

Z Zakładu Geologii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS
Kierownik: doc. dr Czesław Pachucki

Jan MORAWSKI

**Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu
środkowej i północnej Lubelszczyzny**

**Проблемы седиментации и рельефа третичного периода
центральной и северной Люблинщины**

**On the Tertiary Sedimentation and Relief of the Central and
Northern Lublin Palatinate**

T R E Ś Ć

Charakterystyka geologiczna północnej Lubelszczyzny	68
Charakterystyka, miąższość i sposób zalegania osadów paleogenu	81
Osady mioceńskie	99
Osady plioceńskie	112
Ewolucja rzeźby Lubelszczyzny północnej i środkowej w trzeciorzędzie	120
Резюме	136
Summary	146

Niniejsza praca jest pierwszą próbą syntetycznego przedstawienia głównych zagadnień sedymentacji osadów w trzeciorzędzie na obszarze Lubelszczyzny północnej i środkowej.

Przystępując do opracowania tego problemu, autor starał się ustalić na podstawie rozmieszczenia i typu osadów trzeciorzędowych pewną, istniejącą stale, zależność pomiędzy akumulacją osadów a warunkami klimatycznymi oraz zjawiskami tektonicznymi, zachodzącymi na obszarze badanym i na terenach do niego przylegających.

Osady morskie i jeziorne, które tworzyły się podczas trzeciorzędu w tej części Lubelszczyzny, są niemal wyłącznie utworami klastycznego pochodzenia i w większości nie zawierają skamieniałości, dlatego stratygrafię tych utworów trzeba było oprzeć na petrograficznym podobieństwie osadów.

Wydaje się, że na podstawie frakcjonalnego zróżnicowania osadów trzeciorzędowych powstałych w morzach i jeziorach, pokrywających północną i środkową Lubelszczyznę, z pewnym prawdopodobieństwem można odtworzyć warunki klimatyczne, cechujące się istnieniem następujących po sobie wilgotnych i suchych faz klimatycznych, a także wysnuć pewne wnioski o reliefie i zasięgu lądów otaczających trzeciorzędowe zbiorniki wodne.

Wymienione problemy, obok samej charakterystyki osadów trzeciorzędowych, były celem niniejszej pracy. Rzecz prosta, że takie ujęcie tematu nie wyczerpuje wszystkich zagadnień dotyczących trzeciorzędu Lubelszczyzny północnej i środkowej.

Przy sposobności miło mi jest złożyć podziękowania; Prof. dr. E. Rühlemu — dyrektorowi Instytutu Geologicznego w Warszawie za umożliwienie mi korzystania z archiwum I. G., Prof. dr. M. Turnaumorowskiej za łaskawe podjęcie się wykonania analiz mikroskopowych piasków i żwirów oligoceńskich, Doc. dr. Cz. Pachuckiemu — kierownikowi Zakładu Geologii UMCS za bardzo życzliwy stosunek do wykonywanej pracy oraz koledze Mgr R. Raciniowskiemu za bezinteresowne wykonanie zdjęć mikroskopowych.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA PÓŁNOCNEJ LUBELSZCZYZNY

Obszar Lubelszczyzny środkowej, obejmujący strefę ciągnącą się od doliny Wisły na zachodzie (Góra Puławska, Parchatka), poprzez Snopków, Jakubowice, Lubartów, Pawłów, Rejowiec do okolic Chełma na wschodzie, jest terenem, na którym osady starszego i młodszego trzeciorzędu facji północnej odsłaniają się na powierzchni lub występują pod bardzo cienką pokrywą utworów czwartorzędowych.

Na północ od tego równoleżnikowego pasa, osady trzeciorzędu, poza nielicznymi tylko wyjątkami, jak np. okolice wsi Kornica w powiecie białskim, gdzie odsłaniają się na powierzchni (82), znane są jedynie z wierceń.

Podłoże trzeciorzędu stanowią na całym tym obszarze osady najwyższych pięter kredy, a w części środkowej i zachodniej Lubelszczyzny — osady danu.

Mimo pozornie prostej budowy niecki mazowiecko-lubelskiej, zalegające tu osady morskie okresu kredowego pokrywają istniejące w głębszym podłożu skomplikowane struktury paleozoiczne i starsze. Według W. Pożaryskiego (73) w północnej części Lubelszczyzny występuje depresja białostocka, będąca niewielką synkliną, na SE od niej znajduje się wyniesienie podlaskie, prawdopodobnie charakteru antykliny. Struktury te, wyróżnione prawie wyłącznie na podstawie grawimetrii, mają

kształt wydłużony o kierunku równoległym do depresji peribałtyckiej. Największy obszar zajmuje depresja nadbużańska z bardzo grubą pokrywą skał osadowych. Natomiast przez zachodnią i południową część Lubelszczyzny przebiega synklina brzeźna, wg dawnego określenia J. Samsónowicza niecka duńsko-mazowiecko-lubelska.

W budowie niecki mazowiecko-lubelskiej, mimo stosunkowo nielicznych głębokich wierceń, można wyróżnić kilka elementów tektonicznych. Z pracy E. Rühlego (87, s. 161—2) wynika, że kierunek hercyński decyduje o podziale niecki mazowieckiej przypuszczalnie na 3 depresje o kierunku SE — NW; kierunkiem drugoplanowym jest prostopadły do poprzedniego kierunek Gór Kruszcowych.

Pierwszą, największą i najlepiej zaznaczającą się jest depresja południowo-zachodnia (warszawska), ciągnąca się wzdłuż Wisły od ujścia Pilicy do Bugo-Narwi, a następnie w kierunku NW do Sierpca. Największe zagłębienie w Warszawie = 171 m poniżej poziomu morza.

Druga depresja środkowa (ostrołęcka) jest związana z obszarem Siedlec, Ostrowi Mazowieckiej i Ostrołęki, o głębokości około 70 m niżej p. m.

Trzecia depresja, północno-wschodnia, występuje w rejonie Pisu, a strop kredy leży około 100 m poniżej p. m.

Depresję południowo-zachodnią ograniczają od zachodu obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i wał kujawski. Pomiędzy tą depresją a depresją środkową znajduje się wzsiesienie o bliżej nieznaney budowie, ciągnące się od Parczewa przez Mińsk Mazowiecki w kierunku Nidzicy na Mazurach.

Wiek i charakter tych depresyj można w dużym stopniu wyjaśnić, analizując charakter osadów trzeciorzędowych i sposób ich zalegania na tym obszarze; wyjaśnienie tego zagadnienia jest między innymi celem niniejszej pracy. Innym zagadnieniem jest zasięg morza dolno-oligocenckiego i geneza jego osadów na Lubelszczyźnie. Według J. Siemiradzkiego (102, s. 127) morze dolno-oligocenckie transgredowało z południowej Rosji przez Wołyń ku NW, zalewając Litwę oraz coraz większe obszary Polski, tak że już w dolnym oligocenie ląd Polski ogranicza się do wyspy, obejmującej Śląsk, Galicję i południową część Polski mniej więcej po rzekę Wieprz i Pilicę. J. Samsónowicz (40, s. 134) przypuszcza za K. Kowalewskim, że zalew dolno-oligocencki pokrył całą płytę lubelską aż po jej krawędź na Rostoczu, a w następnych okresach osady morza dolno-oligocenckiego zostały z wielkich obszarów usunięte przez erozję i denudację lub egzaracyjną działalność lodowca.

Z mapy stropu oligocenu, zamieszczonej w pracy E. Rühlego (87), wynika, że południowa, ciągła granica oligocenu biegnie w Lubelskiem od Wisły na północ od Puław w kierunku wschodnim aż do okolic Lubar-

towa nad Wieprzem, następnie zatacza łuk w kierunku północnym na Parczew, skąd ponownie odgina się ku południowi i biegnie do Włodawy nad Bugiem. Południowy zasięg ciągłej pokrywy oligocenu w obrębie dolin rzek płynących (87, s. 164) został później zniszczony, tak że dzisiaj w dnie dolin odsłania się kreda, a zbocza zbudowane są z osadów oligoceńskich. W miarę posuwania się ku północy oligocen leży niżej, zgodnie zresztą z upadem warstw kredowych, erozja w obrębie dna dolin nie usunęła go, natomiast pojawiają się utwory miocenu. Z tego faktu wynika, że procesy degradacyjne były w środkowej Lubelszczyźnie znacznie intensywniejsze niż w Lubelszczyźnie północnej.

Osady oligoceńskie są bardzo ubogie w faunę morską, dlatego wiek ich w całej Polsce północnej ustalany jest głównie na podstawie petrograficznego podobieństwa osadów, a zwłaszcza na podstawie obecności w osadzie glaukonitu. Kryterium to dla obszaru Lubelszczyzny północnej może być wystarczające, dla Wyżyny Lubelskiej może zawodzić, gdyż piaski glaukonitowe znane są także i z osadów miocenijskich, występujących w Polsce.

Brak opracowania paleontologicznego uniemożliwia przeprowadzenie dokładnego podziału stratygraficznego i wyznaczenia zasięgu. Wprawdzie K. K o w a l e w s k i (29) wymienia z okolic Olszanki, Zawadówki i Janowa faunę oligoceńską, którą reprezentują drobne turritele, pekteny, korale, zęby ryb i otwornice, ale fauna ta nie wystarcza do wyciągania szerszych wniosków. Jedynym właściwie dotąd stanowiskiem fauny kopalnej, która rzuca więcej światła na wiek osadów oligoceńskich, jest fauna mięczaków z okolic Magierowa na Roztoczu, opisana przez W. R o g a l ę (78). Jest to jednak stanowisko oligocenu leżące daleko na południu od opisywanego obszaru, tak że osady te mają tylko luźny związek z oligocenem Lubelszczyzny północnej. W. R o g a l a stwierdził obecność następujących mięczaków: *Ostrea prona* S. Wood, *Pecten bellicostatus* S. Wood, *Pecten corneus* Nyst., *Cardium cingulatum* Gldf., *Isocardia subtransvesa* d'Orb., *Cytherea incrassata* Sow., które znane są z paleogenu Anglii, oligocenu Niemiec północnych i Rosji. Wskazują one, że osad ten należy do oligocenu.

Południowy zasięg morza dolno-oligoceńskiego

Zagadnienie południowego zasięgu morza dolno-oligoceńskiego na obszarze Lubelszczyzny między Wisłą a Bugiem nie zostało do dziś wyjaśnione. Dawniejsi badacze, np. N. J. K r i s z t a f o w i c z (38), sądzili, że morze dolno-oligoceńskie wsparło się o północne zbocza kredowych wyniosłości Wyżyny Lubelskiej na linii Puławy — Łęczna. W tym właśnie pasie akumulowała facja brzeżna osadów morza oligoceńskiego

w postaci piasków, zawierających żwiry kwarcowe i krzemienie. Ten gruby materiał klastyczny byłoby logicznie umiejscawiać w strefie litoralnej, zwłaszcza że występujące w piaskach żwiry kwarcowe w większości są płaskie i wykazują charakter typowych, plażowych żwirów morskich. Piaski glaukonitowe lub gliny piaszczyste, zawierające żwiry kwarcowe i krzemienie, występują na Górze Puławskiej i w Parchatce. Stwierdzono je w wierceniach wykonanych w okolicy Końskowoli; dalej w kierunku wschodnim występują one w Snopkowie, Jakubowicach Końskich, Lubartowie, koło Rejowca (kol. Gruszów i okolice położone



Ryc. 1. Lubartów, piaskownia, kontakt piasków dolnooligocenkich z piaszczystą moreną zlodowacenia środkowo-polskiego.

The outcrops of sands, contact of the Low-Oligocene sands with sandy moraine of the Middle-Polish Glacial, near Lubartów.

Fot. autor

na północ i wschód od wsi Pawłów) i koło Chełma (Dziewicza Góra). Inne stanowiska oligocenu, leżące na południe od tej linii, są mniej pewne, odnosi się to zwłaszcza do osadów występujących w południowo-zachodniej części Lubelszczyzny, a więc w obszarze, który najwcześniej uległ wydzwignięciu. Odnośnie do tego obszaru mamy tylko jedną wzmiankę o osadach prawdopodobnie oligocenich; została ona podana przez K. Kowalewskiego (30) w r. 1925 i brzmi następująco „przed kilkunastu laty w majątku Trzydnik bito otwór świdrowy w poszukiwaniu wody. Według informacji zebranych na miejscu, w otworze

tym, kilkudziesięciometrowej głębokości napotkano pod iłami, piaskami oraz żwirkowatym białym kamieniem piasek koloru zielonego leżący bezpośrednio na opoce¹. Piasek ten należy prawdopodobnie do oligocenu¹. Tę wypowiedź K. Kowalskiego cytowało później wielu autorów, w sposób sugerujący istnienie piasków oligoceńskich w tej części Wyżyny



Ryc. 2. „Wzgórze Stołowe” zbudowane z piasków sarmackich i oligoceńskich, koło wsi Gruszów na południe od Rejowca.

The uplift called „Wzgórze Stołowe” built of the Sarmatian and Oligocene sands, near the village Gruszów south of Rejowiec.

Fot. autor

Lubelskiej. Piaski zielone występują rzeczywiście w niektórych obszarach strefy krawędziowej w południowej części Wyżyny Lubelskiej; wspomina o nich B. Aręń (77, s. 74). Napotkał on je w wielu punktach w okolicach Opoki Dużej, Baraków, Zaklikowa i Modliborzyc na kontakcie kredy i miocenu. Autor obserwował zielone piaski w okolicy Szastarki i Suśca. Piaski te należą raczej do tortonu niż do oligocenu,

¹ W opublikowanej ostatnio pracy K. Kowalewskiego: Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. (I. G., Biul. 119, Warszawa 1957) znajdujemy wzmiankę, że w miejscowości Bożydar na Nizinie Sandomierskiej stwierdzono w wykonanym wierceniu obecność zielonych piasków pod helweckimi warstwami brunatno-węglowymi. Ten niewielki płat piasków jest, według K. Kowalewskiego, osadem oligoceńskim.

zwłaszcza że na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nad Opatówką znane są (97, s. 15) tortońskie piaski kwarcowo-glaukonitowe, o miąższości 10 m, leżące nad łałami helweckimi. Także M. Brzezinska (4, s. 395), opisując miocen środkowej części Rostocza Lubelskiego, stwierdza, że pod sarmatem utwory tortońskie mogą przechodzić w piaski i piaskowce. Facje piaszczyste i słabiej detrytyczne oraz mocno glaukonityczne występują na ogół w głębszych partiach miocenu.

Na początku zalewu tortońskiego (4, s. 399) panują facje: piaszczysta, marglisto-wapienna i rafowa (haliotisowa). Facja piaszczysta stopniowo zanika w czasie zalewu i całe dno morskie opanowuje facja wapienna, drobno-litotamniowa. Jak wynika z badań J. Czarnockiego (12, s. 117) facja glaukonitowo-przeżrębkowa w tortonie polskim powtarza się dwukrotnie u podstawy i w stropie tortonu dolnego. Prawdopodobnie zielone piaski, występujące w południowej części Wyżyny Lubelskiej, są wieku tortońskiego; tego wieku mogą być także piaski znane z okolicy Osowy na S od Lublina. Z opublikowanej ostatnio pracy K. Kowalewskiego (36, s. 5) wynika, że osady dolno-mioceni (dolina Opatówki, obszar między Wisłą a Sanem, Trzydnik Mały) stanowią piaski z domieszką glaukonitu, pochodzące z przemytych warstw oligocenu, z wkładkami mułów i iłów, niekiedy z podglebiem kopalnym wraz z soczewkami węgla brunatnego. Obecność na tym obszarze piasków mioceńskich niekoniecznie trzeba łączyć z utworami oligoceńskimi. W strefie tej odsłaniają się i inne osady piaszczyste, jak np. piaski albskie i cenozańskie; rozmywanie tych osadów mogło dostarczać także materiału klastycznego osadom dolnomioceni. Wydaje się mało prawdopodobne, by pooligoceni procesy denudacyjne zniszczyły całkowicie, na tak dużym obszarze, jakim jest Wyżyna Lubelska, pokrywę osadów dolno-oligoceni. Bardziej prawdopodobne jest, że zalew dolno-oligoceni dotarł tylko do środkowej Lubelszczyzny. Jeśli nawet stwierdzone w Trzydniku Małym (1, s. 125) na głębokości 25,2—29,2 m drobnoziarniste, zailone, zielone piaski, które leżą pod pokładami węgla brunatnego — wg K. Koniora (27) wieku helweckiego — są osadem oligoceńskim, to wcale jeszcze nie świadczą one o całkowitym zalaniu całej Wyżyny Lubelskiej przez morze dolno-oligoceni. Mogła to być jakaś lokalna transgresja, idąca prawdopodobnie od północo-zachodu, a więc od strefy biegnącej po wschodniej stronie Gór Świętokrzyskich. Obszar ten znajduje się w obrębie zasięgu szkarpy dolnej (74) w podłożu krystalicznym. Należy sądzić, że strefa ta podczas trzeciorzędu była mało stabilna i mogła znajdować się w stosunku do poziomu morza oligoceni w różnych położeniach hipsometrycznych. Na zakończenie należy dodać, że nie wszyscy przypisują wiek helwecki pokładom węgla brunatnego z Trzydnika Małego, np. M. Brzezinska (3) przypuszcza,

że występujące tu osady nadwęglowe, węglowe i podwęglowe pochodzą z jednego cyklu sedymentacyjnego i należą do dolnej części górnego tertonu.

Sedymentacja i rzeźba przedoligocenska

Koniec sedymentacji górno-kredowej na Lubelszczyźnie miał następujący przebieg: już z końcem mastrychtu znaczna część Wyżyny Lubelskiej stała się lądem, jedynie tylko północny skrawek Wyżyny przykryty był jeszcze płytkim morzem dańskim, w którym tworzyły się początkowo gezy. Na skutek rozpoczęcia się drugiej fazy orogenezy laramijskiej (40, s. 133) z końcem danu następuje silne spłylenie morza, które stopniowo wypełnia się osadami i zanika. Od tego momentu Lubelszczyzna staje się obszarem lądowym, zbudowanym wyłącznie z różnie odpornych na procesy denudacyjne skał osadowych, reprezentowanych głównie przez opoki, wapienie, margle i gezy. Najmniej odporne na procesy degradacyjne są obszary wschodnie Lubelszczyzny (22, s. 259, ryc. 94), zbudowane z kredy piszącej mastrychtu górnego, niższego, i mastrychtu dolnego.

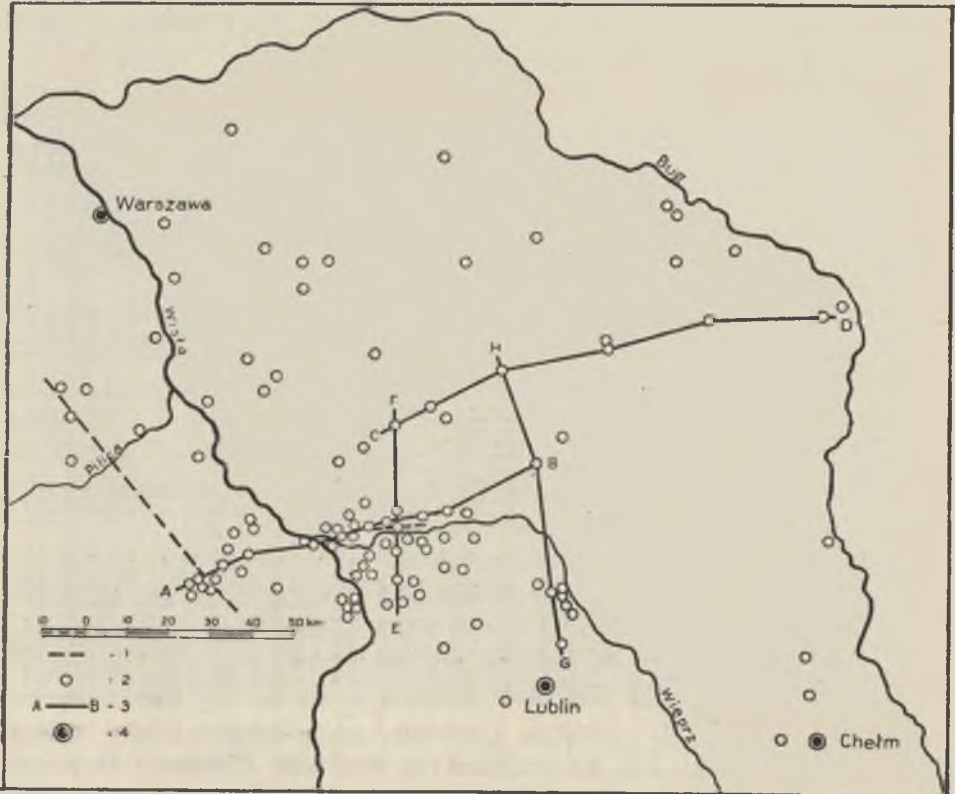
W paleogenie, w związku z ruchami tektonicznymi na obszarze geosynkliny karpackiej, nastąpiło podniesienie płyty lubelskiej i powstała antyklina brzeżna tej płyty między Rachowem i Lwowem (90, s. 72); podniesienie było najintensywniejsze w części południowej. Obszar Lubelszczyzny przedstawiał słabo urzeźbioną płytę, rozciągającą się na północ i północo-wschód od łańcucha hercyńskiego Gór Świętokrzyskich.

Sprawa paleocenu na Lubelszczyźnie wydaje się niejasna na tle nowych danych geologicznych (2), świadczących być może o tym, że w dolnym paleocenie istniał prawdopodobnie na obszarze Polski północnej morski zbiornik sedymentacyjny, lub jego odnoga. Można sądzić, że akumulacja osadów w morzu dańskim w niektórych terenach Polski rozciągała się jeszcze i na część paleocenu. Świadczyć o tym może obecność paleoceńskich otwornic, które stwierdzono (2) w wierceniu wykonanym w Boryszewie koło Sochaczewa. Zespół koralowców, opracowany przez M. Rózkowską (1955), wskazuje, że wiek tego osadu zbliżony jest do montu, a więc może być również dański. Taka odnoga morza dańsko-paleoceńskiego mogła sięgać wąską strefą i na Lubelszczyznę północną. Brak jest jednak jeszcze gruntownych podstaw paleontologicznych, by osad ten traktować jako coś odmiennego od utworów morza dańskiego.

Rzeźba przedoligocenska. Odtworzenie rzeźby przedoligocenskiej Lubelszczyzny północnej i środkowej z braku głębszych odsłonień opierać się musi na materiale uzyskanym z wierceń, na analizie

występowania osadów dolno-oligocęńskich i na charakterze skał, na których osady te zalegają.

Spąg oligocenu występuje obecnie w strefie biegnącej od Puław przez Lubartów do Chełma na następujących głębokościach: Górna Niwa 107 m n. p. m., Skrobów 139 m n. p. m., okolice Pawłowa i Gruszowa około 220 m n. p. m., Dziewicza Góra koło Chełma 213 m n. p. m., a na wzniesieniach położonych na WNW od Chełma (Kol. Janów) na wysokości około 255 m n. p. m. Strefa ta rozciąga się mniej więcej prostopadle do



Ryc. 3. Rozmieszczenie ważniejszych wierceń na obszarze Lubelszczyzny: 1. Przypuszczalny uskok, 2. Wiercenia, 3. Linie przekrojów geologicznych, 4. miasta. Distribution of the more important borings in the Lublin Palatinate: 1. Probable fault, 2. Borings, 3. Lines of the geological profiles, 4. Towns.

upadu warstw kredowych płyty lubelskiej. Z podanych wysokości zalegania spągu oligocenu wynika, że powierzchnia ta wznosi się stopniowo w kierunku wschodnim. Na wschód od rzeki Wieprz spąg oligocenu leży znacznie wyżej niż na zachód od tej rzeki. Ku północy spąg oligo-

cenu obniża się zgodnie z upadem warstw kredowych, opadających ku NE. Zjawisko to daje się wyraźnie zaobserwować, zwłaszcza w większych dolinach rzecznych w okolicy Chełma (75, s. 319). Obniżanie się spągu oligocenu zaznacza się wyraźnie na przekrojach geologicznych (ryc. 16, 17, 18), przedstawiających rozmieszczenie trzeciorzędu w środkowej Lubelszczyźnie.

Spąg oligocenu na Lubelszczyźnie obniża się w dwu kierunkach, ku północy i ku zachodowi. Obniżanie to wykazuje w niektórych miejscach nagle skoki, co sugeruje istnienie w podłożu trzeciorzędu jakichś elementów tektonicznych, mających charakter uskoków względnie fleksur. Interesująco przedstawia się profil geologiczny osadów trzeciorzędowych, przeprowadzony wzdłuż linii biegnącej od okolicy Puław ku północy w kierunku Żelechowa. Spąg oligocenu obniża się tutaj gwałtownie w kierunku północnym: koło Puław leży na wysokości 136,4 m n. p. m., w okolicy wsi Parafianka na głębokości 86,5 m n. p. m., w Sierskowieli zaś na wysokości 43,5 m n. p. m. Z przytoczonych danych wynika, że deniwelacje spągu oligocenu w tych, niedaleko od siebie położonych miejscowościach, są znaczne. W podobny sposób obniża się spąg oligocenu w środkowej Lubelszczyźnie na linii Lubartów — Łuków, a więc w obszarze położonym bardziej na wschód od poprzedniego, przez który wykonano przekrój geologiczny. Na południu, w okolicy Lubartowa, spąg oligocenu znajduje się na głębokości 144 m n. p. m., w Borkach koło Kocka na głębokości 94,3 m n. p. m. a w Łukowie na głębokości 56,0 m n. p. m. Upad warstw kredowych w tej strefie dochodzi do 10° , podczas gdy na wyżynie wynosi przeciętnie $2-3^\circ$.

Z rozmieszczenia osadów oligoceńskich w środkowej i zachodniej części Lubelszczyzny wynika, że strefa litoralna dawnego morza dolno-oligocenijskiego rozciągała się na wysokości odpowiadającej mniej więcej izohipsie 140 m n. p. m. Późniejsze pooligocenijskie procesy tektoniczne spowodowały, że kontakt oligocenu z kredą w strefie tej został przesuwany w stosunku do swojego pierwotnego położenia i leży dzisiaj bądź znacznie wyżej, jak na przykład w okolicach Chełma i Rejowca, bądź niżej, jak w zachodniej części Lubelszczyzny. Należy się liczyć, że pewną choć niedużą rolę w rozmieszczeniu spągu oligocenu mogła odegrać także i przedoligocenijska rzeźba lubelskiej płyty kredowej.

W początku trzeciorzędu przed zalewem dolno-oligocenijskim lubelska płyta kredowa ulegała procesowi wietrzenia i denudacji. Wskutek tego procesu znaczny obszar, zwłaszcza na wyżynie, uległ odwapnieniu. Także i na północ od Wyżyny Lubelskiej stwierdzono w licznych wierceniach (84), wykonanych w środkowej i północnej części lubelszczyzny, gezy i opoki odwapnione, wskazujące, że nie tylko wyżyna, ale cały obszar Lubelszczyzny ulegał procesowi odwapnienia. Odwapnione utwory kre-

dowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich zbadał i opisał bardzo wyczerpująco W. P o ż a r y s k i (71). Jest charakterystyczne, że opoki i gezy odwapnione (77, s. 69) tworzą warstwę miąższości często nawet ponad 20 m, przy czym odwapnienie sięga głębiej na terenach południowo-zachodnich, położonych bliżej Gór Świętokrzyskich, niż w północnej i wschodniej Lubelszczyźnie. Z tej obserwacji W. P o ż a r y s k i e g o można wyciągnąć wniosek, że na obszarach położonych bliżej Gór Świętokrzyskich proces wietrzenia musiał trwać dłużej niż na innych terenach Lubelszczyzny, a ponadto teren ten budują gezy i opoki, które są osadem łatwiej ulegającym odwapnieniu niż inne utwory kredowe. Okres, w którym zachodziło odwapnienie, można stosunkowo łatwo oznaczyć, gdyż osady odwapnione w wielu miejscach



Ryc. 4. Pł. i lej krasowy wieku eoceńskiego wypełniony piaskiem dolno-oligoceneskim położony w lesie obok wsi Mogilnica na północ od Pawłowa.
Shallow karst deepening of the Eocene age filled with the Low-Oligocene sand, situated in the forest, near the village Mogilnica north of Pawłów.

Fot. autor

przykryte są bezpośrednio utworami dolno-oligoceneskimi. W okolicy Pawłowa (koło Rejowca) spotyka się drobne przedoligoceneskie formy krasowe w postaci lejków, wymytych w wapieniach mastrychtu, wypełnionych typowym osadem dolno-oligoceneskim. Ostatnio ciekawą taką formę krasową odkrył J. E. M o j s k i z I. G. w kamieniołomie, znajdującym się w lesie na północ od wsi Pawłów. W niewielkim leju krasowym

(ryc. 4) znajduje się piasek oligoceński, zawierający liczny żwir kwarcowy. Natomiast odwapnienie stropu kredy jest w tym obszarze bardzo płytkie i obejmuje warstwę zaledwie kilkunastocentymetrowej miąższości; strop kredy leży na wysokości 220—226 m n. p. m.

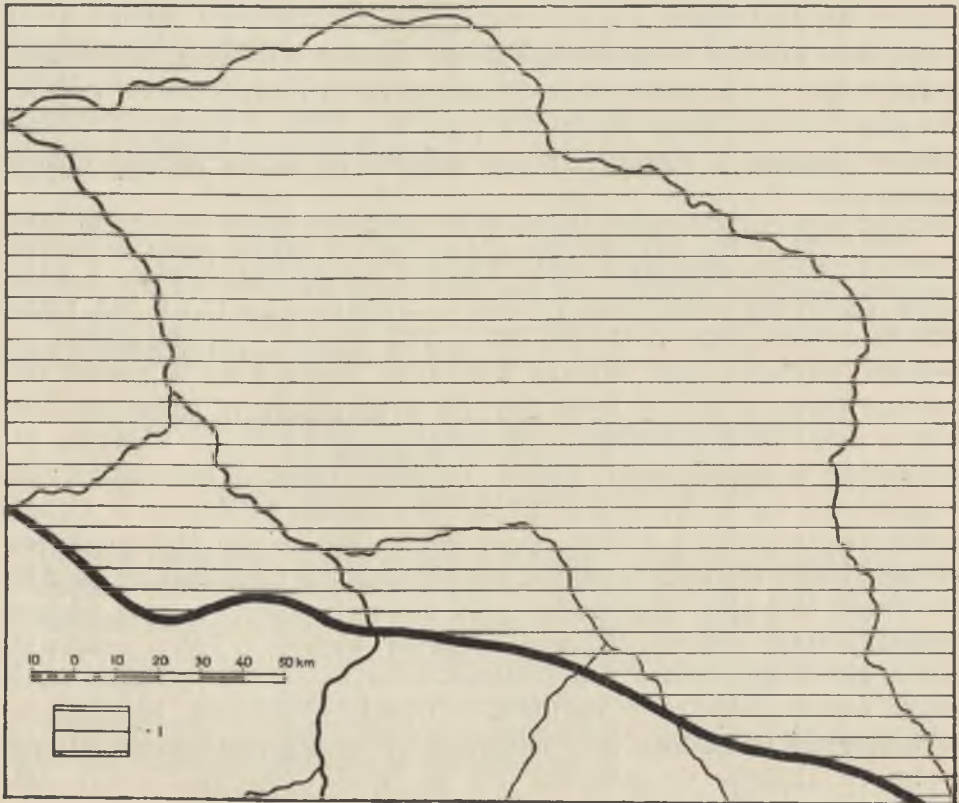
Wł. P o ż a r y s k i wiąże proces odwapnienia z eocenem, gdyż w tym czasie w Europie panował klimat ciepły i wilgotny typu tropikalnego lub subtropikalnego o średniej rocznej temperaturze około 22°C (101 i 119). Według Wł. S z a f e r a (113) w klimacie tym występowały naprzemian okresy mokre i suche.

Duże deniwelacje w położeniu spągu oligocenu wzdłuż strefy biegnącej z Puław do Chełma, sięgające, a nawet przekraczające 100 m (Góra Puławska — spąg oligocenu 145 m n.p.m., Janów koło Chełma 255 m n.p.m.), oraz taki sam typ osadów wskazują, że wschodnia część płyty lubelskiej przed transgresją dolno-oligocenską musiała znajdować się w poziomie o kilkadziesiąt metrów niższym niż obecnie.

W strefie ciągnącej się wzdłuż środkowego i górnego odcinka rzeki Bugu, przedoligocenske procesy denudacyjne spowodowały większe zniszczenia, gdyż obszar ten zbudowany jest z kredy piszącej mastrychtu, która jest mniej odporna litologicznie niż przylegające od zachodu osady kredowe, należące do wyższych poziomów mastrychtu górnego. Procesy te utworzyły na tym obszarze obniżenie o kierunku południkowym, przez które wtarnęła prawdopodobnie ku południowi transgresja dolno-oligocenska, osiągając w tym obszarze największy zasięg w kierunku południowym. W tym kierunku obniża się powierzchnia spągu oligocenu do poziomu 190—195 m n.p.m. Stwierdził to już M. P r ó s z y ń s k i (75, s. 319), pisząc, że powierzchnia spągowa trzeciorzędu obniża się ku bruździe hrubieszowskiej, w której pozostał mały płat piasków glaukonitowych na krawędzi doliny Bugu w kol. Małków w poziomie 190—195 m n.p.m. (2 km ku WSW od Kryłowa).

Z końcem okresu kredowego, kiedy jeszcze na terenie środkowej i północno-zachodniej Lubelszczyzny istniało morze dańskie, część obszaru Wyżyny Lubelskiej, rozciągająca się na południe mniej więcej od linii Puławy — Lublin, a więc część Lubelszczyzny, leżąca bliżej hercyńskiego masywu Gór Świętokrzyskich, była już lądem. Wskazuje na to głębsze odwapnienie spotykane na tym obszarze. A. J a h n (22) stwierdza, że opoki odwapnione występują powszechnie na całym Rostoczu. Autor, prowadząc badania geologiczne w południowej części Wyżyny Lubelskiej, spotykał duże obszary zbudowane z opoki odwapnionej na wzniesieniach Urzędowskich. Prawdopodobnie wynurzenie niektórych partii płyty kredowej mogło nastąpić bezpośrednio po mastrychcie, gdyż w okolicy Puław (69) w osadach danu spotyka się otwornice mastrychtu, pochodzące najprawdopodobniej ze zdenudowania osadów tego wieku.

A. J a h n (22, s. 270) twierdzi, że pierwsze zręby łądu, na którym rozwinęła się rzeźba Wyżyny Lubelskiej, powstały u schyłku kredy i w najstarszym trzeciorzędzie, początkowo tylko na południu, w miarę zaś ustępowania morza dańskiego ogarnęły również część północną. Ten łąd, niezależnie od późniejszych zalewów mórz trzeciorzędowych, stał się trzonem przyszłej wyżyny.



Ryc. 5. Paleogeografia dolnego oligocenu na Lubelszczyźnie: 1. Morze dolno-oligocenijskie.

Paleogeography of the Low-Oligocene in the Lublin Palatinate: 1. The Low-Oligocene Sea.

Przytoczone argumenty oraz zupełny brak osadów oligocenijskich na tym obszarze wskazują, że południowo-zachodnia część Lubelszczyzny, wbrew poglądom niektórych geologów, nie była przykryta zalewem dolno-oligocenijskim. Nie można się sugerować obecną wysokością występowania spągu oligocenu, gdyż spąg utworów oligocenijskich, znajdujący się we wschodniej Lubelszczyźnie na wysokości 220—250 m n.p.m., nie

jest poziomem pierwotnym, ale wtórnym, powstałym na skutek bardzo młodego procesu geologicznego (posarmackiego), który spowodował wypiętrzenie wschodniej części Lubelszczyzny środkowej o kilkadziesiąt metrów wwyż.

Wpływ form przedoligocenских w morfologii Lubelszczyzny był zapewne duży, zwłaszcza odnosi się to do Wyżyny Lubelskiej, ale nie zdecydował on, jak twierdzi A. J a h n (22, s. 271), o całości rzeźby współczesnej wyżyny. Natomiast w Lubelszczyźnie środkowej i północnej najważniejsze procesy rzeźbotwórcze miały miejsce z końcem trzeciorzędu, a być może i w czwartorzędzie. Wskazuje na to rozmieszczenie i sposób zalegania osadów trzeciorzędowych (ryc. 16), które w pewnych strefach zostały przesunięte względem siebie zapewne na skutek ruchów epejrogenicznych.

Obszarem, który najwcześniej wyłonił się z morza górnokredowego, była południowo-zachodnia część Wyżyny Lubelskiej łącznie z antyklina rachowską i Roztocza. Według J. S a m s o n o w i c z a (90) nastąpiło to w paleogenie, A. J a h n (22, s. 272) wysuwa przypuszczenie, że wysoka, centralna część Wyżyny Lubelskiej, ciągnąca się w postaci szerokiego wału od górnej Bystrzycy po Hrubieszów, w ogóle nie była objęta zalewem oligocenским. Przemawia za tym fakt, że oligocenu nie znaleziono w przełomowej dolinie Wieprza. Ponadto elementami paleogeenскими wg A. J a h n a (22) były także Grzęda Północna i Grzęda Sokalska, pozbawione osadów oligocenских. Nie bardzo zrozumiałe jest występowanie zielonych piasków, prawdopodobnie oligocenских, w dolinie Bugu, w Padole Zamojskim, gdyż jak się wydaje, na tym odcinku północny skłon Grzędy Północnej stanowił barierę, o którą oparło się morze dolno-oligocenские. Jest możliwe, że zalew dolno-oligocenский wdarł się tu wąską zatoką przez obniżenie w Grzędzie Północnej, którą dzisiaj wykorzystuje rzeka Bug. Inne możliwości wytłumaczenia obecności tych zielonych piasków, to zaleganie ich na złożu wtórnym, ewentualnie młodszy ich wiek (torton).

Układ tektoniczny warstw kredowych płyty lubelskiej, mających upadku ku NE, wskazuje, że transgredujące morze dolno-oligocenские wytworzyło linię brzegową, rozciągającą się w ogólnych zarysach prostopadle do upadu warstw, a więc o kierunku NW — SE. Brzeg morza oligocenского leżał na wysokości 145—155 m w stosunku do współczesnego nam poziomu morza i przebiegał przez Lubelszczyznę środkową.

Osadów oligocenских brak jest nie tylko w południowej części Lubelszczyzny, ale także i na Nizinie Sandomierskiej. W wierceniach, wykonanych w okolicy Biłgoraja (17), stwierdzono, że pod osadamiortonu górnego o miąższości około 70 m, zalegają bezpośrednio utwory jury

białej, a więc brak jest nie tylko oligocenu, ale nawet osadów kredowych. Jedynie na zachód od Wisły, w miejscowości Bożydar, występuje niewielki płat piasków, prawdopodobnie oligoceńskich.

Do brzegów morza dolno-oligocześkiego, zalewającego Lubelszczyznę północną i środkową, płynęły już pierwsze rzeki. Zapewne były to rzeki konsekwentne w stosunku do upadu warstw kredowych, ale właściwie prawie nic o nich nie wiemy. Można tylko przypuszczać, że powstałe wtedy doliny rzeczne, wykorzystują obecnie niektóre odcinki rzek (np. górny odcinek Bystrzycy być może i Wieprza). W każdym razie rzeki musiały dostarczać z blisko leżącego lądu dużo materiału detrytycznego, zwłaszcza w postaci piasku, gdyż osady dolno-oligocześskie różnią się wybitnie składem petrograficznym od osadów kredy górnej. Obecność wielkiej ilości piaszczystego materiału terrygenicznego w osadach dolno-oligocześskich wskazuje wyraźnie na warunki klimatyczne, jakie istniały podczas dolnego oligocenu na przylegających lądach. Dolny oligocen cechował się niewątpliwie dużą wilgotnością i obfitymi opadami deszczowymi, gdyż tylko bystro płynące rzeki mogły znosić do morza wielkie ilości gruboziarnistego piasku i żwiru.

CHARAKTERYSTYKA, MIĄSZOŚĆ I SPOSÓB ZALEGANIA OSADÓW PALEOGENU

Osady przedoligocześskie

Utwory paleogenu, pokrywające środkową i północną Lubelszczyznę, są osadami płytkowodnymi i wykazują duże podobieństwo petrograficzne do osadów paleocześskich, występujących na wschód od Bugu, stwierdzonych w wielu wierceniach i opisanych szczegółowo w syntetycznej pracy E. R ü h l e g o (83) o kredzie i trzeciorzędzie zachodniego Polesia. Podobne wykształcenie ma część osadów paleocześskich (45) na obszarze antyklinorium kujawskiego i niecki wielkopolskiej.

Podłożem paleogenu na Lubelszczyźnie są utwory kredowe, w zachodniej części Lubelszczyzny najmłodsze, wieku dańskiego, sięgają one od Wisły aż do okolic Kocka i Łukowa, dalej na wschód występują już margle, wapienie i kreda pizująca mastrychtu. W okolicy Chełma obecność w osadach wapiennych okazów *Belemnitella lanceolata* Sch., (75, s. 314) pozwala odnieść wiek górnych poziomów tej kredy do mastrychtu lub do warstw granicznych między kampanem górnym a mastrychtem.

Na tym podłożu, pod typowymi osadami dolno-oligocześskimi, za które uważać można na Lubelszczyźnie północnej i środkowej właściwie tylko serię piaszczystą, którą tworzą zielone, kwarcowe piaski glaukonitowe, zawierające miejscami żwiry kwarcowe, lidyty, krzemienie, rogowce, piaskowce kwarcytowe i fosforyty, występują w wielu miejscach ily lub

muły czarne zwłaszcza we wschodniej części Lubelszczyzny. Z okolic Chełma opisywał je już M. Prószyński (75, s. 317), który napotkał na Dziewiczej Górze w poziomie 213 m na kredzie senońskiej pokład czarniawo-brunatnego iłu miąższości około 4 m. Podobny ił stwierdzono wierceniami w Zawadówce na zachód od Chełma, gdzie na głębokości



Ryc. 6. Kontakt piasków oligoceńskich z iłami eoceńskimi i stropem kredy w okolicy wsi Gruszów koło Rejowca.

Contact of the Oligocene sands with the Eocene silts and the top of chalk in the vicinity of Gruszów, near Rejowiec.

Fot. autor

13,9 m pod piaskami oligoceńskimi występuje 70 cm miąższości warstewka iłu ciemno-szarego z ułamkami kredy. Taki sam ił występuje w spągu piasków oligoceńskich w okolicy Rejowca (Gruszów oraz na wzgórzach pokrytych osadami trzeciorzędu na N i NE od Pawłowa).

W Orchówku koło Włodawy (102, s. 142) ciemnoszara glina oddziela warstwę oligocenu od kredy. Podobne utwory opisał E. R ü h l e (85, s. 336—7) w okolicy Terespoła, gdzie na głębokości 50 m pod piaskami oligoceńskimi występuje 15—20 cm miąższości warstewka łu czarnego, bezwapiennego, miejscami przewarstwiającego się z warstewkami zwietrzliny kredowej z pojedynczymi białymi ziarnami kwarcu i fosforytami. Także w Lubelszczyźnie środkowej stwierdzono obecność podobnych osadów, w Skrobowie na N od Lublina, gdzie pod piaskami glaukonitowymi na głębokości 20,5—21,0 m od powierzchni zalega bezwapienny czarny łu ze śladami miki i glaukonitu. W kolonii Łucka na południe od Lubartowa występują pod oligocenem trzy warstewki łu na następujących głębokościach:

18,15—18,40 m łu ciemnoszary, prawie czarny, nieco piaszczysty;

18,40—18,70 m łu łupkowy, prawie czarny;

18,70—19,90 m łu ciemny, piaszczysty.

Także i w zachodniej Lubelszczyźnie napotkać można w niektórych punktach pod zielonymi piaskami glaukonitowymi warstewki czarnego łu. W dolinie Wisły w Górze Puławskiej zaobserwował W. P o ż a r y s k i (71, s. 34) pod piaskami glaukonitowymi warstwę bezwapiennego czarnego łu miąższości około 0,8 m. Już poza obszarem Lubelszczyzny, na Polesiu, znane są także występowania podobnych osadów; ły te barwy najczęściej czarnej, rzadziej ciemno- lub szarozielonej, miąższości do 2,6 m, zawierają, na przykład w okolicy Miklaszewicz, Leplówka i Kobrynia, okruchy eoceńskiego piaszkowca. Na tej podstawie M. P r ó s z y ń s k i i E. R ü h l e (83) przypisują utworom tym słusznie wiek górno-eoceński. ły mają zwięzłą budowę, są mało plastyczne, obok pyłu kwarcowego zawierają ziarna glaukonitu oraz sporadycznie żwiry kwarcowe i krzemienne, które występują przeważnie na kontakcie z kredą.

Na podstawie materiału wiertniczego można wyciągnąć wniosek potwierdzający pogląd E. R ü h l e g o (87, s. 163), że osady paleocenu i eocenu występują na Lubelszczyźnie przeważnie w postaci odosobnionych płatów, czasem nieco odmiennie wykształconych, nie zawierających skamieniałości; stąd trudność w ich paralelizacji.

Stwierdzone w wielu miejscach, zarówno w odkrywkach, jak i wierceniach, ciemne i szare ły bezwapienne są osadami residualnymi, powstałymi w górnym eocenie. Na ten wiek osadów wskazuje ich podobieństwo do utworów znanych z Polesia (83), a także do osadów, które tworzyły się w tym czasie na obszarze niecki wielkopolskiej (45, s. 134), gdzie akumulował tzw. łu toruński — ilasty, bezwapienny osad barwy ciemnobrunatnej, miejscami drobno warstwowany.

W południowo-zachodniej części Lubelszczyzny, a więc na Wyżynie Lubelskiej brak jest tych osadów, Wyżyna bowiem była już częściowo,

po mastrychcie, a głównie w paleocenie i eocenie, obszarem degradacji. Obszar Lubelszczyzny północnej położony mniej więcej na północ od linii Parchatka — Gruszów — Chełm był obszarem akumulacji tych osadów zwietrzelinowych.

Osady dolno-oligocieńskie

Typowym osadem dolno-oligocieńskim na Lubelszczyźnie północnej i środkowej jest seria piasków kwarcowych, różnoziarnistych, bogatych w glaukonit, przeciętnie kilkunastometrowej miąższości. Osady te różnią się wybitnie składem granulometrycznym od podścielających je utworów kredowych i paleogeńskich. Ta nagła zmiana składu granulometrycznego wskazuje, że między górnym eocenem a dolnym oligocenem, na obszarze Polski zaszły jakieś zmiany w reliefie i klimacie, stwarzające zupełnie odmienne warunki sedymentacji w transgredującym morzu dolno-oligocieńskim. Zmiany te miały miejsce na lądach okalających morze dolno-oligocieńskie i spowodowały, że do morza dostarczany był w wielkich ilościach gruboklastyczny materiał skalny w postaci piasku i żwiru. Najprawdopodobniej zmianę tę spowodować mogła jakaś faza górotwórcza, łącząca się ze wzmożeniem reżimu opadowego. W związku z tą fazą górotwórczą w najbliższym obszarze, przylegającym do Lubelszczyzny, miały miejsce zjawiska tektoniczne. O pewnych dyslokacjach uskokowych, które mogą mieć jakiś związek z datowaną na ten okres fazą górotwórczą wspomina J. S a m s o n o w i c z (99, s. 97), który obserwował je na obszarze przylegającym od zachodu do Wyżyny Lubelskiej. Także Wł. P o z a r y s k i (72, s. 39) stwierdza, że w paleogenie istnieć musiały ruchy podłoża, które podniosły razem ku górze obszar niecki łódzkiej i wału kujawskiego lub też obniżyły nieckę prusko-mazowiecką. Były to ruchy o charakterze epejrogenicznym, zaostriły one kontrast w hipsometrii powierzchni mezozoiku.

Z pracy H. S t i l l e g o (105, s. 129) wynika, że z końcem eocenu miała miejsce pirenejska faza górotwórczości alpejskiej. Ta faza górotwórcza musiała wywrzeć pewien wpływ na obszar otaczający od północy Karpaty i prawdopodobnie, na obszarze Polski, właśnie ona spowodowała zmianę warunków sedymentacji na przełomie eocenu i oligocenu.

Transgresja dolno-oligocieńska wdarła się od wschodu i północy na kredowe osady płyty lubelskiej przykryte w wielu miejscach utworami starszego paleogenu. Osady paleogeńskie o wykształceniu ilasto-mułkowym zostały całkowicie lub częściowo rozmyte, wskutek tego spąg oligocenu zazębia się w wielu miejscach z utworami przedoligocieńskimi. Na wschodzie Lubelszczyzny czarny ił górno-eocieński zazębia się z warstewkami piasku kwarcowego i zawiera wkładki zwietrzliny kredowej,

białe żwirki i fosforyty (Małaszewicze, Dziewicza Góra koło Chełma, Zawadówka, Gruszów, okolice Pawłowa, itd). W środkowej części Lubelszczyzny dolno-oligocenijskie, zielone piaski glaukonitowe z fosforytami zalegają bezpośrednio na kredzie piszącej mastrychtu. W części zachodniej Lubelszczyzny piaski glaukonitowe pokrywają gezy dańskie (Zelechów, Kock, Podlodów, Uleź, itd.). W dolinie Wisły pod oligocenem, jak można sądzić z wierceń, występują prawdopodobnie niewielkie płyty starszego paleogenu.

Seria piasków kwarcowych z glaukonitem zawiera w różnych poziomach wkładki dobrze obtoczonych (fot. 1—4) żwirików kwarcowych, krzemieni i litytów, nazywanych pospolicie „fasolką oligocenijską”. W spągu utworów dolno-oligocenijskich spotyka się także zlepkki fosforytowe, ułamki bursztynu (Lubartów), a nawet i bazaltu.

Piaski są ubogie w faunę morską i dotychczas znaleziono w nich zaledwie nieliczne pekteny, korale i zęby ryb. Według E. R ü h l e g o (87, s. 163) miąższość osadów dolno-oligocenijskich jest największa w okolicy Warszawy i dochodzi do 80 m. Na Lubelszczyźnie największe miąższości oligocenu zanotowano dotychczas w wierceniach wykonanych w następujących miejscowościach: Huta Dąbrowa w powiecie Łukowskim — miąższość 28,20 m (oligocen występuje od 114,2 do 142,4 m pod powierzchnią), Dęblin 38,52 m (od 18,28 do 56,80 m), Uleź w powiecie garwolińskim 32,0 m (od 82 do 114 m), Sierskowola w pow. Ryki 57,00 m (od 45,5 do 102,5 m).

W kierunku wschodnim na Lubelszczyźnie miąższość osadów oligocenijskich maleje, w Małaszewiczach na zachód od Bugu (85, s. 336) wynosi 5,1 m (oligocen zalega na głębokości 47,1—52,2 m pod powierzchnią). W okolicy Chełma miąższość piasków oligocenijskich wynosi przeciętnie kilka metrów (Dziewicza Góra 6 m, Zawadówka 7,2 m). Podobną miąższość wykazują piaski oligocenijskie, występujące w okolicy Pawłowa i Gruszowa.

W kierunku południowym, w pasie ciągnącym się od Puław przez Rejowiec na Chełm, a więc biegnącym przez środkową Lubelszczyznę, osady oligocenijskie wyklinowują się; i tak w okolicy Snopkowa, Jakubowie Końskich, Jawidza i na niektórych wzgórzach koło Pawłowa miąższość ich nie przekracza na ogół 1 m. Jest dość charakterystyczne, że największe miąższości osadów oligocenijskich występują w pasie ciągnącym się w kierunku NW ku Warszawie, po wschodniej stronie doliny Wisły. Duże miąższości osadów oligocenijskich mogą mieć związek z istniejącą tu synkliną Wisły w przedoligocenijskim podłożu, lub z denudacyjnym obniżeniem (taka geneza jest jednak mniej prawdopodobna).

Profile oligocenu wykazujące największą miąższość z tej strefy przedstawiają się następująco:

Dęblin wysokość 113 m n.p.m.

- 18,28— 24,38 m piasek kwarcowy, spojony, zbity, mocno gliniasty, drobnoziarnisty, z wielką ilością ziarn glaukonitu,
- 24,38— 41,75 m piasek kwarcowy mocno glinasty, szarozielonawy, spojony, tworzy skałę zbitą z niewielką ilością ziarn glaukonitu,
- 41,75— 42,60 m piasek gliniasty, złożony głównie z obtoczonych ziarn kwarcu (średnica ponad 0,5 mm), lepszycze gliniaste, skała sypka z ziarnami glaukonitu,
- 42,60— 55,77 m piasek gliniasty, kwarcowy, jasnozielony, drobny, z domieszką ziarn glaukonitu i białej miki, ziarna kwarcu kanciaste i przezroczyste,
- 55,77— 56,08 m glina piaszczysta, jasnoszara z blaszkami białej miki, (starszy paleogen).

Sierskowola, pow. Ryki, wysokość 146 m n.p.m.

- 45,50— 46,00 m piasek szary, pylasty, z wtrąceniami piasku glaukonitowego,
- 46,00— 49,50 m piasek szarozielony, pylasty, łyszczkowy z domieszką piasku glaukonitowego,
- 49,55— 56,50 m piasek zielonawoszary, drobnoziarnisty,
- 56,50— 81,50 m piasek zielony, glaukonitowy, drobnoziarnisty,
- 81,50— 102,50 m piasek szary, drobnoziarnisty,
- 102,50— 103,00 m mułek szary, piaszczysty, bezwapienny (eocen?).

Ułęż, pow. Garwolin, wysokość 175 m n.p.m.

- 82,00— 88,00 m piasek kwarcowy, różnoziarnisty, mułkowaty, ciemno-szaro-zielonkawy, glaukonitowy,
- 88,00— 90,00 m żwirek drobnoziarnisty, kwarcowy i różnoziarnisty (do 2 mm średnicy) z piaskiem,
- 90,00— 110,00 m piasek glaukonitowy, bardzo drobnoziarnisty, ciemnozielony,
- 110,00— 114,00 m żwir drobny z piaskiem, różnoziarnisty, kwarcowy, z nielicznymi ziarnami czarnych krzemieni,
- 114,00— 114,50 m geza ciemnoszara, bezwapienna (Dan).

Cała seria utworów oligoceńskich jak to uwydatniają podane wyżej przekroje oligocenu jest bardzo monotonna petrograficznie, tworzą ją piaski o ziarnach różnej wielkości, z wkładkami żwirów kwarcowych i krzemieni. Piaski te zawierają większy lub mniejszy procent glaukonitu, a ponadto drobne blaszki muskowitu, zlepki fosforytowe, ułamki bursztynu itp.

Dotychczas analizowano piaski oligoceńskie pod względem mineralogicznym tylko z dwu miejscowości (117): z Gruszowa i Dziewiczej Góry.

W Gruszowie występuje w piaskach oligoceńskich 70% kwarcu, 30% glaukonitu; w Dziewiczej Górze występuje 61% kwarcu i 39% glaukonitu. W obu miejscowościach, z minerałów rzadkich, zaobserwowano: cyrkon 56%, rutyl 14%, turmalin 9%, cjanit 9% i piroksen 7% (objętościowo). W celu uzupełnienia materiału mineralicznego wykonano analizy piasków glaukonitowych z obszaru Lubelszczyzny północnej i środkowej.

Analiza została wykonana na preparatach mikroskopowych przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego. Na podstawie wyników uzyskano skład mineralny jakościowy i ilościowy oraz dla informacji średnią wielkość ziarna i wahania tej wielkości. Liczby te mają pewne znaczenie porównawcze, wskazują jednak wartości niższe niż wyniki analiz uzyskanych metodą sitową, gdyż: 1) ziarna większe niż 0,5 mm wypływają z preparatu mikroskopowego na zewnątrz preparatu, 2) wyniki analizy sitowej podają stosunki wagowe a nie objętościowe pewnych wielkości. Dlatego wyniki uzyskane z metody sitowej są bardziej miarodajne dla określenia składu granulometrycznego piasków oligoceńskich.

Analizy mineraliczne przedstawiają się następująco:

1. Piasek glaukonitowy z Łukowa

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	75%	Skalenie	2%
Glaukonit	17%	Piryt	1%
Okruchy skał	3%	Węglany	2%

Kwarc występuje w ziarnach ostrokrawędzistych o średniej wielkości średnicy 0,2 mm, wahania od 0,06 mm do 0,5 mm. Glaukonit tworzy ziarna zaokrąglone lub nieregularne, amebowate, jest bardzo świeży. Średnia wielkość jego ziarna wynosi 0,16 mm, wahania średnicy od 0,06—0,3 mm. Skaleń należy wyłącznie do skalenia potasowego i występuje jako mikroklin i mikropertyt. Wśród rzadkich okruców skał rozpoznać można tylko skały zbudowane z kwarcu, skrytokrystaliczne utwory chemicznego lub biochemicznego pochodzenia, które określa się zwykle ogólnie jako rogowce — oraz kwarcze żyłowe. Piryt tworzy nieregularne gruzełki. Węglany należą do kalcytu i, być może, syderytu. Interesujące jest sferolityczne ziarno syderytowo-limonitowe, jedno w całym preparacie. Akcesorycznie pojawia się cyrkon.

2. Piasek glaukonitowy z Białej Podlaskiej

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	68%
Glaukonit	30%
Skalenie	2%

Akcesorycznie występuje cyrkon i okrucy rogowców.

Ziarna kwarcu są przeważnie ostrokrawędziste, nieco zabrudzone substancją ilastą, o średniej wielkości 0,2 mm, wahania od 0,1 do 0,3 mm. Glaukonit jest bardzo świeży, zaokrąglony lub amebowaty, nieregularny. Przeciętna jego średnica wynosi 0,16 mm, wahania 0,1—0,24 mm. Skaleń należy do mikroklinu.

3. Piasek glaukonitowy z Góry Puławskiej

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Glaukonit	41%
Kwarc	57%
Limonit	2%

Aksesorycznie liczne, dobrze wykształcone ziarnka cyrkonu, mniej liczne są ziarna rutylu i granatu. Pojawiają się okruchy rogowców, mikroklin i albit.

Kwarc występuje przeważnie w ziarnach ostrokrawędzistych, nieznacznie zabrudzonych glaukonitem, o wielkości przeciętnej średnicy 0,09 mm, wahania 0,04—0,26 mm. Glaukonit jest raczej świeży, tylko nieznacznie zlimonityzowany, występuje w ziarnach okrągłych lub amebowatych o przeciętnej średnicy 0,07 mm, wahania 0,02—0,14 mm.

4. Piasek glaukonitowy ze Snopkowa

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	65%
Glaukonit	34%
Skalenie	1%

Ziarna kwarcu są przeważnie ostrokrawędziste, zabrudzone substancją ilastą, o przeciętnej średnicy 0,1 mm, wahania 0,05—0,24 mm. Glaukonit jest przeważnie świeży, zaokrąglony lub amebowaty, rzadziej kanciasty. Przeciętna jego średnica wynosi 0,1 mm, wahania 0,06—0,16 mm. Skaleń należy do mikroklinu i albitu.

5. Piasek glaukonitowy z Jakubowic Końskich

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	50%
Glaukonit	48%
Limonit	2%

Aksesorycznie występują: mikroklin, cyrkon oraz minerały ilaste, bliżej nie oznaczone.

Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste, zabrudzone glaukonitem i produktami jego rozkładu. Przeciętna średnica wynosi 0,12 mm, wahania 0,06—0,3 mm. Glaukonit tworzy ziarna nieregularne lub kanciaste, często jest postrzępiony, nieco zlimonityzowany, lub też przechodzący w minerały ilaste. Jego przeciętna średnica wynosi 0,1 mm, wahania 0,02—0,24 mm.

6. Piasek glaukonitowy z Lubartowa

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	74%	Glaukonit	16%
Skalenie	6%	Okruchy rogowców	2%
Kalcyt	2%		

Aksesorycznie pojawiają się piryty i cyrkon.

Ziarna kwarcu ostrokrawędziste mają przeciętną średnicę 0,18 mm, wahania 0,06—0,34 mm. Skaleń należy do mikroklinu. Glaukonit jest zaokrąglony lub amebowaty, świeży, ma przeciętną średnicę 0,12 mm, wahania 0,04—0,25 mm.

7. Piasek glaukonitowy z okolic Pawłowa

Przybliżony ilościowy skład mineralny objętościowo.

Kwarc	39%
Glaukonit	60%
Limonit	1%

Kwarc występuje w ziarnach ostrokrawędzistych, zabrudzonych nieznacznie zlimonityzowanym glaukonitem, o średniej wielkości średnicy 0,14 mm, wahania 0,06—0,18 mm. Glaukonit tworzy ziarna zaokrąglone lub nieco postrzępione wskutek wietrzenia, o średniej wielkości średnicy 0,1 mm, wahania 0,02—0,14 mm.

Akcesorycznie pojawiają się: mikroklin, muskowit i cyrkon.

Uwagi o składzie i genezie piasków glaukonitowych

Minerały detrytyczne analizowanych piasków glaukonitowych mają charakter minerałów bardzo odpornych na transport i wietrzenie i mogą pochodzić z wielokrotnie przerobionego materiału osadowego. Minerały ciężkie, wśród których przeważa cyrkon, są bardzo trwałe; jedynie granat spośród zauważonych tu jest mniej trwały, ale napotkano tylko jedno jego ziarno w piasku z Góry Puławskiej. Nieliczne skałenie należą również do najtrwalszych, do mikroklinu i albitu. Materiał raczej nie pochodzi bezpośrednio ze skał magmowych lub metamorficznych, zatem glaukonit nie powstał przez glaukonityzację biotyту czy innych ciemnych minerałów, lecz z gelów krzemionkowo-żelazistych. Zastanawiająca jest duża ilość glaukonitu w tych utworach. W niektórych badanych piaskach ilość ta dochodzi do 60% (Pawłów), są to więc niekiedy prawdziwe glaukonityty. Materiału musiały przeto dostarczać jakieś skały osadowe zawierające rudy żelaza, np. skały jurajskie. Większa ilość utworów sferolitycznych czy oolitycznych, takich jak okruch w próbce piasku nr 1 z Łukowa — mogłaby potwierdzić tę hipotezę; trudno jednak przywiązywać wagę do jednego okrucha. Być może oolity żelaziste zostały już prawie całkowicie przeobrażone w glaukonit, dlatego ślady pierwotnego materiału zostały zatarte.

Stopień wysortowania piasków dolnooligocenских. oznaczony na podstawie analizy sitowej. wskazuje, że w piaskach przeważają stale dwie frakcje osadu: frakcja 0,1—0,6 mm, która osiąga nawet 96% składu ciężarowego i frakcja 0,6—1,0 mm — 66% składu ciężarowego osadu (Lubartów strop oligocenu). Pozostałe frakcje spełniają podrzędną rolę; w partiach stropowych osadów dolnooligocenских zwiększa się na ogół ilość ziarn grubszych.

Przeciętny procentowy skład granulometryczny serii piaszczystej dolnego oligocenu przedstawia się następująco:

frakcja poniżej	— 0,1 mm	wynosi	3 ⁰ / ₀
„	0,1 — 0,6 „	„	70 ⁰ / ₀
„	0,6 — 1,0 „	„	20 ⁰ / ₀
„	1,0 — 1,5 „	„	5 ⁰ / ₀
„	1,5 — 2,0 „	„	2 ⁰ / ₀
„	powyżej — 2,0 „	„	1 ⁰ / ₀

Seria piasków oligoceńskich, jak wynika z podanych zestawień, tak wybitnie różni się pod względem składu granulometrycznego od podścielających ją osadów górno-kredowych i starszego paleogenu, że mimo woli nasuwa się pytanie, skąd wzięły się tak wielkie ilości materiału klastycznego na obszarze zalewu dolno-oligocenińskiego, pokrywającego Polskę północną i środkową. Pochodzenia tego materiału nikt dotąd nie starał się wyjaśnić. W odniesieniu do obszaru Lubelszczyzny jest niemal pewne, że osady dolno-oligocenijskie nie powstały z rozmycia osadów górno-kredowych płyty lubelskiej. Tab. 1, oparta na pracy Zb. S u j k o w s k i e g o (107), wskazuje, że cała seria osadów górnej kredy zawiera w stropie znikome ilości materiału klastycznego. Tam, gdzie materiału klastycznego występuje więcej, jak np. w bezwapiennych gezach Góry Puławskiej (68, s. 21) stanowiących strop serii siwaka, wielkość ziarn jest zbyt mała (największe ziarna kwarcu 0,16 mm, przeciętnie 0,06 mm) w porównaniu z frakcjami piasków oligoceńskich. Podane wyżej argumenty wskazują, że istotnie strop osadów górnej kredy, będący podłożem paleogenu, nie mógł odegrać większej roli jako źródło materiału detrytycznego dla osadów dolno-oligocenijskich. Natomiast najważniejszą rolę mógł spełnić leżący blisko masyw Gór Świętokrzyskich wraz z jego osłoną mezozoiczną, na co wskazuje także duża ilość glaukonitu w osadach oligoceńskich. Za skały macierzyste glaukonitu uważać można z pewnym prawdopodobieństwem syderyty ilaste retykoliasu (65).

Już w okresie kredowym łańcuch Gór Świętokrzyskich miał pewien wpływ na charakter osadów tworzących się na Lubelszczyźnie. Sedymentacja albu (116) antykliny rachowskiej, odbywająca się w strefie przybrzeżnej, wskazuje, że źródłem materiału klastycznego były, odsłaniające się w tej strefie, skały osadowe o spoiwie żelazistym, a więc skały niewątpliwie masywu Gór Świętokrzyskich. Na podobny, przybrzeżny charakter osadów albu i cenomanu wskazuje J. S a m s o n o w i c z (99, s. 96), który stwierdza, że materiał tych osadów pochodzi z ładu, którego zaledwie szczątki stanowią dzisiejsze Łysogóry. W wyższych piętrach kredy rola masywu Gór Świętokrzyskich jako źródła materiału klastycznego jest znikoma. Dopływ materiału klastycznego, pochodzenia terygenicznego (108, s. 14) o ziarnach większych od 0,01 mm w ogromnej

Tab. 1. Zawartość minerałów detrytycznych w stropowych warstwach serii osadów górnej kredy w Lubelskiem i okolicy.
Including of detritic minerals in the top of Upper Cretaceous chalk-sediments in the Lublin Palatinate.

Miejscowość	Minerały detrytyczne
Sandomierz	Reszta mineralna — poniżej 1%. Występują w niej ziarna kwarcu dwóch wielkości i pył kwarcowy, niżej 0,02 mm i ziarna zaokrąglone do 0,08 mm średnicy (Senon poz. <i>Actinocamax Quadratus</i>).
Dorotka pod Tarłowem	Ziarna detrytyczne kwarcu stanowią 2—4%. W każdym szlifie spotyka się kilkanaście ziarn wielkości 0,08 i dłużej tyle mniejszych — wszystkie kanciaste (senon górny poz. <i>Belemnitella mucronata</i>).
Tarłów	Z minerałów detrytycznych 1—2%, występuje kwarc o ziarnach drobnych i kanciastych wielkości 0,5—0,07 mm (Senon górny — poz. <i>Belemnitella mucronata</i>).
Nasiłów nad Wisłą	Minerałów detrytycznych 10%, głównie kwarcu kanciastego o bardzo jednolitej wielkości 0,05—0,06 mm. Z innych występują: turmalin, andaluzyt, cyrkon, rutil, różowy granat, otoczaki (ze szkliwa wulkanicznego?).
Parchatka	Minerały detrytyczne średnio 40%. Większość stanowi kwarc o ziarnach kanciastych, o świeżych błyszczących powierzchniach średniej wielkości 0,5—0,08 mm. Z innych minerałów — cyrkon i zielona hornblenda.
Nałęczów	Na ogół minerały stanowią 1/10 skały. Głównym składnikiem detrytycznym jest kwarc o ziarnach kanciastych, nieznacznej wielkości od 0,02—0,05 mm. Powierzchnie kwarców są matowe i porysowane. Z innych minerałów detrytycznych występują licznie cyrkon, oraz spotyka się jasny turmalin.
Krupa pod Rejowcem	Z minerałów detrytycznych występuje pył kwarcowy w ziarnach bardzo drobnych 0,02 mm, wszystkie ziarna kanciaste około 1%. Z innych minerałów występują tylko igły cyrkonu i ułamki turmalinu.
Firlej	Występuje kwarc o ziarnach kanciastych — wielkości 0,05 mm. Stanowi on większą część residuum i 1/10 całej skały.
Elżbietówka (Góra Żulin) pod Chełmem	Minerały detrytyczne — znacznie mniej niż 1%. Głównie kwarc kanciasty.
Chełm	Minerały detrytyczne są wyjątkowo nieliczne. Trochę ziarn kwarcu wielkości 0,05 mm, ułamki prawdopodobnie szkliwa wulkanicznego?, blaszki biotyту i żółto-czarny turmalin.
Terespol pow. zamojski	Minerały detrytyczne — kwarc źle obtoczony o powierzchniach matowych, skałek detrytyczny wielkości 0,07 mm, rzadziej cyrkon, turmalin w ziarnach o drobnych konturach krystalicznych, andaluzyt w ziarnach prawie okrągłych i blaszki biotyту.
Mielnik	Reszta mineralna stanowi 1/2% — składa się głównie z kwarcu dwu typów, pierwszy — niezaokrąglone przeważnie kanciaste ziarna o średnicy przeciętnie 0,05 mm maksymalnie 0,12 mm, drugie — znacznie radsze, kilkakrotnie większe, okrągłe, dobrze obtoczone o matowych powierzchniach i o średnicy 0,2—0,6 mm.

większości serii praktycznie nie istnieje. Dopiero w górnym senonie w osadach kredy okolic Kazimierza i Nałęczowa (107, s. 526) występuje zmienna ilość materiału klastycznego o ziarnach dobrze segregowanych, ale nie zaokrąglonych. Wyraźne zmniejszanie się ilości ziarn, postępujące od strony Wisły ku Wąwolnicy i w kierunku Nałęczowa, wskazuje, że dopływ materiału terrygenicznego odbywał się od strony Gór Świętokrzyskich (raczej od północnej części, być może wskutek wynurzenia się skał triasowych). Zwiększanie się ilości materiału terrygenicznego w osadach górno-senońskich wskazuje na powolny wzrost oddziaływania wynurzającego się coraz bardziej ładu świętokrzyskiego. To wynurzenie masywu Gór Świętokrzyskich musi mieć związek z górnokredowymi fazami górotwórczymi (105): subhercyńską i laramijską, a zwłaszcza z młodo-trzeciorzędową fazą pirenejską, która miała miejsce między eocenem a oligocenem. W dolnym oligocenie wpływ masywu Gór Świętokrzyskich był już bardzo silny, na co wskazuje piaszczyste wykształcenie osadów dolno-oligocenских. Materiał terrygeniczny oligocenu Lubelszczyzny pochodził nie tylko z samego łańcucha Gór Świętokrzyskich, ale, może nawet w większej mierze, z osłony mezozoicznej masywu. Denudacji ulegać mogło także przedłużenie masywu hercyńskiego, ciągnące się od Sandomierza w kierunku na Biłgoraj, gdzie między osadami dolnego tortonu a utworami jury białej istnieje wyraźny hiatus (17). Źródłem materiału klastycznego mogły być występujące na tym obszarze średnio i gruboziarniste piaskowce, a zwłaszcza te, które zawierają wkładki żwirów kwarcowych i lidyków, gdyż żwiry tego rodzaju spotyka się w osadach oligocenских w postaci tzw. „fasolki oligocenских”.

Na omawianym obszarze osadami tego typu są:

1. Górno-kambryjskie piaskowce (9, s. 5) drobno- lub średnioziarniste z rzadkimi wkładkami zlepieńcowatymi, z otoczakami do 2 cm średnicy, kwarcu mlecznego, różowego i zadymionego.
2. Piaskowce dolno-dewońskie (99, s. 13—14); zawierają one czasem obfity żwir kwarcu i przechodzą w zlepieńce. Żwir, np. w Ptkanowie, jest żwirem kwarcowym barwy białej, żółtawej, różowej, o średnicy do 2 cm. Przeważającym składnikiem piaskowców (120) jest kwarc o średniej wielkości ziarna 0,18—0,2 mm.
3. Triasowy piaskowiec pstry; zawiera on także żwir i otoczaki kwarcu (99, s. 21), zwłaszcza piaskowiec tumliński (65, s. 26) odznacza się wielkością ziarn kwarcu, których średnia wielkość waha się między 0,1 a 1 mm, wynosząc średnio 0,5 mm. Wielkość ziarn kwarcu tego piaskowca wyraźnie odpowiada dominującym frakcjom w osadach dolno-oligocenских.
4. Piaskowce białe, oraz zlepieńce i żwiry (99, s. 25).

5. Piaski i piaskowce albskie i cenomańskie (99, s. 42), zawierające miejscami ziarna białego lub ciemnego kwarcu do 3 mm średnicy i otoczaki do 5 cm długości czarnego lidytu karbońskiego.

Oczywiście jest także możliwe, że do morza dolno-oligocenckiego mógł być przynoszony materiał detrytyczny i z innych, dalej leżących regionów geologicznych, np. z Tatr i z niektórych wynurzających się już części Karpat, oraz z Podola i Wołynia, gdzie osady cenomanu (26, s. 675—7) występują w facji piaszczystej na dużych przestrzeniach.

Na obszarze Lubelszczyzny większość materiału detrytycznego pochodzi jednak z blisko leżącego obszaru świętokrzyskiego. Na niżu polskim, zwłaszcza w północno-zachodniej części Polski, należy się liczyć z większym udziałem materiału klastycznego z obszaru Sudetów i przedpola tego regionu geologicznego, a nawet i z Fennoskandii. W niektórych osadach trzeciorzędowych, występujących na niżu środkowo-europejskim, w podłożu miocenkiej formacji burowęglowej (76, s. 108—9), znaleziono gruboklastyczny materiał skalny (żwiry i skrzemieniałe osady sylurskie), pochodzący ze Skandynawii. Południowa granica zasięgu tego gruboklastycznego materiału skalnego nie przekracza w żadnym miejscu linii biegnącej od Hamburga na Berlin — Poznań — Chełmno — Bartoszyce (na Pojezierzu Mazurskim).

W okresie poprzedzającym transgresję dolno-oligocenską, na przylegającym od zachodu do obszaru Lubelszczyzny, masywie Gór Świętokrzyskich, musiały mieć miejsce silne procesy wietrzenia mechanicznego i chemicznego. Spowodowały one nagromadzenie się na obszarze Gór Świętokrzyskich i na osłonie mezozoicznej, wielkiej ilości materiału klastycznego, który później, prawdopodobnie wskutek gwałtownego zwiększania się ilości opadów, transportowany był rzekami do morza dolno-oligocenckiego.

Ten intensywny proces wietrzenia chemicznego i mechanicznego wiązał się ściśle z warunkami klimatycznymi (71, 101, 119) i miał miejsce w początkach trzeciorzędu, podczas paleocenu i eocenu. W tym czasie na półkuli północnej granica strefy ciepłej przesunięta była daleko ku północy (101, s. 136), na co wskazuje szerokie rozprzestrzenienie raf koralowych. Zławszcza w eocenie na terenie Polski panował klimat tropikalny (28, 113, 119). Wskazuje na to zarówno charakter flory lądowej, jak i obecność wielkiej ilości numulitów w morzu karpackim. Średnia roczna temperatura dla eocenkich ilów londyńskich według Reida i Chandlera (101) wynosiła 21°C. Według Wł. Szafera (113) blaszkowate warstwowanie osadów ilasto-piaszczystych oraz pylasto-piaszczystych wskazuje na periodyczne wahnięcia ówczesnego klimatu i powtarzanie się okresów mokrych i suchych. Na wysoką temperaturę wskazuje obfita obecność ciepłolubnych roślin.

Podczas dolnego oligocenu klimat w dalszym ciągu sprzyjał procesom wietrzeniowym; wzrost wilgotności i opadów, związanych z transgresją morską, powodował transport powstałej uprzednio zwietrzeliny z obszaru świętokrzyskiego do morza dolno-oligocenińskiego, pokrywającego w tym czasie Lubelszczyznę północną i środkową.

U w a g i o p o c h o d z e n i u i w y s t ę p o w a n i u ż w i r ó w k w a r c o w y c h · w o s a d a c h d o l n o - o l i g o c e Ń s k i c h

Niemal w większości wierceń, wykonanych na obszarze Lubelszczyzny północnej w piaskach dolno-oligocenijskich stwierdzono występowanie różnej barwy żwirów kwarcowych, przeważnie dobrze obtoczonych, a często i płaskich. Żwiry te określane są jako tzw. „fasolka oligocenijska”. W niektórych wierceniach żwiry występują nie tylko w stropie osadów, ale stwierdzono je także w spągu i w środku serii osadów dolno-oligocenijskich.

W strefie biegnącej przez Lubelszczyznę środkową, począwszy od Góry Puławskiej aż po Chełm, gdzie znajdują się większe odsłonięcia piasków oligocenijskich, wszędzie, zwłaszcza w partiach stropowych, występują żwiry kwarcowe.

Na terenie Góry Puławskiej żwiry kwarcowe (fot. 1) barwy białej, różowawej, zielonkawej i czarnej (lidyty), znajdują się w partii stropowej osadów dolno-oligocenijskich. W Jakubowicach Końskich i Snopkowie żwiry kwarcowe rozsiane są w drobnoziarnistym piasku glaukonitowym. Na terenie Lubartowa, w istniejących piaskowniach, żwiry występują w partiach stropowych oligocenu, zwłaszcza duże pakiety żwirowe napotkać można w odkrywkach oligocenu, znajdujących się obok toru kolejowego, prowadzącego z Lubartowa do Łukowa. Żwiry kwarcowe (fot. 2) występują tu na głębokości około 2 m od powierzchni, w stropie średnio- i gruboziarnistych piasków oligocenu. Na wzgórzach, pokrytych trzeciorzędem, znajdujących się na północ od Rejowca, żwiry kwarcowe zalegają w spągowej partii oligocenu, tworząc warstwę przeciętnej miąższości 15—25 cm, spojone są osadem mułkowo-piaszczystym barwy ciemno-zielonej. W okolicy Chełma (Dziewicza Góra) żwiry kwarcowe występują w stropie osadów dolno-oligocenijskich.

W wierceniach wykonanych między Wisłą a Bugiem „fasolkę oligocenijską” napotkano na różnych głębokościach: w Dęblinie (84, s. 149) w środkowej partii piasków dolno-oligocenijskich na głębokości 46,60—46,80 m pod powierzchnią występuje 20 cm miąższości warstewka piasku szaro-zielonego ze żwirem; piasek kwarcowy jest bardzo drobny, obtoczony, z małą ilością glaukonitu. Żwir ma średnicę do 3 cm. Są to głów-

nie szare i białe kwarcy, czarne lidyty (krzemienie), szare skały krzemionkowe i konkretne piryto-piaszczyste.

W powiecie Łukowskim (Huta Dąbrowa), żwiry kwarcowe zalegają w spągu osadów oligoceńskich na głębokości 140,3—142,4 m pod powierzchnią i tkwią one w piasku kwarcowo-glaukonitowym (84, s. 79). Żwir kwarcowy jest biały lub zielonawy, (wielkości grochu), obok kwarców spotyka się podłużne konkretne fosforytowo-glaukonityczne i ułamki lidyty.

W Międzyrzeczu Podlaskim (wg St. Z w i e r z a 1949) w środkowej partii piasków dolno-oligoceńskich występuje na głębokości 86,0—87,0 m pod powierzchnią żwir z otoczkami bazaltowymi. Na obszarze położonym dalej na wschód, w Białej Podlaskiej, grube ziarna kwarcu i lidyty spotyka się w stropowej warstwie oligocenu na głębokości 50,0—56,0 m pod powierzchnią i w partii spągowej na głębokości 65,0—66,0 m pod powierzchnią.

W Małaszewicach (85, s. 336) w spągu piasków oligoceńskich, występujących na głębokości 47,1—52,2 m pod powierzchnią, zalegają pojedyncze żwirki kwarcowe.

Z podanych wyżej odsłonień i wierceń oligocenu wynika, że żwiry kwarcowe występują w osadach oligoceńskich na Lubelszczyźnie głównie w trzech poziomach, w spągu, w partii środkowej i w stropie osadów dolno-oligoceńskich. Na tej podstawie możemy wnioskować, że podczas dolnego oligocenu zaznaczyły się wyraźnie trzy fazy klimatyczne wybitnie wilgotne, podczas których transportowany był w większych ilościach gruboziarnisty materiał skalny.

Wyjaśnienie pochodzenia tak zwanej „fasolki oligoceńskiej” na tle dolno-oligoceńskich warunków paleogeograficznych jest znacznie trudniejsze. W żwirach oligoceńskich obecny jest jedynie najbardziej trwały materiał mineralny, pochodzący przypuszczalnie ze skał osadowych, okrucowych, rzadko bezpośrednio ze źródła. Żwir może pochodzić zarówno z blisko leżącego obszaru świętokrzyskiego, jak i z innych regionów geologicznych (niektórych obszarów Karpat, z Wołynia itp.). Większość składników wchodzących w skład „fasolki oligoceńskiej” przeszła z pewnością kilka cykli sedymentacyjnych, a w osadach oligoceńskich składniki te występują z kolei na n-tym złożu. Obecność otoczek bazaltowych może wskazywać, że niektóre składniki pochodzą z terenów południowo-wschodnich (60).

Analizy mikroskopowe szlifów fasolki oligoceńskiej wskazują, że składa się ona z kwarców żyłowych, lidyków, krzemieni, rogowców brunatnych i zielonych, kawałków gezy i piaskowców kwarcytowych. Jest to najbardziej odporny na procesy wietrzeniowe materiał skalny.

Skład „fasolki” opracowany dla czterech miejscowości, znajdujących się w różnych częściach Lubelszczyzny, podany jest niżej:

Typ skały	Paławy	Lubartów	Pawłów	Dziewicza Góra
Kwarcze żyłowe	60	88,5	80	91,0
Lidyty	23	2,1	5	3,0
Krzemienie szare	14	3,0	4	2,0
Krzemienie i rogowce brunatne	—	1,6	2	—
Rogowce zielone	3	1,3	7	2,0
Gezy	—	1,7	—	1,5
Piaskowce kwarcytowe	—	1,8	2	0,5

Opis mikroskopowy głównych typów skał wyróżnionych w zwirach dolno-oligocęńskich jest następujący:

Kwarcze żyłowe — makroskopowo zwykle mlecznobiałe, rzadziej szkliste, różowe lub żółte, są ilościowo materiałem przeważającym wśród „fasolki oligocęńskiej”. Zbudowane są z dużych, kilkumilimetrowych, pozazębanych ziarn kwarcu, zwykle o falistym wygaszaniu światła i często silnie sprasowanych. Zawierają liczne wrostki gazowe, ciekłe i stałe, wśród tych ostatnich przeważa pył węglowy i tlenki żelaza. Okruchy kwarców żyłowych nie dają żadnych wskazówek co do pochodzenia materiału, gdyż niektóre lidyty wśród okruchów w zbadanej fasolce są przecięte żyłami takiego samego kwarcu. Mogą one zatem mieć źródło pierwotne zarówno w skałach magmowych, osadowych, jak i w metamorficznych, a poza tym jako odporne i obtoczone przeszły napewno kilka cykli sedymentacyjnych.

Lidyty — barwy ciemnoszarej lub czarnej, zwykle są poprzecinane białymi żyłkami kwarcu i często, choć nie zawsze, są nieco kanciaste.

Pod mikroskopem widać, że składnikami mineralnymi są chalcedon, drobnokrystaliczny kwarc, pył węglowy, bezbarwne minerały blaszkowate wysokiej dwójłomności (muskowit, ilit). Często widoczne są okrągłe przekroje, wypełnione chalcedonem lub prawie izotropowe o kształtach przypominających radiolarie. Niektóre lidyty mają charakter brekcyjowy i są gęsto poprzecinane żyłkami kwarcowymi, krzyżującymi się i czasem silnie pofałdowanymi.

Trudno powiedzieć coś konkretnego o źródle lidyków. W większości przypadków są to radiolaryty. Ich praźródłem mogły być osady sylurskie

Sudetów, osady gotlandu lub karbonu Gór Świętokrzyskich, egzotyki karpackie lub też różne skały okruchowe, zawierające takie okruchy w swym składzie. W każdym razie prażródłem są skały paleozoiczne. Jurajskie czy kredowe radiolaryty wyglądają inaczej.

Krzemienie szare — makroskopowo są to skały jasno lub ciemno-szare, przeważnie obtoczone lub częściowo obtoczone. Pod mikroskopem widać, że głównymi składnikami są: bardzo drobnoziarnisty kwarc, drobnowłóknisty chalcedon, krzemionka prawie izotropowa, zbliżona charakterem do opalu, pył żelazisto-bitumiczny, czasem drobne łuseczki miki. Zwykle zachowane są szczątki igieł gąbek, rzadziej radiolarii. Czasem brak jest struktur organicznych.

Krzemienie i rogowce brunatne — zaokrąglone lub kanciaste, pod mikroskopem podobne są czasem do krzemieni szarych, lecz mają plamisto rozrzucone gniazda wodorotlenków żelaza. Niekiedy są pasiaste z rytmicznie ułożoną substancją żółtą, ilasto-żelazistą i z warstwami drobnowłóknistego chalcedonu, i skrytokrystalicznego kwarcu lub opalu. Zdarza się kanciasty kwarc detrytyczny, czasem ziarna pirytu. Niekiedy zachowane są ślady jakichś organizmów krzemionkowych (radiolarie, okrzemki?).

Umiejscowienie źródła tych skał jest trudne. Krzemienie brunatne, podobne jak szare, mogą pochodzić z kredy sąsiednich terenów, brunatne rogowce mogą pochodzić z Karpat, może z serii radiolariowej.

Rogowce zielone — szarozielone, zwykle obtoczone, zbudowane są z kwarcu, chalcedonu, minerałów ilastych i chlorytu. Niektóre zawierają ślady organizmów krzemionkowych, może radiolarii. Materiał może pochodzić z radiolarytów karpackich.

Gezy — skały krzemionkowe, bezwapienne, zawierają kwarc i szczątki igieł gąbek, a także dużo próżni, brak jest w nich natomiast glaukonitu. Występują liczne minerały blaszkowate o charakterze muskowitu lub ilitu. Gezy te nie przypominają ani gez kredy okolic Puław, ani gez z ordowiku Gór Świętokrzyskich. Najpodobniejsze są do gez karpackich.

Piaskowce kwarcytowe skały brunatne lub szare, obtoczone, zbudowane z kwarcu, glaukonitu, rzadkich skaleni potasowych a scementowane spoiwem krzemionkowo-bitumicznym. Najpodobniejsze są do piaskowców albu z Rachowa.

Żwiry kwarcowe występujące w tzw. „fasolce oligoceńskiej”, jak wykazuje poniższe zestawienie, są dobrze obtoczone i w kierunku wschodnim, ilość ziarn dobrze obtoczonych w stosunku do ziarn częściowo obtoczonych, nieznacznie wzrasta.

W osadach młodszego trzeciorzędu spotyka się na Lubelszczyźnie także żwiry kwarcowe. Znajdujemy je w utworach tortońskich i sarmackich oraz w tak zwanym preglacjale, który najprawdopodobniej

Stopień obtoczenia żwirów kwarcowych z piasków dolno-oligocenijskich we frakcji 0,2—3,0 cm.

Rounding of the quartz gravels from the Low Oligocene sands, fraction 0,2—3,0 cm.

Miejscowość	Stopień obtoczenia w %		
	kanciaste	częściowo obtoczone	obtroczone
Góra Puławska	—	13	87
Lubartów	—	15	85
Pawłów	—	10	90
Dziewicza Góra	—	4	96

odpowiada środkowemu i górnemu pliocenowi. Obecność żwirów kwarcowych w osadach mioceńskich niekoniecznie związana być musi z procesem rozmywania osadów dolno-oligocenijskich. Z warunków paleogeograficznych i paleoklimatycznych można wywnioskować, że już począwszy od dolnego oligocenu ten gruby materiał skalny transportowany był, z pewnymi tylko przerwami, zwłaszcza w okresach, gdy panował klimat suchy, na obszar Lubelszczyzny.

U schyłku trzeciorzędu, po utworzeniu się w ogólnych zarysach dzisiejszej rzeźby i sieci rzecznej, w żwirach dominować zaczyna materiał karpacki (19). Żwiry preglacjalne niewątpliwie karpackiego pochodzenia są, w porównaniu ze żwirami, spotykanymi w osadach dolno-oligocenijskich (ryc. 19—22), słabiej obtoczone. Np. menility (43, s. 149) znajdujące w dolinie Wisły koło Warszawy, pomimo odbytej, długiej drogi mają kształt kostki zaokrąglonej tylko na krawędziach i narożach. Natomiast w osadach dolno-oligocenijskich wśród żwirów kwarcowych przeważa materiał skalny, pochodzący głównie z regionu świętokrzyskiego oraz z obszaru Podola i Wołynia, jak możnaby sądzić na podstawie obecności otoczków bazaltowych (60) w piaskach oligocenijskich z Międzyrzecza Podlaskiego. Niektóre elementy, jak krzemienie, brunatne rogowce, rogowce zielone, stanowiące stosunkowo niewielki procent dolno-oligocenijskich żwirów kwarcowych, mogą pochodzić z niektórych osadów karpackich. Obecność w żwirach piaskowców kwarcytowych wskazuje na pewien związek tych utworów z piaskowcami albskimi okolic Rachowa nad Wisłą. Na tej podstawie możnaby wysunąć przypuszczenie, że sylifikacja osadów albskich była znacznie wcześniejsza niż sylifikacja sarmatu na Lubelszczyźnie. Wniosek ten potwierdzałyby obserwacje Wł. Pożaryskiego (71), że w okolicy Gór Świętokrzyskich sylifikacja odbywała się już w eocenie.

OSADY MIOCEŃSKIE

Po regresji morza dolno-oligocenińskiego cały obszar Lubelszczyzny wszedł w fazę lądową; faza ta w różnych jej częściach miała odmienny przebieg. Na Rostoczu i południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej trwała ona krótko — do dolnego tortonu, w części wschodniej — do sarmatu, a w północnej — aż po dzień dzisiejszy.

Osady miocenijskie Lubelszczyzny północnej i środkowej, z wyjątkiem utworów sarmackich, są utworami lądowymi, w większości wykształconymi w facji limnicznej. Ze względu na brak w nich skamieniałości, oraz mało zróżnicowane wykształcenie petrograficzne, nie można wśród serii utworów miocenijskich występujących na Lubelszczyźnie północnej przeprowadzić ściślejszego podziału stratygraficznego.

Zwarty kompleks osadów miocenijskich występuje na Lubelszczyźnie na północ od linii łączącej następujące miejscowości: Dęblin, Kock, Radzyń, Kodeń nad Bugiem (87, tabl. 6). Utwory miocenijskie pokrywają mniejszą powierzchnię (87, s. 166), aniżeli osady dolnego oligocenu.

Osady miocenijskie Lubelszczyzny północnej wykazują duże podobieństwo do utworów miocenijskich, pokrywających duży obszar Polski północnej (45, 52, 87), gdzie miocen (52, s. 18) reprezentują piaski bezwapienne, średnioziarniste a nieraz drobnoziarniste, zupełnie białe lub czarne i ły zielonawe lub też ciemne, jako utwory wód słodkich. Często są to piaski kwarcowe z pyłem węglowym, lignitem i pokładami węgla brunatnego. Pochodzenie ich jest prawie wyłącznie autochtoniczne.

Spąg miocenu, w przeciwieństwie do stropu, łatwy jest do prześledzenia, gdyż utwory miocenijskie, reprezentowane głównie przez różnego rodzaju piaski kwarcowe barwy białej, szarej, ciemno szarej, a nawet czarnej od pyłu węglowego, wyraźnie odróżniają się od zielonych glaukonitowych piasków dolno-oligocenijskich.

Miocen zaczyna się akumulacją osadów słodkowodnych o strukturze pelitowej. Utwory te powstają w istniejących obniżeniach stropu oligocenu. Są to pokłady kilku lub nawet kilkunastometrowej miąższości łu z przewarstwieniami gliny (Krasnogliny), jasnoszarego mułku (Uleż), łu szarego z domieszką drobnego piasku i mułku (Podlodów), brudnoszarego mułku z ułamkami miki (Kock), łu popielatego z mułkiem (Żelechów), a nawet łu czarnego (Małaszewicze). Na kulminacjach i w płytszych miejscach zbiorników wodnych akumulują piaski; są to osady powstałe częściowo ze zwietrzenia i presortowania wodnego i eolicznego piasków dolno-oligocenijskich, a więc w dużej mierze utwory autochtoniczne.

Miąższość osadów miocenijskich jest największa w zachodniej części Lubelszczyzny środkowej i północnej, w pasie ciągnącym się po wschod-

niej stronie doliny Wisły. W tej strefie istniało jakieś, stopniowo pogłębiające się obniżenie, które miało wpływ na miąższość gromadzących się osadów, począwszy od połowy dolnego oligocenu, a następnie w miocenie.

W tej części Lubelszczyzny największą miąższość osadów miocenijskich stwierdzono dotychczas w Ulężu (powiat Ryki). Całkowita miąższość miocenu wynosi 30 m, spąg zalega na głębokości 93 n.p.m., a strop na wysokości 123 m n.p.m. Wykształcenie osadów uzyskanych w tym wierceniu jest następujące (84, s. 175):

Położenie: 605,900; 457,700; wys. 175 m n.p.m.

Mułek — plicen

- 52,00—60,00 m piasek drobno i różnoziarnisty kwarcowy, ciemnoszary,
- 60,00—67,00 m piasek drobno i różnoziarnisty, kwarcowy, ciemnoszary, z bardzo licznymi zwęglonymi szczątkami roślin,
- 67,00—73,00 m piasek drobno i różnoziarnisty z większymi (do 3 mm średnicy) ziarnami drobnego, obtoczonego kwarcu, przezroczystego, wraz z wkładkami mułków pylastych, ciemno-szaro-brunatnych z mika i bardzo drobnymi szczątkami roślin,
- 73,00—76,00 m piasek różnoziarnisty z bardzo licznymi okruchami drewna zwęglonego,
- 76,00—82,00 m mułek pylasty, jasnoszary z obfitą miką, bezwapienny, piasek z glaukonitem — oligocen.

Podobne wykształcenie ma miocen w powiecie łukowskim, ale miąższość osadów jest nieco mniejsza. W miejscowości Podlodów wynosi 21,1 m, Spąg miocenu leży na wysokości 105,9 m n.p.m., a strop na wysokości 128 m n.p.m. (84, s. 165, 166).

Podlodów powiat łukowski.

Położenie: 614,50; 458,600; wysokość 166 m n.p.m.

Ił szaropopielaty — plicen

- 33,60—38,00 m piasek jasnoszary, obtoczony, sypki,
- 38,00—44,60 m piasek kwarcowy z węglem brunatnym,
- 44,60—45,70 m piasek kwarcowy ze żwirkami kwarcu, okruchami porfiru i licznymi ułamkami drewna.
- 45,70—50,60 m Piasek drobny, szary z pojedynczymi ułamkami miki,
- 50,60—58,70 m piasek ciemnoszary, drobny i pylasty, brylujący się,
- 58,70—60,10 m ił szary z domieszką drobnego piasku, z miką, bezwapienny, ił glaukonitowy — oligocen.

W miejscowości Huta Dąbrowa miąższość osadów miocenijskich osiąga prawie 30 m (84, s. 79).

Huta Dąbrowa, powiat łukowski.

Położenie: 603,200; 478,600; wysokość 190 m n.p.m.

Piasek z ułamkami iłów popielatych — plicen

- 83,85—101,60 m piasek czysto kwarcowy, przepelniony ziemistym węglem brunatnym, stąd cały utwór jest czarny,
- 101,60—114,20 m ił popielaty, piaszczysty z mułkiem, mika, bezwapienny, piasek glaukonitowy — oligocen.

W kierunku wschodnim miąższość utworów miocেনskich na ogół maleje, wyjątkowo tylko w dolinie Bugu (Małaszewicze) wynosi jeszcze kilkanaście metrów.

W Borkach koło Kocka osady miocенskie mają miąższość 9,5 m, występują na głębokości 102,5—111,00 m n.p.m. Spąg miocенu stanowi warstwa 0,6 m miąższości brudnoszarego, bezwapiennego mułku (E. R ü h l e, 1953), na niej leży seria piasków różnoziarnistych zawierająca pył węgla brunatnego, ułamki drewna i detrytus roślinny.

Dużą miąższość ma także miocен w Łukowie. W wierceniu wykonanym w r. 1957 stwierdzono, że spąg miocенu leży na głębokości 74,9 m n.p.m. a strop 106,5 m n.p.m. Przekrój serii miocенskiej jest następujący:

Osad ilasto-pylasty — pliocen.

- 56,50—59,30 m piasek szary, drobnoziarnisty,
- 59,30—64,50 m piasek szary, średnioziarnisty, z dużymi ziarnami kwarcu,
- 64,50—69,20 m piasek drobno i średnioziarnisty, ciemnoszary.
- 69,20—85,50 m piasek przeważnie średnioziarnisty, z bryłkami piasku zlepionego pirytem,
- 85,50—88,40 m piasek grubo i średnioziarnisty, szary z ułamkami drewna,
piasek glaukonitowy — oligocen.

W Międzyrzeczu Podlaskim, w środkowej części Lubelszczyzny północnej, spąg miocенu występuje na wysokości 72,0 m n.p.m., a strop na wysokości 85,0 m n.p.m. Cała seria miocенska stanowi warstwę 13 m miąższości drobnoziarnistego piasku, jasnoszarego z miką (St. Z w i e r z, 1949).

W Małaszewiczach, a więc na terenie leżącym blisko Bugu, spąg miocенu zalega na wysokości 95,9 m n.p.m. a strop na wys. 112,6 m n.p.m.

Według E. R ü h l e g o (85, s. 336) profil miocенu wygląda tu następująco:

Mułek — pliocen.

- 30,40—32,40 m piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z domieszką ziarn średnich, jasnoszary,
- 32,40—35,40 m piasek kwarcowy, drobny, szary,
- 35,40—38,10 m piasek kwarcowy, drobny, z pyłem i detrytusem roślinnym,
- 38,10—38,20 m ił czarny, bezwapienny,
- 38,20—40,60 m ił pylasty, jasnoszary, wapnisty, z drobnymi zwęglonymi ułamkami drewna w spągu.
- 40,60—43,50 m piasek kwarcowy, drobno i średnioziarnisty z pyłem, szary,
- 43,50—44,35 m ił z wyraźnymi warstewkami pylastego piasku, wapnisty,
- 44,35—46,60 m piasek kwarcowy, drobno i średnioziarnisty, szary,
- 46,60—47,10 m ił zwięzły, czarny,
piasek glaukonitowy — oligocen.

Wysztalcenie osadów miocенskich, w postaci różnoziarnistych piasków i iłów, wskazuje, że osady te gromadziły się w płytkich śródlądowych jeziorzyskach, które pokrywały niemal cały obszar Lubelszczyzny

północnej. Do tych jezior uchodziły rzeki z wyżyn znajdujących się na południu, transportowały one, zwłaszcza w sarmacie, duże ilości materiału klastycznego.

W wielu wierceniach, wykonanych na obszarze Lubelszczyzny północnej i środkowej, stwierdzono, że w piaskach miocénskich występują przeważnie cienkie wkładki węgla brunatnego, albo pojedyncze kawałki węgla brunatnego, lub też pył węglowy. Obecność tych utworów węglowych może w pewnym stopniu umożliwić oddzielenie piasków sarmackich od tortońskich. Z badań nad złożami węgla brunatnego w środkowej Polsce wynika, (52, s. 51; 46, s. 32; 51, s. 81), że w trzeciorzędowych złożach środkowej Polski i Mazowsza istnieje tylko jedna górnomiocén ska (sarmacka) formacja węgla brunatnego.

Z pewnym prawdopodobieństwem można więc przyjąć, że piaski zawierające wkładki węgla lub piaski bez węgla, ale leżące ponad piaskami z węglem brunatnym a poniżej ilów plioceńskich, są wieku górnosarmackiego.

Ponieważ wkładki węglowe w serii miocénkiej na terenie Lubelszczyzny północnej występują w górnych partiach miocenu, często zaś bezpośrednio pod ilami plioceńskimi, a klimatycznie flora węglowa związana jest z fazami wilgotnymi, gdyż na terenie Polski północnej (46, s. 32) węgiel tworzył się w wielu miejscach z obszernych torfowisk lądowych, można przyjąć, że w sarmacie były dwa okresy klimatyczne, sprzyjające rozwojowi węgla brunatnego. Okresami tymi są: sarmat dolny i górny, przedzielone suchą fazą klimatyczną, podczas której miało miejsce wysychanie morza i sylifikacja osadów sarmackich. W tych dwu wilgotnych fazach klimatycznych mogło powstać nawet więcej niż dwa pokłady węglowe.

Piaski leżące nad oligocenem, a pod piaskami z węglem brunatnym, byłyby starsze — dolno-miocénskie (być może tortońskie a częściowo może i helweckie facji limnicznej), ale ustalenie dokładniejszej pozycji stratygraficznej na razie nie jest możliwe. W wierceniach, w których brak jest wkładek węgla brunatnego, podziału stratygraficznego na tej podstawie przeprowadzić nie można.

Środkowe i górne partie piasków miocénskich tworzyły się prawdopodobnie częściowo synchronicznie z osadami morza sarmackiego, które w tym czasie pokrywało wschodnią część Lubelszczyzny środkowej. Pod zsylikowanymi osadami sarmackimi, występującymi na wzgórzach w okolicy Rejowca, Gruszowa, Chełma, w piaskach miocénskich brak jest wkładek węglowych. W okolicy Gruszowa pod zlepami sarmackimi zalega kilkumetrowej miąższości seria piasków młociocénskich, nie zawierających skamieniałości, niżej zaś piaski dolno-oligocénskie.

Flora węgla brunatnego porastała w tym czasie nizinny obszar Lubelszczyzny północnej, rozciągający się na północ i północno-zachód od północnych wybrzeży morza sarmackiego. Wiercenia wykonane na Lubelszczyźnie północnej i środkowej wskazują, że nie ma na tym obszarze większych pokładów węgla brunatnego o znaczeniu przemysłowym, występują jedynie lokalnie cienkie wkładki albo luźne kawałki węgla brunatnego, a w niektórych wierceniach, na przykład w Ulężu (84, s. 175) na terenie powiatu Ryki, w piaskach miocenijskich występują tylko zwęglone szczątki roślin. Seria osadów miocenijskich zalegająca pod utworami pliocenu przedstawia się w tym wiercieniu następująco:

- strop serii leży na głębokości 52 m pod powierzchnią, niżej występują:
- 52,00—60,00 m piasek drobno i różnoziarnisty, kwarcowy, ciemnoszary,
 - 60,00—67,00 m piasek drobno i różnoziarnisty, kwarcowy, ciemnoszary, z bardzo licznymi zwęglonymi szczątkami roślin,
 - 67,00—73,00 m piasek drobno i różnoziarnisty, z większymi (do 3 mm średnicy) ziarnami drobnego, obtoczonego kwarcu, przezroczystego wraz z wkładkami mułków pylastych, ciemno-szarobrunatnych z mika i bardzo drobnymi szczątkami roślin,
 - 73,00—76,00 m piasek różnoziarnisty z bardzo licznymi okruchami drewna zwęglonego,
 - 76,00—82,00 m mułek pylasty z obfitą miką, niżej osady oligocenu.

Wkładki węgla brunatnego wśród piasków miocenijskich stwierdzono w okolicy Chełma (Czułczyce — warstewka węgla 0,5 m miąższości), w Trzciance, pow. Ryki, występują trzy warstwy w partii stropowej piasków miocenijskich o miąższości 2 m, 2,5 m i 0,5 m. W Sierskowie stwierdzono także trzy warstwy o miąższości 1,0 m, 0,5 m i 1,0 m. Drobne wkładki węgla o miąższości poniżej 1 m oraz pył węglowy zaobserwowano w piaskach miocenijskich w pow. łukowskim (miejscowości Stoczek Łukowski i Nowy Stasin). Największa ilość warstewek węgla brunatnego została stwierdzona w wiercieniu w Radawcu koło Lublina. Występuje tutaj w osadach miocenijskich 6 warstewek węgla brunatnego następujących miąższości, licząc od stropu utworów miocenijskich: 0,4 m, 1,10 m, 0,80 m, 2,0 m, 0,60 m i 0,40 m. Warstewki węgla przedzielone są piaskami bądź osadami ilastymi; stropowa warstwa węgla brunatnego leży na głębokości 18,70—19,10 m pod powierzchnią, najniższa zaś na głębokości 44,90—45,30 m.

Duża ilość pokładów węgla brunatnego i znaczna głębokość występowania dolnych pokładów wskazuje, że w Radawcu należy się liczyć z możliwością występowania, obok sarmackich, węgla dolno-miocenijskich, znanych zresztą z okolic Łodzi (81), z obszaru świętokrzyskiego (99), z Wyżyny Lubelskiej (27), z Podola i Wołynia (47). Z braku jednak jakichkolwiek skamieniałości, nie można dokładnie ustalić wieku dolnych po-

kładów węgla brunatnego stwierdzonych w spągu trzeciorzędu w wierceniu w Radawcu — być może węgiel ten jest wieku tortońskiego.

W wielu miejscowościach, jak na przykład w Podlodowie, Kocku, Żelechowie, Łukowie, Białej Podlaskiej itd. wśród piasków mioceńskich występują tylko luźne kawałki węgla brunatnego.

Z dotychczas wykonanych wierceń na obszarze Lubelszczyzny północnej i środkowej wynika, że największa miąższość pokładu węgla brunatnego nie przekracza 2,5 m (Trzcianka, pow. Ryki). Pokłady te mają mniejszą miąższość niż pokłady węgla brunatnego, znane z obszaru Poznańskiego, Pomorza i Kujaw (52); świadczy to, że szata roślinna podczas trzeciorzędu miała na terenie Lubelszczyzny gorsze warunki rozwoju i pokrywała mniejszą przestrzeń, a okres jej egzystencji był prawdopodobnie krótszy. Zjawiska tego nie można tłumaczyć lokalnymi różnicami klimatycznymi, gdyż warunki klimatyczne na całym obszarze Polski północnej były w tym czasie mniej więcej jednakowe, ale raczej czynnikami edaficznymi, oraz głębokością występowania wód gruntowych. Roślinność, z której utworzył się węgiel brunatny, miała lepsze warunki rozwoju tam, gdzie dość płytko występowało zwierciadło wód gruntowych. Wydaje się, że takim obszarem na Lubelszczyźnie był pas ciągnący się w kierunku NW od dolnego odcinka Wieprza ku Warszawie, po wschodniej stronie doliny Wisły, tutaj bowiem spotyka się najbardziej miąższe pokłady węgla brunatnego.

Sarmat morski Lubelszczyzny środkowej

Zsylikowane osady morza sarmackiego występujące na kulminacjach terenu we wschodniej części Lubelszczyzny środkowej, w okolicy Rejowca, Gruszowa, Pawłowa, Chełma, oraz Chmiela i Piotrkowa (na południe od Lublina), są osadami najpowszechniej znanymi spośród osadów młodszego trzeciorzędu. Strop zsylikowanych utworów sarmackich w tej części Lubelszczyzny leży obecnie przeważnie wyżej od izohipsy 230 m n.p.m.

Osady sarmackie były już wielokrotnie opisywane pod względem petrograficznym, litologicznym i faunistycznym. Utworami tymi zajmowali się zwłaszcza K. Jurkiewicz (24), J. Trejdosiewicz (115), G. Gagel (16), K. Kowalewski (29, 36), M. Turnau-Morawska (117), M. Prószyński (75) i inni.

Według dawnego podziału K. Kowalewskiego (29) sarmat lubelski, za wyjątkiem sarmatu w Czuczycach koło Chełma, gdzie fauna morska reprezentowana jest przez duże okazy *Maetra* i *Limnocardium*,

a brak jest rodzaju *Ervilia*, należy do piętra dolnego erviliowego¹. Utwory sarmackie Lubelszczyzny środkowej są osadami bezwapiennymi, krzemionkowymi, reprezentowanymi przez zsylikowane zlepy muszlowe, piaskowce kwarcytowe i piaski kwarcowe; stwierdzono w nich obecność krzemionkowych i żelazistych oolitów.

W okolicy Chełma w sarmackich zlepych muszlowych ławicowo występują (36, s. 27): *Limnocardium vindobonense* Partsch., *L. plicatum* Eichw., natomiast rzadszy jest rodzaj *Ervilia*.



Ryc. 7. Ostaniec sarmacki tzw. „Góra Dziewicza” pod Chełmem.
Sarmatian uplift called „Góra Dziewicza” near Chełm.

Fot. autor

W Janowie pod Chełmem pod piaskowcami krzemionkowymi i piaskami bez fauny leżą piaski z fauną sarmatu dolnego, typu świętokrzyskiego, zawierające liczne okazy *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia* sp., *Ervilia podolica* Eichw., var. *dissita* Eichw., *Limnocardium lithopodolicum* Dub.

Współczesne rozmieszczenie odizolowanych od siebie płatów zsylikowanych osadów sarmackich wskazuje, że nie cała Lubelszczyzna środkowa objęta była zalewem sarmackim. Morskich osadów sarmackich brak

¹ W podziale miocenu południowej Polski, z 1958 r. K. Kowalewski (36) zalicza piaskowce krzemionkowe Lublina, Chełma i Rejowca do stropowej części poziomu wołyn, będącego górną częścią sarmatu dolnego. Piaskowce Czulczyc umieszcza w sarmacie środkowym.

jest na całym obszarze północnej Lubelszczyzny. Wydaje się także, że nie cała Wyżyna Lubelska objęta była zalewem sarmackim (22, s. 279). A. J a h n (22) przypuszcza, że morze tego okresu sięgało zapewne długą zatoką lub cieśniną poprzez wyżynę, omijając od północy, główny grzbiet kredowy. Ten pogląd A. J a h n a wydaje się potwierdzać fakt, że osady sarmackie na Wyżynie Lubelskiej ciągną się jedynie wąską strefą od okolic Janowa Lubelskiego, Modliborzyc i Zaklikowa w kierunku NE, poprzez krawadź Wyżyny, na Piotrków i Chmiel w kierunku doliny Giełczwi. Prawdopodobnie tak wąska strefa występowania utworów sar-



Ryc. 8. Zasięg morza sarmackiego na Lubelszczyźnie środkowej i wschodniej: 1. Morze dolno-sarmackie, 2. Morze środkowo-sarmackie, 3. Kierunek transgresji morza dolno-sarmackiego na Lubelszczyznę.

The boundaries of the Sarmatian Sea in the central and eastern Lublin district: 1. The Low- Sarmatian Sea, 2. The Middle Sarmatian Sea, 3. The direction of the transgression of the Low-Sarmation sea trough the present Lublin Palatinate.

mackich na tym odcinku wyżyny, może mieć związek z jakąś predyspozycją tektoniczną, powstałą po tortonie, a być może zarysowującą się w południowej części Wyżyny Lubelskiej już w tortonie, na co wskazywałyaby obecność tortońskich wapieni litotamniowych w okolicy Szastarki, a więc w obszarze położonym na północ od południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Jest więc możliwe, że już w tortonie istniała tu głęboka zatoka wdzierająca się przez krawędź na Wyżynę Lubelską. Dalszy ciąg osadów sarmackich spotykamy dopiero na wschód od doliny Wieprza w okolicach Rejowca i Chełma, gdzie występują one na większym obszarze i pokrywają kulminacje odizolowanych od siebie wzgórz, które przypominają wyglądem „góry stołowe” (ryc. 2, 7).

Profil utworów trzeciorzędowych, tworzących „wzgórza stołowe” okolic Rejowca i Chełma wygląda następująco: strop osadów stanowią zwykle skrzemieniałe zlepy muszlowe, w kształcie dużych brył o średnicy przekraczającej często 1 m; w niektórych — skorupki małży mimo sylify zachowały się dobrze. Miąższość zlepow muszlowych jest niewielka i wynosi przeciętnie kilkadziesiąt centymetrów. Pod zlepy występuje także niewielkiej miąższości warstwa piaskowca o lepszczu krzemionkowym, zwykle potrzaskana na większe lub mniejsze bloki. Czasem brak jest zlepow muszlowych, a piaskowiec krzemionkowy tworzy strop serii sarmackiej. Pod tymi osadami zalega kwarcowy piasek sarmacki np. w okolicach Pawłowa i Rejowca, tworząc warstwę różnej miąższości, przeciętnie kilku metrów. Pod nim dopiero występują zielone piaski oligoceńskie, zazębiające się często z ilara górnio-eoceńskimi, lub też sarmat leży bezpośrednio na osadach kredy górnej.

Warstwa stropowa sarmatu, zsylikowana, ma stosunkowo niewielką miąższość — co wskazuje, że proces sylify nie trwał zbyt długo na tym obszarze.

Zagadnieniu diagenety i sylify osadów sarmackich na Lubelszczyźnie poświęciła obszerną i wnikliwą pracę M. Turnau-Morawska (117). Autorka pracy przypuszcza, że procesy sylify częściowo zachodziły podczas pliocenu i preglacjału, jednak zapoczątkowanie zjawisk sylify (117, s. 175—6), a nawet ich uwarunkowanie, związane jest z końcową fazą sedymentacji oraz okresem wynurzania się osadu z ustępującego i wysychającego morza.

Według A. Jahn (22, s. 282) cementacja osadu dokonała się w wysychających zatokach morza sarmackiego lub też jeziorach typu szottów pustynnych. Owe formy wklęśie miały decydujące znaczenie dla lokalizacji przyszłych form wypukłych, a więc gór wyspowych. Dzisiejsza morfologia wyspowa jest pewnego rodzaju odwróceniem rzeźby pierwotnej z okresu cementacji skał.



Ryc. 9. Kopalnia piasków sarmackich na północ od stacji Rejowiec
The Sarmatian outcrops north of the railway station Rejowiec.

Fot. autor

Powstanie gór wyspowych można tłumaczyć też i w inny sposób bez uciekania się do inwersji rzeźby. Sylifykacja osadów zachodziła, jak twierdzi M. T u r n a u - M o r a w s k a (117), już w końcowej fazie sedymentacji i w okresie wynurzania się osadu z ustępującego i wysychającego morza. Faktem jest, że proces sylifykacji nie objął wszystkich osadów sarmackich, stopniowe spływanie zbiornika morskiego spowodowało utworzenie się w nim całego szeregu płycizn, na których gromadnie osiedlały się małże. Dalsze obniżanie poziomu morza było przyczyną powstania całego szeregu większych i mniejszych wysp. W klimacie suchym, który panował na przełomie dolnego i środkowego sarmatu, powierzchnia wysp poddana była procesowi silnej insolacji. Podsiąkająca do powierzchni woda szybko parowała, a rozpuszczone w niej roztwory cementowały strop wysp krzemionką. Był to proces podobny do tego, jaki ma miejsce na obszarach pustynnych przy powstawaniu pólw krzemionkowych (39, s. 267). Roztwory zawierające krzemionkę molekularnie rozpuszczoną wydobywają się na powierzchnię i tam ją strącają. Sylifykacja polegała tutaj zarówno na cementacyjnym strącaniu się krzemionki w porach osadu, jak i na substytucyjnym wypieraniu pierwotnego materiału wapiennego ze skorupki mięczaków. W ten sposób powstawały skrzemieniałe zlepy muszlowe i piaskowce impregnowane chalcodonem i opalem.



Ryc. 10. Odślonięcia kwarcowych piasków sarmackich w piaskowni położonej na północ od stacji Rejowiec.

Outcrops of the Sarmatian quartz sands, situated north of the railway station Rejowiec.

Fot. autor

Spływanie morza sarmackiego miało związek nie tylko z suchą fazą klimatyczną w sarmacie, ale także z powolnym ruchem epejrogenicznym tej części Lubelszczyzny. Epejrogeniza trwała od środkowego sarmatu przez cały górny sarmat. Wskazuje na to fakt, że na obszarze występowania zsylikowanych osadów dolno-sarmackich brak jest zarówno osadów górno-sarmackich, jak i plioceńskich, znanych z Lubelszczyzny północnej i zachodniej. Tylko wyniesienie tego obszaru, a równoczesne obniżanie północnej części Lubelszczyzny spowodowało, że zasięg jeziora górno-sarmackiego, a następnie zbiornika plioceńskiego nie sięgał na Lubelszczyźnie znacznie dalej ku SE. W kierunku wschodnim osady plioceńskie mają dalekie rozprzestrzenienie; ily pstre (83, s. 94) występują na dużych obszarach Polesia w stropie formacji lignitowej.

Osady piaszczyste, które wynurzyły się najpóźniej z morza sarmackiego (piaski okolic Rejowca, Zawadówki, Czulec itd.) zostały najmniej zsylikowane i nie mają dziś stropu spojonego krzemionką. W suchym klimacie partie stropowe luźnych piasków sarmackich zostały w niektórych miejscach przemodelowane eolicznie i dziś są wykorzystywane dla przemysłu jako tak zwane „piaski szklarskie”. Tego rodzaju

osadem są piaski okolic Rejowca; w spągu zawierają warstewki mułku i żwirków kwarcowych, a w stropie są dobrze wysortowane.

Ruchy wypiętrzające wschodnią część płyty lubelskiej miały ścisły związek z nieco wcześniejszymi ruchami epejrogenicznymi, zaobserwowanymi przez E. R ü h l e g o (83, s. 99) na obszarze Polesia. Ruch epejrogeniczny z końcem tortonu i na początku sarmatu powoduje regresję morza z południowo-zachodniego Polesia. Wskutek wyniesienia południa, środkowe Polesie stało się łagodnym zagłębieniem z wylotami ku zachodowi i wschodowi.



Ryc. 11. Przekątne uwarstwienie piasków sarmackich w piaskowni koło kolonii Rudka pod Chełmem.

Cross-bedding of the Sarmatian sands in the outcrops situated in the surroundings of the village Rudka near Chełm.

Fot. autor

Ruch epejrogeniczny wypiętrzający Lubelszczyznę środkową i wschodnią nastąpił nieco później, bo na przełomie sarmatu dolnego i środkowego. Był on przyczyną regresji morza sarmackiego ku NE i ruch ten trwał jeszcze i w pliocenie. Równocześnie z dźwiganie się lubelskiej płyty kredowej miały miejsce, zwłaszcza w zachodniej części Lubelszczyzny, zjawiska tektoniczne, polegające na pogłębianiu się synkliny Wisły. Uskok za Wisłą utworzył się już po akumulacji iłów pliocenijskich. Zmiany te spowodowały równocześnie największe przesunięcia w kierunku pionowym warstw trzeciorzędu oraz były przyczyną zmian sieci rzecznej w tej części Lubelszczyzny.

Po zaniku morza sarmackiego na Lubelszczyźnie, co nastąpiło w sarmacie środkowym, wskutek obniżania się północnej części Lubelszczyzny, utworzyło się na tym obszarze w sarmacie górnym rozległe jezioro, któ-

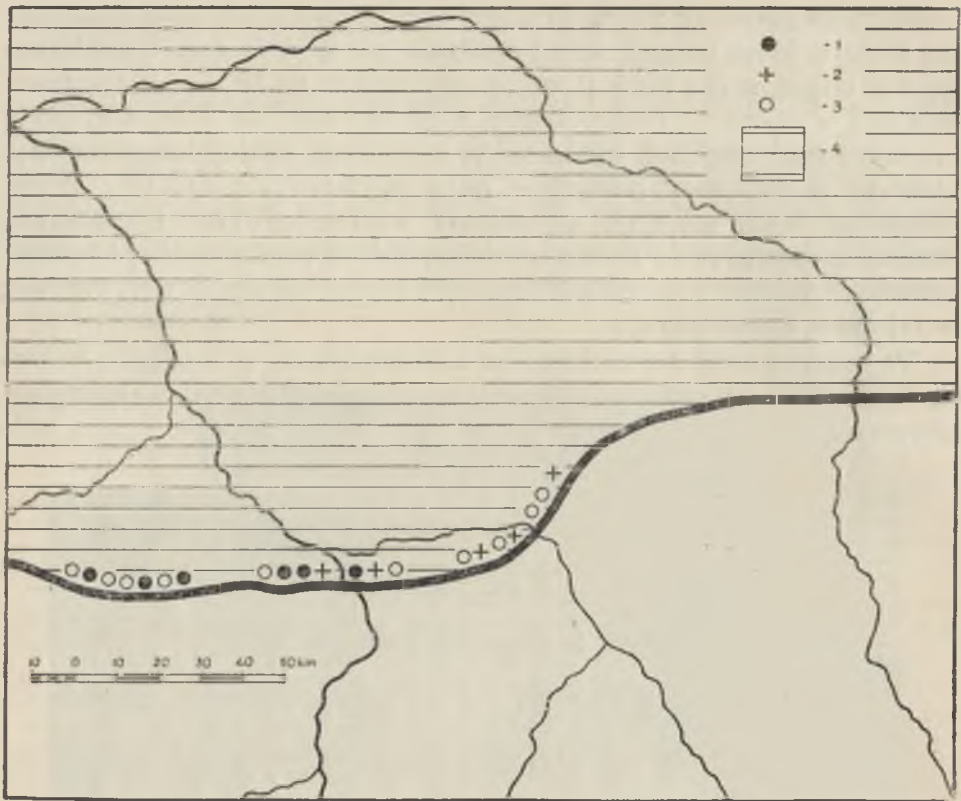


Ryc. 12. Północna ściana odkrywki osadów sarmackich w piaskowni położonej 2 km na północ od kolonii Rudka pod Chełmem.

The northern part of the outcrops of the Sarmatian deposits, situated at the distance of 2 km north of the village Rudka near Chełm.

Fot. autor

rego południowy brzeg sięgał od ujścia Wieprza na zachodzie, aż po okolice Włodawy nad Bugiem na wschodzie. Wybrzeża tego jeziora zarastały bujną roślinnością, gdyż sprzyjał temu klimat umiarkowanie ciepły i wilgotny. Do jeziora znosiły rzeki wielkie ilości materiału klastycznego z wyżyn południowych; w głębszych i bardziej spokojnych



Ryc. 13. Południowe wybrzeża jeziora górno-sarmackiego ze strefą akumulacji żwirów na obszarze Lubelszczyzny: 1. Czarne lidyty, 2. Szare piaskowce, 3. Żwiry kwarcowe, 4. Jezioro górno-sarmackie.

The southern bank of the Upper-Sarmatian lake with the zone of accumulation of gravels in the Lublin Palatinate. 1. Black lydites, 2. Grey sandstones, 3. Quarzite gravels, 4. The Upper-Sarmatian lake.

miejscach gromadziły się ropy i mułki; bliżej brzegów i na płycznach osadzał się piasek. Do piasków jeziornych dostawał się także i materiał organiczny, przynoszony z lądu w postaci większych lub mniejszych kawałków węgla brunatnego, pyłu węglowego i detrytusu roślinnego. Tego rodzaju osady występują pod utworami plioceńskimi w stropie trzeciorzędu na obszarze Lubelszczyzny północnej w następujących miejscowościach: Uleż, Podlodów, Kock, Żelechów itd.

OSADY PLIOCEŃSKIE

Pliocen dolny. Po górno-miocenijskiej fazie lądowej, podczas której na Lubelszczyźnie, na północy istniało jezioro, a na południu, zwłaszcza w obrębie wybrzeży, tworzyły się pokłady węgla brunatnego,

w związku z wypiętrzaniem się obszaru Lubelszczyzny środkowej i wyżyny, obszar północny ulega niewielkiemu pogłębieniu, i wytwarza się ponownie rozległy zbiornik plioceński. W zbiorniku tym, wskutek zmiany warunków klimatycznych na przeważnie suche, osadzają się już odmienne, przeważnie ilaste, mułkowate a nawet i gdzieniedzie piaszczyste utwory.

Jezioro plioceńskie pokrywało całą Lubelszczyznę północną, a zasięg jego był zbliżony do zasięgu jeziora górno-sarmackiego. W kierunku wschodnim, już poza rzeką Bugiem, jezioro plioceńskie łączyło się z podobnym zbiornikiem, znajdującym się nad Prypecią (83, s. 167).

W Poznańskim, na Kujawach i na Mazowszu spotyka się wśród ilów poznańskich (52, s. 56) w ich dolnych, częściowo górnych, rzadziej w środkowych partiach, cienkie pokłady węgla brunatnego. Leżą one na przemian z niebieskimi i ciemnobrunatnymi ilami, a utworzyły się na stopniowo obniżającym się terenie bądź wzdłuż wybrzeży tego wielkiego, słodkowodnego zbiornika.

W ilach plioceńskich w Lubelskiem już nie spotyka się w zasadzie wkładek węgla. Plioceneńskie ily poznańskie są zazwyczaj jasnoszare z odcieniem zielonawym, w strefach zaburzeń ił jest jaskrawopstry: czerwono-żółto-niebieski, w pobliżu zaś pokładów węgla, czarny. Na ogół ily są bezwapienne. W Lubelskiem ily, prawdopodobnie ze względu na mniejszą zawartość związków żelaza, są mniej barwne; przeważają barwy szare i zielonkawe, ilów czarnych prawie nie ma.

Charakterystyka litologiczna osadów plioceńskich, zwłaszcza w rejonie Warszawy, gdzie poznano je z wielkiej ilości wierceń, została dość dobrze określona. Według E. Rühlego (87, s. 167) podział litologiczny pliocenu przedstawia się następująco: łu zwięzłego 30%, łu pylastego 30%, mułku 20%, piasku pylastego 10%, piasku drobno i średnioziarnistego 10%. Frakcji piaszczystej, grubszej aniżeli piaski drobno i średnioziarniste, nie spotyka się.

Podobne wykształcenie litologiczne mają także osady plioceńskie na całym obszarze Lubelszczyzny północnej. W powiecie Garwolin (84, s. 76—7) miąższość pliocenu jest duża i przekracza 30 m. Pod piaskami preglacjalnymi (częściowo górny pliocen) gruboziarnistymi, kwarcowymi, zawierającymi ostrokańciste kawałki lidytu, na głębokości 24,23—61,56 m pod powierzchnią występuje kompleks glin barwy sonej, niebieskiej i żółtawej, zawierający w partii stropowej warstewkę piasku zielonawosiwego z luseczkami miki o miąższości 2,74 m.

W Stoczku Łukowskim, w pow. łukowskim, pliocen występuje na głębokości 57,5—77,5 m pod osadami preglacjału i czwartorzędu. Według opisu E. Rühlego profil pliocenu przedstawia się następująco:

- 57,50—70,50 m ił zwięzły brązowo-szaro-zielony,
- 70,50—73,50 m ił pylasty jasnopopielaty,
- 73,50—77,50 m mułek, miejscami lekko ilasty, popielaty.

W północnej części Lubelszczyzny w Siedlcach (wg St. Zwierza 1954 r.) osady pliocenu mają następujące wykształcenie i występują od 80,80—91,00 m pod powierzchnią.

- 80,80—83,40 m ił zwięzły pstry,
- 83,40—84,00 m piasek kwarcowy szary, bryłkujący się,
- 84,00—85,00 m mułek pylasty jasnopopielaty, bezwapienny,
- 85,00—88,00 m piasek drobnoziarnisty i pył popielaty,
- 88,00—91,00 m piasek drobno i średnioziarnisty, z toczkami iłu ciemnoszarego i ziarnami kwarcu, szary.

W Łukowie osady pliocenu występują pod szarozielonkową gliną, zawierającą kawałki wapieni. Pliocen zaczyna się na głębokości 39,5 m pod powierzchnią, wykształcenie osadów jest następujące:

- 39,50—47,60 m piasek drobnoziarnisty, mułkowaty, szary,
- 47,60—55,00 m mułek szary,
- 55,00—56,50 m mułek pylasty, szary.

W kierunku południowym w środkowej Lubelszczyźnie pliocen wyklina się. W pow. Puławy, w miejscowości Dębiny (wg A. Ciejpy 1955 r.) profil pliocenu przedstawia się następująco:

- 11,85—19,00 m mułki piaszczysto-ilaste, żółtawe, partiami mocno spoiste, bezwapienne,
- 19,00—20,00 m ił mocno piaszczysty, spoisty, brunatny, bezwapienny,
- 20,00—23,70 m mułki piaszczyste, ku spągowi przechodzące w silnie piaszczyste, płowóżółte, bezwapienne.

Z podanych przekrojów osadów pliocenińskich widać wyraźnie, że nie wszędzie jest możliwe ściśle odgraniczenie ich od osadów górno-sarmackich, leżących na tym obszarze bezpośrednio pod utworami pliocenu dolnego. Wynika to z tego, że zazębiają się ze sobą utwory o podobnej genezie, powstałe w rozległych jeziorach, pokrywających obszar Lubelszczyzny północnej w sarmacie górnym i dolnym pliocenie.

Zwarty zasięg osadów pliocenińskich na południo-wschodzie niecki mazowieckiej został wyznaczony dokładnie przez E. Rühlego (87, s. 169). Pliocen pokrywa całą Lubelszczyznę północną, południowa jego granica, wyznaczona dokładnie przez facje ilastą, biegnie od doliny Bugu na wschód od Białej Podlaskiej w kierunku zachodnim i przebiega na północ od Radzyna i Kocka, a koło Ryk zbliża się do Wieprza. Poza tym odizolowany płat osadów pliocenińskich rozciąga się między północną krawędzią Wyżyny Lubelskiej a równoleżnikowym odcinkiem

rzeki Wieprz. Ten płat osadów został oddzielony od zwartego, ciągłego pokładu ilów plioceńskich, pokrywających Lubelszczyznę północną na skutek erozyjnego usunięcia osadów plioceńskich z równoleżnikowego odcinka doliny Wieprza.



Ryc. 14. Południowy brzeg jeziora górno-plioceńskiego na Lubelszczyźnie: 1. Jezioro dolno-plioceńskie.

The southern bank of the Upper-Pliocene lake in the Lublin Palatinate: 1. The Low-Pliocene lake.

Drobnoziarniste wykształcenie osadów plioceńskich, w postaci ilów, mułków i piasków drobnoziarnistych, wskazuje na ponowną zmianę warunków sedymentacji. Został przerwany transport materiału gruboziarnistego tak pospolitego, zwłaszcza w osadach oligoceńskich i sarmackich.

Do rozległego jeziora plioceńskiego wody płynące a także i wiatry nanosiły niemal przez cały dolny pliocen bardzo drobny, przeważnie łąsty i mułkowy materiał skalny.

Odmienne warunki sedymentacji spowodowały w pierwszym rzędzie zmiany klimatyczne. Według J. Lewińskiego (43, s. 149) ily plioceniśkie powstały z drobnoziarnistych osadów przyniesionych z wyżyn. Przypuszcza on, że na lądzie tym odbywały się bardzo intensywne zjawiska wietrzenia mechanicznego. Na zachodnich i północnych brzegach tego jeziora odłamy skalne często wykazują szlif wiatrowy i powłoki podobne do pustynnych.

Według J. Lewińskiego (43) warunki wietrzenia były niezwykle, i piaskowce cenomańskie, wapienie jurajskie, piaskowce sarmackie uległy na wielką skalę powierzchniowemu skrzemienieniu. Wydaje się jednak na podstawie podanych już uprzednio argumentów odnośnie do sylikacji skał na Wyżynie Lubelskiej, że pliocen nie był głównym okresem podczas którego odbywały się procesy sylikacji. A. Jahn (22, s. 293) podkreśla, że po dźwignięciu się Wyżyny Lubelskiej w pliocenie miała miejsce zupełnie odrębna faza klimatyczna — klimatu półsuchego. Sądzi on, że wielkie formy zniszczeń Wyżyny Lubelskiej, a więc rozcięcia poziomów na przestrzeni wielu kilometrów, cofnięte krawędzie i poszerzone doliny mają swoje odpowiedniki w postaci osadów plioceniśkich północnej Polski.

Z badań paleoklimatycznych wynika, że sucha ta faza klimatu mogła mieć miejsce głównie w dolnym pliocenie, gdyż pliocen środkowy i górny był okresem bardziej wilgotnym, na co wskazuje chociażby charakter flory okolic Czorsztyna opracowanej przez W. Szafera (112).

Pliocen środkowy i górny. Zmiany klimatyczne, które miały miejsce w środkowym pliocenie, polegające na zaniku suchej fazy klimatycznej, spowodowały ponownie odmienne warunki akumulacji osadów na obszarze Lubelszczyzny. Na środkowy a może i częściowo na górny pliocen przypada akumulacja żwirów w dolinach rzecznych Wisły, Wieprza i Bugu, ponieważ żwiry te nie zawierają materiału północnego, leżą ponad pokładem iłów plioceniśkich a poniżej osadów morenowych. Najczęściej określa się je jako „żwiry preglacjalne”.

Składniki żwirów występujące w dolinie Wisły, zwłaszcza obecność czarnych litytów, mają świadczyć o pochodzeniu materiału skalnego z obszaru Karpat.

W dolinie Wieprza żwiry pochodzą ze skał miejscowych Lubelszczyzny (kreda, trzeciorząd) a w dolinie Bugu należy się liczyć z udziałem pewnych elementów z obszaru Wołynia i Podola (19). Począwszy od środkowego pliocenu zanika natomiast wpływ ładu świętokrzyskiego jako obszaru lądowego, skąd przynoszone były grube frakcje osadu w postaci żwiru i gruboziarnistego piasku, zwłaszcza do morza dolno-oligoceniśkiego i jeziora górno-sarmackiego, pokrywającego Lubelszczyznę pół-

nocną. Ten brak materiału skalnego z obszaru świętokrzyskiego na Lubelszczyźnie środkowej i północnej można wytłumaczyć tym, że rzeki, które kiedyś spływały z obszaru świętokrzyskiego na Lubelszczyznę, w górnym pliocenie stały się dopływami pra-Wisły, której wody transportowały żwiry i piaski z tego regionu geologicznego dalej ku północy.

Według J. Lewińskiego (43, s. 149) pra-Wisła przynosi z Karpat i z wyżyny środkowo-polskiej olbrzymie ilości żwiru, żwiru zubożonego, w skład którego wchodzi tylko kwarc, krzemienie i menilit z rzadszymi kawałkami skrzemionkowanych wapieni. Żwir przynoszony przez pra-Wisłę z odległego południa zostaje cienką warstwą rozpostartą na znacznej przestrzeni i zmienia się przy tym nieco miąższość tego osadu i wielkość jego ziarna. Stopniowo siła transportu słabnie, osadzają się piaski ku górze, coraz drobniejsze, wreszcie mułki bezwapienne, mikowe.

Z przeglądu licznych wierceń można sobie wytworzyć następujący obraz akumulacji osadów na Lubelszczyźnie północnej i środkowej: po osadzeniu się ilów dolno-pliocenских, a przed nasunięciem najstarszego zlodowacenia, na szerokości geogr. Dębina, w pasie ciągnącym się od Wisły po Bug, brak jest grubszego materiału skalnego, który możnaby uważać za typowy gruboziarnisty osad środkowo-pliocenский. Osady tego typu spotykamy nieco dalej na północy w miejscowości Wilga, pow. Garwolin położonej w dolinie Wisły, oraz w Stoczku Łukowskim na arkuszu Żelechów.

Obszar Lubelszczyzny środkowej, znajdujący się na południe od podanych wyżej miejscowości, był obszarem, gdzie zachodziła degradacja osadów — co zwłaszcza miało miejsce w dolinach rzek Wisły i Wieprza, skąd osady młodszego trzeciorzędu zostały wskutek procesów erozyjnych usunięte. Obszar akumulacji żwirów, jak to wynika z pracy J. Lewińskiego (43), znajdował się w strefie ciągnącej się od okolic Warszawy w kierunku na Łódź. W żwirach tych spotykany jest materiał karpacki, ale trudno jest wyjaśnić czy transport żwirów odbywał się bezpośrednio z Karpat. Spotykane obecnie żwiry wiślane (43, s. 149) nie zawierają zasadniczo wcale materiału karpackiego ani środkowo-polskiego, lecz składają się prawie wyłącznie z materiału północnego, w połowie z wapieni paleozoicznych. Materiał ten może pochodzić z bliskiego sąsiedztwa, Wisła bowiem rozmywa ciągle utwory plejstocenские. L. Sawicki (100, s. 67) stanowczo odrzuca myśl bezpośredniego transportu z Karpat oraz z Gór Świętokrzyskich do okolic Warszawy. Nie ulega bowiem wątpliwości, jak sądzi L. Sawicki, iż żwiry te zostały pobrane przy odmiennych stosunkach hipsometrycznych i hydrograficznych z terenów

ograniczających od południo-zachodu obszar basenu iłów pstrych, ze złóż już istniejących, starszych od górnej serii lignitowej.

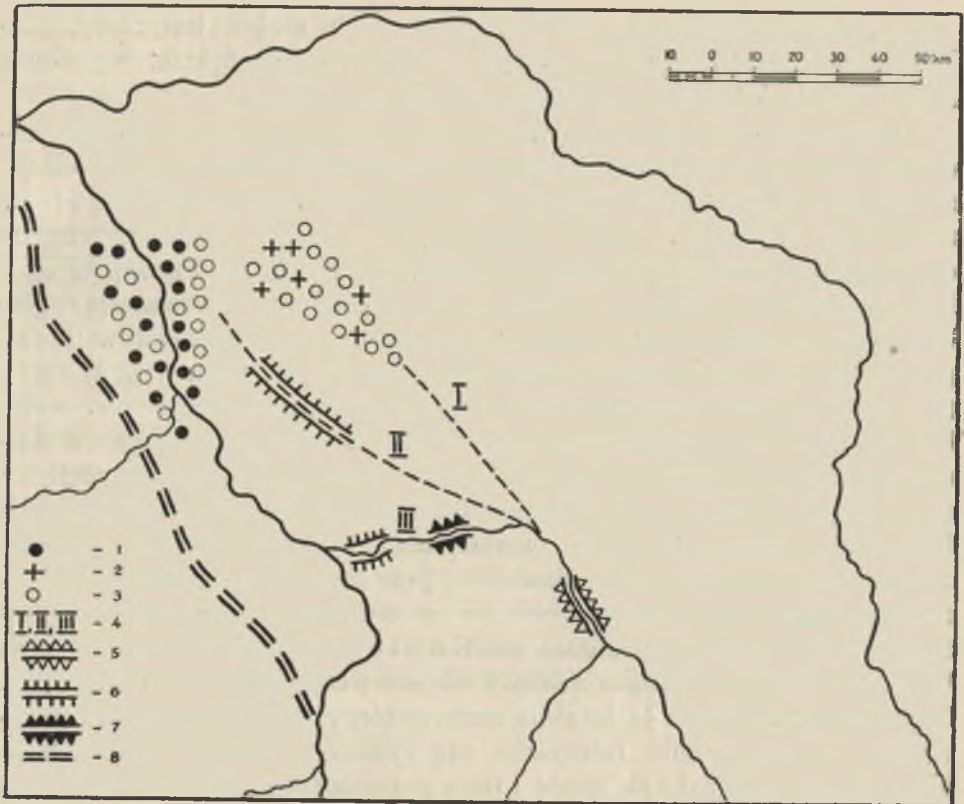
Jest możliwe, że materiał karpacki i świętokrzyski mógł być przynoszony na obszar Lubelszczyzny w dwu fazach, które miały miejsce już po dolnym oligocenie: 1) w górnym sarmacie, przy czym frakcje żwirowe gromadziły się wzdłuż południowo-zachodnich wybrzeży jeziora sarmackiego, pokrywającego w tym czasie Lubelszczyznę północną. (ryc. 13). 2) Druga faza miała miejsce dopiero po zaniku jeziora plioceńskiego w środkowym i częściowo w górnym pliocenie, kiedy żwiry karpackie zostały przesunięte nieco dalej ku północy przez pra-Wisłę aż do okolic Warszawy. Wzrost siły transportowej pra-Wisły wskazuje, na zaostrenie się reliefu wskutek obniżenia podstawy erozyjnej, co mogło być spowodowane zjawiskami tektonicznymi.

W związku ze zjawiskami tektonicznymi, które miały miejsce na przełomie pliocenu i czwartorzędu w zachodniej Lubelszczyźnie, bardzo ciekawie przedstawia się historia dolnego odcinka rzeki Wieprza.

Po akumulacji iłów dolno-plioceńskich i po stopniowym zaniku jeziora, rzeka Wieprz płynąca z Wyżyny Lubelskiej w dolnym swym odcinku miała bieg konsekwentny, a więc zgodny z upadem stropu iłów plioceńskich i płynęła ku północo-zachodowi w kierunku Stoczka Łukowskiego i Mińska Mazowieckiego. Na tym obszarze osadziła rozległy, płaski stożek nasypowy, zbudowany z frakcji zarówno piaszczystych, jak i mułkowatych, a w spągowych partiach nawet spotykamy większe kawałki piaskowca gruboziarnistego, szarego, zwięzłego, słabo obtoczonego, co wskazuje na stosunkowo bliski transport tej twardej, zsylikowanej skały osadowej. Ten stożek nasypowy sięgał daleko ku północy aż poza Mińsk Mazowiecki i łączył się prawdopodobnie ze stożkiem usypywanym przez pra-Wisłę.

W Mińsku Mazowieckim górna partia osadów rzecznych zbudowana jest z warstwy piasku, pięciometrowej miąższości. W spągu występuje 0,4 m miąższości warstwa, u góry piasku drobnoziarnistego (St. Z w i e r z 1952) i średnioziarnistego z drobnym żwirem i pojedynczymi ziarnami kwarcu, niżej zaś piasek różnoziarnisty z drobnymi otoczkami piaskowcowymi i licznymi ziarnami kwarcu o średnicy do 1 cm. W osadach usypanych przez pra-Wieprz brak jest czarnych litytów, które licznie spotyka się w utworach usypanych w dolinie Wisły, począwszy mniej więcej od miejscowości Wilga, położonej po prawej stronie Wisły blisko ujścia Pilicy, aż po Warszawę.

Czarne otoczki litytowe znane są na Lubelszczyźnie z osadów oligoceńskich, między innymi występują w dolinie Wieprza koło Lubartowa (fot. 2).



Ryc. 15. Zmiany sieci rzecznej i akumulacja żwirów rzecznych na obszarze Lubelszczyzny podczas środkowego i górnego pliocenu: 1. Czarne lidyty, 2. Szare piaskowce, 3. Żwiry kwarcowe, 4. Różne stadia dolnego biegu Wieprza, 5. Wcięcia erozyjne Wieprza w kredę przykryte czwartorzędem, 6. Wcięcia erozyjne Wieprza w miocen — przykryte czwartorzędem, 7. Wcięcia erozyjne Wieprza w oligocen — przykryte czwartorzędem, 8. Wczesno czwartorzędowy bieg Wisły wg E. Rühlego.

The changes of river courses and the distribution of river gravels deposited in the Lublin Palatinate during the Middle and Upper Pliocene: 1. Black lydites, 2. Grey sandstones, 3. Quartz gravels, 4. Various courses of the low section of the river Wieprz, 5. Eroded valley of the river Wieprz in the Chalk substratum covered with the Quaternary sediments, 6. Eroded valley of the river Wieprz in the Miocene substratum covered with the Quaternary sediments, 7. Eroded valley of the river Wieprz in the Oligocene substratum covered with the Quaternary sediments, 8. The Early Quaternary course of the river Vistula according to E. Rühle.

Brak czarnych lidyków w utworach stożka usypanego przez pra-Wieprz w północnej Lubelszczyźnie może wskazywać na następujące fakty:

1) źródła pra-Wieprza leżały na obszarze Wyżyny Lubelskiej i rzeka nie miała przedłużenia w kierunku południowym, które docierałoby aż do Karpat,

2) podczas akumulacji osadów, tworzących stożek nasypowy, pra-Wieprz nie erodował jeszcze pokrywy piasków oligoceńskich; wypełniających dolinę Wieprza na odcinku Lubartów — Kock.

Po akumulacji osadów pra-Wieprz zmienia swój bieg na bardziej zachodni, równocześnie jakies przyczyny (zapewne tektoniczne) powodują, że obniżeniu ulega podstawa erozyjna, wskutek tego rzeka wcina się miejscami głęboko w osady miocenu, na długim odcinku, ciągnącym się mniej więcej od Zadybia przez Garwoiin na Pilawę. W okolicy Lubartowa i Syrnik, Wieprz także eroduje, wytwarzając głęboką dolinę, która poprzez osady oligocenu dociera do utworów kredy górnej (25). Ścisłe ustalenie wieku tych zjawisk jest trudne, E. R ü h l e (87, s. 170) powstanie głębokiej doliny pra-Wieprza datuje na wielki interglacjał. Ostatnia zmiana biegu rzeki, w czasie której Wieprz w dolnym odcinku przyjął dzisiejszy kierunek zachodni, z lekkim odchyleniem ku południowi, miała miejsce niewątpliwie już w czwartorzędzie. Ścisłejsze jednak określenie wieku tego zjawiska będzie możliwe dopiero po szczegółowym zbadaniu przewodnich poziomów osadów czwartorzędowych, występujących w środkowej i północnej Lubelszczyźnie. Gdyby przyjąć pogląd E. R ü h l e g o, dotyczący doliny pra-Wieprza, to ostatnia zmiana miałaby miejsce już po wielkim interglacjale. Najprawdopodobniej i ta ostatnia zmiana biegu była spowodowana przyczynami tektonicznymi (obniżanie się synkliny Wisły). W młodszym plejstocenie utworzyły się także i inne prawoboczne dopływy Wisły, jak na przykład: rzeka Okrzejka i Wilga.

EWOLUCJA RZEŻBY LUBELSZCZYZNY PÓLNOECNEJ I ŚRODKOWEJ W TRZECIORZĘDZIE

Obszar Lubelszczyzny północnej jest terenem, na którym brak jest głębszych odsłoneń naturalnych. Na takim obszarze strukturę, typ osadów i głębokość ich występowania poznajemy na podstawie materiałów uzyskanych z wierceń, dlatego trudno jest dokładniej prześledzić istniejące pewne formy tektoniczne, jak na przykład, spękania osadów, uskoki, rowy itp., a tym samym wyjaśnić budowę geologiczną i rzeźbę terenu. Nie mniej jednak na podstawie zasięgu i głębokości występowania pewnych, bardziej wyraźnych poziomów stratygraficznych, jak na przykład iłw plicieńskich, stropu kredy, można wyciągnąć pewne ogólne wnioski o budowie tektonicznej badanego obszaru.

Najpewniejszym i ogólnie znanym sposobem rozpoznawania uskoków jest stwierdzenie anormalnego kontaktu względnie położenia różnych poziomów stratygraficznych. Istnienie uskoków przykrytych utworami czwartorzędowymi można wykryć za pomocą wierceń, w tym przypadku

warstwy starsze są zwykle przesunięte względem siebie wzdłuż pewnego prostoliniowego kierunku. Formy synklinalne poznać można po odsłanianiu się na ich skrzydłach coraz starszych osadów.

Na istnienie ruchów epejrogenicznych wskazywać mogą dawne zasięgi mórz a nawet dużych jezior śródlądowych oraz hipsometryczne rozmieszczenie pozostałych po nich osadów, o takim samym charakterze petrograficznym.

Wiercenia wykonane na obszarze Lubelszczyzny północnej wskazują, że w pewnych strefach mamy do czynienia z anormalnym zaleganiem osadów trzeciorzędowych, zwłaszcza osadów oligoceńskich, sarmackich oraz iłów plioceńskich, których kontakt z młodszymi utworami występuje na różnych wysokościach. Zjawisko to na tle rozwoju rzeźby najłatwiej wytłumaczyć można zjawiskami tektonicznymi.

Dotychczas pewne formy tektoniczne, jak uskoki i spękania osadów kredowych, opisywane były jedynie z południowej części Lubelszczyzny, głównie z obszaru Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, gdzie znajdują się liczne, głębokie odsłonięcia osadów kredowych i trzeciorzędu. Obszar Lubelszczyzny północnej uważa się dzisiaj za tektonicznie niezaburzony, za płytę kredową porożcianą tylko szerszymi lub węższymi dolinami rzek. Osady kredowe, według tego poglądu, przykryły tylko występujące w podłożu starsze skomplikowane struktury tektoniczne i same już nie uległy zaburzeniom.

Obszar Wyżyny Lubelskiej lepiej zbadany wskazuje, że utwory kredowe uległy w wielu miejscach potrzaskaniu i poprzesuwananiu. J. Samsonowicz (90), J. Czarnocki (13), St. Pawłowski (66), W. Pożaryski (71), B. Areń (77), oraz ostatnio H. Maruszczak i T. Wilgat (57) a przede wszystkim A. Jahn (22) stwierdzają, że Wyżyna Lubelska podczas trzeciorzędu poddana była kilkakrotnie ruchom tektonicznym przed i po-tortońskim. Zaburzenia te odbywały się w strefie południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i od nich zależne były zasięgi mórz miocenijskich na tym obszarze.

Zjawiska tektoniczne podczas trzeciorzędu obserwowane były także na obszarach przylegających (15, 99, 114) do Wyżyny Lubelskiej.

W rozmieszczeniu osadów trzeciorzędowych na Lubelszczyźnie północnej można wydzielić kilka depresyj i wypiętrzeń biegnących w kierunku NW — SE. Najważniejsza i największa depresja rozciąga się pod dzisiejszą doliną Wisły — kierunek jej biegu na Lubelszczyźnie środkowej jest zgodny z kierunkiem uskoków zaznaczonych na Mapie Geologicznej Polski (126), po wschodniej stronie masywu Gór Świętokrzyskich, w okolicy Radomia, Ostrowca, Zawichostu i Janowa Lubelskiego. Na zachodnim brzegu tej synkliny znajduje się prawdopodobnie uskoki. O jego istnieniu wnioskować można na podstawie wierceń, z których wynika, że cały kompleks osadów trzeciorzędowych o podobnej miąższości prze-

T a b. 2. Schematyczny przebieg akumulacji osadów podczas trzeciorzędu na Lubelszczyźnie północnej i środkowej w świetle zjawisk tektonicznych i klimatycznych.

Schema of the Tertiary sedimentation in the central and northern part of the Lublin Palatinate.

Epoka	Charakterystyka osadów	Zjawiska tektoniczne, transgresje i regresje mórz	Charakterystyka klimatu
Plejstocen	Osady lodowcowe i rzeczno-lodowcowe	Zmiana dolnego biegu Wieprza. Wcięcie rzeki Wieprz w osady oligoceńskie i kredowe.	Klimat zimny
Pliocen	Górny	Osady piaszczyste górnych partii stożków nasypanych Wisły i Wieprza	Faza słabo wilgotna
	Środkowy	Akumulacja żwirów rzecznych w formie stożków u ujścia dawnych dolin Wisły i Wieprza w północnej Lubelszczyźnie	Faza silnie wilgotna
0	Dolny	Iły, mułki i drobnoziarniste piaski jeziorne północnej Lubelszczyzny	Faza sucha
	Górny	Piaski jeziorne z kawałkami węgla brunatnego, piłem węglowym, i detrytusem roślinnym. W stręfie brzeżnej drobne pokłady węgla brunatnego (Motycz). Akumulacja żwirów przy ujściu większych rzek do jeziora górno-sarmackiego	Faza wilgotna
	Środkowy	Piaski szklarskie okolic Rejowca, Pawłowa i Czuchyc. Końcowa faza akumulacji w zanikającym morzu sarmackim.	Faza słabo wilgotna Faza sucha
1		Piaskowce krzemionkowe, zlepki muszlowe z okolic Chełma i Rejowca oraz piaskowce krzemionkowe z tzw. „Wzgórz sarmackich” na południe od Lublina.	Faza wilgotna
	2	Piaski morskie z okolic Janowa pod Chełmem z fauną: <i>Potamides mitratis</i> Eichw., <i>Mohrensternta</i> sp., <i>Ervillita podolica</i> Eichw. var. <i>dissecta</i> Eichw., <i>Litnocardium lithopodolicum</i> Dub.	Faza słabo wilgotna
3	Dolne pokłady węgla brunatnego, miejscami rzeczne i jeziorne piaski i mułki.	Transgresja morza sarmackiego przez wyżynę na Lubelszczyżnię wschodnią.	Faza słabo wilgotna

	Torton	Przeważnie osadów brak, miejscami akumulacja mułków w niewielkich odizolowanych jeziorach, powstałych w obniżeniach stropu oligocenu, gdzie-ś niedzie degradacja osadów dolnooligocenckich.	Stagnacja	Faza wybitnie sucha Faza słabo wilgotna	„
M	Helwet	Brak danych	Brak danych		Ciepły wilgotny śr. r. temp. 20°C
	Burdygal Akwtan				Ciepły suchy
O l i c e n	Górny	Osadów brak	Słaby, wygasający, pozytywny ruch epejrogeniczny.		
	Środkowy	Osadów brak	Podnoszący ruch epejrogeniczny na Lubelszczyźnie północnej i środkowej. Regresja morza dolno-oligocenckiego.		
	Dolny	Gruba seria piaszczystych osadów morskich z glaukonitem, zawierająca w stropie żwiry kwarcowe, ułamki litydów, krzemienie; podobny materiał żwirowy występuje miejscami w środku serii osadów glaukonitowych oraz w spągu. Ponadto są liczne zlepy fosforytowe, a miejscami nawet spotyka się ułamki bursztynu (Lubartów).	Powstawanie pierwszych zrębów synkliny Wisły. Epejrogeniczny ruch obniżający, silniejszy w zachodniej i północnej części Lubelszczyzny. Transgresja morza oligocenckiego.	Faza wybitnie wilgotna Faza wilgotna Faza wybitnie wilgotna Faza wilgotna Faza wybitnie wilgotna	Ciepły wilgotny śr. r. temp. 21°C
		Iły jeziorne, zwierzelinowe, barwy czarnej, brunatnej i ciemnej różnych odcieni z okolic: Chelma, (Dziewicza Góra, Zawadówka), Rejowca (Gruszów, wzgórze na północ od Pawłowa), Włodawy (Orchówek), Terspoła, Lubartowa (Kolejnia Łucka), Puław itd. Osadów brak — kopalne formy krasowe z okolic Rejowca	Powolny, epejrogeniczny ruch obniżający	Kilkakrotnie powtarzające się na przemian fazy suche i wilgotne	Barczo ciepły — tropikalny, śr. r. tem. 22°C
E	Górny	Silne procesy wietrzeniowe na całej Lubelszczyźnie a zwłaszcza w południowo-zachodniej części wyżyny	Stagnacja		
	Środkowy				
P a l e o c e n	Górny	Wapienne mułki podoligocenckie z okolic Dębina?	Pozytywny ruch epejrogeniczny podnoszący cały obszar Lubelszczyzny. Zanik morza górno-kredowego	Faza słabo wilgotna	Ciepły tropikalny śr. r. temp. 20°C
	Dolny	Gezy i opoki Góry Puławskiej, Farchatki, Chmieła, Osowej, Lublina, Podlodowa, Zelechowa, Kocłka itd.	Regresja morza górno-kredowego.		Temperatura wód powierzchniowych od 8 — 18°C

sunięty został względem siebie w okolicy Warki o kilkadziesiąt metrów, a strop kredy nawet o 90 m. Ponadto przylegający od zachodu do obszaru Lubelszczyzny ważny element tektoniczny Polski północnej — wał kujawsko-pomorski ma także ogólny kierunek NW — SE.

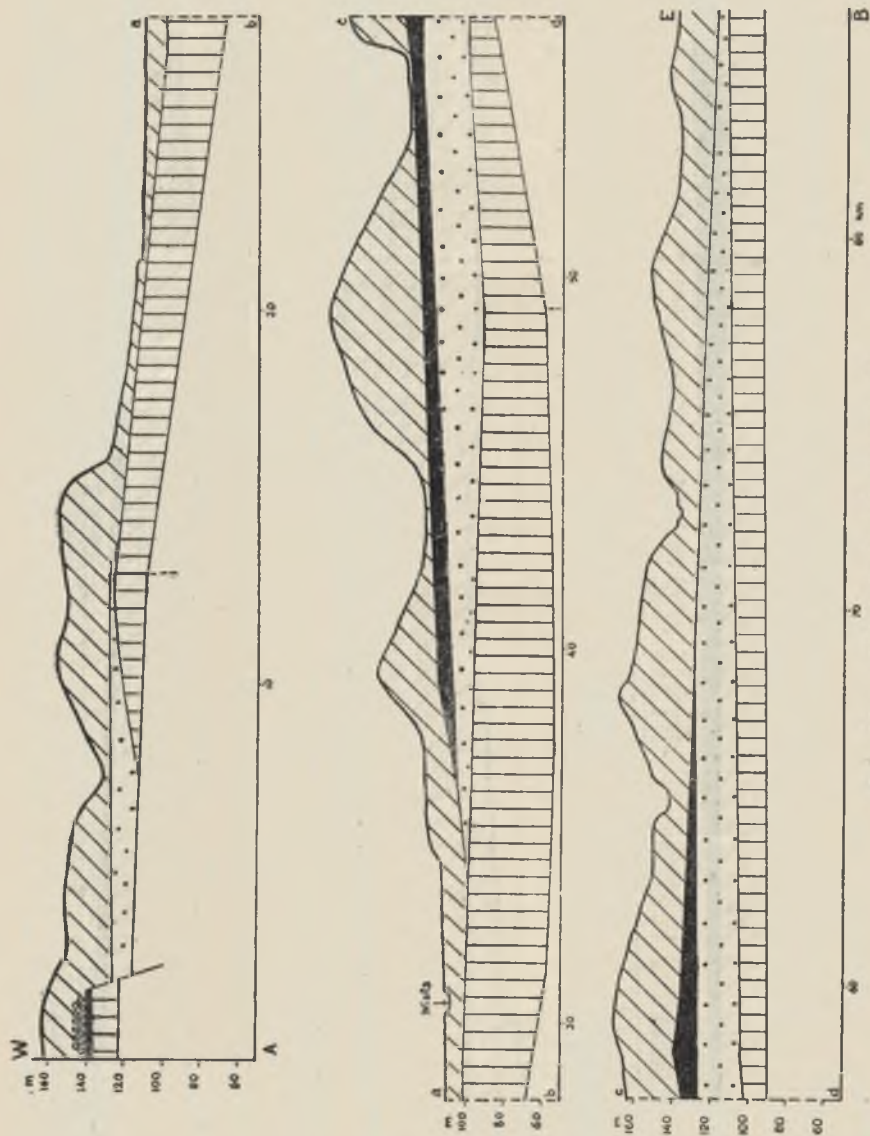
Ten sam kierunek mają też wychodnie poszczególnych pięter osadów mezozoicznych na wschodnim zboczu wału kujawsko-pomorskiego.

W obszarze położonym dalej na północ od Lubelszczyzny, na Kujawach, według Wł. Pożaryskiego (72, s. 38—39) izochipsy, wyznaczające głębokość występowania poszczególnych utworów geologicznych, mają przeważnie kierunek NW — SE, zgodny z ogólnie panującą rozciągłością warstw w mezozoiku i kierunkiem głównych elementów tektonicznych. Obserwujemy tutaj obniżanie się tej powierzchni ku NE. Wł. Pożaryski (72, s. 39) stwierdza wyraźnie, że fakt ten wytłumaczyć można bądź ruchami tektonicznymi, bądź denudacją. Jednak druga z przyczyn nie mogła zadecydować o wytworzeniu się takiego ukształtowania, gdyż znaczną część powierzchni mezozoicznej wału tworzą skały dolno-kredowe, mniej odporne na erozję od górno-kredowych, wyścielających dno niecki prusko-mazowieckiej.

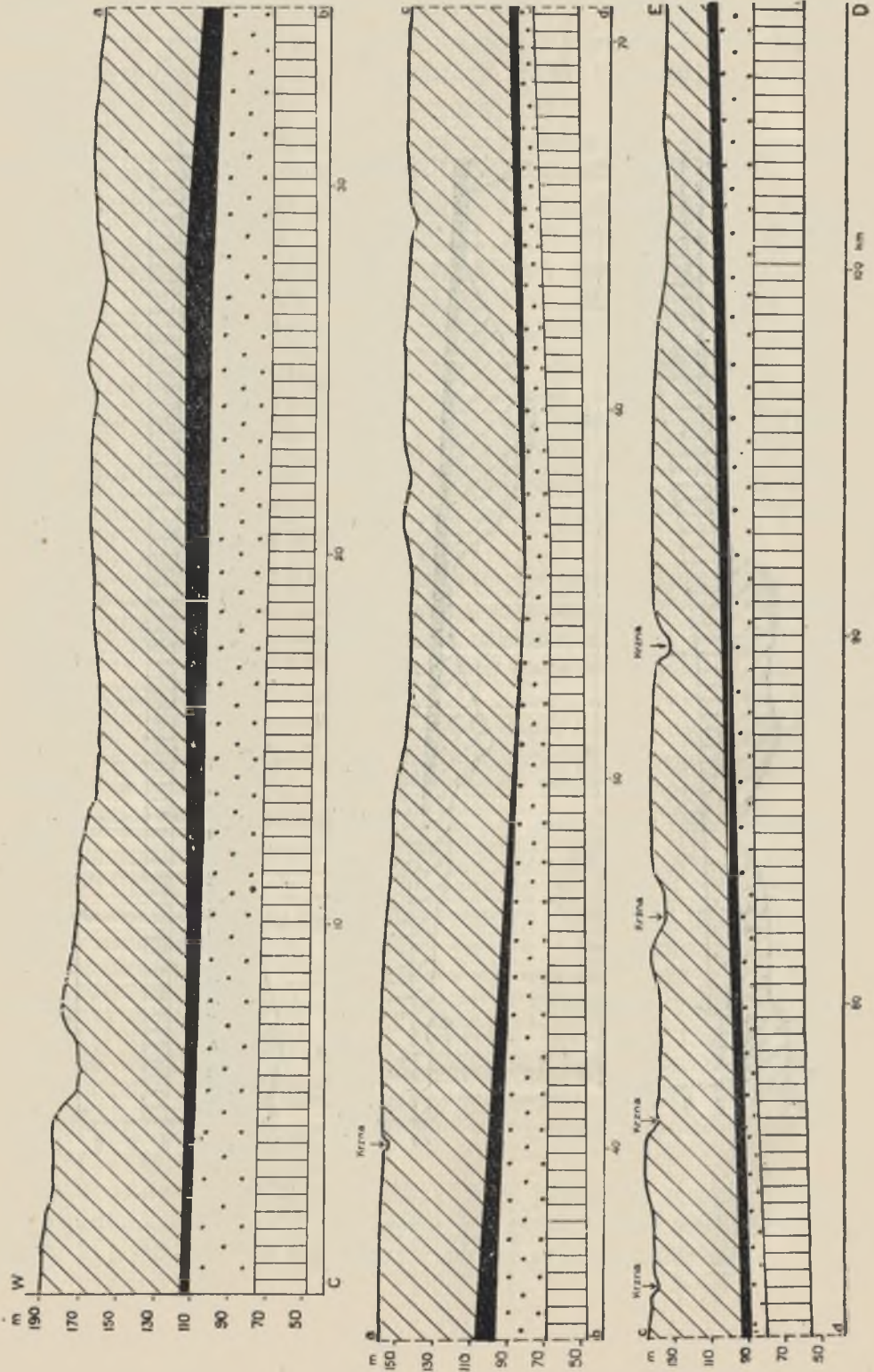
Podobna sytuacja istnieje w Lubelskiem. Denudacją nie możemy wytłumaczyć powstania tak rozległej formy synklinalnej, mającej przeszło 50 km szerokości, jaka rozciąga się pod dzisiejszym dnem doliny Wisły, zwłaszcza że czas tej denudacji przypadałby na okres wczesnego paleogenu (paleocen-eocen). Przeciwno denudacji przemawia także i ten fakt, że w dolinie Wisły występują gezy i opoki danu, a więc utwory bardziej odporne na procesy denudacji niż osady mastrychtu górnego (22, s. 259), występujące w środkowej i wschodniej części Lubelszczyzny.

Powstanie wielkiej formy synklinalnej w zachodniej Lubelszczyźnie, rozciągającej się pod dzisiejszą doliną Wisły, głównie po jej stronie wschodniej (ryc. 16), można wiązać z obniżającym ruchem epejrogenicznym głębszego podłoża tej części Lubelszczyzny. O istnieniu takiego ruchu mogłaby świadczyć większa miąższość osadów trzeciorzędowych w tej synklinie, a może także i pewne obserwacje sejsmiczne (23, s. 17). Rozmieszczenie obszarów makrosejsmicznych w Lubelskiem i na Podlasiu oraz ich rozległość wskazują, iż pierwotna przyczyna trzęsień leży w obrębie owej szerokiej strefy dyslokacyjnej, która, zdaniem niektórych geologów, oddziela blok zachodnio-europejski od płyty wschodnio-europejskiej i która szeregiem uskoków zniża brzeg tego bloku aż do peryferycznego zagłębienia płyty.

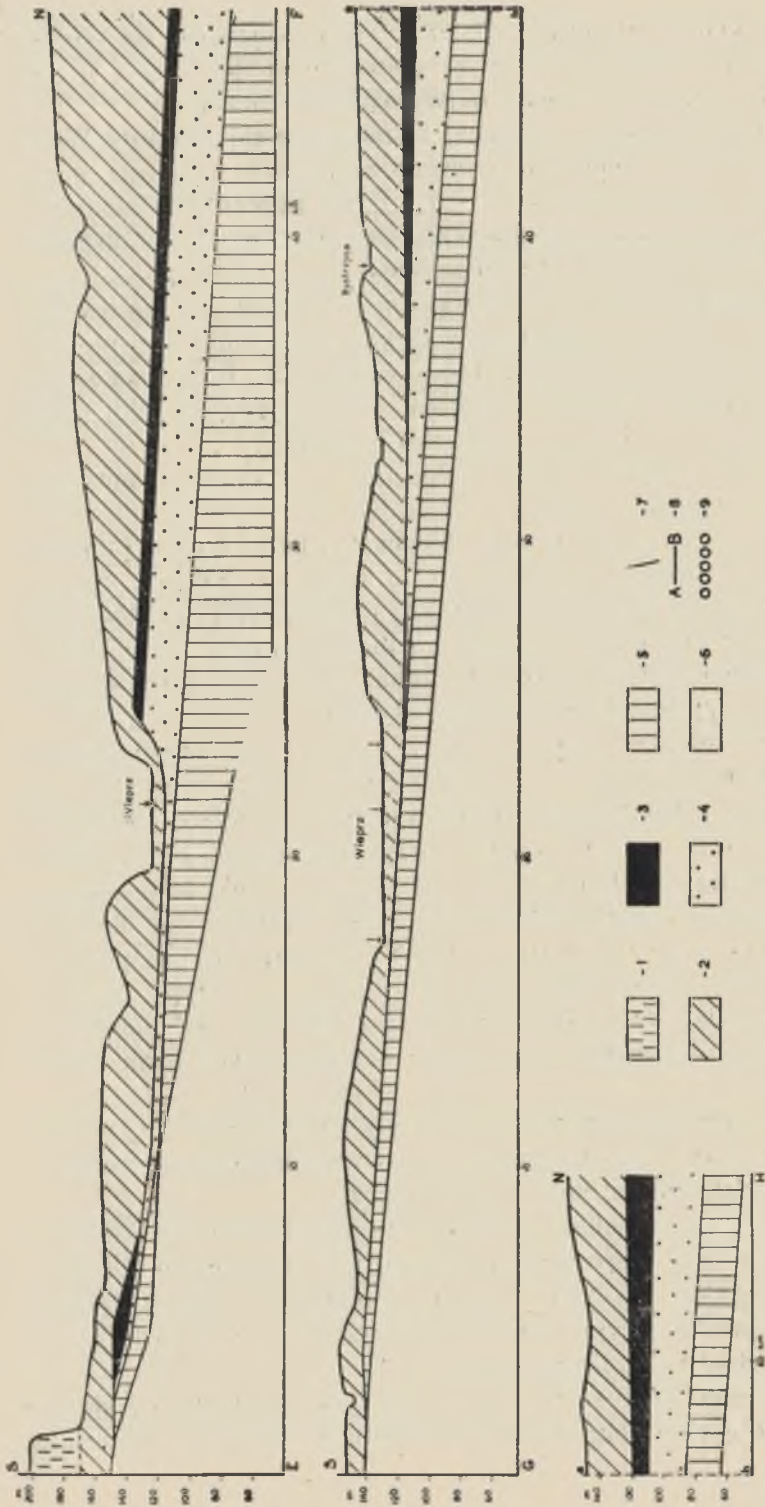
Wł. Pożaryski (72) przypuszcza, że w paleogenie musiały istnieć ruchy podłoża, które podniosły razem ku górze obszar niecki łódzkiej i wału kujawskiego, lub też obniżyły nieckę prusko-mazowiecką.



Ryc. 16 — Objaśnienia jak na ryc. 18.



Ryc. 17 — Objaśnienia jak na ryc. 18.



Ryc. 18. Przekroje geologiczne przez osady trzeciorzędowe Lubelszczyzny północnej i środkowej: 1. Less, 2. Czwar-torzęd, 3. Pliocen, 4. Miocen, 5. Oligocen, 6. Kreda, 7. Przypuszczalny uskok, 8. Linie przekrojów geologicznych, 9. Zwiry plioceneskie.
 Geological profiles of the Tertiary sediments of the northern and central Lublin Palatinate: 1. Loess, 2. The Quaternary, 3. The Pliocene, 4. The Miocene, 5. The Oligocene, 6. The Chalk, 7. Probable fault, 8. The lines of geological profiles, 9. The Pliocene gravels.

Paleogeńskie ruchy tektoniczne znalazły swój oddźwięk na terenie całej Lubelszczyzny — ale głównie w południowej jej części tj. na Wyżynie Lubelskiej, gdzie wywołały najwyraźniejsze skutki.

Na obszarze Lubelszczyzny północnej formowanie się synkliny Wisły zaczęło się z początkiem oligocenu i trwało z przerwami niemal przez cały górny neogen (zwłaszcza górny sarmat i dolny pliocen). Wskazuje na to większa miąższość osadów tych samych pięter trzeciorzędu na obszarze synkliny niż w innych częściach Lubelszczyzny.

Z końcem pliocenu powstał prawdopodobnie uskoki na zachodnim skrzydle synkliny Wisły, co mogło spowodować utworzenie się na tym odcinku dawnego koryta pra-Wisły, która według E. Rühlego (87, s. 170) płynęła znacznie głębszym korytem — od ujścia Iżanki, przez Zwolen — Głowaczów — Grójec w kierunku Modlina.

Analizując rzeźbę Lubelszczyzny północnej i środkowej, możnaby wysunąć wniosek w formie hipotezy, opierając się na wierceniach, że płytkie zaleganie osadów kredy w pasie biegnącym przez środek Lubelszczyzny północnej, tworzące jak gdyby wał o kierunku NW-SE, rozciągający się na zachód od Parczewa, ma także predyspozycję tektoniczną. Na to wskazywałyby kierunek i stosunkowo mała szerokość wału kredowego. Jednak niewielka ilość wierceń wykonanych na tym terenie uniemożliwia na razie wyjaśnienie genezy tego utworu.

Na podstawie zaobserwowanych faktów wynika, że Lubelszczyzna północna, a zwłaszcza jej część zachodnia, ma bardziej skomplikowaną budowę tektoniczną niż dotychczas o tym sądzono. W miarę jak będzie wzrastała ilość wierceń na tym terenie, przybywać będzie coraz więcej materiału koniecznego do całkowitego wyjaśnienia tektoniki tego obszaru.

Ponieważ główne elementy tektoniczne zaobserwowane na obszarze Lubelszczyzny mają ten sam kierunek NW-SE, wydaje się, że powstać musiały wskutek tej samej przyczyny. Wnioskując z budowy podłoża bruzdy duńsko-polskiej (72, s. 413), wydaje się możliwe, że niewielkie ruchy starszego podłoża mogły spowodować powstanie tych form tektonicznych.

Najmłodsze zaburzenia tektoniczne wywarły silny wpływ i spowodowały zmiany w układzie sieci rzecznej, co najwyraźniej dało się zaobserwować na przykładzie zmian biegu rzeki Wieprza.

Śledząc przebieg sedymentacji osadów trzeciorzędowych na obszarze Lubelszczyzny północnej i środkowej, dochodzimy do wniosku, że między akumulacją osadów na tym terenie, a procesami klimatycznymi i tektonicznymi, zachodzącymi na Lubelszczyźnie i obszarach przyległych, istnieje ścisły i wyraźny związek.

Każda klimatyczna faza sucha jest przyczyną gromadzenia się na przyległych łąkach grubej pokrywy zwietrzelinowej, złożonej z materiału

najbardziej odpornego na procesy wietrzenia. W każdej fazie wilgotnej materiał klastyczny transportowany jest rzekami do pokrywających Lubelszczyznę zbiorników wodnych.

Wypiętrzenie przylegających masywów górskich i wyżyn powoduje wzrost dopływu grubego materiału klastycznego do istniejących na Lubelszczyźnie mórz lub jezior.

Ruchy epejrogeniczne są powodem transgresji i regresji mórz, a także powstawania i zaniku jezior. Najmłodsze zaś procesy tektoniczne wywierają silny wpływ na kierunek tworzącej się sieci rzecznej.

Przedstawione wyżej zjawiska geologiczne decydowały podczas całego okresu trzeciorzędowego o typie i rodzaju osadów tworzących się na obszarze Lubelszczyzny.

P I S M I E N N I C T W O

1. Bar T.: Węgiel brunatny w Trzydniu Małym. *Przegl. Geol.*, z. 3, 1958.
2. Brotzen F. i Pożaryska K.: O paleocenie w Polsce środkowej. (The Palaeocene in Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, vol. VII, 1957.
3. Brzezińska M.: Stratygrafia trzeciorzędu Rostocza w okolicy Trzydnika. Rękopis archiwum IG, Warszawa 1953.
4. Brzezińska M.: Szkic stratygraficzny miocenu środkowej części Rostocza Lubelskiego. *Przegl. Geol.*, z. 9, 1957.
5. Ciuk E., Rühle E.: Dwa przekroje przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami. (Two Sections across the Pilica Valley in the Environs of Białobrzegi). *PIG*, Biul. 68, Warszawa 1952.
6. Czarnocki J.: Sprawozdanie z badań dokonanych w roku 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu Chęcińskiego. *Pos. Nauk. PIG*, nr 17.
7. Czarnocki J.: O tektonice okolic Łagowa oraz kilka słów w sprawie trzeciorzędu i złóż galeny na tym obszarze. *Pos. Nauk. PIG*, nr 24.
8. Czarnocki J. i Kowalewski K.: Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą, Wisłoką i Sanem. (Wyżyna Kolbuszowska, brzeg Karpat w okolicy Rzeszowa i brzeg Wisły między Baranowem, Tarnobrzegiem i Sobowem) oraz uwagi ogólne o stosunkach facjalnych tortonu górnego w Polsce. *Pos. Nauk. PIG*, nr 29.
9. Czarnocki J.: Spostrzeżenia w zakresie tektoniki południowo-wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG*, nr 29.
10. Czarnocki J.: Helwet i węgiel brunatny tegoż wieku w okolicach Korytnicy i Chomentowa. *Pos. Nauk. PIG*, nr 32.
11. Czarnocki J.: Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. *Pos. Nauk. PIG*, nr 36.
12. Czarnocki J.: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. (Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Tortons). *Spraw. PIG*, t. VIII, z. 2, Warszawa 1935.

13. Czarnocki J.: Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w roku 1938. (Field work in the Święty Krzyż Mountains in 1938), PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
14. Doktorowicz-Hrebnicki St.: Sprawozdanie z badań złoża węgla brunatnego pod Rogowem. Pos. Nauk. PIG, nr 32.
15. Dżułyński St.: Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol., vol. III, 1953.
16. Gagel C.: Über einen miozänen Kieselolith. Jhrb. Pr. Geolog. L.-A., Berlin 1919.
17. Gościniak H.: Stratygrafia i fauna otworu Korytków. Warszawa 1953 (rękopis archiwum IG).
18. Jahn A.: Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem. „Kosmos”, 65, 1947.
19. Jahn A., Turnau-Morawska M.: Preglacja i najstarsze utwory plejstocenyckie Wyżyny Lubelskiej. (Preglacial and the Oldest Pleistocene Deposits of the Lublin Upland). PIG, Biul. 65, Warszawa 1952.
20. Jahn A.: Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). Czasop. Geogr., t. XVIII, 1947.
21. Jahn A.: Zarys morfologii Wyżyny Lubelskiej. Przewodnik V Zjazdu PTG, Lublin 1954.
22. Jahn A.: Wyżyna Lubelska (rzeźba i czwartorzęd). Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). PAN, Prace Geograficzne, nr 7 Warszawa 1956.
23. Janczewski E. W.: Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 r. Pos. Nauk. PIG, nr 33.
24. Jurkiewicz K.: Mielowaja formacja w Lublinskoj Guberni. Warszawa 1873.
25. Karaszewski Wł.: O obecności dwóch starszych interglacjałów w profilu Syrniki nad Wieprzem. (About the Presence of two Older Interglacial Formations in Syrniki on Wieprz profile). IG, Biul. 69, 1954.
26. Kokoszyńska B.: O faunie, wykształceniu facjalnym i stratygrafii cenomanu na Podolu. (Sur la faune, les facies et la stratigraphie du cénomaniens de la Podolie). Spraw. PIG, t. VI, z. 3, Warszawa 1931.
27. Konior K.: O węgla brunatnym w Trzydniu Małym koło Kraśnika. (About Brown Coal in Trzydnik Mały near Kraśnik). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, v. III, Lublin 1948.
28. Kostyniuk M.: Z postępów paleobotaniki trzeciorzędu. Wiad. Muzeum Ziemi, t. V, Warszawa 1952.
29. Kowalewski K.: O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. PIG, nr 8, 1924.
30. Kowalewski K.: Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. PIG, nr 11, 1925.
31. Kowalewski K.: Wyniki badań nad utworami trzeciorzędowymi w południowo-wschodniej części arkusza Pińczów. Pos. Nauk. PIG, nr 17.
32. Kowalewski K.: Sprawozdanie z badań nad utworami trzeciorzędowymi w południowo-zachodniej części arkusza Staszów. Pos. Nauk. PIG, nr 19/20.
33. Kowalewski K.: Stratygrafia ilów krakowieckich w Swiniarach w stosunku do pozostałych obszarów miocenu południowego zbocza Gór Świętokrzyskich oraz ich analogia z utworami solonośnymi Wieliczki. Pos. Nauk. PIG, nr 24.

34. Kowalewski K.: Sprawozdanie z badań geologicznych w południowo-wschodniej części arkusza Staszów. Pos. Nauk. PIG, nr 27.
35. Kowalewski K.: Nowe dane dotyczące stratygrafii i wieku utworu lignitowego Wołynia. Pos. Nauk. PIG, nr 45.
36. Kowalewski K.: Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. (Miocene Stratigraphy of Southern Poland with Special Attention Paid to the Southern Margin of the Święty Krzyż Mountains). Kwart. Geol., 1, t. II, Warszawa 1958.
37. Krach W.: Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej związek z obszarem wschodnim. (Stratigraphy of the Miocene in the Upper Oder and Upper Vistula Basins, and its Correlation with the Eastern Area of Poland). Kwart. Geol., 1, t. II, Warszawa 1958.
38. Krisztafowicz N. J.: Gidrogeologiczeskoje opisanie territorii goroda Lublina i jego okrestnostej. Warszawa 1902.
39. Książkiewicz M.: Geologia dynamiczna. Warszawa 1951.
40. Książkiewicz M. i Samsonowicz J.: Zarys geologii Polski. Warszawa 1952.
41. Kuhl J.: Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych koło Sandomierza. Pos. Nauk. PIG, nr 29.
42. Lewiński J., Samsonowicz J.: Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części niżu północno-europejskiego. (Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nord-europäischen Flachlandes). Prace Tow. Nauk. Warsz. III Wydz., nr 31, Warszawa 1918.
43. Lewiński J.: Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą. Das Praglacial und das sogenannte praglaziale Weichseltal bei Warschau. Przegl. Geogr., t. IX, 1929.
44. Lewiński J.: Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., XXI, Warszawa 1938.
45. Łyczewska J.: Stratygrafia paleocenu i neogenu Polski północnej, (Stratigraphy of the Palaeogene and Neogene of Northern Poland). Kwart. Geol., t. II, Warszawa 1958.
46. Makowski A.: O podziale i rozmieszczeniu węgla brunatnych w Polsce. Pos. Nauk. PIG, nr 19/20.
47. Makowski A.: Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1928 na terenach występowania węgla brunatnego w Małopolsce Wschodniej i na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 24.
48. Makowski A.: O węglu brunatnym w Regnach pod Kuluszkami. Pos. Nauk. PIG, nr 24.
49. Makowski A.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1929 na terenach węgla brunatnego w województwie poznańskim. Pos. Nauk. PIG, nr 27.
50. Makowski A.: O węglach brunatnych na Pomorzu. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
51. Makowski A.: Inwentaryzacja poznańskich węgla brunatnych. Pos. Nauk. PIG, nr 33.
52. Makowski A.: Węgiel brunatny w środkowej Polsce. (Brown Coal in Central Poland). PIG, Biul. 40, Warszawa 1947.

53. Malicki A. i Jahn A.: Pochodzenie żwirów, występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża. (The Origin of the Gravels Occuring on the Northern Podolian Margin and on Southern Nadbuże). „Kosmos”, t. 62, Lwów 1937.
54. Małkowski St.: Uwagi w sprawie budowy geologicznej północnej części zachodniej strefy brzeżnej masywu wołyńsko-ukraińskiego. Pos. Nauk. PIG, nr 28.
55. Małkowski St.: W sprawie wieku bazaltów dorzecza Horynia i skał będących w ich spągu. Pos. Nauk. PIG, nr 36.
56. Małkowski St.: Rzut oka na dotychczasowe wyniki badań geologicznych polskiej części masywu wołyńsko-ukraińskiego i jego przedpola na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 36.
57. Maruszczak H. i Wilgat T.: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza środkowego. (Le relief de la zone lisière du Roztocze central). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. X, Lublin 1955.
58. Mazurek Al.: Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1929 na Arkuszu Pińczów oraz z badań nad kredą lubelską i wołyńską. Pos. Nauk. PIG, nr 27.
59. Mazurek Al.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1930. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
60. Mazurek Al. Transgresja kredy na bazaltach w Berestowcu i Janowej Dolinie na Wołyniu. (Transgression du crétacé sur les basaltes de Berestowiec et de Janowa Dolina en Volhynie). Spraw. PIG, t. VI, z. 3, Warszawa 1931.
61. Mazurek Al.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na Wołyniu, w Lubelskim i na Arkuszu Pińczów. Pos. Nauk. PIG, nr 33.
62. Mazurek Al.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1934 na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 42.
63. Mazurek Al.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na Wołyniu w roku 1936. Część II. Pos. Nauk. PIG, nr 48.
64. Morawski J.: Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego. (Morphological Analysis of Sand Grains by a Photographie Enlarger). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. X, Lublin 1955.
65. Pawlica W.: Ilaste rudy żelazne z Starachowic. (Sur les minérales de fer argileux de Starachowice). Spraw. PIG, t. I, z. 1, Warszawa 1920.
66. Pawłowski St.: Charakterystyka morfologiczna południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. (Sur la morphologie de la lisière méridionale du plateau de Lublin). Bull. Ac. Sc., Cracovie 1938.
67. Pawłowski St.: Dotychczasowe wyniki prac geologiczno-poszukiwawczych w rejonie Biłgoraja na podstawie wykonanych wierceń. Rękopis archiwum IG, Warszawa 1954.
68. Późaryska K.: Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. (The Sedimentological Problems of Upper Maestrichtian and Danian of the Puławy Environment; Middle Vistula). PIG, Biul. 81, Warszawa 1952.
69. Pozaryski Wł.: Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. (Senonsstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy im Mittelpolen). PIG, Biul. 6, Warszawa 1938.

70. Pożaryski Wł.: Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem, (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik; Central Poland). *PIG, Biul.* 46, Warszawa 1948.
71. Pożaryski Wł.: Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. *PIG, Biul.* 75, Warszawa 1951.
72. Pożaryski Wł.: Podłoże mezozoiczne Kujaw. *PIG, Biul.* 55, Warszawa 1952.
73. Pożaryski Wł.: Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. *Przegl. Geol.*, z. 6, 1956.
74. Pożaryski Wł.: Południowo-zachodnia krawędź Fenno-Sarmacji. (The Southwestern Margin of Fenno-Sarmatia). *Kwart. Geol.*, t. I, z. 3—4, Warszawa 1957.
75. Prószyński M.: Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. (Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). *PIG, Biul.* 65, Warszawa 1952.
76. Quitzow H. W.: Altersbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformationen nördlich der Mittelgebirge. *Geologisches Jahrbuch*, Bd. 68, Hannover 1954.
77. Regionalna Geologia Polski, t. II, Region Lubelski. Praca zbiorowa, Kraków 1956.
78. Rogala W.: Utwory oligocenyjskie na Roztoczu lwowsko-rawskim. (Oligozänbildungen am Höhenrücken Roztocze Lwowsko-Rawskie). *Bull. Ac. Crac.*, 1910.
79. Rózkowska M.: Korallowce z okolic Sochaczewa z warstw *Crania tuberculata*. *Acta Geol. Pol.*, vol. II, Warszawa 1955.
80. Różycki F.: Brzeg Wisły na Bielanych pod Warszawą. (Le bord de la Vistule à Bielany près de Varsovie). *Przegl. Geogr.*, t. IX, Warszawa 1929.
81. Różycki F.: Trzeciorząd Łodzi i okolicy. (Tertiary Deposits in the Country around Łódź) *Acta Geograph. Łodziensis*, sectio S. B., nr 43, Łódź 1956.
82. Rühle E.: Budowa geologiczna okolicy wsi Kornica w powiecie białskim. (The Geological Structure of Neighbourhood of the Village Kornica in Biała Podlaska district Eastern Poland). *PIG, Biul.* 29, Warszawa 1947.
83. Rühle E.: Kreda i trzeciorząd zachodniego Polesia. (Cretaceous and Tertiary of Western Polesie). *PIG, Biul.* 34, Warszawa 1948.
84. Rühle E.: Materiały Archiwum Wierceń. t. I, Arkusz Radom. *PIG*, Warszawa 1949.
85. Rühle E.: Przyczynek do budowy geologicznej okolicy Terespoła. (Contribution to the Geology of the Terespol Region). *PIG, Biul.* 66, Warszawa 1952.
86. Rühle E.: Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Garwolinie i Gończycach. (Geological Profile of Quaternary Formations at Garwolin and Gończyce). *PIG, Biul.* 69, Warszawa 1954.
87. Rühle E.: Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części niżu polskiego. (Review of the Data Concerning the Substratum of the Quaternary in the North — eastern Part of the Polish Lowland.) *IG, Biul.* 70, Warszawa 1955.
88. Rychłowski B.: Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej, z. 1—3, Warszawa 1917.
89. Rychłowski B.: Materiały do hydrologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych. Warszawa 1917.

90. Samsonowicz J.: Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą, oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. (Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgression de l'albien et du cénomanién dans le sillon nord-européen). Spraw. PIG, t. II, Warszawa 1925/6.
91. Samsonowicz J.: Nowe dane o dewonie, kredzie i trzeciorzędzie okolic Pełczy na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 18.
92. Samsonowicz J.: Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928-ym w okolicach Klimontowa na arkuszu Sandomierz. Pos. Nauk. PIG, nr 24.
93. Samsonowicz J.: O tortonie i oligocenie okolic Pełczy. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
94. Samsonowicz J.: Badania geologiczne wzdłuż granicy między jurą i kredą na północnym zboczu Łysogór. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
95. Samsonowicz J.: Kilka uwag o budowie i faunie Pełczy oraz zagadnieniach dotyczących się składu i rozmieszczenia paleozoikum na Wołyniu między wałem scytyjskim a rowem lubelskim. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
96. Samsonowicz J.: Wyniki badań geologicznych uzyskane podczas rewizji zdjęć na arkuszu Opatów Pos. Nauk. PIG, nr 33.
97. Samsonowicz J.: Trzeciorzęd nad dolną Opatówką i dolną Koprzywianką. Pos. Nauk. PIG, nr 35.
98. Samsonowicz J.: Kilka uwag o dewonie i trzeciorzędzie w powiecie łuckim na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 35.
99. Samsonowicz J.: Objasnienie arkusza Opatów. PIG, Warszawa 1934.
100. Sawicki L.: Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. Pos. Nauk. PIG, nr 39.
101. Schwarzbach M.: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.
102. Siemiradzki J.: Geologia Ziemi Polskich. T. II.
103. Siemiradzki J.: Wiadomość tymczasowa o eocenie Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. PIG, nr 30.
104. Siemiradzki J. i Zych W.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na obszarze województwa lubelskiego. Pos. Nauk. PIG, nr 33.
105. Stille H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beih. zum Geolog. Jahrbuch, H. 8, Hannover 1953.
106. Sujkowski Zb.: O znalezieniu granitów na Polesiu na północ od Prypeci. Pos. Nauk. PIG, nr 18.
107. Sujkowski Zb.: Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. (Etude pétrographique du crétacé de Pologne. La série de Lublin et sa comparaison avec la craie blanche). Spraw. PIG, t. VI, Warszawa 1931.
108. Sujkowski Zb.: Budowa petrograficzna kredy z głębokiego wiercenia w Lublinie, w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. Pos. Nauk. PIG, nr 25.
109. Sujkowski Zb. i Łuniewski A.: Radiolaryty paleozoiczne Gór Świętokrzyskich. Pos. Nauk. PIG, nr 32.
110. Sujkowski Zb.: Badania geologiczne na Wołyniu. Pos. Nauk. PIG, nr 32.
111. Sujkowski Zb.: Sprawozdanie z badań na Wołyniu wykonanych w roku 1933. Pos. Nauk. PIG, nr 38.

112. Szafer W.: Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. (Pliocene Flora from the Vicinity of Czorsztyń (West Carpatians) and its Relationship to the Pleistocene). Prac. IG, t. IX, Warszawa 1954.
113. Szafer W.: Nowa flora eocenska w Tatrach. (New Eocene flora in the Tatra Mountains). Kwart. Geol., 1, t. II, Warszawa 1958.
114. Teisseyre H.: Podtortońska powierzchnia kredy w okolicy Lwowa. Pos. Nauk. PIG, nr 35.
115. Trejdosiewicz J.: O utworach trzeciorzędowych gubernii lubelskiej. Pam. Fizj., t. III, 1883.
116. Turnau-Morawska M.: Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą. (An Albian Sandstone in the Environment of Rachów on the Vistula-river). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. III, Lublin 1948.
117. Turnau-Morawska M.: Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. (Remarks Concerning Sedimentation and Diagenesis of Sarmation Deposits on the Lublin — Upland). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IV, Lublin 1949.
118. Turnau-Morawska M.: Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. Acta Geol. Pol., vol. V, Warszawa 1955.
119. Tyczyńska M.: Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. (Climat de Pologne au Tertiaire et au Quaternaire). Czasop. Geogr., t. XXVIII. z. 2, Warszawa — Wrocław 1957.
120. Zarosły T.: Kwarcyt z Zagnańska: (Ueber der Quarzit von Zagnańsk). Roczn. P. T. Geol., t. IX, Kraków 1933.
121. Zych W.: Sprawozdanie z badań w roku 1926 nad paleozoikum i tektoniką Podola. Pos. Nauk. PIG, na 18.

M A P Y

122. Czarnocki J.: Ogólna Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Kielece 1:100.000, PIG, 1937.
 123. Ciuk E., Doktorowicz-Hrebnicki St. i Rühle E.: Mapa Węgla i Torfu w Polsce: IG, 1953.
 124. Mochnacki R., Premik J.: Polska Mapa Geologiczna 1:1.000.000. Kraków 1948.
 125. Nowak J.: Mapa Geologiczna Polski (bez czwartorzędu) 1:1.000.000.
 126. Pożaryski Wł. i Rühle E.: Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych) 1:1.000.000. Atlas Geologiczny Polski, tabl. 4, IG.
 127. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski. 1:300.000. PIG.
 128. Rühle E., Sokołowski St., Tyska M.: Mapa Geologiczna Polski. 1:1.000.000. Atlas Geologiczny Polski, tabl. 1, IG.
 129. Samsonowicz J.: Ogólna Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Opatów 1:100.000. PIG, 1934.
 130. Arkusze Map Topograficznych w skali 1:100.000. WIG, dla woj. lubelskiego i obszarów przyległych.
-

РЕЗЮМЕ

Настоящая работа является первой попыткой синтетического представления проблемы седиментации осадков во время третичного периода в северной и срединной Люблинщине в свете климатических условий и тектонических явлений.

Исследованная территория Люблинщины лежит в центральной Польше между реками Вислой и Бугом, причем южной границей ее является приблизительно 51° параллель северной широты. На этом пространстве третичные осадки залегают на породах, принадлежащим к наивысшим горизонтам верхнего мела. В центральной и западных частях территории Люблинщины третичный период покрывает данские осадки, в восточной мергель и пишущий мел мастрихта. Мезозойские и третичные осадки имеют сравнительно простое тектоническое строение. В более глубоком слое под мезозойскими осадками залегают сложные палеозойские структуры. Эта геологическая область носит название мазовецко-люблинской мульды. Эта мульда делится предположительно на три депрессии (87) герцинского направления SE — NW.

Первая самая большая и наиболее выделяющаяся среди остальных — это юго-западная (варшавская) депрессия, тянущаяся вдоль Вислы от устья Пилицы до Буго-Нарева, в затем в направлении NW до Серпеца. Наибольшее углубление в Варшаве 171 м. ниже уровня моря.

Вторая срединная (остролецкая) депрессия связана с территорией Седлеца, Острова Мазовецкой и Остроленки глубиной около 70 м. ниже уровня моря. Третья северо-восточная депрессия расположена в районе Пиша, а кровля мелового пласта лежит около 100 м. ниже уровня моря.

Юго-западную депрессию ограничивают обрамление Свентошиских гор и куявский вал. Между этой депрессией и срединной находится возвышение ближе неизвестной структуры, тянущееся от Парчева через Минск Мазовецкий по направлению к Нидзице на Мазурах.

Конечная фаза мезозойской седиментации имела следующее течение: в конце мастрихта значительная часть Люблинской возвышенности, которая находится в центральной и южной Люблинщине, стала материком. Только северный отрезок возвышенности покрыт был еще мелким данским морем, в котором вначале образовались гезы. В связи с началом второй фазы ларамийского орогенеза (40) в конце дана наступает измельчание моря, которое постепенно за-

полняется осадочными породами и исчезает. С того момента вся Люблинщина превращается в материковое пространство, состоящее исключительно из осадочных скал.

В палеогене в связи с тектоническими движениями на пространстве Карпатской геосинклинали наступило поднятие люблинской плиты и образовалась береговая актиклиналь этой плиты между Раховом на Висле и Львовом (90), причем самое сильное возвышение было в южной части. В это время территория Люблинщины представляла собой плиту со слабым рельефом, растянутую на север и северо-восток от хребта Свентокшиских гор.

Наиболее старыми третичными осадками в Люблинщине являются илито-песчаные осадки и илы малой мощности, залегающие под серией глауконитовых нижнеолигоценовых песков. Быть может, некоторые из этих осадков относятся к палеоценовой эпохе, как напр. в Жижине около Рык, где под декальцированным эоценовым мергелем констатировано на глубине 48 — 60 м. слой алевролитистой глины с иглками губок, сильно пропитанной кальцием, темно-серой окраски, лежащий на бело-сером мергеле. Пока однако нет палеонтологических оснований, чтобы этот осадок считал, как нечто иное, чем породы данского моря.

В большинстве осадки, выступающие под серией нижнеолигоценовых песков и лежащие на меле, относятся к верхнеэоценовой эпохе. Эти осадки образованы в виде илов, по окраске чаще всего черняво-коричневые, темно-серые, почти черные, реже темно или серо-зеленые, они мало пластичны, в большинстве лишены извести. Мощность их доходит наиболее до нескольких метров, выступают преимущественно в виде отдельных пластов. Такое образование указывает, что это резидуальные породы. Эти илы выказывают большое сходство с породами того же самого типа, известными из Полесья (83) и Великопольской мульды (45).

В юго-восточной части Люблинщины, следовательно на Люблинской возвышенности нет этого типа осадков, так как возвышенность была уже частично после мастрихта, главным же образом в палеоцене и эоцене областью деградации. Территория северной Люблинщины, тянущаяся приблизительно на север от линии Пархатка — Грушев — Хелм представляет собой область аккумуляции этих выветрившихся осадков.

В нижнем олигоцене на территории Польши происходят изменения в рельефе и климате. Климатические изменения основываются на бурном росте влажности, вследствие чего с материков, которые окружали нижнеолигоценовое море, заливающее в это время север-

ную и центральную Люблинщину, доставляется в больших количествах крупнокластический скальный материал из гравия и песка.

Изменения в рельефе, вызванные слабой эпейрогенической фазой, синхронизированной с пиренейской фазой альпийского горообразования, оказывают влияние на возникновение иных, чем раннепалеогеновые, условий седиментации.

Нижнеолигоценовая аккумуляция ведет начало от осаднения крупных серий разнотерристых кварцевых песков, содержащих глауконит. Кластический материал, образующий эти пески, не происходит от размыва осадков верхнего мела, которые составляют подтретьичное основание Люблинщины, но был занесен реками главным образом из свентокшиского района.

Минералогические анализы нижнеолигоценовых песков указывают, что эти пески состоят главным образом из детритического кварца (39 — 75%), глауконита (16—60%) и минералов очень устойчивых против транспорта и выветривания, происходящих же вероятно из многократно переработанного осадочного материала. Среди тяжелых минералов имеет перевес циркон, спорадически показываются полевые шпаты (микроклин, альбит), гранат, пирит, лимонит, карбонаты, кальцит и осколки роговиков. Большое количество глауконита, достигающее до 60%, наводит на предположение, что материал доставляли какие-то осадочные скалы, содержащие железную руду, например юрские скалы из мезозойского покрова Свентокшиских гор.

Средний процентный состав гранулометрической песчанистой серии нижнего олигоцена представляется следующим образом:

Фракция ниже	0,1 мм	составляет	3%
„ „	0,1—0,6 мм	„	70%
„ „	0,6—1,0 мм	„	20%
„ „	1,0—1,5 мм	„	5%
„ „	1,5—2,0 мм	„	2%
	фракция выше 2,0 мм	составляет	1%.

В исследованных образцах нижнеолигоценовых песков имеют перевес две фракции осадка: фракция 0,1—0,6 мм, которая достигает 73% грузового состава, фракция же 0,6—1,0 мм 20% грузового состава.

Серия морских нижнеолигоценовых осадков содержит в трех горизонтах отложения кварцевого гравия, осколки лиддитов, кремни. Этот гравий находится в кровле пласта, в середине серии и в подошве нижнеолигоценовых осадков.

Кроме того в подошве пласта находятся многочисленные фосфоритовые конгломераты и осколки янтаря.

На основании наличия этого крупного кластического скального материала можно предполагать, что на окружающих олигоценовое море материках отпечатлелись по крайней мере три исключительно влажных климатических фазы, вызывающих возрастание наносной силы рек.

Кварцевый гравий, содержащийся в нижнеолигоценовых песках, ввиду его характерной формы геологи называют обыкновенно „олигоценовой фасолью“. Среди этого гравия имеют перевес млечно-белые, реже стекловидные, розовые или же желтые жилистые кварцы, содержащие 60—91% состава „фасоли“. Затем черные или же темно-серые лиддиты, обыкновенно пересеченные белыми жилистыми кварцами 3—23%, серые кремни 2—14%. В малых же количествах показываются кремни и бурые роговики, зеленые роговики, гезы и кварцитовые песчаники. Гравий хорошо обточен, угловатых зерен не встречается. В олигоценовом гравии содержится исключительно наиболее устойчивый против процессов выветривания минеральный материал, происходящий предположительно из осадочных, осколочных, редко непосредственно из кристаллических скал. Этот гравий может происходить равно из вблизи положенного свентокшиского района, как и из других геологических местностей (некоторых частей Карпат, Волини и т. п.).

Кварцевый гравий встречается также и в осадках младшего третичного периода на территории Люблинщины. Мы находим его в тортонских, сарматских породах и так наз. преглациале, который вероятно соответствует среднему и верхнему плиоцену.

До настоящего времени полагали, что наличие кварцевого гравия в миоценовых осадках связано с размывом нижнеолигоценовых пород. Однако рассматривая палеогеографические и палеоклиматические условия, можно прийти к заключению, что начиная уже с нижнего олигоцена этот крупнозернистый скальный материал носился только с известными перерывами, особенно в периоды, когда на территории Люблинщины господствовал сухой климат.

Лишь только под конец третичного периода, уже после формирования современного рельефа и речной сети в гравии начинает преобладать карпатский материал. Гравий этого типа известен прежде всего в долине Вислы около Варшавы.

На основании образования и размещения третичных осадков можно себе отобразить очередность геологических процессов в Люблинщине. В верхнем эоцене пространство, занимаемое северной и средней Люблинщиной, подвергается медленному эпейрогеническому движению опускания суши. Вследствие этого трансгрессия нижнеолигоценового моря покрывает значительное пространство Люб-

линщины, главным образом ее северную и центральную части. Опускающее сушу эпейрогеническое движение продолжается почти в течение всего нижнего олигоцена, проявляясь и наиболее интенсивно в западной и северной частях Люблинщины.

Под конец нижнего олигоцена, вследствие эпейрогенических движений вызывающих поднятие суши, море отступает с территории Люблинщины.

Все пространство входит в материковую фазу, которая в разных частях Люблинщины проходила в различных условиях. В Росточье и на южном краю Люблинской возвышенности существовала она коротко — до нижнего тортоня, в восточной части материковая фаза длилась до нижнего сармата, в северной же части Люблинщины после отступления нижнеолигоценового моря материковые условия продолжают по сегодняшний день.

Миоценовые осадки.

Миоценовые отложения северной и центральной Люблинщины за исключением сарматских осадков — являются породами в большинстве сформированными в лимнической фации. Отсутствие окаменелости и мало разнящееся петрографическое образование делают невозможным проведение стратиграфического разделения этих осадков.

Плотный комплекс миоценовых осадков растягивается в Люблинщине на север от линии, соединяющей следующие местности: Демблин — Коцк — Радзынь — Кодень на Буге. Миоценовые породы покрывают меньшую поверхность, чем осадки нижнего олигоцена.

Миоцен начинается аккумуляцией пресноводных осадков пелитовой структуры (илов и илесто песчаных осадков). Эти осадки достигают местами даже от 10 до 20 метров мощности. На кульминациях и в более мелких местах водоемов аккумулируются пески. Эти осадки образовавшиеся частично вследствие выветривания а также водной и золовой пересортировки нижнеолигоценовых песков, следовательно в значительной мере породы автохтонные.

Наибольшая мощность миоценовых осадков встречается в западной части центральной и северной Люблинщины, в поясе тянущемся по восточной стороне долины Вислы. В этой зоне существовало какое-то постепенно углубляющееся опускание, которое оказывало влияние на мощность накаплиющихся нижнеолигоценовых и миоценовых осадков. В восточном направлении к долине Буга мощность миоцена уменьшается, по направлению к югу миоценовые осадки в центральной Люблинщине выклиниваются.

Песчаное и илестое образование миоценовых осадков указывает, что накапливались они в мелких континентальных озерах, которые

вначале покрывали часть, в конце же миоцена почти все пространство северной Люблинщины. В эти озера впадали реки с возвышений, окружающих их с юга. Эти реки наносили особенно в период сармата большое количество кластического материала.

В миоценовых песках на этой территории встречаются также отдельные, преимущественно тонкие отложения бурого угля или же осколки угля, а также угольная пыль. Эти породы связаны с сарматской формацией бурого угля.

Во время сармата существовали два периода, способствующие развитию флоры бурого угля. Эти периоды заключают в себе нижний и верхний сармат, разделяет же их засушливая климатическая фаза, во время которой имели место высыхание моря и силификация сарматских осадков.

Песчаные осадки, лежащие над породами олигоцена, но ниже песков с бурым углем, принадлежат к нижнемиоценовой эпохе. Средние и верхние партии миоценовых песков формировались вероятно частью синхронически с осадками сарматского моря, которое в это время покрывало восточную часть центральной Люблинщины.

Морской сармат центральной Люблинщины

Силифицированные осадки нижнесарматского моря показываются сегодня на кульминациях территории восточной части центральной Люблинщины, в окрестностях Рейовца, Грушева, Павлова и Хелма, а также Хмеля и Петровка на S от Люблина. Кровля силифицированных сарматских осадков лежит в настоящее время в этой части Люблинщины выше изогипсы 230 м. н.у.м.

В окрестности Хелма в сарматских раковистых слепках (36) лавой вытупают *Limnocardium vindobonense* Partsch., *L. plicatum* Eichw., тогда как реже встречается *Ervilia*.

В Янове около Хелма, под кремнеземными песчаниками и песками без фауны лежат пески с фауной нижнего сармата свентокшиского типа, содержащие многочисленные образцы *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia* sp., *Ervilia podolica* Eichw., var *dissita* Eichw. *Limnocardium lithopodolicum* Dub.

Размещение силифицированных сарматских осадков указывает, что только часть территории Люблинщины была покрыта нижнесарматским морем. Трансгрессия этого моря наступила с юга через люблинскую возвышенность, использовав какое-то тектоническое предрасположение и покрыла территорию центрально-восточной Люблинщины. Уже в среднем сармате море исчезает вследствие слабого эпейрогенического, поднимающего сушу, движения, которое отпечатлелось в восточной части центральной Люблинщины, а также вслед-

ствии климатических изменений. Засушливая климатическая фаза вызывает не только высыхание морского водоема, но также силификацию нижнесарматских осадков. Силификация состояла в отложении в порах осадка кремнезема и в вытеснении первоначального известкового материала из скорлупок моллюсков; таким образом создавались окремневшие раковистые слепки и песчаники, пропитанные хальцедоном и опалом.

После окончательного исчезновения сарматского моря снова появляются эпейрогенические, опускающие сушу, движения на территории северной Люблинщины. В верхнем сармате возникает здесь обширное озеро, южный берег которого тянулся от устья Вепша в Вислу на западе до окрестностей Влодавы на Буге на востоке. В песках этого озера встречаются растительный детрит, угольная пыль и куски бурого угля, которые были нанесены со стороны южного побережья.

Плиоценовые осадки

В нижнем плиоцене на территории северной Люблинщины существовало озеро в пределах, сближенных к верхнесарматскому озеру. В иных климатических условиях, во время засушливой фазы возникали в этом озере главным образом лишенные извести мелкозернистые осадки, илы, и илисто — песчаные осадки. Более крупной фракции, чем мелкозернистые пески, не встречается.

Плиоценовые илы (43) создавались из мелкозернистых осадков, нанесенных с возвышенностей. На материках господствовали в это время условия интенсивного выветривания, имели место также процессы силификации.

В среднем плиоцене на территории северной Люблинщины наступают слабые эпейрогенические, поднимающие сушу, движения, вследствие которых озера исчезали, а в речных долинах в очень влажном климате аккумулируется кварцевый гравий (пространство на юге от Варшавы).

Карпатский и свентокшиский материалы наносились на территорию Люблинщины в двух фазах, которые имели место уже после олигоцена: 1) в верхнем сармате, причём гравийные фракции накапливались вдоль юго-восточного побережья верхнесарматского озера, 2) по исчезновении плиоценового озера, в среднем и частично верхнем плиоцене, когда карпатский гравий был занесен пра-Вислой на север вплоть в окрестности Варшавы.

В верхнем плиоцене и в начале четвертичного периода речная сеть изменилась, что ясно иллюстрируется примером реки Вепша,

который в это время трехкратно переменял направление своего нижнего течения. Эти изменения вероятнее всего находятся в связи с эпейрогнетическим движением в долине Вислы и появлением сброса на запад от Вислы.

Эволюция рельефа северной и центральной Люблинщины в третичном периоде

До настоящего времени северную Люблинщину считается плитой, не подвергавшейся тектоническим сдвигам, но только изрезанной речными долинами.

Сбросы и трещины в меловых осадках описаны пока только в отношении к южной части Люблинщины, главным образом района люблинской возвышенности и Росточья.

На основании глубины нахождения, а также способа залегания отдельных третичных осадков удалось констатировать на территории северной Люблинщины существование широкой синклинали и, по всей вероятности, сброса в направлении NW — SE на запад от Вислы, поднявшегося в конце плиоцена.

Из замеченных данных следует, что северная Люблинщина, особенно же ее западная часть имеет более сложный рельеф, чем до настоящего времени об этом полагали.

Наконец следует констатировать, что между аккумуляцией осадков на этой территории, а климатическими и тектоническими процессами, происходящими в Люблинщине и прилегающих местах, существует тесная и выразительная связь.

Каждая засушливая климатическая фаза является причиной накопления на прилегающей суше толстого выветренного покрова, состоящего из наиболее устойчивого против процессов выветривания материала; в каждой влажной фазе кластический материал наносится реками в покрывающие Люблинщину водоемы.

Вздутие прилегающих горных массивов и возвышенностей вызывает повышение притока крупного кластического материала в существовавшие в Люблинщине моря и озера.

Эпейрогнетические движения являются причиной трансгрессии и регрессии морей, а также возникновения и исчезания озер. Самые же молодые тектонические процессы оказывают сильное влияние на направление образующейся речной сети.

Представленные выше геологические процессы решали во время всего третичного периода о типе и роде отложений, возникающих на территории Люблинщины.

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ И ФОТОГРАФИЯМ

- Рис. 1 Любартов, песчаный карьер, контакт нижнеолигоценовых песков с песчаной мореной срединнопольского обледенения.
- Рис. 2 „Взгуже Столовое“, построенное из сарматских и олигоценовых песков, около деревни Грушув на юг от Рейовца.
- Рис. 3 Размещение важнейших бурений на территории Люблинщины: 1) гипотетический сброс, 2) Бурения, 3) Линии геологических разрезов 4) Города.
- Рис. 4 Мелкая карстовая воронка эоценовой эпохи, заполненная нижнеолигоценовым песком, расположенная в лесу около деревни Могильница на север от Павлова.
- Рис. 5 Палеогеография нижнего олигоцена в Люблинщине: 1) Нижнеолигоценовое море.
- Рис. 6 Контакт олигоценовых песков с эоценовыми илами и верхней частью меловых отложений в окрестности деревни Грушув около Рейовца.
- Рис. 7 Сарматский останец т. наз. „Девичья Гора“ около Хелма.
- Рис. 8 Распространение сарматского моря в центральной и восточной Люблинщине: 1) Нижнесарматское море, 2) Среднесарматское море, 3) Направление трансгрессии нижесарматского моря на Люблинщину.
- Рис. 9 Карьер сарматских песков на север от станции Рейовец.
- Рис. 10 Обнажения кварцевых сарматских песков в песчаном карьере, расположенном на север от станции Рейовец.
- Рис. 11 Диагональная стратификация сарматских песков в карьере около колонии Рудка под Хелмом.
- Рис. 12 Северная стена вскрыши сарматских отложений в песчаном карьере, отстоящем на 2 км. на север от колонии Рудка под Хелмом.
- Рис. 13 Южное побережье верхнесарматского озера с полосой аккумуляции гравия на территории Люблинщины; 1) Черные лиддиты, 2) Серые песчаники, 3) Кварцевый гравий, 4) Верхнесарматское озеро.
- Рис. 14 Южный берег верхнеплиоценового озера в Люблинщине: 1) Нижнеплиоценовое озеро.
- Рис. 15 Изменения в речной сети и аккумуляция речного гравия на территории Люблинщины во время среднего и верхнего плиоцена: 1) Черные лиддиты, 2) Серые песчаники, 3) Кварцевый гравий, 4) Различные стадии нижнего течения Вепша, 5) Эрозионные врезки Вепша в меловые отложения, прикрытые четвертичными породами, 6) Эрозионные врезки Вепша, в миоценовые отложения, прикрытые четвертичными породами, 7) Эрозионные врезки Вепша в олигоценовые отложения прикрытые четвертичными породами, 8) Раннечетвертичное течение Вислы по Э. Риле.
- Рис. 16,17,18 Геологические разрезы третичных осадков северной и центральной Люблинщины: 1) Лёсс, 2) Четвертичный период, 3) Плиоцен, 4) Миоцен, 5) Олигоцен, 6) Мел, 7) Гипотетический сброс, 8) Линии геологических разрезов, 9) Плиоценовый гравий.
- Фот. 1 Кварцевый гравий из верхней части нижнеолигоценовых песков из Гуры Пулавской. Черные лиддиты пересечены кварцевыми жилками, жилистые кварцы-млечно-белые, розовые и желтые. Лиддиты в сравнении с кварцами слабее обточены.
- Фот. 2 Кварцевый гравий из верхней части крупнозернистых песков из Любартова. Светлые жилистые кварцы, черные лиддиты, кварцитовые песчаники, осколки гез и т. п.

- Фот. 3 Павлов, т.нав. „олигоценовая фасоль“ из олигоценовых песков. Мелкие черные лиддиты, млечно-белые жилистые кварцы, зеленые роговики, серые кремни.
- Фот. 4 Девичья Гора около Хелма — мелкий кварцевый гравий из верхней части нижнеолигоценовых глауконитовых песков. Преобладают, млечно-белые жилистые кварцы, черные лиддиты, серые кремни, зеленые роговики, гезы и кварцитовые песчаники.
- Фот. 5 Глауконитовый песок из Гуры Пулавской. В поле зрения преимущественно или частично обточенные зерна кварца, немногочисленные зерна циркона, граната, рутила и осколки роговики. Несколько скрещенные николи; увеличение ок. 85x
- Фот. 6 Глауконитовый нижнеолигоценовый песок из Лукова. В поле зрения большие угловатые зерна кварца, осколки кварцевых скал и зерна микроклина. Скрещенные николи; увеличение ок. 115x
- Фот. 7 Нижнеолигоценовый глауконитовый песок из Белой Подляской. В поле зрения частично обточенные зерна кварца, а также зерна глауконита. Несколько скрещенные николи; увеличение ок. 115x
- Фот. 8 Нижнеолигоценовый глауконитовый песок из Якубовиц. В поле зрения мелкие зерна кварца, глауконит и илистые минералы. Несколько скрещенные николи; увеличение ок. 60x
- Фот. 9 Нижнеолигоценовый глауконитовый песок из окрестностей Павлова на север от Рейовца. Рядом с большими зернами кварца находятся глауконит и лимонит. Скрещенные николи; увеличение ок. 110x
- Фот. 10 Глауконитовый нижнеолигоценовый песок из Любартова. В поле зрения кварц, глауконит, шпаты. Несколько скрещенные николи; увеличение ок. 80x
- Фот. 11 Нижнеолигоценовый глауконитовый песок из Снопкува около Люблина. В поле зрения зерна кварца, глауконит, немногочисленные осколки полевого шпата (микроклин, альбит). Скрещенные николи; увеличение ок. 90x
- Фот. 12 Лиддитовая брекчия из нижнеолигоценового гравия из Гуры Пулавской. Многочисленные кварцевые жилки соединяют осколки темного лиддита. Скрещенные николи; увеличение ок. 110x
- Фот. 13 Радиоларит из нижнеолигоценового гравия из Гуры Пулавской. Светлые и белые жилки мелкокристаллического кварца пересекают в разных направлениях черный радиоларит. Несколько скрещенные николи; увеличение ок. 140x
- Фот. 14 Кремень из нижнеолигоценового гравия, из Гуры Пулавской. В поле зрения мелкозернистый кварц, мелковолокнистый хальцедон, скрытокристаллический опал, а также железисто-битумная пыль. Скрещенные николи; увеличение ок. 140x
- Фот. 15 Кремень с кварцевыми жилками из нижнеолигоценового гравия из Гуры Пулавской. Скрещенные николи; увеличение ок. 145x
- Фот. 16 Спонгиолит из нижнеолигоценового гравия из Гуры Пулавской. В центре поля зрения частично поглощенная спикнула. Скрещенные николи; увеличение ок. 70 ×
- Фот. 17 Геза из нижнеолигоценового гравия из Любартова. В поле зрения зерна кварца, мелкие осколки спикул, пластинчатые минералы (мусковит, илит), верх того заметны мелкие поры в скале. Скрещенные николи; увеличение ок 60x

- Фот. 18 Кремнеземный сланец из нижнеолигоценового гравия из Любартова. На снимке ясно видна мелкослойная текстура. Скрещенные николи; увеличение ок. 80х
- Фот. 19 Пористый кремнь из нижнеолигоценового гравия из Любартова. Среди почти изотропической кремнеземной массы многочисленные, очень небольшие пустые пространства. Скрещенные николи; увеличение ок. 115х
- Фот. 20 Кремнеземный песчаник с глаукопитом из нижнеолигоценового гравия из Любартова. В поле зрения угловатые и частично обточенные зерна кварца, а также мелкие зерна глауконита гроздевидной поверхности. Скрещенные николи; увеличение ок. 60х
- Фот. 21 Жилистый кварц из нижнеолигоценового гравия из окрестностей Павлова около Рейовца. В поле зрения большие зерна кварца, спрессованные, с многочисленными вкраплениями. Скрещенные николи; увеличение ок. 100х
- Фот. 22 Жилистый кварц из нижнеолигоценового гравия из окрестностей Павлова около Рейовца. В поле зрения спрессованные зерна кварца с вкраплениями углистой пыли и окиси железа. Скрещенные николи, увеличение ок. 100х
- Фот. 23 Радиоларит из нижнеолигоценового гравия из окрестностей Павлова около Рейовца. В поле зрения хальцедон и мелкокристаллический кварц, углистая пыль и мелкие пластинчатые минералы. Скрещенные николи; увеличение ок. 105х
- Фот. 24 Жилистый кварц из нижнеолигоценового гравия из Девичьей Гуры около Хелма. В поле зрения большие мелкие сцепляющиеся с собой зерна кварца. Скрещенные николи; увеличение ок. 45х

SUMMARY

The present paper is the first attempt to give a synthetic survey of the Tertiary sedimentation in the central and northern part of the Lublin Palatinate. In the survey of the sedimentary process climatic and tectonic factors are taken into consideration. The investigated territory is situated in the centre of Poland between the Vistula and the Bug river. The Tertiary sediments are found to overlies here the deposits belonging to the highest stages of the Upper Cretaceous. In the central and western part of the Lublin Palatinate the Danian sediments are overlaid by Tertiary deposits, while in the eastern part marls and Maestrichtian chalk prevail. Mesozoic and Tertiary sediments are of a relatively simple tectonic structure. In the lower substrata deposits of complex Paleozoic structure underlie Mesozoic sediments. This geologic region has the shape of a basin encroaching both Mazowsze and the Lublin upland. The basin is supposed to consist of 3 depressions stretching in the Hercynian direction SE-NW.

The first south-western depression, well defined, is the largest one. It stretches along the Vistula from the mouth of the Pilica up to the

mouth of the Bug and next in NW to Sierpiec. In the district of Warsaw its depth amounts to 171 m below sea-level.

The second, central depression covers the region of Siedlce, Ostrów Mazowiecka and Ostrołęka (towns). Its depth approximates 70 m below sea-level. The third, north-eastern depression, covers the environments of Pisz and the top of chalk lies at the depth of 100 m below sea-level.

The first depression is bordered from the west by the periphery of the Święty Krzyż Mountains and the Kuyavian range. Between this depression and the middle one there is a platform which stretches from Parczew through Mińsk Mazowiecki up to Nidzica situated in Mazowsze.

The end of the Mesozoic sedimentation is supposed to have the following history. To the end of the Maestrichtian period a considerable part of the Lublin Upland (the present central and southern Lublin Palatinate) constituted land. Only the northern part of the Lublin Upland was still covered by the shallow Danian sea in which gaises formed. The second phase of the Laramian orogenesis, started at the end of the Danian age, resulted in making the sea shallower and next in filling it up with deposits. The sea disappeared. Since that moment the whole of the Lublin Upland became land built exclusively of sedimentary rocks.

In the Paleogene due to tectonic movements on the Carpathian geosyncline there emerged the Lublin uplift and the anticline of this uplift between Rachów on the Vistula and Lwów (90) has formed. The emergence was strongest in the southern part. At that time the territory of the present Lublin Upland was slightly undulated and extended north and northeast of the Święty Krzyż Mountains.

Thin beds of loam and clay of the Lublin Upland are of Tertiary age. They underlie glauconite sands of the Low Oligocene origin. Some of them are supposed to be of Paleocene age as e.g. in Żyrzyn near Puławy, where under Eocene decalcified marls, at the depth of 58—60 metres a layer of clayey calcareous silt has been found to lie on white-greyish marls. It has CaCO_3 and sponge spicules. There are no paleontologic grounds, so far, to consider this deposit distinct from the Danian sea deposits.

The majority of sediments lying on the Low Oligocene sands and covered by the Cretaceous deposits are chiefly of the Upper Eocene age. They are variegated clays, very often dark brown, dark grey, more seldom dark grey or greyish-green. They are scarcely plastic, the majority of them being decalcified. Their thickness scarcely amounts to several metres. They occur as separate sheets lying on each other. That points to their residual character. In structure they bear a strong resem-

blance to the deposits which may be found in Polesie (83) and in Wielkopolska basin (45).

These deposits are not to be found in the Lublin Upland, as it was on the point of degradation after the Maestrichtian and chiefly during the Paleocene and Eocene. The territory of the Lublin Upland extending northwards on the line Parchatka, Gruszów, Chełm is the place of the accumulation of those clastic sediments.

During the Low Oligocene the territory of Poland underwent changes concerning both relief and climate. Climatic changes resulted in a rapid increase of humidity. Due to it coarse-grained clastic material chiefly sand and gravel was abundantly brought up from the territories which surrounded the Low Oligocene sea by which the northern and central part of the present Lublin Palatinate was inundated.

The changes in the relief brought about by weak epeirogenic phase, contemporaneous with Pyrenean phase of the Alps formation resulted in a sedimentation cycle quite distinct from that of the Low Paleogene.

The Low Oligocene accumulation begins with the deposition of big series of unequigranular quartz sands containing glauconite. The clastic material which is the chief constituent of those sands is not derived from the outwash of the Upper Cretaceous sediments underlying the Tertiary deposits of the Lublin Palatinate. It was transported chiefly from the territory of the Święty Krzyż Mountains by river water.

Mineralogical analysis of the Low Oligocene quartz sands points out to their composition being as follows: detritic quartz (39—75%), glauconite (16—60%) and minerals resistant to transportation and weathering. Their origin should be ascribed to the deposited material which underwent many changes. Their chief constituent is zircon, feldspars (microcline, albite), granate, pyrite, limonite, carbonates, calcite and cherts being only occasional. A considerable amount of glauconite amounting to 60 per cent suggests that original material might be brought due to the decomposition of sedimentary rocks with iron ore as e.g. Jurassic rocks constituting the Mesozoic outcrops of the Święty Krzyż Mountains.

The average granulometric composition of the Low Oligocene sands is the following:

fraction below	0,1 mm	3%	fraction	1,0—1,5 mm	5%
fraction	0,1—0,6 mm	70%	fraction	1,5—2,0 mm	2%
fraction	0,6—1,0 mm	20%	fraction above	2,0 mm	1%

Among the samples of the Low Oligocene sands two fractions prevail. One fraction 0,1—0,6 mm which amounts to 73% of the total weight, and the second 0,6—1,0 mm approximating 20%.

A series of marine Low Oligocene sediments have intercalations of gravel quartz, particles of lydite and silicas. They occur on the top, in the middle and on the bottom of the series.

Besides, on the bottom there are numerous phosphorite concretions with occasional fragments of amber.

On the basis of coarse-grained clastic material one may assume the presence of at least three distinctly humid climatic phases on the territory bordered by the Oligocene sea. They contributed to increase transporting capacity of rivers.

Gravel quartz abounding in the Low Oligocene sands is called by geologists „the Oligocene beans” because of its characteristic shape. In these gravels prevail milk-white, more seldom glassy reef quartz yellow or pink in colour. They consist 60—91% of the total amount of „the Oligocene beans”. The next constituent of „beans” are black or dark-grey lydites with white reef quartz (3—23%), brown silicas (2—14%). Green cherts, gaises and quartz sandstones occur in „beans” in small quantities. The grains are well rounded. The Oligocene gravels contain only the minerals most resistant to weathering processes. Their origin must be supposedly assigned to the decomposition of sedimentary rocks, clastic rocks, more seldom crystalline ones. Both the outcrops of the Święty Krzyż Mountains as well as some parts of the Carpathians or the region of Wołyń may be supposed to be their original sites.

Gravel quartz occurs also in the sediments of the Younger Tertiary on the territory of the Lublin district. They occur in the Tortonian, Sarmatian sediments and in the so called Pre-glacial which probably corresponds to the Middle or Upper Pliocene.

So far, the presence of gravel quartz in the Miocene sediments was considered to be assigned to the outwash of the Low Oligocene deposits. However, a closer survey of paleographical as well as paleoclimatic conditions allows to reach the following conclusions. Since the beginning of the Low Oligocene coarse-grained rocky material was transported especially in dry periods prevailing on the territory of the present Lublin Palatinate.

Not earlier than at the end of the Tertiary age the Carpathian material begins to prevail in the gravel after the present relief and rivers have constituted. This kind of gravel is known to be found in the valley of the Vistula near Warsaw.

On the basis of the development and distribution of the Tertiary sediments one may guess how geological processes followed each other on the territory of the Lublin Palatinate. In the Upper Eocene the territory of

the present northern and central Lublin palatinate underwent slow epeirogenic falling movements. Due to it the transgression of the Low Oligocene sea took place. Thus the major parts of the present Lublin Palatinate, especially its northern and central regions were inundated. The epeirogenic falling movements lasted during the whole of the Low Oligocene being stronger in western and northern parts of the present Lublin Palatinate. As a result of mounting epeirogenic movements at the end of the Low Oligocene, the sea retreats from the territory of the present Lublin Palatinate.

The whole territory becomes land. The course of the epeirogenic phase is different in various parts of the Lublin Palatinate. The epeirogenic phase lasted till the Low Tortonian in Roztocze and in southern part of the Lublin Upland. In the eastern part of the Lublin Upland it lasted till the Low Sarmatian while in its northern part after retreating of the Low Oligocene sea the Lublin Palatinate became land.

The Miocene Deposits

The Miocene deposits of the northern and central Lublin Palatinate (except the Sarmatian deposits) are chiefly formed in the lacustrine facies. The lack of fossiles and slight petrographic variation make impossible a closer stratigraphic division of those sediments. A compact complex of the Miocene sediments extends in the Lublin Palatinate northward on the line: Dęblin, Kock, Radzyń, Kodeń on the Bug. The Miocene deposits are less extensive than those of the Low Oligocene.

The Miocene begins with fresh-water deposits, chiefly of pelitic structure. Their thickness, sometimes, amounts to several tens of metres. The accumulation of sands takes place in the places situated higher and in more shallow depressions. The deposition of those sediments must be ascribed partly to the weathering process and watery and eolic sorting of the Low Oligocene sands. They are largely autochthonic sediments.

The Miocene deposits are thickest in the western part of the central Lublin Palatinate, especially those stretching in the eastern part of the Vistula valley. It is supposed that in this part there existed a gradually deepening trough which influenced the thickness of the Low Oligocene and Miocene sediments. Going westwards to the Bug basin, the thickness of the Miocene deposits diminishes. Southwards the Miocene deposits thin out.

The sandy and silty character of the Miocene sediments points out to their deposition in shallow lakes which at first were scarce and at the end of the Miocene prevailed on the whole area of the present Lublin Palatinate. River water flowing down to those lakes from the

adjacent platforms carried great amounts of clastic material, especially during the Sarmatian stage.

In the Miocene sands of those regions also separate thin seams of lignite, lumps of coal or dust-coal are found.

During the Sarmatian stage there were two periods propitious for the development of lignite. They include the Low and Upper Sarmatian. Between them there was a dry climatic period during which drying up of the sea floor and the silification of the Sarmatian deposits took place.

The sandy deposits situated between the Oligocene sediments on the top, and sands with lignite below are of the Low Miocene age.

The Sarmatian Marine Stage of the Central Lublin Palatinate

The silicified sediments of the Low Sarmatian sea occur, at present, on the uplifts of the eastern part of the central Lublin Palatinate, in the vicinity of Rejowiec, Gruszów, Pawłów and Chełm. Southwards of Lublin they are found round Chmiel and Piotrków. The top of the silicified Sarmatian deposits is found in this part of the Lublin Palatinate chiefly above the level of 230 metres.

In the vicinity of Chełm Sarmatian shell conglomerates (36) abound in *Limnocardium vindobonense* Partsch., *L. plicatum* Eichw., the species *Ervilla* being of rare occurrence.

At Janów near Chełm, under silicified sandstones and sands devoid of fauna, there are sands with fauna of the Low Sarmatian. The abound in numerous specimens of *Potamides mitralis* Eichw., *Mohrensternia* sp., *Ervilla Podolica* Eichw., var *dissita* Eichw., *Limnocardium lithopodolicum* Dub.

The distribution of the silicified Sarmatian deposits indicates that only a part of the present Lublin Palatinate was covered by the Low Sarmatian sea. Its transgression took place from the south, through the Lublin Upland, covered the whole region of the present central and eastern Lublin Palatinate. Already in the Sarmatian Stage the sea disappeared due to some mounting epeirogenic movements in the eastern and central part of the Lublin Palatinate. Climatic changes contributed to its disappearance too. Dry climatic periods brought about drying up of the sea basin and the silicification of the Low Sarmatian deposits. The silicification process consisted in filling up the pore-space with silica and replacing the calcareous material of mollusca with silica. Thus developed silicified shell conglomerates and sandstones impregnated with chalcidony and opal. After the disappearance of the Sarmatian sea, epeirogenic falling movements repeated on the territory of the present Lublin

Palatinate. During the Upper Sarmatian stage an extensive lake had formed which stretched from the mouth of the Wieprz up to the Vistula in the west. In the east it reached the district of Włodawa town. The sands of this lake abound in plant débris, coal-dust and fragments of lignite.

The Pliocene Sediments

During the Low Pliocene the northern part of the present Lublin Palatinate was covered by a lake too. During a dry period, under different climatic conditions, decalcified sediments consisting chiefly of fine-grained loam and silt deposited on the floor of this lake. The fraction of those deposits above medium sand was nowhere to be found.

The Pliocene loams (42) originated from fine-grained deposits carried from adjacent uplifts. On land areas intensive weathering conditions prevailed concurrently with silicification processes.

During the Middle Pliocene slight epeirogenic mounting movements took place on the territory of the present northern Lublin Palatinate. Due to them the lake disappeared and quartz gravel accumulated in the river valleys.

The material from the Carpathians and from the Święty Krzyż Mountains was transported on the territory of the Lublin Palatinate during two periods. The first period took place after the Oligocene. The gravel accumulated along the southwestern borders of the Upper Sarmatian lake. The second period took place in the Central and partly in the Upper Pliocene. During this period the Carpathian gravel was shifted over the first basin of the Vistula northwards up to the region of Warsaw.

In the Upper Pliocene and at the beginning of the Quaternary, rivers changed their beds. The best example here is the Wieprz river which thrice changed its course. These changes should stand in some relation to the epeirogenic movement and the formation of fault taking place west of the Vistula basin.

The Evolution of the Tertiary Relief of the Present Northern and Southern Lublin Palatinate

So far, the northern part of the Lublin Palatinate is considered as an uplift tectonically undisturbed, cut only by river valleys. Faults and cleavages of the Cretaceous sediments have been described only in the southern part of the Lublin Palatinate, especially those belonging to the Lublin Upland and Roztocze.

Taking into consideration the thickness and the way of deposition of the Tertiary sediments it is possible to state the presence of wide syncline and probably the presence of the fault having NW-SE direction taking place west of the Vistula river. This fault was formed in the end of Pliocene. Taking into consideration those facts one may conclude that the northern part of the Lublin Palatinate has a more complex relief than it has been considered so far.

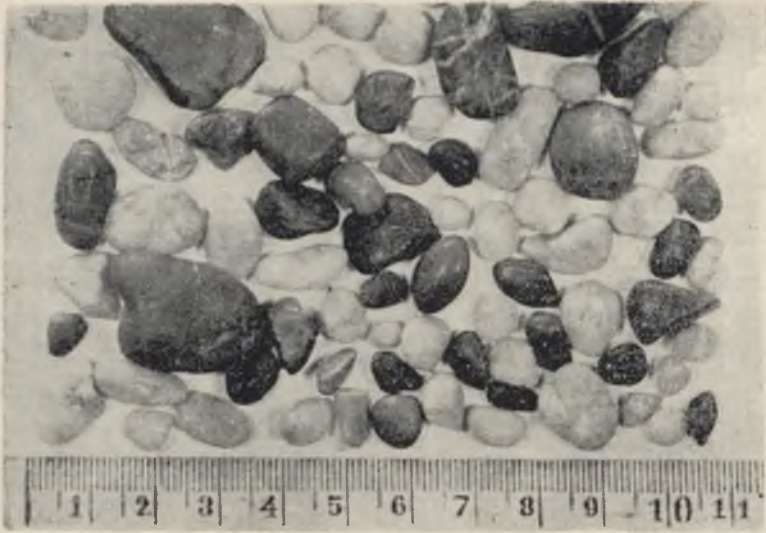
In closing the author wishes to state that there is a close relation between the accumulation of the sediments and the climatic and tectonic processes taking place in the Lublin Palatinate and the adjacent territories.

Each dry period causes an accumulation of a thick cover consisting of the material most resistant to weathering. Each humid period results in river transportation of clastic material to the numerous lakes of the Lublin Palatinate.

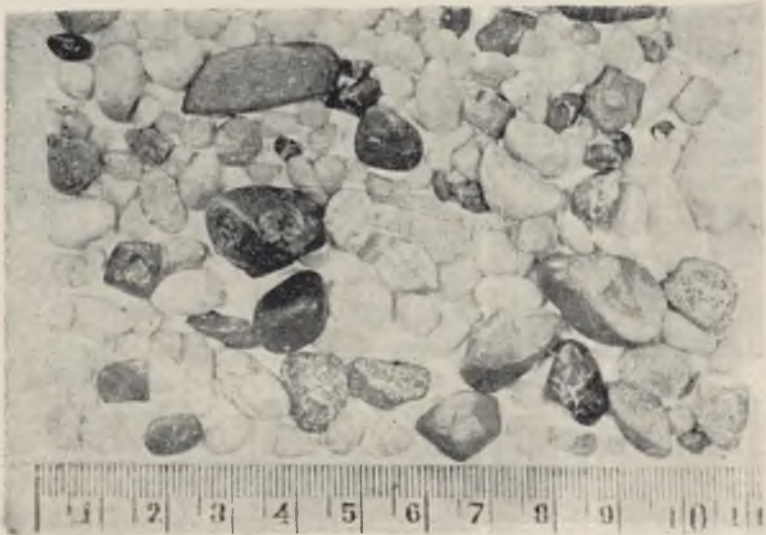
The emergence of the adjoining mountains and uplifts brings about the affluence of the coarse-grained clastic material to those seas and lakes in which the Lublin Palatinate abounded.

The epeirogenic movements result in transgressions and regressions of seas as well as in appearances and disappearances of lakes. The youngest tectonic processes influence, to a considerable degree, the course of the rivers being on the point of formation.

All these geological processes presented above were decisive for the type and way of the sedimentation processes on the territory of the present Lublin Palatinate during the Tertiary.



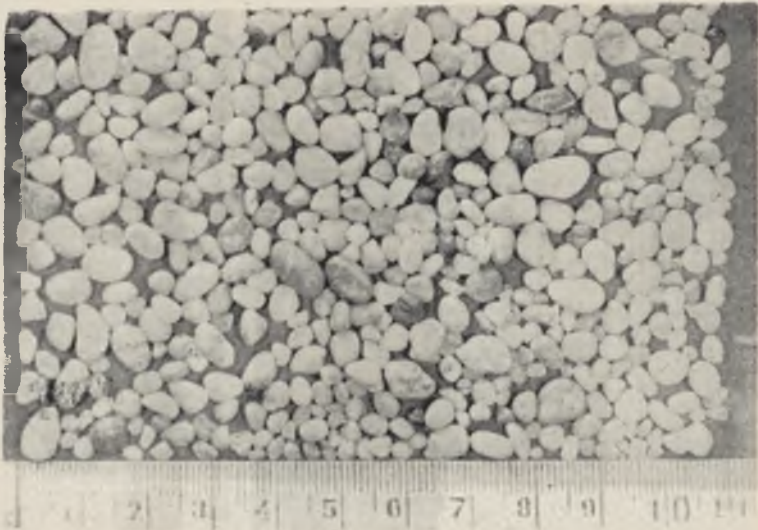
Fot. 1. Żwiry kwarcowe ze stropu piasków dolno-oligocenijskich z Góry Puławskiej. Czarne lidyty poprzecinane żyłkami kwarcowymi, kwarcie żyłowe, mleczno-białe, różowe i żółtawe. Lidyty w stosunku do kwarców są słabiej obtoczone.
 Quartz gravels from the top of the Low-Oligocene sands in Góra Puławska. Black lydites cut by streaks of quartz milk-white, pink and yellowish quartz grains. Lydites are less rounded than quartz grains.



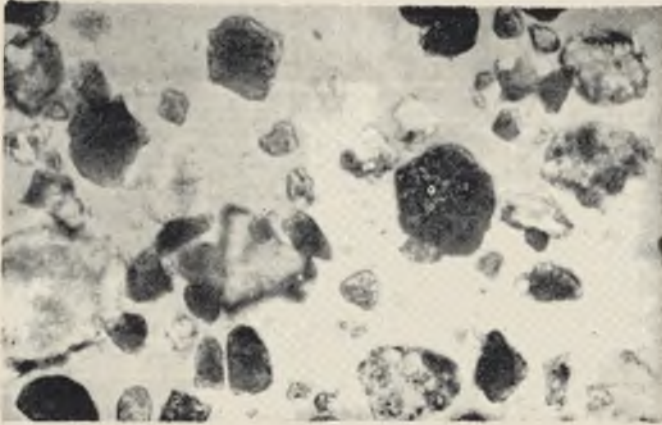
Fot. 2. Żwiry kwarcowe z partii stropowej grubo-ziarnistych piasków dolno-oligocenijskich z Lubartowa. Jasne kwarcie żyłowe, szare krzemienie, czarne lidyty, piaskowce kwarcytowe, kawałki gez itp.
 Quartz gravels from the top of coarse-grained Low-Oligocene sands at Lubartów. Light quartz, grey silicas, black lydites, quartzite sandstone, fragment of gais.
 Jan Morawski Fot. R. Racinowski



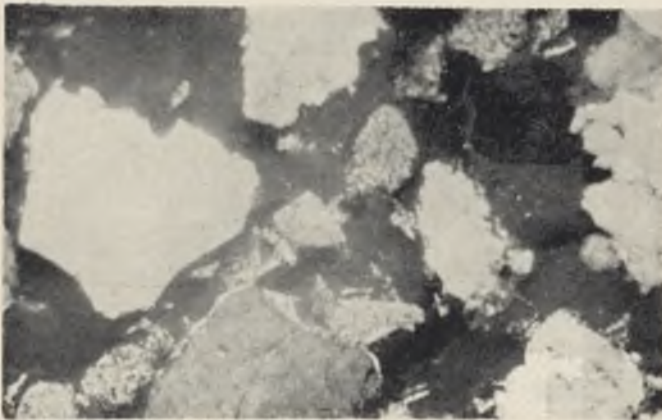
Fot. 3. Pawłów, „tzw. „fasolka oligoceńska” ze spągu oligocenu. Drobne, czarne lidyty, mleczno-białe kwarcze żyłowe, rogowce zielone, szare krzemienie.
 „The Oligocene beans” isolated from the bottom of the Oligocene, near Pawłów. Minute black lydites, milk-white quartz, green cherts, grey silicas.



Fot. 4. Dziewicza Góra koło Chełma — drobne żwiry kwarcowe ze stropu dolno-oligocenijskich piasków glaukonitowych. Przeważają mleczno-białe kwarcze żyłowe, czarne lidyty, szare krzemienie, rogowce zielone, gezy i piaskowce kwarcytowe. Fine-grained quartz gravels derived from the Low-Oligocene glauconitic sands, near Chełm, on the mountain „Góra Dziewicza”. Milk-white quartz grains, black lydites, grey silicas, green cherts, gaises, and quartzite limestones prevail.

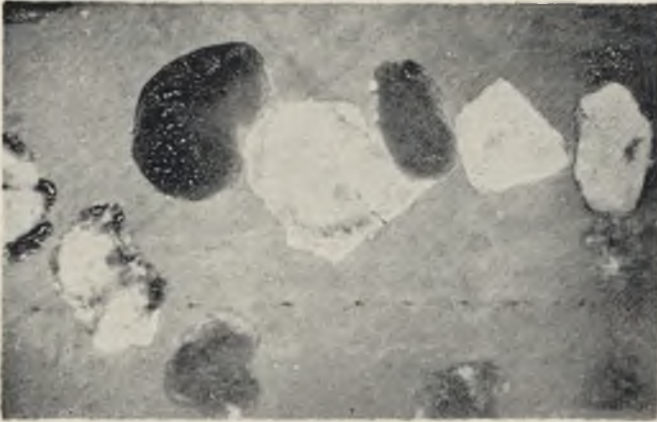


Fot. 5. Piasek glaukonitowy z Góry Puławskiej. W polu widzenia przeważnie ostrokrawędziste lub częściowo obtoczone ziarna kwarcu, nieliczne ziarna cyrkonu, granatu, rutyli i okruchy rogowców. Nikole nieco skrzyżowane; powiększenie ok. 85 x. Glauconitic sand found in Góra Puławska Angular or partly rounded grains of quartz, scarce grains of zircon, granate rutile and particles of cherts are seen in the microscopic picture. Nicles are slightly crossed. x 85.



Fot. 6. Piasek glaukonitowy, dolno-oligoceni z Łukowa. W polu widzenia duże kanciaste ziarna kwarcu, ułamki skał kwarcowych i ziarna mikroklinu. Nikole skrzyżowane, powiększenie około 115 x.

Glauconitic sand of the Low-Oligocene origin found in the town Łuków. Big, angular grains of quartz, fragments of quartzite rocks and grains of microcline are seen in the microscopic picture. Nicles are crossed. x 115.



Fot. 7. Dolno-oligoceni piasek glaukonitowy z Białej Podlaskiej. W polu widzenia częściowo obtoczone ziarna kwarcu oraz ziarna glaukonitu: Nikole nieco skrzyżowane; powiększenie ok. 115 x.

Glauconitic sand of the Low-Oligocene origin found in the town Biała Podlaska. Partly rounded grains of quartz and grains of glauconite are seen in the microscopic picture. Nicles are crossed. x 115.



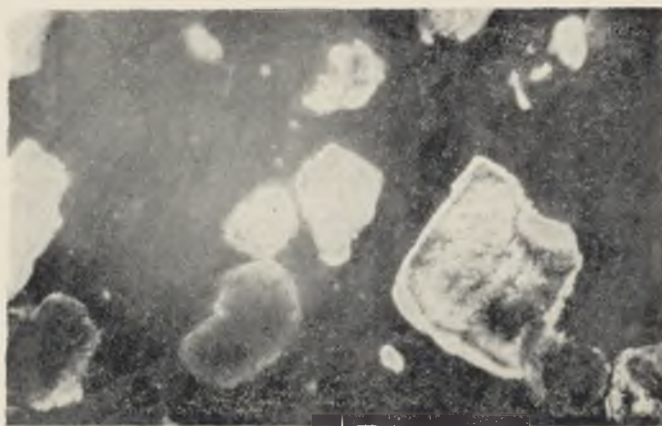
Fot. 8. Dolno-oligoceni piasek glaukonitowy z Jakubowic. W polu widzenia drobne ziarna kwarcu, glaukonit i minerały ilaste. Nikole nieco skrzyżowane; powiększenie ok. 60 x.

Glauconitic sand of the Low-Oligocene origin in the village Jakubowice. Minute grains of quartz, glauconite and silty minerals are seen in the microscopic picture. Nicles are crossed. x 60.



Fot. 9. Dolno-oligoceni piasek glaukonitowy z okolicy Pawłowa na północ od Rejowca. Obok dużych ziarn kwarcu występuje glaukonit i limonit. Nikole skrzyżowane; powiększenie o. 110x.

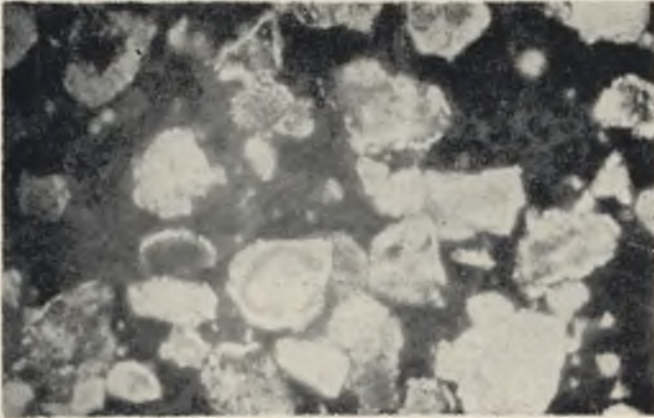
Glauconitic sand of the Low-Oligocene origin in the vicinity of Pawłów, north of Rejowiec. Among big grains of quartz, glauconite and limonite occur. Nicoles are crossed. x 110.



Fot. 10. Piasek glaukonitowy, dolno-oligoceni z Lubartowa. W polu widzenia kwarc, glaukonit, skalenie. Nikole nieco skrzyżowane; powiększenie około 80x.

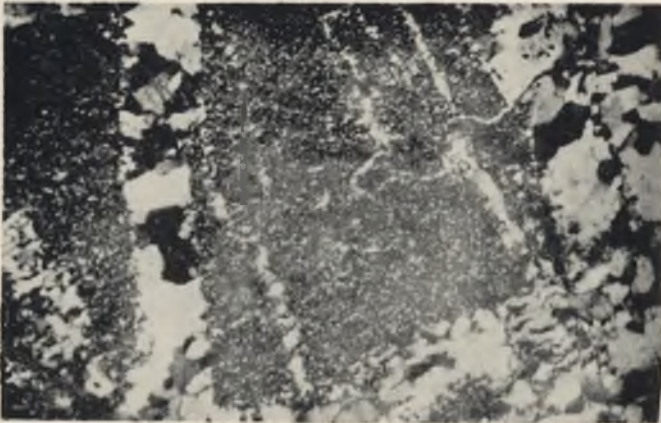
Glauconitic sand of the Low-Oligocene origin in Lubartów. Quartz, glauconite and feldspar are seen in the microscopic picture. Nicoles are slightly crossed.

x 80.



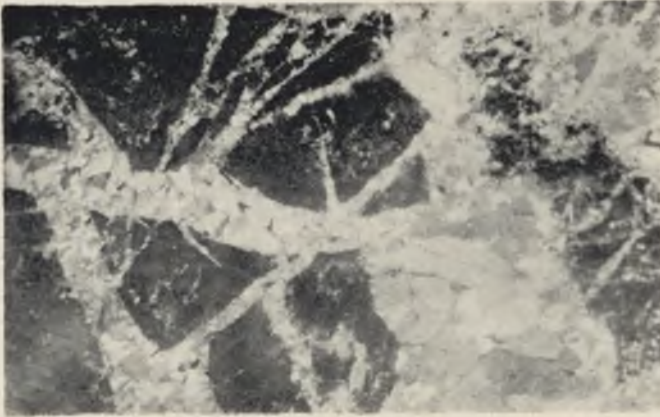
Fot. 11. Dolno-oligoceni piasek glaukonitowy ze Snopkowa koło Lublina. W polu widzenia ziarna kwarcu, glaukonit, nieliczne ułamki skaleni (mikrolin, albit).
Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 90x.

The Low-Oligocene glauconitic sand of the village Snopków, near Lublin. Grains of quartz, glauconite, fragments of feldspars (microcline and albite) are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. X 90.



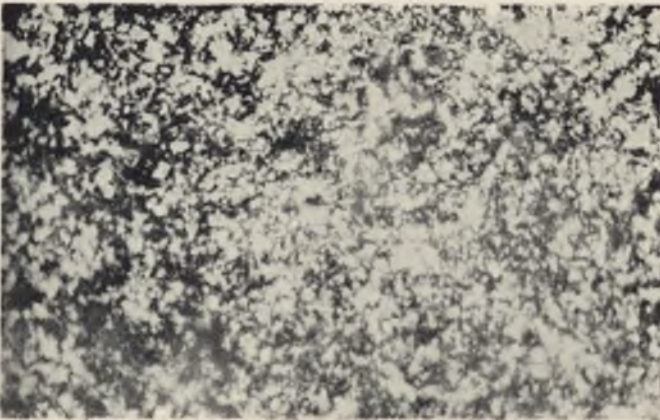
Fot. 12. Brekcja litytowa ze żwirów dolno-oligoceni z Góry Puławskiej. Liczne żyłki kwarcowe łączą okruchy ciemnego litytu. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 140x.

Lydite breccia derived from the Low-Oligocene gravels in the village Góra Puławska. Numerous streaks of quartz are impregnated with fragments of dark lydit. Nicoles are crossed. x 140.



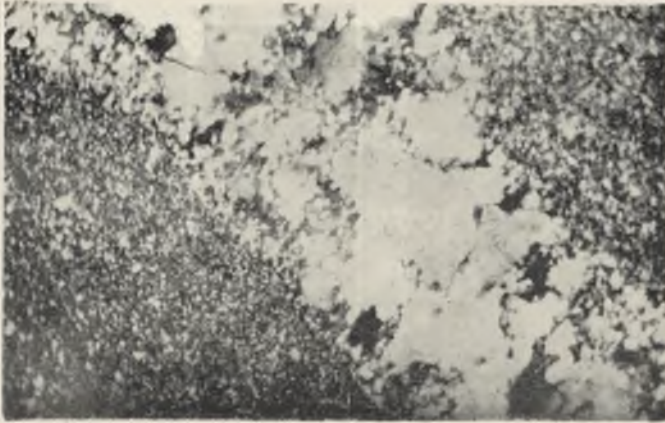
Fot. 13. Radiolaryt ze żwirów dolno-oligocenijskich z Góry Puławskiej. Jasne i białe żyłki drobnokrystalicznego kwarcu, przecinają w różnych kierunkach czarny radiolaryt. Nikole nieco skrzyżowane; powiększenie ok. 140x.

Radiolarite derived from the Low-Oligocene sands in Góra Puławska. Light and white streaks of fine-grained crystalline quartz run in various directions through the black radiolarite. Nicles are slightly crossed. x 140.



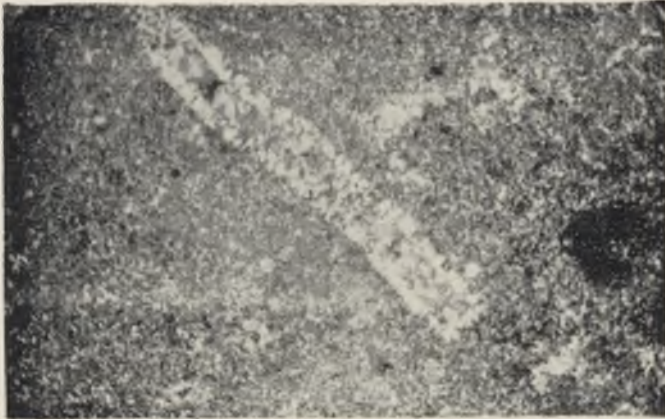
Fot. 14. Krzemień ze żwirów dolno-oligocenijskich Góry Puławskiej. W polu widzenia drobno-ziarnisty kwarc, drobno-włóknisty chalcedon, skryto-krystaliczny opal, oraz pył żelazisto-bitumiczny. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 140x.

Silica derived from the Low-Oligocene gravels, in Góra Puławska. Fine-grained quartz, chalcedony, cryptocrystalline opal and ferro-bituminous dust are seen in the microscopic picture. Nicles are crossed. x 140.



Fot. 15. Krzemień z żyłkami kwarcowymi ze żwirów dolno-oligocénskich z Góry Puławskiej. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 145x.

Silica showing streaks of quartz from the Low-Oligocene sands in Góra Puławska. Nicoles are crossed, x 145.



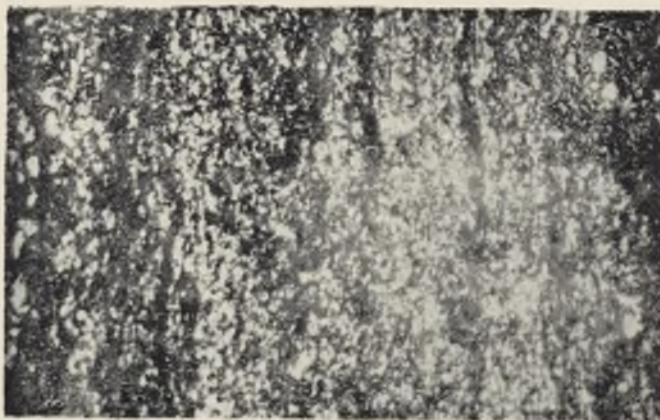
Fot. 16. Spongiolit ze żwirów dolno-oligocénskich z Góry Puławskiej. W środku pola widzenia częściowo zresorbowana spikula. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 70x.

Spongiolithe from the Low-Oligocene sands in Góra Puławska. Partly resorbed spicules are seen in the centre of the microscopic picture. Nicoles are crossed, x 70.



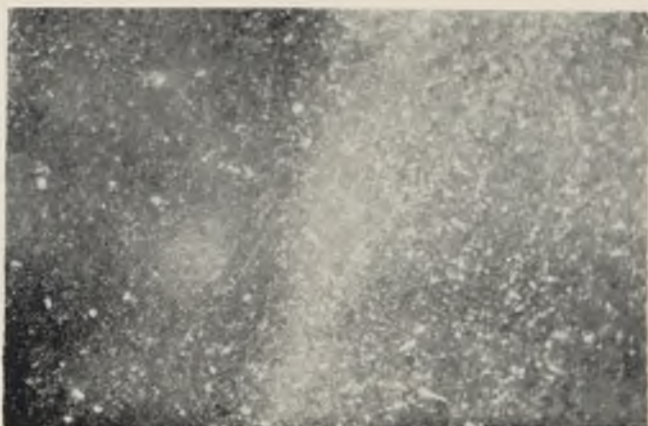
Fot. 17. Geza ze żwirów dolno-oligocenijskich z Lubartowa. W polu widzenia ziarna kwarcu, drobne ułamki spikul, minerały blaszkowate (muskowit, ilit), ponadto widoczne drobne pory w skale. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 60x.

Gaies isolated from the Low-Oligocene sands near the town Lubartów. Grains of quartz, fragments of spicules, foliated minerals (muscovite, ilyte) and minute pores in the rock are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 60.



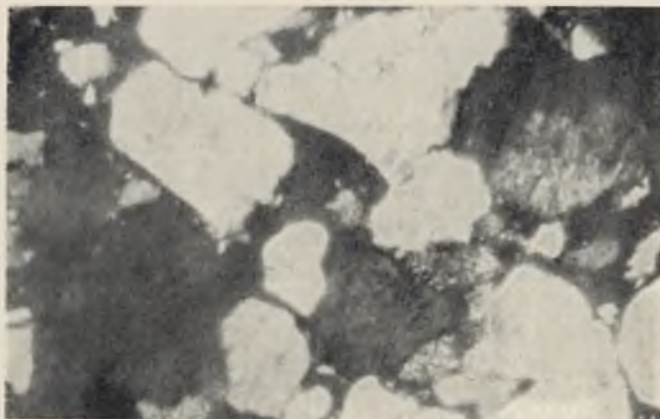
Fot. 18. Łupek krzemionkowy ze żwirów dolno-oligocenijskich z Lubartowa. Na zdjęciu widać wyraźnie teksturę drobnowarstwowaną. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 80x.

Siliceous schists derived from the Low-Oligocene sands in Lubartów. Distinct stratified texture is seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 80.



Fot. 19. Krzemień porowaty ze żwirów dolno-oligocęńskich z Lubartowa. Wśród prawie izotropowej masy krzemionkowej liczne, bardzo drobne puste przestrzenie. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 115x.

Fibrous silica derived from the Low-Oligocene sands in Lubartów. In isotropic siliceous mass numerous minute pore-spaces are seen. Nicoles are crossed. x 115.



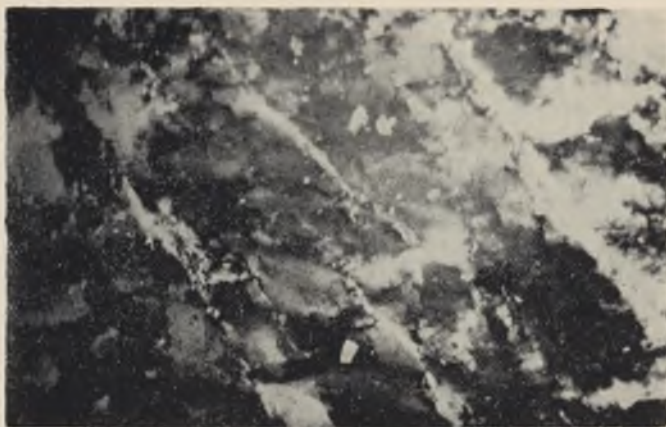
Fot. 20. Piaskowiec krzemionkowy z glaukonitem ze żwirów dolno-oligocęńskich z Lubartowa. W polu widzenia kanciaste i częściowo obtoczone ziarna kwarcu, oraz drobne ziarna glaukonitu o groniastej powierzchni. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 60x.

Siliceous sandstone with glauconite derived from the Low-Oligocene sands in Lubartów. Angular and partly rounded grains of quartz together with minute grains of glauconite are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 60.



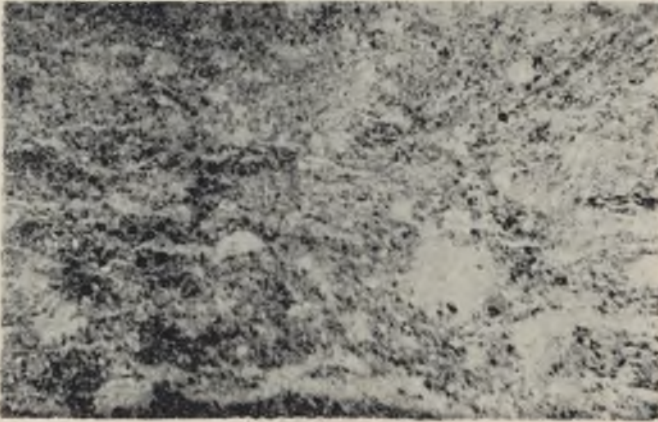
Fot. 21. Kwarc żyłowy ze żwirów dolno-oligocenijskich z okolicy Pawłowa koło Rejowca. W polu widzenia duże ziarna kwarcu, sprasowane, z licznymi wrostkami. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 100x.

Quartz isolated from the Lcw-Oligocene gravels in the vicinity of Pawłów, round Rejowiec. Compact, big grains of quartz with numerous inclusions are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 100.



Fot. 22. Kwarc żyłowy ze żwirów dolno-oligocenijskich z okolicy Pawłowa koło Rejowca. W polu widzenia sprasowane ziarna kwarcu z wrostkami pyłu węglowego i tlenków żelaza. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 100x.

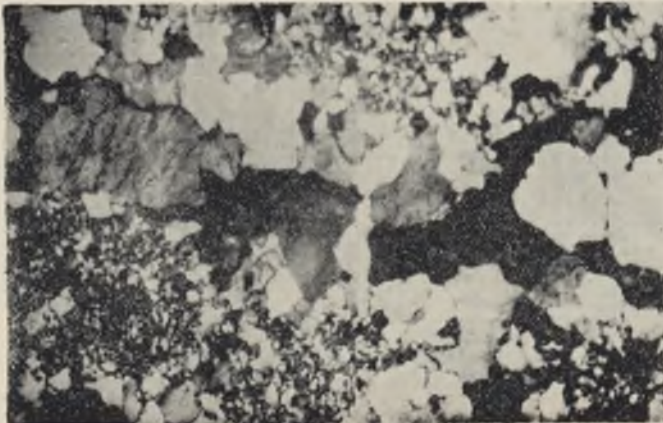
Quartz isolated from the Low-Oligocene sands in the vicinity of Pawłów, round Rejowiec. Press-fitted grains of quartz with inclusions of coal-dust ferric oxide are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 100.



Fot. 23. Radiolaryt ze żwirów dolno-oligocenijskich z okolicy Pawłowa koło Rejowca. W polu widzenia chalcedon i drobno-krystaliczny kwarc, pył węglowy i drobne minerały blaszkowate. Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 105x.

Radiolarite isolated from the sands of the Low-Oligocene origin in the vicinity of Pawłów, round Rejowiec. Grains of chalcedony, fine grained crystalline quartz, dust-coal and minute foliated minerals are seen in the microscopic picture.

Nicoles are crossed. x 105.



Fot. 24. Kwarc żyłowy ze żwirów dolno-oligocenijskich z Dziewiczej Góry koło Chełma. W polu widzenia duże i drobne zazębiające się ze sobą ziarna kwarcu.

Nikole skrzyżowane; powiększenie ok. 45x.

Quartz isolated from the Low-Oligocene gravels, in the vicinity of Chelma, on the mountain „Góra Dziewicza”. Big and minute grains are seen in the microscopic picture. Nicoles are crossed. x 45.