

Hanna RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH

Serie glacialne i kopalne doliny rzeczne środkowego plejstocenu w rejonie Kocka

Podano charakterystykę osadów plejstoceńskich starszych od zlodowacenia środkowopolskiego, poprzedzoną analizą podłoża plejstocenu. W obrębie omawianych osadów plejstocenu wyróżniono dwie serie glacialne odpowiadające zlodowaceniowi krakowskiemu oraz dwie generacje kopalnych dolin rzecznych, z których starsze wiążą się interstadią zlodowacenia krakowskiego, a młodsze z interglacją wielką.

WSTĘP

Obszar określony w artykule jako rejon Kocka położony jest w dorzeczu dolnego Wieprza i dolnej Tyśmienicy. U zbiegu dolin tych rzek, w centralnej części badanego obszaru¹ leży Kock (fig. 1).

Omawiany obszar jako całość nie był dotychczas przedmiotem szczegółowych badań nad głębiej występującymi ogniwami plejstocenu. Stanowił on albo część większych opracowań regionalnych (S. Z. Różycki, 1972; E. Rühle, 1970; J. E. Mojski, 1972), albo tylko jego małe fragmenty były opracowane w sposób szczegółowy. Z tych ostatnich na pierwszy plan wysuwają się badania osadów plejstoceńskich w Ferdynandowie ze stanowiskiem interglacjalnym wielkim (J. Rzechowski, 1967; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; Z. Janczyk-Kopikowa, J. Rzechowski, 1974; Z. Janczyk-Kopikowa, 1975 i ostatnio opublikowany artykuł J. Łyczewskiej, 1977, w którym autorka ta analizuje pozycję stratygraficzną interglacjalną Ferdynandowa w nawiązaniu do szerszego tła tego regionu) oraz udokumentowany stosunkowo licznymi wierceniami przekrój plejstocenu w Lusławie (J. E. Mojski, 1969). Znaczna część omawianego

¹ Jest to obszar (około 1500 km² na arkuszach Kock i Dęblin) przylegający od południa do znacznie większego terenu, opracowanego poprzednio przez autorkę (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976).

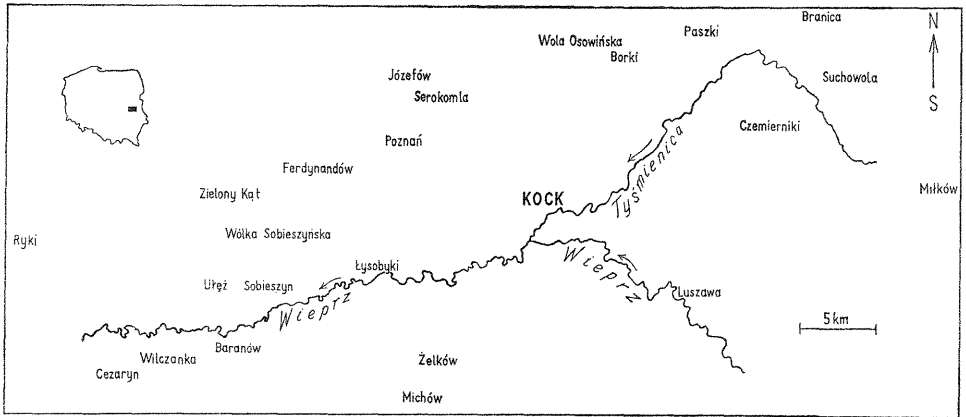


Fig. 1. Lokalizacja omawianego obszaru i miejscowości wymienione w tekście
 Localization in Poland of the discussed area and localities mentioned within the text

obszaru została również objęta opracowaniami kartograficzno-geologicznymi (A. Makowska, 1968; J. E. Mojski, 1971).

Jako środkowy plejstocen, abstrahując od wielu różnic w używaniu tego terminu w różnych regionach, autorka określa na badanym terenie serie odpowiadające zlodowaceniowi krakowskiemu (południowopolskiemu) i interglacjalowi wielkiemu (mazowieckiemu).

Materiał źródłowy do badań nad tymi seriami stanowi około 260 profili wierceń², z których ponad 150 przebiega cały czwartorzęd, oraz kilkanaście odsłonień zbadanych przez autorkę w terenie (fig. 2). Materiał wiertniczy, którego część autorka zebrała jeszcze w latach sześćdziesiątych (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976), uzyskany był głównie z Archiwum Wierceń IG w Warszawie, a znaczna część opisów wierceń wykonana była przez pracowników tego Instytutu. Nazwiska autorów poszczególnych opisów wymienione są w artykule przy omawianiu kolejnych problemów geologicznych, dokumentowanych tymi wierceniami.

Autorka serdecznie dziękuje pracownikom Archiwum Instytutu Geologicznego i autorom opisów wierceń za tak ciekawy materiał. Również serdecznie dziękuje dr Wandzie Laskowskiej-Wysoczańskiej, doc. Leszkowi Lindnerowi i doc. Ewie Stupnickiej za dyskusje dotyczące prezentowanej problematyki.

PODŁOŻE PLEJSTOCENU

Podłoże plejstocenu stwierdzono na badanym obszarze około 150 otworami wiertniczymi. Ponad 90 z nich przebiło również cały trzecio-

² Większość analizowanych otworów wiertniczych (70–80%) stanowi dobry materiał do interpretacji geologicznej, z tego około 30% może służyć jako wiercenia reperowe, a pozostałe, słabsze opisy posłużyły autorce jako dane uzupełniające. Archiwalne numery wierceń zostały w artykule zmienione zgodnie z kolejnością opracowywanego materiału, w nawiązaniu do poprzedniej pracy autorki.

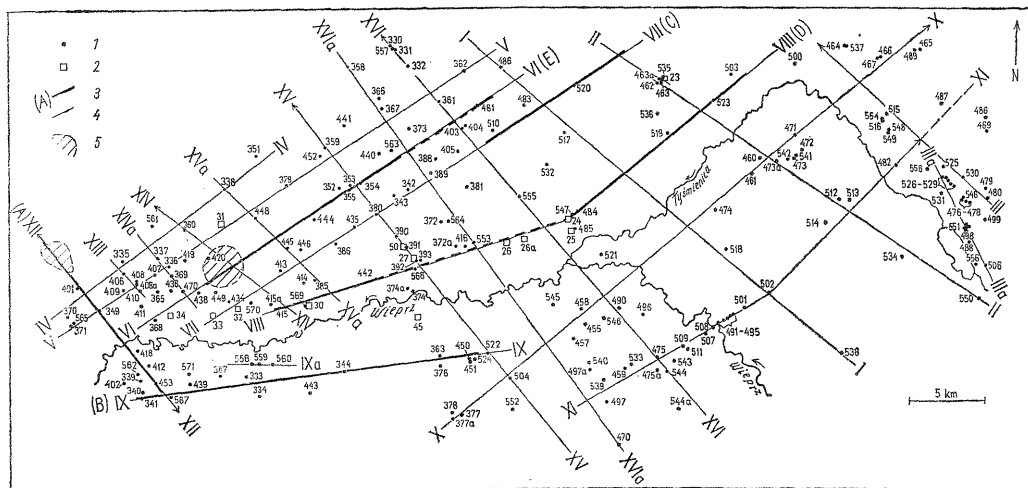


Fig. 2. Udokumentowanie geologiczne

Geological documentation

1 — otwór wiertniczy; 2 — odsłonięcie; 3 — linie przekrojów geologicznych zamieszczonych w artykule; 4 — przekroje geologiczne robocze; 5 — obszar większego skupienia otworów wiertniczych

1 — boring; 2 — exposure; 3 — geological section inserted into the paper; 4 — unpublished geological section; 5 — area with considerably dense borings

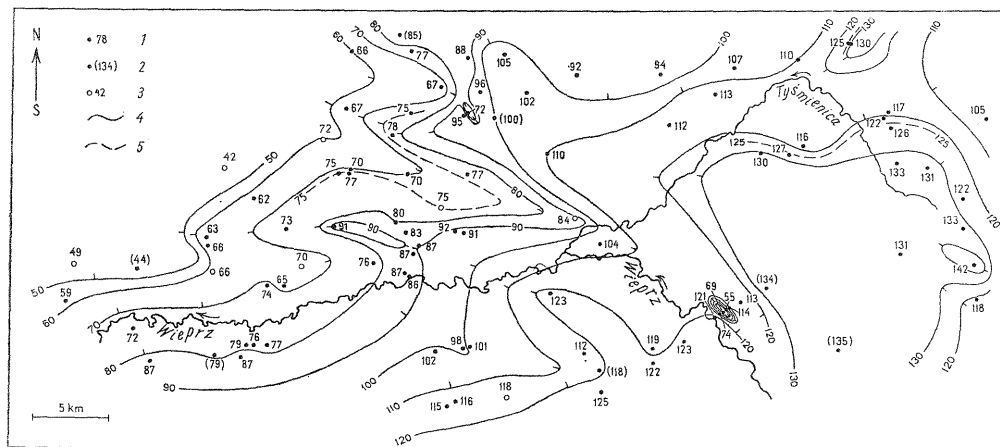


Fig. 3. Powierzchnia stropu kredy

Top surface of Cretaceous rocks

1 — strop litych skał kredy; 2 — strop słabo spójnych i nieskonsolidowanych osadów kredy; 3 — nie osiągnięty strop kredy przez stosunkowo głęboki otwór wiertniczy; 4 — izohipsy co 10 m; 5 — izohipsy co 5 m (fragmentarycznie)

1 — top surface of solid Cretaceous rocks; 2 — top surface of unconsolidated Cretaceous deposits; 3 — not reached top of Cretaceous rocks by comparatively deep boring; 4 — contour lines every 10 m; 5 — contour lines (additional) every 5 m

rzęd — występujący na większości obszaru pod osadami plejstocenijskimi — i osiągnęło strop kredy.

Kreda reprezentowana jest w większości przez skały zwięzłe, głównie margle, w przeciwieństwie do niespoistych osadów trzeciorzędu. Ukształtowanie powierzchni stropu litych skał występujących poniżej trzeciorzędu odegrało istotną rolę w przebiegu niektórych procesów w plejstocenie, szczególnie procesów glacitektonicznych towarzyszących transgresji lądolodów. Z tego powodu powierzchnia ta (fig. 3) zasługuje na odrębne omówienie.

Najwyżej położony strop kredy i jednocześnie najbardziej wyrównany znajduje się w obszarze położonym na SE od Kocka (na poziomie stu trzydziestu paru metrów n.p.m., osiągając na południowo-wschodnim krańcu 142 m n.p.m.). Ku północy powierzchnia ta obniża się stopniowo do dziewięćdziesięciu paru metrów n.p.m., tworząc miejscami wyraźniej zaakcentowane progi krawędziowe i tylko w NE części badanego obszaru podnosi się ponownie do poziomu powyżej 120 m n.p.m.

Na SW od Kocka występuje drugi podobny obszar zbudowany ze skał kredy, zajmujący jednak mniejszą powierzchnię od wymienionego wyżej i obniżony w stosunku do niego o ok. 10 m. Brak szczegółowych badań skał kredowych z analizowanych otworów wiertniczych nie pozwala na razie sprecyzować, czy wspomniana różnica wysokości tych poziomów jest wynikiem procesów erozyjnych czy tektonicznych. Poziomy te są oddzielone od siebie obniżeniem, w którego obrębie strop kredy znajduje się na wysokości stu kilkunastu metrów n.p.m. i który kontynuuje się ku NW, tworząc wyraźnie zaznaczoną formę linearną. Forma ta rozcina poprzecznie krawędziową strefę stropu kredy, jaka znajduje się w zachodniej połowie badanego obszaru. Strop kredy opada w tej strefie ku NW nieregularnie przebiegającą stosunkowo stromą krawędzią, a następnie zanurza się głęboko pod osady trzeciorzędu i w północno-zachodniej części terenu występuje już niżej niż 50 m n.p.m. W strefie krawędziowej zaznaczają się miejscami mocniej zaakcentowane spadki, o których będzie mowa w dalszej części artykułu.

W obrębie oraz w bliskim sąsiedztwie wspomnianego obniżenia linearnego (o ogólnym kierunku SE—NW), które w większości stwierdzonych przypadków wypełnione jest oligocenijskimi piaskami z glaukonitem, stwierdzono w okolicach Luszawy i Serokomli występowanie głębokich form depresyjnych wypełnionych osadami plejstocenijskimi (zagadnienie to jest przedmiotem przygotowywanej publikacji).

Trzeciorzęd reprezentowany jest na badanym terenie głównie przez trzy ogniwa, tj. oligocen, miocen i pliocen³. Należy jednak podkreślić, iż — mimo ciekawych prac o szerszym zakresie (E. Ciuk, 1970) dotyczących trzeciorzędu badanego obszaru — autorka opisując bezpośrednio podłoże plejstocenu dysponuje tylko danymi bardzo ogólnymi. Brak szczegółowych opracowań nie pozwala również na bliższą analizę kopalnej sieci dolin rzecznych z najstarszego okresu plejstocenu, po-

³ Istnieje duże prawdopodobieństwo, że do pliocenu zaliczono niejednokrotnie „preglacja!”.

Znaczna część wierceń przebijających trzeciorzęd wykonana była jako „wiercenia badawcze” na zlecenie IG, a wydzielenia stratygraficzne w obrębie trzeciorzędu dla tego materiału wiertniczego posłużyły autorce jako dane reperowe do interpretacji innych profili.

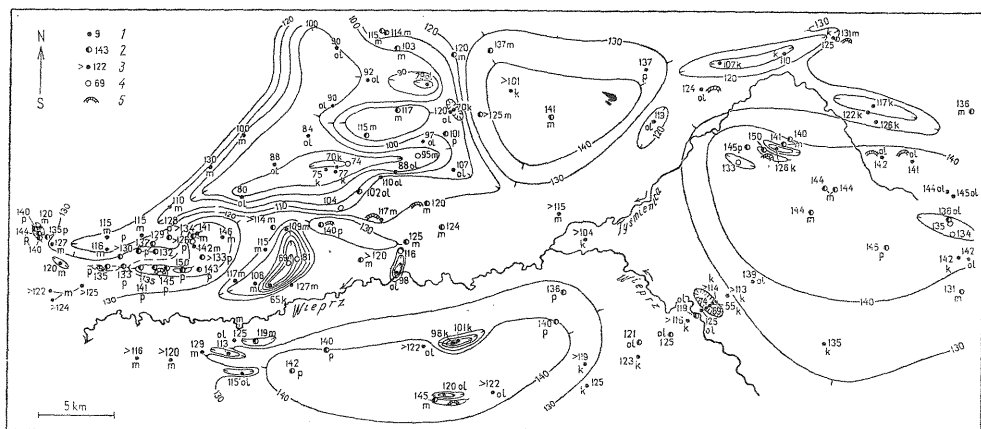


Fig. 4. Strop trzeciorzędu zaburzony glacitektonicznie; bez uwzględnienia dolin erozyjnych

Top surface of Tertiary deposits disturbed by glacial tectonics; river valleys not shown

1 — punkt dokumentujący strop osadów trzeciorzędu (i starszych); 2 — punkt dokumentujący strop osadów trzeciorzędu, których wiek określony jest z dużą dozą prawdopodobieństwa; 3 — punkt dokumentujący powierzchnię stropu trzeciorzędu, obniżoną przez późniejsze procesy; 4 — nie osiągnięty strop trzeciorzędu przez stosunkowo głęboki otwór wiertniczy; 5 — strefa występowania kopalnych moren czołowych wyciśnięcia; p — pliocen; m — miocen; ol — oligocen; k — kreda

1 — documentation of the top of Tertiary (and older) deposits; 2 — documentation of the top of Tertiary deposits, whose age is defined with considerable probability; 3 — documentation of the top surface of Tertiary deposits lowered by posterior processes; 4 — not reached top of Tertiary deposits by comparatively deep boring; 5 — zones of occurrence of buried squeezed end-moraines; p — Pliocene; m — Miocene; ol — Oligocene; k — Cretaceous

przedzającego zlodowacenie krakowskie. W dolinach tego wieku, stwierdzonych dalej ku północy, występuje już materiał skandynawski pochodzący z osadów najstarszego zlodowacenia (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976), natomiast na omawianym obszarze kryterium to nie może być zastosowane.

Powierzchnia stropu trzeciorzędu nie zdeformowana albo w małym stopniu zdeformowana przez procesy glacitektoniczne występuje tylko we wschodniej i w południowej części badanego obszaru, gdzie jest ona uformowana na osadach miocenijskich, a miejscami pliocenijskich. Wysokość tej powierzchni wynosi od stu dwudziestu paru do stu czterdziestu paru metrów n.p.m. (fig. 4). Notowana w dwóch miejscach wartość 150 m n.p.m. (w zachodnim krańcu terenu i w strefie zakola Tyśmienicy) wiąże się ze spiętrzeniami glacitektonicznymi — bez stwierdzonego odkorzenia — występującymi na południowych obrzeżeniach depresji glacitektonicznych.

Największe depresje glacitektoniczne, których dna sięgają głęb. 60—70 m n.p.m., znajdują się w zachodniej części badanego obszaru — w rejonie, gdzie trzeciorzęd leży na nieregularnej krawędzi twardego podłoża kredowego (porównaj fig. 3 i 4). W tej części terenu pierwotny strop trzeciorzędu zachował się tylko miejscami, przeważnie na przedpolu większych depresji glacitektonicznych, omawianych w następnych rozdziałach.

SERIA GLACIGENICZNA STARSZEGO STADIAŁU ZŁODOWACENIA KRAKOWSKIEGO

Najstarszy poziom akumulacji lodowcowej na badanych obszarze i terenach przyległych wiązany jest najczęściej ze zlodowaceniem krakowskim (S. Z. Różycki, 1972; H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976), jakkolwiek niektórzy autorzy stawiają to zagadnienie na płaszczyźnie dyskusyjnej, np. J. E. Mojski (1969) nie wyklucza również obecności starszego zlodowacenia. W rejonie Kocka poziom ten jest wyraźnie dwudzielny (fig. 6), rozdzielony osadami rzecznyymi, omawianymi w następnym rozdziale.

Starsza seria glacigeniczna omawianego zlodowacenia leży bezpośrednio na trzeciorzędzie i jest najczęściej reprezentowana przez glinę zwałową o barwach szarych, której miąższości nie przekraczają paru metrów. Większe miąższości tej gliny stwierdza się tylko w niektórych depresjach glacitektonicznych (geneza depresji glacitektonicznych omówiona w pracy — H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976). Depresje glacitektoniczne, których utworzenie można wiązać ze starszym stadiałem zlodowacenia krakowskiego, występują w rejonach Michowa — Żelkowa i Ryków, gdzie są one oddzielone od młodszej serii tegoż zlodowacenia osadami rzecznyymi i (lub) zastoiskowymi (fig. 6A, B).

Koło Żelkowa depresja została stwierdzona dwoma otworami (fig. 6B, otwory 524 i 451), opisanymi szczegółowo przez E. Rühlego. Dno depresji znajduje się na poziomie 98—101 m n.p.m., podczas gdy strop niezaburzonego trzeciorzędu występuje w tym rejonie na wysokości ok. 140 m n.p.m. (fig. 4). Te otwory, usytuowane bardzo blisko siebie, przebijają zupełnie odmienne osady. W otworze 524 stwierdzono w dolnej części depresji (na wapieniach kredowych pokrytych zwietrzeliną) 14-metrową serię glin burzących z kwasem solnym, zawierających pojedyncze gładziki, przerosty drobnego gruzu wapiennego oraz przewarstwienia mulaste i mulasto-piaszczyste podobne w swej strukturze do „spływów soliflukcyjnych”. Cechy tych glin, rozpatrywane na tle występowania ich w stosunku do otaczającego trzeciorzędu, są bardzo zbliżone do cech glacitektonicznych wypełnień depresji (*op. cit.*). Osady w górnej części depresji, stwierdzone tym samym wierceniem nad serią glin, są reprezentowane przez warstwę (ponad 10 m) piasków ze żwirami. Warstwa ta może być interpretowana zarówno jako osady wciśnięte do depresji spod łądolodu, jak też jako fluwioglacjalna seria związana z procesami deglacjacji. W otworze 451 stwierdzono nad opoką, w dolnej części depresji ok. 3 m warstwę piasków różnoziarnistych z domieszką pyłu, słabo burzących z kwasem solnym, a ponad nimi ok. 7 m mięzsze piaski pylaste i drobne, o barwach szarych, nie burzące z HCl lub burzące bardzo słabo. Brak reakcji z HCl w tego typu osadach może wskazywać na redeponowany glacitektonicznie materiał trzeciorzędowy. Powyżej leży seria osadów o miąższości 23 m, które już wyraźnie burzą z HCl, z wyjątkiem części przystropowej. Spągową część tej serii stanowią piaski drobno- i średnioziarniste, a powyżej występują wyłącznie piaski mulaste i mułki, miejscami „ze śladami wstęgowania”. Są to więc osady zbiornika wodnego, jaki utworzył się w obrębie depresji glacitektonicznej. Geneza tego zbiornika jest prawdopodobnie analogiczna do genezy

zbiorników związanych czasowo z lądolodem młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego i opisanych w odrębnej publikacji (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1978).

Na terenie Michowa depresja została stwierdzona jednym otworem (377), którego opis wykonał W. Goś. Jej głębokość nie przekracza 20 m. W dolnej części (na odcinku ok. 8 m) wypełniają ją piaski mulaste glaukonitowe, w obrębie których notuje się obecność drobnych otoczków skał krystalicznych. Są one przykryte ok. 3 m warstwą piasków ze żwirami i żwirów, zawierających również glaukonit, którego ilość maleje ku stropowi. Obydwie warstwy, wykazujące przemieszanie materiału trzeciorzędowego i plejstocenijskiego, autorka interpretuje jako wciśnięte glacitektonicznie do depresji. Powyżej tych osadów leży (13 m) kompleks żwirów z otoczkami i otoczków z domieszką piasku, wykazujących cechy osadów zwałowych. Analogicznie do serii piaszczysto-żwirowej z otworu 524 w Michowie, kompleks ten może reprezentować dalszy ciąg glacitektonicznego wypełnienia depresji, bądź też wiąże się z sedymentacją lodowcowo-fluwioglacjalną z okresu deglacjacji. Na południowym przedpolu depresji w Michowie stwierdzono występowanie stropu trzeciorzędu na poziomie parę metrów wyższym w stosunku do obszaru otaczającego (fig. 4). Jest on tu najprawdopodobniej spiętrzony (ale nie odkorzeniony) w procesie wyciskania i przemieszczania ponad nim materiału trzeciorzędowego z depresji. Wiek depresji w Michowie nie jest tak wyraźnie datowany jak depresji żelkowskiej, gdyż od młodszego stadiału lodowcowego omawianego zlodowacenia dzieli ją tylko 2 m warstwa iłów, najprawdopodobniej zastoiskowych. Obie depresje utworzone są w rejonie, gdzie strop kredy leżącej pod trzeciorzędem obniża się wyraźnie ku północy (porównaj fig. 4 i 3). Sądząc z usytuowania omówionych wyżej form glacitektonicznych, kierunek transgresji lądolodu był na tym obszarze zbliżony do kierunku N—S.

Depresje glacitektoniczne w rejonie Ryków nie wykazują głębokości większych niż kilkanaście metrów (fig. 6A). Są one wypełnione osadami głównie glacialnymi, a ukierunkowanie spiętrzonych wyniosłości trzeciorzędu na przedpolu jednej z nich (fig. 4) wskazuje na kierunek transgresji lądolodu w tym rejonie z NE na SW.

DOLINY RZECZNE Z OKRESU INTERSTADIAŁU ZLADOWACENIA KRAKOWSKIEGO

Najstarszą serię aluwialną, której wiek można określić na pewno jako plejstocenijski, charakteryzuje obecność materiału skandynawskiego. Występuje ona w kopalnych dolinach, rozcinających osady glacialne starszego stadiału zlodowacenia krakowskiego i trzeciorzędowe (fig. 6A, B), a sporadycznie docierających do kredy. Na szkieletowej mapie (fig. 5) oznaczono tylko fragmenty systemu dolin rzecznych z tego okresu, gdyż ich wzajemne połączenia trudne są do rekonstrukcji ze względu na późniejsze zaburzenia glacitektoniczne.

Najgłębsze doliny interstadialne stwierdzono w północnej części badanego terenu — w rejonie Serokomli oraz na wschód i południowy za-

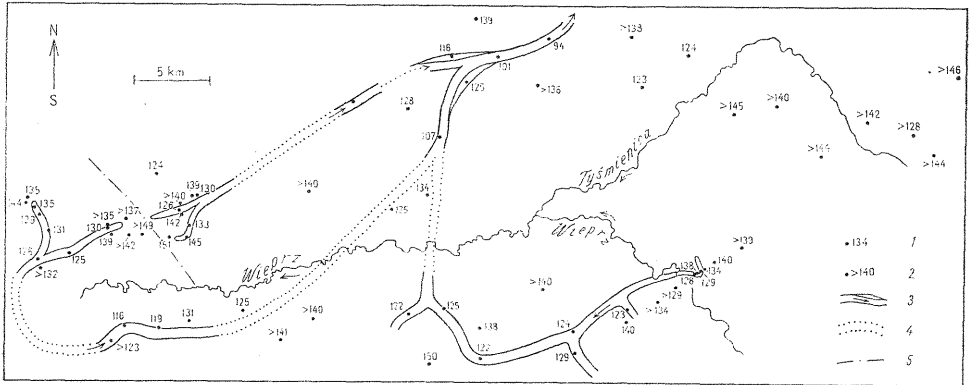


Fig. 5. Fragmenty dolin rzecznych z okresu interstadiału w obrębie zlodowacenia krakowskiego

Fragments of river valleys of the interstadial of the Cracovian (Mindel) Glaciation
 1 — punkt dokumentujący interstadialną powierzchnię erozyjną lub denudacyjną; 2 — punkt dokumentujący interstadialną powierzchnię denudacyjną obniżoną przez późniejsze procesy; 3 — fragment doliny interstadialnej stwierdzony wierceniami; 4 — przypuszczalny przebieg doliny interstadialnej; 5 — dział wodny z okresu interstadiału

1 — documentation of erosion or denudation surface of the interstadial; 2 — documentation of the interstadial denudation surface lowered by posterior processes; 3 — fragment of interstadial valley stated by borings; 4 — probable course of interstadial valley; 5 — interstadial water-shed

chód od tej miejscowości. Ówczesne wcięcia erozyjne wynoszą tu przeciętnie trzydzieści kilka metrów w stosunku do zachowanych fragmentów wysoczyzn z tego okresu (fig. 5). Dna dolin wykazują na tym obszarze niewyrównane i stosunkowo duże spadki od 0,9 do 2‰. Wskazuje to na stosunkowo krótki okres, jaki dzielił maksymalne zaawansowanie erozji wgłębnej od procesu agradacji tych rzek, co nie pozwoliło na wyrównanie profilu podłużnego ich cokołów erozyjnych. Osady wypełniające omawiane doliny złożone zostały najprawdopodobniej w jednym cyklu sedymentacyjnym, najpełniej reprezentowanym w Woli Osowińskiej (fig. 6C, otwór 520 szczegółowo opisany przez E. Rühlego). Spąg serii aluwialnej ma tutaj najniższe położenie z całego badanego obszaru, tj. 94 m n.p.m. i znajduje się on na cienkiej (2,5 m) warstwie piasków glaukonitowych z drobnym żwirem kwarcu i krzemieni, leżącej na marglach kredowych. Dolną część aluwiiów plejstocenijskich stanowi warstwa ponad 2 m grubości złożona z drobnych żwirów i pojedynczych otoczków głównie odwapnionej kredy, kwarcu i krzemieni z udziałem skał krystalicznych. Wyżej leży (2 m) warstwa drobnych żwirów z domieszką piasku, a nad nią warstwa (2 m) piasków różnoziarnistych z przewagą ziarn grubych. Wyżej występują (5 m) piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwiru i pojedynczymi otoczkami, a nad nimi (3 m) piaski drobnoziarniste z domieszką ziarn średnich i pojedynczych drobnych żwirów. Nad opisaną serią stosunkowo gruboziarnistą, z wyraźnie zaznaczonym drobnieniem ziarn ku górze, której miąższość wynosi łącznie 14 m, występuje seria o prawie dwukrotnie większej grubości (26 m), złożona z materiału drobnoziarnistego. Zaczyna ją warstwa (5 m) piasków drobnoziarnistych z domieszką pylastych, a główną jej masę

(17 m) stanowią leżące wyżej piaski pylaste z domieszką drobnych i sporadycznymi ziarnami grubymi, które w stropie przechodzą w piaski pylaste z przewarstwieniami mułkowymi (1,5 m). Zakończenie serii aluwialnej stanowią tu ponownie piaski pylaste z domieszką drobnych, które są już przykryte gliną zwałową. Kontynuację ku zachodowi omawianego odcinka interstadialnej serii rzecznej można prześledzić w otworze wiertniczym 483 (fig. 6C). W porównaniu z poprzednio omówionym wierceniem dominują tu zdecydowanie facje materiału drobnoziarnistego (nad spągową warstwą piasków z drobnym żwirem skał lokalnych i krystalicznych występują ponad 20-metrowej miąższości piaski pylaste z domieszką drobnych i drobnoziarniste z domieszką średnich). W stropie tego materiału, poniżej mułków warstwowanych, kończących tu również sedymentację aluwialną omawianego interstadialu, występuje 2 m warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych z licznymi ziarnami grubymi. Mogłoby to wskazywać na ewentualne istnienie drugiego cyklu sedymentacyjnego, co do pewnego stopnia potwierdza wyerodowanie na tym samym poziomie (125 m n.p.m.) bocznego tarasu, na którym osadzony został pełny cykl rzeczny (fig. 6C, otwór 510). Bardzo słabo zaakcentowanej dwucykliczności można by także dopatrywać się w sąsiednim otworze 481 (fig. 6E). Wszystkie te przesłanki nie są jednak wystarczające na niewątpliwe stwierdzenie dwucykliczności omawianej serii interstadialnej, gdyż wymienione cechy mogą się również dobrze wiązać ze stopniową agradacją rzek i poszerzaniem dolin w tym samym cyklu sedymentacyjnym. Cykl ten bardzo konsekwentnie kończy się akumulacją mulastych i ilastych mał w poziomie ok. 130 m n.p.m.

Drugi fragment sieci rzecznej omawianego okresu stwierdzony został w SW części obszaru, w okolicach wsi Wilczanka i Cezaryn, trzema wierceniami wnikliwie i szczegółowo opisanymi przez E. Rühlego (fig. 6B, otwory 439, 453 i 341). Seria aluwialna leży tu na osadach mioceńskich i oligoceńskich, a najgłębsze stwierdzone miejsce cokołu erozyjnego wynosi w tym rejonie 116 m n.p.m. (otwór 453). Najpełniej wyrażony cykl sedymentacyjny przebito otworem 439. Zaczyna się on warstwą (ponad 2 m) żwirów i piasków ze żwirem z udziałem skał lokalnych i krystalicznych. Nad nimi występują piaski drobno- i średnioziarniste (ok. 3 m), zawierające pojedyncze ziarna żwirów, a w górnej części cienkie (0,5 m) przewarstwienie piasków drobnoziarnistych, przykrytych analogicznej miąższości warstwą piasków drobnych z dość licznymi ziarnami grubych żwirów. Powyżej, na odcinku ok. 7 m, dominuje materiał drobny, tj. piaski drobnoziarniste i pylaste, które miejscami zawierają domieszki ziarn średnich. Nad opisaną serią aluwialną, której strop znajduje się tu na poziomie ok. 130 m n.p.m., leżą ropy i mułki zastoiskowe (ok. 5 m), przykryte gliną zwałową. W dwóch pozostałych otworach cykliczność osadów aluwialnych nie jest wyrażona w sposób tak wyraźny jak w opisanym wyżej, ale wszędzie w stropie przechodzą one bardzo konsekwentnie w osady zastoiskowe. Ten ostatni fakt wskazuje na niemal całkowite zatamowanie odpływu rzek, których miejsce zajęły rozległe jeziorzyska, zatapiające również sąsiadujące z dolinami obszary zdenudowanych wysoczyzn (fig. 6B, otwór 387).

Zatamowanie odpływu rzek i zastąpienie sedymentacji rzecznej zastoiskową jeszcze wyraźniej zaznacza się w SE części obszaru. Frag-

ment ówczesnej sieci rzecznej stwierdzono tam ośmioma otworami wiertniczymi — od Luszawy po północne okolice Michowa (fig. 1 i 5). Spąg aluwiów interstadialnych znajduje się tu prawie wszędzie na rozciętych erozyjnie osadach starszej serii glacialnej zlodowacenia krakowskiego. Występuje on w poziomie stu dwudziestu kilku metrów n.p.m. (fig. 5), ale w szeregu miejsc nie można ściśle oznaczyć tej wartości, gdyż omawiane aluwia leżą na starszych osadach żwirowych, od których trudno je wyraźnie odgraniczyć (fig. 6B i in.). Z tego samego powodu nie można podać dla tego obszaru szczegółowszej charakterystyki stopnia zmienności osadów, występujących w spągowej części wypełnienia omawianych dolin. Charakterystyczną cechą profilu tego wypełnienia, jak wspomniano wyżej, jest stosunkowo mały udział osadów rzecznych — które występują tylko w dolnych częściach kopalnych dolin, miąższości ich nie przekraczają paru metrów, a w ich skład wchodzi głównie piaski drobnoziarniste i mulaste — natomiast dominują tu ropy i mulki zastoisowe, które wypełniają doliny w poziomie od ok. 130 do ok. 140 m n.p.m. Wskazuje to na fakt, że są to górne (bliskie źródeł) odcinki sieci dolin interstadialnych, do których proces agradacji dotarł tuż przed utworzeniem na całym badanym obszarze zatamowanych jeziorzysk, w których osadzone zostały ropy i mulki warwowe.

Zatamowanie dolin rzecznych i utworzenie rozległych zastois wiazało się z transgresją lądolodu młodszego stadia zlodowacenia krakowskiego, która w zachodniej części badanego obszaru (m. in. w rejonie Ryków) miała charakter oscylacyjny. Lądolód przykrył w rejonie Ryków istniejące tam górne odcinki dolin rzecznych interstadialnych (fig. 5), wypełnione cienką (kilka — kilkanaście metrów) serią aluwiów (fig. 6A), a następnie wycofał się kilkanaście kilometrów ku północy i ponownie transgredował na południe, przykrywając tym razem rozległe zastoiska, utworzone w strefach dawnych dolin i wypełnione w znacznej mierze osadami warwowymi.

W rejonie położonym na NW od wsi Ułęz stwierdzono również górne odcinki dolin interstadialnych (fig. 5), wypełnionych jednocykliczną serią aluwiów (fig. 6E, otwór 449). Strop tej serii znajduje się ok. 10 m wyżej w porównaniu ze stropem osadów rzecznych w pobliskim rejonie Ryków (porównaj fig. 6A). Ta cecha oraz odmiennie skierowane spadki tych dolin (w rejonie Ryków na SW, w rejonie Ułęza na NE) wskazują na istnienie ówczesnego działu wodnego w strefie dzielącej te dwa rejonu. Niewielkie rzeki z rejonu Ułęza płynęły prawdopodobnie wprost ku stosunkowo głębokiej dolinie, stwierdzonej w północnej części badanego obszaru (fig. 5) i opisanej na początku tego rozdziału. Jednym z dalszych, północnych dopływów tej doliny była prawdopodobnie interstadialna dolina z obszaru Radzyna (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976). Natomiast niewielkie rzeki rejonu Ryków stanowiły najprawdopodobniej dopływy rzek, których doliny stwierdzono w południowej części, i dopiero tą drogą łączyły się przypuszczalnie z głębiej wciętymi rzekami na północy (fig. 5). Cechą charakterystyczną dolin południowych — w odróżnieniu od tych, które stwierdzono w północnej i środkowej części obszaru — jest konsekwentne przykrycie aluwiów kilkumetrowej grubości warstwą ropy i mulków warwowych. Potwierdza to sformułowany już wyżej wniosek o istnieniu rozległych zastois w tej części terenu

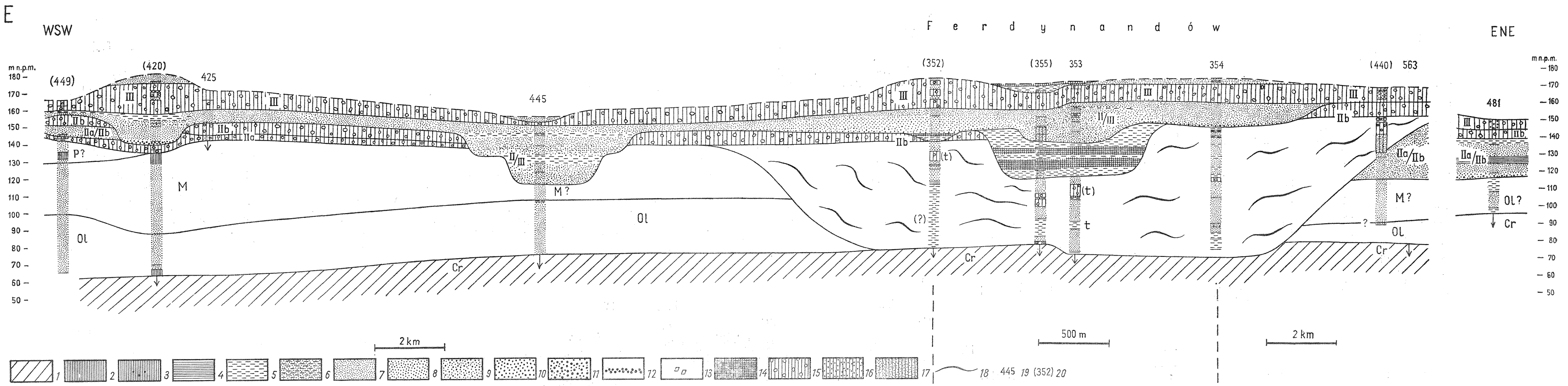


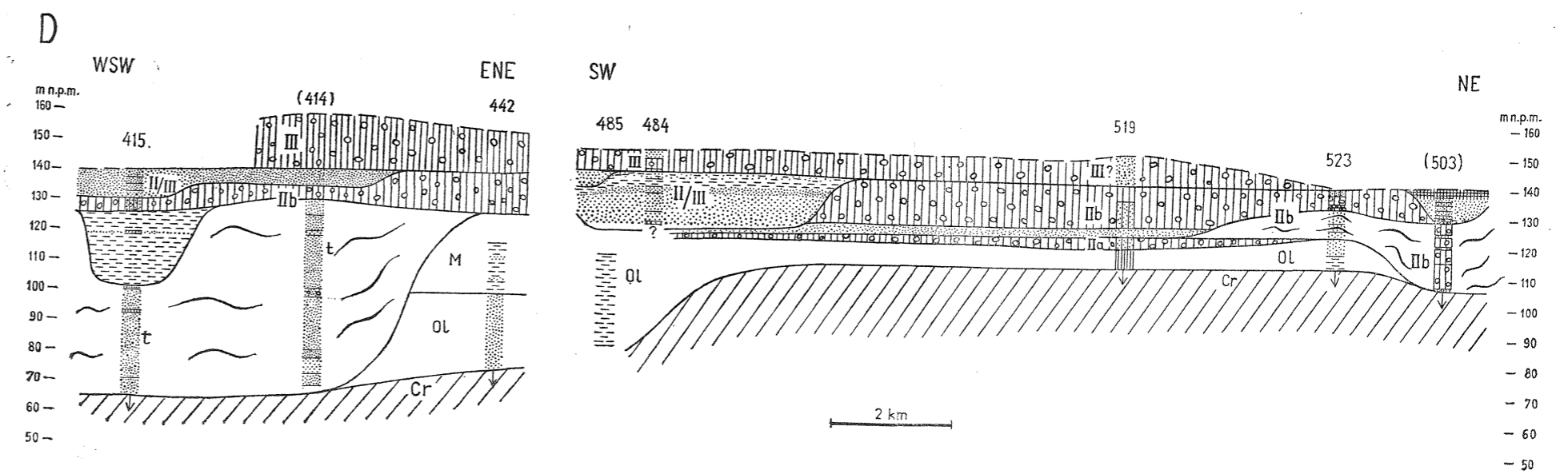
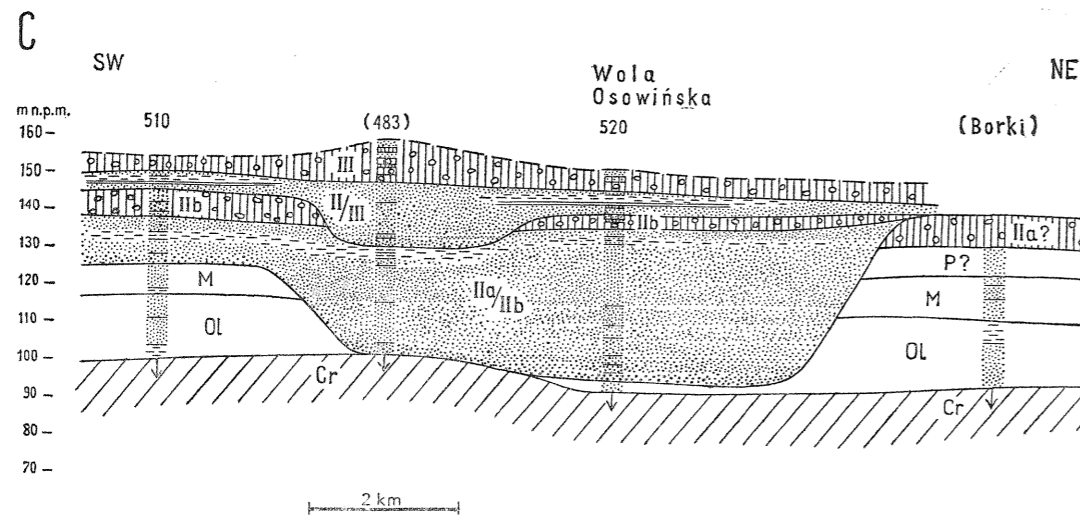
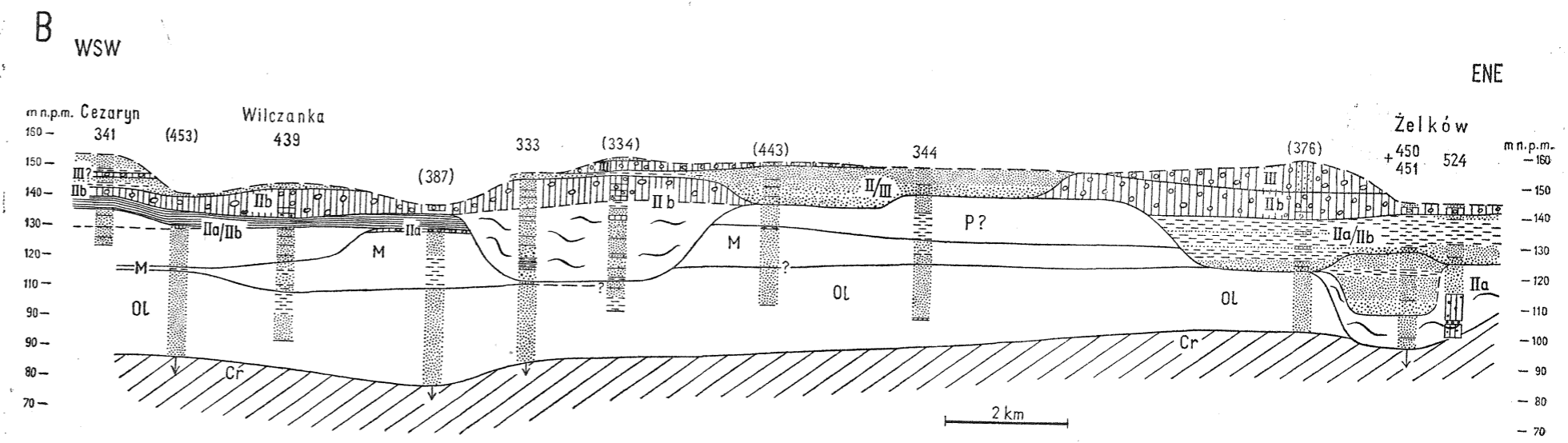
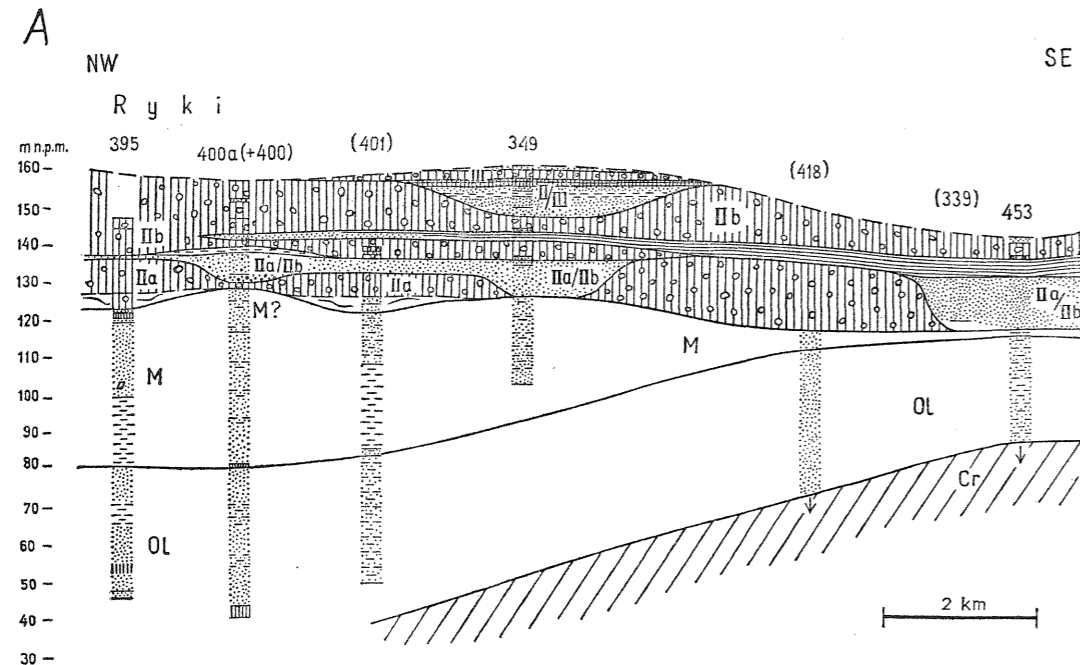
Fig. 6. Przekroje geologiczne A, B, C, D, E

Geological sections A, B, C, D, E

1 — margle, wapienie, opoki (miejscami kreda pisząca lub ily wapienste); 2 — ily; 3 — ily, w obrębie których występują głaziki lub głazy; 4 — ily zastoiskowe; 5 — mułki; 6 — mułki piaszczyste; 7 — piaski drobnoziarniste (i średnioziarniste); 8 — piaski gruboziarniste (i średnioziarniste); 9 — piaski ze żwirami lub głazikami; 10 — żwiry; 11 — żwiry z głazami; 12 — głazy; 13 — kawałki drewna; 14 — osady organogeniczne wieku plejstocenijskiego; 15 — gliny zwałowe (oraz osady glaciogeniczne w ujęciu zgeneralizowanym); 16 — gliny zwałowe z dużą ilością materiału żwirowego; 17 — gliny zwałowe piaszczyste; 18 — strefy występowania osadów redeponowanych glacitektonicznie; 19 — numer otworu wiertniczego; 20 — numer otworu wiertniczego rzutowanego na linię przekroju; Cr — kreda; Ol — oligokowskiego; II/III — osady wielkiego interglacjału; III — osady stadiału maksymalnego (Radomki) zlodowacenia środkowopolskiego; IIa/IIb — osady interstadialu zlodowacenia krakowskiego; IIB — osady młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego; M — miocen; P — pliocen; t — materiał trzeciorzędowy w obrębie osadów czwartorzędowych (kry lodowcowe); IIa — osady starszego stadiału zlodowacenia krakowskiego; IIB — osady młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego; II/III — osady wielkiego interglacjału; III — osady stadiału maksymalnego (Radomki) zlodowacenia środkowopolskiego

Uwaga: na przekrojach nie została uwzględniona rzeźba powierzchni terenu
 1 — marls, limestones (in some places calcareous clays); 2 — clays; 3 — clays with pebbles or boulders; 4 — varved clays; 5 — silts; 6 — sandy silts; 7 — fine-grained (and medium-grained) sands; 8 — coarse-grained (and medium-grained) sands; 9 — sands with gravel or pebbles; 10 — gravels; 11 — gravels with boulders; 12 — boulders; 13 — timber pieces; 14 — Pleistocene organogenic deposits; 15 — tills (and another glaciogenic deposits — generalized); 16 — gravelly tills; 17 — sandy tills; 18 — zones of occurrence of deposits redeposited by glacial tectonics; 19 — number of boring; 20 — number of boring projected on geological section line; Cr — Cretaceous; Ol — Oligocene; M — Miocene; P — Pliocene; t — Tertiary material within Pleistocene deposits (glacial rafts); IIa — older stadial of Cracovian (Mindel) Glaciation; IIB — younger stadial of Cracovian Glaciation; II/III — the Great Interglacial; III — the stadial of Middle Polish (Riss) Glaciation

Note: The recent relief not shown on the sections



w czasie transgresji lądolodu młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego. Fakt ten nie pozostał bez wpływu na przebieg procesów towarzyszących transgresji tego lądolodu.

Krótką dyskusją, dotyczącą nawiązań stratygraficznych omówionego interstadiału z analogicznymi jednostkami wyróżnionymi na obszarach położonych dalej na południe, podana jest na końcu następnego rozdziału.

SERIA GLACIGENICZNA MŁODSZEGO STADIAŁU ZLADOWACENIA KRAKOWSKIEGO

Młodsza seria glacialna zlodowacenia krakowskiego reprezentowana jest w głównej mierze przez poziom gliny zwałowej, występującej bardzo konsekwentnie na całym badanym terenie. Jest to glina o cechach na ogół „typowych” dla glin lodowcowych (w opisach wierceń podawane są cechy makroskopowe) i barwach przeważnie szarych. Miąższości omawianej gliny na badanym terenie wynoszą przeciętnie kilka — kilkanaście metrów. Przykrywa ona opisane wyżej interstadialne osady rzeczne i zastoiskowe (fig. 6A, 6B i in.) lub glinę zwałową starszego stadiału, od której nie wszędzie można ją łatwo odgraniczyć.

Jednakże w szeregu miejsc, a szczególnie w NW części obszaru, pod omawianą gliną nie stwierdza się dwóch wymienionych starszych jednostek plejstocenu, a jednocześnie osady, które ona bezpośrednio przykrywa, trudno zaliczyć do trzeciorzędu *in situ*. Większość wierceń dokumentujących to zagadnienie opisali E. Rühle lub M. Marzec, dając ciekawy i szczegółowy materiał. W opisach tych zwraca uwagę fakt, iż w szeregu miejsc górne ogniwa trzeciorzędu opisywane są ze znakiem zapytania, gdyż np. osady mioceńskie wykazują szereg cech typowych dla oligocenu lub odwrotnie; to samo dotyczy pliocenu. Innymi cechami zwracającymi uwagę są małe domieszki materiału „krystalicznego” lub „skandynawskiego” w obrębie serii uznanych za prawdopodobnie trzeciorzędowe oraz obecność poziomów słabo zaakcentowanej wapności (również w obrębie takich serii), której na ogół czyste ogniwa trzeciorzędu na tym obszarze nie wykazują. Oprócz opisów wierceń stwierdzających taki wątpliwy trzeciorząd, istnieją również opisy, które stwierdzają w sposób jednoznaczny „przemieszanie” materiału trzeciorzędowego i plejstocenu. W interpretacji przekrojów geologicznych oraz kreśleniu mapy podłoża plejstocenu, autorka, jako trzeciorząd *in situ*, traktowała tylko te jego ogniwa, których opisy nie zawierały dużej dozy wątpliwości odnośnie do ich przynależności stratygraficznej. W efekcie końcowym tej analizy okazało się, że wymienione wyżej cechy „wątpliwe” zgrupowane są na określonych obszarach i w większości przypadków odnoszą się do osadów stanowiących wypełnienia depresji glaciotektonicznych (analogiczne zagadnienia omawiane w pracy z 1976 r. — H. Ruszczyńska-Szenajch).

Usytuowanie glaciotektonicznych depresji rejonu Kocka wykazuje wyraźną konsekwencję w swoim uzależnieniu od ukształtowania stropu twardych skał kredy, podścielających zaburzony trzeciorząd (porównaj fig. 3 i 4.) Zależność ta jest na badanym terenie znacznie silniej zaak-

centowana i udokumentowana większą ilością wierceń w porównaniu z terenem położonym ku północy, gdzie autorka po raz pierwszy ją stwierdziła (*op. cit.*). Trzy najgłębsze depresje badanego obszaru usytuowane są w omówionej poprzednio krawędziowej strefie stropu kredy, obniżającego się pod pokrywą trzeciorzędu ku NW, w zachodniej połowie badanego terenu (fig. 3). Najgłębsza z depresji usytuowana jest w okolicach wsi Sobieszyn — jej dno sięga tu 65 m n.p.m., podczas gdy strop niezaburzonego trzeciorzędu występuje na otaczającym obszarze ok. 120 m n.p.m. (fig. 4). Najdłuższa z wymienionych depresji ciągnie się od okolic wsi Poznań przez Ferdynandów (gdzie osiąga maksymalną głębokość do poziomu 70 m n.p.m. — odcinek ten jest omówiony szczegółowiej w dalszej części niniejszego rozdziału) i dalej ku zachodowi przez Zielony Kąt w kierunku Ryków. Na północ od tej ostatniej, nie wykluczając połączenia z nią, występuje depresja w rejonie wsi Józefów, której maksymalna stwierdzona głębokość sięga 79 m n.p.m. Znacznie płytsze depresje i na ogół o mniejszej rozciągłości stwierdzono także na południe od wymienionych — w okolicach Łysobyków i Baranowa — oraz we wschodniej części terenu — w rejonie Paszki—Branica i w okolicach Suchowoli, Czemierników i Miłkowa (fig. 4). Wszystkie one „nakładają się” również na wyraźniej zaakcentowane spadki twardego podłoża, podścielającego miękkie osady zaburzonego trzeciorzędu (fig. 3 i 4). Analiza kierunków rozciągłości tych depresji w stosunku do przebiegu krawędziowych stopni twardszego podłoża, z którymi się wiążą, i stwierdzanych miejscami kopalnych moren wyciśnięcia na przedpolach depresji (fig. 4) wskazuje, że kierunek transgresji lądolodu we wschodniej części obszaru był prawie południkowy, natomiast w zachodniej posiadał odchylenie z północnego zachodu na południowy wschód.

Wypełnienia płytszych depresji glacitektonicznych wykazują stosunkowo duży udział materiału glacigenicznego (np. fig. 6D, otwór 503), co może wskazywać na obecność stosunkowo obfitego materiału już wytopionej moreny dennej, jaki znajdował się pod lądolodem i był wciskany do formujących się depresji.

Wypełnienia trzech najgłębszych depresji stanowi w dużej mierze omówiony wyżej „wątpliwy” trzeciorząd, w którego spągu stwierdza się często obecność materiału skandynawskiego (np. fig. 6D, otwór 415), albo występujący łącznie materiał trzeciorzędowy i plejstoceniński. Gros tego materiału autorka interpretuje jako wciśnięty pod lądolodem do tworzących się depresji glacitektonicznych. Wskazuje na to zarówno ścisłe uzależnienie form depresji od ukształtowania twardego podłoża podścielającego osady zaburzone (powierzchnia oporowa dla nacisku lądolodu), jak i obecność kopalnych moren wyciśnięcia na przedpolu niektórych depresji (np. fig. 6D, otwór 523). Jednakże oprócz procesów wyciskania moren czołowych przed lądolód i równoczesnego zapełniania tworzących się na ich zapleczu (pod czołem lądolodu) form depresyjnych nie można wykluczyć w tym rejonie innych form przemieszczania glacitektonicznego, jak np. odkłuwanie i przemieszczanie (popychanie) pakietów materiału podłoża pod sunącym lądolodem (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976). Te ostatnie procesy jednakże nie mogły sięgać do warstw głębiej położonych i strefa ich działania ograniczała się raczej

do kilku lub kilkunastu metrów poniżej poziomu omówionej gliny zwalowej, pozostałej z topnienia lądolodu w czasie jego recesji.

Zastanawiający jest fakt stosunkowo nielicznych depresji wieku omawianego stadiału w południowej części badanego obszaru, gdzie również istniały dogodne warunki podłoża i gdzie stwierdza się starsze depresje glacitektoniczne (fig. 4). Sytuację taką tłumaczy w pewnym stopniu występowanie na tym obszarze w czasie transgresji omawianego lądolodu rozległych zastoisk, opisanych w poprzednim rozdziale. Znaczna część wód tych zastoisk była prawdopodobnie wyparta przed czoło lądolodu, ale w niektórych obniżonych strefach, pozbawionych odpływu w kierunkach dystalnych, lądolód mógł transgredować na płytkie zbiorniki wodne. W takich przypadkach woda przejmowała część obciążenia lodem (ciśnienie lodu było mniejsze o ciśnienie hydrostatyczne wody znajdującej się pod lodem — G. S. Boulton, 1974) i podłoże chronione było przed zaburzeniami.

Ciekawą i charakterystyczną cechą wypełnień głębokich depresji glacitektonicznych w rejonie Kocka jest obecność w ich obrębie kopalnych zbiorników, których geneza łączy się z procesami glacitektonicznymi, i które wypełnione są osadami jeziornymi. Zagadnienia te autorka omawia w odrębnym artykule (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1978), w którym również zamieszczona jest obszerniejsza dokumentacja — na przekrojach geologicznych — omówionych wyżej depresji glacitektonicznych. Jedno z wymienionych kopalnych jezior reprezentuje interglacjalny zbiornik Ferdynandowa, któremu poświęcono już szereg ciekawych opracowań (J. Rzechowski, 1967, J. E. Mojski, 1969; Z. Janczyk-Kopikowa, 1975; J. Łyczewska, 1977), zawierających niejednokrotnie kontrowersyjne poglądy dotyczące zarówno samego zbiornika, jak i plejstocęńskich serii podścielających. Temu ostatniemu zagadnieniu autorka poświęci parę słów dyskusji, gdyż wiąże się ono z zagadnieniem serii omawianej w tym rozdziale.

Spąg osadów plejstocęńskich, jakie występują pod serią kopalnego zbiornika, znajduje się w Ferdynandowie bardzo nisko — ok. 70 m n.p.m. (fig. 6E), podczas gdy strop niezaburzonego trzeciorzędu na obszarach sąsiednich stwierdzony jest na wysokości 120—140 m n.p.m. (fig. 4). To niskie położenie serii plejstocęńskiej przypisywali wymienieni autorzy głównie erozji rzecznej z okresu najprawdopodobniej interstadiału zlodowacenia krakowskiego (J. Mojski, 1969) lub interglacjału wielkiego (J. Łyczewska, 1977). Jednakże analiza kopalnych systemów dolin rzecznych z tych okresów (fig. 5 i 7) wskazuje, że najniższe położenie cokołu erozyjnego osadów aluwialnych w omawianym rejonie znajduje się dla wymienionych okresów odpowiednio na poziomie 94 i 114 m n.p.m. A więc Ferdynandów stanowiłby głęboką „wyrwę” nie nawiązującą do spagu (ani do stropu) tych serii rzecznych. Rzecznemu pochodzeniu głębokiego położenia serii plejstocęńskiej w Ferdynandowie przeczy również w dużej mierze charakter osadów, jakie wypełniają to kopalne obniżenie. W spągu serii plejstocęńskiej występują tu mianowicie osady lodowcowe (fig. 6E), a w obrębie całego wspomnianego wypełnienia, podścielającego kopalny zbiornik jeziorny, obserwuje się — notowaną w opisach wierceń — dużą zmienność typów osadów (lodowcowe, „rzeczne”, „jeziorne”) i obecność materiału trzeciorzędowego (np. fig. 6E, otwór

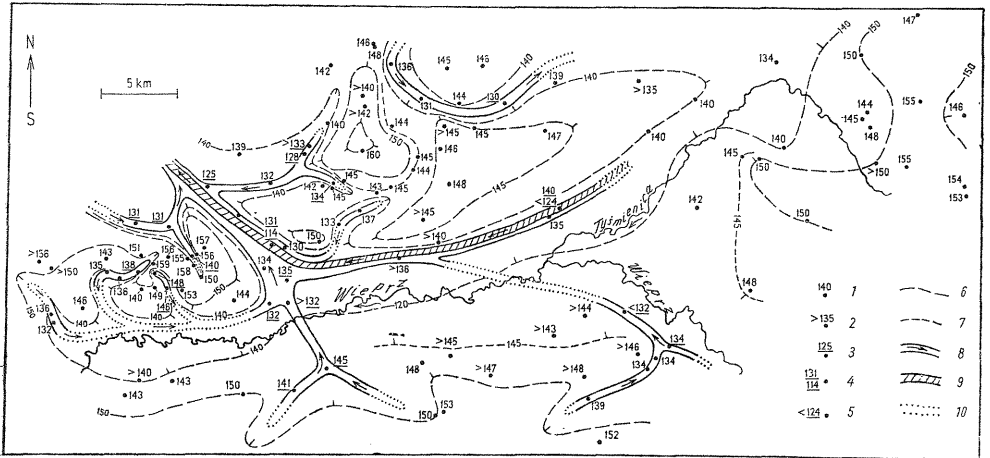


Fig. 7. Powierzchnia erozyjno-denudacyjna z okresu interglacjału wielkiego
Erosion-and-denudation surface of the Great Interglacial

1 — punkt dokumentujący powierzchnię wysoczyzny z okresu interglacjału; 2 — punkt dokumentujący powierzchnię interglacialną wysoczyzny obniżoną przez późniejsze procesy; 3 — spąg pojedynczego cyklu sedimentacyjnego w dolinie interglacialnej; 4 — kolejne powierzchnie spągów dwóch cykli sedimentacyjnych w dolinie interglacialnej; 5 — nie przebity wierceniem spąg serii interglacialnej; 6 — poziomicę co 10 m; 7 — poziomicę co 5 m (fragmentarycznie); 8 — dno doliny wypełnionej osadami młodszego cyklu interglacialnej sedimentacji rzecznej; 9 — dno doliny wypełnionej osadami starszego cyklu interglacialnej sedimentacji rzecznej, przykrytego osadami cyklu młodszego; 10 — przypuszczalny przebieg doliny interglacialnej

1 — documentation of upland surface of the interglacial age; 2 — documentation of upland surface lowered by posterior processes; 3 — bottom-surface of a single sedimentation cycle within interglacial valley; 4 — successive bottom-surfaces of the two sedimentation cycles within interglacial valley; 5 — bottom of fluvial deposits not reached by boring; 6 — contour lines every 10 m; 7 — contour lines (additional) every 5 m; 8 — interglacial valley filled with deposits of older sedimentation cycle; 9 — interglacial valley filled with deposits of younger sedimentation cycle; 10 — probable course of interglacial valley

353: w poziomie 85—89 m n.p.m. występują „mułki trzeciorzędowe”, bezwapienne, które J. E. Mojski tłumaczy jako „odkładane na wtórnym złożu”). Zgrupowanie wymienionych wyżej cech oraz położenie całej serii przemawiają łącznie za glacitektoniczną genezą tego obniżenia — omawianą szczegółowiej w cytowanym wyżej artykule (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1978). Interpretację taką potwierdza podnoszący się w tym miejscu ku południowi strop kredy występujący pod trzeciorzędem (fig. 3) oraz obecność kopalnych moren wyciśnięcia na przedpołu formy depresyjnej (fig. 4).

*

Na początku tego rozdziału zaznaczono, że najgłębsze depresje glacitektoniczne omawianego obszaru wypełnione są w głównej mierze redeponowanym materiałem trzeciorzędu ze stosunkowo niewielkim udziałem materiału skandynawskiego. Ten fakt może nasuwać wątpliwość, czy wszystkie one wiążą się z transgresją lądolodu młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego i czy niektóre z nich nie powstały w czasie

nasuwania lądolodu starszego stadiau. Wątpliwość ta nie może być na dzisiejszym etapie całkowicie wyjaśniona, jakkolwiek fakt „rozcinań” glacialnej serii starszego stadiau i interstadialnych osadów rzecznych przez te depresje (fig. 6E) oraz ciągłość poziomu gliny zwałowej, która je przykrywa, wskazuje na tę pierwszą sytuację. Stwierdzenie to pociąga za sobą wniosek, że lądolód młodszego stadiau był na tym obszarze znacznie „silniejszy” od swojego poprzednika, tzn. posiadał większą grubość, co powodowało głębiej sięgające zaburzenia, i prawdopodobnie wykazywał szybszy ruch. Był to więc lądolód najprawdopodobniej o dalszym zasięgu od lądolodu starszego stadiau — a więc lądolód o maksymalnym zasięgu tego zlodowacenia.

Stwierdzenie to potwierdza wnioski W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1967) o istnieniu stadiau zlodowacenia krakowskiego (któremu odpowiadał stosunkowo daleki zasięg lądolodu), poprzedzającego stadiau maksymalnego. W takim ujęciu interstadiał tegoż zlodowacenia, omówiony w poprzednim rozdziale, odpowiadałby interstadiałowi Jasionki, zbadanemu przez W. Laskowską-Wysoczańską. W nawiązaniu do pracy A. Jahna o Wyżynie Lubelskiej (1956) okres ten odpowiadałby ewentualnie „pierwszemu interglacjałowi”, który — zdaniem tego autora — poprzedzał nasunięcie lądolodu o maksymalnym zasięgu.

DOLINY RZECZNE Z OKRESU INTERGLACJAŁU WIELKIEGO

Analiza osadów akumulacji wodnej, „włożonych” lub „rozcinających” omówioną wyżej serię glacialną i przykrytych osadami kolejnego lądolodu, pozwala stwierdzić, że w okresie (interglacjału), jaki nastąpił po wycofaniu się lądolodu zlodowacenia krakowskiego, znaczna część (szczególnie zachodnia) badanego obszaru stanowiła przez długi czas obszar pojezierza, o czym pisali już Z. Janczyk-Kopikowa i J. Rzechowski (1974). Największe stwierdzone jezioro z tego okresu, tj. jezioro Ferdynandowa, utworzone na zapleczu moren czołowych wyciśnięcia, przetrwało aż do schyłkowego okresu interglacjału, co stwierdza na podstawie szczegółowych badań palinologicznych Z. Janczyk-Kopikowa (1975). Pogląd ten potwierdza w dużej mierze omawiana niżej analiza kopalnych dolin i osadów rzecznych tego interglacjału, która pozwala stwierdzić, że jezioro Ferdynandowa zostało wciągnięte w sieć odpływu powierzchniowego dopiero w czasie erozji dolin, wypełnionych osadami najmłodszego cyklu sedymentacyjnego wielkiego interglacjału (fig. 6E).

W obrębie osadów wypełniających kopalne doliny rzeczne omawianego interglacjału wyróżnić można na badanym obszarze dwa cykle sedymentacyjne oraz występującą nad nimi serię, która tylko miejscami reprezentuje typ sedymentacji rzecznej, a częściej wykształcona jest w formie osadów fluwioglacjalnych lub zastoiskowych.

Starszy cykl sedymentacji rzecznej stwierdzono w Wólce Sobieszynskiej (otwór opisany przez E. Ciuka i M. Marca) oraz ewentualnie w otworze studziennym w Kocku⁴. W Wólce Sobieszynskiej dolina intergla-

⁴ Lokalizacja i sytuacja hipsometryczna tego otworu nie jest całkowicie jasna.

cialna rozczyna starszy plejstocen i trzeciorzęd i jest wypełniona osadami rzecznoymi, reprezentującymi dwa cykle sedymentacyjne oraz przykrytymi serią fluwioglacjalną (fig. 6E, otwór 445). Spąg starszego cyklu sedymentacyjnego występuje tu na poziomie 114 m n.p.m. Dolną część cyklu (ok. 7 m) stanowią „piaski różnoziarniste ze stosunkowo dużą domieszką drobnego żwirku kwarcu i skał femicznych”, miejscami burzące z kwasem solnym. Nad nimi występuje warstwa (6 m) „piasków różnoziarnistych, z drobnymi okruchami granitowymi i pojedynczymi żwirkami skał femicznych”. Osady te przykrywa 4 m warstwa mułków szarych i szarozółtych, burzących z kwasem solnym, które kończą omawiany cykl sedymentacyjny (o łącznej miąższości 17 m); strop mułków znajduje się na poziomie 131 m n.p.m. Na terenie Kocka wiercenie nie przebiło spągu omawianego cyklu rzecznoego, który znajduje się niżej niż 124 m n.p.m. (fig. 6D, otwór 484). Cykl ten odznacza się tu dużą regularnością, gdyż występujące w jego dolnej części (przebite do ok. 1 m) piaski gruboziarniste z drobnym żwirkiem i otoczkami skał krystalicznych przechodzą ku górze w piaski gruboziarniste (2 m), a te z kolei w piaski średnioziarniste (6,5 m) i drobnoziarniste (2,5 m), które przykrywa kończąca cykl 2 m warstwa mułków szarobrunatnych. Strop serii tego cyklu znajduje się tu w przybliżeniu na poziomie 140 m n.p.m. Odślonięcia w pobliskiej krawędzi doliny rzeczki Czarnej pozwalają stwierdzić, że seria ta została w tymże interglacjale rozcięta erozyjnie i następnie został w nią „włożony” młodszy cykl sedymentacji rzecznoej (fig. 6D). Porównując materiał z obu profili wierceń można stwierdzić, że cokolwiek erozyjny dolin wypełnionych osadami starszego cyklu rzecznoego znajdował się na badanym obszarze na poziomie stu kilkunastu metrów n.p.m., a jego spadek na odcinku między dwoma omówionymi profilami wynosił mniej niż 0,5%. Strop serii tego cyklu, w miejscach gdzie nie został zniszczony przez erozję dolin cyklu młodszego (np. w Kocku), sięga 140 m n.p.m., a jego spadek na wspomnianym odcinku (jeśli uwzględnimy ewentualne erozyjne obniżenie w Wólce Sobieszyńskiej) wynosił również mniej niż 0,5%.

Osady młodszeo cyklu sedymentacji rzecznoej wielkiego interglacjalu występują na badanym terenie bardzo powszechnie i są stwierdzone w ponad 30 otworach (fig. 7). Wypełniają one zarówno niewielkie kopalne doliny, jak również większe doliny tego okresu, gdzie przykrywają osady cyklu starszego lub stanowią pokrywy akumulacyjne tarasów, utworzonych przez erozję boczną w okresie agradacji rzek (fig. 6E, 7). We wspomnianym otworze w Wólce Sobieszyńskiej, który przebiega obydwoma cyklami sedymentacyjnymi (fig. 6E), młodszy cykl cechuje udział znacznie drobniejszego materiału w porównaniu ze starszą serią rzecznoą. Jego dolną część (od poziomu 131 m n.p.m.), przykrywającą mułki kończące poprzedni cykl, stanowią piaski drobnoziarniste z domieszką ziarn średnich i grubych (ok. 6 m), a nad nimi leży 5 m gruba warstwa piasków drobnoziarnistych. W stropie piasków występuje 0,5 m warstwa mułków szarych i żółtoszarych.

Stwierdzić można ogólnie, że w rejonie stosunkowo dużej kopalnej doliny, dokumentowanej otworem wiertniczym w Wólce Sobieszyńskiej oraz innymi otworami (fig. 2 i 7), osady młodszeo cyklu rzecznoego reprezentowane są przeważnie przez frakcje stosunkowo drobne, głównie

piaski drobnoziarniste z domieszką ziarn średnich, w spągu których występuje często materiał grubszy. Natomiast w obrębie mniejszych dolin, stanowiących dopływy dolin głównych, dolna część cyklu do około jednej trzeciej jego miąższości jest stosunkowo często wykształcona w postaci piasków różnoziarnistych, które ku górze przechodzą w piaski drobnoziarniste (np. fig. 6B, otwór 443). Nie jest to jednak jakas żelazna reguła, czego dowodem jest m. in. wyraźnie drobnoziarnista seria rzeczna niewielkiej dolinki, rozcinającej częściowo osady jeziorne w Ferdynandowie i nawiązującej do sieci rzecznej młodszego cyklu (fig. 6E, 7).

Miąższości osadów młodszego cyklu rzecznoego wynoszą przeciętnie kilkanaście metrów. Spąg tej serii leży najniżej na północ od Wólki Sobieszyńskiej, gdzie stwierdzono go na poziomie 125 m n.p.m., natomiast w górnych odcinkach mniejszych dolin znajduje się on miejscami powyżej 140 m n.p.m. (fig. 6B i in.). Na odcinkach o stosunkowo dobrej dokumentacji wiertniczej w rejonie większej doliny (koło Wólki Sobieszyńskiej) wykazuje on spadki mniejsze od 0,5‰, ale w bocznych dolinach wartości te zbliżone są do 1‰, a nawet 1,5‰ (fig. 7). Strop omawianej serii stanowi powierzchnię o wiele bardziej wyrównaną, z tym jednak, że na NE od doliny w Wólce Sobieszyńskiej występuje on przeciętnie na poziomie 144—147 m n.p.m., podczas gdy na SW od tej doliny „podnosi się” do ok. 150 m n.p.m. Fakt ten może wskazywać na kierunek transgresji lądolodu kolejnego (środkowopolskiego) zlodowacenia od północnego wschodu. Rzeki płynące do doliny głównej, zgodnie z tym kierunkiem, miały w mniejszym stopniu zatamowany dopływ (pośrednio — w dolnych odcinkach głównych rzek), natomiast rzeki wpadające do niej od południowego zachodu miały prawdopodobnie przez pewien czas odpływ zatamowany bezpośrednio przez transgredujący lądolód. Parometrowa różnica wysokości stropu serii rzecznej może również wskazywać na późniejsze wypiętrzenie tektoniczne wymienionego obszaru. Fakt występowania działu wodnego właśnie w tym rejonie również i w okresie interglacjału zlodowacenia krakowskiego (fig. 5) potwierdzałyby do pewnego stopnia powtarzające się tu tendencje wypiętrzające.

Transgresja wspomnianego lądolodu, która w początkowych etapach spowodowała agradację rzek i prawie kompletne wypełnienie dolin osadami młodszego cyklu, w końcowym etapie, kiedy czoło lądolodu wkraçało już stopniowo na badany teren, spowodowała zalanie znacznej jego części i akumulację osadów piaszczystych i mułkowych różnego typu. Jest to wspomniana na początku tego rozdziału seria głównie fluwioglacjalnej genezy, która nakłada się na omówione dwa cykle sedymentacji rzecznej. W dolinach rzecznych przykrywa ona aluwia, jednocześnie „rozlewa się” szeroko na tereny przyległych kopalnych wysoczyzn, co ilustrują przekroje geologiczne. W strefach poniżej 150 m n.p.m. jest ona często reprezentowana przez mułki i ily zastoiskowe (np. fig. 6C), a w niektórych strefach kulminacyjnych — przez osady sandrowe. Jest to więc niewątpliwie seria związana już ze zlodowaceniem środkowopolskim, którego osady przykrywają omówione serie aluwialne.

W nawiązaniu do obszaru położonego w bezpośrednim północnym sąsiedztwie (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976), dwa cykle sedymentacji

rzecznej stwierdzone w Wólce Sobieszyńskiej odpowiadają czasowo — w ogólnych zarysach — dwóm cyklom rzeczny wielkiego interglacjału z obszaru Siedlec (*op. cit.*, s. 30). W nawiązaniu do obszarów położonych dalej ku zachodowi (S. Z. Różycki, 1964; H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966), można je ewentualnie paralelizować z trzecim i czwartym cyklem osadów rzecznych omawianego interglacjału z Barkowic Mokrych nad Pilicą.

WNIOSKI

1. Najstarszym zlodowaceniem, którego łądolód wkroczył na badany teren, było zlodowacenie krakowskie. Było ono tu dwudzielne: starszy stadiał był wyraźnie „słabszy” i reprezentował najprawdopodobniej jednostkę związaną z okresem transgresji łądolodu, podczas gdy stadiał młodszy odpowiadał najprawdopodobniej maksymalnemu stadiałowi tego zlodowacenia.

2. Jedną z form występowania glacialnych serii zlodowacenia krakowskiego są wypełnienia depresji glacialno-tektonicznych, których usytuowanie jest ściśle uzależnione od ukształtowania stropu twardego podłoża (kredy), występującego pod osadami (trzeciorzędu) zaburzonymi glacialno-tektonicznymi.

3. W niektórych strefach depresji glacialno-tektonicznych występują głębokie kopalne zbiorniki jeziorne, których geneza łączy się ściśle z procesem tworzenia depresji (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1978).

4. Akumulację dwóch serii glacialnych zlodowacenia krakowskiego rozdzielał okres czasu (interstadiał), w którym zostały wyerodowane doliny rzeczne o głębokości maksymalnie do trzydziestu kilku metrów; zostały one następnie wypełnione osadami w jednym cyklu sedymentacji rzecznej, na południu obszaru przykrytym przez osady zastoiskowe.

5. W czasie interglacjału wielkiego na badanym obszarze została uformowana stosunkowo gęsta sieć dolin rzecznych, których głębokości sięgały maksymalnie do ok. 30 m. Doliny te zostały wypełnione osadami w dwóch cyklach sedymentacji rzecznej, przykrytymi serią osadów fluwioglacjalnych i zastoiskowych, która czasowo odpowiada już zlodowaceni środkowopolskiemu.

Institut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 4 lipca 1977 r.

PIŚMIENNICTWO

BOULTON G. S. (1974) — Processes and patterns of glacial erosion. In: *Clacial Geomorphology*. Ed. Donald R. Coates, p. 41—87. New York.

- CIUK E. (1970) — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. Kwart. geol., 14, p. 754—772, nr 4. Warszawa.
- JAHN A. (1956) — Wyżyna Lubelska. PWN. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1975) — Flora interglacjału mazowieckiego w Ferdynandowie. Biul. Inst. Geol., 290, p. 5—94. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., RZECHOWSKI J. (1974) — Rozwój zbiornika jeziornego i historia roślinności w Ferdynandowie podczas interglacjału mazowieckiego. (Streszczenia referatów). Pierwsze Krajowe Sympozjum Paleolimnologiczne, Włocławek n. Wisłą, czerwiec 1974.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1967) — Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. Acta geol. pol., 17, p. 495—507, nr 3. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1977) — Ocena interglacjału z Ferdynandowa na tle ewolucji facjalnej osadów plejstocenijskich przedpola Wyżyny Lubelskiej. Kwart. geol., 21, p. 119—140, nr 1. Warszawa.
- MAKOWSKA A. (1968) — Mapa Geologiczna Polski. Ark. Radom. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1969) — Stratygrafia mezoplejstocenijskich osadów lodowcowych. Kwart. geol., 13, p. 385—407, nr 2. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1971) — Mapa geologiczna Polski. Ark. Łuków. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1972) — Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski, 2, p. 318—362. PWN. Warszawa.
- MOJSKI J. E., RZECHOWSKI J. (1967) — Niektóre wyniki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwartorzędowymi Polski wschodniej i środkowej. Zesz. nauk. UAM, ser. geogr., 7, p. 131—147. Poznań.
- RÓŻYCKI S. Z. (1964) — Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciare”. Rept. VI Intern. Congr. Quat., Warsaw, 1961, 2, p. 211—225. Łódź.
- RÓŻYCKI S. Z. (1972) — Plejstocen Polski Środkowej. PWN. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1966) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. Stud. geol., pol. 22. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1976) — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej pld.-wsch. Mazowsza i pld. Podlasia. Stud. geol. pol., 50. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1978) — Glacitectonic origin of some lake-basins in areas of Pleistocene glaciations. Polskie Archiwum Hydrobiologiczne PAN, 25, p. 373—381. Warszawa.
- RÜHLE E. (1970) — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. Acta Geogr. Lodz., 24, p. 399—412. Łódź.
- RZECHOWSKI J. (1967) — Sedymentogeneza i stratygrafia plejstocenu w przekroju Ferdynandowa na obszarze południowo-wschodniego Mazowsza. Kwart. geol., 11, p. 936—938, nr 4. Warszawa.

Ханна РУЦИНЬСКА-ШЕНАЙХ

ЛЕДНИКОВЫЕ СЕРИИ И ИСКОПАЕМЫЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В РАЙОНЕ КОЦКА

Резюме

В статье охарактеризованы плейстоценовые серии более древние, чем среднепольское оледенение (Рисс), в основном по буровым материалам (фиг. 1 и 2). Предварительно дан анализ строения фундамента четвертичных отложений (фиг. 3 и 4). В указанных плейстоценовых сериях выделены два горизонта, соответствующие краковскому оледенению (Миндель), а также две генерации ископаемых речных долин, старшая из которых соответствует межстадиалу краковского оледенения, а младшая — мазовецкому межледниковью.

Краковское оледенение, отложения которого залегают обычно на третичных породах, было наиболее древним на рассматриваемой территории. Оно являлось двустадийным (фиг. 6 А и В). Старший стадиал был явно „слабее”, тогда как младший привел к сильным гляциотектоническим нарушениям и оставил после себя ледниковую серию значительной мощности (например фиг. 6D). Младший стадиал вероятнее всего соответствует стадиалу максимального распространения континентального ледника. Ледниковые отложения рассматриваемого оледенения в некоторых зонах заполняют гляциотектонические депрессии (фиг. 6 Е и 6D). Расположение этих депрессий зависит от строения плотных меловых пород, лежащих под мягкими третичными отложениями, нарушенными под влиянием ледника (фиг. 3 и 4, сравнить также с Х. Рущиньска-Шенайх, 1976). В некоторых местах в пределах гляциотектонических депрессий имеются ископаемые бассейны озерного типа. Их происхождение тесно связано с генезисом депрессий (Х. Рущиньска-Шенайх, 1978).

Речные межстадиальные долины (фиг. 5) вложены в древнюю ледниковую серию краковского оледенения и подстилающие ее третичные отложения местами на глубину более 30 м. Они заполнены аллювием одного седиментационного цикла (фиг. 6 С). На юге рассматриваемой территории эти отложения перекрыты серией озерноледниковых пород, аккумуляция которой произошла в результате трансгрессии континентального ледника младшего стадиала краковского оледенения, который покрыл всю рассматриваемую территорию.

Долины мазовецкого межледниковья представляют собой широко разветвленную речную сеть (фиг. 7), а глубина их вреза в рассмотренные серии достигает 30 м. Они заполнены отложениями, сформировавшимися в двух циклах речной седиментации (фиг. 6 Е) и перекрыты флювиогляциальными и озерноледниковыми породами. Последние относятся к трансгрессии континентального ледника последующего оледенения (среднепольского, Рисс), которое охватило всю рассматриваемую территорию и оставило ледниковые отложения.

Hanna RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH

**GLACIGENIC SERIES AND BURIED RIVER VALLEYS
OF MIDDLE-PLEISTOCENE AGE IN KOCK REGION**

S u m m a r y

The Pleistocene series older than Middle Polish (Riss) Glaciation are characterized in the paper on the basis of boring material mainly (Figs. 1, 2). The characteristics is preceded by the analysis of the relief of substratum of Quaternary deposits (Figs. 3, 4). Within the mentioned Pleistocene series there are distinguished two glacial horizons corresponding to the Cracovian (Mindel) Glaciation, and two generations of buried river valleys — the older ones corresponding to the interstadial of the Cracovian Glaciation, and the younger ones being of Great Interglacial age.

The Cracovian Glaciation was the oldest one on the examined territory, covering usually Tertiary deposits. It was two-fold here (Figs. 6A, 6B). The older stadial was evidently „weaker”, while the younger one caused strong glacial tectonic deformations, followed by glacial deposition of considerable thickness (e. g. Fig. 6D). The latter one represented most probably the stadial of the maximum extent of the ice-sheet. The glacial series of the discussed glaciation fill glacial tectonic depressions in particular zones (Figs. 6E, 6D). The localization of these depressions depends on the configuration of consolidated Cretaceous rocks underlying soft Tertiary deposits disturbed by glacial tectonic processes (Figs. 3 and 4); compare also H. Ruszczyńska-Szenajch, 1976. In some places buried lake basins occur within glacial tectonic depressions. The origin of the basins is closely connected with the origin of the depressions (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1978).

The interstadial river valleys (Fig. 5) cut through the older glacial series of the Cracovian Glaciation and the underlying Tertiary deposits to a depth exceeding in some places 30 m. They are filled with fluvial deposits accumulated in one sedimentation cycle (Fig. 6C). In southern part of the discussed area the deposits are covered with sediments accumulated in ice-dammed lakes, which were formed due to damming the rivers by advancing ice-sheet of the younger stadial, which in turn covered the whole series with glacial deposits.

The valleys of the Great Interglacial represent a well developed river system (Fig. 7), with downward cutting (through the above quoted series) reaching about 30 m. They are filled with deposits accumulated in two cycles of fluvial sedimentation (Fig. 6E), and they are covered with fluvioglacial and ice-dammed series, which corresponds already to the advance of ice-sheet of the next (Middle Polish, Riss) glaciation, which overrode the whole area and accumulated here glacial deposits.

Translated by the Author