sables, des vases, des argiles et au toit seulement on rencontre de la houille brune indiquant une diminution de profondeur du bassin; dans le mur de la série sablo-graveleuse du Péistocène on rencontre une couche de vase miocène, probablement un glissement de versant. Forage de Września, profondeur 178,9 m (cuvette de Grande Pologne).

Legende lithologique: 1 — sable; 2 — vase; 3 — argile; 4 — houille brune; 5 — intercalation ou addition de houille brune; 6 — débris de plantes; 7 — argile morainique; 8 — gravier

prawdopodobnie powierzchniowe ruchy masowe, gdyż niektóre warstwy osadów neogeńskich złożone są z bezładnego nagromadzenia szczątków roślinnych (pnie drzew, korzeni, gałęzi) przemieszanych ze zwietrzeliną skalną. Przy podnoszeniu się podstawy erozyjnej w miocenie zalewy wkraçały tymi dolinami głęboko w ląd, równocześnie segregując nagromadzone masy luźnego, nie skonsolidowanego materiału, wynosząc prądami części roślin, mikię, pył kwarcowy do obszarów centralnych zbiornika miocenińskiego. Na nierównościach zalanego brzegu tworzyły się spływy, zaś po regresji działały zsuwy zboczowe i opęznięcia.

Wymienione wyżej zjawiska prowadziły do wytworzenia zaburzeń w układzie warstw neogeńskich. Zaburzenia te zaakcentowały się następnie skutkiem sprasowania pod naciskiem lądolodów. Osady mioceniśkie nadbudowane osadami plejstocenu ulegały dalszemu deformowaniu w ułożeniu warstw, skutkiem zjawisk denudacyjnych w czasach interglacjałów. Wytwarzały się głębokie rozcięcia erozyjne z stromościennymi zboczami, na których działać musiały powierzchniowe ruchy masowe. Erozja pogłacała porożcinała intensywnie ten wyniesiony obszar, dzięki czemu zachowały się dziś tylko fragmenty osadów mioceniśkich i plioceniśkich, przeważnie w dnach starych dolin kredowych. Zachowane te utwory są dziś dostępne bezpośrednim obserwacjom w kopalniach węgla brunatnego np. w okolicy Konina.

W pracach E. Rutkowskiego dotyczących obszaru Konina (1961, 1963) zostały przedstawione dowody na tektoniczne predyspozycje doliny konińskiej w czasie całego neogenu i plejstocenu aż do postglacjału włącznie. Z wykazaną ruchliwością podłoża na tym terenie wiązałabym nie tylko wytworzenie doliny, jak to przyjmuje autor, ale również zaakcentowanie zjawisk zaburzeń w utworach neogenu i plejstocenu, obserwowanych dziś w odkrywkach kopalni węgla brunatnego pod Koninem. Szczegółowe przeanalizowanie bogatego materiału dokumentacyjnego pozwoliło E. Rutkowskiemu na wniosek, że zaburzenia glaciektone występujące w odkrywkach konińskich mają charakter „wysadowy”, wywołany naciskiem pionowym lądolodu na plastyczne osady neogeńskie (struktury obciążeniowe).

E. Rutkowski zwraca też uwagę, że węgiel brunatny Konina jest allochtoniczny, ale z bliskiego obszaru, jak świadczą o tym duże pnie drzew, korzenie i gałęzie dobrze zachowane. Poza tym występują w warstwach węgla brunatnego poziomy zarówno z pyłkami roślin związanych z podłożem wilgotnym, jak i poziomy z pyłkami roślin sucholubnych, wskazując na wahania zalewów neogeńskich. Równocześnie autor zaznacza, że węgiel brunatny występuje tu prawie wyłącznie w obrębie wcięcia erozyjnego, wyklinowuje się zaś na zboczach tego wcięcia.

Zaobserwowane przez E. Rutkowskiego zjawiska wskazują na omawiane w niniejszej pracy procesy tworzenia się osadów i ich deformacji w brzeżnych partiach zbiornika sedymentacyjnego neogeńskiego, w rozcięciach erozyjnych brzegu, przy pewnym zaangażowaniu tektonicznym podłoża głębszego oraz przy obciążeniu lądolodem.

Drugim obszarem, charakterystycznym dla niecki mogileńsko-lódzkiej, jest strefa zaburzeń osadów trzeciorzędowych, występujących pod Poznaniem. Wśród wyniesień strukturalnych podłoża głębszego zaznacza się głęboka depresja wypełniona osadami neogeńskimi o grubości ponad 250 m (fig. 1, 12). Występujące w niej osady są silnie sprasowane, zbrekcjowane, z warstwami ułamków drewna, z zaburzeniami dającymi w rdzeniu wiertniczym zilustrowane płaszczyzny pod stromymi kątami. Zjawiska te

związane są niewątpliwie z genezą osadów w głębokich depresjach wytworzonych w strefie licznych uskoku i występują na przestrzeni Poznań-Szamotuły-Oborniki-Ciszkowo. Znane są zaburzenia neogenu w okolicy Szamotuł, we Wronkach nad Wartą, gdzie występują w postaci zgniecen, sprasowań i nasunięć o biegu fałdów NW-SE albo NNW-SSE — głębokość ich występowania przekracza 100 m (B. Krygowski 1952). Jeszcze w północnym krańcu tej strefy, nad Notecią w okolicy Wielenia, Roska, Ciszkowa, Goraja, Czarnkowa zaznaczają się deformacje utworów neogennych, które tworzą szereg siodła i łęków o kierunkach NW-SE, o głębokości zaburzeń do 50 m (znanych dotychczas). Miejscami fałdy te są przecięte uskokami, np. uskoku na zachód od Roska wykazuje kierunek NNE-SSW, wielkość zrztu około 50 m i rozrywa wyraźnie poziom węgla brunatnego (A. Makowski, 1938; C. Poborski, 1949; E. Ciuk, 1955).

Na południe od Gniezna i w okolicy Książa znane są zaburzenia neogenu o osiach fałdów w kierunku NW-SE, pod Poznaniem występują dwa kierunki zaburzeń, oprócz wyżej wspomnianego jest jeszcze prostopadły do niego NE-SW. W tym ostatnim kierunku zaznaczają się również fałdowania na SW od Poznania, pod Śremem, Grodziskiem, Bukowcem (B. Krygowski, 1961).

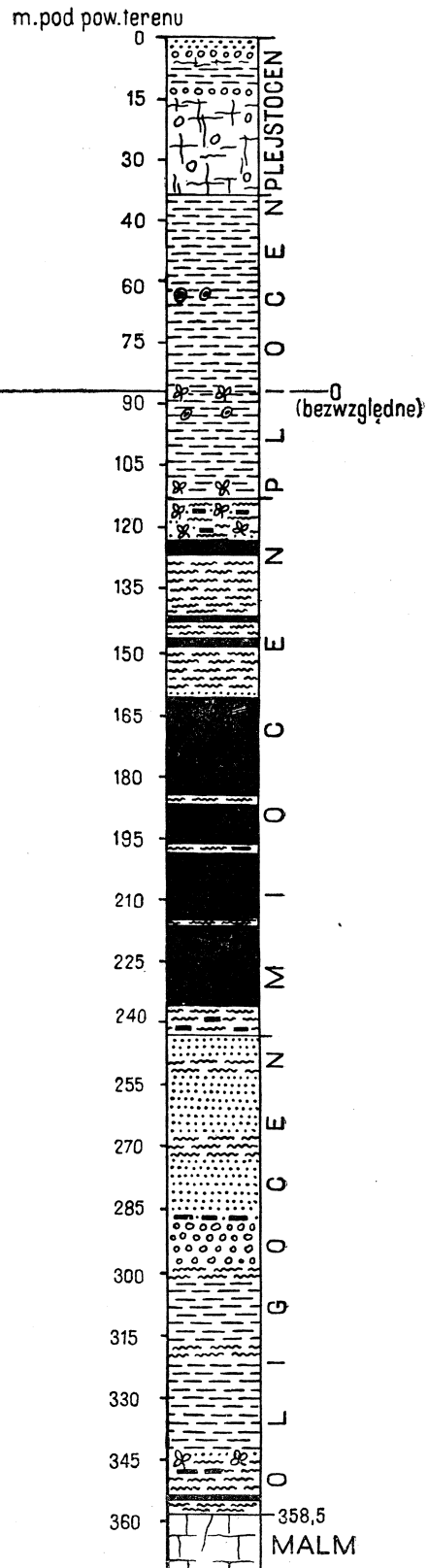
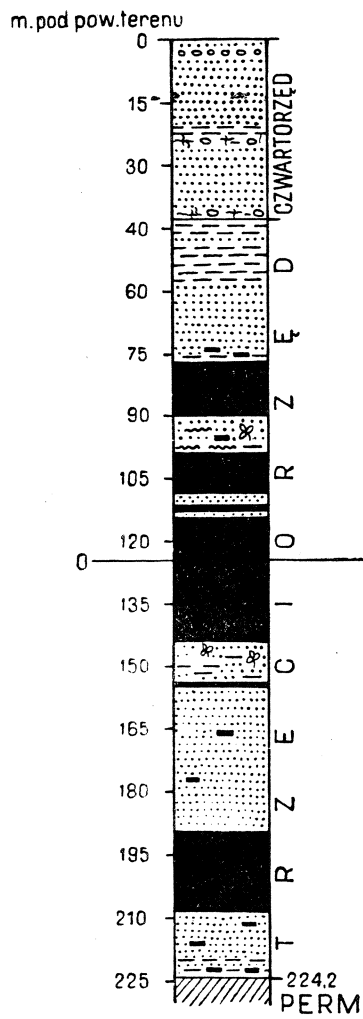
W opisywanej powyżej niecce wielkopolskiej neogennych, w jej strefie południowo-zachodniej, występują w wielkim nasileniu zaburzenia w utworach młodokenozoicznych. W ich podłożu występuje już strefa monokliny przedsudeckiej, a raczej monoklinorium o zróżnicowanej budowie, która decydowała o zróżnicowaniu zbiorników sedymentacyjnych trzeciorzędowych. Zaburzenia te prześledzić można dzięki liczным kopalniom węgla brunatnego w ziemi lubuskiej. Znane są zaburzenia od Słubic przez Ośno, Sulęcín, Świebodzin, Sulechów, Krosno nad Odrą do Cybinki. Charakterystyczne sfałdowania biegną przez Świebodzin-Sulęcín-Ośno, wzdłuż linii o wyraźnym kierunku NWW-SEE, przedłużającej się za Odrę, gdzie w Freienwalde stwierdzono również silnie zaburzenia trzeciorzędu i związane je z tektoniką podłoża głębszego (A. Hultzsch, 1958). Bieg jednego siodła można prześledzić nieraz na przestrzeni kilku kilometrów, odstęp między siodłami wahają się od 200 do 400 m, występują też wielokrotnie wtórne sfałdowania siodła. Szczyty siodła dochodzą miejscami do powierz-

Fig. 12. Przykłady akumulacji osadów neogenu w głębokich wcięciach erozyjnych (wiercenie Warszce koło Rogoźna — 224,2 m głębokości; wiercenie w Poznaniu — 358,5 m głębokości) ily pliocenu wykazują liczne płaszczyzny zlustrowania, występowanie kongrecji syderytów, miejscami licznych szczątków roślin — wydzielić można kilka faz zakłóceń cyklu sedymentacyjnego; osady miocenu w spagu mają przewagę lignitów z dużymi pniami drzew, ta akumulacja lądowa przerywana była trzema krótkotrwałymi zalewami wód miocennych; w stropie występują mułki ze szczątkami roślin i ułamkami węgla brunatnych, natomiast trzy poziomy lignitu wskazują na okresowe wynurzanie.

Objaśnienie sygnatur jak na fig. 11

Fig. 12. Exemples d'accumulation de sédiments du Néogène dans de profondes échancrures érosives (forage de Warszce, près de Rogoźno — 224,2 m de profondeur; forage de Poznań — 358,5 m de profondeur). Les argiles du Pliocène présentent de nombreuses surfaces lustrées; on y rencontre des concrétions de sidérites, par endroits de nombreux débris de plantes. On peut y distinguer quelques phases de perturbations du cycle de sédimentation; dans les dépôts du Miocène du mur ce sont les lignites à grands troncs d'arbres qui dominent; cette accumulation terrestre a été interrompue par trois courtes irrptions des eaux du Miocène; au toit on trouve des vases avec débris de plantes et menus morceaux de houille brune. Par contre trois niveaux de lignite indiquent des émerions temporaires.

Legende comme à la fig. 11



chnei ziemi, natomiast niecki sięgają głęboko, miejscami głębiej niż 130 m pod powierzchnię terenu (C. P o b o r s k i, 1949). J. Z w i e r z y c k i (1949) podaje, że upady warstw węgla brunatnego w Łużycach idą w kierunku NE, na podstawie zaś różnicy w poziomach węgla, dochodzącej do 160 m, wnioskuje, że musiały tu działać w czasie trzeciorzędu nierównomierne ruchy podłoża, i nazywa je potomnymi ruchami na Wale Podsudckim.

Opisane wyżej zjawiska zaburzeń utworów trzeciorzędowych wskazują na wpływ tektoniki wgłębnej w ich uformowanie. Ku południowi wzrasta jeszcze intensywność zaburzeń neogenu, odwrotnie niż nasilenie działalności lądolodów, wskazując tym samym na drugorzędne znaczenie ich wpływu na wytworzenie zaburzeń.

4) Obszar Sudetów i przedpola sudeckiego

Do obszaru niecki mogileńsko-łódzkiej przylega od SW blok sudecki z przedpołem. Sudety z ich przedpołem będą nazywane w dalszym ciągu opracowania — obszarem sudeckim. Jest to odrębny region, który dzięki dobrym odsłonięciom, pod niegrubym przeważnie czwartorzędem, został stosunkowo dobrze poznany. Obszar ten stanowi kluczową pozycję dla zagadnień omawianych w tej pracy, gdyż zjawiska zachodzące w Sudetach i na ich przedpolu rzutują na rozległe obszary i ułatwiają wyjaśnienie zjawisk obserwowanych w osadach młodokenozoicznych.

Zjawiska zaburzeń w utworach neogenu występujące w dużym nasileniu na obszarze sudeckim wykazują uderzającą zbieżność z tektoniką podłoża. Jednak w opracowaniach zagadnień deformacji młodokenozoicznych zaciążył pogląd glacitektoniczny i zjawiska te sprowadza się do uproszczonego stwierdzenia, że są one wynikiem działalności lądolodu. Tymczasem już nawet pobieżny przegląd zjawisk zachodzących na obszarze sudeckim wskazuje, że są to problemy znacznie bardziej skomplikowane.

Stwierdzone w Sudetach zjawiska dyslokacji wznowionych w trzeciorzędzie oraz działalność wulkaniczna zaznaczały się jeszcze wyraźnie w starszym czwartorzędzie, choć w coraz słabszym nasileniu (H. T e i s s e y r e, 1960). Brzeżny uskok sudecki rozdzielił obszar sudecki na część NE i SW. Część SW w ogólnym schemacie tektonicznym została dźwignięta pionowo, dzięki czemu cechuje ją młoda rzeźba, rozcięcia terenu głębokimi dolinami z silnie zaznaczającą się erozją wsteczną. Część tej ostro zarysowanej sieci dolin obejmuje również przedpole Sudetów. Osady zapelniające szybko młode doliny charakteryzuje duża miąższość i zaburzenia warstw. Ten typ osadów był niewątpliwie związany z licznymi osuwiskami i obrywami brzegowymi, niejednokrotnie katastrofalnymi pod wpływem wstrząsów tektonicznych podłoża głębszego i wybuchów wulkanów. Dzięki licznym wierceniom znamy szereg głębokich dolin trzeciorzędowych, wypełnionych zaburzonymi, sprasowanymi osadami trzeciorzędowymi, o grubościach dochodzących do 400 m (okolice Wschowy, Polkowic, Ścinawy, Wrocławia). Tutaj też występują najgłębsze znane depresje w podłożu podtrzeciorzędowym, wypełnione osadami trzeciorzędu niżowego o maksymalnych grubościach (np. w Biedrzychowej 382,8 m — fig. 1).

Zjawiska powyższe charakteryzujące okres trzeciorzędowy pozwolą wyjaśnić częściowo zagadnienie deformacji osadów młodokenozoicznych, występujące niejednokrotnie na tym obszarze.

Jednym z ciekawszych zapadlisk tektonicznych jest strefa rowu tektonicznego Żytawa-Węgliniec, o kierunku NE-SW (fig. 1). Zapadlisko to

uformowało się w strefie głębokich uskoków oddzielających blok Karkonoszy od bloku łżyckiego. Zostało ono wypełnione osadami formacji węgla brunatnego, grubości około 200 m, złożonych z warstw ilów, lignitów a miejscami tufów wulkanicznych. Np. w okolicy Żytawy, tuż za naszą granicą, występuje pokład węgla brunatnego leżący wśród tufów wulkanicznych; został on ponadto przebitý przez pień bazaltu i skoksowany, natomiast wyżej utworzył się pokład węgla spokojnie leżącego, wieku po-bazaltowego (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz, 1952, strona 141). Ożywioną działalność wulkaniczną stwierdzono również w okolicy Zgorzelca i Siekierczyna, występującą pod koniec miocenu lub na początku pliocenu (B. Berezowska i Zb. Berezowski, 1958).

Warstwy węgla brunatnego w zagłębiu żytawskim zawierają pnie drzew o średnicy do 4 m, masę połamanych gałęzi, rumowiska roślinne, tworząc na zmianę warstwy tzw. leśne i warstwy bagienne (B. Berezowska i Zb. Berezowski, 1958; A. Jahn, 1960). Według obserwacji z Turossowa zaznacza się w tych osadach duża domieszka szczątków roślinnych naniesionych przez potoki z sąsiednich obszarów górzystych (A. Jahn, 1960). Również M. Kostyniuk zwraca uwagę na jeden z pokładów węgla brunatnego w Turowie, o grubości blisko 60 m, złożony przeważnie z pni sucholubnych sekwoi i *Glyptostrobus* (J. Lilpop i M. Kostyniuk, 1957, str. 173). Ten typ osadów gromadzących się w rowie tektonicznym wiązałabym ze wznowionym diastrofizmem, w którego wyniku następowały liczne zsuwy na zboczach rowu oraz spływy podwodne w czasie zalewów neogeńskich. W takich warunkach ruchliwości tektonicznej nie jest wykluczone tworzenie się fałdów pokrywowych z plastycznych osadów neogeńskich. Deformacje te zostały jeszcze zaakcentowane obciążeniem lądolodów, a następnie nowymi zjawiskami zsuwów i opęźnień zboczowych, występujących zarówno w warunkach peryglacialnych, interglacialnych, jak i postglacialnych współczesnych. Z. Wójcik (1960) wyróżnia w interpretacji tych zaburzeń nacisk boczny lądolodu a także jego nacisk pionowy.

W ewolucji morfologicznej depresji Żytawa-Węgliniec, podaje Z. Wójcik (1960), że po utworzeniu jej i wypełnieniu w miocenie materiałem ilastym i roślinnym nastąpiło już w pliocenie erodowanie tych świeżych osadów przez Pra-Nysę. W preglacjale zaś pradolina Nysy była już wyraźnie uformowana i przebiegała centralną częścią obniżenia żytawsko-węglinieckiego. Tak więc w ciągu całego pliocenu i preglacjału istniały warunki sprzyjające powstawaniu zaburzeń skutkiem powierzchniowych ruchów masowych, przemieszczających materiał skalny wraz ze szczątkami roślin ze zboczy w kierunku pradoliny Nysy. Ruchy te były niewątpliwie potęgowane zaznaczającymi się jeszcze wstrząsami tektonicznymi tego obszaru. O możliwości spływów zboczowych wspomina tu również E. Ciuk (1955), który mimo uznania Turossowa za wspólny przykład tektoniki glacialnej zaznacza że w niektórych przypadkach zaburzeń warstw „nie jest wykluczone, że w grę weszły także zjawiska spływania w części stropowej trzeciorzędu w kierunku doliny Nysy Łżyckiej” (str. 111).

Analizując cytowane wyżej dane z okolicy Turossowa, należy sądzić, że glacitektonika spełniła tu rolę raczej drugorzędną. Zasadnicze fałdowanie utworów neogeńskich, a potem i plejstocieńskich tworzyło się skutkiem najpierw spływów podwodnych, a następnie zsuwów w wyniku powierzchniowych ruchów masowych. Zjawiska te były związane lub co najmniej spotęgowane ruchliwością podłoża starszego. Część fałdów neogenu są to

prawdopodobnie fałdy pokrywowe na podłożu potrzaskanym uskokami w czasie trzeciorzędu.

Druga znana linia uskoku przebiega na przestrzeni około 100 km, na linii Żary-Zielona Góra (fig. 1). Przypuszczalnie uskok ten w trzeciorzędzie wykazywał ożywienie, które przetrwało do czwartorzędu, gdyż właśnie wzdłuż tej linii występują silnie zaburzone utwory młodokenozoiczne. Zastanawiające są tu kierunki osi warstw zaburzonych w fałdy i łuski, a także wyraźnie plastyczne uformowanie deformacji o ogólnej orientacji zgodnej z kierunkiem uskoku NE-SW, z licznymi potrzaskaniami poprzecznymi. Głębokość zaburzeń sięga poniżej 150 m w Żarach (E. Ciuk, 1955), w Zielonej Górze zaś strefa zaburzeń wynosi według E. Ciuka około 22 km długości, a ich głębokość sięga 110 m poniżej terenu. Zaburzenia zaznaczają się tu ponadto spiętrzeniem utworów trzeciorzędowych w niewielkie pasma, zarysowujące się w morfologii terenu z zachowaniem kierunku NE-SW.

Szczegółowe opracowanie Zielonej Góry przez T. Bartkowskiego (1959, 1960) zawiera szereg cennych obserwacji dla omawianych tu zjawisk. T. Bartkowski podaje, że Wał Zielonogórski ciągnie się na przestrzeni około 36 km przy średniej szerokości około 6 km, deniwelacje w pasmach powierzchniowych wynoszą 70—140 m. Autor ten stwierdził występowanie głębokiej niecki w podłożu podtrzeciorzędowym wyniesienia zielonogórskiego zaś głębokość fałdowania na tym obszarze została poznana do 140 m. Przeważający kierunek fałdów NE-SW zmienia się w części wschodniej wału zielonogórskiego na NEE-SWW. Upady warstw wykazują 50—90° lub obalenia, przy czym zaburzenia wzrastają wraz ze zmianą kierunku osi fałdów, mianowicie w części północno-wschodniej. Kierunki zaznaczające się w osiach fałdów zachowane są również w orientacji grzbietów powierzchniowych: NE-SW, a także w kierunkach dolin rzecznych. T. Bartkowski podaje, że jest to system dolin strukturalnych, zależnych od budowy wewnętrznej Wału Zielonogórskiego.

Powyższe wypowiedzi autora uzupełniłabym następującymi wnioskami. 1) Zmianę kierunku osi fałdów w części NE Wału Zielonogórskiego oraz występujące tam silniejsze zaburzenia warstw, wiązałabym z przecinającymi się tu dwiema liniami tektonicznymi, jedna NE-SW, druga zaś poprzeczna NW-SE. Na istnienie tej drugiej linii wskazują między innymi zaburzenia osadów młodokenozoicznych, usytuowane na znacznej przestrzeni od Trzebnicy przez Głogów, Nową Sól, Zieloną Górę, Krosno nad Odrą do Cybinki; 2) nieckowata budowa podłoża podtrzeciorzędowego stwierdzona pod wysoczyzną zielonogórską stwarzała warunki do powstawania przemieszczeń i spływów zboczowych w zbiorniku neogeńskim, a następnie osuwisk i opęznięć w okresach późniejszych. W tych następnych zjawiskach zaangażowane już były nie tylko osady neogeńskie, ale i plejstocieńskie. Struktury spływowe i osuwiskowe wytwarzały się prawdopodobnie przy tektonicznej ruchliwości podłoża starszego, na co wskazuje zarówno strefowość i konsekwencja fałdowań, kierunki fałdów, jak i spiętrzenia warstw w pasma wyniesień morfologicznych (fałdy pokrywowe?).

Niewątpliwie obciążenia lądolodem, jak i procesy denudacyjne działające w różnych fazach czwartorzędu, zmodyfikowały dodatkowo zaburzenia warstw.

Prawie prostopadle do uskoku Żary-Zielona Góra zaznacza się uskok o kierunku NW-SE, na linii Wrocław-Polkowice-Kożuchów-Nysa Łużycka przy ujściu do Odry (fig. 1). Wzdłuż tego uskoku występują w okolicy Ko-

żuchowa i Nowogrodu zaburzenia utworów młodokenozoicznych o osiach fałdów zgodnych z kierunkiem uskoku. W okolicy Nowogrodu, gdzie następuje przecięcie z uskokiem Żary-Zielona Góra, występują przecinające się pod kątem prostym osi fałdów neogeńskich. Trudność interpretowania tego zjawiska jako glacitektoniki doprowadziła wielu autorów do przyjęcia tzw. fałdowania międzyłobowego (J. Czyżewski, 1948; M. Mierzejewski, 1959; B. Krygowski, 1961). Nie mogąc wyjaśnić kierunku fałdowań o osiach NE-SW naciskiem czoła lądolodu nasuwającego się od północy, autorzy ci przyjmowali rozdzielanie się czaszy lodowej na loby, pomiędzy którymi ulegały stłoczeniu i zaburzeniu warstwy podłoża.

Natomiast przy uwzględnieniu wpływu linii tektonicznych podłoża głębszego można wyjaśnić zarówno kierunki osi fałdów neogeńskich jak i genezę wzgórz trzeciorzędowych na tym terenie. J. Zwierzycki (1949), analizując zaburzenia w okolicy Kożuchowa, Nowej Soli i Głogowa doszedł do wniosku, że istnieją widocznie w podłożu rowy tektoniczne lub siodła i synkliny. Synklina według tego autora przebiegałaby mniej więcej przez Głogów-Krosno nad Odrą-Słubice. Pomimo takich rozważań autor ten wiąże zaburzenia neogenu na wymienionym obszarze ze zjawiskami glacitektoniki, tłumaczy je przymarzaniem całych pakietów warstw neogeńskich do spągu lądolodu i następnie wleczeniem ich i fałdowaniem w formie synklin, antyklin i łusek.

W ukształtowaniu powierzchni podtrzeciorzędowej zaznacza się ogólne pochylenie obszaru sudeckiego ku północy, zmodyfikowane licznymi deniwelacjami lokalnymi, poprzecznymi i podłużnymi. Szczególnie głęboka depresja ukształtowała się na przestrzeni od Krosna nad Odrą przez Kożuchów-Wschowę-Polkowice-Ścinawę, a więc o kierunku NW-SE. Jest to rodzaj kotliny utworzonej na obszarze predysponowanym tektonicznie, jak o tym świadczy sieć licznych uskoków (fig. 1). W głębokich rozcięciach erozyjnych (np. w okolicy Wrocławia), wytworzonych prawdopodobnie również na założeniach tektonicznych, działały zjawiska sedymentacyjne i denudacyjne omawiane już kilkakrotnie w tym opracowaniu.

Zaburzenia warstw neogeńskich były tu ponadto spotęgowane żywą działalnością tektoniczną podłoża głębszego. Doprowadziło to do spotęgowania spływów zboczowych, obrywów brzegowych katastrofalnych, potrzaskania warstw siecią uskoków, przemieszczeń blokowych aż do wytworzenia fałdowania pokrywowego z plastycznych warstw powierzchniowych neogeńskich. Pasma Kocich Gór zwraca uwagę zależnością od budowy podłoża podtrzeciorzędowego (fig. 1). Koncepcja tektoniczna powstania Kocich Gór jest zresztą dość powszechna. W. Czajka (1931) sądził, że Wzgórza Trzebnicko-Głogowskie powstały w wyniku ruchów tektonicznych jeszcze przed zlodowaceniem, J. Czyżewski (1948) zaś uznał krawędź południową Wzgórz Trzebnickich, prostolinijną na przestrzeni 18 km, za uskoki wieku późnoglacialnego. B. Krygowski początkowo przyjmował wiek Wzgórz Trzebnickich za górnomioceni (1952), potem za staroplejstoceni, zaznaczając, że właściwie nie ustalono dotąd jego genezy (1961). J. Gołąb podał interpretację genezy Wzgórz Ostrzeszowskich jako tektoniczno-glacigeniczną, co już zostało omówione na początku niniejszego opracowania.

Omówię jeszcze pracę na ten temat K. Rotnickiego (1960). Autor ten po przeprowadzeniu analizy wszystkich możliwości uformowania Wzgórz Ostrzeszowskich przyjmuje jako możliwą jedynie spiętrzającą działalność lądolodu. Elementy rozważań K. Rotnickiego są bardzo interesujące, jednak wnioski nie muszą być tak kategorycznie jednoznaczne,

jak to podał autor. Z najważniejszych przesłanek, na jakich opiera K. Rotnicki swój wniosek o glacitektonicznym pochodzeniu wzniesień górskich, wymienić należy:

1) wykorzystanie profilów sejsmicznych dla wykazania monoklinalnej, spokojnej, niczym nie zaburzonej budowy podłoża głębszego. Jednak na założonym przekroju sejsmicznym zaznaczają się refleksy na głębokości 300—500 m, które zarysowują obniżenia pod pasmami wzgórz — nie zostało to przez autora omówione;

2) przeanalizowanie nowych poglądów tektonicznych o braku odkłutej pokrywy mezozoicznej na obszarze Wyżyny Małopolskiej a także braku fałdowań pod wpływem nacisku bocznego Karpat — koryguje to wprowadzie interpretację tektoniczną J. Gołąb'a (1951), ale nie wyklucza tektoniki Wzgórz Ostrzeszowskich innego rzędu;

3) stwierdzenie sedymentacji trzeciorzędu w poszczególnych zbiornikach sedymentacyjnych — zjawisko to zostało uznane za niezłomny dowód, że nie mogło być żadnych wypiętrzeń ani fałdowań przed czwartorzędem, tymczasem właśnie takie warunki osadzania trzeciorzędu są ważnym tematem do dyskusji;

4) stwierdzenie regularności występującej w kierunkach biegu warstw sfałdowanych oraz stwierdzenie płaszczyzn kontaktowych, wzdłuż których odbywało się przemieszczanie warstw, a także stwierdzenie miejscami zdumiewającej regularności złuszkowania warstw pliocenu, miocenu i fluwio-glacjału, wreszcie występowanie stałych upadów warstw ku zachodowi — wszystko to zostało przyjęte jako wynik regularności nacisku lobu lodowego.

Wymienione powyżej elementy przedstawiają zespół cech, na których podstawie można przedstawić genezę Wzgórz Ostrzeszowskich w następujący sposób:

Zbiornik sedymentacyjny trzeciorzędowy w postaci niecki ostrzeszowskiej, utworzonej w osadach mezozoicznych, został wypełniony osadami przy równoczesnym zaangażowaniu tektonicznym (S. Połtowicz 1961, podaje wielkość uskoków w okolicy Ostrzeszowa do 450 m zrzutu). Dyslokacje podłoża głębszego powodowały sztywne przemieszczenia mas skalnych starszych, natomiast deformowały plastycznie skały młode, trzeciorzędowe. Tworzyły się fałdy pokrywowe oraz występowały zjawiska spływów grawitacyjnych na zboczach zbiornika sedymentacyjnego. Te same zjawiska przemieszczania skał wskutek wstrząsów tektonicznych działać musiały jeszcze w okresie staroplejstocenijskim, dzięki czemu osady plejstocenijskie wzięły również udział w deformacjach warstw. W ten sposób drobne zbiorniki sedymentacyjne młodokenozoiczne przedstawiały korzystne warunki na wytworzenie sfałdowań pasma Kocich Gór. Jest to wyjątkowo ciekawy obiekt do badań zjawisk neotektonicznych.

Na istniejące ciągle zainteresowanie tymi zjawiskami wskazują też dwie ostatnie prace: S. Połtowicza (1961) i Z. R. Olewicza (1961). Najistotniejszym elementem pierwszej z nich jest rekonstrukcja podłoża podtrzeciorzędowego (S. Połtowicz), na której autor przedstawił tzw. zbiornik ostrzeszowski, głębokości około 100 m, przecięty dwoma uskokami. O wielkości jednego z nich wspominałam wyżej, drugi posiada zrzut około 150 m. Obydwa mają kierunek NE-SW, zrzuty ku SE. Wiek tych uskoków S. Połtowicz wiąże z fazą dyslokacji na granicy kredy górnej i oligocenu. Autor zwraca również uwagę na intensywną erozję rzek płynących w trzeciorzędzie z Sudetów i z Górnego Śląska. Doliny tych rzek wykorzystywały predyspozycje tektoniczne podłoża i dostarczały

wielkich ilości materiału skalnego do zbiornika ostrzeszowskiego. Autor obliczył, że grubość osadów neogeńskich w okolicy Ostrzeszowa przekracza 250 m, średnio zaś wynosi około 170 m. We wszystkich opisanych zjawiskach widzi jednak autor tylko „potencjalne predyspozycje dla przyszłej glacitektoniki” (S. Połtowicz, 1961, str. 434).

Wyjątkowo skomplikowane struktury sfałdowań obserwowane przez S. Połtowicza utrudniały wyjaśnienie ich glacitektoniką, wobec tego autor przyjął „kilkakrotne oscylacje lądolodu, dochodzące do tej samej granicy” (str. 434), to znaczy do dzisiejszych Wzgórz Ostrzeszowskich. Autor dochodzi do wniosku, że zaburzenia zostały wytworzone w czasie zlodowacenia środkowopolskiego, stadium Warty, w trzykrotnych co najmniej nawrotach. Jako jedyną przyczynę spiętrzenia i sfałdowania utworów neogeńskich i plejstoceniowych widzi S. Połtowicz zjawiska glacitektoniczne.

Z przedstawionego powyżej opracowania Wzgórz Ostrzeszowskich można wyciągnąć następujące wnioski:

1) zaangażowanie tektoniczne podłoża głębszego w czasie młodszego kenozoiku (głębokie obniżenie zbiornika, uskoki, linie tektoniczne wykorzystywane przez erozję, duża grubość osadów neogeńskich);

2) zjawiska spływów zboczowych a okresowo tworzenie się fałdów pokrywowych z plastycznych warstw powierzchniowych pod wpływem ruchliwości tektonicznej podłoża sztywnego; w wyniku tych zjawisk mamy antykliny posiadające połączenie z podłożem albo odkorzenione;

3) zjawiska zsuwów zboczowych w osadach już nieco skonsolidowanych neogeńskich, a także w osadach plejstoceniowych; wytwarzają się antykliny obalone, odkorzenione, nasunięte na przedpole, kry lodowcowe sfałdowane lub strzaskane, złożone z osadów neogeńskich miejscami poprzedzielanych osadami plejstoceniowymi;

4) dodatkowym czynnikiem zaburzającym układ warstw był lądolód, głównie jako masa obciążająca (struktury obciążeniowe, kompresyjne) oraz jako siła dynamiczna czoła lądolodu, napierająca na przeszkodę w postaci istniejącego już wówczas pasma ostrzeszowskiego.

Te same uwagi nasuwają się przy pracy Z. R. Olewicza (1961), omawiającej okolice Kalisza. Autor widzi przyczyny sfałdowań miocenu i pliocenu „nie w czym innym jak tylko w nacisku mas lodowych” (str. 458), pomimo południkowego przebiegu osi fałdowań, usytuowania fałdowań wewnątrz strefy morenowej, a nie w strefie moren czołowych, pomimo wtórnych symetrycznych sfałdowań o dużej amplitudzie w obrębie fałdów oraz obalenia fałdów ku SW. Autor przyznaje jednak, że nie może podać „sposobu, w jaki lądolód oddziaływał tu na plioceniowe i mioceniowe podłoże” (str. 458). Z. R. Olewicz, uważa że zjawiska te wytworzyły się w czasie zlodowacenia najstarszego, a nie środkowopolskiego w stadium Warty, jak to przyjmuje S. Połtowicz.

W świetle omawianych powyżej przykładów zaburzeń młodokenozoicznych, związanych wyraźnie z tektoniką podłoża, można spróbować wyjaśnić również zaburzenia z okolicy Mużakowa, Gubina oraz zaburzenia znaczące się silnie na południe od dolnego biegu Warty.

Zaburzenia młodokenozoiczne w okolicy Mużakowa są problemem interesującym geologów od zeszłego stulecia do chwili obecnej. Niejednokrotne zmiany poglądów wiążących te zjawiska albo z tektoniką wgłębną, albo z glacitektoniką wskazują na skomplikowaną naturę zagadnienia. Dodatkowo komplikuje tu sprawę tzw. łuk moren czołowych mużakowskich, przebiegający zgodnie z „łukiem” stwierdzonych fałdowań neogenu

i starszego plejstocenu. Moreny czołowe Mużakowa składają się z niewysokich (do 20 m) równoległych wałów piaszczystych moreny środkowopolskiej (Riss), pod którymi w głębi, w kopalniach węgla brunatnego, wykryto potężne zjawiska sfałdowań miocenu. Poznano je do głębokości 150 m (E. Ciuk, 1955). Charakter zaburzeń wskazuje, że warstwy miocenu uległy odkształceniu w stanie plastycznym, nie zmarzniętym, co utrudniało dawnym autorom (W. Wolf, 1927) decyzję przyjęcia ich glacialigenicznego pochodzenia. Zwłaszcza uważali oni za niemożliwe, aby te potężne zaburzenia mogły zawdzięczać swoje powstanie małemu płatowi lodowemu Rissu, który wytworzył piaszczyste wały na powierzchni. Koncentryczne ułożenie moren oraz materiał fluwioglacjalny wskazują że formowały się one przy dużym udziale wód roztopowych, zatem nie mogą to być formy związane z ruchem postępowym lądolodu i jego dynamiką, która by była w stanie oddziaływać na podłoże. Pomimo wymienionych wątpliwości zapanował u nas dość powszechnie pogląd wiążący wał moren czołowych z wytworzeniem zaburzonych warstw młodokenozoicznych (E. Ciuk 1955).

Przeciw tym poglądom przemawiają nie tylko omówione powyżej spostrzeżenia poprzednich autorów, ale przede wszystkim budowa podłoża głębszego, które tworzy tu obniżenie i jest równocześnie przedłużeniem obniżen strukturalnych, niecek przedsudeckich ciągnących się w kierunku NW-SE, objętych nawet zalewami górnokredowymi. Zaburzenia neogenu w okolicy Mużakowa mają zatem związek z założeniami tektonicznymi podłoża. Panowały tu w trzeciorzędzie warunki sedymentacyjne i denudacyjne sprzyjające wytwarzaniu zaburzeń typu spływowego i osuwiskowego, poprzez cały trzeciorząd, a także w okresach interglacjalnych, oraz wytwarzaniu struktur obciążeniowych pod naciskiem lądolodów.

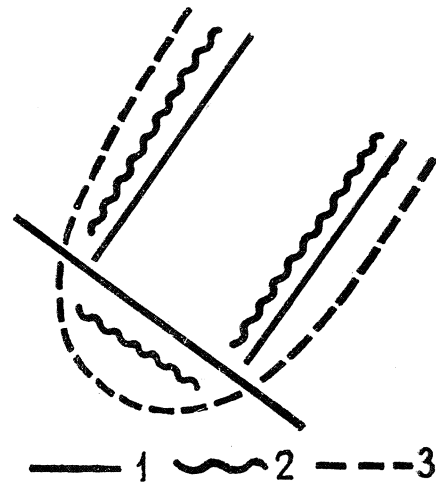
Przypadek zaburzeń Mużakowa pozwala jednak na nieco śmielsze wnioski. Stwierdzone dwa główne kierunki zaburzeń warstw neogeńskich (dzięki czemu powstało właśnie pojęcie „łuku”) wskazują na przecinające się w tym miejscu dwa kierunki tektoniczne, zgodne z kierunkami panującymi w Sudetach. Widziałabym tu zatem z jednej strony wpływ uskoku, a może rowu tektonicznego (ze względu na szerokość strefy zaburzonej — 14 km) analogicznie do rowu żytańskiego oraz rowu w Senftenbergu, z równie silnie zaburzonym trzeciorzędem (G. Viete 1961). Z drugiej strony zaburzenia Mużakowa przypadają na przedłużeniu brzeżnego uskoku sudeckiego. Każdy z kierunków tektonicznych sprzyjał powstawaniu zaburzeń zgodnych z tendencjami tektonicznymi. Przy silnym sfałdowaniu, potrzaskaniu i przesuwaniu warstw zatarł się czysty kierunek, a odtworzone fragmentarycznie kierunki fałdów łatwo już można było przedstawić w formie „łuku” (fig. 13). Pojęcie „łuku” zostało zasugerowane przebiegiem moren czołowych, których usytuowanie uważam już tylko za końcowy refleks tektoniki podłoża. Niewątpliwie zaburzenia neogenu Mużakowa zostały zaakcentowane skutkiem działalności lądolodów, a także zjawiskami denudacyjnymi w warunkach klimatu peryglacjalnego oraz w interglacjalach, co doprowadziło do włączenia osadów plejstocénskich do zjawisk deformacyjnych.

Podobną sytuację zależności od podłoża głębszego widziałabym w zaburzeniach utworów młodokenozoicznych w okolicy Gubina, gdzie znacznie mniejszy „łuk” zaburzeń, wskazywałby na słabsze w tym miejscu refleksy tektoniczne w neogenie i plejstocenie. Występująca jednak i tutaj dwukierunkowość osi fałdowań odpowiada tym samym kierunkom sudeckim: NWW-SEE i NE-SW.

Na południe od dolnego biegu Warty strefa zaburzeń warstw młodokenozoicznych zaznacza się na przestrzeni około 80 km (E. Ciuk, 1955) przez Ośno-Smogóry-Długoszyń-Sulęcín-Trzemeszno-Bieniawę do Lubrzy (fig. 1). Ogólny jej kierunek ma przebieg NWW-SEE, przy czym na północ od Świebodzina przylegają doń fałdy neogenu o kierunku NE-SW, wskazując na ślad nowej linii tektonicznej, dość silnie ożywionej w trzeciorzędzie, gdyż spowodowała sfałdowania warstw neogenu w pasma wzgórz o osiach wydłużonych w tymże kierunku NE-SW. Tak samo układają się kierunki synklin i antyklin stwierdzonych w podłożu. Miejscami zdarzają się złuszkowania, obalenia lub nasunięcia poszczególnych fałdów (E. Ciuk, 1955).

Fig. 13. Szkic kierunków zaburzeń utworów młodokenozoicznych w Mużakowie. 1 — przypuszczalne linie tektoniczne podłoża głębszego; 2 — kierunki osi fałdowań warstw młodokenozoicznych; 3 — pozorny „łuk” mużakowski

Fig. 13. Croquis indiquant les directions des déformations des assises du Kénozoïque supérieur à Mużaków. 1 — lignes tectoniques supposées du soubassement profond; 2 — directions des axes de plissements des couches du Kénozoïque supérieur; 3 — fictif „arc” de Mużaków



Jak dalece obszary zaburzeń występują jedynie strefowo, linijsie, w zależności od dyslokacji podłoża głębszego, wskazują obserwacje osadów młodokenozoicznych w obszarach położonych pomiędzy terenami zaburzonymi. Mianowicie nie wykazują one żadnych zaburzeń; zarówno plejstocen złożony z piasków i glin zwałowych, jak też leżący pod nim pliocen i miocen zachowują się zupełnie spokojnie. Taki jest np. obszar położony pomiędzy strefą silnych zaburzeń Mużakowa a strefą równie silnych zaburzeń Żar (E. Ciuk, 1955), jak również obszar pomiędzy Gnieznem a Mogilnem, pomiędzy Dziekanowicami a Kostrzyniem, Dalewem a Poznaniem i szereg innych (B. Krygowski, 1952).

W świetle przeanalizowanych powyżej zaburzeń młodokenozoicznych zarysowuje się coraz wyraźniej koncepcja tektonicznych wpływów podłoża głębszego na rozwój tych zjawisk. Wykazują to również badania na terenie Niemiec północnych i środkowych (G. Viete, 1961) gdzie stwierdzono w licznych kopalniach węgla brunatnego istnienie tektoniki diastroficznej, uskokurow, rowów tektonicznych, przewarstwiania się osadów trzeciorzędowych z czwartorzędowymi. Rola glacitektoniki ulega w ten sposób znacznemu ograniczeniu, a często sama jest też związana z tendencjami tektonicznymi podłoża głębszego. Np. na obszarze „klasycznej” glacitektoniki w Danii zwraca uwagę ścisła zależność obszarów zaburzonych glacitektonicznie od obszarów znanych linii tektonicznych, uskokurow, zaburzeń i wysadów solnych, ciągnących się równolegle do zachodniej krawędzi płyty starokrystalicznej (L. B. Rasmussen, 1960; F. Brotzen, 1960, W. Pożaryski, 1961). Zaburzenia glacitektoniczne występują w Danii w kierunku od NW (Lönstrup Klint) ku SE (wyspa Mön), a dalej dokładnie w przedłużeniu tego kierunku ku SE do wyspy Rugii, gdzie znane są również intensywne zaburzenia glacialogeniczne.

IV. PRZYPUSZCZALNA GENEZA ZABURZEŃ W OSADACH NEOGENU I PLEJSTOCENU

W zaburzeniach osadów neogeńskich i częściowo plejstocenijskich wyróżnione zostały trzy typy zjawisk:

- 1) spływy i osuwiska grawitacyjne na nierównościach podłoża podtrzeciorzędowego w zbiornikach sedymentacyjnych neogeńskich (struktury spływowe i osuwiskowe);
- 2) powierzchniowe ruchy masowe w brzeżnych strefach zbiorników sedymentacyjnych i we wcięciach erozyjnych tego brzegu (struktury zsuwowe);
- 3) kompaktacja osadów z uwzględnieniem obciążenia masą lądolodów (struktury obciążeniowe).

1) Spływy i osuwiska grawitacyjne na nierównościach podłoża podtrzeciorzędowego

Liczne opracowania zjawisk spływowych wykazują występowanie struktur spływowych w różnorodnych warunkach, a między innymi i w zbiornikach sedymentacyjnych różnego rodzaju, a więc również w zbiornikach sedymentacyjnych neogeńskich. W tych zbiornikach Polski środkowej i zachodniej przeważał materiał skalny młdkowo-ilasty, gliniasty i piaszczysty, co powodowało znaczną plastyczność osadów. Cecha ta na nierównościach dna i na zboczach zbiorników sedymentacyjnych, wywoływała grawitacyjne ześlizgiwanie się osadów, wytwarzanie spływów i osuwisk podwodnych, mogących spowodować zaburzenia warstw. Ruchy spływowe podwodne zaznaczają się już przy 4° spadku, nierówności zaś powierzchni podtrzeciorzędowej na omawianym obszarze przekraczały niejednokrotnie tę wartość. Np. zbocze antyklinorium pomorsko-kujawskiego w wielu miejscach miało spadek około 6° , poszczególne zaś struktury znacznie więcej. Podobnie zbocza obniżenia przedsudeckiego zaznaczają się miejscami dość stromo (fig. 1).

Przyczynami spływów podwodnych mogło być zarówno zwiększenie ciężaru mas skalnych wskutek sedymentacji, jak i zakłócenie równowagi wskutek wstrząsów tektonicznych, których nie brak było w trzeciorzędzie. Ruchy spływowe i osuwiskowe mogły mieć charakter łagodny lub katastrofalny, w związku z czym mogły się tworzyć albo sfałdowania warstw słabe albo silniejsze — aż do zaburzeń i porozrywania warstw włącznie.

Na struktury spływowe wskazują omówione zaburzenia osadów miocenu i pliocenu, występujące w wysokim brzegu Wisły na przestrzeni od Włocławka do Dobrzynia, zaburzenia w okolicy Tucholi, Koronowa, Gościeradza, zaburzenia wokół wyniesień strukturalnych i wysadów solnych, występujących na obszarze niecki wielkopolskiej. Również w okolicy Warszawy występują zjawiska silnych zaburzeń osadów młodokenozoicznych, w których J. Lewiński i S. Z. Różycki (1929) wyróżnili fałdy o osiach w kierunku N-S, oraz brachyantykliny o kierunku NW-SE obalone asymetrycznie w kierunku NE, z amplitudą do 80 m. Tego typu zaburzenia wskazują w świetle problemów omawianych w niniejszym opracowaniu zarówno na istnienie nierówności podłoża podtrzeciorzędowego, jak i na jego ożywienie tektoniczne w czasie trzeciorzędu i starszego czwartorzędu.

Osobne zagadnienie przedstawiają zaburzenia osadów neogeńskich i częściowo staroplejstocenijskich na obszarze sudeckim, gdzie tworzą często wy-

niesienia morfologiczne, np. Kocie Góry, Pasma Zielonogórskie, Świebodzińskie oraz szereg wzgórz trzeciorzędowych na południe od dolnego biegu Warty. Na tworzenie się zaburzeń w osadach neogeńskich na tym obszarze miała wpływ niewątpliwie tektonika podłoża głębszego, nie tylko powodując wzmożenie spływów na nierównościach dna zbiorników sedymentacyjnych neogeńskich, ale również tworząc fałdy pokrywowe z plastycznej pokrywy osadowej neogeńskiej na podłożu potrzaskanym uskami w tym czasie (M. Książkiewicz, 1959, str. 470).

Reasumując przyjmuję, że zaczątki zaburzeń warstw neogeńskich związane są z tektoniką spływową w rozumieniu grawitacyjnych spływów osadów neogeńskich nie skonsolidowanych, lub tektoniką osuwiskową w przypadku osadów skonsolidowanych. Spływy te i osuwiska były modyfikowane różnym stopniem nachylenia zboczy zbiorników sedymentacyjnych, nierównościami ich dna, a przede wszystkim wpływem ruchliwości podłoża starszego. Na wpływ ożywionych zjawisk tektonicznych wskazują pasma wzgórz trzeciorzędowych, wymienione powyżej. Wytworzenie ich związane jest zawsze z istnieniem zbiornika sedymentacyjnego oraz z linią tektoniczną w pobliżu. Zjawisko spiętrzania warstw trzeciorzędowych w pasma wzniesień jest oddzielnym zagadnieniem tektonicznym, tutaj zwrócić należy uwagę na jeden tylko z elementów składowych wytworzonych wzniesień, mianowicie na utwory spływowe i osuwiskowe.

2) Powierzchniowe ruchy masowe

Omówione powyżej zaburzenia osadów neogeńskich należy uzupełnić zjawiskami zaburzeń, występującymi na obszarach peryferycznych w stosunku do głównych zbiorników neogeńskich, na obszarach zalewanych okresowo. Jak już zostało omówione w rozdziale II, na zboczach ładu przedtrzeciorzędowego powstały liczne wcięcia erozyjne i wąwozy rozbudowywane następnie w szerokie doliny, których źródłowe partie drogą erozji wstecznej wcinały się głęboko w łąd. W czasie intensywnej erozji mogły mieć miejsce liczne zsuwy i obrywy brzegowe, które w miarę rozwoju cyklu denudacyjnego zmieniały się na opęznięcia. Spotęgowanie powierzchniowych ruchów masowych mogło być związane zarówno z ruchami tektonicznymi podłoża, jak i z obfitymi opadami deszczu i obciążaniem wodą osadów zwietrzelinowych na zboczach, jak wreszcie z podcięciami erozyjnymi brzegów oraz wahaniami poziomu wód w zbiornikach neogeńskich. Cykle zalewów wodnych w neogenie z akumulacją osadów klastycznych oraz wycofywania się wód i wytwarzania warunków denudacyjnych na odsłoniętych zboczach wyniesień powtarzały się kilkakrotnie.

Te same zjawiska miały miejsce w spływających się lub wynurzanych okresowo centralnych partiach zbiorników neogeńskich, zwłaszcza wokół wysadów solnych i wyniesień strukturalnych. Na przykładzie fragmentu nieco szczegółowiej opracowanego (fig. 8) widzimy interesujący rozwój linii brzegowej zbiornika neogeńskiego. Zarysowują się mianowicie rozcięcia brzegów antyklinorium kujawskiego w jego południowej części. Wcięcia te wymodelowane częściowo w marglu kredowym, częściowo w wapieniu jurajskim, sięgają głęboko w wysoczyznę antyklinorium, ciekawie przy tym zaznaczając wyniesienie kutnowskie jako samodzielną jednostkę strukturalną. W zarysowanych tu dolinach podtrzeciorzędowych, wytworzonych prawdopodobnie na liniach spękań tektonicznych, działały intensywne procesy wietrzeniowe (warstwy zwietrzliny jurajskiej osiagają miejscami grubość 22,8 m, np. w Solcy koło Łęczycy) oraz powierzchniowe ruchy

masowe (zsuwy i opelznięcia zboczowe), stwarzając warunki dla obfitego nagromadzenia szczątków roślinnych wraz z materiałem zwietrzelinowym, a równocześnie dla wytworzenia zaburzeń w warstwach osadzonych w taki sposób.

3) Kompakcja osadów neogeńskich, struktury obciążeniowe

Następny proces akcentujący wytworzoną już w ciągu neogenu strukturę osadów związany był z diagenезą, kompresją osadów wywołaną ciężarem gromadzących się stopniowo warstw, jak również późniejszym naciskiem lądolodów.

Zjawisko kompaktacji w odniesieniu do utworów neogenu na omawianym obszarze stanowi ważny problem, w ujęciu nieco rozszerzonym w stosunku do tego, co się dotychczas pod tym pojęciem rozumiało.

Osady neogeńskie na Niżu były to przede wszystkim mułki, gliny, ropy, piaski drobnoziarniste z licznymi przewarstwieniami szczątkami roślin, albo miejscami z obfitym ich nagromadzeniem. Pod koniec trzeciorzędu był to jeszcze osad słabo spoisty, miękkie, plastyczny z dużą zawartością wody. Osady roślinne, zwłaszcza bagienne i torfowe, w które obfitowały osady neogenu, zmniejszają swoją objętość przy diagenезie bardzo znacznie. Zwłaszcza, że część materii organicznej była gromadzona szybko, jak gdyby „grzebana” wraz z osadami zwietrzelinowymi osuwającymi się po zboczach w obniżenia terenu. Przyjmuje się, że na utworzenie pokładu węgla brunatnego 0,5 m grubości, oryginalna warstwa torfu musi być trzy razy grubsza.

Kompakcja w normalnych warunkach geologicznych działa bardzo powoli wraz z narastaniem osadu nadległego, dlatego nie powoduje większych deformacji, chociaż znane jest powstawanie np. struktur siodłowych na nierównościach podłoża (M. Książkiewicz, 1959, str. 330). Jeżeli zatem przy łagodnie i bardzo powoli narastającym obciążeniu mogą nastąpić zniekształcenia w ułożeniu warstw — to w przypadku stosunkowo gwałtownego obciążenia masą lądolodu, jakie wystąpiło w plejstocenie w stosunku do osadów neogeńskich, mogło nastąpić zniekształcenie warstw bardzo różnorodne, od plastycznego wyciskania, tworzenia fałdów, do pogniecenia bezładnego, sprasowania, złupkowania, potrzaskania uskokami itp. Uzależnione to było od wielu czynników, a przede wszystkim od wielkości obciążenia, składu litologicznego warstw oraz od ukształtowania podłoża.

Ciekawe badania przeprowadził A. Dückler (1951) nad odkształceniem skał różnego rodzaju pod wpływem obciążenia. Próbował on obliczyć grubość lądolodu na podstawie zaobserwowanych zmian w skałach podłoża. Np. badania wykonane na ropy górnomioceńskich doprowadziły do oznaczenia grubości lądolodu na około 350 m.

Wspomnę też, że w geologii inżynierskiej istnieje problem osiadania gruntu pod wpływem obciążenia. Jest to szeroko rozbudowane, ze względów praktycznych, studium wykazujące skomplikowane zmiany pod obciążeniem budynkami. Stanowi to jak gdyby mikrostudium w zestawieniu z problemem zmian w gruncie obciążonym masą lądolodów, grubości paruset co najmniej metrów na obszarze tysięcy kilometrów kwadratowych.

W związku z podanymi tu zjawiskami można przyjąć, że masa lądolodu stanowi najważniejszy czynnik deformujący ułożenie warstw niżej leżących, nie zaś czoło lądolodu. Zjawiska obciążeniowe rozkładały się na szeregi elementów składowych, niewątpliwie bardzo skomplikowanych w za-

leżności od wielkości i rozkładu obciążenia, kierunku ruchu lądolodu, nierówności podłoża, składu litologicznego osadów podłoża itp. Zjawiska obciążenia lądolodem powtarzały się kilkakrotnie w czasie plejstocenu. Obraz zaburzeń, jaki dziś obserwujemy, jest już końcowym efektem działania i nawarstwiania się szeregu czynników zarówno z okresu neogeńskiego, jak i plejstocénskiego.

Scharakteryzuję pokrótce przebieg zjawisk ogólnych, zachodzących w czasie interglacjalów i interstadiałów, które to zjawiska miały wpływ na zaburzenia warstw neogenu i plejstocenu.

W czasie interglacjału wielkiego, kiedy zniknęło obciążenie lądolodem, rozwinął się normalny cykl denudacyjny, z wyjątkowo silną erozją, ze zjawiskami wietrzenia i zsuwów. Doprowadziło to do usunięcia masy materiału lodowcowego jak i zwietrzelin skał podłoża, do odpreparowania głębokich dolin przedczwartorzędowych na których zboczach tworzyły się osuwiska z materiału już nie tylko lokalnego, ale i morenowego, pozostawionego przez lądolód.

Zjawiska tego rodzaju powtórzyły się jeszcze w późniejszych czasach, mianowicie na dużą skalę w interglacjale eemskim, a także w interstadiałach, oraz w warunkach klimatu peryglacjalnego zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego.

Zjawiskiem tematycznie związanym z zaburzeniami warstw w czasie zlodowaceń są kry lodowcowe. Już przed nasunięciem lądolodu zaistniały na obszarze Polski warunki peryglacjalne, podnosiła się stopniowo podstawa erozyjna skutkiem tamowania odpływu ku północy, wzmożyły się zsuwy zboczowe, soliflukcyjne, z materiału zwietrzelinowego. Procesy te zaznaczyły się silnie zwłaszcza na zboczach rozległych dolin przedczwartorzędowych (fig. 2). Pakiety zwietrzliny soliflukcyjnej zostały następnie zagarnięte przez lądolód i przemieszczone ku południowi, przeważnie jednak w obrębie tego samego obniżenia, na którego zboczach zostały wytworzone. Kry lodowcowe wykazują silne pogniecenie, przemieszczanie materiału skalnego. Im dłuższy transport, tym roztarcie skał jest silniejsze, a przy zbyt długim transporcie następuje zupełne rozkruszenie skał i przemieszczanie ich z innym rumoszem skalnym niesionym w masie lądolodu. Materiał porwaków lodowcowych przedstawia najczęściej druzgot glacitektoniczny, miejscami zlustrowany glacitektonicznie (terminy te przedstawiają odpowiedniki druzgotu i zlustrowania tektonicznego).

Inny rodzaj kier lodowcowych, w postaci dużych bloków skalnych, powstał skutkiem nacisku lądolodu na lite skały podłoża i odkłucia ich od skały macierzystej. Ten typ kier lodowcowych jest znacznie odporniejszy na zniszczenie i może być transportowany na znaczniejsze odległości.

Największe nagromadzenie kier lodowcowych obserwuje się w obniżeniach podłoża podczwartorzędowego na północnych obszarach Polski. Pozostaje to w związku z depresją bałtycką, która położona w poprzek drogi lądolodu skandynawskiego, dostarczyła ze zbocza wielkiej ilości materiału jurajsko-kredowo-trzeciorzędowego.

Badania Instytutu Geologicznego wykazały w ostatnich latach na Pomorzu 12 kier ze skał jurajskich, 9 kier kredowych oraz 15 kier trzeciorzędowych (E. R ü h l e, 1961). Załączona mapka (fig. 2), przedstawia zlokalizowanie wszystkich znanych na obszarze Polski kier lodowcowych na tle ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej. E. R ü h l e, (1961) zwrócił uwagę na zbieżność występowania kier lodowcowych z obszarami wielkich dolin podczwartorzędowych.

Opisane z okolicy Warszawy kry zbudowane ze skał trzeciorzędowych (J. Głodek, 1957; J. Nowak, 1960; W. Karaszeński, 1955) są to pakiety mniej lub więcej zaburzonych, czasem odwróconych serii osadów pliocenu, miocenu i oligocenu. Pomimo wniosków autorów, że kry te świadczą o zaburzeniach glacitektonicznych sięgających do 200 m głębokości (W. Karaszeński), byłabym skłonna uwzględnić tu warunki zsuwów zboczowych kopalnych na nierównościach podłoża trzeciorzędowego w okolicy Warszawy. Wyraźnie to występuje np. pod Osieckiem, na wschód od Góry Kalwarii, gdzie w wykopie widać ponasuwane na siebie w formie łusek, osady wszystkich pięter trzeciorzędu, znanych z obszaru niecki warszawskiej, ze żwirami preglacjału włącznie (W. Karaszeński, 1955). Taki układ warstw zaburzonych nasuwa przypuszczenie, że jest to zjawisko zsuwów zboczowych z czasów interglacjalnych procesów denudacyjnych, potęgowanych na tym obszarze dodatkowo podcinaniem brzegu przez Pra-Wisłę.

Z obserwacji lądolodów współczesnych sądzić należy, że lądolód raczej nie „wyorywał” skał z podłoża, tylko zagarniał rozluźnione lub zwietrzałe partie skał, podłoże zaś ścierał, rysował, wygładzał, a nawet konserwował.

V. WNIOSKI

W wyniku działających w erze kenozoicznej różnorodnych czynników obserwujemy dziś zaburzenia warstw, które można wiązać zarówno z tektoniką podłoża, jak i z glacitektoniką.

W pracy niniejszej zostały omówione następujące zagadnienia:

1) Osady neogenu zaburzone częściowo już w czasie neogenu, a następnie sprasowane, zdiagenezowane, które silniejszym jeszcze zaburzeniom uległy przez obciążenie masą lądolodów. Osady neogeńskie tego typu wykazują miejscami przefalldowania i przemieszania z osadami lodowcowymi. Najsilniejsze zaburzenia powstały w brzeźnych strefach zbiorników sedymentacyjnych neogeńskich, a następnie w zastoiskowych — plejstocen-skich, a także w dolinach erozyjnych na zboczach wysoczyzn oraz wyniesień strukturalnych podłoża starszego. Obszary wymienione mają bowiem warunki sprzyjające powstawaniu spływów, zsuwów i zaburzeń kompacyjnych. W związku z tym wytwarzają się trzy typy struktur: spływowa, zsuwowa i obciążeniowa.

2) Osady neogenu nie zaburzone, ułożone poziomo, występujące na rozległych obszarach zbiorników neogeńskich. Zbiorniki te odznaczają się znacznymi głębokościami i stosunkowo równomiernie ukształtowanym dnem. Osady neogeńskie wytworzone w takich warunkach odznaczają się znaczną grubością, a ich „przyspieszona” kompakcja odbywała się przy stosunkowo równomiernie rozłożonym obciążeniu lądolodem. Zdarzające się drobne uchylenia od poziomego ułożenia warstw, lokalne sfałdowania i wyciśnięcia świadczą albo o lokalnych nierównościach dna zbiornika, albo o różnorodnym składzie petrograficznym osadu czy nierównomiernym obciążeniu lądolodem, czy wreszcie o lokalnej ruchliwości tektonicznej podłoża głębszego.

3) Kry glacialne jako wynik dynamicznych sił lądolodów. Materiał skalny kier pochodzi z rozluźnionego materiału podłoża; są to albo pakiety zwietrzliny soliflukcyjnej, zagarnięte przez lądolód, albo bloki skalne odkłute od podłoża wzdłuż szczelin i płaszczyzn ciosowych skutkiem nacisku lądolodu i następnie przezeń zagarnięte. Być może, że część „kier lodow-

cowych” okaże się osuwiskami kopalnymi na nierównościach podłoża starszego.

Przy omawianiu niniejszych zagadnień zwraca uwagę zarysowujący się problem wykorzystania zjawisk zaburzeń młodokenozoicznych do rozpoznania zjawisk tektoniki podłoża głębszego. Na podstawie zjawisk dynamicznych występujących jeszcze w plejstocenie widać, że przejawy tektoniki wgłębnej nie kończą się w trzeciorzędzie, ale zaznaczają się pod różnymi postaciami poprzez całą historię geomorfologiczną czwartorzędu do czasów współczesnych.

Zależność zjawisk glacialnych od budowy podłoża głębszego, w oparciu o wyniki badań grawimetrycznych, została przedstawiona przez B. H a l i c k i e g o i T. O l c z a k a w 1954 r. Autorzy zwrócili uwagę na zjawisko większego nagromadzenia osadów lodowcowych w obszarach o ujemnych wartościach grawimetrycznych.

Podłoże starsze ukształtowane przed trzeciorzędem zgodnie z założeniami tektonicznymi (wydźwignięcia blokowe, rowy tektoniczne, depresje centralne, uskoki, antyklinoria, wyniesienia strukturalne itp.) było przeważnie zamaskowane osadami górnokredowymi, stosunkowo jednolitymi litologicznie. Natomiast przykrywające je osady trzeciorzędowe, przede wszystkim neogeńskie, jako materiał plastyczny z charakterystycznymi poziomami węgla brunatnego stanowiły zespół skalny rejestrujący ruchy tektoniczne, które odnowiły się w neogenie.

W ten sposób blisko powierzchni albo wręcz na powierzchni, śledzić można niektóre przejawy tektoniki wgłębnej. Można nawet wysunąć tezę, że bez rozwiązania tektoniki młodokenozoicznej, zwłaszcza w Sudetach i na ich przedpolu (w szerokim ujęciu) nie odtworzy się pełnej tektoniki, wytworzonej w czasie starszych faz orogenicznych, gdyż „trzeciorzędowe ruchy tektoniczne odmłodziły pęknięcia hercyńskie i dodały wiele nowych, zacierając tektonikę hercyńską” (M. K s i ą ż k i e w i c z i J. S a m s o n o w i c z, 1952, str. 28). Rozwiązanie zagadnienia jest o tyle ułatwione, że zjawiska deformacji młodokenozoicznych występują niejednokrotnie blisko powierzchni ziemi lub wprost na powierzchni.

Podsumowując — celem niniejszego opracowania jest odwrócenie uwagi od ciężącego na naszej nauce wąskiego pojęcia glacitektoniki, natomiast zwrócenie uwagi na następujące zagadnienia związane z zaburzeniami młodokenozoicznymi:

1) zjawiska tektoniki spływowej grawitacyjnej, występujące w brzeżnych obszarach zbiorników sedymentacyjnych neogeńskich i zastoiskowych plejstocenijskich, oraz na nierównościach ich dna;

2) zjawiska tektoniki zsuwów zboczowych, zwłaszcza w głębokich wcięciach erozyjnych łądów trzeciorzędowych, działające także w okresach interglacialnych, interstadialnych, w warunkach peryglacialnych i w postglacjale do dziś;

3) wpływ tektoniki wgłębnej na zlokalizowanie i spotęgowanie zjawisk wyżej wymienionych, aż do fałdowania powierzchniowego osadów neogeńskich (fałdy pokrywowe);

4) zjawiska zaburzeń jako wynik obciążenia masą łądolodów powodującego przyspieszoną kompaktację osadów niżej leżących (struktury obciążeniowe);

5) zjawiska „klasycznej glacitektoniki”, ich lokalne i ograniczone możliwości przy wytwarzaniu zaburzeń w osadach neogenu i plejstocenu;

6) kry glacialne i ich związek ze zjawiskami zsuwów zboczowych, zwierzelinami skał podłoża i ukształtowaniem podłoża podczwartorzędowego.

7) zjawiska zaburzeń młodokenozoicznych w zastosowaniu do wykrywania dyslokacji podłoża głębszego, które były czynne w trzeciorzędzie i częściowo w czwartorzędzie.

Instytut Geologiczny
Warszawa

WYKAZ LITERATURY

BIBLIOGRAPHIE

- Bartkowski T. (1959), Budowa geologiczna a morfologia środkowego odcinka Wału Zielonogórskiego (The relation between the geological structure and the morphology of the central part of the Zielona Góra rampart). *Bad. fizjogr. Pozn. TPN*, 5. Poznań.
- Bartkowski T. (1960), Niektóre problemy geomorfologiczne, hydrograficzne i hydrogeologiczne dorzecza Złotej Łączy (wysoczyzna zielonogórska) (Quelques problèmes géomorphologiques, hydrographiques et hydrogéologiques du bassin de Złota Łąca (Plateau diluvien de Zielona Góra)). *Zesz. Nauk. Uniw. AM. w Poznaniu*, nr 27, *Geografia*, z. 3. Poznań.
- Ber A. (1960), The Age of the foldings near Dobrzyń. *Bull. Acad. Pol. Sc., S. Sc. Géol. et Géogr.*, Vol. 8, nr 1. Warszawa.
- Berezowska B., Berezowski Zb. (1958). O wykształceniu i wieku utworów trzeciorzędowych okolic Siekierczyna i Zgorzelca. *Prz. geol.*, nr 8/9. Warszawa.
- Brotzen F. (1960), The Mesozoic of Scania. Guide to excursions. *Congr. geol. intern. XXI*. Sweden.
- Cimaszewski L. (1960), O związku tektoniki trzeciorzędu struktury Mogilna z budową podłoża. *Nafta* nr 8. Katowice.
- Ciuk E. (1955), O zjawiskach glaciektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarach zachodniej i północnej Polski (Glacio-tectonical phenomena in Pleistocene and Tertiary formations in the area of west and north Poland). *Biul. Inst. Geol.* 70. Warszawa.
- Czajka W. (1931), Der Schlesische Landrücken. Veröff. der Schles. Ges. f. Erdk. E. V. u. Geogr. Inst. d. Univ. Breslau.
- Czyżewski J. (1948), Dolina Baryczy (The valley of Barycz). *Czas. geogr.*, 19, z. 1—4. Wrocław.
- Domosławska-Baraniecka M.D. (1959), Z zagadnień czwartorzędu okolic Łęczycy i Kłodawy (Some problems of Quaternary deposits in the region of Łęczyca and Kłodawa—Central Poland). *Prz. geol.*, nr 12. 1959. Warszawa.
- Dücker A. (1951), Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, H. 20. Hamburg.
- Głodek J. (1957), Nowe znalezisko kry miocenijskiej. *Prz. geol.*, nr 6. Warszawa.
- Gołąb J. (1951), Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7. Warszawa.
- Grzybek K., Halicki B. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale flysch-Carpathians). *Acta geol. pol.*, 8, No 3. Warszawa.
- Halicki B. (1960), O różnej genezie strukturalnych deformacji osadów w środowisku hydroplastycznym (Sur la différente genèse des déformations structurales des sédiments dans un milieu hydroplastique). *Biul. perygl.*, nr 7. Łódź.
- Halicki B., Olczak T. (1954), Les glaciations Quaternaires et les anomalies gravimétriques sur la plaine européenne. *C. r. de la XIX Session Congr. geol. intern. Alger 1952*. Alger.

- Jahn A. (1960), Czwartorzęd Sudetów. *Reg. Geol. Pol.*, 3, z. 2. *Pol. Tow. Geol.* Kraków.
- Karaszewski W. (1955), O występowaniu kier oligoceńskich w utworach plejstocenu Warszawy i okolic. *Prz. geol.* nr 1. Warszawa.
- Krygowski B. (1952), Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej (Quaternary and the substratum of the central part of the Wielkopolska Lowland). *Biul. Inst. Geol.* 66. Warszawa.
- Krygowski B. (1961), Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. I — Geomorfologia. *Pozn. TPN. Wydz. Mat.-Przyr.* Poznań.
- Książkiewicz M. (1949), Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 19, z. 4. Kraków.
- Książkiewicz M. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, z. 2. Kraków.
- Książkiewicz M. (1959), Geologia dynamiczna. *P. P. Wyd. Geol.* Warszawa.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J. (1952), Zarys geologii Polski. PWN. Warszawa.
- Lewiński J. (1930), Dyluwium Polski i Danii (Das Diluvium von Polen und Dänemark). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6. Kraków.
- Lewiński J., Różycki S. Z. (1929), Dwa profile geologiczne przez Warszawę. *Spraw. TNW*, 22. Warszawa.
- Lilpop J., Kostyniuk M. (1957), Roślinność Polski w epokach minionych. *P. P. Wyd. Geol.* Warszawa.
- Łyczewska J. (1959), Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich (Tertiary deposits of central and eastern Kujawy, Middle Poland). *Biul. Inst. Geol.* 130. Warszawa.
- Łyczewska J. (1961), Syderyty plioceniczne w Dobrzyniu nad Wisłą (The Pliocene siderites at Dobrzyń on the Vistula river). *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- Makowski A. (1938), Węgle brunatne w Polsce. Obszar północno-zachodni. Arkusz V-c (Lignites en Pologne. Région Nord-Ouest). Polski Komitet Energetyczny. Warszawa.
- Mierzejewski M. (1959), Przyczynek do znajomości zjawisk glacitektonicznych na Dolnym Śląsku (Contribution to the knowledge of glacitektonic phenomena in Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.* 146. Warszawa.
- Nowak J. (1960), Kry trzeciorzędowe na północo-zachód od Warszawy (Tertiary lumps in the north-western area of Warsaw). *Prz. geol.* nr 11. Warszawa.
- Olewicz Z. R. (1961), Glacitektonika ilów poznańskich w okolicy Kalisza (GlacitECTONIQUE des argiles de Poznań aux environs de Kalisz). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, z. 2—4. Kraków.
- Poborski C. (1949), Zaleganie złóż i kopalnictwo węgla brunatnego w zachodniej Polsce. Węgiel Brunatny w Zachodniej Polsce. Katowice.
- Połtowicz St. (1961), Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich (GlacitECTONIQUE des monts d'Ostrzeszów). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, z. 2—4. Kraków.
- Pożaryski W. (1961), Z geologii Bornholmu (On the geology of Bornholm). *Prz. geol.* nr 5: 1961. Warszawa.
- Pożaryski W., Rühle E. (1955), Mapa Geologiczna Polski 1:1000 000 (GeologiczESKAJA Karta Polski). *P. P. Wyd. Geol.* Warszawa.
- Rasmussen L. B. (1960), Geology of North-Eastern Jylland Denmark. *Intern. Geol. Congr.* Copenhagen.
- Rotnicki K. (1960), Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w świetle nowych danych geologicznych i geofizycznych (Considerations of the genesis of the Ostrzeszów Hills — Southern Great Poland Lowland, the Warta stadium — in the light of new geological and geophysical data). *Zesz. Nauk. Uniw. AM. w Poznaniu*, nr 27, *Geografia*, z. 3. Poznań.

- R ó ż y c k i S. Z. (1952), Tektonika Polski, mapa 1 : 4500 000. Atlas Geograficzny Polski, M. Janiszewski. PZW. Warszawa.
- R ó ż y c k i S. Z. (1961), From the Baltic to the Tatras. INQUA. Guide-book of Excursion, part II, vol. I. Middle Poland VI-th Congress.
- R u t k o w s k i E. (1959), Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur glacitektonicznych (Remarks on mechanism of development of some glacitectonic structures). *Prz. geol.* nr 1: 1959. Warszawa.
- R u t k o w s k i E. (1963), Czwartorzęd Wysoczyzny północno-konińskiej. *Biul. Inst. Geol.* (w druku). Warszawa.
- R ü h l e E. (1961), Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce (Substratum du Quaternaire et son influence sur la distribution et les propriétés des sédiments quaternaires en Pologne). Referat wygłoszony w czasie Intern. Congress. VI. INQUA. Warszawa. *Inst. Geol.* (powielacz).
- T e i s s e y r e H. (1960), Trzeciorzęd w Sudetach i na ich północno-wschodnim przedpolu. *Reg. Geol. Pol.* 3, z. 2. *Pol. Tow. Geol.* Kraków.
- T o k a r s k i A. (1961), Postęp polskiej geologii poszukiwawczej. *Mat. VI Zjazdu Wych. Akad. Gór.-Hutn. Wydz. Gór.-Hutn.* Katowice.
- V i e t e G. (1960a), Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. *Freiberger Forsch. C.* 78. *Geologie.* Akademie-Verlag. Berlin.
- V i e t e G. (1960b), Über die Genese der glazigenen Deformationen der mitteldeutschen Braunkohlen und die Möglichkeit ihrer Vorhersage in neuen Grubenfeldern. *Freiberger Forsch. C.* 80. *Geologie.* Akademie-Verlag. Berlin.
- V i e t e G. (1961), Probleme der dynamischen Geologie des Quartärs in Nord- und Mitteledeutschland. *Inst. Geol. Pr.*, 34, cz. I. INQUA. Warszawa.
- W o l f W. (1927), Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. *Z. Geol. Ges.* 79-B. Monatsber. Berlin.
- W ó j c i k Z. (1960), Charakterystyka fałdowań glacitektonicznych w Turoszowie (Characteristic of glacitectonic foldings in Turoszów — Lower Silesia). *Prz. geol.* nr 12. Warszawa.
- Z n o s k o J. (1961), Mapa Geologiczna Polski bez utworów czwartorzędu, trzeciorzędu i kredy (Geologiczská Karta Polski bez czwartorzędowych, trzeciorzędowych i miocenowych osadów). P. P. Wyd. Geol. Warszawa.
- Z w i e r z y c k i J. (1949), Geologia złóż węgla brunatnego. Węgiel brunatny w zachodniej Polsce. Katowice.

RÉSUMÉ

On a indiqué dans cet ouvrage la répartition zonale des déformations du Kénozoïque supérieur en rapport avec les lignes de dislocations de son soubassement. Les axes des plis conservent les directions des dislocations plus anciennes: Nord-Ouest — Sud-Est et Nord-Est — Sud-Ouest. On a suivi des bandes étroites de synclinaux et d'anticlinaux sur des étendues de quelques dizaines de kilomètres. Par places, les zones de déformation se coupent à angles presque droits, formant des structures compliquées apparemment „arquées”, ailleurs elles s'accusent par des accumulations de dépôts du Kénozoïque supérieur, formant des chaînes de collines dans la morphologie du terrain.

Parmi les déformations du Kénozoïque supérieur on a distingué trois types de phénomènes:

1) Des coulées et des glissements de gravitation sur les irrégularités du soubassement sub-tertiaire dans les bassins de sédimentation du Néogène, nettement liés aux lignes tectoniques activisées dans l'ère kénozoïque (structures de coulées et de glissements).

2) Des mouvements en masse superficiels dans les zones bordières des bassins de sédimentation, dans les périodes d'abaissement du niveau des eaux, et dans les échancrures d'érosion de leurs bords (structures de glissement liées également pour une grande part à la tectonique du soubassement).

3) Des phénomènes de compaction des sédiments sous la pression exercée par la masse des glaciers (structures de surcharge). À ce type appartiennent les différentes déformations des couches, produit par l'écrasement plastique, la formation des plis, l'écrasement incohérent, la compression des couches, la feuilletisation, le brisement en failles etc. Ces phénomènes dépendaient de beaucoup de facteurs et en premier lieu du degré de la pression subie, de la composition lithologique des couches et de la configuration du soubassement. Le phénomène de compaction sous la masse d'une calotte glacière a été appelé: „compaction accélérée”.

On a également étudié les phénomènes de glissements sur les versants des vallées pré-quaternaires. Les produits d'altération des roches du soubassement ont été ramassés par le glacier. Une partie de ces matériaux est entrée dans la composition des argiles morainiques, une autre a été entraînée et éparpillée vers le Sud sous forme de paquets compacts et de rochers isolés, formant des blocs erratiques glaciaires. On observe le plus souvent la présence de ces blocs erratiques glaciaires dans les limites des vallées dont ils proviennent. Une partie des glissements de versants a été conservée in situ sous forme d'écailles poussées par glissement les unes sur les autres et faites de couches superposées d'Oligocène, de Miocène, de Pliocène et de Préglaciaire. Ces glissements peuvent provenir d'une époque antérieure à la formation du glacier ou de périodes interglaciaires et il faut les discerner des blocs erratiques glaciaires.

En finissant on a attiré l'attention sur la possibilité d'utiliser l'observation des déformations kénozoïques supérieures pour la détermination de certaines lignes tectoniques du soubassement inférieur. Le fait que ces phénomènes de déformations kénozoïques supérieures se trouvent près de la surface ou sur la surface même du sol facilite les observations.

traduit par
I. Koszarski

Service Géologique de Pologne
Warszawa