

**LEOPOLD DOLECKI, ZBIGNIEW GARDZIEL,
JERZY NOWAK**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski – **W. SŁOWANSKI**

Koordynator regionu Podlasia i Wyżyny Lubelskiej – J.E. MOJSKI

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1:50 000

Arkusz Sosnowica (679)

(z 8 tab. i 8 tabl.)

W A R S Z A W A 1990

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Redaktor: mgr Danuta KOBYLŃSKA – Państwowy Instytut Geologiczny

Akceptował do druku dnia 1986.12.01

Dyrektor Instytutu Geologicznego

Prof. dr hab. Waclaw RYKA

Druk Wydawnictwa Geologiczne. Zlec. 1523/88. Nakład 200 + 50 egz. F-17

S P I S T R E Ś C I

I. Wstęp.....	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu.....	14
A. Geomorfologia.....	14
B. Hydrografia.....	22
III. Budowa geologiczna.....	26
A. Stratygrafia.....	26
1. Proterozoik.....	26
a. Wend.....	27
Wend dolny.....	27
Wend górny.....	27
2. Kambr.....	28
a. Kambr dolny.....	28
b. Kambr środkowy.....	29
3. Ordowik.. ..	29
4. Sylur.	30
a. Sylur środkowy.....	30
Wenlok.....	30
b. Sylur środkowy + górny.....	31
Ludlow.....	31
c. Sylur górny.....	31
Podlasie.....	31
5. Devon.....	31
a. Devon dolny.....	31
Żedyn.....	31
Zigen + ems.....	32
b. Devon środkowy.....	32
Eifel + żywet.....	32
c. Devon górny.....	33
Fran.....	33
6. Karbon.....	33
a. Karbon dolny.....	34
Wizen.....	34

b. Karbon górny.....	34
Namur.....	34
Namur A.....	34
Namur B-c.....	35
Westfal.....	36
Westfal A-B.....	36
7. Jura.....	36
a. Jura środkowa.....	36
Baton + kelowej.....	36
b. Jura górna.....	37
Oksford.....	37
8. Kreda.....	37
a. Kreda dolna.....	38
Alb.....	38
b. Kreda górna.....	38
Cenoman.....	38
Turon.....	39
Koniak + santon.....	39
Kampan.....	39
Mastrycht.....	40
9. Trzeciorzęd.....	41
a. Paleogen.....	42
Oligocen.....	42
b. Neogen.....	43
Miocen.....	43
Pliocen.....	46
10. Czwartorzęd.....	47
a. Plejstocen.....	47
Preplejstocen.....	47
Złodowacenie najstarsze (podlaskie).....	49
Złodowacenie południowopolskie.....	53
Stadiał dolny.....	53
Interstadiał.....	56
Stadiał górny.....	58
Interglacjał mazowiecki (wielki).....	61
Złodowacenie środkowopolskie.....	63
Stadiał przedmaksymalny.....	63
Stadiał maksymalny.....	64
Interstadiał pilicki.....	69

Stadiał mazowiecko-podlaski (Warty).....	70
Interglacjał eemski.....	71
Zlodowacenie środkowopolskie+północnopolskie.	72
Zlodowacenie północnopolskie.....	74
Stadiał główny.....	76
b. Czwartorzęd nie rozdzielony.....	77
c. Holocen.....	78
B. Tektonika.....	85
C. Rozwój budowy geologicznej.....	89
IV. Charakterystyka surowców mineralnych.....	97
V. Charakterystyka hydrogeologiczna.....	107
VI. Charakterystyka geologiczno-inżynierska.....	111
VII. Podsumowanie.....	116
L i t e r a t u r a.....	119

I. WSTĘP

Położenie geograficzne arkusza Sosnowica (679) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 określają współrzędne $51^{\circ} 30'$ i $51^{\circ} 40'$ szerokości geograficznej północnej oraz $23^{\circ} 00'$ i $23^{\circ} 15'$ długości geograficznej wschodniej. Według fizyczno-geograficznej regionalizacji Polski J. Kondrackiego (1977) obszar ten należy do Polesia Podlaskiego (Polesia Lubelskiego - wg A. Chałubińskiej i T. Wilgata, 1954), a w szczególności w obręb arkusza wchodzi mezoregiony: Zaklesłość Sosnowicka, Równina Parczewska, Garb Włodawski i Równina Łęczyńsko-Włodawska (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie).

Pod względem administracyjnym obszar arkusza rozdzielony jest pomiędzy trzy województwa, obejmując znaczną część gminy Dębowa Kłoda, część gminy Podedwórze i fragment gminy Parczew, należące do województwa białkopodlaskiego, dużą część gminy Sosnowica, część gminy Stary Brus i fragment gminy Wiryki, należące do województwa chełmskiego, oraz drobny fragment gminy Uścimów, należącej do województwa lubelskiego.

Osią hydrograficzną arkusza Sosnowica jest Kanał Wieprz-Krzna (KWK), rozdzielający arkusz na dwie części: wschodnią i zachodnią. Część zachodnią arkusza odwadnia Pivonia ze swym lewobrzeżnym dopływem, należąca do dorzecza Wieprza, natomiast wschodnią część odwadnia Zielawa, należąca do dorzecza Krzny. W południowo-zachodniej części arkusza występują 3 jeziora z największym jeziorem Białym Sosnowickim o powierzchni około 145 ha.

Powierzchnia arkusza wynosi 320 km^2 . Wysokości bezwzględne wahają się od 152 m n.p.m. w dolinie Pivonii w północno-wschodniej części mapy do 210 m n.p.m. koło Marianki w południowo-wschodniej części.

Arkusz Sosnowica zajmuje skrajne, wschodnie położenie w obrębie Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW), bezpośrednio na wschód od

Północnego Rejonu Węglowego. Z LZW wiążą się perspektywy rozwoju gospodarczego, tego do tej pory niedoinwestowanego rolniczego regionu o słabych glebach, w którym główną rolę odgrywają użytki zielone rozciągające się na zmeliorowanych obszarach wzdłuż Kanału Wieprz-Krzna. Obok hodowli, wykorzystującej rozległe obszary łąk i pastwisk, pewną rolę odgrywa gospodarka rybna w stawach, położonych w pobliżu Sosnowicy. Jest to obszar peryferycznie położony w stosunku do centrów administracyjnych i gospodarczych, przez który nie przebiegają żadne ważniejsze ciągi komunikacyjne, lecz jedynie drogi kołowe o znaczeniu lokalnym.

Badania geologiczne Polesia Lubelskiego rozpoczęły się stosunkowo późno. Skape wzmianki o budowie geologicznej podłoża czwartorzędu tego obszaru wiąże się z nazwiskami J. Siemiradzkiego (1909), J. Lewińskiego i J. Samsonowicza (1918) oraz K. Kowalewskiego (1924). Dopiero po II wojnie światowej pojawiają się gruntowniejsze opracowania dotyczące głównie osadów trzeciorzędowych i kredowych (E. Rühlle, 1948; J. Morawski, 1959 oraz Praca zbiorowa pod red. W. Pożaryskiego, 1956).

Następny okres badań nierozzerwalnie wiąże się z rozpoczęciem prac nad rozpoznaniem i udokumentowaniem zasobów złóż węgla kamiennego. Pracami poszukiwawczymi objęto obszar wschodniej Lubelszczyzny. Program badań karbonu obejmował wykonanie wielu otworów wiertniczych oraz szeroki zakres badań geofizycznych i laboratoryjnych. W efekcie tego powstają dokumentacje złóż i liczne publikacje naukowe, z których podajemy tylko wybrane pozycje (J. Porzycki, 1965; Z. Dembowski, J. Porzycki, 1967; A. M. Żelichowski, 1968; Z. Dembowski, 1970; T. Mazak, A. Śliwa, 1973; J. Porzycki, 1973; Z. Dembowski, 1974; J. Porzycki, 1976, 1978a, 1978b, J. Bojkowski, 1978; A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978; A. M. Żelichowski, 1979; J. Porzycki, 1982). Pełną i aktualną bibliografię publikacji dotyczących Lubelskiego Zagłębia Węglowego zestawili J. Morawski i J. Nowak (1977, 1983).

Główne etapy badań geologicznych obszaru lubelskiego, a w szczególności badania nad utworami karbońskimi LZW, przedstawiono w kilku syntetycznych opracowaniach: "Osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim" (Praca zbiorowa, 1966), "Budowa geologiczna obszaru lubelskiego" (Opracowanie zbiorowe pod kierunkiem A. M. Żelichowskiego, 1969), "Przewodnik XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol." (Praca zbiorowa, 1970), "Przewodnik LVI Zjazdu Pol. Tow. Geol." (Praca zbiorowa, 1984a) oraz "Surowce mineralne środkowowschodniej Polski" (Praca zbiorowa pod red. S. Kozłowskiego, 1984b).

Kartograficzna próba syntezy badań karbonu lubelskiego jest "Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego", opracowany przez J. Porzyckiego (1978a), a badań geologiczno-surowcowych - "Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego" pod red. A. M. Żelichowskiego i S. Kozłowskiego (Praca zbiorowa, 1983a).

Najstarsze przeglądowe badania osadów czwartorzędowych na tym obszarze prowadzone były przez L. Sawickiego (1922), J. Wołosowicza (1922, 1924) i B. Zaborskiego (1926, 1927). Ten ostatni badacz między innymi omawia rozmieszczenie moren czołowych w strefie między miejscowościami Górki i Różanka na Garbie Włodawskim oraz zagadnienie odpływu wód plejstocenijskich na obszarze między Wieprzem a Bugiem. Charakterystykę paleobotaniczną czwartorzędowych flor kopalnych w dolinie Bugu podaje J. Lilpop (1925a, b).

Na obszarze arkusza Sosnowica nie prowadzono dotychczas szczegółowych badań geologicznych i geomorfologicznych nad utworami i formami czwartorzędowymi. Tym niemniej istnieją ważne, obejmujące szerszy obszar, opracowania dotyczące rzeźby, hydrografii, wykształcenia litologicznego utworów czwartorzędowych oraz paleogeografii Polesia Lubelskiego. Przede wszystkim należy wymienić prace T. Wilgata (1950, 1954), J. Trembaczowskiego (1957, 1963), J. E. Mojskiego, J. Trembaczowskiego (1961, 1975), H. Maruszczaka (1966), J. E. Mojskiego i J. Rzechowskiego (1969), J. E. Mojskiego (1972), J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza (1983) oraz T. Wilgata, Z. Michalczyka, J. Paszczyka (1984). Z zakresu węższej problematyki czwartorzędowej - o interglacjalnych florach kopalnych piszą: A. Stachurska (1955, 1957, 1960, 1961), Z. Janczyk, J. E. Mojski, J. Trembaczowski (1960), M. Ralska-Jasiewiczowa (1960) oraz Z. Janczyk-Kopikowa (1969).

W związku z budową kanału Wieprz-Krzna, który przebiega przez arkusz Sosnowica, przeprowadzono na tym obszarze badania przyrodnicze i wykonano dokumentację złóż torfu. Wyniki tych badań zostały przedstawione m.in. w opracowaniach J. Kwapiszewskiego (1955), T. Wilgata (1957), J. Bernata (1958), T. Churskiego (1958), I. Jurkiewicz (1958), H. Okruszki i in. (1960), W. Dziaka (1962) oraz w monograficznym opracowaniu zbiorowym pod red. T. Wilgata pt. "Polesie Lubelskie" (1963).

Pierwsze opracowania kartograficzne geologii badanego terenu pojawiają się dopiero bezpośrednio po II wojnie światowej. Wydana zostaje Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000 arkusz Lublin, zestawiona w oparciu o materiały podstawowe w podziałce

1:100 000 (S. Z. Różycki, 1946; W. Pożaryski, E. Rühle, 1949). W latach sześćdziesiątych wychodzi pierwszy dla tego regionu arkusz Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (arkusz Kaplonosy) opracowany przez J. Trembaczowskiego (1965, 1968). Ważną rolę spełnia też Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 arkusz Włodawa, opracowana przez J. E. Mojskiego i J. Trembaczowskiego (1973, 1974). W ostatnich latach wiele nowych danych o budowie geologicznej tego obszaru wniosły badania związane z opracowaniem kolejnych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. W najbliższym sąsiedztwie opracowano arkusze: Ostrów Lubelski (J. Liszkowski, 1979a, b), Parczew (J. Stochlak, 1979a, b), Orzechów Nowy (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1981a, b) i Kołacze (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a, b). Etapowe podsumowanie tych badań oraz prac prowadzonych na innych arkuszach już w obrębie Wyżyny Lubelskiej, zostało dokonane na sympozjum "Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego" (Praca zbiorowa, 1983b).

Arkusz Sosnowica (679) został wykonany na podstawie projektu badań (KOPBG (015/2340/80) opracowanego przez L. Doleckiego, Z. Gardziela i J. Nowaka w 1981 r. i zatwierdzonego przez Centralny Urząd Geologii dnia 26. V. 1981 r.

W ramach realizacji projektu wykonane zostały zaplanowane prace geofizyczne. Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie w kwietniu 1982 roku przeprowadziło badania geoelektryczne (A. Jagodziński, Z. Giziewicz, 1983). Podstawowym celem badań było określenie miąższości osadów czwartorzędowych wzdłuż wytypowanych profili oraz rozpoznanie rzeźby powierzchni podczwartorzędowej, a w szczególności identyfikacja dolin (rynien) kopalnych. Prace geofizyczne wykonane przed rozpoczęciem robót wiertniczych, miały być pomocne przy korektach lokalizacji projektowanych otworów badawczych. Badania geoelektryczne przeprowadzono metodą elektrooporową stosując sondowanie symetryczne w układzie Schlumbergera (SGE). Sondowania wykonano wzdłuż dwóch ciągów zorientowanych mniej więcej w kierunku NW-SE: ciąg I na odcinku Wyhalew-Horostyta o długości 5 km i ciąg II na odcinku Libiszów-Sosnowica również o długości 5 km. Wykonano łącznie 43 punkty sondowań, przy gęstości na ciągach około 250 m. Jak wykazała interpretacja materiałów geofizycznych na arkuszu Sosnowica, utwory kredy piszącej mastrychtu charakteryzują się wysokimi wartościami oporu właściwego (ca 70-105 omm). Duża miąższość utworów czwartorzędowych, a także brak wyraźnych kontrastów oporowych między nadkładem a skałami kredowymi, nie pozwoliła

na prawidłowe rozpoznanie powierzchni podłoża czwartorzędowego. Wiercenia badawcze - kartograficzne, nie potwierdziły istnienia dolin kopalnych na odcinkach sugerowanych wynikami sondowań elektrooporowych. W tym zakresie badania geofizyczne nie spełniły oczekiwań. Pomimo tego, dokumentacja geofizyczna zawiera pewne informacje dotyczące rozpozniomowania utworów geologicznych i istnienia przypuszczalnych stref o charakterze dyslokacyjnym.

Dla celów kartograficznych wykonano w roku 1982 sześć otworów badawczych (otwory nr nr 14, 15, 21, 29, 32, 50) o łącznym metrażu 241 m. Prace wiertnicze prowadziło Przedsiębiorstwo Robót Wiertniczych i Górniczych w Kielcach. Wszystkie otwory przebiły osady kenozoiczne i sięgnęły do utworów kredy górnej. Wykorzystano również niepublikowane wyniki wierceń osadów dennych jezior sosnowickich dokonane za pomocą "sondy rdzeniowej" zimą 1968 roku pod kierunkiem dr K. Więckowskiego z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk (otwory nr nr 42, 49, 61).

Otwory wiertnicze wykonane specjalnie dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 arkusz Sosnowica oraz liczne archiwalne otwory geologiczne (badawczo-strukturalne, surowcowe, hydrogeologiczne, geologiczno-inżynierskie) w liczbie ponad 140, pozwoliły na opracowanie litologii i stratygrafii czwartorzędu, stwierdzenie nowych stanowisk trzeciorzędu oraz opracowanie szczegółowej mapy rzeźby stropu kredy.

Wykaz wybranych otworów wiertniczych, z archiwalnym numerem źródłowym, występujących na arkuszu Sosnowica przedstawiono poniżej:

Nr otworu na mapie geologicznej	Nr otworu na mapie dokumentacyjnej ¹⁾	Nazwa otworu i nr źródłowy
1	H 3	Antopol
2	H 30	Przewioka, szkoła podst.
3	S 23	Zaliszczce-Podedwórze IG 2
4	H 33	Hołowno, magazyn rdzeni Inst. Geol.
5	H 5	Hołowno, spółdzielnia produkcyjna
6	S 24	Antopol-Podedwórze IG 4
7	I 27	Chmielów-Korona, most
8	H 35	Lubiczyn, tuczarnia kółka roln.
9	S 21	Lubiczyn - Lubiczyn IG 1

¹⁾ Mapa dokumentacyjna przechowywana jest w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Nr otworu na mapie geologicznej	Nr otworu na mapie dokumentacyjnej ²⁾	Nazwa otworu i nr źródłowy
10	I 11	Zadębie, syfon na Kanale Wieprz-Krzna
11	S 27	Wyhalew - Wyhalew IG 1
12	H 34	Żmiarki, kółko rolnicze
13	I 41	Bednarzówka, most
14	K 2	Lubiczyn 2
15	K 3	Kodeniec 3
16	H 19	Kodeniec, agronomówka
17	H 9	Kodeniec, rolnicza spółdz. prod.
18	I 56	Kodeniec PGR
19	H 10	Wyhalew, PGR
20	H 24	Wyhalew, PGR
21	K 1	Żmiarki 1
22	I 63	Kodeniec, PGR
23	I 46	Kodeniec, PGR
24	H 29	Kodeniec, rolnicza spółdz. prod.
25	S 22	Horostyta-Podegdwórze IG 5
26	H 7	Dębowa Kłoda, POM
27	H 31	Dębowa Kłoda, POM
28	I 1	Kodeniec-Krzywowiezba, most
29	K 4	Krzywowiezba 4
30	H 6	Uhnin, PGR
31	H 4	Horostyta, spółdz. produkcyjna
32	K 5	Horostyta 5
33	S 26	Uhnin - Uhnin IG 1
34	H 21	Uhnin, szkoła podstawowa
35	H 36	Uhnin, kółko rolnicze
36	H 8	Uhnin, PGR
37	H 28	Uhnin, PGR
38	H 15	Uhnin, PGR
39	H 11	Uhnin, PGR
40	I 8	Kropiwki, syfon na Kanale Wieprz-Krzna
41	S 22	Krzywowiezba - Lubień IG 1
42	B 4	Jeziro Białskie 7
43	I 5	Bohutyn, przepust na Kanale Wieprz-Krzna

2)

Patrz notka 1.

Nr otworu na mapie geologicznej	Nr otworu na mapie dokumentacyjnej ³⁾	Nr otworu i nr źródłowy
44	H 39	Turno, PGR
45	E 23	Turno, PGR
46	E 18	Hola, szkoła podstawowa
47	H 26	Białka, ośrodek wczasowy PWRM
48	H 38	Libiszów, Państwowe Gosp. Rybackie
49	B 3	Jezioro Białe Sosnowickie 3
50	K 6	Sosnowica 6
51	H 14	Sosnowica, baza Przed. Konserw. Urz. Wodno-Melioracyjnych
52	H 17	Sosnowica, ujęcie komunalne
53	H 25	Sosnowica, Państwowe Gosp. Rybackie
54	S 19	Ludwiczyn Z 13
55	H 2	Marianka
56	E 1	Marianka
57	H 27	Walerianów, ośrodek wypoczynkowy ZHP
58	S 28	Sosnowica-Orzechów IG 2
59	H 37	Sosnowica, dla otworu złożowego Orzechów IG 2
60	S 16	Marianka Z 7
61	B 5	Jezioro Czarne Sosnowickie 1
62	E 40	Sosnowica, baza obwodu drogowego
63	E 16	Córki, spółdzielnia produkcyjna
64	H 32	Sosnowica-Pasieka, PGR
65	H 13	Sosnowica-Pasieka, PGR
66	B 2	Pieszowola-Krowie Bagno IG 1
67	H 22	Pieszowola, dla otworu badawczego Krowie Bagno IG 1

Prace zdjęciowe na arkuszu Sosnowica (679) prowadzono w sezonach 1981, 1982 i 1983, zgodnie z metodyką określoną w instrukcjach i zaleceniach Instytutu Geologicznego. Oparte one zostały na około 1000 punktach badawczych (sondy, odkrywki, szurfy). W kartowaniu udział brali. L. Dolecki, Z. Gardziel i J. Nowak z Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

W lipcu, sierpniu i wrześniu 1983 r. przeprowadzono pomiary 314 studni i na tej podstawie ustalono występowanie pierwszego po-

³⁾ Patrz notka 1.

ziomu wód gruntowych w metrach. Było to podstawą do wykreślenia hydroizobat na szkicu hydrogeologicznym (tabl. V).

Materiał pobrany z rdzeni otworów wiertniczych i niektórych odkrywek został w latach 1982-1984 poddany wszechstronnym i szerokim badaniom laboratoryjnym granulometryczno-mineralogiczno-petrograficznym. Wykonano 142 analizy uziarnienia osadów, 64 analizy obróbki ziarn kwarcu, 64 analizy petrograficzne żwirów, 72 analizy składu minerałów ciężkich, 8 analiz chemicznych i 80 oznaczeń zawartości CaCO_3 . Badania laboratoryjne wykonano zgodnie z metodyką przyjętą w Instytucie Geologicznym w Warszawie. Wyniki badań przedstawiono w opracowaniu specjalnym (L. Dolecki, Z. Gardziel, J. Nowak, 1986).

Dla osadów jeziornych pobranych w otworze nr 50 z głębokości 13,50-18,35 m wykonane zostały analizy palinologiczne 16 próbek (Z. Janczyk-Kopikowa, 1984), gdzie określono interesującą interglacjalną sukcesję pyłkową. Dla 6 próbek osadów kredy górnej nawierconych w otworach kartograficznych (nr nr 14, 15, 21, 29, 32, 50) E. Gawor-Biedowa (1984) wykonała badania mikropaleontologiczne. Dr J. Butrym z Zakładu Geografii Fizycznej Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie wykonał dla potrzeb arkusza 13 oznaczeń wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną (TL)⁴⁾.

Na arkuszu Sosnowica problematykę surowcową opiniował prod. dr hab. S. Kozłowski, hydrogeologiczną - prof. dr hab. J. Malinowski, geologiczno-inżynierską - mgr W. Łodzińska. Opracowanie specjalne z zakresu litologii i petrografii osadów czwartorzędowych opiniował dr J. Rzechowski.

Zagadnienia dotyczące interpretacji wglębnej utworów karbonu konsultowano z dr J. Porzyckim.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

A. GEOMORFOLOGIA

Obszar badany posiada rzeźbę dość monotonną w części środkowej i północnej, oraz urozmaiconą w części południowo-wschodniej. Na przeważającej części obszaru występują niewielkie deniwelacje rze-

4) W dalszym ciągu Objaśnień używany jest skrót TL.

du kilku metrów i spadki poniżej 2°, jedynie w części południowo-wschodniej nachylenia dochodzą do 5°, a nawet tę wartość miejscami przekraczają. Pomimo tych cech badany teren charakteryzuje się dużą ilością zróżnicowanych typologicznie form genetycznych rzeźby. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) już na pierwszy rzut oka wyróżniają się pewne obszary urozmaicone pod względem charakteru ukształtowania. W południowo-wschodniej części arkusza Sosnowica zaznacza się wyraźna elewacja najbardziej wysuniętej na zachód części Garbu Włodawskiego, z rzeźbą typu glacialnego i wodnolodowcowego. Północno-zachodnia granica Garbu Włodawskiego przebiega strefą od Górek do Horostyty, a więc z południowego-zachodu na północny-wschód. Na północ i północny-zachód od tak przyjętej rubieży, podkreślonej wyraźnymi gradientami hipsometrycznymi, występują równiny akumulacji jeziornej związanej z ostatnim zlodowaceniem oraz - wyższe od nich - zachowane fragmenty pradolinne tarasu ze stadią mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia środkowopolskiego. Na powierzchni równin akumulacyjnych występują miejscami obszary osadów organogenicznych. Na kilku obszarach równiny akumulacyjne rozcięte są przez doliny Piwonii, Zielawy oraz ich dopływów. W części południowo-zachodniej arkusza, w okolicy jezior sosnowickich, a także w części północno-zachodniej główny element rzeźby terenu stanowią tarasy pradolinne oraz równiny sandrowe. Te ostatnie szczególnie dużą powierzchnię zajmują przy północno-zachodnich stokach Garbu Włodawskiego. Starszych niż plejstocenijskie form rzeźby na arkuszu nie stwierdzono, choć - jak wynika z otworów wiertniczych i przekrojów geologicznych - występują one miejscami w stanie pogrzebanym pod osadami plejstocenijskimi. Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej miało wielki udział w predysponowaniu rzeźby plejstocenijskiej. Szczególną rolę spełniała w tym względzie sieć rynnowych form dolinnych o założeniach tektonicznych, wyciętych w skałach kredy górnej. Te przedczwartorzędowe i staroplejstocenijskie formy ukierunkowały ruch lodowców w fazach transgresji (tabl. I).

Formy pochodzenia lodowcowego. W y s o c z y z n a m o r e n o w a zajmuje największą powierzchnię wśród form o genezie glacialnej. Występuje ona w części SE arkusza, na Garbie Włodawskim, i rozciąga się od wsi Górki na zachodzie po Hołodyskę i Kułaków na wschodzie oraz poza Horostytę na północnym-wschodzie. Wysoczyzna ograniczona jest wyraźnymi krawędziami, przechodzącymi w długie

stoki opadające ku niżej położonym równinom pojeziornym i tarasom pradolinny.

Pagórki morenowe (wysokości względne 5 - 7 m). Wznoszą się one na zachód od Pieszowoli oraz w okolicy Marianki w postaci rozległych pagórków z drugorzędnymi kulminacjami. Są to formy zbudowane z glin oraz piasków i żwirów, złożonych w sposób chaotyczny. Niekiedy zawierają znaczną ilość głązów i otoczków skał północnych. W przekroju poprzecznym pagórki te wykazują asymetrię w nachyleniu zboczy. Niektóre z tych pagórków, szczególnie w okolicach Marianki, mogą mieć charakter moren spiętrzonych co można stwierdzić na pomocniczych przekrojach geologicznych. Do ostatecznego wyjaśnienia ich genezy niezbędne są jednak dalsze badania szczegółowe.

Zagłębienia powstałe na skutek nierównomierniej działalności lodowcowej. Zagłębienia tej genezy grupują się w okolicy Hołodyski i Ludwiczyna na Garbie Włodawskim. Występują one w postaci rozległych (do kilkuset metrów średnicy) zagłębień o głębokości 2-3 m (okolice Hołodyski), bądź drobnych form o średnicy rzędu 25-50 m i głębokości nie przekraczającej 2 m.

Równiny morenowe stwierdzono na niewielkim obszarze, na zachód od Żmiarek, na granicy z arkuszem Parczew. Równiny te uległy w znacznym stopniu denudacji, dzięki czemu wysokości względne są tam nieznaczące. Na ich powierzchni widoczne są ślady przeobrażeń peryglacjalnych, związanych prawdopodobnie z okresem ostatniego zlodowacenia. Wniosek taki można wysnuć porównując je z podobnymi śladami wieku północnopolskiego, obserwowanymi miejscami na cienkich osadach jeziornych, występujących w obrębie równin denudacyjnych położonych w bezpośrednim sąsiedztwie.

Misy wytopiskowe. Forma tego typu, związana z ablacją lodowca środkowopolskiego i nierównomierną akumulacją osadów lodowcowych, usytuowana jest pomiędzy miejscowościami Dębina-Marianka-Kuśaków. Formę tę miejscami maskują na powierzchni młodsze osady stokowe, związane głównie z ostatnim zlodowaceniem, oraz twory organogeniczne.

Formy pochodzenia wodno-lodowcowego. Równiny sandrowe i wodno-lodowcowe w ogólności zajmują znaczną powierzchnię. Występują one wzdłuż północno-zachod-

nich stoków Garbu Włodawskiego, a szczególnie u wylotu doliny wód roztopowych w okolicach Kropiwek, Karolina gdzie tworzą rozległe stożki silnie przekształcone peryglacialnie. Fragmenty równin sandrowych występują także na peryferiach Garbu Włodawskiego pomiędzy Sosnowicą i Czołomą. Spotykane są także w części północnej i północno-zachodniej arkusza, w okolicy Welinowa, Kol. Chmielów, Holenderni oraz na obszarze Suchego Bagna i Kol. Zaliszcze. Te ostatnie związane są zapewne z młodszymi fazami recesji lodowca środkowopolskiego w stosunku do sandrów występujących na peryferiach Garbu Włodawskiego. Sandry okolic Holi, Kropiwek czy Karolina mają powierzchnie nieznacznie nachylone ku północy i północnemu-zachodowi, natomiast sandry w północnej części arkusza nachylone są ku młodszym równinom o genezie jeziornej i jeziorno-zastoiskowej. W niektórych miejscach sandry opadają ku równinom jeziornym wyraźnym stopniem o wysokości około 2 m; częściej jednak brak tego stopnia i granicę pomiędzy sąsiadującymi różnowiekowymi formami można wyznaczyć tylko na podstawie szczegółowych badań geomorfologicznych.

O b s z a r y z a s t o i s k o w e. Formę tej genezy stwierdzono na południe od Krzywowierzby, w bezpośrednim sąsiedztwie wysoczyzny polodowcowej, która otacza ją z trzech stron. Równina ma kształt wydłużony w kierunku równoleżnikowym. Długość formy nieco przekracza 2 km, a szerokość dochodzi do 0,5 km.

K e m y zajmują znaczną powierzchnię na Garbie Włodawskim. Skupione są one głównie na północ od Pieszowoli, na wschód od Czołomy, w okolicach Marianki, Turna i Holi. Wysokości bezwzględne mieszczą się zwykle w granicach 180-190 m n.p.m., ale miejscami przekraczają nawet 200 m n.p.m. Wysokości względne kemów są zróżnicowane od 2,5 m do 22 m. Pagórki o średniej wysokości występują w okolicach Pieszowoli i Czołomy (6-8 m), nieco większe wysokości mają kemy w okolicach Marianki i Holi (do 12 m), a największą wysokość osiąga kem w pobliżu Turna (22 m). Ta ostatnia forma ma jednak zapewne złożoną genezę, wykształcona jest bowiem na tektonicznym zrzebie powierzchni kredowej, co stwierdzono na podstawie przekrojów geologicznych.

T a r a s y p r a d o l i n n e występują na rozległym obszarze pomiędzy Sosnowicą i Uhninem oraz na południe od Sosnowicy u stóp Garbu Włodawskiego po obu stronach Piwonii. Niewielkie fragmenty tych form występują także w okolicy Przewłoki. Wysokości bezwzględne tarasów pradolinnych wahają się w granicach od 162-165 m

n.p.m. w otoczeniu jezior sosnowickich, do ok. 159 m n.p.m. w okolicy Welinowa i Przewłoki. Formy te są powierzchniami o charakterze fluwioperyglacjalnym. Wyraźnie górują one nad niżej położonymi równinami jeziornymi i rzecznyymi.

D o l i n y w ó d r o z t o p o w y c h. Formę tej zapewne genezy stwierdzono na NW stoku Garbu Włodawskiego. Jest to rozległa dolina o charakterze rynnowym, biegnąca od Ludwiczyna przez Holę do Kropiwek, gdzie uchodzi do Sosnowego Bagna. Długość doliny wynosi ok. 6 km, a szerokość ok. 1 km. Jak wykazują wiercenia dolina ma założenia tektoniczne, rozwinęła się w strefie uskoku, a ostateczny charakter nadały jej wody roztopowe związane ze zlodowaczeniem środkowopolskim. Wycięta została w mułkach interglacjalnych, podścielonych osadami trzeciorzędowymi moszczącymi dno rynny.

K r a w ę d z i e w y s o c z y z n y. Wyraźne krawędzie wysoczyzny obserwuje się szczególnie w okolicy Górek na zachodnim krańcu Garbu Włodawskiego, oraz w okolicy Ludwiczyna i Czołomy. Wysokość krawędzi wysoczyzny dochodzi miejscami do 4 m.

K r a w ę d z i e t a r a s ó w. Śladami plejstocenijskich zasięgów jezior sosnowickich są wyraźne krawędzie tarasów jeziornych rysujące się po wschodniej stronie jeziora Białego Sosnowickiego i jeziora Czarne Sosnowickiego. Krawędzie te osiągają miejscami 2-3 m wysokości względnej.

Z a g ł ę b i e n i a p o w s t a ł e p o m a r t w y m l o d z i e mają charakter wytopiskowy i występują miejscami w obrębie równin sandrowych i na wysoczyźnie polodowcowej. Największe ich skupienie i zróżnicowanie pod względem kształtu i powierzchni obserwujemy w północnej części arkusza w obrębie Suchego Bagna. Mniejsze formy występują na południowo-wschodnim obszarze arkusza, gdzie jednak zostały w znacznym stopniu zamaskowane przez młodsze osady.

Formy pochodzenia eolicznego. Formy genezy eolicznej skupione są głównie na obszarach związanych z piaskami pochodzenia lodowcowego, wodnolodowcowego oraz rzecznoego. Występują więc w obrębie wysoczyzn polodowcowych, na sandrach oraz na obszarach dawnych rozlewisk jeziornych.

W y d m y. Główne kompleksy tych form występują pomiędzy jeziorem Białym a torfowiskiem Czarne Bagno, w obrębie tarasu pra-

dolinnego na południe od Sosnowicy i w okolicach przysiółka Sójka oraz na wysoczyźnie polodowcowej pomiędzy miejscowościami Górka i Czołoma. Są to głównie podłużne wydmy wałowe, ale występują również wydmy paraboliczne. Wysokość względna wydmy wynosi 3-4 m. W większości są utrwalone roślinnością, niektóre zniszczone w wyniku działalności gospodarczej człowieka.

Równiny piasków przewianych rozciągają się w zasadzie wokół form wydmowych. Występują one na równinach fluwioperyglacialnych w otoczeniu jezior sosnowickich, zajmują także znaczną powierzchnię wzdłuż doliny Piwonii w okolicach Sosnowicy, Bohutynia i Olchówki, gdzie miejscami wytworzyły się na piaskach wodnolodowcowych. Stwierdza się je także w obrębie piasków jeziorno-rozlewiskowych z ostatniego zlodowacenia w okolicach Uhnina, Lubiczyna i Hanowa. Największy obszar zajmują na wysoczyźnie polodowcowej pomiędzy Górkami, Czołomą i Pieszową.

Zagłębienia deflacyjne występują w sąsiedztwie wydmy i równin piasków przewianych. Szczególnie wyraźnie rysują się one w rzeźbie okolic Uhnina i na południe od Sosnowicy. Są to drobne i średniej wielkości formy o średnicy nie przekraczającej zwykle 0,5 km, ale miejscami osiągające większe rozmiary. Kształt ich jest dość zróżnicowany - spotykane są formy owalne, okrągłe lub wydłużone, o głębokościach od 1 m do 2-3 m. Niektóre z nich mają dna zatorfione, inne natomiast są tylko podmokłe.

Formy pochodzenia rzecznego. Mają one znaczne rozprzestrzenienie na badanym obszarze. Związane są z dolinami Piwonii i Zielawy oraz dopływów tych rzek.

Dna dolin rzecznych zajmują znaczne obszary. Występują na dużej powierzchni szczególnie pomiędzy Białką i Kolonią Uhnin oraz Przewłoką. Drugi obszar den dolinnych przebiega skośnie przez arkusz Sosnowica od okolic Kolonia Krzywowierzba do Hołowna. Te dwa obszary łączy równoleżnikowy pasaż dolinny, przebiegający na południe od Suchego Bagna. Maksymalne szerokości tych form występują w północno-wschodniej części arkusza w dolinie Zielawy koło Hołowna, gdzie miejscami przekraczają nawet 2 km. Dna tych dolin rozwinęły się w późnym glacie i w holocenie. Mają one charakter akumulacyjny. Często pod pokrywami osadów holocenicznych można znaleźć zagrzebane pod nimi utwory budujące tarasy nadzalewowe.

Tarasy nadzalewowe. Z ostatnim zlodowaczeniem związane są tarasy nadzalewowe. Występują one nie wszędzie w wyraźnej formie. Stosunkowo najlepiej zaznaczają się w rzeźbie w okolicy Przewłoki, Chmielowa, Kol. Uhnin a szczególnie Hanowa. Tarasy zaznaczają się tylko miejscami wyraźną krawędzią; zwykle są to tylko spłaszczenia w strefie zewnętrznej równiny pojeziornej graniczącej z doliną rzeczną, w której dno zwykle łagodnie przechodzą. Granica pomiędzy powierzchnią równiny jeziorno-rozlewiskowej i tarasem nadzalewowym jest często umowna i niekiedy trudno ją określić ze względu na duże podobieństwo budujących je osadów nawet podczas szczegółowych prac geologicznych. Taras nadzalewowy wyraźniej się rysuje w dolnych odcinkach dolinnych, zanika natomiast w górnych.

Dolinki w ogólności, nie rozdzielone. Na północnych i północno-zachodnich stokach Garbu Włodawskiego występuje sieć erozyjno-denudacyjnych dolinek, rozwiniętych na osadach lodowcowych i wodnolodowcowych. Zwykle charakter osadów na których są rozwinięte, a także wiek tych form, określa ich charakter morfologiczny. Przeważają dolinki szerokie, w przekroju poprzecznym nieckowate, bez wyraźnie zarysowanych den. W dolnych odcinkach dno dolinek zaznacza się już wyraźnie i często jest ono głęboko rozcięte w osi formy. Dolinki te wyróżniono na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) jednak nie badano szczegółowo ich genezy.

Formy pochodzenia denudacyjnego. Przewaga obszarów o charakterze akumulacyjnym nie sprzyja rozprzestrzenieniu form pochodzenia denudacyjnego. Stanowią one tylko niewielkie fragmenty badanego terenu.

Równiny denudacyjne rozwinięte są w zachodniej części arkusza na zachód od Dębowej Kłody i Żmiarek na morenie dennej środkowopolskiej, natomiast w bezpośrednim sąsiedztwie tych miejscowości na piaskach wodnolodowcowych, oraz na małomiastszych piaskach jeziornych, przykrywających wspomniane poprzednio osady. Rozległą formę tego typu rozwiniętą na wyżej wymienionej poligenicznej pokrywie możemy obserwować pomiędzy Uhninem i Wola Przewłocką. Niewielki fragment podobnej powierzchni występuje w okolicach Górka na południe od Sosnowicy.

Pagórki morenowe przekształcone peryglacjalnie, nie rozdzielone. Formy te występują w okolicach Szmokotówki na północ od Marianki oraz na NE od Zamołodycz. Są to rozległe pagórki o średnicy do 400 m, stokach wklęsło-wypukłych i wysokości bezwzględnej rzędu 193-195 m n.p.m. Na ich powierzchni występują miejscami skupiska żwirów, otoczków i głazów silnie zwietrzałych.

Długie stoki stanowią wyraźny akcent morfologiczny na granicy wysoczyzny polodowcowej i równin akumulacyjnych, związanych ze stadią mazowiecko-podlaskim zlodowacenia środkowopolskiego oraz ostatnim zlodowaceniem. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się one na kemach w Turnie oraz Holi.

Drobne zagłębienia o różnej genezie występują głównie na terenie tarasu pradolinnego i równiny denudacyjnej położonych na południe od Sosnowicy. Spotykamy tam drobne, często o średnicy zaledwie kilku metrów, zagłębienia bezodpływowe, zwykle wypełnione wodą. Ze względu na zalegające w tej strefie miejscami dość płytko skały wieku kredowego, mogą to być zagłębienia krasowe, reprodukowane w cienkiej pokrywie czwartorzędowej lub zagłębienia o charakterze sufozyjnym. Szczegółowo genezy tych form nie badano.

Formy pochodzenia jeziornego. Formy pochodzenia jeziornego stanowią morfologiczne tło arkusza Sosnowica, dominując wśród innych form ukształtowania powierzchni terenu.

Równiny jeziorne. Powierzchnia tych form znajduje się na wysokości bezwzględnej od 158 m n.p.m. na południu do 156 m n.p.m. na północy, pochylona jest więc w kierunku północnym i północno-zachodnim. Są to monotonne równiny urozmaicone na swojej powierzchni występowaniem równin piasków przewianych, wydym oraz zagłębień deflacyjnych.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe. Równiny te stanowią na badanym terenie jedyną formę utworzoną przez roślinność. Występują one na równinach pojeziornych na północ od Horostyty, na południe od Krzywierzby, w otoczeniu jezior i stawów w okolicy Sosnowicy, a także w obrębie dolin współczesnych. Występują także w obrębie doliny wód roztopowych pomiędzy Ludwiczynem, Turnem i Holą. Równiny torfowe o największych

miąższościach osadów organogenicznych znajdują się w dolinie Piwonii - w okolicy Sosnowicy oraz na terenie Sosnowego Bagna.

Formy antropogeniczne. Groble i kanały stanowią najmocniej zaakcentowane w rzeźbie formy antropogeniczne na obszarze arkusza Sosnowica, przy czym na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono tylko największe z nich. Duże ich skupienie występuje w południowej części badanego terenu szczególnie w bezpośrednim sąsiedztwie jezior sosnowickich i stawów. Kanał Wieprz-Krzna, którego odcinek o długości 23 km biegnie przez środek arkusza w kierunku południkowym, obrzeżony jest wałami o wysokości około 4 m. Poza kanałem głównym, istnieje cały system kanałów bocznych i rowów melioracyjnych umożliwiających rozprowadzanie wody. Poza groblami okalającymi stawy i jeziora, występują mniejsze, dość liczne formy antropogeniczne takie jak: nasypy i wcięcia drogowe, rowy melioracyjne oraz - nieczynne w większości - wyrobiska. Te drobne formy nie zostały zaznaczone na szkicu geomorfologicznym (tabl. I), aby nie zaciemniać czytelności mapy przy dużej koncentracji tych form.

B. HYDROGRAFIA

Arkusze Sosnowica obejmuje obszar, należący do dwóch dorzeczy drugiego rzędu: Wieprza i Narwi. Dział wodny, rozdzielający te dorzecza, biegnie w południowej części arkusza mniej więcej równoleżnikowo - wzdłuż wzniesień należących do Garbu Włodawskiego, a od formy kemowej w okolicy Marianki Starej skręca ku północy i przecina cały arkusz z niewielkim odchyleniem ku zachodowi. Rzeźba terenu jest mało urozmaicona, co sprawia, że znaczną część arkusza zajmują płaskie obniżenia, podmokłe i bagniste. Powoduje to duże trudności w dokładnym (linijnym) przeprowadzeniu działu wodnego, szczególnie w północno-zachodniej części arkusza, gdzie trudno ustalić kierunki dopływu wód; w tej części arkusza dział wodny ma charakter strefowy.

Małe deniwelacje terenu sprawiają, że - mimo gęstej sieci wodnej - spływ powierzchniowy jest niewielki. Przepływające przez obszar arkusza rzeki (Piwonia i Zielawa - z dopływami) są niewielkie, płytkie, wolno płynące i niewiele różnią się od sztucznych kanałów melioracyjnych, których gęsta sieć występuje na większej części ar-

kusza (z wyjątkiem obszarów południowo-wschodnich). Wprowadzie przebieg działu wodnego sugeruje odpływ wód w kierunku wschodnim i zachodnim, ale ogólne nachylenie terenu sprawia, że rzeki te kierują się ku północy.

Głównymi rzekami na obszarze arkusza Sosnowica są Piwonia i Zielawa. Piwonia (lewy dopływ Tyśmienicy) płynie przez zachodnią część arkusza, z południa na północ, początkowo po prawej (wschodniej) stronie Kanału Wieprz-Krzna, a w okolicy Bohutyna przechodzi syfonem Kanał i dalej biegnie po jego lewej (zachodniej) stronie. Rzeka jest - niemal na całej długości odcinka przypadającego na arkusz Sosnowica - uregulowana, otoczona groblami i włączona do systemu melioracyjnego. Zielawa (prawy dopływ Krzny) przepływa przez północno-wschodni skrawek arkusza, początkowo kierując się ze wschodu na zachód, a w okolicy Zaliszcza skręca ku północy. Między Hołownem i Zaliszczem przyjmuje od południa niewielki dopływ - Żylawę. Podobnie jak Piwonia - obie te rzeczki są na znacznych odcinkach otoczone groblami i połączone z rowami melioracyjnymi.

Małe różnice wysokości powodują, że spadki wymienionych wyżej rzek są znikome, a wody spływają bardzo wolno. Położenie obszaru arkusza na płaskim międzyrzeczu oraz budowa geologiczna sprawiają, iż wiosenne wody roztopowe wolno odpływają i słabo wsiąkają, stwarzając nadmiar wody na wiosnę; natomiast w okresie zwiększonej transpiracji - w lecie - na wielu obszarach występują niedobory wody. Takie stosunki hydrograficzne powodowały, że człowiek od dawna ingerował w naturalną sieć cieków powierzchniowych, przekształcając je i kopiając liczne rowy melioracyjne (Praca zbiorowa, 1963). Największą inwestycją melioracyjną na tym obszarze było wybudowanie w latach 60-tych Kanału Wieprz-Krzna, a następnie kilku zbiorników retencyjnych (poza obszarem arkusza) (M. Turczyński, 1977). Trasa Kanału Wieprz-Krzna prowadzi przez środek arkusza w kierunku południkowym. Usytuowanie Kanału w strefie wododziałowej między dorzecziami Wieprza i Bugu miało na celu umożliwienie grawitacyjnego rozprowadzania wody na tereny o obniżonym poziomie wód gruntowych (H. Jarząbek, 1981b).

Południowo-zachodnia część arkusza Sosnowica należy do obszaru Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Występujące na tym obszarze jeziora mają złożoną genezę (T. Wilgat, 1954; K. Bałaga, J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1983). Dane morfometryczne trzech znajdujących się na arkuszu Sosnowica jezior tego Pojezierza - Bialskiego,

Czarnego Sosnowickiego i Białego Sosnowickiego - podano w tabeli 1 (T. Wilgat, 1954).

T a b e l a 1

Morfometria Jezior Sosnowickich

	Jezioro		
	Białskie	Czarne Sosnowickie	Białe Sosnowickie
Położenie w m n.p.m.	159	159	159
Powierzchnia w ha	31,7	38,8	144,8
Długość maksymalna w m	728	946	1920
Szerokość maksymalna w m	526	603	1190
Linia brzegowa:			
długość w m	2038	2519	5426
współczynnik rozwoju	1,02	1,14	1,27
Głębokość:			
maksymalna w m	18,2	15,6	2,7
średnia w m	6,8	5,1	1,3
Pojemność w tys. m ³	2158	1968	2018
Średnie nachylenie stoków	3°45	2°50	0°30

Jezioro Białe Sosnowickie należy do największych na całym Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (IV pod względem powierzchni), jest jednak jeziorem płytkim, podczas gdy dwa pozostałe są dużo mniejsze, ale za to znacznie głębsze - zaliczane przez T. Wilgata (1954) do grupy jezior głębokich. Kształty Jezior Sosnowickich, zwanych inaczej Libiszowskimi (I. Wojciechowski, 1969), są mało urozmaicone, na co wskazują niskie współczynniki rozwoju linii brzegowej.

Jezioro Białskie należy do typu zbiorników słabo eutroficznych z pewnymi cechami oligotrofii (W. Kowalik, 1973), ma stosunkowo czystą wodę i wykorzystywane jest dla celów rekreacyjno-wypoczynkowych. Jezioro Czarne Sosnowickie jest eutroficzne, ale ma już dość silnie zaznaczającą się dystrofię. Natomiast Jezioro Białe Sosnowickie jest zbiornikiem silnie zeutrofizowanym, o brzegach zwykle niedostępnych ze względu na daleko posunięty proces zarastania. Wody Jezior Sosnowickich mają na ogół niewielką przezroczystość. Stosunkowo największe wartości uzyskano dla Jeziora Białskiego (2,45 m), natomiast przezroczystość Jeziora Czarnego Sosnowic-

kiego wynosi tylko 1,45 m, a Jeziora Białego Sosnowickiego - jedynie 0,35 m, co stawia ten zbiornik na drugim miejscu od końca wśród wszystkich jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (T. Wilgat, 1954).

W latach 1954-55 wykonane zostały pomiary, dotyczące niektórych własności fizykochemicznych wód Jezior Sosnowickich (Cz. Kowalczyk, 1972) i uzyskano wyniki, przedstawione w tabeli 2.

T a b e l a 2

Fizykochemiczne właściwości wód Jezior Sosnowickich

	Jezioro								
	Białskie			Czarne Sosnowickie			Białe Sosnowickie		
Głębokość pobierania próby w m	0,5	7,5	15,0	0,5	7,5	15,0	0,5		
Temperatura wody °C	14,8	14,8	6,1	14,3	11,8	8,9	12,8		
pH	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,6	7,0		
Żelazo ogólne w mg/l	0,2	-	0,8	2,3	1,3	-	1,5		
Chlorki w mg/l	6,0	6,8	6,6	4,0	6,4	6,4	6,0		
Amoniak w mg/l	0,08	0,14	0,18	0,18	0,4	0,34	0,2		
Ciała mineralne w mg/l	22	34	28	36	20	38	38		
Ciała lotne w mg/l	63	24	9	78	20	57	85		
Azot organiczny w mg/l	2,9	1,4	0,6	2,82	2,1	2,6	8,4		

Jeziora Sosnowickie ulegają stosunkowo szybkiemu zanikaniu, przy czym proces ten spowodowany jest głównie przez zarastanie oraz obniżanie poziomu wód gruntowych. W tym ostatnim przypadku szczególną rolę odgrywa człowiek, który od dawna zmieniał stosunki wodne na tym obszarze (T. Wilgat, 1954). Rola człowieka widoczna jest zwłaszcza na przykładzie Jeziora Białego, które stopniowo przekształcane jest na stawy hodowlane (Cz. Kowalczyk, 1972).

Dużą powierzchnię w południowo-zachodniej części arkusza zajmują stawy hodowlane, należące do Państwowego Gospodarstwa Rybnego w Sosnowicy. Kilka dużych i cały szereg mniejszych stawów, o łącznej powierzchni około 667 ha (M. Żórawska, 1976), zgrupowanych jest w dwóch zespołach: Libiszów (259 ha) i Sosnowica (408 ha). W znacz-

nej części stawów daleko posunięty jest proces zarastania, a niektóre całkowicie zarosnięte przekazywane są do zalesień.

Na obszarze arkusza Sosnowica rzadko można było zaobserwować powierzchniowe przejawy występowania wód podziemnych. Źródeł nie zaobserwowano, stwierdzono jedynie istnienie nielicznych wysięków w południowej części badanego obszaru. Być może związane jest to z faktem, że kartowanie odbywało się w okresie kilku następujących po sobie lat suchych, co spowodowało obniżenie zwierciadła wód gruntowych oraz znaczne zmniejszenie zasobów wód podziemnych. Z tego również względu wiele rowów melioracyjnych posiadało niewielkie ilości wody, lub było całkowicie jej pozbawionych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. P r o t e r o z o i k

Sy en i t y i g r a n i t y - ϵ Skały podłoża krystalicznego na badanym obszarze występują stosunkowo płytko. Stwierdzono je w czterech otworach surowcowych nr nr 6, 11, 25, 41. Najpłycej skały podłoża krystalicznego występują w północno-wschodniej części arkusza w miejscowości Antopol, gdzie zostały nawiercone na głębokości 556,2 m. Stwierdzona wierceniami miąższość skał krystalicznych prekambriu waha się od 23,8 m w otworze nr 6 do 59,2 m w otworze nr 25. Badania petrograficzne rdzeni wiertniczych wykazały, że są to przeważnie skały typu granitoidów m.in.: syenity, syenity alkaliczne, syenity amfibolowe, granity syenitowe, granity biotytowe. W stropie skały te są na ogół bardzo zwietrzałe z dużą zawartością minerałów femicznych, w całym odcinku rdzenia poprzecinane są licznymi żyłami aplitu i minetty. Lokalnie występują łupki migmatytowe. Skały tu występujące prawdopodobnie należą do serii hanniańskiej kompleksu podlaskiego. Niektóre z nich mogą stanowić relikty przeobrażonego kompleksu presvekofeno-karelskiego (W. Ryka, 1973; S. Cebulak i inni, 1978).

a. W e n d

B a z a l t y, t u f y, p i a s k o w c e i m u ł o w -
c e - β

Wend dolny

Na zerodowanym i zwietrzałym podłożu krystalicznym leży z wyraźną dyskordancją kątową i luką stratygraficzną pokrywa wendu. Starsze ogniwa wendu zostały stwierdzone jedynie w otworze nr 66 (Krowie Bagno IG 1) usytuowanym w miejscowości Pieszowola, około 6 km na południowo-wschód od Sosnowicy. Dolna część wendu (od głębokości 3477,5 do 3501,0 m) zaliczona została do serii (grupy) sławatyckiej zbudowanej w przeważającej mierze z produktów działalności wulkanicznej (Praca zbiorowa, 1975). We wspomnianym otworze o głębokości 3501,0 m mamy do czynienia jedynie z częścią tej serii, na którą składają się pokrywy bazaltowe poprzedzielane wkładkami tufów, tufitów, aglomeratów i brekcji wulkanicznych. Tufy i tufity charakteryzują się strukturą pelityczną i psamitową, są barwy brunatnej, dość twarde i kruche oraz wyraźnie warstwowane. Bazalty stanowią skałę zwięźłą, barwy szarej nakrapianą licznymi żółto-brązowymi plamkami ofitowo wykształconych piroksenów o średnicy 2 mm. Głównymi składnikami mineralnymi są pirokseny (około 40%), plagioklasy (30%), pseudomorfozy pooliwinowe (10%) i minerały nieprzezroczyste (15%). Obecnie te partie wendu dolnego, wykształcone w postaci utworów wulkanogenicznych, określane są w podziałach litostratygraficznych jako formacja wisznicka (Praca zbiorowa, 1984a). Łączna miąższość wendu dolnego wynosi 23,5 m (nieprzewiercona).

Wend górny

Wend górny charakteryzuje się dwudzielnością. Na utworach formacji wisznickiej spoczywają osady piaszczyste wyraźnie wzbogacone w skałki, określone niegdyś (Praca zbiorowa, 1975) jako seria gdowska, a obecnie zaliczane do tzw. formacji białopolskiej (B. Areń, 1982; Praca zbiorowa, 1984a). Występują tu średnio- i drobnoziarniste piaszkowce (arenity skaleniowe) o dużej zawartości mikroklinu i plagioklazu oraz piaszkowce kwarcowe z przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców ilastych w stropie. W budowie tej formacji dużą rolę odgrywają arkozy, złożone zwykle ze źle obtoczonych i niewysortowanych składników, niezbyt zwięźłe. Struktura i tekstura osadów, a także stan ich zachowania, wskazują na krótki transport

i szybką sedymentację w warunkach pustynnych. Ogólna miąższość tych osadów w otworze nr 66 wynosi 23,5 m.

Drugą, bardziej miększą część (53,0 m) górnego wendu, buduje formacja lubelska. W jej skład wchodzi bardzo charakterystyczne drobnoziarniste piaszczysto-mułowcowo-ilaste osady wyraźnie laminowane o wybitnej łupliwości (75%), ciemne masywne skały mułowcowo-ilaste odznaczające się brakiem laminacji (15%) oraz drobnoziarniste białe piaskowce kwarcytowe (10%). Ta charakterystyczna laminacja oraz obecność dobrze zachowanych szczątków alg z grupy Vendotaenia stanowią główną cechę rozpoznawczą formacji lubelskiej, występującej pod najniższym kambrem na Lubelszczyźnie. W okresie osadzania się tych utworów następuje wyraźna zmiana reżimu sedymentacyjnego w porównaniu z warunkami panującymi poprzednio. Zaznacza się tu już sedymentacja morska (Praca zbiorowa, 1975; Praca zbiorowa, 1978).

W północnej części arkusza Sosnowica, na obszarze zrębowym, osady wendu górnego zostały stwierdzone tylko w jednym otworze (nr 3). Ich miąższość wynosi 30,1 m (nieprzewiercona). Występuje tu seria iłowcowo-mułowcowa popielato-zielonkawa i brunatna, laminowana piaskowcem kwarcytowym drobnoziarnistym (S. Cebulak i inni, 1978).

2. K a m b r

a. K a m b r d o l n y

P i a s k o w c e , p i a s k o w c e k w a r c y t o w e , m u ł o w c e i i ł o w c e - C_{m1}. W ciągłości stratygraficznej i sedymentacyjnej na piaskowcach formacji lubelskiej leżą osady kambru dolnego. Utwory te w najpełniejszym wykształceniu występują w otworze nr 66 na głębokości 2847,5-3401,0 m. Natomiast w otworach wiertniczych nr nr 9, 3, 33 zlokalizowanych na podniesionym obszarze zrębowym, osady kambru dolnego stwierdzono na głębokościach (kolejno): 739,0-780,0 m, 608,8-713,5 m, 974,5-992,0 m.

Sedymentację kambru rozpoczynają osady piaszczysto-mułowcowe poziomu subholmiowego. Wśród piaskowców występują źle wysortowane jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste z bardzo licznymi ziarnami glaukonitu. Mniej znaczącą grupę skał stanowią mułowce, które w formie cienkich wkładek, często o laminacji zaburzonej, występują w piaskowcach i iłowcach mułowcowych. Ciemnoszare lub czarne iłowce o strukturze pelitowej składają się głównie z illitu i kaolinitu z domieszką detrytycznego kwarcu. W iłowcach występuje

przewodnia dla tego poziomu fauna - Sabellidites cambriensis Yanischevsky i Platysolenites antiquissimus Eichwald. Powyżej spoczywają osady poziomu holmiowego i protolenusowego, złożonego z na przemianlegle przeławicających się jasnoszarych i różowych piaskowców kwarcytowych, monomineralnych, ciemnoszarych i szarozielonkawych mułowców oraz czarnych i ciemnoszarych iłowców. W profilu otworu nr 66 znaleziono nieliczne bioszczątki - oprócz charakterystycznych dla poziomu holmiowego zespołu spor oznaczono jedynie makroszczątki należące do Hyalithellus cf. micans Billings (Praca zbiorowa, 1975; Praca zbiorowa, 1978).

b. K a m b r ś r o d k o w y

P i a s k o w c e k w a r c y t o w e z w k ł a d k a -
m i i ł o w c ó w - Cm₂. W ciągłości stratygraficznej na poziomie protolenusowym leży kambr środkowy - piętro Paradoxides oelenticus, rozwinięty w postaci jasnoszarych piaskowców kwarcytowych, wybitnie monomineralnych o spoiwie krzemionkowym, zdiagenezowanych (sylikifikacja), niekiedy przewarstwionych cienkimi wkładkami ciemnoszarego lub czarnego iłowca mułowcowego. Miąższość osadów kambru środkowego wynosi 85 m. Występuje on jedynie w otworze nr 66.

3. O r d o w i k

W a p i e n i e , m a r g l e i i ł o w c e - O. Z wyraźną luką stratygraficzną na utworach kambru środkowego leżą osady ordowiku. Poznano je tylko w południowej części arkusza na podstawie otworu nr 66. Wiercenie było zlokalizowane już na obszarze depresji tektonicznej, w obrębie tzw. zapadliska włodawskiego. Miąższość ordowiku wynosi 38,5 m. Wykształcony jest prawie wyłącznie w postaci wapieni organogenicznych, rzadziej margli i iłowców wapienistych z bardzo liczną fauną.

Sedymentację ordowiku rozpoczyna cienka, około 20 cm grubości, warstwa ciemnozielonego glaukonitytu, pozbawiona mikrofauny oraz ponad 4 m warstwa szarowiśniowych i szarobiałych wapieni dolomitycznych, zawierająca przekryształizowaną faunę trylobitów z rodzaju Symphysurus. Na nich zalegają wapień organodetrytyczne złożone prawie wyłącznie z pokruszonych pancerzy szkarłupni, oraz wapień zawierające oolity żelaziste. Wyżej przechodzą stopniowo w szare wapień organodetrytyczne o miąższości 2,6 m, z przerostami ciemnoszarych margli i iłowców. W niektórych wkładkach iłowcowych liczny jest biotytyt. Z fauny stwierdzono m.in. przewodni Glyptograptus

cf. teretiusculus Hisinger. Największą miąższość (18,7 m) ordowiku stanowią osady datowane na karadok. Są to zróżnicowane pod względem litologicznym serie, z bardzo bogatą dokumentacją paleontologiczną. Dolna część zbudowana jest z szarych wapieni z masowo występującą fauną cystoidów z rodzaju Echinospaerites. Kolejnym ogniwem są iłowce czarne i ciemnoszare z graptolitami. Wyżej występują również czarne iłowce zaliczone do poziomu Dicranograptus clingani z bardzo bogatą fauną. Najwyższą część tego piętra stanowią margle ilaste szare z odcieniem zielonkawym z cienkimi wkładkami i soczewkami wapieni marglistych. Sedymentację ordowiku kończą utwory piętra aszgilu. Występują one w postaci szarych wapieni marglistych i różowoszarych wapieni organodetrytycznych z wkładkami margli i iłowców wapnistych. Wśród detrytu fauny przeważają okruchy liliowców, ramienionogów i trylobitów. Miąższość osadów aszgilu - 8,5 m.

Kolejna luka stratygraficzna na pograniczu ordowiku i syluru stwierdzona w otworze nr 66, obejmuje górny aszgil oraz dolne ogniwa syluru. Wywołana jest ona ruchami wznoszącymi związanymi z fazą takońską orogenezy kaledońskiej (Praca zbiorowa, 1975).

4. S y l u r

Profil syluru na opisywanym obszarze charakteryzuje się występowaniem monotonnych osadów iłowcowo-mułowcowych z nielicznymi wkładkami i soczewkami wapieni detrytycznych lub ilastych. Bardzo bogata fauna graptolitowa pozwoliła na dokładne rozpozyczenie stratygraficzne. Sumaryczna miąższość osadów syluru w otworze nr 66 wynosi 874 m (Praca zbiorowa, 1975).

a. S y l u r ś r o d k o w y

Wenlok

I ł o w c e i i ł o w c e w a p n i s t e z p r z e -
w a r s t w i e n i a m i w a p i e n i - S_w. Osady wenloku reprezentowane są głównie przez ciemnoszare iłowce i iłowce wapniste z licznymi graptolitami, które miejscami przedzielone są wkładkami i soczewkami wapieni detrytycznych lub ilastych. Stwierdzono tu bardzo bogaty zespół graptolitów, typowych dla poziomu Cyrtograptus perneri górnego wenloku. Osady wenloku mają miąższość 53 m.

b. Sylur środkowy + górny

Ludlow

Iłowce, iłowce mułowcowe i mułowce z przewarstwieniami wapieni - S_{ld} . Piętro ludlowu charakteryzuje się dużą miąższością osadów - 351 m. Ludlow dolny wykształcony jest przeważnie w postaci szarych iłowców z nielicznymi przewarstwieniami lub konkrekcjami wapieni marglistych. W iłowcach występuje bogata fauna graptolitów dość silnie zróżnicowanych. Ludlow górny pod względem litologicznym to również głównie iłowce pelityczne i wapniste oraz iłowce mułowcowe ciemniejsze z fauną graptolitów, często przewarstwione mułowcami rzadziej z soczewkami wapienno-marglistymi.

c. Sylur górny

Podlasie

Iłowce i mułowce - S_p . Najwyższy sylur jest w otworze nr 66 bardzo dobrze rozwinięty. Ogólna miąższość warstw osiągnęła 470 m. Litologicznie jest to bardzo monotony kompleks osadów głównie ilastych, pelitycznych i mułowców z licznymi wkładkami wapieni. Zawiera przeważnie faunę graptolitową, w przewarstwieńiach wapiennych występują liczne człony liliowców. W stropowych warstwach stwierdzono dość dużo małży i ramienionogów, charakterystycznych dla najwyższego syluru.

5. Dewon

Dewon, podobnie jak ordowik i sylur, zachował się jedynie w południowej części badanego obszaru. Profil osadów dewonu o znacznej grubości (683 m) został nawiercony na głębokości 1167 m. Reprezentowany jest przez wszystkie trzy oddziały utworzone w odmiennych warunkach facjalnych i tektonicznych (Praca zbiorowa, 1975). Bezpośrednio nad osadami najwyższego syluru występują w ciągłości sedymentacyjnej osady najniższego dewonu, tj. piętra żedyńskiego.

a. Dewon dolny

Żedyn

Iłowce i mułowce z przewarstwieniami wapieni - D_{gd} . Piętro żedynu wykształcone jest w litofacji wybitnie ilasto-mułowcowej, z podrzędną węglanowością i

bogatym zespołem fauny morskiej, głównie bentonicznej. Występują tu iłowce i mułowce wapieniste szare i ciemnoszare, czasami szarozielonkawe, mułowce tufogeniczne, kruche, z rozproszonym muskowitem, również koloru szarego i ciemnoszarego, oraz przewarstwienia i przerosty wapieni detrytycznych bądź pelitycznych. Ogólna miąższość osadów żedynu wynosi 120,5 m. Zwraca uwagę obfita obecność dobrze zachowanych tentakulitów, małżoraczek i konodontów, które zostały opracowane przez B. Kajłasz i M. Nehring (Praca zbiorowa, 1975). Pod koniec żedynu fauna morska wyraźnie ubożeje.

Zigen + ems

Mułowce i piaskowce - D_{z+em} . Bezpośrednio nad żedynem w zachowanej ciągłości sedimentacyjnej występują skały wieku zigeńskiego. Zigen dolny wykształcony jest jeszcze w serii ilastej z fauną morską, wyżej leży kompleks osadów mułowcowo-piaszczystych, szarych. Piaskowce są jasnoszare, bardzo drobnoziarniste, porowate, niezbyt zwięzłe. W górnym zigenie rozpoczyna się sedimentacja serii old redu, która trwała i w emsie. Dolna część wykształcona jest w postaci wzajemnie się przewarstwiających mułowców pstrych - czerwonych, wiśniowych i zielonych, oraz jasnoszarych piaskowców. Brak skamieniałości przewodnich. Sumaryczna miąższość osadów zigenu i emsu w otworze nr 66 wynosi 488,0 m.

b. Dewon środkowy

Eifel + żywet

Dolomity, iłowce, mułowce i piaskowce - D_{e+gt} . Osady dewonu środkowego mają miąższość 65 m. Większa część (46 m) zaliczona jest do eiflu. Utwory tego piętra nie mają pewnego datowania, bowiem nie zawierają skamieniałości. Eifel wydzielono na podstawie położenia w profilu - nad pstrymi osadami terrygenicznymi old redu, a pod warstwą wapieni dolomitycznych z koralowcami i ramienionogami Atrypa sp. Jak wynika z opracowania petrograficznego osadów dewońskich K. Radlicza (Praca zbiorowa, 1975), eifel wykształcony jest w postaci szarych i jasnoszarych piaskowców dolomitycznych, leżących naprzemianlegle z ciemnoszarymi i szarozielonkawymi iłowcami i iłowcami piaszczystymi. W żywecie wśród osadów stwierdzono obecność szarobeżowych dolomitów wapienistych i marglistych, z licznymi cienkimi przewarstwieniami iłowców i mułowców. Lokalnie występują zlepy muszlowe, złożone ze skorupiek ramieniono-

gów Atrypa sp. oraz fragmentów koralowców. Mułowce są barwy wiśniowej lub zielonkawej, przeważnie plamiste, a iłowce zielonkawoszare, kruche.

c. D e w o n g ó r n y

Fran

D o l o m i t y i w a p i e n i e - D_{fr}. W otworze nr 66 L. Miłaczewski (Praca zbiorowa, 1975) wydzieliła we franie trzy serie litostratygraficzne. Są to od dołu: 1. seria wapienno-dolomitowa, wykształcona w postaci wapieni z dużą ilością skorupki ramienionogów, tworzących nawet wkładki muszlowców, oraz wapieni marglistych i dolomityczno-marglistych; 2. seria dolomitów jamistych - reprezentowana przez charakterystyczne dolomity kawerniste z przewarstwieniami dolomitów zwięzłych i dolomitów nieco marglistych; 3. seria wapienno-koralowcowa. Wśród skał węglanowych dewonu górnego występują w postaci cienkich wkładek szare i ciemnoszare iłowce syderytowe ze strzępkami zwęglonej flory. Miąższość osadów tego piętra wynosi 143,0 m.

6. K a r b o n

Karbon leży stratygraficznie niezgodnie na zerodowanej powierzchni formacji starszych (od dewonu do proterozoiku włącznie). Tak duże zróżnicowanie wiekowe bezpośredniego podłoża jest rezultatem długotrwałej działalności ruchów bretońskich orogenezy waryscyjskiej oraz ścięcia erozyjnego, poprzedzającego sedymentację karbonu. W większej części arkusza Sosnowica osady karbonu występują zwartą, lecz niezbyt grubą pokrywą. W północno-wschodniej części arkusza skały karbońskie nawiercono na głębokości od 462,8-518,0 m do 556,2-767,9 m i osiagają one miąższość od 95,5 m do 248,7 m. W środkowej części arkusza - w rejonie Unina - miąższość karbonu nieco wzrasta (375,5 m). Największe przeloty karbonu stwierdzono w południowej części arkusza - w okolicach Pieszowoli (618 m) oraz w Sosnowicy, gdzie osady tego wieku osiagają 737 m. Cały karbon, od wierzchu górnego poczynając a kończąc na westfalu, ma budowę cykliczną, typową dla formacji produktywnych. Poszczególne cyklotemy reprezentowane są przez naprzemianlegle ułożone warstwy wapieni, iłowców, mułowców, piaskowców oraz węgla. Podział litostratygraficzny karbonu lubelskiego przyjęto za J. Porzyckim (1978a, 1978b, Praca zbiorowa, 1984b).

a. Karbon dolny

Wizen

Wapienie, iłowce i mułowce - C_{wi} . Na obszarze prawie całego arkusza Sosnowica wizen leży bezpośrednio albo na utworach kambru, albo na skałach podłoża krystalicznego. Jedynie w południowo-wschodniej części arkusza, w obrębie zapadliska włodawskiego, osady wizeny zalegają na osadach franu. Utwory wizeny, stwierdzone w dziewięciu otworach wiertniczych (nr nr 3, 6, 9, 14, 25, 33, 41, 58, 66), osiągają zróżnicowaną miąższość: od 54,4 m w otworze nr 25 do 306,5 m w otworze nr 58. W wierceniu strukturalnym nr 66 leżącym na terenie zapadliska włodawskiego, miąższość wizeny dochodzi do 114,0 m. W spągowych partiach wizeny, prawie we wszystkich otworach surowcowych (nr nr 3, 6, 11, 25, 33, 41) stwierdzono występowanie cienkich wkładek skał boksytowych, feroalitowych i iłowców kaolinitowych oraz sporadycznie utwory tufoidalne i diabazy. Główną pozycję litologiczną w profilu wizeny zajmują grube ławice wapieni organogenicznych z bogatą fauną morską, przeławicowych marglami i iłowcami wapnistymi. Utwory węglanowe najwyższego wizeny w otworach nr 3 i nr 11 zawierają interesujące glony Calcifolium opracowane przez S. Skompskiego (1980) oraz zespoły otwornicowe i konodontowe opracowane przez S. Skompskiego i J. Soboń-Podgórską (1980). Skały powstałe w warunkach morskich poroździelane są wkładkami i pakietami utworów typowo limnicznych, reprezentowanych przez osady drobnoklastyczne takie jak: iłowce, mułowce bezwapienne z fragmentami roślin, piaskowce drobnoziarniste, gleby stigmariowe. Ponadto lokalnie stwierdzono cienkie warstewki węgla humusowego, humosapropelowego i łupków węglowych. Świadczy to o dużej ruchliwości środowiska sedymentacyjnego w wizenie (S. Cebulak i inni, 1978; W. Laskowski, 1980).

b. Karbon górny

Namur

Namur A

Wapienie, iłowce, mułowce i piaskowce - warstwy komarowskie - C_{nA} . W ciągłości stratygraficznej i sedymentacyjnej na osadach wizeny zalega miąższy kompleks osadów A, zwanych regionalnie warstwami komarowskimi. Poznana miąższość warstw komarowskich zmienia się od 4,7-

-36,0 m w północno-wschodniej części arkusza w okolicy Hołowna, Zaliszcza i Wyhalewa, przez około 81,0-86,0 m w rejonie Uhnina i Sosnowicy, do 109,0 m w okolicy Pieszowoli. Profil warstw komarowskich rozwinięty jest w postaci skał klastycznych, głównie ciemnoszarych i czarnych iłowców, mułowców równolegle laminowanych, mułowcowych gleb stigmariowych. Udział piaskowców drobno- i średnioziarnistych jest zupełnie podrzędny. Osady środowiska morskiego reprezentowane są przez wapienie z licznymi skamieniałościami i margle z ciągłym przejściem do iłowców wapnistych. Osady fitogeniczne (węgiel kamienny i łupki węglowe) występują w małych ilościach.

Namur B-C

P i a s k o w c e , m u ł o w c e i i ł o w c e z wkładkami węgla kamiennego - warstwy bużańskie i warstwy kumowskie - C_{nB-C}. Rozprzestrzenienie warstw, zaliczonych do namuru B na arkuszu Sosnowica, jest podobne do tego, jakie mają warstwy namuru A. Jedynie w skrajnej północno-wschodniej części arkusza nie stwierdzono tego piętra. Warstwy bużańskie (namur B) leżą stratygraficznie zgodnie na warstwach komarowskich (namur A). Charakteryzują się wyraźnym zmniejszeniem udziału utworów morskich. W dolnych partiach warstwy bużańskie rozwinięte są jako pakiet skał piaskowcowo-mułowcowych. Występują tu bardzo charakterystyczne piaskowce gęsto laminowane blaszkami muskowitu, który nadaje skale połyskliwy i srebrzysty wygląd, skąd też pochodzi ich nazwa "piaskowce srebrzyste". Powyżej pakietu tych piaskowców występują osady iłowcowo-mułowcowe środowiska limnicznego, poprzedzielane warstewkami węgla kamiennego (miaższość 0,05-0,40 m), ławicami piaskowców, względnie wapieni skrytokrystalicznych. W ciągłości stratygraficznej na warstwach bużańskich występują warstwy kumowskie, będące stratygraficznie odpowiednikiem namuru C. Osady warstw kumowskich nie występują w północno-wschodniej części arkusza Sosnowica. Pod względem litologicznym dominują w tych warstwach piaskowce. Są to gruboławicowe piaskowce różnoziarniste z przewagą drobnoziarnistych, często laminowane materiałem mułowcowym i smugowane syderitem. Ponadto dużą rolę odgrywają iłowce i mułowce, poprzedzielane cienkimi warstwami węgla humusowego i łupku węglowego. Miaższość wkładek węgla lokalnie osiąga 1,30 m (otwór nr 9). Łączna grubość namuru B i namuru C maksymalnie dochodzi do 197,1 m w otworze nr 58.

Westfal

Westfal A-B

Iłowce, mułowce i piaskowce z wkładkami węgla kamiennego - warstwy lubelskie⁵⁾ - C_{WA-B}. Warstwy lubelskie nie zachowały się w tej części badanego obszaru, który leży w obrębie bloku zrębowego, zostały one tam całkowicie zerodowane (tabl. IV). Warstwy te występują jedynie w południowo-zachodniej i południowej strefie arkusza (otwory nr nr 33, 58, 66). Miąższość tych warstw wynosi odpowiednio: 33,3 m, 43,2 m i 286,5 m. Warstwy lubelskie zbudowane są z kompleksu iłowcowo-mułowcowego. Są to skały o barwie ciemnoszarej, warstwowane lub laminowane, z konkrecjami oraz przerostami sydereytów, mało zróżnicowane litologicznie. Lokalnie osady iłowcowo-mułowcowe przeławiczone są piaskowcami drobnoziarnistymi oraz drobnymi wkładkami węgla kamiennego. Występuje on w postaci cienkich (maksymalnie do 0,3 m), naprzemianległe leżących warstewek węgla błyszczącego i matowego. W iłowcach spotyka się liczne nagromadzenie flory: lepidodendronów, sygilarii, kalamitów.

7. J u r a

Osady pokrywy mezozoicznej w zachodniej części wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej zalegają niezgodnie na denudacyjnej powierzchni karbonu. Pokrywę mezozoiczną stanowią utwory wyższej jury i kredy. Luka sedymentacyjna obejmuje perm, trias i jure dolną. Pokrywa jurajska ma zróżnicowaną miąższość od 59,4m do 102,0 m, przy czym mniejsze miąższości związane są ze wschodnią częścią arkusza. W reperowym otworze nr 66 miąższość jury osiąga wartość 86,0 m. Charakterystykę litologiczną i stratygraficzną utworów jurajskich przeprowadzono na podstawie prac T. Niemczyckiej (Praca zbiorowa, 1975; T. Niemczycka, 1976, 1981).

a. J u r a ś r o d k o w a

Baton + kelowej

W a p i e n i e o r g a n o d e t r y t y c z n e, p i a s z c z y s t e i m a r g l i s t e - J_{bt+cl}. Osady jury środkowej o miąższości zaledwie 12,5 m stwierdzono w otworze nr 66 na głąbo-

5) Granica namur-westfal nie odpowiada ściśle granicy warstw kumowskich i lubelskich.

kości 536,0-548,5 m. W innych głębokich otworach (surowcowych) utwory jurajskie opisywane są ogólnie bez szczegółowego podziału na piętra. W tym okresie czasu odbywała się na tym terenie sedymentacja morska. Dominującym typem osadów powstałych w batonie na tym obszarze są jasnoszare wapienie piaszczyste, dość zwięzłe i bardzo twarde, oraz szare wapienie organodetrytyczne, grubokrystaliczne, złożone głównie ze szczątków szkarłupni. Te drugie zawierają ponadto liczne rozproszone detryty zwęglonej flory. Osady te prawdopodobnie charakteryzują peryferyczną strefę górnobatońskiego basenu sedymentacyjnego. Na wyżej opisanych skałach leży pięciometrowa warstwa wapieni marglistych z krzemieniami. Są to osady powstałe w płytkiej, brzeżnej strefie zbiornika morskiego i datowane są już na kelowej.

b. J u r a g ó r n a

Oksford

M a r g l e, w a p i e n i e o r g a n o g e n i c z n e, p e l i t y c z n e i w a p i e n i e z o o i d a m i - J_o. Sedymentację oksfordu rozpoczynają glaukonitowe margle gąbkowe białoszaro-zielonkawe, kruche, niezbyt twarde. Wyżej występują organodetrytyczne wapienie gąbkowe, zdolomityzowane, z szarymi czertami. Wyższa część oksfordu środkowego reprezentowana jest przez miększe warstwy wapieni organogenicznych. Są to białe, kruche wapienie, zbudowane głównie z koralowców; ponadto występują w nich liczne cienkoskorupowe małże, ramienionogi, jeżowce, serpule, mszywioły i glony. Na ogół mają strukturę detrytyczną. Powstały przypuszczalnie w środowisku rafowym. Oksford górny wykształcony jest w postaci białych wapieni pelitycznych i wapieni oolitowych, wśród których podrzędnie występują warstewki wapieni marglistych i detrytycznych. Brak tu najwyższych ogniw górnego oksfordu oraz utworów kimerydu i portlandu, co pozostaje w związku z erozją przedkredową. Sumaryczna miąższość oksfordu w otworze nr 66 wynosi 73,5m.

8. K r e d a

Na nierównej erozyjno-abrazyjnej powierzchni oksfordu leżą osady cyklu sedymentacyjnego systemu kredowego. Powierzchnia ta zalega na głębokości od 400,5 m do 442,5 m w północnej i środkowej części arkusza, a od 464,0 m do 475,8 m w jego południowej części. Deniwelacje wynoszą 75,3 m. Kreda - podobnie jak i jura - występu-

je na całym obszarze, a jej miąższość kształtuje się w granicach od 450,8 m (otwór nr 58) i 423,5 m (otwór nr 66) w południowej części arkusza, do 383,0 m (otwór nr 3) i 365,5 m (otwór nr 6) w północno-wschodniej części arkusza.

a. Kreda dolna

Alb

Piaskowce i piaski glaukonitowe z fosforytami - Cr_{al} . Profil kredy rozpoczyna się niewielką miąższością (0,0-13,0 m) osadów albu, udokumentowanych siedmioma otworami (nr nr 3, 9, 11, 25, 33, 41, 66). Alb wykształcony jest w postaci ciemnozielonych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych z licznymi konkrecjami fosforytów. W otworze nr 66 stwierdzono siedmiometrową warstwę sypkich piasków glaukonitowo-kwarcowych, drobnoziarnistych, koloru zielonego. Prawdopodobnie częściowo wypełniają one kieszenie krasowe, rozwinięte w wapieniach jurajskich. Należy zaznaczyć, że w północno-wschodnim narożniku mapy - w okolicy Antopola (otwór nr 6) - brak jest osadów albu i na skałach jurajskich leżą bezpośrednio osady kredy górnej.

b. Kreda górna

Cenoman

Wapienie - Cr_C . Utwory cenomanu, które wykazują ciągłość sedymentacyjną z albem, charakteryzują się już przewagą skał węglanowych, które nie mają wyraźnych granic litologicznych. Miąższość ogólna tego piętra w otworze nr 66 wynosi 13,5 m. Cenoman wykształcony jest w postaci szarych wapieni inoceramowych, piaszczystych z glaukonitem i pojedynczymi fosforytami wielkości 0,5-2,0 cm, zwięzłych i bardzo twardych. Przy stropie wapienie inoceramowe wykazują cechy fizyczne kredy piszącej, a węglanowość ich dochodzi do 95,9%. Najwyższą warstwę cenomanu, o grubości około 2,0 m, tworzy kreda pisząca z rozsiyanymi w skale włóknami inoceramów. Wiek tych osadów określony został jednoznacznie dzięki obecności fauny przewodniej: Inoceramus cf. crippsi Mantell, Inoceramus cf. etheridgei Woods oraz Syncyclonema cf. orbiculare (Sowerby) i Syncyclonema cf. cf. noetlingi Sobetsky. Mikrofauna otwornicowa również potwierdza cenomański wiek tych osadów. Opiswane wyżej skały są bardzo charakterystyczne i rozpowszechnione w cenomanie całej Lubelszczyzny (Praca zbiorowa, 1975).

Turon

Wapienie margliste i kreda pisząca z krzemieniami - Cr_t . W większości otworów na arkuszu Sosnowica utwory kredowe nie były rdzeniowane, jedynie w otworze nr 66 uzysk rdzenia w kredzie jest zadawalający. Stwierdzona grubość osadów turonu w tym otworze wynosi 122,0 m. Turon wykształcony jest w postaci wapieni marglistych jasnoszarzielonych, z szarymi plamami i pojedynczymi skupieniami iłu zielonego, glaukonitowego. Częste są powierzchnie rozmyte i kanały po skałotoczach. Wyżej zalega kreda pisząca - biała, twarda, z laminami i wkładkami zielonkawego marglu. Najwyższa część turonu wykształcona jest również w postaci kredy piszącej, niezbyt miękkiej, z charakterystycznymi czarnymi krzemieniami z białą korą. Z fauny znaleziono m.in. spirytyzowane szczątki gąbek, Baculites sp., nieoznaczalne szczątki małżów, fragmenty jeżowców, łuski ryb. Obecność osadów turonu potwierdzona została mikrofaunistycznie (Praca zbiorowa, 1975).

Koniak + santon

Kreda pisząca z wkładkami wapieni marglistych - Cr_{cn+st} . Miąższość tych dwóch trudnych do rozdzielenia pięter w otworze nr 66 wynosi około 70 m. Wykształcone są one jako kreda pisząca biała, miękka, z wkładkami wapieni marglistych, kredopodobnych, o niskiej węglanowości, oraz margli.

Kampan

Kreda pisząca i wapienie margliste - Cr_{cp} . W oparciu o pomiary geofizyczne oraz przez porównanie z innymi otworami z obszaru północno-wschodniej części Lubelszczyzny przyjęto, że w otworze nr 66 występują osady kampanu dolnego i górnego o grubości około 130,0 m i ciągną się od głębokości 250,0 m p.p.t. do głębokości 120,0 m p.p.t., a wysokość ich stropu wynosi 75 m n.p.m. Wykształcone są w postaci kredy piszącej marglistej białej, miękkiej, z wkładkami wapieni marglistych kredopodobnych. Przymuszczalnie osady kampanu występują również w północno-zachodniej części arkusza w okolicach Chmielowa i Przewłoki. Jak wynika z badań na przylegającym od zachodu arkuszu Parczew (J. Stochlak, 1979a), w okolicy Makoszki i Przewłoki występują na głębokości 304,5-205,0 m wapienie pelityczne i kreda pisząca marglista.

Wiek omawianych utworów określono na podstawie nannoplanktonu na kampan górny. Stwierdzone zostały tutaj dwie poprzeczne dyslokacje o charakterze uskokuw zawiasowych. Powstała w północno-wschodniej części arkusza Parczew wyniesiona struktura zrębowa Stępkowa na przedłużeniu na arkuszu Parczew. Trzeciorzędowa powierzchnia denudacyjna ścięła skrzydła tego zrębu i odsłoniła osady kampanu górnego. Leżą one bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi.

Mastricht

K r e d a p i s z a c a, m a r g l e i w a p i e n i e m a r g l i s t e - C r_m. Nieznane jest występowanie osadów kredy górnej na powierzchni omawianego obszaru. Najpłycej, bo już na głębokości 8 m, nawiercono strop kredy w południowej skrajnej części arkusza w miejscowości Górki (otwór nr 63). Na zachód od tej miejscowości, ale już na północnym skraju przylegającego od południa arkusza Orzechów Nowy (715), utwory kredowe napotkano w odkrywcę bezpośrednio pod cienką (1,5-2,0 m) warstwą piasków czwartorzędowych. Stosunkowo płytko występujący strop kredy został potwierdzony otworami wiertniczymi w rejonie Jezior Sosnowickich - w Libiszowie na głębokości 13,0 m, i bezpośrednio pod dnem Jeziora Białego Sosnowickiego na głębokości 11,0 m (K. Wieckowski, I. Wojciechowski, 1971). Maksymalną głębokość do stropu kredy stwierdzono w Kodeńcu (81,0 m) w obrębie lokalnego obniżenia podłoża czwartorzędu. Miąższość maastrichtu w południowej części arkusza w okolicy Pieszowoli (otwór nr 66) wynosi około 81 m, przy czym nie kończy się osadami najwyższych warstw maastrichtu górnego. Najwyższa część maastrichtu, podobnie jak osady trzeciorzędu, które w tym otworze nie występują, została w późniejszym okresie zdenudowana. Wprost na utworach kredy spoczywają tu stosunkowo cienkie (39,0 m) gliniaste osady plejstocenu. Utwory maastrichtu dolnego i górnego wykształcone są w postaci dość monotonicznych osadów kredy piszącej białej, miękkiej, z przerostami skały jasnoszarej bardziej marglistej oraz białych wapieni marglistych kredopodobnych. W kredzie piszącej zawartość CaCO₃ jest bardzo duża i wynosi 93,4%; w przeławiczeniach marglistych jest niższa. Z makrofauny znaleziono spirytyzowane szczątki gąbek, odciski bakulitesów i łuski ryb. Z mikrofauny stwierdzono gatunki przewodnie otwornic, między innymi takie jak: Anomalinoidea gankinoensis (Neckaja), Anomalinoidea pinguis pinguis (Jennings), Gavelinella danica (Brotzen), Gavelinella pertusa (Marsson) oraz Gavelinella ekblomi (Brotzen) i Bolivina incras-

sata Reuss. Występowanie dwóch ostatnich gatunków obok siebie potwierdza górnomastrychcki wiek osadów (Praca zbiorowa, 1975).

Specjalnie dla arkusza Sosnowica (679) wykonane zostało rozpoznanie mikropaleontologiczne (E. Gawor-Biedowa, 1984) dla wszystkich sześciu otworów kartograficznych. Próbki pobrano z górnych warstw utworów kredy. Badania mikropaleontologiczne wykazały we wszystkich profilach obecność w stropie kredy skał piętra mastrychtu górnego. Próbki zawierały przewodnie gatunki otwornic, charakterystyczne dla tego piętra: Gavelinella danica (Brotzen), Gavelinella praeacuta (Vassilenko), Gavelinella gankinoensis (Neckaja), Gavelinella pertusa (Marsson), Bolivina incrassata Reuss, Bolivina decurrens (Ehrenberg), Pseudovigerina cristata Marsson, Bolivinoidea draco (Marsson), Neoflabellina reticulata (Reuss) i inne. Próbką pobrana ze stropu kredy - z głębokości 56,0-56,2 m - w otworze nr 15 wskazywała na pochodzenia z wyższych warstw mastrychtu górnego. Między innymi dominowały tu gatunki otwornic: Cibicidoides involutus (Reuss), Cibicidoides voltzianus (d'Orbigny), Cibicidoides bembix (Marsson), Hedbergella crassa (Bolli), Gyroidinoides globosus (Hagenow), Globigerinelloides abberantus (Neckaja), Bolivina incrassata Reuss, Bolivina decurrens (Ehrenberg), Heterohelix striata (Ehrenberg), Heterohelix pseudoglobulosa Frerichs. Zespół otwornic górnomastrychckich został również stwierdzony w próbkach pobranych pod jeziorami - Białym Sosnowickim, Czarnym Sosnowickim i Białskim (E. Gawor-Biedowa, 1968).

9. T r z e c i o r z ę d

Utwory trzeciorzędowe na arkuszu Sosnowica są słabo reprezentowane, występują przypuszczalnie w postaci nieciągłych niewielkich pokryw. Rozpoznano tu tylko trzy ogniwa stratygraficzno-litologiczne: oligocen, miocen i pliocen. Osadów paleocenu i eocenu dotychczas nie stwierdzono. Należy się jednak liczyć z występowaniem eocenu, być może w zachodniej części arkusza lub na południu w okolicy Górek. W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono większe rozprzestrzenienie utworów trzeciorzędowych na badanym obszarze, niż to dotychczas przyjmowano. Po raz pierwszy na tym terenie stwierdzono obecność miocenu i pliocenu.

a. P a l e o g e n

Oligocen

P i a s k i g l a u k o n i t o w e - Ol. Osady tego wieku stwierdzone zostały jedynie w kilku otworach archiwalnych, natomiast nie zostały rozpoznane w otworach kartograficznych. Oligocen leży bezpośrednio na węglanowych skałach kredy górnej. Spąg tych osadów zalega na różnych wysokościach, od 107,7 m n.p.m. w otworze nr 45 do 167,0 m n.p.m. w otworze nr 63. Większe nieciągłe pokrywy osadów trzeciorzędowych zachowały się w zachodniej części Garbu Włodawskiego, w okolicy Górek, Turna i Holi. Leżą one na ogół w strefie wyraźnych elewacji w obrębie powierzchni podczwartorzędowej. W podobnej sytuacji morfologicznej leży niewielka wyspa oligocenu na północy arkusza w rejonie Hołowna. Miąższość osadów oligocenu wynosi od 1,2 do 25 metrów. Największe grubości stwierdzono w otworze archiwalnym nr 45 w Turnie - 25 m (nieprzebite) przy rzędnej stropu osadów 157,74 m n.p.m. i w otworze nr 4 w Hołowni - 16,5 m przy rzędnej 145,17 m n.p.m. Większe miąższości napotkano na sąsiednich obszarach. W północno-wschodniej części arkusza Kołaczce, leżącego na południowy-wschód od badanego terenu, w okolicy Brussa zachował się - jak dotychczas największy na Polesiu Lubelskim, bo liczący 40,3 m grubości - profil osadów oligoceńskich (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a). Znaczną miąższość oligocenu stwierdzono również na północ od badanego terenu, w wierceniu Horodyszczce na arkuszu Wisznice - 32,9 m (J. E. Mojski, J. Trembaczowski, 1974, 1975). Pod względem litologicznym oligocen na arkuszu Sosnowica wykształcony jest w postaci piasków średnio- i drobnoziarnistych, kwarcowo-glaukonitowych, zielonkawych lub zielonoszarych. Lokalnie występują piaski gruboziarniste z licznymi dużymi ziarnami kwarcu ("fasolka"). Bardzo często, szczególnie w partiach spągowych, piaski przewarstwione są iłami, przechodząc w pyły zwarte zielonoszare, związane piaski gliniaste lub mułki glaukonitowe. Na samym dole serii oligoceńskiej w Turnie występuje jednometrowa warstwa ładu szarego twaroplastycznego z pojedynczymi ziarnami kwarcu, być może wieku eoceńskiego. Piaski oligoceńskie powstały w środowisku morskim, w strefie przybrzeżnej. Na morską genezę wskazują jednoznacznie szczątki fauny morskiej, wysoka zawartość świeżego glaukonitu, kongrecje fosforytowe i charakter morfologiczny żwirów (J. Morawski, 1959).

b. Neogen

Miocen

Mułki i piaski - M. Utwory miocenijskie stwierdzone zostały jedynie w otworze nr 32. Znajdują się one na garbie podłoża kredowego w skrajnej wschodniej części arkusza Sosnowica. Miąższość tych osadów dochodzi do 15,3 m, przy stropie leżącym na wysokości 153,8 m n.p.m. Utwory te zalegają bezpośrednio na powierzchni skał węglanowych mastrychtu, a pod gliną zwałową złodowacenia południowopolskiego.

Pod względem wykształcenia litologicznego i granulometrycznego są to przede wszystkim klastyczne osady drobnoziarniste, takie jak: mułki, mułki ilaste, mułki ilasto-piaszczyste, gliny mułkowate, piaski pyłowate i piaski drobnoziarniste, z nielicznymi wkładkami piasków średnioziarnistych. Wyraźniejsza strefa zalegania piasków średnioziarnistych występuje w dolnej części profilu, już bezpośrednio nad marglami górnokredowymi.

Całą serię osadów miocenijskich można podzielić na trzy części. Część dolna (2,5 m) reprezentowana jest przez luźne jasnoszare piaski średnioziarniste. Pod względem uziarnienia jest to osad jednorodny, wyróżniający się tym, że w dwóch sąsiadujących frakcjach (0,5-0,25 mm i 0,25-0,1 mm) zawarte jest aż 91,2% ziarn. Piaski cechują się umiarkowanym wysortowaniem ($G_I = 0,66$)⁶⁾ i prawie symetrycznym rozkładem uziarnienia ($SK_I = 0,03$)⁶⁾. Obróbka ziarn kwarcu jest słaba. Pojedyncze ziarna są na ogół ostrokrawędziste, szkliste i szorstkie w dotyku. Najwięcej, bo 51,5%, jest ziarn o typie "młodościanym" - bez obróbki, a tylko 1,5% można zaklasyfikować do ziarn typu dobrej obróbki. Wskaźnik obróbki (Wo)⁶⁾ przyjmuje wartość 825, a wskaźnik niejednorodności obróbki (Nm)⁶⁾ wynosi 3,3.

Część środkowa, o miąższości 8,5 m, wykształcona jest w postaci dość jednolitej serii jasnoszarych lub szarosiwych mułków ilastych. Wśród mułków widoczne są miejscami cienkie soczewki czarnego iłu lub drobne laminy substancji organicznej. Jedynie w początkowej fazie akumulacji tej serii zaznacza się niewielki udział piasków pyłowato-ilastych o barwie ciemnozielonej, z wyraźną warstwą (0,1 m) czarnych mułków humusowych, czy nawet gleby kopalnej. W po-

⁶⁾ G_I - graficzny współczynnik wysortowania, SK_I - graficzna skośność, Wo - wskaźnik obróbki, Nm - wskaźnik niejednorodności obróbki. W dalszym ciągu objaśnień używane będą same skróty.

ziomie akumulacyjnym gleby kopalnej hydrogenicznej występują liczne zwęglone szczątki drewna i wkroplenia związków manganowych. Miocenijskie mułki ilaste charakteryzują się wysokim udziałem frakcji pyłowej (59,7-86,9%), średnią zawartością frakcji ilastej (11,0-32,0%) i niewielką domieszką frakcji piaszczystej (0,3-8,3%). Przebieg wielkość ziarn (Mz) osadów mułkowych wynosi od 4,72 do 5,82. Mułki ilaste cechują się słabym i bardzo słabym wysortowaniem ($G_I = 1,50-2,05$). Współczynnik asymetrii (Sk_I) jest na ogół dość jednolity i kształtuje się na poziomie 0,18-0,55 (dodatnio skośny i bardzo dodatnio skośny rozkład uziarnienia). Współczynnik spłaszczenia (kurtoza) świadczy, że rozkład uziarnienia najczęściej jest typu platykurtycznego, czyli charakteryzuje się krzywą płaską szeroką.

Część górna (4,3 m) wyróżnia się największą różnorodnością litologiczno-granulometryczną. W wyniku analiz laboratoryjnych ustalono tu obecność: piasków droбноziarnistych, piasków pyłowatych, glin mułkowatych i mułków ilasto-piaszczystych. Pod względem uziarnienia osady te charakteryzują się rozkładem wielomodalnym, co świadczyłoby o dostawie materiału do zbiornika sedymentacyjnego z różnych źródeł, albo że w trakcie procesu osadotwórczego zachodziły zmienne pod względem natury sedymentologicznej zjawiska dynamiczne. Udział frakcji piaszczystej waha się w szerokich granicach od 10,5% do 81,6%, zaś frakcji pyłowej od 14,2% do 68,1%. Ponadto w całej tej serii zaznacza się niewielka (0,2-5,0%), ale wyraźna domieszka dobrze obtoczonych białych żwirków kwarcowych, czarnych li-dytów, przezroczystych kwarców szklistych i rogowców oraz drobnych okruchów lignitów. Wysortowanie tych osadów jest bardzo słabe ($G_I = 2,01-2,34$), a rozkład uziarnienia ma charakter dodatnio skośny ($Sk_I = 0,14-0,22$).

Podział na trzy części omawianej serii znajduje także odzwierciedlenie w składzie minerałów ciężkich. Ogólna, sumaryczna zawartość minerałów ciężkich (w procentach wagowych) waha się na ogół od 0,151% do 0,669% i jest wyraźnie mniejsza niż w nadległych osadach czwartorzędowych. W spagu, w piaskach średnioziarnistych, wyraźną przewagę uzyskują granat (44,5%), cyrkon (12,1%) i rutil (10,8%). Ciemnozielone piaski pyłowato-ilaste zawierają więcej amfiboli (25,6%) niż granatów (19,7%), a ponadto takie minerały jak: dysten (8,8%), turmalin (8,1%), biotyt (4,0%) oraz glaukonit (2,0%), który występuje tylko w tej próbie z całego profilu. Mułki ilaste wyróżniają się bardzo wysokim udziałem minerałów nieprzezroczystych

(73,8-91,3%). Wśród minerałów przezroczystych największą frekwencję mają: granat (24,3-35,8%), amfibol (4,0-31,3%), muskowit (4,1-26,2%), turmalin (8,1-10,8%), cyrkon (7,7-10,8%) i dysten (8,8-10,4%). Seria górna charakteryzuje się już przewagą minerałów przezroczystych (51,8-57,7%) nad minerałami nieprzezroczystymi (42,3-48,2%). W składzie oznaczonych minerałów przezroczystych dominują granaty (34,2-42,7%), ponadto dość znaczny jest udział turmalinu (7,2-12,7%), rutylu (8,7-12,0%), staurolitu (8,3-10,9%) i muskowitu (0,5-10,3%). Wyraźnie niższy jest udział amfibolu (4,8-8,4%) i dystenu (1,6-3,0%), a zupełnie brak jest biotyту i glaukonitu.

Charakterystyczny zespół minerałów: granatu z turmalinem i dystenem, jest typowym dla miocennskich drobnoziarnistych osadów niewielkich zbiorników śródlądowych w rejonie Otwocka (G. Kociszewska-Musiał, B. Kosmowska-Ceranowicz, 1976). Większa ilość dystenu (8,5-10,4%) zaobserwowana została również w dolnych partiach analizowanego profilu. Zdaniem niektórych mineralogów dysten pochodzi z rozmywania skał mezozoicznych Wyżyny Lubelskiej (M. Harapińska-Depciuch, 1972). Dużo dystenu (do 22%) zawierają zespoły minerałów ciężkich, wydzielone z piasków glaukonitowych oligocenu na arkuszu Kołaczce (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a). Nie wykluczone, że były one źródłem aliméntacyjnym tego minerału dla osadów miocennskich.

Utworki miocennskie prawie w całości są bezwęglanowe, jedynie wkładki piasków pyłowato-ilastych w spągu serii mułkowej wyróżniają się minimalną zawartością CaCO_3 (0,7%).

Wyniki analiz granulometryczno-mineralogicznych wskazują, że osady gromadziły się powoli w jednorodnym środowisku sedymentacyjnym (jeziorze?). Wiadomo, że rozległe śródlądowe jeziorzyska pokrywały w czasie miocenu cały obszar północnej Lubelszczyzny (J. Morawski, 1959). Do tych jezior uchodziły rzeki płynące z południa, transportując duże ilości materiału klastycznego. Spągowa część profilu w Horostycie reprezentuje być może fację przybrzeżną płytkiego zbiornika, z możliwością dostawy materiału okrucowego z lądu, zaś część środkowa profilu reprezentowana jest przez osady spokojnej sedymentacji głębszego akwenu. Część górna serii miocennskiej ma charakter bardziej poligeniczny, wykształcenie granulometryczne osadów świadczy o wypłycaaniu zbiornika i o bardziej dynamicznych zmianach zjawisk sedymentacyjnych.

Podobne pod względem litologicznym bezwapienne szarosiwe mułki, jasnoszare drobnoziarniste i pylaste piaski z minką oraz iły, często z domieszką zwęglonych szczątków roślin, stwierdzone zostały w kilkunastu otworach na Podlasiu, m.in. w Łukowie, Międzyrzeczu Podlaskim, Małaszewicach (J. Morawski, 1959). Na arkuszu Kaplonosy (1:50 000), sąsiadującym od wschodu z arkuszem Sosnowica, J. Trembaczowski (1968) stwierdził w pobliżu miejscowości Mosty - odległej o około 9 km na NEN od otworu nr 32 w Horostycie - 12,5-metrową serię osadów, wykształconych w postaci różnoziarnistych piasków pylastych zawierających szczątki roślinne, w tym również wkładki węgla brunatnego, którą datował na miopliocen. Na południowy-wschód od badanego terenu, na arkuszu Kołacze (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a), nawiercono aż w pięciu otworach badawczych bezwęglaną serię piasków drobno- i średnioziarnistych ze żwirami kwarcowymi, mułkami oraz czarnymi iłami z wkładkami lignitów, humusu torfowego i węgla brunatnego. Ekspertyza palinologiczna osadów organicznych wykazała ich wiek mioceniński. Dwie daty TL, wykonane dla tych osadów (głębokość 28,0-28,5 m i 30,0-30,9 m) z profilu Horostyta, dały wynik powyżej 1 miliona lat. Przez analogię omawiane osady w profilu Horostyta można zaliczyć do tego samego okresu, trudniej jednak bliżej sprecyzować ich wiek w zakresie piętra czy podpiętra.

Pliocen

I ł y - Pl. W zachodniej części arkusza Sosnowica, na obszarze od Dębowej Kłody do Białki, w kilku otworach wiertniczych opisywane są iły, występujące wyspowo bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi. W Białce w otworze nr 47 na głębokości 21,0 m pod piaskami wodnolodowcowymi zlodowacenia środkowopolskiego nawiercono iły ciemnoszare z odcieniem zielonym, lekko plastyczne, o miąższości 1,0 m (nieprzewiercone). Dalej na północ, w Uhninie (otwór nr 30), stwierdzono na głębokości 22,0 m obecność około jedenastometrowej serii iłów siwych zwartych, z przewarstwieniami piasków gruboziarnistych. Spąg tych osadów zalega na wysokości 127,4 m n.p.m., głębiej leży kreda piszcząca mastrychtu. Iły o bardzo podobnej miąższości (11,5 m), leżące tylko nieco niżej - spąg na wysokości 110,5 m n.p.m. - opisano również w otworze nr 26 z Dębowej Kłody. Podobne pod względem litologicznym osady zostały rozpoznane w dwu otworach wiertniczych (Kol. Orzechów 1 i Zagłębcze 5) na przylegającym od południa arkuszu Orzechów Nowy (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1981a).

10. C z w a r t o r z ę d

Utwory czwartorzędowe pokrywają całą powierzchnię omawianego arkusza. Są one silnie zróżnicowane pod względem miąższości i wykształcenia litologicznego. Miąższość tych osadów wynosi zazwyczaj kilkadziesiąt metrów: największą zanotowano w otworze nr 17 (81 m) w Kodeńcu w środkowej części arkusza, najmniejszą w otworze nr 63 (5,5 m) w Górkach na południowym skraju arkusza.

Generalnie biorąc pokrywa jest grubsza w części północnej arkusza niż w południowej. To zróżnicowanie miąższości osadów czwartorzędowych jest wypadkową wielu procesów twórczych i niszczących. Ma ono niewątpliwy związek z urozmaiconą rzeźbą powierzchni podczwartorzędowej oraz przebiegiem procesów denudacyjnych, erozyjnych i akumulacyjnych w plejstocenie i holocenie.

Profil litologiczno-stratygraficzny utworów czwartorzędowych charakteryzuje się wyjątkowo dużym zróżnicowaniem, reprezentowane są osady od preplejstocenu po holocen włącznie. Dużo jest utworów poligenicznych i silnie przekształconych przez różnorodne procesy i czynniki geologiczne, co utrudnia interpretację genetyczną.

Podział stratygraficzny i litofacjalny osadów plejstocenijskich oparty jest na wynikach badań litologicznych z sześciu otworów badawczych kartograficznych, wierceniach archiwalnych, na obserwacjach polowych autorów, wynikach datowania wieku skał metodą TL i ^{14}C oraz częściowo na podstawach paleobotanicznych. Nawiązano również do wyników badań na obszarach sąsiednich, a zwłaszcza do obszarów położonych na południe od arkusza Sosnowica (tabl. II).

a. P l e j s t o c e n

Preplejstocen

Gliny zwietrzelinowe ze żwirami - $^2\text{Q}_{pp}$. Do najstarszych osadów czwartorzędowych na obszarze arkusza Sosnowica zaliczono gliny zwietrzelinowe ilasto-piaszczyste ze żwirami, zalegające bezpośrednio na utworach węglanowych mastrychtu. Stwierdzono je w otworze nr 21 na głębokości 36,5-37,2 m. Pod względem litologicznym jest to bezładna mieszanina ilasto-marglisto-szarobiała (zwietrzelina skał kredowych), z dość znaczną domieszką nadległych piasków rzecznych średnioziarnistych kwarcowych o barwie szarozielonkawej oraz żwirów skał lokalnych. Żwiry w przeważającej części (76,8%) są dobrze obtoczonymi okruchami wapiennymi i kredowymi o kształcie dyskoidalnym i sferoidalnym. W mniej-

szej ilości (16,2%) i tylko we frakcji o średnicy 5-10 mm występują żwiry trzeciorzędowe: kwarcy białe i szare oraz rogowce ciemno-oliwkowe, bardzo dobrze obtoczone - tzw. "fasolka". Ponadto stwierdzono krzemienie oraz kongrecje fosforytowe. Nie ma wśród nich materiału krystalicznego. Przypuszczać można, że jest to osad poligeniczny o charakterze deluwialno-zwietrzelinowym, wieku preplejstocenijskiego.

Skład petrograficzny żwirów oraz proporcje udziału poszczególnych grup są dość podobne do tych, jakie stwierdzono w serii eoplejstocenijskiej poziomu krasnostawskiego w Stężyicy koło Krasnegostawu (J. E. Mojski, 1964). W spągu występują tam piaski rzeczne ze żwirami kredowymi (93-99%) oraz trzeciorzędowymi (1,0-7,0%).

Na arkuszu Sosnowica stwierdzono te osady także w archiwalnym otworze nr 30 w Uhninie, gdzie osiągały miąższość 10 m i zalegają na skałach podłoża kredowego, pod ilami i piaskami z przewarstwieniami ilów preplejstocenijskich, na co wskazuje sekwencja nadległych osadów. Być może, iż rezidua tych osadów występują w postaci cienkiej pokrywy w najgłębszej części kopalnej doliny w Kodańcu. Bardzo lakoniczny opis tej warstwy w otworze nr 17 sugerował raczej, że są to osady wodnolodowcowe i do tych utworów omawiany poziom został zaklasyfikowany.

M u ł k i j e z i o r n e - li_{m}^{pp} . Mułki jeziorne preplejstocenijskie stwierdzone zostały w otworach archiwalnych nr 26 i nr 27 w Dębowej Kłodzie oraz nr 12 w Żmiarkach. W Dębowej Kłodzie zalegają one na głębokości od 27 m do 33 m, natomiast w Żmiarkach miąższość ich jest nieco większa, dochodząc do 8 m. Są to mułki i pyły piaszczyste, przechodzące w Żmiarkach w części spągowej profilu w piaski drobnziarniste jasnoszare. Śledząc wykształcenie litologiczne omawianych osadów w kolejnych otworach wiertniczych można przypuszczać, że wyraźnie zmienia się charakter facji osadu. W okolicach Dębowej Kłody są to zapewne osady głębszej części zbiornika jeziornego.

P i a s k i z e ż w i r a m i r z e c z n e - f_{p}^{pp} . Obecność tych osadów stwierdzono w otworze nr 21 na głębokości 32,0-36,5 m, gdzie leżą na węglanowej zwietrzelinie ilasto-gliniastej ze żwirami, a pod miąższą serią piasków rzecznych. Warstwa osadów o miąższości 4,5 m pod względem uziarnienia zróżnicowana jest na dwie części: dolna seria o miąższości zaledwie około 1 m to piaski średnioziarniste z dominującą frakcją 0,5-0,25 mm (78,7%), seria

górna to piaski różnoziarniste szarosiwe z odcieniem zielonkawym i dużą domieszką żwirów skał trzeciorzędowych. Wskaźniki uziarnienia, wyliczone według wzorów R. L. Folka i W. C. Warda (1957), kształtują się następująco: przeciętna wielkość ziarn (Mz)⁷⁾ od 1,56 do 2,77, wysortowanie (σ_I) od 0,45 do 2,64, asymetria (Sk_I) od 0,06 do 0,60, kurtoza (K_G)⁷⁾ od 1,26 do 1,94. Pod względem obróbki ziarn kwarcu analizowane piaski (frakcja 0,5-1,0 mm) charakteryzują się przewagą ziarn częściowo obtoczonych (55,15%) i obtoczonych (33,15%). Ziarn kanciastych jest stosunkowo niewiele (11,7%). Dominują ziarna kwarcu błyszczące, szkliste, bez wrostków; niewiele jest ziarn matowych. Wyliczony wskaźnik obróbki jest dość wysoki ($Wo = 1118$). Cechy strukturalno-litologiczne i dobra obróbka ziarn wskazują na ich fluwialną genezę.

Skład frakcji ciężkiej charakteryzuje się przewagą zespołu minerałów granat-rutyl-turmalin, przy zawartości kolejno: 51,0-53,9%; 10,0-10,4%; 4,6-8,3%. Sporo jest również staurolitu (7,2%) i dystenu (2,8-3,3%). W dolnej serii zwraca uwagę brak epidotu oraz wyraźne zmniejszenie się ilości amfibolu (5,5-6,5%) i piroksenu (2,8-4,6%). Charakterystyczne wzbogacenie osadu w granat i niska zawartość minerałów mało odpornych na wietrzenie wskazują, że są to osady staroczwartorzędowe z domieszką materiału trzeciorzędowego. Podobny skład i charakter frakcji ciężkiej został stwierdzony w osadach profilu Ponurzyca, na arkuszu Otwock koło Warszawy, w warstwach datowanych przez M. D. Baraniecką na eburonian (B. Kosmowska-Ceranowicz, 1976). W bezpośrednim sąsiedztwie w kierunku zachodnim - na arkuszu Parczew, opracowanym przez J. Stochlaka (1979a) - stwierdzono w trzech otworach wiertniczych (Makoszka, Białka, Rudka) piaski rzeczne o bardzo podobnym uziarnieniu. Na podstawie ogólnej sytuacji geologicznej zaliczono je do preplejstocenu.

Złodowacenie najstarsze (podlaskie)

P i a s k i r z e c z n e - $\frac{f}{p} Q_1$. Jest to gruba, osiemnastometrowa seria piasków różnoziarnistych, z przewagą piasków drobnoziarnistych i piasków pyłowato-ilastych w stropie, przechodząca głębiej w piaski średnioziarniste szarosiwe. Obecność tych piasków stwierdzono w otworze nr 21 na głębokości 14,0-32,0 m. W odróżnieniu od piasków rzecznych leżących głębiej, piaski tej serii charakteryzują się wyraźnym udziałem materiału krystalicznego pocho-

⁷⁾ Mz - średnia średnica arytmetyczna, K_G - kurtoza. W dalszym ciągu objaśnień używane będą same skróty.

dzenia północnego (granity, gnejsy, piaskowce kwarcytowe) oraz wzrostem zawartości skaleni.

Piaski drobnoziarniste stropowe charakteryzują się umiarkowanym wysortowaniem ($\sigma_I = 0,75$), a rozkład uziarnienia pod względem skośności jest symetryczny. Piaski średnioziarniste mają słabe wysortowanie ($\sigma_I = 1,83-1,89$), a współczynnik skośności (Sk_I) o wartościach $0,53-0,59$ wskazuje, że krzywe uziarnienia mieszczą się w klasie dodatnio skośnych.

Ziarna kwarcu w analizowanych piaskach, zarówno w części górnej jak i dolnej, charakteryzują się bardzo wysokim wskaźnikiem obróbki ($Wo = 1453-1490$). Ziarn obtoczonych jest dużo, bo od 63,0% do 64,5%, a kanciastych tylko w granicach 2,7-4,8%. Taki obraz obróbki ziarn kwarcu jest typowym dla osadów środowiska fluwialnego (R. Racinowski, 1964).

W składzie minerałów ciężkich zaznacza się pewne zróżnicowanie między częścią górną i dolną. Piaski z górnej części charakteryzują się małą zawartością wagową frakcji ciężkiej w próbie (0,097%), piaski z dolnej części mają udziały wyższe (0,402-0,594%). W górnej części - wśród piasków drobnoziarnistych - zwraca uwagę duża frekwencja staurolitu (17,2%) i rutyłu (16,9%) przy niskiej obecności granatu (9,7%). Z łyszczyków występują muskowitz i chloryt. W piaskach dolnych średnioziarnistych dominują granaty (27,1-42,9%), których ilość sukcesywnie rośnie w kierunku spągu, i amfibole (7,9-14,1%). Można przypuszczać, że zaznaczył się tu proces selektywnego wzbogacania osadu w granaty w trakcie trwania procesów fluwialnych (przemywanie starszych osadów, transport i osadzanie nowych aluwów). Piaski są bezwęglanowe. Przeprowadzone badania wskazują, że były one akumulowane w warunkach zmiennej dynamiki środowiska sedymentacyjnego. Przypuszczalnie była to rzeka roztokowa, o różnej szybkości przepływu. Zdolność transportowa rzeki była w początkowej fazie akumulacji większa, w późniejszym okresie malała; być może jest to związane z ochłodzeniem klimatu.

M u ł k i z a s t o i s k o w e (m) - $\frac{b}{p} Q_p^1$. Mułki związane są z fazą anaglacjalną zlodowacenia najstarszego (podlaskiego). Stwierdzono je w otworach nr 21 (miąższość 3,0 m) i nr 30 (miąższość 3,5 m). W otworze nr 21 przykryte są glinami zwałowymi zlodowacenia najstarszego, natomiast w otworze nr 30 zalegają pod piaskami wodnolodowcowymi stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego.

W otworze nr 21 są to mułki jasnoszare, plastyczne, słałowęgłanowe (1,0-1,2%), z charakterystyczną dla tego typu osadów laminacją. Ciemne laminy buduje materiał ilasty ze zmienną koncentracją żelaza, co nadaje osadom plamiste zabarwienie. W osadzie dominuje frakcja pyłu (82,2%), frakcji piasku jest 9,4%, a iłu 8,2%. Mułki są słabo wysortowane ($G_I = 1,24$), a rozkład uziarnienia ma bardzo skośną asymetrię ($Sk_I = 0,42$).

W składzie minerałów ciężkich osad wyróżnia się niskim udziałem minerałów przezroczystych (22,4%), natomiast dużo jest minerałów ciemnych (77,6%). Wśród przezroczystych przeważają: granat (40,8%), rutil (16,9%) i amfibol (10,0%). Przewaga rutilu, pochodzącego ze skał krystalicznych północnych, a także średnio odporne na niszczenie granatu wskazują, że omawiane mułki tworzyły się w strefie bliskiej lądolodu, w warunkach subakwalnych, o czym pośrednio informują zwiększone udziały muskowitu (15,8%) i chlorytu (10,9%). Ten sam wniosek nasuwa się po przeanalizowaniu wskaźników uziarnienia. W otworze nr 30 są to zapewne osady głębszej strefy zbiornika zastoiskowego, gdyż - jak wynika z opisu - są to mułki ilaste, przechodzące ku górze w piaski zastoiskowe.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e -
 - $\frac{fg}{p^2_p} 1$. Osady fluwioglacjalne najstarszego zlodowacenia stwierdzone zostały tylko w otworze nr 26, gdzie zalegają poniżej piasków zastoiskowych. Jest to mięszony kompleks piasków ze żwirami, żwirów oraz otoczków. Żwiry od rzędnej 140,0 m n.p.m. w dół tworzą wyraźną warstwę o miąższości 3 m. Ogólna grubość osadów wodnolodowcowych wynosi 21,0 m. Osady te włożone są w głęboko rozcięte mułki jeziorne i zalegające poniżej mułków piaski rzeczne preplejstoczeńskie. Piaski i żwiry wodnolodowcowe najstarszego zlodowacenia nie posiadają dokumentacji litologiczno-petrograficznej, gdyż nie zostały nawiercone w żadnym z otworów kartograficznych. Opis tych osadów oparty jest o wiercenia archiwalne, wymagają więc one szczególnych badań.

P i a s k i z a s t o i s k o w e (p) - $\frac{b}{p^0_p} 1$. Piaski zastoiskowe z najstarszego zlodowacenia pochodzą z jego fazy wstępującej. Stwierdzono je w otworach archiwalnych nr 12 w Żmiarkach oraz nr 26 w Dębowej Kłodzie. Silnie zredukowaną ich miąższość rejestruje otwór nr 30 w Uhninie. Z rekonstrukcji paleogeograficznej wynika, że pierwotnie strop tych piasków zalegał nie niżej niż na poziomie 153,0 m n.p.m. Piaski zostały jednak silnie rozcięte i

współczesna ich miąższość waha się od 5,8 m w otworze nr 26 oraz 8,0 m w otworze nr 12, do zaledwie 2,6 m w otworze nr 30 w Uhninie. Powierzchnia kopalna piasków jest wyraźnie nachylona w kierunku SE i w tym kierunku piaski zastoiskowe wyklinowują się. Z opisów otworów wiertniczych archiwalnych wynika, że do głębokości 6 m są to piaski drobnoziarniste żółtawoszare, a poniżej tej głębokości - - szare. Od głębokości 8 m, to jest od rzędnej 147,0 m n.p.m., zaczyna się w piaskach wyraźniejsza domieszka frakcji pylastej, stale wzrastająca ku spągowi, gdzie piaski przechodzą w typowe mułki zastoiskowe szare.

G l i n y z w a ł o w e - $\frac{g}{g_p} 1$. Gliny zlodowacenia najstarszego (podlaskiego) stwierdzono w otworze nr 21 na głębokości 8,5-11,0 m i te gliny poddano badaniom laboratoryjnym. Na podstawie przekrojów geologicznych ustalono, że gliny tego wieku, osiągające miąższość do 7 m, występują także w okolicach Dębowej Kłody i Uhnina. Należy się spodziewać, że występują także w spagu osadów plejstoceńskich pomiędzy Hołownem i Antopolem.

W otworze nr 21 są to gliny mułkowate siwe ze znaczną zawartością części ilastych (10-14%), ale małą ilością żwirów (0,7-1,5%), węglanowe (1,2-6,0%), plastyczne. Pod względem uziarnienia są dwudzielne. W dolnej części dominuje frakcja pyłu grubego (65,9%), górna zawiera niemal jednakowe ilości frakcji piasku drobnego (26,0%) i pyłu grubego (26,1%) oraz domieszkę frakcji ilastej (11,1%). Mułek ze spągu charakteryzuje się wysortowaniem słabym i bardzo słabym ($G_I = 1,27-2,01$), a gliny mułkowate bardzo słabym ($G_I = 2,17$). Krzywe uziarnienia są w całej serii dodatnio skośne ($Sk_I = 0,18-0,25$) i bardzo dodatnio skośne ($Sk_I = 0,50$), zaś kurtoza jest zmienna - od 1,15 do 2,88.

Dwudzielność osadów uwidacznia się również w składzie minerałów ciężkich. W mułkach zdecydowaną przewagę uzyskują minerały nieprzezroczyste (81,2%). Wśród przezroczystych najwięcej jest granatów (26,7%), muskowitów (15,8%) i chlorytów (10,9%). W glinie mułkowej więcej jest minerałów przezroczystych (60,2%), wśród których najliczniejsze to: granat (50,8%), amfibol (32,0%) i piroksen (8,5%). Uderzające jest to, że prawie nie występują w tej glinie minerały odporne na wietrzenie, takie jak: cyrkon, rutil, turmalin. Wyraźna dominacja granatu, przy równoczesnym dużym współdziałaniu amfiboli, oraz charakterystyczna zmienność frekwencji poszczególnych minerałów, jak również niska zawartość cyrkonu i rutilu, są według

J. Rzechowskiego (1974) cechami typowymi dla litotypu stratygraficznego zlodowacenia najstarszego (podlaskiego).

Średnie wartości współczynników petrograficznych żwirów, wyliczone z dwóch próbek pobranych z glin zwałowych w otworze nr 21 są następujące: $O/K^8) 0,61$; $K/W^8) 2,21$; $A/B^8) 0,40$. Udział skał krystalicznych jest wyraźnie wyższy (42,0-45,9%) niż udział wapieni paleozoicznych (19,8-26,4%), co dowodziłoby, że gliny są - być może - nieco zwietrzałe. Zawartość piaskowców skandynawskich jest identyczna w obydwu próbkach i wynosi 8,6%. Występujące w glinach zwałowych domieszki skał lokalnych (6,9-8,6%) odgrywają niewielką rolę i są mało zróżnicowane. Dla środkowej części serii glacialnej uzyskano datę TL 771 000 \pm 115 000 lat BP (Lub-684)⁸⁾.

Analiza paleogeograficzna położenia osadu i sekwencja stratygraficzna osadów sąsiednich, a także charakter litologiczny, skład mineralny frakcji ciężkiej oraz datowanie bezwzględne wskazują, że jest to glina zwałowa zlodowacenia najstarszego (podlaskiego). W początkowej fazie tworzenia się osadu akumulacja zachodziła zapewne w środowisku subakwalnym, w basenie sedymentacji zastoiskowej.

Zlodowacenie południowopolskie

Stadiał dolny

P i a s k i z a s t o i s k o w e - $\frac{b}{p}p^1_2$. Piaski te, związane z fazą wstępującą starszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego, stwierdzono tylko w jednym archiwalnym otworze wiertniczym nr 8 w Lubiczynie. Mają one miąższość 6,2 m i zalegają na piaskach wodnolodowcowych w obrębie zagłębienia, wypreparowanego w marglach kredowych. Z opisu wynika, że są to piaski ilaste jasnoszare.

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e d o l n e (p^1_1) - $\frac{fg}{p}p^1_2$. W dwu otworach badawczych kartograficznych (nr 14 i nr 50), bezpośrednio pod utworami stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego, a na skałach wieku kredowego, występują piaski ze żwirami wodnolodowcowe o miąższości 2,5 i 10,0 m. Są to piaski średnioziarniste, węglanowe (5,3-17,7%),

8) O/K - stosunek ilości okruchów skał osadowych pochodzenia skandynawskiego do krystalicznych północnych; K/W - stosunek ilości skał krystalicznych z północy do wapieni z północy; A/B - stosunek ilości skał nieodpornych na wietrzenie do odpornych. W dalszym ciągu objaśnień stosowane będą same skróty. (Lub. 684) - nr laboratoryjny próbki.

ze znaczną domieszką żwirów. Wskaźniki uziarnienia dla tej serii osadów są bardzo zmienne. Średnia średnica ziarn (M_z) waha się od 1,26 do 2,00, a wysortowanie jest zróżnicowane od bardzo słabego ($G_I = 2,12$) do umiarkowanego ($G_I = 0,68$). Obróbka ziarn kwarcu jest średnia ($W_o = 831-965$; $N_m = 6,5-7,2$). Wśród minerałów ciężkich przeważają minerały z grupy granatów i amfiboli. Zawartość ich kształtuje się kolejno w przedziałach 32,4-52,4% i 11,1-33,1%. W materiale żwirowym przeważają skały krystaliczne (54,1%) nad wapieniami oraz dolomitami (10,5%).

W otworze nr 50 próbka tych osadów, pobrana w ich spągu, została poddana datowaniu TL, które wykazało wiek $622\ 000 \pm 93\ 000$ lat BP (Lub-681). W części zachodniej arkusza, w otworach archiwalnych nr nr 30, 35, 37, piaski wodnolodowcowe dolne zlodowacenia południowopolskiego zalegają niezgodnie na glinie najstarszego zlodowacenia.

G l i n y z w a ł o w e - g_{Op}^1 . Jest to najbardziej miąższy i najpowszechniej występujący poziom glin zwałowych, stwierdzony w otworach wiertniczych na arkuszu Sosnowica. Miąższość jego jest zmienna - od 6,6 m w profilu otworu nr 50 do ponad 7,5 m w profilach otworów nr 14 i nr 32. Pod względem uziarnienia gliny są silnie zróżnicowane, mają one charakter heterogeniczny, co uwidacznia się w różnorodności parametrów i wskaźników uziarnienia. Pod względem typu litologicznego, są to najczęściej gliny piaszczyste lub gliny mułkowate oraz różnego rodzaju mieszaniny mułkowato-ilasto-piaszczyste ze żwirami. Kolor glin jest przeważnie ciemnoszary z odcieniem zielonkawym, lub szary. Zawartość $CaCO_3$ jest silnie zróżnicowana: 2,1-9,3% w otworze nr 14, 8,8-11,8% w otworze nr 32, 2,5-16,0% w otworze nr 50. Średnia wielkość ziarn (M_z) zawiera się w szerokich granicach (3,50-5,10). Cechą wspólną uziarnienia glin we wszystkich profilach jest ich bardzo słabe wysortowanie, wskaźnik G_I ma zawsze wartości powyżej 2,00. Pod względem asymetrii (Sk_I) analizowane gliny zwałowe plasują się przeważnie w klasie dodatnio skośnej (7 próbek) lub w klasie symetrycznej (2 próbki), zaś współczynnik kurtozy (K_G) przeważnie mieści się w grupie rozkładów uziarnienia z krzywą o wyraźnym maksimum (mezokurtyczną), lub z krzywą o ostrym maksimum (leptokurtyczną).

W składzie minerałów ciężkich, których zawartość jest wysoka (0,598-0,654%), najczęściej - ale nie zawsze - przeważają minerały przezroczyste. Asocjacja minerałów ciężkich zawiera jako główne

składniki: granat (33,4-49,8%), amfibol (21,6-31,6%) i piroksen (3,7-11,2%).

Gliny te dobrze charakteryzują współczynniki petrograficzne żwirów. Zestawiono je w tabeli 3.

T a b e l a 3

Współczynniki petrograficzne (wartości średnie) dla glin zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego

Współczynniki	Numery otworów (zgodne z mapą geologiczną)			
	14	32	50	
			glina górna	glina dolna
O/K	0,70	0,79	1,17	0,73
K/W	1,76	1,45	1,02	1,80
A/B	0,56	0,66	0,86	0,48

Udział skał krystalicznych (Kr)⁹⁾ wśród żwirów waha się od 37,9% do 54,1%, a wapieni paleozoicznych (W)⁹⁾ od 23,1% do 44,8%.

Wiek osadów określają dwie daty TL. W profilu otworu nr 14 dla próbki pobranej z głębokości 11,0-11,5 m otrzymano datę $571\ 000 \pm 85\ 000$ lat BP (Lub-683), natomiast dla próbki pobranej z głębokości 24,2-24,3 m z profilu otworu nr 50 wiek $574\ 000 \pm 86\ 000$ lat BP.

Analizowana glina pod względem parametrów uziarnienia i charakteru petrograficznego jest bardzo podobna do gliny zwałowej górnej zlodowacenia południowopolskiego ($g_2^1 p^1$), wyróżnionej na przylegającym od południa obszarze arkusza Orzechów Nowy (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1981a).

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e g ó r n e (pż 2) - $fg_1^1 p^1$. Stwierdzono je jedynie w otworze archiwalnym nr 17 w Kodeńcu. Piaski te wypełniają dno kopalnej doliny, wyciętej w marglach kredopodobnych mastrychtu. Miąższość osadów fluwioglacjalnych dochodzi do 15 m. Są to w stropie piaski z oto-

⁹⁾ Kr - skały krystaliczne; W - wapienie paleozoiczne. W dalszym ciągu objaśnień używane będą same skróty.

czakami, przechodzące ku dołowi w piaski gruboziarniste, a następnie w warstwę żwirów o 3-metrowej miąższości. W spągu występują piaski gruboziarniste z otoczkami skał kredowych. Piaski te nie posiadają dokumentacji litologiczno-petrograficznej.

Interstadiał

Mułki jeziorne - li_{mP}^{1-2} . Seria ta stwierdzona została w profilu otworu nr 50, gdzie osiąga miąższość ponad 5 m. Większą miąższość mają mułki jeziorne - zapewne tego samego wieku - występujące poniżej mułków i piasków interglacjału mazowieckiego, bezpośrednio na utworach kredowych, nawiercone w otworach nr 64 i nr 67. Rezydua omawianych mułków występują także w spągu osadów czwartorzędowych przy zachodniej krawędzi Garbu Włodawskiego w Sosnowicy (nawiercone w otworze nr 59). W otworze kartograficznym nr 50 (Tabl. VIII) sekwencja litologiczna tych osadów jest następująca.

W stropie osadów występuje cienka brunatnoczarna piaszczysto-ilasta warstwa z humusem. Głębiej osady wykształcone są w postaci szarych mułków, szarobeżowych lub oliwkoszarych mułków ilastych, czasami mułków piaszczysto-ilastych, a nawet ików pyłowych. Pod serią osadów mineralnych, w samym spągu, leży cienka (5 cm) warstwa brunatnoszarego torfu sprasowanego, z dobrze zachowanymi fragmentami mchu. W mułkach widoczny jest detrytus roślinny, okruchy muszli mięczaków, łuski ryb oraz sporadyczne wtrącenia białej kredy jeziornej. Mułki jeziorne leżą bezpośrednio na dwudzielnych glinach zwałowych stadiału starszego zlodowacenia południowopolskiego i przykryte są gliną zwałową młodszego stadiału tegoż zlodowacenia.

W uziarnieniu osadów dominuje frakcja pyłowa, której zawartość mieści się w przedziale 39,1-79,8%. Przeciętna wielkość ziarn (M_z) waha się w granicach od 4,57 do 6,38, wysortowanie jest słabe ($G_I = 1,43-1,87$) i bardzo słabe ($G_I = 2,59$), a pod względem asymetrii krzywe uziarnienia są przeważnie dodatnio skośne ($Sk_I = 0,16-0,29$) lub symetryczne ($Sk_I = -0,07-0,07$). Wyniki analiz uziarnienia świadczą, że są to utwory spokojnej sedymentacji, powstałe w środowisku zbiornika śródlądowego (jezioro okresowo przepływowe).

Wśród minerałów ciężkich przeważają nieprzezroczyste (75,4-88,2%), a wśród przezroczystych granat (32,1-42,8%), amfibol (20,0-25,8%) i muskowit (4,8-12,5%). Jeżeli chodzi o minerały odporne, to najwięcej jest rutylu (4,1-8,0%), mniej cyrkonu (0,9-3,4%) -

- który bardziej związany jest z frakcją pyłową - i najmniej turmalinu (0,9-1,4%). Mułki jeziorne są wysoce węglanowe, w stropie zawartość CaCO_3 waha się od 6,8% do 7,3%, głębiej osiąga 62,6-67,8%, a w dolnej partii dochodzi aż do 85,4-87,0%.

Analiza paleobotaniczna, wykonana przez dr Zofię Janczyk-Kopikową (1984) wykazała, że uzyskane spektra pyłkowe z profilu otworu nr 50 są bardzo charakterystyczne i diagnostyczne (tabl. VII). Rozwój roślinności w Sosnowicy rozpoczął się panowaniem tundry w chłodnym klimacie. Rosły wtedy m.in. trawy (Gramineae), turzyce (Cyperaceae) i bylice (Artemisia) oraz charakterystyczne dla formacji tundry wierzby (Salix) i brzoza karłowata (Betula nana). Następne próbki (z głębokości (18,03-17,53 m) swoimi spektrami wskazują na poprawę klimatu i dominację lasów borealnych (sosnowo-brzozowych) typu tajgi. Stopniowo zaczynają pojawiać się w spektrach drzewa o wyższych wymaganiach termicznych. Są to np. dęby (Quercus), wiązy (Ulmus), lipy (Tilia) i leszczyny (Corylus). Próbki z głębokości 16,53-17,30 m charakteryzują optimum klimatyczne badanego interwału czasowego. W tym okresie najważniejszą rolę odgrywały lasy liściaste z dębem, wiązem i leszczyną. Podkreślenia wymaga fakt niewystępowania w optimum klimatycznym grabu (Carpinus). Następne wyniki świadczą o zwiększającej się wilgotności klimatu. Na oceaniczny charakter klimatu wskazuje pojawiająca się i osiągnąca maksymalne wartości (29,2%) jodła (Abies), a także obecność cisza (Taxus). W okresie tym panują cieniste lasy iglaste z jodłą, świerkiem i cisem. Występują jeszcze drzewa liściaste ciepłolubne. Spektra pyłkowe uzyskane z kolejnych próbek (głębokość 13,65-14,53 m) obrazują inny typ roślinności. Na omawiany teren wraca tajga z panującymi sosną (Pinus) i brzozą (Betula) oraz znacznym udziałem świerka (Picea) i modrzewia (Larix). Śladowo występują drzewa liściaste ciepłolubne. Stropowe próbki (głębokość 13,51-13,54 m) piaszczyste, ze względu na domieszkę materiału obcego i zniszczenie pyłków, pozwalają jedynie na sugestię, że mamy w nich zarejestrowaną następną zmianę roślinności. Wracają drzewa liściaste ciepłolubne i po raz pierwszy w profilu pojawiają się ziarna pyłkowe grabu (Carpinus).

Porównując sukcesję pyłkową z Sosnowicy z sukcesją pyłkową innych stanowisk interglacjału w Polsce można stwierdzić, że odpowiada ona całkowicie ferdynandowskiej sukcesji pyłkowej (Z. Janczyk-Kopikowa, 1975). Datowanie TL, wykonane dla dolnej części serii mułkowej, dało wartość $537\ 000 \pm 80\ 000$ lat BP (Lub-679). Jest

to wynik odpowiadający w zupełności dacie uzyskanej w stratotypowym profilu Ferdynandowa (532 000 lat BP). Wynik datowania oraz analiza palinologiczna bezspornie dokumentują powyższą serię jako osad okresu ciepłego, starszy od interglacjału mazowieckiego (wielkiego). Ze względu na brak odpowiedniego wydzielenia wiekowego w randze piętra w schemacie stratygraficznym, obowiązującym przy opracowywaniu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Instrukcja, 1977), autorzy proponują powyższą serię oznaczyć symbolem podpiętra $li_{m_p}^{1_2}$, lub ogólnym symbolem $li_{m_p}^2$.

Stadiał górny

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o - w e d o l n e (pż1) - $pż1_{p}^{fg_{Q_2}}$. Osady te znalezione zostały w niewatpliwej sytuacji paleomorfologicznej i geologicznej w otworach archiwalnych nr 17 i nr 24 w Kodeńcu, gdzie występują poniżej gliny zwałowej młodszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. W otworze nr 17 zalegają one na głębokości od 51,8 m do 64,0 m, natomiast w otworze nr 24 strop ich występuje na głębokości 50,8 m i nie zostały przewiercone do głębokości 63,0 m.

Według opisów profili z otworów wiertniczych (hydrogeologicznych), od stropu do głębokości 56,3 m są to głównie żwiry i otoczaki, poniżej natomiast zarysowuje się przewaga grubych piasków z licznymi żwirami i otoczkami (w opisach nie określono charakteru petrograficznego żwirów i otoczek).

G l i n y z w a ł o w e - $g_{g_p}^{Q_2}$. Obecność ich stwierdzono w czterech otworach badawczych (nr nr 14, 15, 32, 50). Miąższość glin jest dość stała i wynosi od 2,5 m do 4,0 m. Leżą one na różnych głębokościach i w różnych sytuacjach paleomorfologicznych. W otworze nr 14 stwierdzono je na głębokości 3,0 m, a w otworze nr 32 na głębokości 7,0 m, w strefie wysoko wyniesionej powierzchni podczwartorzędowej. W Sosnowicy (otwór nr 50) leżą na głębokości 10,5 m, zaś w Kodeńcu (otwór nr 15) nawet na głębokości 51,4 m, w strefie głębokiego południkowego obniżenia, wyciętego w skałach górnokredowych.

Opisywany litotyp stratygraficzny charakteryzuje się dużą jednorodnością granulometryczną, o czym świadczą parametry i wskaźniki uziarnienia (L. Dolecki, Z. Gardziel, J. Nowak, 1986). Szczególnie duże podobieństwo pod tym względem wykazują poziomy gliny zwałowej z Łubiczyna i Horostyty. Analizowane osady wykształcone są

najczęściej jako gliny piaszczyste z dużą ilością żwirów skał północnych. Przeciętna wielkość ziarn (Mz) wynosi 3,00-4,05, wysortowanie jest bardzo słabe, a współczynnik skośności (Sk_1) najczęściej wskazuje na dodatnio skośny lub symetryczny rozkład uziarnienia.

Wśród minerałów ciężkich przeważają trzy rodzaje minerałów: amfibole (35,4-39,4%), granaty (31,6-37,0%) i pirokseny (8,5-15,6%). Cechą charakterystyczną jest na ogół przewaga amfiboli nad granatami. Uderza bardzo niska frekwencja minerałów odpornych na wietrzenie, takich jak: cyrkon (0,0-1,9%), turmalin (0,0-2,8%) i dysten (0,0-0,5%). Gliny są węglanowe ($CaCO_3 = 6,8-10,0\%$), w niektórych profilach w stropie nieco odwapnione.

Wyliczone wskaźniki petrograficzne żwirów dla glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego przedstawiono w tabeli 4.

T a b e l a 4

Współczynniki petrograficzne dla glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego

Współczynniki	Numery otworów (zgodne z mapą geologiczną)			
	14	15	32	50 (średnio)
O/K	1,17	1,00	1,17	1,10
K/W	1,09	1,13	1,09	1,05
A/B	0,73	0,82	0,73	0,85

Wiek tych osadów określają dwie daty TL. W profilu otworu nr 15 dla próbki pobranej z głębokości 51,5-53,0 m otrzymano datę $480\ 000 \pm 72\ 000$ lat BP (Lub-682), natomiast w otworze nr 50 dla próbki pobranej z głębokości 12,2-13,1 m otrzymano datę $387\ 000 \pm 58\ 000$ lat BP (Lub-678).

Znajomość ilościowych cech litologicznych glin zwałowych zaliczanych do tego stadiału, na obszarze Lubelszczyzny wciąż jeszcze jest niewielka, skąpa jest również liczba dat bezwzględnych, stąd trudno porównywać i korelować uzyskane daty z innymi profilami. Na razie można je jedynie porównywać z danymi stwierdzonymi na sąsiadujących od południa arkuszach Orzechów Nowy i Kołacze (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1981a, 1982a). Gliny zwałowe stadiału górnego

zlodowacenia południowopolskiego, występujące tam powszechnie (nawiercono je w siedmiu otworach), są w zupełności porównywalne w zakresie cech petrograficznych i mineralogicznych z analizowanymi w niniejszym opracowaniu osadami.

Mułki i piaski ze żwirami lodowcowe - g_{mp}^2 . Ta grupa litostratygraficzna reprezentowana jest w profilach otworów nr nr 15, 64, 66 i 67. W Kodeńcu w otworze nr 15 osady te, o miąższości 6 m, leżą w głębokiej rynnie wyciętej w podłożu kredowym bezpośrednio na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego. Są to szare piaski o różnej granulacji, ze żwirami i głazikami skał północnych o średnicy do 5 cm, siwe i staloszare mułki oraz warstwa gliny zwałowej w stropie. Osady są węglanowe ($CaCO_3 = 2,0-18,8\%$).

W otworach nr nr 64, 66 i 67 na Garbie Włodawskim w okolicy Pieszowoli stwierdzono podobne utwory o grubości od około 1,0 m w części zachodniej do 3,5 m w części wschodniej.

Analizy laboratoryjne wykazały duże pokrewieństwo genetyczne analizowanych osadów z opisaną poprzednio gliną zwałową. Przeciętna wielkość ziarna (Mz) zawiera się w szerokich granicach od 1,51 do 5,83%. Są one słabo i bardzo słabo wysortowane, obróbka ziarn kwarcu jest niska ($Wo = 754$), wzrastająca nieco ku stropowi. Skład mineralny frakcji ciężkiej jest podobny jak w glinach. Przeważają granaty (36,7-51,1%) i amfibole (22,8-30,4%), nieco wyższy niż w glinach jest udział epidotów (5,0-5,6%), ponadto pojawił się chloryt (0,3-0,5%), którego nie było w leżących poniżej glinach zwałowych.

Analiza petrograficzna żwirów wykazała wyraźną przewagę skał krystalicznych północnych (48,0%) nad skałami węglanowymi (29,0%).

Jest to seria glacialna bardzo zróżnicowana pod względem litologicznym, akumulowana w warunkach o zmiennej energetyce sedymentacyjnej, związanej z bliskością lądolodu.

Mułki zastoiskowe - b_{mp}^2 . Mułki o charakterze zastoiskowym zostały stwierdzone w otworach archiwalnych nr 17 i nr 24 w Kodeńcu, w obrębie głębokiej doliny kopalnej wypełnionej osadami plejstoceniowymi. Mułki stwierdzono na głębokości 38,6 m (117,4 m n.p.m.). Zalegają one warstwą o miąższości 9,2 m do głębokości 47,8 m (108,2 m n.p.m.). Są to mułki węglanowe o barwie siwej i stalosiwej. Bocznie przechodzą one w mułki i piaski lodowcowe (g_{mp}^2), które nawiercono w otworze nr 15 w Kodeńcu.

Mułki zastoiskowe stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego zostały w stropie głęboko rozcięte pod koniec tego stadiału.

P i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o - w e g ó r n e (pż2) - $\frac{f_{Q_2}}{p_{P_1}^2}$. Są to piaski średnio- i gruboziarniste ($M_z = 1,85-1,18$), o miąższości 4,2 m, z dużą ilością żwirów skał północnych, udokumentowane w otworze nr 15 (Kodeńiec 3). Pod względem wysortowania piaski znajdują się w klasie osadów o umiarkowanym rozproszeniu ($G_I = 0,76-0,80$). Pod względem asymetrii jest to rozkład dodatnio skośny ($Sk_I = 0,11-0,40$), a współczynnik kurtozy (K_G) wskazuje na mezokurtyczny typ krzywej uziarnienia (wyraźne maksima). Syntetyczny trzycyfrowy indeks uziarnienia według D. J. Doeglasa (1968) wynosi 223 dla piasku średnioziarnistego, znajdującego się w górnej części, oraz 112 dla piasku gruboziarnistego z dolnej części serii. Parametry uziarnienia są typowe dla środowiska fluwioglacjalnego. Obróbka ziarn kwarcu jest średnia ($W_o = 1044$). Wśród minerałów ciężkich dominują minerały ciemne, nieprzezroczyste (74,4%), a wśród przezroczystych - granaty (31,5%) i amfibole (26,2%). Z innych minerałów większą liczbą ziarn wyróżniają się: andaluzyt (9,2%), rutil (9,2%), turmalin (6,1%), staurolit (5,4%) i piroksen (4,6%).

Interglacjał mazowiecki (wielki)

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i r z e - c z n e - $\frac{f_{Q_2}}{p_{P_1}^2}$ -3. Osady zaliczone do tej grupy genetyczno-stratigraficznej nawiercono w środkowej części arkusza w Kodeńcu (otwór nr 15) i w części wschodniej w Krzywowieczach (otwór nr 29), gdzie wypełniają one po części głębokie rynny wycięte w miękkim kredowym podłożu czwartorzędu. Stwierdzono je również w kilku archiwalnych otworach wiertniczych z okolic Kodeńca. Jest to miąższa (od 4,0 m do 10,7 m) seria piasków średnioziarnistych, z soczewkami i wkładkami piasków drobnoziarnistych; czasem spotyka się wśród nich otoczaki i żwiry krystaliczne. Odznaczają się umiarkowanym wysortowaniem ($G_I = 0,52-0,88$) i średnią obróbką ziarn ($W_o = 868-1108$, $N_m = 5,1-8,8$). Analizy mineralogiczne wykazały wysoką zawartość frakcji ciężkiej (0,612-2,043%). W składzie jakościowym minerałów ciężkich czołowe miejsce zajmują granat (38,9-48,8%) i amfibol (18,7-20,5%). Ponadto w większej ilości występują: staurolit (2,9-6,5%), rutil (2,1-6,5%) i apatyt (0,7-3,6%). Niska jest frekwencja cyrkonu i ływczyków.

Są to piaski rzeczne facji korytovej, osadzone w czasie interglacjału mazowieckiego (wielkiego). W analizowanych profilach zauważyć można było między innymi charakterystyczne dla tego piętra, powtarzające się cykle frakcjonalne, od piasków grubszych w spągu do drobniejszych w stropie.

G l i n y k o l u w i a l n e - $\frac{k}{g}O_p$ 2-3. Utwory tego typu stwierdzono tylko w otworze nr 15. Jest to niewielkiej miąższości (1,5 m) warstwa gliny mułkowatej o barwie szarej, ze żwirami i ostrokrawędzistymi okruchami skał północnych o średnicy do 10 cm, leżąca wśród grubej serii piasków rzecznych interglacjału mazowieckiego (wielkiego). Beładne ułożenie różnorodnego materiału pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia ze spływem soliflukcyjnym. Materiał skalny został przemieszczony w pewnych sprzyjających warunkach klimatycznych w okresie interglacjału w dół po zboczu kołpalnej doliny.

Pod względem granulometrycznym w osadzie zdecydowaną przewagę ma frakcja pyłowa (73,4%) z domieszką frakcji ilastej (24,5%), przy znikomym udziale frakcji piaszczystej (1,4%). Wartość Mz jest wysoka (5,75), a wysortowanie słabe ($G_i = 1.63$). Skośność rozkładu uziarnienia jest dodatnia ($Sk_I = 0,20$), a wartość wskaźnika kurtozy (K_G) wynosi 0,84. Charakterystyczną cechą składu minerałów ciężkich jest wysoki udział minerałów nieprzezroczystych (75,6%) oraz niewielka przewaga udziału amfiboli (37,7%) nad granatami (31,9%). Zawartość węglanów jest wysoka i kształtuje się w granicach 19,7-20,7%.

Wśród żwirów przewagę mają skały krystaliczne (39,9%) nad wapieniami paleozoicznymi (28,9%). Dość wysoki jest udział dolomitów (7,5%). Wartości współczynników petrograficznych żwirów wynoszą: $O/K = 0,85$, $K/W = 1,35$, $A/B = 0,67$ i nawiązują wyraźnie do wartości współczynników, charakterystycznych dla glin zwałowych dolnego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Przypuszczalnie gliny tego podpiętra były materiałem źródłowym dla wyżej opisanych osadów.

M u ł k i j e z i o r n e - $\frac{li}{m}O_p$ 2-3. Mułków jeziornych interglacjału mazowieckiego (wielkiego) na powierzchni terenu nie stwierdzono, choć należy spodziewać się ich wychodni w strefie otworu nr 64 na Garbie Włodawskim. Osady te występują pod przykryciem osadów lodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego. Na podstawie analizy przekrojów, skonstruowanych w oparciu o otwory wiert-

nicze archiwalne można przypuszczać, że osady jeziorne interglacjału mazowieckiego (wielkiego) zostały w niektórych przypadkach wkomponowane w skibowe struktury glacitektoniczne moreny czołowej zlodowacenia środkowopolskiego w najwyższej partii Garbu Włodawskiego (na arkuszu Sosnowica). Strop mułków jeziornych zanotowano w otworze nr 64 na wysokości 183,0 m n.p.m., powierzchnia ich obniża się ku wschodowi i w otworach nr 66 i nr 67 występuje już na wysokości 179,0 m n.p.m. W części zachodniej Garbu Włodawskiego mułki wyklinowują się (patrz przekrój F-G-H). Z opisów archiwalnych otworów wiertniczych wynika, że są to mułki i pyły szare i żółtoszare, w stropie pozbawione zupełnie węglanów. Jest to prawie 16-metrowa seria osadów jeziornych, makroskopowo podobnych do facji lessów aluwialnych. Spąg mułków wyraźnie obniża się w kierunku południowym i wschodnim.

Mułki jeziorne znaleziono też w odsłonięciu pod przykryciem osadów lodowcowych w okolicy Górek na SW krańcu Garbu Włodawskiego. Są to mułki żółtoszare, bezwęglanowe, laminowane żółtordzawymi pseudofibrami. Analizy laboratoryjne tego osadu, pobranego z głębokości 3,8-4,0 m poniżej powierzchni terenu, wykazały następujące jego cechy: frakcji piasku jest 5,2%, frakcji pyłu 76,8% - w tym frakcji podstawowej dla lessu (0,05-0,01 mm) 38,1%, frakcji poniżej 0,01mm - 18,0%; wartości podstawowych wskaźników granulometrycznych wynoszą: $M_z = 5,3$, $G_I = 1,71$, $Sk_I = 0,43$, $K_G = 0,96$. Jest to więc osad słabo wysortowany, o krzywej rozkładu uziarnienia bardzo dodatnio skośnej, z wyraźnym maksimum. Utwory te zapewne deponowane były w środowisku, gdzie wyraźnie zaznaczało się zmniejszanie prędkości ośrodka, powodujące wytrącanie ziarn z zawiesiny Kurtzoza informuje, że warunki dynamiczne w środowisku sedymentacji były dość jednorodne, jednak dopływ materiału zawiesinowego pochodził z bliskiej odległości, co zdaje się tłumaczyć słabe wysortowanie osadu. Mułki poddano uproszczonej analizie chemicznej, która wykazała, że 85,3% osadu stanowi SiO_2 , 1,94% - Fe_2O_3 i 9,08% - Al_2O_3 . Mogą więc one mieć pewne znaczenie gospodarcze, jako surowiec przydatny dla potrzeb ceramiki budowlanej.

Zlodowacenie środkowopolskie

Stadiał przedmaksymalny

Mułki zastoiszkowe - $\frac{b}{m} \frac{q}{p}$. W otworze nr 32 stwierdzono interesującą serię osadów o miąższości 1,6 m. Są to

jasnożółte, pylaste, lessopodobne mułki. Pod względem charakteru uziarnienia jest to utwór jednomodalny, z wyraźną dominacją frakcji 0,1-0,05 mm (63,7%). Udział tzw. "frakcji lessowej" (0,05-0,01 mm) w opisywanych mułkach dochodzi do 18,0%, a zawartość frakcji piaszczystej do 11,7%. Podobne mułki z charakterystyczną przewagą pyłu grubego (0,1-0,05 mm) występują powszechnie w dolinie Bystrzyicy w strefie krawędziowej północnej części Wyżyny Lubelskiej (J. Nowak, 1978).

Przeciętna wielkość ziarn (Mz) mułków wynosi 4,20. Wyszortowanie jest słabe ($\sigma_I = 1,14$), a rozkład uziarnienia jest bardzo dodatnio skośny ($Sk_I = 0,37$). Wskaźnik kurtozy uzyskał bardzo wysoką wartość ($K_G = 2,61$), co jest typowe dla tej grupy osadów.

Wśród minerałów ciężkich przeważa grupa minerałów przezroczystych (67,3%), a wśród nich amfibole (47,0%), granaty (21,0%) i pirokseny (19,1%). Ponadto - poza epidotem (4,2%) i rutylem (3,7%) - pozostałe minerały są reprezentowane przez pojedyncze ziarna. Zawartość węglanów jest wyraźna (3,7%). Analiza chemiczna, wykonana dla tych osadów, wykazała - poza węglanami - obecność następujących związków chemicznych: $SiO_2 = 80,10\%$, $Fe_2O_3 = 1,79\%$ i $Al_2O_3 = 10,97\%$.

Datowanie osadu pobranego ze stropu opisywanej warstwy (4,5-4,7 m), wykonane w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie przez dr J. Butryma, wykazało wiek TL 371 000 \pm 55 000 lat BP (Lub-685). Badana seria jest osadem zastoiskowym, być może akumulowanym w warunkach peryglacjalnych.

Stadiał maksymalny

G l i n y z w a ł o w e - $\frac{g}{g_p} 13$. Gliny zwiałowe stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego występują na powierzchni wyłącznie we wschodniej i południowo-wschodniej części arkusza Sosnowica. Większe ich rozprzestrzenienie notuje się w okolicach miejscowości Horostyta, Turno, Zamołodycze, Hola, Marianka i Pieszowola, na obszarze Garbu Włodawskiego. Często gliny przykryte są cienką warstwą piasków i żwirów polodowcowych. W otworach wiertniczych kartograficznych gliny te zostały najpełniej udokumentowane w profilu otworu nr 32 - na głębokości 2,5-4,4 m. Mają tu one charakter glin wybitnie piaszczystych z dużą ilością żwirów. Ponadto gliny ze stadiału maksymalnego zostały nawiercone w profilu otworu nr 50 na głębokości 8,0-9,0 m.

Gliny zwałowe stwierdzone w profilach występują zasadniczo w dwu odmianach litologicznych: jako piaszczysto-pyłowate z bardzo dużą ilością żwirów skał północnych w Horostycie, oraz jako mułkowato-ilaste z nieco mniejszą ilością żwirów skał skandynawskich i wyraźną domieszką żwirów skał lokalnych w Sosnowicy. Kolor pierwszej z nich jest zwykle brunatnożółty z odcieniem brązowym, zaś drugiej szarosiwy. W świeżych odkrywkach i odsłonięciach często posiadają kolor brązowy, brązowordzawy lub żółtoszary. Charakteryzują się one, co stwierdził już wcześniej J. Trembaczowski (1968) na sąsiadującym od wschodu terenie, silnym zwietrzeniem i bardzo głębokim odwapnieniem. W stropie - co szczególnie dobrze widać w odkrywkach w okolicy Marianki - gliny zwałowe zawierają wyraźny poziom bruku morenowego, złożonego z dużych żwirów i głazów, oraz rozcięte są pseudomorfozami klinów lodowych z wtórnym wypełnieniem. Na bruku spoczywa kilkunastocentymetrowa piaszczysto-pyłasta pokrywa eluwialno-deluwialna, wytworzona w wyniku długotrwałych procesów wietrzeniowych.

Zawartość poszczególnych frakcji w glinach piaszczystych waha się w dość szerokich granicach: żwirowej 1,6-4,4%, piaskowej 36,0-61,2%, pyłowej 26,5-39,3%, ilowej 9,0-26,0%. Podobnie dość duży rozrzut wykazują statystyczne wskaźniki uziarnienia: $M_z = 2,48-4,50$, $\sigma_I = 2,26-2,71$, $Sk_I = 0,07-0,21$, $K_G = 0,79-1,42$. Gliny mułkowate, stwierdzone w okolicy Sosnowicy, zawierają: frakcji żwirowej 2,3%, piaskowej 23,5%, pyłowej 51,2% i ilowej 23,0%. Wyliczone wskaźniki statystyczne przyjmują wartości: $M_z = 4,62$, $\sigma_I = 2,81$, $Sk_I = -0,03$, $K_G = 0,98$.

Wskaźniki petrograficzne żwirów (próbki pobrane z odkrywek w Turnie i Marianne) kształtują się następująco: $O/K = 0,51-0,91$, $K/W = 1,32-2,19$, $A/B = 0,43-0,66$. W składzie frakcji ciężkiej przeważają minerały przezroczyste (57,4-70,2%), wśród których na pierwszym miejscu znajdują się: granaty (32,8-47,8%), amfibole (25,7-40,0%) i pirokseny (5,7-10,0%).

Wiek glin zwałowych określają dwie daty TL. Gliny zwałowe z Marianki (próbka pobrana z odsłonięcia) jest datowana na $273\ 000 \pm 41\ 000$ lat BP (Lub-72) (L. Lindner, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz, 1985). Drugą datę uzyskano dla próbki pobranej z głębokości 8,0-8,5 m z profilu otworu nr 50 - $244\ 000 \pm 37\ 000$ lat BP (Lub-677).

Zdaniem autorów cytowanej wyżej publikacji, recesja lądolodu z rejonu Garbu Włodawskiego nastąpiła prawdopodobnie około 235-225 tysięcy lat temu.

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e: n a g l i n a c h z w a ł o w y c h s t a d i a ł u m a k s y m a l n e g o (pż/g) - $\frac{g}{p} Q_p^1$. Osady te mają znaczne rozprzestrzenienie między Pieszowolą, Dębina oraz Ludwiczynem. Występują również pomiędzy Marianką i Holą, Szmokotówką i Zamołodyczami, a także w okolicach Horostyty, gdzie były dokładniej zbadane w oparciu o próbki z otworu nr 32. W Horostycie piaski i żwiry lodowcowe stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego mają miąższość 2,5 m. Są to piaski pyłowate brunatnożółte, z soczewkami gliny piaszczystej i znaczną domieszką żwirów krystalicznych silnie zwietrzałych. Średnia wielkość ziarn (M_z) tych piasków waha się w granicach od 2,44 do 3,88. Wskaźnik wysortowania (ζ_I) mieści się w granicach 2,01-2,29, asymetria (Sk_I) rozkładu uziarnienia jest dodatnio skośna (0,58-0,21), a kurtoza (K_G) waha się w zakresie 1,24-1,54. Są to więc osady bardzo słabo wysortowane, a wskaźniki granulometryczne skłaniają do uznania, iż akumulowane były w zmiennych warunkach dynamicznych środowiska sedymentacyjnego.

Wśród minerałów ciężkich, występujących w piaskach lodowcowych, przeważa amfibol (18,6-44,6%), a w następnej kolejności notuje się granat (19,3-25,0%), biotyt (0,6-15,4%), piroksen (4,9-11,6%) i epidot (4,6-8,0%). Osady są odwapnione. Piaski i żwiry lodowcowe wykazują duże podobieństwo do glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego.

Piaski i żwiry lodowcowe na glinach zwałowych stadiału maksymalnego posiadają niewielką miąższość od 0,5 do 1,8 m. Pod względem granulometrycznym nieco różnią się od miąższych piasków i żwirów lodowcowych, ze względu na większe przemycie osadu w trakcie redepozycji. Osady tego typu mają duże rozprzestrzenienie na Garbie Włodawskim, szczególnie w okolicach Horostyty i Zamołodycz, a także na północnych jego stokach w okolicy Sosnowicy, Izabelina i Czołomy. Wyspowo występują także na północnym krańcu Turna, na zachodnich stokach wysoczyzny w okolicy Górek oraz w pobliżu Marianki i Hołodyski.

Omawiane osady zostały zbadane w odsłonięciu w okolicach Sosnowicy. Występujące tam piaski zawierają zaledwie 0,1% frakcji żwirów oraz 96,7% frakcji piasku. Średnie ziarno (M_z) piasków ma średnicę 1,76, wysortowanie osadu jest umiarkowane ($\zeta_I = 0,74$), rozkład uziarnienia wykazuje skośność dodatnią ($Sk_I = 0,12$), a krzywa ma charakter leptokurtyczny (ostre maksimum - $K_G = 1,11$). W osadzie wyraźnie przeważa frakcja 0,25-0,5 mm.

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i w o d -
 n o l o d o w c o w e : n a p i a s k a c h i ż w i r a c h
 l o d o w c o w y c h s t a d i a ł u m a k s y m a l n e g o
 (p/pż) - $\frac{fg}{p} \cdot 10^3$. Piaski i żwiry wodnolodowcowe najszersze roz-
 przestrzenienie mają na północnych stokach Garbu Włodawskiego i w
 obrębie Zakłęśkości Sosnowickiej - w okolicach Turna, Holi, PGR So-
 snowica-Lasek oraz na wschód od Jeziora Czarnego Sosnowickiego, a
 także w północnej części arkusza - w okolicy Woli Przewłockiej, Kol.
 Chmielów, Bednarzówki, Welinowa oraz na obszarze Suchego Bagna. Wy-
 stępowanie tych osadów w dwóch wyraźnie wyodrębniających się stre-
 fach zdaje się wskazywać, że osady te w części północnej pochodzą z
 nieco młodszej fazy stadiału maksymalnego, niż w części południowej.
 Pod względem granulometrycznym nieznacznie różnią się one między
 sobą. Większe rozprzestrzenienie tych osadów stwierdza się pod ut-
 worami jeziorno-rozlewiskowymi, w obrębie Równiny Parczewskiej.
 Piaski i żwiry wodnolodowcowe stwierdzono prawie we wszystkich ot-
 worach kartograficznych, a miąższość ich waha się od 1,0 m w otwo-
 rze nr 50, do 7,5 m w otworze nr 21, natomiast maksymalną wartość
 18 metrów osiągają w otworze nr 29. Nie stwierdzono ich w otworach
 kartograficznych nr nr 14 i 32. Badano je także w odsłonięciach w
 Kropiawkach, Marianówce, Rudniku, Lubiczyńce i Kolonii Szeroka.

Omawiane osady charakteryzują się dość znaczną zmiennością pa-
 rametrów uziarnienia. Są to przeważnie piaski średnio- i gruboziar-
 niste ze żwirami. Średnia średnica piasków (M_z) waha się w zakresie
 0,53-1,76. W niektórych profilach występują wyraźne przewarstwienia
 żwirów. Wyszortowanie tych osadów jest słabe ($G_I = 1,13-1,30$) bądź
 umiarkowane ($G_I = 0,52-0,92$), a krzywa rozkładu uziarnienia jest
 symetryczna bądź ujemnie skośna - co jest charakterystyczne dla o-
 sadów wodnolodowcowych. Pod względem kurtozy utworów te wyróżniają
 się z reguły ostrymi lub wyraźnymi maksimami (krzywe leptokurtycz-
 ne i mezokurtyczne).

Obrobka ziarn kwarcu jest średnia (W_o w zakresie 881-1084).
 Wśród minerałów ciężkich przeważają nieprzezroczyste (49,2-64,8%).
 Skład frakcji ciężkiej w grupie minerałów przezroczystych charakte-
 ryzuje się zespołem typowym dla utworów lodowcowych i wodnolodowco-
 wych: granaty stanowią 42,0-63,5%, amfibole 5,0-20,8%, a pirokseny
 2,5-8,7%. Sumaryczna zawartość tych trzech składników stanowi 61,4-
 -74,0% wszystkich minerałów przezroczystych. Badane minerały są
 świeże, ostrokrawędziste, mało zwietrzałe. Piaski te są bezwęglano-
 nowe.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe na piaskach i żwirach lodowcowych stadiału maksymalnego (p/pż) występują w wąskiej strefie koło Woli Przewłockiej na styku z arkuszem Parczew. Miąższość tych utworów nie przekracza 2 m.

P i a s k i, ż w i r y i g łą z y m o r e n c z o - ł o w y c h - ⁹⁹_{p p}13. Występują one na Garbie Włodawskim w południowej części arkusza w okolicy Pieszowoli oraz w południowo-wschodniej części arkusza w okolicy Marianki, tworząc niewielkie pagórki zbudowane z różnorodnych skał. Spotyka się tu piaski różnoziarniste, piaski ze żwirami i gładzami, gliny zwałowe, gniazda mułków ilastych i ilów. Materiał jest wymieszany i bezładnie ułożony. Miąższość osadów można ocenić na około 4-6 m. Na powierzchni występują w dużej ilości głązy narzutowe o obwodzie ponad 1,0 m (maksymalnie do 3,0-5,0 m). Niektóre z nich mają parametry kwalifikujące je do ochrony jako obiekty zabytkowe. Pod względem petrograficznym są to różnorodne granitoidy, najczęściej granity różnoziarniste szare, granity pegmatytowe jasnoróżowe i granity gruboziarniste skalenkowe różowe. Poza tymi stanowiskami głązy narzutowe występują także i w innych miejscach.

P i a s k i, ż w i r y i m u ł k i k e m ó w - ⁹⁹_{p p}13. W części południowo-zachodniej Garbu Włodawskiego zaznaczają się wyraźnie w krajobrazie pagórki kemowe. Szczególnie duże ich skupienie notuje się w rejonie Marianki i na północ od Pieszowoli, pomiędzy Hołodyską, Czołomą i Ludwiczynem. Najwyższe z nich występują na południe od wsi Turno i na północ od Holi. Część z nich, jak np. kem Turna, predysponowane są przez garby związane z nierównomierną akumulacją osadów lodowcowych w strefie zaburzeń tektonicznych kredowego podłoża oraz glacitektonicznym spiętrzeniem glin zwałowych w podłożu. Informują o tym przekroje geologiczne, wykonane w trakcie prac kartograficznych. Miąższość osadów średnio 10-15m.

Kemy zbudowane są z piasków warstwowanych różnej granulacji oraz żwirów, pyłów i mułków. W opisywanych osadach pospolicie występują toczące ilaste. Zwykle w strefie kulminacji pagórów zalegają piaski ze żwirami, niżej piaski i mułki, a na zboczach przemyte silnie płyty glin piaszczystych ze żwirami i gładzami. Są to osady o strukturze warstwowej, miejscami silnie zaburzone soliflukcyjnie i przemieszczone wzdłuż szczelin tensyjnych. Taka budowa uzasadnia określenie tych form nazwą kemów.

Cechy granulometryczne piasków kemowych określono na podstawie próbek pobranych w Pieszowoli oraz w Zagrodach. Piaski wykazują średnią średnicę (Mz) w zakresie 1,82-2,22, wysortowanie umiarkowane ($\sigma_I = 0,59-0,78$), rozkład uziarnienia dodatnio skośny lub zbliżony do symetrycznego ($Sk_I = 0,11-0,12$) oraz mezokurtyczny. Piaski te w Pieszowoli mają dominującą frakcję 0,25-0,1 mm (55,6%), natomiast w Zagrodach - frakcję 0,5-0,25 mm (52,0%).

Interstadiał pilicki

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i r z e - c z n e - f_{Pp}^{1-2} . Są to piaski średnioziarniste (Mz = 1,82), miejscami z domieszką żwirów i otoczków, jasnoszare i żółtawe, w dolnej części przybierają barwę szarą. Stwierdzono je w profilu otworu nr 14 o miąższości 1,3 m oraz w otworach wiertniczych geologiczno-inżynierskich pod budowę sklepu GS w Lubiczynie, gdzie występuje płytko pod powierzchnią terenu, a miąższość ich wynosi 2,2-2,7m.

Pod względem typu uziarnienia są to osady jednomodalne z wyraźną dominacją frakcji 0,5-0,25 mm (73,1%). Wysortowanie ich jest umiarkowane ($\sigma_I = 0,54$), a asymetria mieści się w klasie dodatnio skośnych ($Sk_I = 0,26$). Odznaczają się średnią obróbką ziarn. ($Wo = 951$). Charakterystyczną cechą składu mineralnego frakcji ciężkiej jest bardzo wysoka zawartość granatów (52,3%). Ta duża koncentracja granatu jest często charakterystyczna dla osadów rzecznych, gdzie odbywa się proces selektywnego wzbogacania w ten minerał. Poza granatem dość dużo jest ziarn amfibolu (11,6%) i piroksenu (7,5%) - minerałów o słabej odporności na wietrzenie.

P i a s k i j e z i o r n e (p) - li_{mP}^{1-2} . Piaski jeziorne interstadiału pilickiego nawiercono w otworach archiwalnych nr nr 47, 48 i 57 pod mułkami jeziornymi. Strop tych piasków występuje na wysokości około 157 m n.p.m., częściej jednak na rzędnych 151-154 m n.p.m. Spąg piasków znajduje się na wysokościach bezwzględnych ok. 143 m n.p.m. Piaski te osiągają więc znaczną miąższość, rzędu 5-8 m.

Jak wynika z opisów wiertniczych, są to piaski drobnoziarniste szare, przechodzące ku spagowi w piaski różnoziarniste. Utwory te nie były badane laboratoryjnie i nie posiadają bliższej charakterystyki litologicznej.

M u ł k i j e z i o r n e (m) - li_{mP}^{1-2} . Na powierzchni terenu mułki jeziorne zostały stwierdzone na SE od Krzywierzby, w

okolicy Rudnik oraz Marianki na Garbie Włodawskim. Szerzej rozprze-strzeżone są w południowo-wschodniej części arkusza Sosnowica pod przykryciem młodszych osadów. Mułki te w Mariance były datowane metodą TL na $237\ 000 \pm 37\ 000$ lat BP (Lub-70) (J. Buraczyński, J. Butrym, J. Wojtanowicz, w druku). Omawiane mułki badane były laboratoryjnie na podstawie próbek z otworu nr 50 w Sosnowicy, gdzie zalegają na głębokości 6,0-8,0 m, oraz w Mariance z głębokości 3,6-4,0 m. W Sosnowicy jest to jednorodna seria mułku ilastego z soczewkami mułków piaszczystych, o barwie ciemnoszarej. Zwracają uwagę liczne domieszki szczątków roślinnych. Datowanie tych osadów metodą TL wykazało wiek $228\ 000 \pm 34\ 000$ lat BP (Lub-676). W Mariance są to bezwęglanowe mułki ilaste brunatnosiwe w stropie, niżej siwe, bimodalne (podobnie jak w Sosnowicy). Mułki osadzone były w czasie interstadiału pilickiego.

W badanych osadach przeważa frakcja pyłowa (66,1-78,9%) oraz ilasta (16,7-30,9%). Sedymentacja tych osadów rozpoczęła się grubszym ziarnem ($M_z = 5,05$), a kończy drobniejszym ($M_z = 5,82$). Wysortowanie jest słabe, wskaźnik σ_I waha się w zakresie 1,53-1,77, a wartości współczynnika kurtozy wskazują na rozkłady platykurtyczne ($K_G = 0,68-0,80$) i mezokurtyczne ($K_G = 0,91-0,98$). Jest to więc osad słabo wysortowany, wytrącany z zawiesiny w warunkach niskiej dynamiki środowiska sedymentacyjnego.

Stadiał mazowiecko-podlaski (Warty)

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e: n a m u ł k a c h j e z i o r n y c h i n t e r s t a d i a ł u p i l i c k i e g o (p/m) - f_{pg}^{23} $_{pm}Q_p$. Piaszki i mułki powstałe w warunkach rzeczno-peryglacjalnych budują tarasy pradolinne opadające miejscami wyraźną krawędzią ku równinom jeziornym z ostatniego zlodowacenia. W ich bezpośrednim sąsiedztwie występują z reguły osady wodnolodowcowe i lodowcowe zlodowacenia środkowopolskiego i często w nie włożone są omawiane osady. Duże powierzchnie zajmują piaszki i mułki rzeczno-peryglacjalne pomiędzy Sosnowicą i Uhninem, między Górkami i doliną Pivonii oraz w okolicy Przewłoki. W Sosnowicy w otworze nr 50 występują one na głębokości 2,1-6,0 m. Jest to seria złożona wyraźnie z dwóch części litologicznych. Górna - to stalowskiwe mułki ilaste, dolna - to piaszki średnioziarniste, być może stanowiące przejście do osadów leżących niżej, to jest piaszków i mułków interstadiału pilickiego, do których są bardzo podobne pod względem granulometrycznym.

Dolna seria piasków charakteryzuje się średnim ziarnem (Mz) o wielkości 1,47, umiarkowanym wysortowaniem ($\sigma_I = 0,69$) i bardzo leptokurtyczną krzywą uziarnienia. Obróbka ziarn kwarcu wskazuje na przewagę ziarn klasy beta (obróbka pośrednia) nad ziarnami nieobrobionymi - klasy alfa. W składzie minerałów ciężkich (których jest dużo - 0,951%) przeważają nieprzezroczyste (80,7%). Wśród minerałów przezroczystych dominuje granat (41,2%), w następnej kolejności są: turmalin (22,2%), staurolit (11,3%), andaluzyt (8,1%) i rutil (7,3%). Są to więc piaski typu rzeczne.

Górna część osadów to mułki rzeczno-rozlewiskowe o wielomodalnym rozkładzie uziarnienia, gdzie Mz waha się w zakresie 4,07-5,57. Jest to osad słabo i bardzo słabo wysortowany ($\sigma_I = 1,93-2,21$), o dodatnio skośnym rozkładzie uziarnienia ($Sk_I = 0,12-0,22$) i platykurtycznej krzywej uziarnienia ($K_G = 0,77-0,87$). Cechy te wskazują na sedymentację w warunkach peryglacjalnych; pośrednio świadczą o tym także wyniki analizy minerałów ciężkich.

Piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne na mułkach jeziornych interstadiału pilickiego (pm/m) występują w zachodniej części arkusza na północ od Białki i w okolicy Dębowej Kłody oraz w rejonie Jezior Sosnowickich. Są to osady o niewielkiej miąższości, występują zawsze w sąsiedztwie piasków i mułków rzeczno-peryglacjalnych, stanowiąc pomiędzy nimi pośrednie ogniwo facjalne.

Interglacjał eemski

P i a s k i r z e c z n e - $f_{p,p}^{0,3-4}$. Piaski rzeczne z interglacjału eemskiego zostały nawiercone w otworach nr nr 16, 17, 18, 19, 22, 23, 24 oraz innych licznych otworach, wykonanych dla potrzeb geologiczno-inżynierskich. Piasków tych nie nawiercono jednak w żadnym z otworów kartograficznych, dlatego ich charakterystykę podano na podstawie opisów wierceń archiwalnych.

Są to piaski drobnoziarniste o barwie żółtej i szarej, całkowicie bezwęglanowe. Strop tych piasków znajduje się poniżej torfów i namułów eemskich, to jest na wysokości rzędu 153,5 m n.p.m. Ich średnia miąższość wynosi około 5 m. Analizy granulometryczne piasków z ich stropowej części wykazują przewagę frakcji piasków (98,0%) nad pyłem (2,0%). Wysortowanie tych osadów wzrasta z głębokością, wykazują one wyraźną monomodalność. W niektórych otworach w stropie tej serii, a poniżej namułów i torfów, stwierdza się warstwę gruboziarnistych piasków bądź nawet żwirów, stanowiących zapewne fację korytową rzeki eemskiej. Największą serię piasków rzecznych

stwierdzono w otworze nr 16, gdzie osiągają miąższość ponad 14 m. Podobną miąższość mają piaski rzeczne tego wieku, występujące pod osadami jeziornymi pomiędzy Hołownem i Antopolem oraz pod torfami w Antopolu.

N a m u ł y t o r f i a s t e - $\overset{f}{nt}Q_{3-4}$. Namuły zalegają w identycznych sytuacjach paleomorfologicznych, jak opisane powyżej torfy; te dwa utwory facjalne zazębiają się ze sobą. W kompletnych profilach występują namuły nad torfami, gdzie tworzą warstwy o miąższości rzędu 0,5-1,0 m. Są to głównie drobnoziarniste piaski z przewarstwieniami i soczewkami detrytusu roślinnego i torfu oraz szarozielonkawych mułków. Osady są bezwęglanowe, plastyczne, zwykle zawadnione. Namuły torfiaste eemskie mają znacznie większe rozprzestrzenienie niż torfy. Przy bardzo szczegółowych badaniach geologicznych mogą one przypuszczalnie spełniać pewną rolę w diagnostyce stratygraficznej, gdyż na ich podstawie można wydzielić spąg osadów ostatniego zlodowacenia.

T o r f y n i s k i e - $\overset{tnp}{t}Q_{3-4}$. Torfy niskie interglacjału eemskiego stwierdzono pod przykryciem piasków jeziornych z ostatniego zlodowacenia w Kodeńcu, Feliksowie koło Hołowna i Antopolu. Wiek ich określono na podstawie sytuacji paleomorfologicznej w jakiej występują oraz na podstawie sekwencji geologicznej. Torf ten nie posiada dokumentacji paleobotanicznej.

W najbardziej wiarygodnej pozycji pod względem stratygraficznym stwierdzono go w okolicach Kodeńca, gdzie miejscami osiąga miąższość do 6 m. Torf występuje na piaskach rzecznych, wypełniających koryta wycięte w wodnolodowcowych piaskach górnych stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Jak wynika z opisów wierceń oraz sond, torf zalega na głębokościach od 3,5 do 6,2 m pod przykryciem piaszczysto-mułkowatych namułów. Torfy związane są z doliną rzeczna.

W podobnej sytuacji paleomorfologicznej występują torfy eemskie w Antopolu oraz w Feliksowie, gdzie tworzą jednak mniej miąższe pokłady, zalegające na głębokości 5,8-6,6 m. Torfy te znane były już dawniej i opisane zostały przez T. Wilgata (1957) oraz J. E. Mojskiego i J. Trembaczowskiego (1974, 1975).

Zlodowacenie środkowopolskie + północnopolskie

P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w e (pm) - $\overset{li}{pm}Q_{3-4}$. Seria ta występuje dużymi płatami w

środkowej i południowo-zachodniej części arkusza. Osady te stwierdzone zostały również w stropowych partiach profilów kilku otworów wiertniczych (m.in. nr 14 i nr 50). Są to różnorodne piaski i mułki o miąższości około 2,0-4,0 m. Geneza ich jest złożona - przypuszczalnie powstały w warunkach akumulacji rozlewiskowej, przy niskim okresowym niezorganizowanym przepływie (J. E. Mojski, J. Trembaczowski, 1975). Później osady te zostały częściowo przekształcone przez procesy peryglacjalne oraz współczesne procesy wietrzeniowe.

Najczęściej są to piaski drobno- i średnioziarniste oraz piaski pyłowate z przewarstwieniami mułków i mułków ilastych. Niekiedy w strefach kontaktowych z piaskami wodnolodowcowymi lub rzecznyymi spotyka się w omawianych piaskach domieszki drobnych żwirików kwarcowych. Średnia średnica ziarn (M_z) piasków jeziorno-rozlewiskowych mieści się w przedziale od 1,78 do 1,92, wysortowanie ich jest umiarkowane ($\zeta_I = 0,57-0,64$). W zakresie obtoczenia przewagę mają ziarna o średniej obróbce (44,25-59,50%). Mułki ($M_z = 5,26$) charakteryzują się bimodalnością rozkładu uziarnienia i słabym wysortowaniem ($\zeta_I = 1,76$).

W minerałach ciężkich zdecydowaną przewagę mają minerały przezroczyste (71,7-73,6%), a wśród nich wyróżnia się wysoką zawartością granat (69,8-70,5%). Bardzo niska - jak na osady czwartorzędowe - jest zawartość amfibolu (0,4-1,4%). Jest tu widoczny bez wątpienia wpływ procesów wietrzenia na zachowanie się tego mało odpornego minerału. We wszystkich próbkach obserwujemy natomiast względne zwiększenie ilości minerałów z grupy odpornych na wietrzenie, takich jak: rutil (5,8-7,3%), turmalin (4,5-6,8%), cyrkon (1,9-3,6%), staurolit (2,9-4,5%). Osady są bezwęglanowe.

P i a s k i p y ł o w a t e j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w e (p_{py}): na piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych stadiału maksymalnego (p_{py}/p) - $\frac{11}{pm}O_3+4$. Piaski pyłowate i mułki jeziorne z okresu recesji zlodowacenia środkowopolskiego oraz takie same litologiczne osady z ostatniego zlodowacenia trudno jest w profilach rozdzielić. Na osadach tego typu w zachodniej części arkusza Sosnowica w okolicach Uhnina, Dębowej Kłody i Żmiarek wytworzyła się rozległa równina erozyjno-denudacyjna. Piaski pyłowate jeziorno-rozlewiskowe zalegają tam na piaskach wodnolodowcowych stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego,

osiągając jednak niewielkie miąższości (0,6-1,5 m). Miejscami erozja i denudacja odsłoniły na powierzchni piaszczysto-żwirowe osady podłoża. Niewielka miąższość omawianych osadów jeziornych może sugerować, iż stanowią one przynajmniej częściowo osady jeziorne ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, bądź też jezior eemskich. W niektórych odsłonięciach w spagu piasków pyłowatych obserwujemy bruk z udziałem eologliptolitów oraz zaburzenia strukturalne o genezie kriogenicznej; jest to więc wyraźna granica stratygraficzna nieokreślonej rangi. W innych częściach arkusza omawiane małoważsze osady jeziorno-rozlewiskowe występują na piaskach wodnolodowcowych - w okolicy Pachola, Kol. Zaliszcze oraz na wschód od Suchego Bagna w północnej części arkusza.

Przeprowadzone analizy laboratoryjne wykazały, że są to piaski pyłowate, przy czym najważniejszą rolę odgrywa tu podfrakcja piasku średnioziarnistego (23,4%) i podfrakcja pyłu drobnego (20,1%). Średnia wielkość ziarna (Mz) wynosi 2,93. Wysortowanie piasków jest bardzo słabe ($\sigma_I = 2,05$), a graficzna skośność dodatnia ($\sigma_K = 0,23$).

Zlodowacenie północnopolskie

P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w e - li_{pmQ_4} . Osady te zajmują na arkuszu Sosnowica największe obszary, szczególnie w jego części środkowej i północno-wschodniej. Wysokości bezwzględne tych powierzchni wynoszą od 154,0 m n.p.m. w części NE i NW arkusza do 163,0 m n.p.m. w części SW. Na południu i południowym-wschodzie oraz w części północno-zachodniej obszary te sąsiadują z powierzchniami zbudowanymi z utworów fluwio-peryglacialnych. Granica pomiędzy nimi zaznacza się zwykle dość wyraźnie gradientami hipsometrycznymi. Piaski i mułki jeziorne włożone są w pokrywę fluwio-peryglacialną bądź wodnolodowcową. W odsłonięciach tych osadów zaznacza się wyraźnie naprzemianległość piasków i mułków piaszczystych. Osady wykazują warstwowanie równoległe, silnie zatarte w górnych częściach profilów. W otworach wiertniczych trudno te utwory oddzielić od - podobnych pod względem granulometrycznym i strukturalnym - piasków i mułków interstadiału pilickiego, na których niekiedy zalegają. W okolicach Kodeńca omawiane osady zalegają na torfach i namułach interglacjału eemskiego, tam więc udało się określić prawidłową sekwencję stratygraficzną. W stropie są to piaski pyłowate i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków piaszczystych, niżej - zwykle na głębokość-

ci około 2 m - przechodzą one w mułki, zawierające substancję organiczną, szare i czarnoszare, przechodzące w spągu w torfy eems-kie.

Miąszość piasków i mułków jeziornych jest zróżnicowana i waha się od 1,5 m do ponad 5 m. Zmienność cech granulometrycznych piasków i mułków określono w pięciu punktach badawczych - jest ona następująca: $M_z = 1,98-2,38$, $G_I = 0,57-1,26$, $Sk_I = 0,10-0,46$, $K_G = 1,01-1,53$. W osadach przeważa frakcja piaszczysta (86,9-99,0%). Wskaźnik obróbki ziarn kwarcu i wskaźnik niejednorodności obróbki mają wartości średnie ($W_o = 895$, $N_m = 7,25$). Ziarn bardzo źle obrobionych - typu alfa - jest 50,7%, a średnio obrobionych - typu beta - 36,8%.

Piaski zawierają mało minerałów ciężkich (0,213%), przeważają wśród nich minerały przezroczyste (62,9%) z dominacją granatu (41,0%), amfibolu (16,9%), staurolitu (10,1%) i rutylu (9,5%). Piaski są bezwęglanowe.

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 3,0 - 5,0 m n. p. r z e k i - $\frac{f(t)}{pm \cdot p}$ 4. Na powierzchni arkusza zajmują one niewielkie obszary. Osady te są równowiekowe z piaskami i mułkami jeziorno-rozlewiskowymi. Obserwuje się je w obrębie niewielkich spłaszczeń przydolinnych rzeki Piwonii w okolicach Przewłoki i Chmielowa. Miejscami tworzą one ostańce erozyjne w obrębie den dolinnych, np. w okolicy Korony, czy na wschód od Woli Przewłockiej. W kierunku wysoczyzn pojeziornych osady te wyklinowują się, natomiast w obrębie niższych części doliny włożone są w nie utwory związane z holocenią akumulacją fluwialną. Właściwe osady tarasu nadzalewowego występują więc w postaci zagrzebanej, co utrudnia w znacznym stopniu ich obserwację. Z wierzeń geologiczno-inżynierskich pod przyczółki mostowe na rzece Piwonii w Koronie i Bednarzówce wiadomo, że stanowią je piaski średnioziarniste przewarstwione mułkami, przechodzące w spągu w mułki ze znaczną domieszką osadów organicznych. Ich miąższość osiąga wartość 2,5-3,0 m. Utwory te są z reguły bezwęglanowe, choć miejscami zawierają ślady węglanów. Zalegają one na piaskach i piaskach ze żwirami przypuszczalnie genezy wodnolodowcowej.

P i a s k i p y ł o w a t e e l u w i a l n e : n a p i a s k a c h i m u ł k a c h j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w y c h z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o - p o l s k i e g o i p ó ł n o c n o p o l s k i e g o (ppy/pm),

na piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych stadiału maksymalnego (ppy/p), na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia północnopolskiego (ppy/pm) - ^z0 4. Pod względem litologicznym są to pyły piaszczyste i piaski pyłowate lessopodobne, bezstrukturalne, niewęglanowe o barwie jasnobejowej w stanie wilgotnym, a po wysuszeniu jasnożółte. Osady te wykazują wszystkie cechy typowe dla peryglacialnych pokryw wietrzniowych opisywanych przez J. Dylika (1952) na obszarze środkowej Polski. Piaski pyłowate występujące na arkuszu Sosnowica podobnie jak i równowiekowe im piaski i mułki (pyły) na sąsiadującym od zachodu arkuszu Parczew (J. Stochlak, 1979b) mają zapewne genezę eluwialną, nie wykluczając przy ich powstaniu czynnika transportu i akumulacji eolicznej. Ze względu na małą miąższość tych osadów do 1,5 m wydzielenie to uwidocznione jest jedynie na profilu stratygraficznym i przekroju geologicznym.

Natomiast na mapie geologicznej występują one:

- na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego (ppy/pm) - w części środkowej arkusza Sosnowica na południe i południowy-zachód od Lubiczyna w pobliżu otworu kartograficznego nr 14. Miąższość osadów jest bardzo mała i wynosi 0,6-1,0 m,

- na piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych stadiału maksymalnego (ppy/p) - w części północnej arkusza w okolicach Suchego Bagna występują niewielkie płyty tych osadów o miąższości nie przekraczającej 1,2 m,

- na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia północnopolskiego (ppy/pm) ciągną się szerokim pasem od Nietiahów przez Hanów w kierunku Kodeńca. Rozdzielone są tylko wąską strefą osadów rzecznych doliny Pivonii. Ponadto wyspowo występują w pobliżu Hołowna w północno-wschodniej części arkusza. Zauważyć można, że eluwialne piaski pyłowate zachowały się przeważnie w strefach peryferycznych plejstocęńskich równin pojeziornych. Miąższość tych utworów jest niewielka, waha się od 0,5 do 1,5 m.

Stadiał główny

T o r f y - $t_{p}^{Q_2}$ 4. W wyniku prac wiertniczych, prowadzonych wśród osadów dennych Jezior Sosnowickich, stwierdzono w wielu miejscach pod gytą jeziorną zaleganie warstw torfu brunatnego mszys-

tego - Bryales - słabo i średnio rozłożonego (K. Więckowski, I. Wojciechowski, 1971). Ich maksymalna stwierdzona miąższość wynosi 1,1 m. Torfy te z kolei zalegają albo bezpośrednio na utworach kredowych albo częściej na cienkiej (0,1-0,5 m) warstwie szarych piasków średnio- i drobnoziarnistych, lub szaroniebieskich iłów silnie spiaszczonych. Torfy uzyskały datowanie metoda ^{14}C . Próba torfu mszystego, wydobyta ze środkowej części Jeziora Białego Sosnowickiego z głębokości 11,0 m poniżej powierzchni dna (przy głębokości wody 1,6 m), wydатовana została w laboratorium izotopowym w Sztokholmie (St 3171)¹⁰ na $11\ 235 \pm 140$ lat BP (K. Więckowski, I. Wojciechowski, 1971). Torfy stwierdzone w osadach dwóch pozostałych jezior (Białskie i Czarne Sosnowickie) występują w analogicznej sytuacji stratygraficznej, datowanie to jest więc reprezentatywne dla całej grupy Jezior Sosnowickich. Ogólnie można przyjąć, że organogeniczne utwory jeziorne tworzyły się u schyłku plejstocenu, pod koniec interfazy alleröd.

b. C z w a r t o r z e d n i e r o z d z i e l o n y

P i a s k i e o l i c z n e - $^{e}_{p}\text{Q}$ i p i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h - (w). Piaski te występują głównie w południowej i południowo-zachodniej części arkusza. Zalegają na powierzchni piasków rzeczno-peryglacjalnych, piasków wodnolodowcowych i lodowcowych oraz jezioro-rozlewiskowych. Eoliczne pokrywy piaszczyste ($^{e}_{p}\text{Q}$) tworzą dość rozległe nieregularne płyty i pola, ciągnące się na przestrzeni paru kilometrów, słabo zaznaczające się w morfologii. Wyraźnie w morfologii zaznaczają się natomiast pagórki i podłużne wały wydymowe ((w)), niekiedy o wysokości względnej około 2-4 m. Takie formy widoczne są koło Czołomy, na południe od Lubienia, na południowym skraju lasu Korkut w pobliżu Górek i w rejonie Jeziora Czarne Sosnowickiego. Pod względem granulometrycznym są to najczęściej piaski średnioziarniste, niekiedy drobnoziarniste, dobrze wysortowane. Piaski te osiągają miąższość kilku metrów, maksymalnie do 6 m. Podobnie jak i na sąsiednich arkuszach (Parczew, Orzechów Nowy, Kaplonosy), trudno jest bliżej sprecyzować czas powstania tych osadów; przypuszczalnie utworzone zostały u schyłku plejstocenu.

P i a s k i d e l u w i a l n e (p): n a m u ł k a c h j e z i o r n y c h i n t e r s t a d i a ł u p i l i c k i e -

¹⁰ Numer laboratoryjny próbki.

g o (p/m) - p_z^d . Na stokach Garbu Włodawskiego, w południowo-wschodniej części arkusza w pobliżu Dębiny występują niewielkie płyty piasków deluwialnych. Są to piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, o słabo zaznaczającym się warstwowaniu, ze żwirami skał północnych, silnie zwietrzałe (procesy glebowe), o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów. Pochodzą one z rozmycia utworów lodowcowych i wodnolodowcowych (kemowych) leżących wyżej, na północ od opisywanego terenu. Ze względu na małą miąższość piaski deluwialne zaznaczono tylko na profilu stratygraficznym.

Na mapie występują w postaci odrębnego wydzielenia jako piaski deluwialne na mułkach jeziornych interstadiału pilickiego (p/m) w SE narożu arkusza koło Dębiny. Mułki te, z licznymi wkładkami organicznymi, są przypuszczalnie wieku interstadialnego zlodowacenia środkowopolskiego.

P i a s k i i ż w i r y d e l u w i a l n e (p_z) - p_z^d . Deluwia stwierdzono w położeniach podstokowych w Kolonii Horostyta wzdłuż szosy do Krzywowierzby i Mostów. Są to piaski drobnoziarniste szarozółtawe bezwapienne, niekiedy pyłowate szarobiaławe z rdzawymi soczewkami i laminami. Zalegają one na glinach pyłowato-ilastych, zawierających żwiry skał krystalicznych. W niektórych odsłonięciach i wykopach pod linię wysokiego napięcia obserwuje się w obrębie piasków soczewki niżej leżących glin lodowcowych o strukturze wskazującej na procesy deluwialne. Osady są całkowicie odwapnione, miąższość ich osiąga 2,5 m.

c. H o l o c e n

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n o - r o z l e w i s k o w e - p_m^f . Są to utwory związane z holocenijskimi - w tym i współczesnymi - przepływami rzek. Występują zwykle w sąsiedztwie niskich torfów dolinnych i namułów. Na arkuszu Sosnowica stwierdzono je na północ od Lubiczyna, Holenderni, Korony i Nietiahów oraz na zachód od Kol. Zaliszcze, Zadębia, Szelemina i Werbników, a także na SE od Kropiwek.

W profilach sond i odsłonięciach melioracyjnych stwierdza się, iż są to przewarstwienia piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych jasnoszarych oraz mułków piaszczystych bezwęglanowych, niekiedy z domieszkami substancji organicznych. W zwięzieniach dolin oraz w górnych ich odcinkach występują wśród piasków i mułków przymieszki i soczewki piasków gruboziarnistych, a nawet żwirków. Osa-

dy te reprezentują różne facje rzeczne - od korytowej do powodziowej włącznie. Miąższość tych utworów jest zróżnicowana od 0,7 m do 3,0 m.

P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n e - $li_{pm}O_h$. Utwory te stwierdzone zostały na obrzeżeniach jezior Czarnego Sosnowickiego i Białego Sosnowickiego. Stanowią one strefę plażową i zalewową tych zbiorników, rozwiniętą w części wschodniej i południowej w postaci płaskiej powierzchni, o wysokościach bezwzględnych rzędu 160-162 m n.p.m. Większe obszary zbudowane z tych osadów skryte są pod holocenijskimi torfami i namułami. Osady wykształcone są w postaci piasków średnioziarnistych jasnoszarych z przewarstwieniami piasków pyłowych i detrytusu roślinnego, miejscami z cienkimi soczewkami kredy jeziornej. W spągu przechodzą one w mułki jasnoszare z laminami drobnoziarnistych piasków. Ich miąższość dochodzi do 4,5 m. Próbkę pobrana z tych piasków przy wschodnim brzegu Jeziora Białego Sosnowickiego z głębokości 0,5 m charakteryzuje się następującymi parametrami granulometrycznymi: przeważa frakcja 0,25-0,5 mm (61,8%), przy łącznej ilości frakcji piaszczystej (2,0-0,1 mm) 97,6% ; średnia średnica ziarna (Mz) wynosi 1,5, osad jest jednomodalny, a wysortowanie piasków umiarkowane ($G_I = 0,65$). Rozkład uziarnienia piasków jest dodatnio skośny ($Sk_I = 0,12$) z krzywą o charakterze leptokurtycznym ($K_G = 1,25$). Osady są bezwęglanowe.

G y t i e - gyO_h . Osady te najczęściej leżą pod torfami i wykazują dość szerokie rozprzestrzenienie oraz znaczną miąższość. W dolinach Piwonii i Zielawy miąższość gytii najczęściej kształtuje się w granicach 0,3-2,0 m, maksymalnie dochodząc do 3,0 m. Są to głównie gytie ilaste, glonowe i detrytusowo-wapienne. Te ostatnie cechują się charakterystyczną barwą zielonkawobrunatną lub szarozielonkawą, w spągu ciemnozielonkawą - prawie czarną. W sporadycznych przypadkach, w dolinie Piwonii - na zachód od miejscowości Górki, stwierdzono pod gytia występowanie torfów turzycowo-mszystych barwy ciemnobrunatnej z licznymi kawałkami drewna (Materiały archiwalne Instytutu Melioracji Użytków Zielonych Oddział w Lublinie).

Największe miąższości gytii zostały stwierdzone w profilach osadów dennych badawczych otworów wiertniczych (nr nr 42, 49, 61), wykonanych w Jeziorach Sosnowickich (K. Więckowski, I. Wojciechowski, 1971). W Jeziorze Czarnym Sosnowickim stwierdzono maksymalną wartość miąższości gytii - 14,0 m, przy czym nie osiągnięto jesz-

cze spagu warstwy. Jest to gytia organiczna glonowo-detrytusowa barwy brunatnooliwkowej, jednorodna, bez śladów mikrouwarstwienia (laminacji), z nielicznymi makroszczątkami organicznymi. Domieszka mineralnego materiału allochtonicznego jest znikoma. Gytie leżą na torfach mszystych (sfagnowych), datowanych na schyłek allerođu. Wiercenia na Jeziorze Bialskim wykazały obecność gytii o miąższości 9,0 m, a na Jeziorze Białym Sosnowickim - 8,75 m. Jest to również gytia glonowo-detrytusowa, brunatna, w stropie brunatnoczarna, galaretowata, sprężysta, przechodząca stopniowo od bardzo miękkiej do zwięzłej, homogeniczna. Zawartość substancji organicznej jest bardzo wysoka - średnio ok. 60%. Na kilku poziomach widoczna jest znaczna domieszka makroszczątków organicznych, zwłaszcza mchów i liści. Gytie są bezwęglanowe.

Namuły z głębin bezodpływowych - li_{nQ_h} . Namuły wypełniają zamknięte zagłębienia bezodpływowe, przypuszczalnie różnej genezy (wytopiskowe, pojeziorne, deflacyjne). Największe ich zgrupowanie znajduje się w południowej części arkusza na południe od Sosnowicy, na obszarze zalegania piasków i mułków fluwio-peryglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego, oraz w północnej części arkusza w strefie Suchego Bagna, gdzie występują w obrębie piasków wodnolodowcowych tegoż zlodowacenia. Pod względem litologicznym są to najczęściej osady mułkowate, piaszczyste z domieszką frakcji ilastej i części organicznych, zwykle o barwie brunatnoszarej i szarej, często nawodnione.

Miąższość tych utworów jest bardzo zmienna w różnych częściach arkusza i nie została dotychczas dokładnie zbadana, znane miąższości na ogół przekraczają 2 m.

Namuły den dolinnych: na glinach zwałowych stadiału maksymalnego (n/g) - f_{nQ_h} . Występują one najczęściej w postaci wydłużonych płytów w zachodniej części arkusza Sosnowica. Największe powierzchnie zajmują w obniżeniach den dolinnych pomiędzy stawem Wiklik koło Białki i Kolonią Uhnin, oraz w okolicy Przewłoki. Występują w dnach mniejszych dolin dopływów Pivonii, a także w obniżeniach na zachód od Kolonii Zamołodyczne i w okolicy Czołomy - na wschód od Sosnowicy. Osady te nawiercono w licznych sondach, obserwowano je także w rowach melioracyjnych. Są to utwory organiczno-mineralne. W górnej części profilu z reguły występuje cienka warstwa torfu lub namułu organicznego czarnego, głębiej są szare mułki, piaski o różnej gra-

nulacji zabarwione zwykle brunatnoszaro. Części mineralne profilu zawierają zwykle domieszki i wkładki substancji organicznej, okruchy i makroszczałki roślinne. Osady są bezwęglanowe. Ich miąższość jest zmienna od 1,8 m do 3,5 m.

Namuły den dolinnych na glinach zwałowych stadiału maksymalnego (n/g) występują w górnych odcinkach niewielkich młodych dolin nacinających północne stoki Garbu Włodawskiego. Występują one także na SE od Sosnowicy, w Holi oraz w Zamołodyczach. Są to małomiąższe (9,6-1,0 m) przewarstwienia torfiasto-mineralne, zalegające z reguły na węglanowych glinach ilastych stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego.

Namuły torfiaste (nt): na piaskach i mułkach rzeczno-peryglacialnych stadiału mazowiecko-podlaskiego (nt/pm), na piaskach i mułkach rzeczno-rozlewiskowych (nt/pm) - ⁰nt_h. Utwory te występują na niewielkich powierzchniach w obniżeniach, najczęściej na obrzeżeniach torfowisk niskich. Stwierdzono je w południowo-wschodnim narożniku mapy w okolicach Kułakowa, w południowo-zachodniej części w okolicach Walerianowa i na zachodniej krawędzi arkusza Sosnowica na styku z arkuszem Parczew. Miąższość namułów torfiastych jest bardzo zróżnicowana i waha się od 0,6 do 2,5 m.

Namuły torfiaste na piaskach i mułkach rzeczno-peryglacialnych stadiału mazowiecko-podlaskiego (nt/pm) występują jedynie w południowo-zachodniej części arkusza w otoczeniu jezior sosnowickich i pobliskich stawów oraz w dolinie Piwonii na S od Sosnowicy. Miąższość tych namułów jest niewielka i nie przekracza 1,5 m.

Namuły torfiaste na piaskach i mułkach rzeczno-rozlewiskowych (nt/pm) zajmują dość rozległe powierzchnie w środkowej i północno-wschodniej części arkusza, na południe od Hołowna, w okolicy Krzywierzby, Holi i Kropiwek. Występują one często na obrzeżeniach torfowisk, na płaskich, obniżonych obszarach. Na ogół są to tereny podmokłe. Pod względem litologicznym jest to mieszanina osadów organiczno-mineralnych, najczęściej są to torfy z przewarstwieniami mułków, piasków i iłów, miejscami torfy o małej miąższości, w stropie zmurszałe. Podlegały one silnym przekształceniom w wyniku przeorania i melioracji łąk. Miąższość namułów jest niewielka, dochodzi do 1 m.

N a m u ł y - nQ_h . Do tej grupy zaliczono świeże, współczesne osady, powstające w wyniku zapełniania sztucznych zbiorników wodnych (stawów). Ciągą się one rozległą równoleżnikową strefą w rejonie Sosnowicy. Są to utwory organiczno-mineralne z dużą ilością słabo rozłożonych makroszczałków roślinnych. Barwa ich w górnej części jest czarna, niżej szarobrunatna i szara. Miąższość jest bardzo zróżnicowana, są miejsca, gdzie namuły są płytkie (0,5-1,0 m) i miejsca gdzie ich grubość jest większa (ponad 2,0 m). Jest to obszar zarośnięty roślinnością bagienną (szuwały), zawodniony, często z niewyraźną granicą pomiędzy powierzchnią wodną a omawianymi osadami, i w związku z tym trudno dostępny do przeprowadzenia dokładniejszych badań. Przy powstaniu tej grupy osadów ważny jest współdziałanie człowieka.

Torfy niskie: na piaskach i mułkach rzeczno-rozlewiskowych (tn/pm), na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych z lodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego (tn/pm), na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych z lodowacenia północnopolskiego (tn/pm), na gytiach (tn/gy) - nQ_h . Torfy niskie na obszarze badanego arkusza zajmują dość duże powierzchnie. Występowanie ich związane jest z obniżeniami morfologicznymi: dolinami rzecznyymi, misami pojeziornymi oraz drobnymi - często bezodpływowymi - zagłębieniami i oczkami wytopiskowymi. Występują tu dwa zasadnicze typy torfów: torfy niskie (tn) i torfy wysokie (tw). Torfy niskie są najpowszechniejszym rodzajem osadów organicznych. Występują przeważnie w dolinach Piwonii i Zielawy lub ich dopływów oraz na północ od Jeziora Białego Sosnowickiego. Ich miąższość wynosi średnio 1,0-2,7 m, rzadziej przekracza 3,0 m. Maksymalna miąższość torfu na obszarze arkusza Sosnowica dochodzi do 5,5 m, a całej serii organicznej z gytia - do 7,48 m. Stwierdzona została ona w południowej części arkusza, na torfowisku "Piwonia Górna" w dolinie Piwonii na zachód od Górek. W dolnych partiach torfy są zamulone i zapiaszczone, nieraz zawierają makroszczałki roślinne. Są to torfy związane z siedliskami eutroficznymi, powstałe w warunkach wody przepływowej. Stratygrafia poszczególnych torfowisk jest bardzo zróżnicowana. W dolinie Piwonii na południe od Sosnowicy, gdzie występują torfy o największej miąż-

szości, przebieg sukcesji roślinnej, a co za tym idzie i stratygrafia ziół, przedstawia się następująco: na podłożu mineralnym występują gytie, na których leżą torfy mechowiskowe (turzycowo-mszyste), torfy turzycowe z trzcina - o strukturze amorficzno-włóknistej, oraz torfy turzycowe średnio rozłożone, w stropie przechodzące w mursz. W środkowej i północnej części doliny Pivonii miąższość torfu jest znacznie mniejsza, a schemat ułożenia warstw przedstawia się następująco: na podłożu mineralnym występują torfy zbudowane ze szczątków olchy (torf olesowy), a wyżej ze szczątkami trzciny i turzyc (torf szuwarowo-turzycowy). Ku górze zaznacza się coraz mniejszy udział szczątków olchy, a stopniowo coraz większy udział szczątków turzyc. Torfy facji bagiennej niewielkich bezodpływowych zagłębień występują najczęściej w następujących odmianach: torfy turzycowe, torfy turzycowo-sfagnowe, torfy mszyste, torfy trzcinowe. Miały one przez długi okres czasu te same warunki hydrogeologiczne: brak przepływu oraz zasilania przez wody gruntowe i opadowe. Charakterystykę litologiczną i stratygraficzną torfów przeprowadzono głównie na podstawie opracowań J. Bernata (1958), T. Churskiego (1958), W. Dziaka (1962) i I. Jurkiewicz (1958). Aktualnie badania hydrometeorologiczne i gleboznawcze na torfowiskach w rejonie Kanału Wieprz-Krzna prowadzą pracownicy Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych Oddziału w Lublinie (T. Guz, J. Szajda, 1981; T. Guz, 1982).

Niektóre dane, dotyczące właściwości fizycznych torfów, przedstawiono w rozdziale "Charakterystyka surowców mineralnych".

Torfy niskie na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego (tn/pm) występują w południowo-zachodniej części arkusza w pobliżu Sosnowicy i Bohutyna, są to utwory o niewielkich miąższościach dochodzących do 1,3 m.

Torfy niskie na piaskach i mułkach rzeczno-rozlewiskowych (tn/pm) występują w środkowej i północnej części arkusza w dolinach Pivonii i Zielawy oraz ich dopływów. Są to na ogół torfy o miąższości do 1,5 m z dużą ilością szczątków drewna, silnie zamulone z wkładkami piasków, mułków i ilów, z wyraźnie wzrastającym zapiaszczeniem ku dołowi. Dość powszechnie w górnych partiach tych osadów stwierdzamy objawy murszenia, w postaci lekkiego zgruzełkowania. Torf wtedy staje się amorficzny, dość kruchy, rozpadający się na bryłki.

Torfy niskie na piaskach i mułkach jeziorno-rozlewiskowych zlodowacenia północnopolskiego (tn/pm) występują w rozległym obniżeniu na północ od miejscowości Horostyta i Kolonia Horostyta oraz na południe od Kuźakowa w południowo-wschodnim narożniku arkusza. Średnia miąższość torfów wynosi 1,0 m, a maksymalna w niektórych miejscach dochodzi do 2,0 m. Jest to torf turzycowy, trzciniowy i olchowy. Ze względu na rozległość występowania i znaczną miąższość ma on znaczenie surowcowe.

Torfy niskie na gytiach (tn/gy) występują w pobliżu kol. Uhnin, Lubiczyna, Krzywierzby oraz w dolinie Piwonii na N od Sosnowicy. Są to osady o miąższości najczęściej 1,0-1,5 m, a nie przekraczające 2,0 m.

Torfy wysokie: na piaskach i mułkach jeziornych (tw/pm) - ⁰tyh. Jedynym torfowiskiem wysokim na badanym obszarze jest torfowisko "Czarne Bagno", położone bezpośrednio na południe od Jeziora Czarne Sosnowickiego. Współczesna powierzchnia torfowiska leży na wysokości około 160 m n.p.m. Torfowisko jest typu oligotroficznego, silnie zakwaszone (ph = 3,0-4,0), podmokłe. Budowę torfowiska i opis roślinności tam występującej przedstawili D. Fijałkowski i K. Kozak (1970). Maksymalna miąższość torfu w środkowej części torfowiska dochodzi do 2,8 m, a gytii do 3,0 m. Typowy profil przedstawia się następująco:

- 0,00-0,08 m mchy torfowce (Sphagnum)
- 0,08-0,65 m torf turzycowo-sfagnowy brunatny, kłaczkowaty, rozkład 20%
- 0,65-2,80 m torf sfagnowy jasnobrunatny, z domieszką kłączy Phragmites communis, rozkład 15%
- 2,80-5,00 m gytia glonowa żółtozielonkawa

Panującym zespołem roślinnym torfowiska jest Sphagnetum medio-rubelli, przy czym najliczniej występują rośliny z klasy Oxycocco-Sphagneta i Vaccinio-Piceeta.

Torfy wysokie na piaskach i mułkach jeziornych (tw/pm) występują na S od jeziora Czarne Sosnowickiego bezpośrednio obok miąższych torfów wysokich opisanych poprzednio. Leżą one w obrębie wyraźnej misy pojeziornej. Miąższość torfów jest niewielka (1,0-1,2 m), a zalegają one na szarozółtych piaskach średnioziarnistych lub szaropopielatych piaskach ilastych pochodzenia limnicznego.

B. TEKTONIKA

Arkusz Sosnowica położony jest na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Teren ten stanowi peryferyczną południowo-zachodnią część starej prekambryjskiej struktury tektonicznej, ze stosunkowo płytko leżącymi skałami podłoża krystalicznego. Skały podłoża należą do dwóch systemów fałdowych: starszego - kompleks podlaski, oraz młodszego - kompleks kampsinoski (Praca zbiorowa, 1984b). Struktury utworzone z kompleksu podlaskiego mają przebieg NE-SW. Młodszy kompleks kampsinoski, o słabszym stopniu metamorfizmu, rozpościera się w kierunku północno-zachodnim już poza obszarem badanym. Kompleks podlaski odpowiada fałdowaniom starosvekokarelskim, a kompleks kampsinoski należy do fałdowań młodosvekokarelskich. W całości powstały one w dolnym i środkowym proterozoiku. Skały te później uległy wydzwignięciu i podlegały procesom silnej denudacji. W najwyższym proterozoiku złożone zostały na nich najstarsze skały pokrywy osadowej. Osadowe utwory prekambriu nie wykazują zaangażowania tektonicznego.

Prowadzone w ostatnich latach głębokie sondowania sejsmiczne dostarczyły nowych danych o budowie skorupy ziemskiej na tym obszarze (A. Guterch, 1977). Wykazały, że w części północno-wschodniej obszaru lubelskiego skorupa ziemska ma grubość 45-47 km i charakteryzuje się prostym obrazem falowym. Od strony południowo-zachodniej istnieje wyraźny rozłam, uważany przez A. Gutercha za fragment graniczny, zewnętrzny, prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej.

Wychodząc z analizy kompleksów paleozoicznych, a w szczególności kompleksów dewońsko-karbońskich, A. M. Żelichowski (1972) wydzielił trzy strefy tektoniczne na obszarze lubelskim. Kolejno od północo-wschodu ku południowemu-zachodowi są to: lubelska część podniesionej platformy wschodnioeuropejskiej, rów mazowiecko-lubelski oraz podniesienie radomsko-kraśnickie. Jednostki te odznaczają się odmiennymi profilami stratygraficznymi, zróżnicowaną tektoniką, a uformowane zostały w epoce waryscyjskiej. Teren arkusza Sosnowica położony jest w całości w obrębie pierwszej strefy.

W fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej (dewon górny - wizen) miały miejsce silne tektoniczne ruchy blokowe, w wyniku których powstały liczne uskoki, zręby i rowy. Ruchami tektonicznymi zostały objęte zarówno centralne, jak i wschodnie części obszaru lubelskiego. Tworzyła się w tym czasie sieć podłużnych i poprzecz-

nych dyslokacji o charakterze uskoków normalnych lub odwróconych, amplituda przemieszczeń pionowych wynosiła kilkaset metrów, a wzdłuż niektórych uskoków przekraczała 1000 m. W obrazie strukturalnym dominują kierunki dyslokacji o przebiegu NE-SW i NW-SE (tabl. III). Są one podstawą wydzielenia poszczególnych jednostek tektonicznych niższego rzędu. Są to jednostki zrębowe (bloki podniesione) i zapadliska (bloki obniżone), ułożone prostopadle do krawędzi platformy prekambryjskiej.

Na badanym obszarze w części północnej najbardziej podniesionym elementem tektonicznym jest zrąb łukowski, zwany też wyniesieniem łukowsko-sławatyckim. Zrąb ten od północy ograniczony jest przez uskok Łosic, a od południa uskokiem Hanny. W najbardziej wyniesionej jego części została usunięta przez erozję cała pokrywa osadowa utworów dewonu i starszych osadów tak, że osady karbonu leżą bezpośrednio na skałach podłoża krystalicznego. Od północno-wschodu do zrębu łukowskiego przylega zapadlisko podlaskie, wypełnione dużej miąższości osadami syluru. Od południowo-wschodu zrąb łukowski graniczy z zapadliskiem włodawskim. Rozdziela te jednostki tektoniczne istniejący od prekambru uskok Hanny (Praca zbiorowa, 1974). Od tego czasu datuje się dźwiganie zrębu łukowskiego. Odnowienie się uskoku, a właściwie strefy uskokowej Hanny, następowało wielokrotnie, a najsilniej w fazie bretońskiej orogenezy hercyńskiej (waryscyjskiej). Strefa dyslokacyjna Hanny jest stwierdzona na przestrzeni około 40 km. Nad Bugiem rozpoznano ją około 4 km na zachód od Sławatycz, a dalej ku południo-zachodowi biegnie przez Hannę, zaś w obrębie arkusza Sosnowica zaznacza się na południe od Horostyty i przechodzi przez Turno i Sosnowicę. Strefa dyslokacyjna Hanny obejmuje dwa równoległe uskoki normalne o rozciągłości NE-SW i łącznym zrzućcie warstw w okolicy Kapłonosów 1400 m, a koło Sosnowicy ponad 2000 m w kierunku południowo-wschodnim. W obrębie zrębu łukowskiego, który jest jednostką stosunkowo dobrze poznaną, wydzielono kilka mniejszych bloków o charakterze półzrębów, powstałych w wyniku przemieszczeń wzdłuż uskoków o kierunku NE-SW. Wyróżnia się tu m.in. wyraźny blok Wisznic-Hołowina i blok Podedwórze-Holeszowa.

Południowo-wschodnia część arkusza Sosnowica znajduje się już w obrębie zapadliska włodawskiego. Zachowały się tu osady od górnego proterozoiku do górnego dewonu.

Ostatecznie tektonika kompleksu paleozoicznego ukształtowana została w fazie asturyjskiej. Odnowieniu uległa większość starszych linii tektonicznych. Między innymi zaznacza się w strefie dyslokacji Hanny wyraźny uskok, biegnący w przybliżeniu między otworem nr 41 a otworem nr 58, o kierunku NE-SW (tabl. IV). Wielkość zrzutu utworów karbonu wynosi 150 m. Inny uskok podobnie zorientowany zaznacza się w północno-zachodniej części arkusza. Wielkość zrzutu jest tu mniejsza i wynosi około 50 m w kierunku północno-zachodnim (J. Porzycki, 1978a). Faza asturyjska doprowadziła do ukształtowania zasadniczych ram strukturalnych, tworząc typ tektoniki blokowej.

Alpejska tektonika pokrywy mezozoicznej ma charakter platformowy. Poszczególne piętra jury i kredy nie wykazują zasadniczych zmian strukturalnych, teren był dość stabilny. Utwory jurajskie i kredowe zalegają monoklinalnie z łagodnym upadem warstw w kierunku SW. Są jednak dowody istnienia niewielkich stref dyslokacyjnych i uskoków w osadach kredowych. J. Stochlak (1979a) w północno-wschodniej części arkusza Parczew rozpoznał dwie poprzeczne dyslokacje o charakterze uskoków zawiasowych, o zrzutach 120 m (północny) i 180 m (południowy). Kierunki ich są równoległe do bretońskich linii tektonicznych. Uskoki te mają przypuszczalnie swoje przedłużenie w północno-zachodniej części arkusza Sosnowica. Ponadto w skałach mezozoicznych tego terenu zaznacza się uskok, nawiązujący do paleozoicznych linii tektonicznych strefy uskoku Hanny (Praca zbiorowa, 1983a). Potwierdzają to otwory wiertnicze w okolicach Turna i Holi. Jest to także dowód na istnienie procesu odnawiania się starych paleozoicznych struktur w pokrywie mezozoicznej.

Dyslokacyjny charakter - co wykazały sondowania geoelektryczne (A. Jagodziński, Z. Giziewicz, 1983) - ma prawdopodobnie kopalna dolina (rywna), zaznaczająca się w rejonie Sosnowicy. Na przekrojach geoelektrycznych wzdłuż linii Białka-Pieszowola oraz Horostyta-Wyhalew zaznacza się wyraźna nieciągłość w wartościach strefowo podwyższonych oporów. Strefy te - jak stwierdzają autorzy dokumentacji geoelektrycznej - mogą odpowiadać występowaniu dyslokacji tektonicznych.

Autorzy sąsiednich arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 - Ostrowa Lubelskiego (J. Liszkowski, 1979a) oraz Parczewa (J. Stochlak, 1979a) - uważają, że na obszarze ich badań w skałach podłoża czwartorzędu przeważały sprężenia pionowe o charakterze geostatycznym. Istniały linijsze strefy osłabienia w skałach

kredowych, powtarzające plan struktur bretońskich. Wzdłuż tych linii powstały rynny erozyjne, przekształcone wskutek procesów glaciostatycznych w reaktywowane strefy uskokowe o zrzutach rzędu dziesiątków metrów. Autorzy sąsiedniego od południa arkusza Orzechów Nowy - J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (1982a) - także przyjmują istnienie ruchów neotektonicznych założonych na planie tektoniki bretońskiej. Uważają, że linie te pokrywają się z krawędziami rynien dolinnych i garbów podłoża. Są to więc zreby i dzielące je rowy tektoniczne, włączone w system odpływu hydrograficznego. Także na arkuszu Kaplonosy, opracowanym przez J. Trembaczowskiego (1965), zaznacza się lineament, którego układ i stosunek do granic litostratygraficznych wskazują na tektoniczną genezę struktury, mającej swoje przedłużenie na arkuszu Sosnowica (Praca zbiorowa, 1983b).

Badania geoelektryczne dokumentują na arkuszu Sosnowica wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie podłoża podczwartorzędowego dwa uskoki o zrzucie rzędu 17-20 m, co wynika z pionowych przesunięć wartości oporu w wyraźnie uwarstwionych osadach kredowych. Strefy dyslokacji ograniczają rynną erozyjną, przebiegającą przez Sosnowicę i Kodeniec, skąd linijsze strefy depresyjne będą w kierunku Horostyty - na NE, w kierunku Połedwórza - na N, oraz w kierunku Przewłoki - na NW. Wschodnia kraweź głównej rynny od Sosnowicy do Horostyty będzie wzdłuż wyraźnych gradientów hipsometrycznych kredowego podłoża. Kierunek ten jest równoległy do kierunku uskoku Hanny, istniejącego w podłożu paleozoicznym. Istnieje więc tu wyraźna permanencja kierunkowa uskoków, przy niewielkim przesunięciu linii uskoku w osadach kredowych ku NW (od 1,75 km w Sosnowicy do 2,75 km w Horostycie). Na podstawie rzeźby powierzchni podczwartorzędowej i toplineamentów można wyznaczyć poprzeczne, w stosunku do przebiegu głównej rynny, kierunki podrzędnych obniżen, zapewne także o charakterze rynien, nawiązujące do głównej formy tego typu. Dwie z nich ograniczają od NE i SW kredowy garb Horostyty z płatem miocenu w stropie. Dna obu obniżen dokumentują otwory wiertnicze osiągające kredę na wysokości bezwzględnej 91,8 m n.p.m. na NE od wspomnianego garbu, oraz na 109,33 m n.p.m. na SW. Od północy przebiega główna rynna, której oś dokumentują badania geoelektryczne. Garb Horostyty stanowi więc zapewne zrab tektoniczny, ograniczony uskoki o wartościach rzędu 30-40 m. Podobną sytuację notuje się także w strefie Turna i Holi, gdzie toplineamenty wskazują wyraźnie na istnienie poprzecznej strefy dyslokacyjnej, w której zało-

żona została w późniejszym okresie rynna odpływu wód roztopowych na linii Ludwiczyn-Sosnowe Bagno. Wierceniami stwierdzono tu istnienie rozległego obniżenia powierzchni kredowej. Różnice wysokości stropu kredy w otworach wiertniczych w Turnie i Holi osiągają wartość 34 m, tyle więc można by przyjąć jako wartość zrzutu tektonicznego, którego oś pokrywa się z biegiem warstw granicznych westfalu i namuru w karbońskim podłożu. Jak wynika z przedstawionych faktów, styl budowy tektonicznej podłoża podczwartorzędowego wyraźnie nawiązuje do obszarów sąsiednich.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historia geologiczna arkusza Sosnowica udokumentowana jest przy pomocy głębokich otworów wiertniczych od proterozoiku po czwartorzęd. Profil litologiczny nie jest pełny, są w nim liczne luki i przerwy stratygraficzne.

Prekambr składa się z dwóch głównych elementów strukturalnych: krystaliniku i jego pokrywy platformowej. Krystalinik stanowi strukturę o skomplikowanej budowie, przeważnie stromo sfałdowaną, wielokrotnie zmetamorfizowaną i głęboko speneplenizowaną. Rozpoznanie dziejów geologicznych podłoża jest jeszcze fragmentaryczne. Utwory pokrywy platformowej najwyższego prekambriu ułożone są poziomo i praktycznie nie uległy metamorfizmowi. Przecięte są jednak intruzjami skał magmowych. Działalność magmową i wulkaniczną w górnym proterozoiku umożliwiały ruchy tektoniczne, poprzedzające ten okres (W. Ryka, 1973). Zapoczątkowany w wendzie platformowy rozwój osadów kontynuował się z małymi przerwami aż do dewonu górnego. Od górnego wendu na obszarze wschodniej Polski, a więc i na badanym obszarze, zaznacza się transgresja morska (tab. 5), wkraczająca od południowego-zachodu. Rozpoczyna się długi okres sedymentacji osadów w rozległym basenie morza epikontynentalnego. W profilach wiertniczych zaakcentowana jest rytmiczność litologiczna, spowodowana kolejno następującymi po sobie etapami sedymentacji materiału detrytycznego, w którym dominującą rolę spełnia frakcja piaszczysta, przedzielonymi okresami sedymentacji materiału ilastego. Wykształcenie litologiczne i charakter osadów tzw. serii laminarytowej (wend) oraz osadów dolnokambryjskich, wykazuje wyraźne cechy utworów morza płytkiego i niespokojnego. W kambrze środkowym nastąpiło ustabilizowanie warunków sedymentacji, co doprowadziło do powsta-

nia jednolitej serii drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych (tab. 5). Brak jest osadów kambru górnego i tremadoku. Można przypuszczać, że po kambrze środkowym badany obszar uległ w fazie sandomierskiej orogenezy kaledońskiej wypiętrzeniu. W ordowiku główna transgresja morska wkracza w arenigę. Morze utrzymało się tu aż do aszgilu, osadzając kilkudziesięciometrową serię osadów wapienno-iłowcowych. Luka stratygraficzna, obejmująca górny aszgil oraz dolne ogniwa syluru, wywołana jest ruchami epejrogenicznymi związanymi z fazą takońską orogenezy kaledońskiej. Morze sylurskie wkroczyło od zachodu, od strony przegłębienia perykratonicznego. Najbardziej rozpowszechniona w sylurze, szczególnie na obszarze ówczesnego głębszego morza, była litofacja ilasta o ogromnym zasięgu poziomym i pionowym. Reprezentują ją przeważnie monotonne kompleksy osadów złożonych z iłowców (łupków) graptolitowych, iłowców mulastych i mułowców.

Basen morski na pograniczu syluru i dewonu uległ tylko nieznaczniemu spłyceciu. Fauna wybitnie morska, głównie bentoniczna, jest bardzo bogata, ubożeje wyraźnie dopiero pod koniec żedynu. W zigenie następuje na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, w tym i w obrębie zapadliska włodawskiego, zmiana warunków z morskich na terrygeniczne. Następuje stopniowe spłycecie basenu morskiego, aż do powstania płytkich zbiorników lagunowych lub śródłądowych, które są charakterystyczne również dla całego emsu. Tworzy się charakterystyczna seria facji old redu, wykształcona w postaci pstrych i plamistych mułowców oraz jasnoszarych piaskowców. Zmienia - wiśniowa, czerwona, zielonawa i jasnoszara - barwa osadów, wywołana jest hematytowo-getytowymi impregnacjami i lokalnym odprowadzeniem związków żelaza z osadów. Procesy te zachodziły w środowisku lądowym. Niewielkie stosunkowo miąższości dewonu środkowego, w porównaniu z franem, świadczą o małej subsydencji, charakterystycznej dla strefy podniesionej platformy prekambryjskiej. W związku z subsydencją pozostawały również i warunki w zbiorniku sedymentacyjnym: w dewonie środkowym panowały warunki lagunowo-kontynentalne, z krótką ingresją morską na początku żywetu, podczas gdy w dewonie górnym - warunki morskie. Stwierdzono obecność osadów morskich głębokowodnych takich jak: wapienie koralowcowe i stromatoporowe oraz dolomity jamiste. Zachowane osady franu nie wykazują bliskich wpływów lądu, dlatego można przypuszczać, że w tym rejonie sedymentacja trwała przez cały fran i prawdopodobnie przez

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
(z uwzględnieniem zagadnień surowcowych, hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich)

Stratygrafia				Ruchy górotwórcze		Osady (opis litologiczny)	Procesy geologiczne		Charakterystyka surowcowa	Charakterystyka hydrogeologiczna	Charakterystyka geologiczno-inżynierska				
Sytem	Odział	Pododział	Piętro	Orogeneza	Faza		na wierzchołkach i stożkach	w dolinach i w obniżeniach							
Holocen						Torfy niskie - t_{0h} ; torfy wysokie - t_{w0h} Namuły - n^0_h Namuły torfiaste - nt^0_h Namuły den dolinnych - nd^0_h Namuły zagłębień - nz^0_h Gytie - gy^0_h Piaski i mułki jeziorne - li^0_{p0} Piaski i mułki rzeczno-rozlewiskowe - pm^0_{p0}	Procesy erozji i denudacji, wietrzenie; w lokalnych zagłębieniach bezodpływowych akumulacja namulców organiczno-mineralnych	Akumulacja organiczna tworzenie się torfów namulców torfiastych i gytii	Torfy opalowe i ogrodnicze	Utwory przepuszczalne (torfy) lub o ziemnej przalności. Woda gruntowa na głębokości 0-2 m, mała siła wyciekowa (do 2 m). Woda może występować okresowo na powierzchni. Zasobność wód na ogół niewielka, zanieczyszczenie duże	Grunty niezdolne, zawodnione. Warunki budowlane złe ze względu na niekorzystne parametry wytrzymałościowe i płytkie występowanie wody gruntowej oraz okresowe zawładnięcie wapieni				
								Piaski i żwiry deluwialne (p2) - d^0_{p0} Piaski deluwialne (p) - p^0_{d0} Piaski eoliczne - e^0_{p0} piaski eoliczne w wydymach - ed^0_{p0}	Spłukiwanie, akumulacja deluwialna		Deflacja, eoliczacja i akumulacja eoliczna	Piaski ceramiczne i gliniaste	Utwory przepuszczalne oraz o zmiennej przepuszczalności	Piaski średniozróżnicowane, czasem gliniaste, nieskądnie luźne. Warunki posadowienia na ogół mało korzystne	
								Torfy - t^0_{p4} Piaski pyłowe eluwialne - pp^0_{p4} Piaski i mułki tarasów nadzalewowych 3-5 m n.p. rzeki - f^0_{p4} Piaski i mułki jeziorno-rozlewiskowe - li^0_{p4} pm^0_{p4}	Wietrzenie peryglacialne, powstawanie pokrywy wietrzeniowych, eoliczacja	Akumulacja organiczna w misach jeziornych Erozja i akumulacja rzeczna. Akumulacja jeziorno-rozlewiskowa	Piaski budowlane			Utwory o zmiennej przepuszczalności, zwierciadło wód gruntowych na głębokości 2-20 m. Zasobność i źródłowość	Warunki posadowienia różne, w zależności od parametrów wytrzymałościowych oraz głębokości zalegania wód gruntowych
								Piaski pyłowe jeziorno-rozlewiskowe (ppy) - li^0_{pp3+4} pm^0_{pp3+4} Piaski i mułki jeziorno-rozlewiskowe (pm) - li^0_{p3+4} pm^0_{p3+4}	Wietrzenie peryglacialne, soliflukcja	Akumulacja jeziorno-rozlewiskowa	Piaski budowlane			Przeważają wody o zwierciadle swobodnym, zasilane bezpośrednio wodami atmosferycznymi	
								Torfy niskie - t^0_{p3-4} Namuły torfiaste - nt^0_{p3-4} Piaski rzeczne - p^0_{p3-4}	Wietrzenie i denudacja	Akumulacja organiczna w zagłębieniach śródłodowych. Erozja wgłębna	Piaski budowlane				
								Piaski i mułki rzeczno-peryglacialne - fp^0_{p3} pm^0_{p3}	Wietrzenie peryglacialne, denudacja	Akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych	Piaski budowlane i podszkawkowe				
								Mułki jeziorne (m) - li^0_{m3} Piaski jeziorne (p) - li^0_{p3} Piaski i piaski ze żwirami rzeczne - f^0_{p3} p^0_{p3}	Wytapianie brył martwego lodu, akumulacja w misach wytopiskowych	Erozja, akumulacja jeziorna	Iły ceramiczne i gliniaste				
								Piaski, żwiry i mułki kemów - ko^0_{p3} Piaski, żwiry i glazy moren czołowych - go^0_{p3} Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe - fg^0_{p3} p^0_{p3} Piaski i żwiry lodowcowe - g^0_{p3} p^0_{p3} Gliny żwałowe - g^0_{p3} p^0_{p3}	Deglacjacja lodolodu, powstawanie form kemowych	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa, lokalnie zastoiskowa	Piaski i żwiry budowlane				
								Mułki zastoiskowe - b^0_{m3}		Akumulacja zastoiskowa					
								Mułki jeziorne - li^0_{m2-3} Gliny koluwalne - ko^0_{p2-3} Piaski i piaski ze żwirami rzeczne - f^0_{p2-3} p^0_{p2-3}	Wietrzenie, procesy soliflukcyjne, denudacja	Akumulacja w zbiornikach zamkniętych, silna erozja wgłębna	Surowce ceramiczne budowlane				
								Piaski ze żwirami wodnolodowcowe górne (p22) - fg^0_{p22} p^0_{p22} Mułki zastoiskowe - b^0_{m22} Mułki i piaski ze żwirami lodowcowe - g^0_{p22} p^0_{p22} Gliny żwałowe - g^0_{p22} p^0_{p22} Piaski ze żwirami wodnolodowcowe dolne (p21) - fg^0_{p21} p^0_{p21}		Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa, lokalnie zastoiskowa					
								Piaski ze żwirami wodnolodowcowe górne (p22) - fg^0_{p22} p^0_{p22} Gliny żwałowe - g^0_{p22} p^0_{p22} Piaski ze żwirami wodnolodowcowe dolne (p21) - fg^0_{p21} p^0_{p21} Piaski zastoiskowe - b^0_{m21} p^0_{p21}		Transgresja jeziorna i akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa, miejscami zastoiskowa					
		Gliny żwałowe - g^0_{p1} Piaski zastoiskowe (p) - b^0_{p1} Piaski i żwiry wodnolodowcowe - fg^0_{p1} p^0_{p1} Mułki zastoiskowe (m) - b^0_{m1} Piaski rzeczne - f^0_{p1} p^0_{p1}		Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa											
		Piaski ze żwirami rzeczno-peryglacialnymi - fp^0_{p1} Mułki jeziorne - li^0_{m1} Gliny zwietrzelinowe ze żwirami - z^0_{pp}	Wietrzenie i denudacja	Akumulacja rzeczna i w zbiornikach zamkniętych											
		Iły - Pl		Akumulacja śródłodowa. Denudacja, niszczenie utworów kredowych i trzeciorzędowych					II poziom wód trzeciorzędowych. Lokalny zbiornik na głębokości 29 m, wody pod ciśnieniem piezometrycznym						
		Mułki i piaski - M		Sedymentacja w zamkniętych basenach śródłodowych											
		Piaski glaukonitowe - Ol		Krótkotrwała transgresja morską, akumulacja litoralna					Piaski kwarcowe z glaukonitem						
		Kreda pisząca, margle i wapienie margliste - Cr^0_m Kreda pisząca i wapienie margliste - Cr^0_{cp} Kreda pisząca z wkładkami wapieni marglistych - Cr^0_{cn+st} Wapienie margliste i kreda pisząca z krzemieniami - Cr^0_t		Sedymentacja morską, wapienność w warunkach słabej subsyduencji, z okresowymi spływaniami					Kreda pisząca, margle i wapienie jako surowce dla przemysłu kredowego i cementowego						
		Wapienie - Cr^0_c		Sedymentacja morską w warunkach bardzo płytkiego, otwartego zbiornika, stopniowe pogłębienie zbiornika					Surowce chemiczne do produkcji nawozów fosforowych (fosforyty)						
		Piaskowce i piaski glaukonitowe z fosforami - Cr^0_{al}		Transgresja morską od północy. Sedymentacja morską, litoralna											
		Margle, wapienie organogeniczne, peltyczne i wapienie z ooidami - J^0_o		Regionalna regresja morza. Sedymentacja morską, węglańska, miejscami środowiska rafowe. Postępujące spływanie zbiornika											
		Wapienie organodetrytyczne, piaskowate i margliste - J^0_{bt+cl}		Sedymentacja morską w strefie przybrzeżnej Transgresja morską											
		Iłowce, mułowce, piaskowce z wkładkami węgla kamiennego - warstwy lubelskie - Wa^0_{A-B} Piaskowce, mułowce iłowce z wkładkami węgla kamiennego - warstwy bużańskie i warstwy kumowskie - Cn^0_{B-C} Wapienie, iłowce, mułowce i piaskowce - warstwy komarowskie - Cn^0_{A}		Sedymentacja śródłodowa rzeczno-jeziorna, fitogeniczna					Surowce energetyczne - węgiel kamienny oraz surowce towarzyszące (materie budowlane)						
		Wapienie, iłowce i mułowce - Cw^0_i		Sedymentacja morską, okresowo śródłodowa. Duża ruchliwość środowiska sedymentacyjnego					Boksyty i skały alitowe						
		Dolomity i wapienie - Df^0		Denudacja, wietrzenie											
		Dolomity, iłowce, mułowce i piaskowce - De^0_{egt}		Denudacja											
		Mułowce i piaskowce - D^0_{z+em}		Sedymentacja otwartego morza, głębokowodna											
		Iłowce i mułowce z przewarstwieniami wapieni - D^0_{gd}		Sedymentacja otwartego morza, głębokowodna											
		Iłowce i mułowce - S^0_p		Sedymentacja otwartego morza, głębokowodna											
		Iłowce, iłowce piaskowate i mułowce z przewarstwieniami wapieni - S^0_{ld}		Sedymentacja otwartego morza, głębokowodna											
		Iłowce i iłowce wapieniste z przewarstwieniami wapieni - S^0_w		Sedymentacja otwartego morza, głębokowodna											
		Wapienie, margle i iłowce - O		Denudacja i ruchy wznoszące											
		Piaskowce kwarcytowe z wkładkami iłowców - Cm^0_2		Transgresja i sedymentacja morską											
		Piaskowce, piaskowce kwarcytowe i iłowce - Cm^0_1		Denudacja i ruchy wznoszące											
		Bazalty, tufy, piaskowce i mułowce - B		Sedymentacja morską											
		Syenity i granity - S		Transgresja morską. Wulkanizm. Denudacja krystaliniku. Metamorfizm, plutonizm, granityzacja											

starszy famen. Zapoczątkowane w górnym dewonie ruchy tektoniczne trwały przez turnej i dolny wizen. Przedwizeńska erozja, wywołana ruchami wznoszącymi bretońskiej fazy tektonicznej, spowodowała zdarcie osadów famenu i części franu (Praca zbiorowa, 1975).

Wydźwignięte po dewonie obszary podlegały nie tylko intensywnemu wietrzeniu mechanicznemu, ale również wietrzeniu chemicznemu. Procesy erozji i wietrzenia utrzymywały się również w czasie tworzenia się najstarszych utworów karbonu. Liczne skały tufowe i diabazy, które są świadectwem istnienia silnego wulkanizmu związanego ze schyłkiem fazy bretońskiej, również podlegały procesom wietrzenia (alityzacja), w wyniku czego powstały skały boksytowe i feroalitowe, wzbogacone w szereg pierwiastków rzadkich i śladowych.

Karbońska niecka sedymentacyjna jest typowym zbiornikiem epikontynentalnym, położonym na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej, z dala od geosynkliny waryscyjskiej. Cały profil karbonu lubelskiego - od wizenu górnego aż po westfal A - powstał w warunkach paralicznych i morsko-paralicznych, w strefie stabilnego szelfu, zaś nierównomierna subsydencja niecki sedymentacyjnej, zwłaszcza jej asymetryczność, doprowadziły do wytworzenia dużej różnorodności litologiczno-facjalnej osadów (Praca zbiorowa, 1984b). Wizen górny odznacza się przewagą warunków morskich nad limnicznymi. Udział tych drugich zaznacza się wykształceniem nielicznych poziomów ze stigmariami i cienkich warstewek węgla. W namurze A, podobnie jak w wizenie, dużą rolę odgrywają osady środowiska morskiego, dopiero pod koniec tego okresu zaznacza się rozwój osadów limnicznych. Wyżej leżące osady namuru B i C powstawały już w warunkach środowiska śródlądowego: rzeczno-jeziornego i jeziornego; poziomy morskie występują tu sporadycznie. W westfalu zapanowały już powszechnie warunki limniczno-fluwialne. Nieliczne piaskowce, jak wykazują badania petrograficzno-sedymentologiczne, powstawały w środowisku rzeczonym, wydмовym, lub wód spokojnych. Charakterystyczna jest jednak w tym piętrze dominacja osadów iłowcowo-mulastych nad gruboklastycznymi, oraz występowanie bardzo licznych cyklotemów węglowych. Osady fitogeniczne są coraz częstsze, a ich miąższość wyraźnie wzrasta. Obfita ilość skamielin roślinnych, gleby stigmariowe, liczne poziomy iłowców jeziornych z małżami słodkowodnymi, wskazują na bujny rozwój ówczesnej roślinności w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu. W brzeżnej części lubelskiego basenu karbońskiego występują dość powszechnie w utworach westfalu rozmycia epi-

genetyczne, utrudniające korelację litostratygraficzną z pozostałymi częściami basenu.

W najwyższej części karbonu górnego rozpoczęła się regresja morska, związana z fazą asturyjską (stefan - górny perm) orogenezy waryscyjskiej (tab. 5). W tym czasie nastąpiło odnowienie bretońskich i starszych stref rozłamowych i dyslokacji oraz utworzone zostały zasadnicze ramy tektoniczne młodszego paleozoiku Lubelszczyzny. Wzdłuż zachodniego skraju platformy wschodnioeuropejskiej powstało brzeżne zapadlisko - rów mazowiecko-lubelski (Praca zbiorowa, 1984a).

W czasie długiego okresu przerwy sedymentacyjnej, trwającego od stefanu do jury środkowej - miały miejsce długotrwałe i intensywne procesy erozyjne i wietrzeniowe, które wyrównały urozmaiconą pierwotnie powierzchnię karbonu. Powierzchnia ta obniża się generalnie w kierunku południowo-zachodnim i zachodnim. Bezpośrednio na tej zdenudowanej powierzchni leży transgresyjne na tym obszarze ogniwo jury środkowej, a mianowicie baton górny. Na początku batonu górnego zaznacza się transgresja morska. Wykształcenie litologiczne osadów potwierdza, że odbywała się tu sedymentacja morska w strefie przybrzeżnej. W południowo-wschodniej części Lubelszczyzny rozciągał się w tym czasie obszar lądowy, podlegający erozji i stanowiący źródło materiału terrygenicznego (T. Niemczycka, 1976). Osady keloweju powstawały również w płytkiej, peryferycznej strefie zbiornika morskiego.

W oksfordzie dolnym powiększył się zasięg morza, zaś w oksfordzie środkowym miało miejsce nieznaczne spłylenie morza, co pozwoliło rozwinąć się koloniom koralowców w postaci raf. Cykl sedymentacji jurajskiej na badanym terenie kończą wapienie pelitowe i oolitowe, osadzone w płytkim zbiorniku o ciepłej i czystej wodzie. Brak tu najwyższych części oksfordu, utworów kimerydu i portlandu, a także osadów kredy dolnej. Czasowo okres luki stratygraficznej odpowiada fazie neokimeryjskiej orogenezy wczesnoalpejskiej.

Na zerodowaną powierzchnię oksfordu wkracza od północy w albie górnym morze. Zasięg jego nie przekraczał linii Bugu w rejonie Wisznic oraz Hrubieszowa. Odbywa się sedymentacja morska, litoralna, z dostawą materiału terrygenicznego. W cenomanie sedymentacja morska objęła cały obszar środkowej Lubelszczyzny. W tym czasie tworzyły się osady bardzo płytkiego morza (wapienie inoceramowe). W turonie, koniaku i santonie w dalszym ciągu odbywa się nieprzer-

wana sedymentacja utworów węglanowych w środowisku morza płytkiego i spokojnego. W czasie trwania fazy subhercyńskiej (santon i kampan) miał miejsce krótkotrwały dopływ do zbiornika morskiego pewnej ilości materiału ilastego, zaś w okolicach Wisznic i Włodawy (na zrębach) nastąpiła redukcja osadów. W mastrychcie warunki sedymentacji w morzu ustabilizowały się. W dalszym ciągu dominująca jest facja węglanowa - wapienie, kreda piszcząca, margle (Praca zbiorowa, 1984a). Powierzchnia kredy jest silnie rozmyta, miejscami mocno zredukowana, nierówna, porozcinana głębokimi rynnami. Są to wszystko efekty długotrwałej działalności procesów niszczących oraz procesów tektonicznych, związanych między innymi z ruchami fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej. W ich wyniku w paleocenie następuje regresja morza, kończąca długotrwały okres subakwalnego rozwoju osadów.

W paleogenie, w warunkach subaeralnych, przy gorącym klimacie, trwały intensywne procesy wietrzenia i denudacji. W oligocenie następuje krótkotrwała transgresja morska, osadzając charakterystyczne piaski glaukonitowe ze żwirami kwarcowymi. Po regresji morza oligoceńskiego cały obszar północnej Lubelszczyzny wszedł ponownie w fazę lądową, która trwa po dzień dzisiejszy. W miocenie zachodziła akumulacja osadów w śródlądowych jeziorach. Reprezentują je mułki, piaski kwarcowe i iły z domieszką zwęglonych szczątków roślinnych, lignity i pokłady węgla brunatnego. W dużej mierze są to utwory autochtoniczne. Podobny charakter mają iły pliocenские, które osadziły się w lokalnych zagłębieniach śródlądowych.

W neogenie, a szczególnie w pliocenie górnym kształtują się ostatecznie główne elementy rzeźby podłoża czwartorzędu. W związku ze zjawiskami tektonicznymi, które miały miejsce na przełomie pliocenu i czwartorzędu (faza walachijska orogenezy późnoalpejskiej) powstały deniwelacje rzeźby dochodzące do kilkudziesięciu metrów. Najmłodsze ruchy tektoniczne wywarły zapewne wpływ na układ tworzącej się sieci rzecznej i powstanie kopalnych rynien erozyjnych (A. Jahn, 1956; J. Morawski, 1959).

Akumulacja czwartorzędowa przykryła stare przedczwartorzędowe rynny i zagłębienia. Niektóre z nich wypełnione są redeponowanymi glinami zwietrzelinowymi z dużą ilością otoczków kredowych i żwirów kwarcowych. Wiek tej serii, o miąższości dochodzącej do 10 m, określono na preplejstocen. Z tym samym okresem wiązać należy dość grube (maksymalnie do 4,5 m) osady rzeczne, akumulowane w obniżeniach podłoża kredowego.

Najstarsze utwory plejstocenijskie - gliny zwałowe - pochodzą ze zlodowacenia najstarszego (podlaskiego). Dokumentuje je nie tylko ogólne położenie geologiczne, ale i datowanie metodą TL (771 000 \pm 115 000 lat BP; Lub-684). Zachowały się one w zachodniej części arkusza. Całkowitemu zniszczeniu uległy, lub nie zostały natrafione w czasie dotychczasowych wierceń, osady interglacjalne kromerskiego.

W anaglacjalnej fazie zlodowacenia południowopolskiego nastąpiła silna erozja wgłębna, co spowodowało odmłodzenie głębokich rynien erozyjnych, wyciętych w podłożu.

W obrębie zlodowacenia południowopolskiego wyodrębniają się dwa stadiały: stadiał dolny i stadiał górny, przedzielone interstadiem. Stadiały dokumentowane są przez gliny zwałowe, piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe oraz mułki i piaski zastoiskowe, natomiast interstadium przez mułki jeziorne z cienką warstwą torfu.

W interglacjalie mazowieckim (wielkim) trwa długotrwały proces denudacji i erozji. Obserwujemy głębokie wcinanie się rzek oraz - w późniejszej fazie interglacjalnej - intensywną akumulację rzeczniczną.

Akumulacja ta miała charakter cykliczny. Prawdopodobnie w tym okresie w wyniku zachwiania równowagi izostatycznej skorupy ziemskiej, na skutek wcześniejszego obciążenia powierzchni anomaliami masami lodolodu, uaktywniły się niektóre strefy dyslokacyjne (J. Liszkowski, 1979a). Między innymi aktywizacji uległa także strefa dyslokacji Hanny, przebiegająca przez południową część arkusza Sosnowica.

Zlodowacenie środkowopolskie odegrało bardzo ważną rolę w budowie geologicznej i rzeźbie badanego obszaru. Utwory lodowcowe i wodnolodowcowe stadiału maksymalnego tegoż zlodowacenia występują powszechnie na powierzchni, szczególnie w południowo-wschodniej części arkusza w obrębie Garbu Włodawskiego, tworząc ciągi moren i wzgórz akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej oraz rozległe równiny sandrowe na przedpolu Garbu. Duża część tych form związana jest z procesem deglacjacji, kiedy to przewagę uzyskała erozja i akumulacja wodnolodowcowa (kemy, sandry). Recesja lodolodu z obszaru Garbu Włodawskiego nastąpiła prawdopodobnie w okresie 235-225 tys. lat temu (K. Lindner, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz, 1985). W interstadium pilickim, który uzyskał potwierdzenie geochronologiczne (otwór nr 50 - 228 000 \pm 34 000 lat BP), w rozległych mi-

sach wytopiskowych osadzają się mułki i piaski jeziorne z licznymi szczątkami roślinnymi. W czasie stadiału mazowiecko-podlaskiego następuje ochłodzenie klimatu, gromadziły się tu charakterystyczne dość dużej miąższości (do 6 m) poziomy zasypania rzeczne.

W interglacjale eemskim nastąpiło początkowo ożywienie erozji, a później okres akumulacji organogenicznej, Powszechnie występują tu pod przykryciem piasków jeziorno-rozlewiskowych torfy i namuły torfowe.

W okresie zlodowacenia północnopolskiego cały obszar znajdował się w strefie klimatu peryglacjalnego. Z tego okresu pochodzą szeroko występujące na powierzchni arkusza piaski i mułki, powstałe w warunkach akumulacji jeziorno-rozlewiskowej, jak również poligeniczne akumulacyjno-wietrzeniowe pokrywy piasków pyłowych oraz piasków deluwialnych. Przeważającymi procesami decudacyjnymi były wtedy soliflukcja oraz deflacja.

Na przełomie plejstocenu i holocenu rozwijały się procesy eoliczne, w wyniku których powstały rozległe pokrywy piasków eolicznych i wały wydymowe.

Ze schyłkiem ostatniego zlodowacenia związana jest geneza Jezior Sosnowickich i początek nowego cyklu akumulacji organicznej. Zgodnie z przypuszczeniem T. Wilgata (1954), pod koniec zlodowacenia północnopolskiego zaczęły się tworzyć niegłębokie zagłębienia i misy w strefach płytkiego występowania skał węglanowych. Są one prawdopodobnie częściowo genezy krasowej, a częściowo o genezie wytopiskowej. W tych bezodpływowych zagłębieniach w allerödzie (jak tego dowodzą wyniki datowania torfów metodą ^{14}C) rozwijały się torfowiska, przypuszczalnie wysokie - sądząc po mszystym charakterze torfów. Proces pogłębiania się obniżeń początkowo był na tyle powolny, że równoważył tempo przyrostu torfowisk. Początkowo jeziora były dystroficzne z powodu silnego zakwaszenia podłoża, stopniowo w miarę narastania osadów a także w miarę pogłębiania się charakter tych jezior zmienia się w coraz żyźniejszy, na co wskazuje rodzaj osadów (gytia). Proces ten nastąpił u schyłku glacjału, być może w drugiej połowie młodszego dryasu, kiedy to stwierdzamy wzrost wilgotności, podniesienie poziomu wód gruntowych i raptowny wzrost tempa pogłębiania się mis jeziornych (ruchy neotektoniczne), co przejawiało się zagytyeniem torfu i rozwojem gytii. Torfowiska zostały zalane wodą (K. Bałaga, J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1983).

Na początku holocenu następuje ponowny wzrost wilgotności, podniesienie poziomu wód podziemnych i rozwój przestrzenny jezior. Jak wykazały badania D. Fijałkowskiego i K. Kozaka (1970) przykładowo Jezioro Czarne Sosnowickie na początku tego okresu zajmowało co najmniej 3-krotnie większą powierzchnię, rozciągając się na południe od współczesnych brzegów jeziora. Za słusnością tej tezy przemawiają zachowane dość wysoko (do około 2,0 m) piaszczyste brzegi misy jeziornej (obecnie krawędź torfowiska wysokiego), oraz wyniki wierceń na złożu osadów organogenicznych. Stwierdzono tu bowiem występowanie na głębokości 2 m gytii glonowej o miąższości około 3,0 m. Należy przypuszczać, że rozległe zbiorniki wodne istniały aż do okresu subborealnego (ochłodzenie klimatu). Wody stosunkowo szybko opadły i równocześnie wzmożyły się procesy torfotwórcze. Nieckę wypełniły szybko osady organogeniczne (torf sfagnowo-turzycowy i sfagnowy). Obecnie w sąsiedztwie jezior znajdują się powszechnie torfowiska lub namuły torfowe, świadczące o zabagnieniu dawnych rozległych jezior. Pod względem charakteru typu troficznego współczesne Jezioro Sosnowickie można zaklasyfikować do grupy jezior żyznych, eutroficznych. O stopniowym ubywaniu wapnia ze środowiska wodnego i powolnej oligotrofizacji może świadczyć występowanie w litoralu jezior ramienic (Chara delicatula Agardh em Aleksander Braun) i paprotników (Isoetes lacustris Linneusz) (K. Więckowski, I. Wojciechowski, 1971).

W holocenie poza osadami organogenicznymi (torfy, gytie) akumulowane są osady mineralne rzeczno-rozlewiskowe, rzeczne i jeziorne, związane ze współczesną działalnością rzek i jezior. W dolinach oraz zagłębieniach bezodpływowych ma miejsce akumulacja namulów organiczno-mineralnych. Z działalnością człowieka w holocenie na tym obszarze wiązać można powstanie całego systemu stawów, grobli, nasypów i obwałowań oraz licznych drobnych form degradacyjnych, typu wyrobisk poeksploatacyjnych.

IV. CHARAKTERYSTYKA SUROWCÓW MINERALNYCH

Na badanym obszarze występują surowce energetyczne (węgiel kamienny na znacznej głębokości i torfy), surowce metaliczne (skały boksytowe, feroalitowe i syderyty ilaste), surowce chemiczne, reprezentowane przez konkretne fosforytowe, oraz surowce skalne, do których należą głównie czwartorzędowe skały okruchowe i osady służące do produkcji ceramiki budowlanej (Tabl. IV).

Surowce energetyczne. Węg i e l k a m i e n n y (wka) występuje przeważnie w limnicznych seriach produktywnych karbonu górnego (namur B i C oraz westfal A i B). Stwierdzony został w kilku otworach wiertniczych na arkuszu Sosnowica w postaci kilku cienkich warstewek i wkładek. Praktycznie biorąc, perspektywiczne znaczenie mogą mieć jedynie osady produktywne westfalu, zwane warstwami lubelskimi. Leżą one w południowo-zachodniej części arkusza, gdzie węglizasobność do głębokości 1000 m, przy nadkładzie do 750 m, wynosi 2-10 m. Spąg pokładu 395 (305) występuje na głębokości 400-600 m (J. Porzycki, 1978a).

T o r f y (t). Dość powszechnym i o szerokim rozprzestrzenieniu surowcem energetycznym, występującym na badanym arkuszu, jest torf. Torfy są utworami pochodzenia organicznego, powstałymi w wyniku długotrwałego procesu bagiennego w warunkach ograniczonego dostępu tlenu i dużej wilgoci. Występowanie ich związane jest z obniżeniami morfologicznymi, dolinami rzecznyymi, misami pojeziornymi i drobnymi zagłębieniami bezodpływowymi. Większe obszary torfowisk na arkuszu Sosnowica rozciągają się w dolinie Piwonii, dolinie Zielawy oraz w rejonie Jezior Sosnowickich. Średnia miąższość torfu jest zmienna i wynosi od 0,57 m do 2,73 m, maksymalnie dochodząc do 5,5 m. Najlepsze parametry pod względem miąższości ma złożo "Piwonia Górna" (tab. 6, tabl. IV), leżące w dolinie Piwonii na południe od Sosnowicy. Torfy występujące w dolinach rzecznych charakteryzują się dość dużą popielnością w granicach 7,0-36,0%, a nawet miejscami do 43,0%. Stopień rozkładu waha się od 20% do 60%. W większości są to złoża typu niskiego, zbudowane głównie z torfów turzycowych, turzycowo-trzciniowych, turzycowo-mszystych, trzciniowych, olchowych i łozowych. Torfowisko typu wysokiego stwierdzono na terenie arkusza Sosnowica jedynie na południe od Jeziora Czarnego Sosnowickiego. Na obszarze 131,0 ha występuje tu złożo torfu

turzycowo-sfagnowego, a głębiej sfagnowego. Na głębokości 2 m stwierdzono występowanie gytii glonowej o maksymalnej miąższości do 3,0 m. Gytia występuje głównie w zachodniej części torfowiska i wskazuje na istnienie tam przez dłuższy okres zbiornika wodnego, połączonego ze współczesnym Jeziorem Czarnym Sosnowickim (D. Fijałkowski, K. Kozak, 1970). Badania geochemiczne wskazują, że zakwaszenie złoża jest bardzo duże ($\text{pH} = 3,0-4,0$) i zwiększa się ku środkowym partiom torfowiska.

Obecnie część torfowiska wysokiego jest pod ochroną, znajduje się w obrębie rezerwatu florystycznego "Torfowisko przy Jeziorze Czarnym".

Torfy były do lat 50-tych przedmiotem eksploatacji miejscowej ludności, głównie dla celów opałowych. Obecnie na terenie arkusza nie ma żadnego zakładu prowadzącego wydobycie na skalę przemysłową lub półprzemysłową. Aktualny wykaz złóż torfu przedstawiono w tabeli 6. Łącznie zarejestrowano około 46 400 tys. m^3 zasobów torfu, w tym około 28 000 tys. m^3 zasobów bilansowych. Wartości te należy traktować jako orientacyjne, ponieważ zasięg niektórych złóż występuje tylko częściowo na arkuszu Sosnowica, ponadto występują jeszcze obszary torfowe, które nie zostały bliżej zbadane i udokumentowane. Należało by kontynuować dalsze prace nad opracowaniem nowych złóż torfu, tym bardziej, że z reguły torfom na tym obszarze towarzyszy jako kopalina uzupełniająca gytia. Torfy i gytie mogą być z powodzeniem eksploatowane do celów ogrodniczych i rolniczych (użyźnianie i nawożenie pól i ogródków działkowych), zaś sam torf do celów opałowych oraz jako materiał izolacyjny.

Surowce metaliczne. Sy d e r y t y i l a s t e (syj). Osadom karbońskim towarzyszy dość powszechnie mineralizacja związkami żelaza. W iłowcach i mułowcach, rzadziej w piaskowcach, stwierdzono wśród warstw lubelskich (westfal) niewielkie koncentracje sferysyderytów oraz soczewki i wkładki syderytów ilastych. Zawartość Fe_2O_3 waha się w szerokich granicach od 5,0% do 54,0%. Na razie nie napotkano bogatszej koncentracji, mogącej mieć znaczenie przemysłowe (S. Cebulak i in., 1978; Praca zbiorowa, 1984b).

Ponadto należy nadmienić, że utwory prekambryjskie, budujące podłoże platformy wschodnioeuropejskiej, występujące na badanym obszarze w obrębie wyniesień zrębowych na stosunkowo niewielkich głębokościach, traktowane są jako perspektywiczne do badań i poszukiwań rud żelaza. Na podstawie przesłanek geofizycznych i teo-

retencyjnych do najbardziej perspektywicznych - z punktu widzenia poszukiwań rud żelaza - należą strefy Holeszowa i uskoku Hanny. W utworach metamorficznych spodziewać się można ewentualnej mineralizacji tytanowo-magnetytowej i siarczkowej, związanej z przeobrażonymi produktami preorganicznego magmatyzmu (Praca zbiorowa, 1984b).

B o k s y t y (bAl) i skały alitowe. Prawie we wszystkich głębokich otworach na badanym terenie stwierdzono w skałach wżenu występowanie wkładek skał alitowych. W serii alitowej karbonu LZW wyróżniają się trzy odmiany skał o cechach surowców użytecznych. Są to: boksyty jako surowce glinonośne, feroality mogące mieć wartość zarówno jako surowiec żelaza jak i glinu, oraz skały kaolinitowe uznawane jako wartościowy surowiec służący do produkcji materiałów ogniotrwałych. Ogólna miąższość serii alitowej dochodzi w tym rejonie do 8,5 m. Przeprowadzone badania geochemiczne wykazały, iż skład chemiczny karbońskich surowców glinonośnych jest bardzo zróżnicowany. Zawartość Al_2O_3 w boksytach waha się od 37% do 49%, w skałach feroalitowych w zakresie 17-34%, a w skałach kaolinitowych od 27% do 39%. Charakterystyczną ich cechą jest również wysoka zawartość SiO_2 i Fe_2O_3 (Praca zbiorowa, 1984b). Skład mineralny boksytów wskazuje, że należą one do grupy boksytów krzemianowych kaolinitowych, o wysokiej zawartości żelaza. Bogate jest w nich spektrum pierwiastków śladowych. Wykonane badania specjalistyczne wykazały ich wysoką przydatność do produkcji glinu metodą spiekową, są również surowcem doskonale przydatnym do produkcji tlenku glinu metodą kwaśną (zmodyfikowaną metodą Bretsznajdera). Uzyskuje się tym ostatnim sposobem nie tylko tlenek hutniczy, lecz także tlenek odpowiedni do technik elektronicznych, odpowiadający tlenkom importowanym.

Skały feroalitowe charakteryzują się wysoką koncentracją glinu i żelaza. Wysoka jest w nich na ogół zawartość TiO_2 , która mieści się między 2% a 9%. Skład mineralny tych skał zbliżony jest do składu skał boksytowych. Obok podstawowej substancji amorficznej glinowo-krzemowej i kaolinitu, występują w niedużych ilościach: bertieryn, bemit, leukoksen, ilmenit, syderyt drobnoziarnisty. Badania specjalistyczne sugerują wykorzystanie tego typu skał metodą separacji sedymentacyjnej i elektro-magnetycznej do produkcji z jednej strony żelaza i tytanu, a z drugiej strony glinu. Bliższa charakterystyka skał kaolinitowych przedstawiona jest przy charakterystyce surowców skalnych.

Wykaz złóż udokumentowa

Nr złoża na tablicy IV	Nazwa złoża i położenie na arkuszu	Rodzaj surowca (definicja geologiczna)	Wiek surowca	Kategoria zasobów. Rodzaj opracowania
1	Kanał Wieprz-Krzna Sekcja "Górna Zleława"	torf	Q	podkategoria C ₂ dokumentacja złóż torfu
2	Kanał Wieprz-Krzna Sekcja "Piwonia Dolna"	torf	Q	podkategoria C ₂ dokumentacja złóż torfu
3	Kanał Wieprz-Krzna Sekcja "Piwonia Górna"	torf	Q	podkategoria C ₂ dokumentacja złóż torfu
4	Kanał Wieprz-Krzna Sekcja "Piwonia Środkowa"	torf	Q	podkategoria C ₂ dokumentacja złóż torfu
5	"Krzywowierzba"	torf	Q	dokumentacja wstępna złóż torfu
6	"Orzechów-Biała"	torf	Q	dokumentacja wstępna złóż torfu

* Podane zasoby dotyczą całości złoża.

W całym kompleksie skał serii alitowej występują podwyższone zawartości wielu pierwiastków rzadkich i śladowych. Obserwujemy tu szczególne wzbogacenie w takie pierwiastki jak: Ti, Zr i Nb, a także Y, Th, Ga, Hf. Lubelskie skały alitowe są szczególnie wyraźnie wzbogacone w tytan. Zawartość TiO_2 waha się w nich najczęściej w granicach 3-7%, osiągając nieraz nawet wartość powyżej 10%. Wynika to ze względnie wysokiego udziału minerałów tytanonośnych w skałach macierzystych - ilmenitu, anatazu i tytanomagnetytu w diabazach oraz tytanitu i rutylu w skałach podłoża krystalicznego, a

T a b e l a 6

nych i zarejestrowanych

Zasoby ogółem bilansowe (w tys.m ³)	Zastosowanie	Kopaliny towarzyszące	Miejsce przechowywania dokumentacji Rok jej opracowania	Uwagi
$\frac{10\ 678^*}{6\ 646}$	torf opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Chełmie. Warszawa 1958	Złoże występuje tylko częściowo na arkuszu Sosnowica
$\frac{4\ 936^*}{760}$	torf opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Białej Podlaskiej. Warszawa 1958	Złoże występuje tylko częściowo na arkuszu Sosnowica
$\frac{18\ 743^*}{14\ 289}$	torf opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Chełmie. Warszawa 1958	Złoże występuje tylko częściowo na arkuszu Sosnowica
$\frac{10\ 600}{5\ 990}$	torf opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Chełmie. Warszawa 1958	
606	surowiec opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Białej Podlaskiej. Warszawa 1975	
$\frac{898^*}{333}$	surowiec opałow i rolniczy	gytia	Wojewódzki Zarząd Inwestycji Rolniczych w Białej Podlaskiej. Warszawa 1975	Złoże występuje tylko częściowo na arkuszu Sosnowica

szczególnie w migmatytach i granitoidach poddanych metasomatozie potasowej. Podobną genezę ma również podwyższona koncentracja pierwiastka toru (Th), stwierdzona w migmatytach zmetamorfizowanych, nawierconych w miejscowości Horostyta (otwór nr 25). Zawartość Th wynosi w nich nierzadko 30-70 g/t, a w jednym przypadku dochodzi do około 90 g/t (S. Cebulak i inni, 1978; Praca zbiorowa, 1984b).

Surowce chemiczne. Piaski glaukonitowe z fosforytami (pGk); piaskowce glaukonitowe z fosforytami (pcGk+f); wapienie

piaszczyste z glaukonitem i fosforytami (wpGkf). Surowce te związane są genetycznie i wiekowo z morskimi osadami albu i dolnego cenomanu oraz oligocenu. Seria piasków (pGk) i piaskowców (pcGk+f) glaukonitowych albu z konkrekcjami fosforytowymi została stwierdzona w siedmiu otworach (nr nr 3, 9, 11, 25, 33, 41, 66) na głębokościach od 406,5 m (otwór nr 3) do około 456,0 m (otwór nr 66). Występuje ona nieciągłą warstwą o grubości 0,0-13,0 m. Konkrecje rozłożone są nierównomiernie, a wielkość ich dochodzi do 2 cm.

W bezpośredniej ciągłości sedymentacyjnej na piaskach i piaskowcach glaukonitowych leżą wapienie inoceramowe, piaszczyste, z glaukonitem i pojedynczymi fosforytami (wpGkf) wieku cenomańskiego. Analizę surowcową serii fosforytonośnej na całym obszarze LZW przeprowadziła J. Makowska (1984).

Seria piasków glaukonitowych oligocenu występuje nieciągłymi płatami w pobliżu Górek, Turna, Holi i Hołowna. Miąższość ich dochodzi do 25 m. Piaski tego typu mogą być stosowane w przemyśle odlewniczym.

Surowce skalne. Wapienie (w); wapienie margliste (wme); kreda pizząca (kp); margle (me). Surowce węglanowe są morskimi osadami kredy górnej, głównie mastrychtu i kampanu. Przeważają wśród nich skały wapienne - przeważnie kreda pizząca, wapienie margliste, a podrzędnie margle. Skały nie występują na powierzchni, lecz leżą pod dość grubą warstwą utworów czwartorzędowych o miąższości 7-81 m. Kreda pizząca i wapienie margliste kredopodobne kampanu i mastrychtu, ze względu na znaczną miąższość (211 m) i powszechność występowania, stanowią surowiec o perspektywnym znaczeniu, ale znaczna głębokość zalegania będzie utrudniała ich ewentualne wykorzystanie. Tego rodzaju skały są przedmiotem zainteresowania przemysłu kredowego i cementowego jako tzw. surowiec "wysoki". Dotychczas nie prowadzono żadnych badań litologicznych i surowcowych tych skał z terenu omawianego arkusza. Badania cech fizycznych, składu chemicznego i własności litologicznych kredy pizzącej przeprowadzono na obszarach sąsiednich w okolicy Chełma i w pobliżu Kornicy (K. Wyrwicka, 1977; 1979; Praca zbiorowa, 1984b).

Gliny zwalowe (gzw). Surowce te na powierzchni występują jedynie w południowo-wschodniej części arkusza Sosnowica, w obrębie Garbu Włodawskiego. Największy płat glin zwałowych roz-

ciąga się między miejscowościami Górki i Pieszowola. Mniejsze płyty leżą w okolicy Marianki, Holi, Turna, Horostyty i Zamołodycz. Surowiec ten występuje na ogół pod cienkim nadkładem gleby i eluwialnych piasków ze żwirami. Pod względem litologicznym gliny charakteryzują się różnym wykształceniem, są często piaszczyste, niekiedy zwężłe, ilaste. Przeprowadzona skrócona analiza chemiczna dwóch próbek gliny z Turna i Holi wykazała zawartość: SiO_2 od 74,34% do 76,19%, Fe_2O_3 od 2,36% do 2,18% i Al_2O_3 od 10,97% do 10,26%. Kiedyś były one przedmiotem eksploatacji w kilku punktach, na którym bazowały lokalne cegielnie. Obecnie surowiec ten nie jest eksploatowany. Należałoby przeprowadzić rozpoznanie i badanie glin pod kątem ich przydatności dla potrzeb ceramiki budowlanej, lub do produkcji lekkiego kruszywa ceramicznego - glinoporytu.

M u ł k i i l a s t e (mi). W strefie czołowomorenowej na obszarze Garbu Włodawskiego, obok glin zwałowych występują niewielkie złoża mułków ilastych przypuszczalnie genezy jeziorno-zastoiskowej. Niewielki obszar występowania mułków ilastych z wkładkami iłów znaleziono na wschodnim skraju miejscowości Marianka Nowa. Istnieją tam stare wyrobiska i ślady dawnej cegielni. Obecnie jest czynna jedna niewielka odkrywka, w której prowadzi eksploatację właściciel działki i wypala cegłę dla własnych potrzeb. Stwierdzona wierceniami miąższość osadów wynosi 5,2 m. Głębiej zalegają gliny piaszczyste. Pobrana do analizy uziarnienia próbka z wkładki ilastej charakteryzuje się dominującą zawartością frakcji iłowej (74,5%), na drugim miejscu jest frakcja pyłowa (25,1%), a zawartość frakcji piaskowej jest znikoma (0,4%). Skład chemiczny tych osadów jest następujący: $\text{SiO}_2 = 64,76\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 27,14\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6,31\%$. Na razie nie prowadzono prac dokumentacyjnych i szczegółowych badań surowcowych, ale można przypuszczać, że będzie to surowiec przydatny dla potrzeb ceramiki budowlanej.

Podobnymi własnościami użytkowymi odznaczają się zastoiskowe mułki ilaste. Występują one między innymi w okolicach Marianki, Dębiny i Górek. W tej ostatniej miejscowości są eksploatowane w dużej odkrywce, leżącej już na przylegającym od południa arkuszu Orzechów Nowy. Są wydobywane dla potrzeb lokalnej cegielni. Pod względem litologicznym są to mułki ilaste lessopodobne, wśród których występują ciemne poziomy z domieszką części organicznych. Udział frakcji iłowej waha się w granicach 18,0-28,4%, frakcji pyłowej 66,7-76,8%, a frakcji piaskowej 4,9-5,2%. Zawartość poszcze-

gólnych związków chemicznych w mułkach ilastych wynosi: $\text{SiO}_2 = 81,40-85,38\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,08-11,32\%$ i $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,93-2,11\%$. Są to osady bezwęglanowe.

I ł y (i). Iły plioceńskie, plastyczne, zwarte, znajdują się w zachodniej części arkusza na obszarze od Dębowej Klody do Białki i leżą pod grubą pokrywą skał czwartorzędowych. Iły tego typu przypuszczalnie mogłyby być wykorzystane jako surowiec ceramiczny. Znaczna głębokość zalegania oraz brak szczegółowych badań geologiczno-złożowych uniemożliwiają ich wykorzystanie.

I ł o w c e (ic). Skały te występują razem z piaskowcami i mułowcami, towarzysząc pokładom węgla kamiennego w serii produktywnej westfalu. Występują również w starszych piętrach karbonu, a mianowicie w namurze i wizenie. Karbońskie skały płone, zwane też mineralnymi surowcami odpadowymi, jak wynika z wstępnych badań technologicznych, będą mogły być wykorzystane między innymi w przemyśle cementowym jako tzw. surowiec "niski", w przemyśle materiałów budowlanych do produkcji sztucznych lekkich kruszyw - łupkoporytów, do ceramiki budowlanej oraz do produkcji tłuczniwa potrzebnego przy budowie dróg, kolei, obwałowań i innych budowli inżynierskich. Prognoza wykorzystania i kierunki zagospodarowania tych surowców odpadowych mają ścisły związek z problematyką ochrony środowiska na terenie Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Praca zbiorowa, 1984b).

I ł o w c e k a o l i n i t o w e (icka). Skały kaolinitowe o wartości bilansowej zostały nawiercone w dwu otworach na arkuszu Sosnowica (nr 11 i nr 33). Występują w postaci pokładów o miąższości 2,0-2,4 m. Towarzyszą one karbońskim pokładom węgla kamiennego, występując w tzw. serii alitowej wizeniu. Skały te, złożone głównie z kaolinitu, zawierają podwyższoną ilość Al_2O_3 (do 56%). Ich skład mineralny niewiele odbiega od składu feroalitów i boksytów. Krzemionka (SiO_2) występuje w ilości 42-56%, zaś zawartość Fe_2O_3 wynosi poniżej 2,2%. Moduł glinowy waha się między 0,4 a 0,9, a więc ma wartość typową dla skał alitowych. Przeprowadzone badania specjalistyczne pozwoliły skały kaolinitowe uznać jako bardzo wartościowy surowiec ogniotrwały, o typie surowca obecnie w kraju nie występującego. Wykazują one ogniotrwałość równą 175-177 sP (Praca zbiorowa, 1984b).

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e (pż-g);
p i a s k i l o d o w c o w e : ś r e d n i o z i a r n i s t e

(pś-g) i różnoziarniste (pr-g). Występowanie tych surowców związane jest z zaleganiem wyraźnej strefy osadów lodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego. Strefa ta znajduje się w południowo-wschodniej części arkusza, w obrębie zachodniej części Garbu Włodawskiego. Piaski średnio- i różnoziarniste (pś-g) lodowcowe, często ze żwirami i głazami narzutowymi (pr-g) zajmują rozległe przestrzenie między Pieszowolą a Marianką na wschód od Sosnowicy, oraz w okolicy Holi, Zamołodycz i Horostyty. Są to najczęściej niewielkiej miąższości piaski, zalegające na glinach zwałowych. Niekiedy eksploatowane są przez miejscową ludność jako surowiec budowlany.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (pż-fg) i piaski średnioziarniste wodnolodowcowe (pś-fg). Większe znaczenie surowcowe mają intensywnie wydobywane w kilku punktach skały okrucowe, związane z akumulacyjną działalnością wód lodowcowych. W okolicach Pieszowoli, Marianki, Turna i Holi występują charakterystyczne pagóry i stoliwa kemowe, zbudowane z bardzo zróżnicowanych pod względem litologicznym osadów. Na kulminacjach tych wzniesień występują osady piaszczysto-żwirowe, często w postaci gniazd, nieregularnych soczewek, bądź drobnych skupień, głębiej występują piaski różnoziarniste lub średnioziarniste ze żwirami, mułki, a także mocno zapiaszczone gliny. Duża część tych pagórów przedstawia w związku z tym ograniczoną wartość złożową. Jak wykazały wstępne badania geologiczno-zwiadowcze za kruszywami naturalnymi (Z. J. Urbański, 1976), w tym rejonie brak jest złóż kruszywa grubego (żwirowo-piaszczystego), czyli tzw. "pospółki". Stwierdzono jedynie występowanie znacznych obszarów piasków o dość dużej miąższości (maksymalnie do 17m). Pod względem uziarnienia są to piaski średnioziarniste, lub rzadziej drobnoziarniste. Zawartość frakcji żwirowej jest niewielka i waha się od 0,1% do 4,7%, a tylko w jednej próbie wynosi 23,9%. Zawartość pyłów mineralnych (frakcja poniżej 0,05 mm) mieści się w granicach od 3,9% do 7,5% w piaskach średnioziarnistych i do 23,1% w piaskach drobnoziarnistych. Z punktu widzenia kryteriów technologiczno-surowcowych analizowane piaski można zaliczyć do kruszywa naturalnego drobnego, a tylko jedna próba zbliżyła się do norm charakterystycznych dla kruszywa grubego - piaszczysto-żwirowego.

W wyniku wierceń surowcowych okazało się, że najbardziej perspektywiczny jest płat piasków zalegający między miejscowościami

Pieszowola i Czołoma. Piaski te występują na obszarze około 2 km². Przyjmując średnią miąższość złoża określoną według wierceń na 11m, można się spodziewać udokumentowania w tym rejonie zasobów piasków dla potrzeb budownictwa w ilości około 22 mln m³. Orzeczenie laboratoryjne wykazało ich przydatność do betonów i zapraw (Z. J. Urbański, 1976). Złoże posiada dogodne położenie w stosunku do istniejącej sieci komunikacyjnej. Wskazane byłoby objęcie go dalszymi badaniami, zmierzającymi do udokumentowania w kategorii C₂.

Ponadto niewielkie płyty piasków wodnolodowcowych o miąższości około 4 m występują w okolicy Żmiarek, Bednarzówki, Chmielowa i Kolanana. Pod względem uziarnienia są to osady o małym udziale frakcji żwirowej (2,4-14,1%), a dominującym udziale frakcji 0,5-0,25 mm (40,8-62,9%). W niektórych odkrywkach obserwujemy w frakcji grubszej znaczne wzbogacenie w żwirki skał lokalnych. Piaski te były i są eksploatowane w licznych płytkich odkrywkach przez miejscową ludność. Są używane dla celów budowlanych i przy robotach drogowych.

P i a s k i ś r e d n i o z i a r n i s t e r z e c z n e (pś-f). Piaski rzeczne występują w południowo-zachodniej części arkusza w okolicy Bohutynia i na południowo-zachód od Sosnowicy. Ciągna się płytami w kierunku południkowym wzdłuż doliny Piwonii. Miąższość ich wynosi około 4-5 m. Bliższa ich charakterystyka litologiczna podana jest w rozdziale pt. "Budowa geologiczna".

P i a s k i d r o b n o z i a r n i s t e j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w e (pd-li). W środkowej i północnej części arkusza dość powszechnie występują piaski genetycznie związane z rozlewiskami typu rzeczno-jeziornego. Są to z reguły piaski drobnoziarniste, z wkładkami mułków, przykryte pokrywami pylastymi. W miejscu ich występowania zazwyczaj płytko występują wody gruntowe. Są one z tego względu sporadycznie eksploatowane. Na szkicu surowcowym (tabl. IV) w związku z tym zaznaczono je tylko w kilku miejscach.

P i a s k i e o l i c z n e (p-e). Większe skupienie piasków eolicznych występuje w południowej i południowo-zachodniej części arkusza. Piaski te tworzą niekiedy rozległe płyty i pola ciągnące się na przestrzeni kilku kilometrów, urozmaicone pagórkami i podłużnymi wałami wydmowymi o wysokości około 2-4 m. Wszystkie formy eoliczne są nieaktywne, utrwalone przez roślinność. Głównie

nym materiałem budującym pola piaszczyste i wydmy są piaski charakteryzujące się: dużą zawartością ziarn frakcji 0,25-0,50 mm (średnio około 50%), dobrym wysortowaniem, niewielkim zapyleniem oraz wysoką zawartością SiO_2 (ponad 95%). Cechy te kwalifikują piaski eoliczne jako wyjątkowo dobry surowiec do produkcji dowolnych wyrobów sylikatowych ceramiki budowlanej, oraz produkcji betonów komórkowych. Z uwagi na powyższe walory i ochronę środowiska naturalnego niewskazana jest ich eksploatacja dla celów budowlanych i drogowych.

Podsumowując znajomość bazy surowcowej występującej na powierzchni arkusza Sosnowica, należy podkreślić, iż dotychczasowy stan rozpoznania jest słaby. Wykonane dotychczas nieliczne badania surowcowe są niepełne i fragmentaryczne. Perspektywiczne są obszary występowania torfu na północ od Jeziora Białego, na południe od Uhnina i w dolinie Zielawy. Duże i perspektywiczne są złoża piasków wodnolodowcowych na terenie wzgórz i pagórów kemowych zachodniej części Garbu Włodawskiego, w okolicy Pieszowoli, Marianki, Turna i Holi. Wykonanie szczegółowych i systematycznych poszukiwań surowcowych umożliwi określenie zasobów omawianych surowców energetycznych, okrucowych i ceramicznych.

V. CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA

Stosunki hydrogeologiczne na obszarze arkusza Sosnowica poznane zostały w oparciu o badania terenowe autorów arkusza oraz analizę materiałów archiwalnych i opublikowanych. Obserwacje hydrogeologiczne, prowadzone w trakcie prac geologiczno-zdjęciowych obejmowały rejestrację przejawów wód podziemnych na powierzchni terenu, rejestrację przejawów wód podziemnych w odsłonięciach i sondach, oraz pomiary głębokości zwierciadła wód, przeprowadzone w 314 studniach gospodarskich. Rozpoznanie głębszych poziomów wodonośnych oraz dane dotyczące wydajności, zasobów i własności fizykochemicznych wód podziemnych uzyskano w wyniku analizy materiałów archiwalnych oraz publikowanych. Otrzymane w ten sposób dane stały się podstawą do wykreślenia szkicu hydrogeologicznego (tabl. V).

Wody powierzchniowe. D z i a ł y w o d n e , c i e k i i z b i o r n i k i w o d n e o r a z p o d m o k ł o ś c i zostały szczegółowo omówione w rozdziale "Hydrografia".

Wody podziemne. Pomiaru głębokości zalegania pierwszego poziomu wód podziemnych wykonane zostały pod koniec lipca, na początku sierpnia i we wrześniu 1983 r. Dały one podstawę do wykreślenia hydroizobat na szkicu hydrogeologicznym (tabl. V).

Większa część arkusza Sosnowica jest stosunkowo mało zróżnicowana pod względem hydrogeologicznym, co wynika z niewielkich różnic w budowie geologicznej i nieznacznego urozmaicenia pod względem hipsometrycznym. Jedyne południowo-wschodnie tereny arkusza odznaczają się nieco większą różnorodnością.

Dokładne przedstawienie zalegania pierwszego poziomu zwierciadła wód podziemnych napotyka na duże trudności ze względu na ograniczoną ilość zmierzonych studni oraz na bardzo nierównomierne rozmieszczenie studni w terenie. Duże powierzchnie obszarów podmokłych i bagien, występujące na arkuszu Sosnowica spowodowały, że zabudowania gospodarskie usytuowane zostały jedynie na stosunkowo nielicznych terenach położonych wyżej. Bezpośrednie pomiary głębokości występowania wód podziemnych dostarczyły więc niewystarczającą ilość materiału dla wykreślenia hydroizobat. Wielu dodatkowych informacji dostarczyły sondy, wykonywane podczas kartowania geologicznego, należy jednak pamiętać, że były one wykonywane w różnych okresach czasu i nie mogą być podstawą przy wykreślaniu mapy przedstawiającej obraz zwierciadła wód podziemnych w danym czasie.

Wykreślając hydroizobaty dla terenów pozbawionych pomiarów studziennych przyjęto więc założenie, że zwierciadło wód podziemnych jest bardzo wyraźnie związane z rzeźbą terenu. Założenie to jest zgodne zarówno z obserwacjami terenowymi autorów niniejszego opracowania, jak również z wnioskami innych autorów, omawiających stosunki wodne Polesia Lubelskiego (np. T. Wilgat, 1957; Praca zbiorowa, 1963; M. Turczyński, 1977).

Na tablicy V wydzielono obszary występowania pierwszego zwierciadła wody w metrach:

0 - 2. Występują tu wody o charakterze "wód zaskórnych", dość silnie zanieczyszczone, których zasobność bardzo ściśle związana jest z opadami atmosferycznymi. Efektem tego jest fakt, że w okresach zwiększonych opadów atmosferycznych poziom wody znacznie się podnosi, często aż na powierzchnię terenu, w wyniku czego na znacznej części obszaru występują tereny podmokłe. Natomiast w czasie, kiedy przez dłuższy okres nie ma opadów lub są one niewielkie -

- jak to miało miejsce w ostatnich kilku latach poprzedzających kartowanie, zwierciadło wody znacznie się obniża, co znajduje odzwierciedlenie nie tylko w poziomie wód mierzonych w studniach, ale również w osuszeniu wielu obszarów zaznaczonych na mapie jako podmokłe. Wahania stanów wody w studniach dochodzą w ciągu sezonu niemal do 2 m (T. Wilgat, Z. Michalczyk, J. Paszczyk, 1984), a wieloletnie przekraczają nawet 3 m.

Obszar obejmujący wody do 2 m głębokości został w przeważającej części wyznaczony na podstawie ukształtowania powierzchni, gdyż na tym terenie niewiele jest gospodarstw, a co za tym idzie i studni, umożliwiających pomiar głębokości zwierciadła wody.

2 - 5. Nieco głębiej zalegający pierwszy poziom wód podziemnych związany jest z trochę wyżej wyniesionymi obszarami, rozrzuconymi nieregularnie po całym obszarze arkusza, zwłaszcza w jego wschodniej, środkowej i północnej części. Na terenach tych niemal nie spotyka się studni o głębiej zalegającym zwierciadle wody - z nielicznymi wyjątkami w NW części arkusza. Należy jeszcze raz podkreślić, że pomiary wykonywane były po kilku latach suchych, które spowodowały znaczne obniżenie zwierciadła wody. Gdyby robiono pomiary w latach wilgotnych, obszary zakreślone przez hydroizobate 2 m byłyby prawdopodobnie jeszcze mniejsze. Mogą o tym świadczyć bardzo niewielkie warstwy wody w mierzonych studniach - w 2/3 studni warstwa wody nie przekraczała 1,0 m, a w ponad 1/3 była nie większa niż 0,5 m.

5 - 10 oraz 10 - 20 . Na nieco większych głębokościach zalega pierwszy poziom wód podziemnych w południowo-wschodniej części arkusza, gdzie występują obszary zbudowane z glin zwałowych i osadów kemowych. Głębokość do zwierciadła wody wzrasta tu miejscami nawet do kilkunastu metrów.

Pierwszy poziom wód podziemnych na arkuszu Sosnowica występuje w utworach czwartorzędowych. Zwierciadło jest swobodne, tylko w niewielu studniach archiwalnych stwierdzono występowanie pewnego ciśnienia piezometrycznego - maksymalnie do 7,5 m.

Wody z warstw trzeciorzędowych eksploatowane są praktycznie jedynie w PGR Turno (otwór nr 44), gdzie poziom wody w tych utworach nawiercony został na głębokości 29,0 m p.p.t. (tj. na poziomie 157,18 m n.p.m.). Wody te znajdowały się pod ciśnieniem piezometrycznym rzędu 11,3 m. Wydajność tego otworu wynosi 31,0 m³/h.

T a b e l a 7

Własności fizykochemiczne wód podziemnych

Nr otworu zgodny z mapą geol.	Data pomiaru	Wynik analizy wody*)										Ocena wody**)	Uwagi***)
		Wynik analizy wody*)											
		a	b/c	d/e	f/g	h/i/k	l						
2	31.08.76	140	8/2,0	1,5/ .	0,2/0,05	0,2/nw/nw		1				1	
2	2.09.76	133	8/2,0	10,0/46,5	0,15/0,09	0,04/0,001/0,10		1				1	
8	4.10.77	364	20/5,3	36/63	1,4/0,25	0,28/ . /0,30		2				2	
12	13.08.77	258	30/4,6	4,0/5,0	2,40/0,20	1,0/0,001/		3				3	
19	24.09.60		15/2,1	12,0/ .	0,2/0,02	0,10/0,002/0,1		2			100	2	
19	23.05.64	500	/8,0	2,0/0				2				2	
19	9.06.67		4/10,1	6,7/2	3,0/0	0,4/0/0		2				2	po renowacji
24	4.06.75	355	140/5,2	9,0/2,0	5,32/0,5	1,32/0,0062/śl.		3			20	3	metność 20
26	23.05.64	296	/5,3	14,0/0,0				3				3	woda metna
26	9.03.77	312	100/6,3	17,0/124,0	3,0/0,4	2,0/0,001/ .		3				3	woda metna
27	20.05.76	244	50/2,9	12,0/11,1	4,0/0,28	1,18/0,0136/2,52		3			>20	3	
35	5.08.77	504	50/7,0	68,0/138	5,0/0,25	0,80/0,001		3			20	3	
36	14.12.77		40/4,0	85,0/	3,0/	5,0/0,050/nw		3			>20	3	
37	16.09.75	327	10/2,4	67,5/135,8	0,03/0,31	21,4/nw/0,342		3			40	3	
44	30.11.68	53	0/4,3	10,0/1,0	0/0	0/0/0,2		1				1	
45	9.11.68	111	0/2,0	10,0/0	0/0	0,2/0,01/0,14		1			20	1	
46	14.10.66		/5,4		1,65/śl.			2			>20	2	

47	22.09.72	76	15/0,5	5,0/9,0	0,26/nw	· /nw/0,1	>20	1	
51	23.05.64	121	/1,9	9,0/6,0	· / ·			1	
53	25.04.72	165	0/3,2	3,0/2,0	0,3/0,0	0,0/0	40	1	
57	1974	90	30/0,0	2,0/ ·	1,5/	0,6/0,001/nw		2	
59	19.06.78	1180	5/4,0	8,8/ ·	0,9/0,05	0,04/0,001/0,020		3	metność 180
63	18.01.64	196	5/4,4	3,0/8,0	0,81/śl.	0,38/nw/	>20	1	
63	25.03.76	281	20/4,4	6,0/13,0	0,43/śl.	nw	>20	1	
64	26.08.77	145	10/2,7	3,0/7,0	0,4/0,05	0,08/nw/	20	1	
65	8.06.63	232	5/	2,5/5,0	0,29/ ·	0,77/nw/		1	
65	27.04.76		20/2,5	3,0/ ·	0,4/ ·	0,02/nw/nw	>20	1	

- *) a - sucha pozostałość, mg/dm³
 b - barwa wody, mg/dm³ Pt
 c - twardość wody ogólna, mval/dm³
 d - zawartość Cl₂⁻, mg/dm³
 e - zawartość SO₄²⁻, mg/dm³
 f - zawartość Fe ogólna, mg/dm³
 g - zawartość Mn²⁺, mg/dm³
- h - zawartość N_{NH4}, mg/dm³
 i - zawartość N_{NO2}, mg/dm³
 k - zawartość N_{NO3}, mg/dm³
 l - wskaźnik coli₃ (NPL) w 100 cm³
 nw - nie wykryto
 · - brak danych

- **) 1 - woda dobra, może być używana bez uzdatniania
 2 - woda wymagająca prostego uzdatniania (napowietrzania na skutek obecności związków żelaza i manganu)
 3 - woda wymagająca skomplikowanego uzdatniania ze względu na podwyższoną suchą pozostałość, twardość, metność i barwę, związki azotowe, żelazo i mangan
- ***) metność w mg/l SiO₂

Poziom wód kredowych występuje na badanym obszarze na różnych głębokościach - od 16,0 m p.p.t. w Żmiarkach do 55,0 m p.p.t. w Hołowni, najczęściej jednak układa się na głębokości około 30 m p.p.t. lub nieco poniżej. W Hołowni jest to równocześnie poziom leżący najniżej w stosunku do poziomu morza (101,17 m n.p.m.). W pozostałych otworach, osiagających wodę w osadach kredowych, układa się on na różnych wysokościach bezwzględnych - od 112,0 m n.p.m. w Dębowej Kłodzie do 163,2 m n.p.m. w Sosnowicy-Pasiece. Te bardzo różne wysokości bezwzględne nawierconego poziomu wód kredowych wynikają z faktu, że woda w utworach tego wieku nie tworzy zwierciadła ciągłego, lecz występuje w szczelinach. W związku z powyższym znajduje się ona pod ciśnieniem hydrostatycznym, które na badanym obszarze przyjmuje najczęściej wartości rzędu około 30 m, a w skrajnych przypadkach - od 12,8 m w Górkach do 51,0 m w Hołowni.

W tabelach 7 i 8 przedstawiono własności fizykochemiczne wód dla większości otworów hydrogeologicznych, jak również zatwierdzone zasoby wód podziemnych-eksploatacyjnych w kategorii B (H. Jarząbek, 1981b).

Jak widać z powyższego zestawienia, eksploatowane w tym obszarze wody znacznie różnią się między sobą zarówno pod względem własności fizykochemicznych, jak i zasobności.

Niezależnie od tego, z jakiego wieku utworów pochodzi badana woda, twardość jej waha się w dość szerokich granicach - od 0,0 do 10,1 mval/dm³. Wskaźnik coli (NPL) w 100 cm³ w większości przypadków wynosi powyżej 20, ale w kilku studniach osiąga on znacznie większe wartości. Oceniając badaną wodę pod względem zdatności do użytkowania można stwierdzić, że w większości przypadków wymaga ona - większego lub mniejszego - uzdatniania na skutek obecności związków żelaza, manganu i innych.

Zasoby wód podziemnych są również bardzo różne, nawet w obrębie tego samego poziomu wodonośnego: dla osadów czwartorzędowych wahają się one w szerokich granicach od 7,4 do 60,0 m³/h, a dla utworów kredowych - od 2,2 do 44,0 m³/h.

Istniejące dla obszaru arkusza Sosnowica opracowania hydrogeologiczne nie dają podstawy do wydzielenia innych poziomów wodonośnych.

T a b e l a 8

Zatwierdzone zasoby wód podziemnych - eksploatacyjnych w kat. B
stan na 31.12.1978 r.

Nr otworu zgodny z mapą geol.	Ujęcie	Zasoby			
		wiek utwo- rów	ilość		rok zatwier- dzenia
			m ³ /h	m ³ /d	
2	Przewłoka	Q	15,0	360,0	1976
8	Lubiczyn	Q	25,0	600,0	1977
12	Żmiarki	Q	21,0	504,0	1977
24	Kodeniec	Q	60,0	1440,0	1975
26	Dębowa Kłoda	Cr	7,7	184,8	1967
27	Dębowa Kłoda	Q	13,0	312,0	1976
35	Uhnin	Q	15,0	360,0	1977
37	Uhnin	Q	18,0	432,0	1975
38	Uhnin	Q	13,6	326,4	1963
44	Turno	Tr	31,0	744,0	1969
46	Hola	Cr	2,2	52,8	1966
51	Sosnowica	Cr	8,0	192,0	1964
52	Sosnowica	Cr	44,0	1056,0	1965
53	Sosnowica	Cr	6,0	144,0	1972
57	Walerianów	Q	7,4	177,6	1974
59	Sosnowica	Cr	10,8	259,2	1979
63	Górki	Cr	36,0	864,0	1976
64	Sosnowica	Cr	12,0	288,0	1977
65	Sosnowica	Cr	20,0	480,0	1963

VI. CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKA

Warunki geologiczno-inżynierskie, panujące na obszarze należą-
cym do arkusza Sosnowica, ocenić należy jako średniozłożone. Bio-
rąc pod uwagę przydatność dla budownictwa miejskiego wielorodzin-
nego oraz przemysłowego należy stwierdzić, że generalnie biorąc wy-
stępuje tu przewaga terenów mało korzystnych dla tego typu inwesty-
cji.

Wśród wielu czynników środowiska naturalnego, odgrywających rolę w klasyfikacji terenów pod względem geologiczno-inżynierskim, na pierwszy plan w przypadku arkusza Sosnowica wysuwają się stosunki wodne. Z tego też powodu wydzielono na szkicu geologiczno-inżynierskim przede wszystkim obszary o głębokości zalegania wody do 2 m p.p.t. oraz tereny o głębiej występującym zwierciadle wód podziemnych.

Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich korzystnych dla budownictwa. Zaliczyć tu możemy tereny, na których głębokość do pierwszego zwierciadła wód podziemnych wynosi 2 m p.p.t. Temu wymogowi odpowiadają tylko stosunkowo niewielkie powierzchnie, rozrzucone wyspowo na większej części arkusza Sosnowica. Są to nieznacznie wzniesione - w stosunku do otaczającego obszaru - fragmenty równin jeziornych i wodnolodowcowych lub równin denudacyjnych. Jedynie w części południowej, a ściślej południowo-wschodniej omawianego obszaru, spotykamy nieco rozleglejsze tereny, na których wody podziemne występują na głębokości większej niż 2 m (dochodząc nawet do kilkunastu metrów). Są to obszary zbudowane z piasków, piasków ze żwirami i glin zwałowych, występujących przeważnie w formie płaskich wysoczyzn morenowych, wyniesień kemowych oraz nielicznych pagórków morenowych. Te tereny stanowią więc obszary gruntów spoiistych, zwartych, półzwartych i twardeplastycznych, gruntów sypkich średniozageszczonych i zageszczonych, na których nie występują zjawiska geodynamiczne, a głębokość wody gruntowej przekracza 2m. Tereny te są jednak na większej przestrzeni pokryte kompleksem leśnym, biorąc więc pod uwagę ochronę obszarów zalesionych, należałoby znaczną ich część wyłączyć spod zabudowy.

Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich utrudniających budownictwo. Stanowią one zdecydowaną większość na obszarze arkusza Sosnowica.

Obszary gruntów słabonośnych (grunty organiczne, grunty spoiiste plastyczne i miękkoplastyczne). Są to przede wszystkim obszary zbudowane z gruntów organicznych (torfów i namulów), należących najczęściej równocześnie do obszarów okresowo zalewanych. Grunty spoiiste plastyczne i miękkoplastyczne występują na arkuszu Sosnowica sporadycznie. Przykładem takich gruntów są

mułki i iły w okolicy Marianki oraz na południe od Chmielowa. Grunty należące do tej grupy mają wybitnie niekorzystne parametry wytrzymałościowe i z tego względu nie nadają się dla budownictwa.

W oparciu o warunki gruntowo-wodne wydzielić można ponadto:

Obszary płytkiego występowania wód gruntowych (0 - 2 m). Występują tu utwory piaszczyste i piaszczysto-pyłowate pochodzenia rzeczno i limnicznego, szeroko rozprzestrzenione w środkowej, wschodniej i północnej części arkusza. Obszary te rozcięte są przez doliny rzeczne oraz obniżenia morfologiczne.

Obszary występowania wód agresywnych. Zaliczono tu głównie obszary głębokich torfowisk, w obrębie których woda odznacza się wzmożoną agresywnością.

Obszary okresowo zalewane. Należą do nich nie tylko tereny położone w dolinach niewielkich rzek, przepływających przez obszar arkusza, ale również płaskie tereny poza dolinami, zalewane podczas wiosennych roztopów w wyniku nadmiernego podniesienia poziomu wód gruntowych.

Zjawiska geodynamiczne. Na omawianym arkuszu występują w wielu miejscach.

Krawędzie i skarpy. Należy tu zwrócić przede wszystkim uwagę na krawędź tarasu jeziornego po wschodniej stronie jeziora Białego Sosnowickiego, osiagająca miejscami 2-3 m wysokości. W okolicach Marianki występują skarpy 3-4 m wysokości, związane z działalnością gospodarczą człowieka na tym terenie.

Zjawiska glacytektoniczne zaobserwowane zostały w żwirowni niedaleko Marianki, gdzie widoczne są warstwowe osady przemieszczone miejscami wzdłuż szczelin tensyjnych.

Zjawiska hydrogeologiczne. Wysięki. W południowo-wschodnim narożu arkusza zaznacza się w terenie wyraźna nisza źródłowa, z której jednak w okresie prac geologiczno-zdjęciowych wydobywała się niewielka ilość wody. Związane to było z wyjątkowo suchym okresem, w którym prowadzone były te prace. Drugi wysięk zaobserwowano w pobliżu Górek.

*

*

*

Żwirownie, piaskownie, gliniarki - nie występują na badanym obszarze w dużych ilościach. Są to przeważnie płytkie (2-3 m) zagłębienia, związane z eksploatacją prowadzoną systemem gospodarczym, rozrzucone chaotycznie po całym obszarze arkusza. Najliczniejsze są piaskownie, żwirownie występują przeważnie w południowo-wschodniej części arkusza, gliniarki należą do rzadkości.

Rezerwat przyrody ścisły. W południowo-zachodniej części arkusza na S od Jeziora Czarnego Sosnowickiego część torfowiska wysokiego o powierzchni 46,17 ha została wydzielona w 1959 r. (Monitor Polski nr 100 poz. 538) jako rezerwat ścisły florystyczny "Torfowisko przy Jeziorze Czarnym". Obszar ten został objęty ochroną jako jedno z nielicznych już w Polsce torfowisk wysokich typu kontynentalnego, z charakterystycznymi zespołami roślinnymi, w obrębie których biologowie spotkali sporo rzadkich, godnych ochrony gatunków lądowych flory naczyniowej (D. Fijałkowski, K. Kozak, 1970).

Projektowany rezerwat krajobrazowy. W Północno-wschodniej części województwa chełmskiego utworzony został w 1983 r. Poleski Park Krajobrazowy. Obiekt ten w przyszłości ma być poszerzony w kierunku północno-wschodnim na teren sąsiedniego województwa lubelskiego i obejmować również duży kompleks lasów nadleśnictwa Parczew oraz jeziora i bagna na zachód od Sosnowicy. Między innymi w obrębie tego obszaru chronionego krajobrazu planuje się rozszerzenie granic istniejącego rezerwatu nad jeziorem Czarnym Sosnowickim. Przyszły rezerwat krajobrazowy obejmie całe jezioro Czarne z interesującą roślinnością wodną i przybrzeżny pas łąd o szerokości około 100-450 m (D. Fijałkowski, 1983).

VII. PODSUMOWANIE

Pomimo niewielu, bo zaledwie sześciu wierceń kartograficznych o limitowanym metrażu (300 metrów biejących na arkusz) oraz wymaganym trzem punktami dokumentacyjnymi na 1 km², materiały zebrane w trakcie kartowania oraz analizy materiałów wiertniczych i wykonanych analiz laboratoryjnych należy uznać za dobre. Wnoszą one wiele nowych danych w zakresie rozpoznania budowy geologicznej, wyk-

sztalcenia litologiczno-petrograficznego i stratygrafii osadów, szczególnie czwartorzędowych. Do najważniejszych osiągnięć należy zaliczyć:

- udokumentowanie paleontologiczne wieku powierzchni skał kredowych we wszystkich otworach kartograficznych;
- zlokalizowanie i określenie litologiczne, a szczególnie granulometryczno-mineralogiczne osadów miocenских, stwierdzonych po raz pierwszy na badanym terenie w okolicy Horostyty. Datowano te osady metodą TL na głębokościach 28,0-28,5 m oraz 30,0-30,8 m w otworze nr 32. Dzięki analizie wykonanych przekrojów geologicznych oraz nowym materiałom z otworów wiertniczych uzyskano bardzo prawdopodobny obraz wyspowego rozmieszczenia osadów pliocenских i oligocenских;
- wykreślono, w oparciu o wyniki prac geofizycznych oraz nowe materiały wiertnicze, zmodyfikowany w stosunku do starszego opracowania obraz rzeźby powierzchni podczwartorzędowej (tabl. III). Wykryto szereg obniżzeń, dolin i rynien, różnej zapewne genezy i różnego wieku: trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Formy te wykazują wyraźne ukierunkowanie związane z liniami tektonicznymi;
- rozpoznano i przedstawiono w formie kartograficznej tektonikę skał górnokredowych;
- zlokalizowano i opracowano pod względem granulometryczno-mineralogicznym osady rzeczne i rzeczno-jeziorne wieku preplejstocенского oraz zalegające w ich stropie utwory lodowcowe zlodowacenia podlaskiego. Te ostatnie datowano metodą TL na 771 000 ± 115 000 lat BP (Lub-684) na podstawie próbki pobranej w środkowej części serii lodowcowej w otworze nr 21. Najpełniejsze i szczegółowe prace skoncentrowano na osadach z otworów nr 50 oraz nr 32 ze względu na ich znaczne zróżnicowanie litologiczne i stratygraficzne. W otworze nr 50 datowano 6 próbek metodą TL w różnych poziomach stratygraficznych, co łącznie z uzyskanymi z tego otworu wynikami badań palinologicznych oraz granulometryczno-mineralogicznych i petrograficznych, pozwala wnosić o uznanie omawianego profilu jako reperowego. W otworze nr 32 wykonano 4 datowania (dwa osadów plejstocенских i dwa miocенских).

Najwięcej materiału uzyskano do badań litologiczno-stratygraficznych utworów czwartorzędowych. Zasadnicze znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu miały daty TL oraz analizy palinologiczne.

Do najważniejszych osiągnięć w geologii czwartorzędu należy zaliczyć:

- stwierdzenie pozycji stratygraficznej gliny zwałowej zlodowacenia podlaskiego i datowanie jej;

- określenie i datowanie glin zwałowych starszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego w otworze nr 14 (data TL równa $571\ 000 \pm 85\ 000$ lat BP, Lub-683) oraz w otworze nr 50 (data TL $574\ 000 \pm 86\ 000$ lat BP, Lub-680);

- udokumentowanie palinologiczne i granulometryczno-mineralogiczne osadów jeziornych rangi interglacjalnej, zalegających poniżej osadów interglacjału mazowieckiego (wielkiego) pomiędzy glinami glacialnymi wieku południowopolskiego, uznanymi za osady interglacjału ferdynandowskiego. W ich dolnej części wykonano datowania TL, otrzymując wiek $537\ 000 \pm 80\ 000$ lat BP (Lub-679). Jest to pierwsze udokumentowane stanowisko tej jednostki stratygraficznej na badanym terenie. Ze względu na konieczność podporządkowania się schematowi stratygraficznemu zgodnie z "Instrukcją w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000" (Warszawa 1977), omawiany poziom stratygraficzny uznano za jednostkę niższej rangi stratygraficznej, odpowiadającą interstadiułowi poprzedzającemu stadiał górny zlodowacenia południowopolskiego;

- datowano metodą TL osady stadiału górnego zlodowacenia południowopolskiego, znalezione w otworze nr 15 w Kodeńcu ($480\ 000 \pm 72\ 000$ lat BP, Lub-682) oraz w otworze nr 50 w Sosnowicy ($387\ 000 \pm 58\ 000$ lat BP, Lub-687), a także mułki zastoiskowe związane ze starszą częścią interglacjału mazowieckiego (wielkiego) w otworze nr 32 ($371\ 000 \pm 55\ 000$ lat BP, Lub-685). W otworze nr 50 datowano metodą TL także glinę zwałową ze stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego - uzyskała ona datę $244\ 000 \pm 37\ 000$ lat BP (Lub-677);

- określono, na podstawie datowania metodą TL osadów dennych w kopalnej dolinie w Sosnowicy (otwór nr 50) na głębokości 32,7-33,0 m, czas włączenia tej formy do sieci hydrograficznej związanej z początkiem zlodowacenia południowopolskiego. Uzyskana data TL dla zalegających w dnie doliny piasków wodnolodowcowych wynosi $622\ 000 \pm 93\ 000$ lat BP (Lub-681). Przy założeniu, że zalegające w tym położeniu wcześniejsze osady nie zostały przed depozycją datowanych metodą TL utworów wyprątnięte, można uznać wspomnianą datę

jako okres powstania tej formy. Może to być przyczynkiem do badań nad wiekiem kopalnych form dolinnych i ich genezą, związaną z ruchami późnoalpejskimi - neotektonicznymi.

Do nierozwiązanych zagadnień, bądź rozwiązanych częściowo, należą:

- brak palinologicznej charakterystyki osadów jeziornych zaliczonych do interglacjału mazowieckiego (wielkiego), występujących w znacznej miąższości pod środkowopolskimi osadami lodowcowymi na Garbie Włodawskim, nie datowanych metodą TL;

- rozstrzygnięcie na podstawie badań palinologicznych i datowań, jakiego wieku są torfy i namuły występujące powszechnie pod osadami jeziorno-rozlewiskowymi z ostatniego zlodowacenia na obszarze Równiny Parczewskiej w okolicach Kodeńca, Hołowna, Antopola. Sekwencja stratygraficzna i sytuacja paleomorfologiczna wskazuje, że są to utwory eemskie, jednak mogą one pochodzić także z interstadiału hrubieszowskiego;

- określenie wpływu rzeźby podłoża w strefie Garbu Włodawskiego ma charakter nasunięć lądolodu i procesy akumulacji i deglacjacji. Mała ilość otworów wiertniczych sięgających do podłoża kredowego nie pozwala na dokładniejsze rozpoznanie paleorzeźby.

Opracowano w Zakład Zdjęć i Map Geologicznych
Instytucie Nauk o Ziemi Państwowego Instytutu Geologicznego
Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Warszawa, 1986 r.
Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej
Lublin, 1986 r.

L I T E R A T U R A

- A r e ń B., 1982 - Rozwój litologiczno-facjalny wendu na obszarze wschodniej Polski. Prz. geol. R. 30, nr 5. Warszawa.
- B a ł a g a K., B u r a c z y ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1983 - Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie). Ann. UMCS Sect. B, v. 35/36. Lublin.
- B e r n a t J., 1958 - Dokumentacja geologiczna złóż torfu rejonu Kanału Wieprz-Krzna sekcja "Piwonia Dolna". Arch. Woj. Zarządu Inwest. Roln. w Białej Podlaskiej. Warszawa.

- B ó j k o w s k i K., 1978 - Środowisko paleogeograficzne karbonu na obszarze lubelskim i śląsko-krakowskim. Pr. Inst. Geol. T.86. Warszawa.
- B u r a c z y Ń s k i J., B u t r y m J., W o j t a n o w i c z J. (w druku) - Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Marianne na Garbie Włodawskim. Ann. UMCS Sect. B. Lublin.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1981a - Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy. Inst. Geol. Warszawa.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1981b - - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy. Inst. Geol. Warszawa.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1982a - Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kołacze. Inst. Geol. Warszawa.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1982b - - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kołacze. Inst. Geol. Warszawa.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1983 - Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. Ann. UMCS Sect. B, v. 35/36. Lublin.
- C e b u l a k S., 1978 - Surowce boksytowe i kaolinitowe występujące w karbonie Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prz. Geol. R. 26, nr 9. Warszawa.
- C e b u l a k S., L a s k o w s k i M., P o r z y c k i J., Z d a n o w s k i A., 1978 - Dokumentacja końcowa badań penetracyjnych karbońskich boksytów na obszarze między Włodawą a Łukowem. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- C h a ł u b i Ń s k a A., W i l g a t, T., 1954 - Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. W: Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr. w Lublinie. Lublin.
- C h u r s k i T., 1958 - Dokumentacja geologiczna złóż torfu rejonu Kanału Wieprz-Krzna sekcja "Piwonia Górna". Arch. Woj. Zarządu Inwest. Roln. w Chełmie. Warszawa.
- D e m b o w s k i Z., 1970 - Sedymentacja cykliczna w utworach westfalu w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. geol. T. 14, nr 4. Warszawa.
- D e m b o w s k i Z., 1974 - Warunki geologiczno-górniczne w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. geol. T. 18, nr 3. Warszawa.

- D e m b o w s k i Z., P o r z y c k i J., 1967 - Wyniki prac geologiczno-poszukiwawczych w nowo odkrytym Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Prz. geol. R. 15, nr 1. Warszawa.
- D o e g l a s D. J., 1968 - Grain-size indices, classification and environment. *Sedimentology*, v. 10, nr 2. Oxford.
- D o l e c k i L., G a r d z i e l Z., N o w a k J., 1981 - - Projekt badań geologicznych do tematu Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Arkusze: Wisznice nr 642, Sosnowica nr 679. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- D o l e c k i L., G a r d z i e l Z., N o w a k J., 1986 - Badania granulometryczno-petrograficzne osadów kenozoicznych. Opracowanie specjalne do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- D y l i k J., 1952 - Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., nr 67. Warszawa.
- D z i a k W., 1962 - Stratygrafia i jakość torfu torfowiska rejonu Kanału Wieprz-Krzna. Arch. Min. Roln. w Warszawie. Warszawa.
- F i j a ł k o w s k i D., 1983 - Ochrona przyrody w makroregionie lubelskim. Lublin 1983
- F i j a ł k o w s k i D., K o z a k K., 1970 - Roślinność rezerwatu "Torfowisko nad Jeziorem Czarnym Sosnowickim". Ann. UMCS Sect. C, v. 25. Lublin.
- F o l k R. L., W a r d W. C., 1957 - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sedim. Petrol.*, v. 27, nr 1. Tulsa.
- G a w o r - B i e d o w a E., 1968 - Orzeczenie mikropaleontologiczne ośmiu prób z otworów: Jezioro Białe Sosnowickie, Jezioro Bialskie, Jezioro Dubeczno, Jezioro Czarne, Jezioro Łukcze. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- G a w o r - B i e d o w a E., 1984 - Opracowanie mikropaleontologiczne prób do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Sosnowica. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- G u t e r c h A., 1977 - Structure an physical properties of the Earths crust in Poland in light of new data of DSS. *Publis. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. A/4/115*. Warszawa-Lódź.
- G u z T., 1982 - Charakterystyka gleboznawcza i agrometeorologiczna torfowiska niskiego w rejonie Sosnowicy na Pojezierzu

- Łęczynsko-Włodawskim. Torf. Biuletyn informacyjny nr 2. Warszawa.
- G u z T., S z a j d a J., 1981 - Warunki hydrometeorologiczne na torfowisku niskim w rejonie Kanału Wleprz-Krzna w latach 1974-1975. Torf. Biuletyn informacyjny nr 3. Warszawa.
- H a r a p i ń s k a - D e p c i u c h M., 1972 - Petrografia osadów kredy górnej w północno-wschodniej części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol. nr 261. Warszawa.
- H a r a s i m i u k M., H e n k i e l A., 1980 - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz łączna. Inst. Geol. Warszawa.
- I n s t r u k c j a w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym. CUG Inst. Geol. Warszawa 1977.
- J a g o d z i ń s k i A., G i z i e w i c z Z., 1983 - Dokumentacja badań geoelektrycznych temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusze Wisznice (642), Sosnowica (679), woj. białkopodlaskie, chełmskie, lubelskie. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- J a h n A., 1947 - Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). Czas. geogr. T. 17, z. 3-4. Wrocław.
- J a h n A., 1956 - Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 7. Warszawa.
- J a n c z y k - K o p i k o w a Z., 1969 - Plejstocenska flora w Podgłębokiem na Lubelszczyźnie. Biul. Inst. Geol., nr 220. Warszawa.
- J a n c z y k - K o p i k o w a Z., 1975 - Flora interglacjalna mazowieckiego z Ferdynandowa. Biul. Inst. Geol., nr 290. Warszawa.
- J a n c z y k - K o p i k o w a Z., 1984 - Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Sosnowica, ark. Sosnowica 1:50 000, ark. Parczew 1:100 000. Opracowanie specjalne dla arkusza Sosnowica (679). Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- J a n c z y k Z., M o j s k i J. E., T r e m b a c z o w s k i J., 1960 - O występowaniu utworów interglacjalnych w okolicy Cycowa. Prz. geol. R. 8, nr 2. Warszawa.
- J a n c z y k - K o p i k o w a Z., M o j s k i J. E., R z e c h o w s k i J., 1981 - Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary Stratigraphy of the European Plain. W: Geology of Poland. Vol. IV. Biul. Inst. Geol. nr 335. Warszawa.

- J a r z ą b e k H., 1981a - Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:200 000. Arkusz Włodawa. Inst. Geol. Warszawa.
- J a r z ą b e k H., 1981b - Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000. Arkusz Włodawa. Inst. Geol. Warszawa.
- J u r k i e w i c z I., 1958 - Dokumentacja geologiczna złóż rejonu Kanału Wieprz-Krzna sekcja "Piwonia Środkowa". Arch. Woj. Zarządu Inwest. Roln. w Chełmie. Warszawa.
- K o c i s z e w s k a - M u s i a ł G., K o s m o w s k a - C e r a n o w i c z B., 1976 - Charakterystyka litologiczna osadów trzeciorzędowych i "preglacjalnych" z wybranych profili wiertniczych Warszawy i okolic. Pr. Muz. Ziemi z. 25. Warszawa.
- K o n d r a c k i J., 1977 - Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wyd. UW. Warszawa.
- K o s m o w s k a - C e r a n o w i c z B., 1976 - Wiek osadów z Cetenia i Ponurzycy w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych. Kwart. geol. T. 20, nr 3. Warszawa.
- K o w a l c z y k Cz., 1972 - Próba typologii Jezior Sosnowickich (Białego, Bialskiego i Czarnego) na podstawie składu fauny skorupiakowej. Ann. UMCS Sect. C, v. 27. Lublin.
- K o w a l e w s k i K., 1924 - O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. nr 8. Warszawa.
- K o w a l i k W., 1973 - Wodopójki (Hydracarina) Jezior Sosnowickich na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Ann. UMCS Sect. C, v. 28. Lublin.
- K w a p i s z e w s k i J., 1955 - Melioracje terenów wododziałowych (kanał Wieprz-Krzna). Gosp. wodna R. 15, nr 9. Warszawa.
- L a s k o w s k i M., 1980 - Zagadnienia facjalno-sedymentologiczne osadów z górnego wizeny rejonu Podedwórze w NE części LZW. Kwart. geol. T. 24, nr 2. Warszawa.
- L e w i ń s k i J., S a m s o n o w i c z J., 1918 - Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwjum wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego. Pr. Tow. Nauk. Warsz. 31. Warszawa.
- L i l p o p J., 1925a - Flora międzylodowcowa nad średnim Bugiem. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol. 11, z. 3. Warszawa.
- L i l p o p J., 1925b - Flora międzylodowcowa spod Włodawy nad Bugiem. Spraw. Państw. Inst. Geol. T. 3, z. 1/2. Warszawa.

- L i n d n e r L., M a r u s z c z a k H., W o j t a n o -
w i c z J., 1985 - Zasięgi i chronologia starszych nasunięć
stadialnych łądolołu środkowopolskiego (saalian) między górna
Wartą i Bugiem. Prz. geol. R. 33, nr 2. Warszawa.
- L i s z k o w s k i J., 1979a - Objaśnienia do Szczegółowej Mapy
Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Ostrów Lubelski. Inst. Ge-
ol. Warszawa.
- L i s z k o w s k i J., 1979b - Szczegółowa Mapa Geologiczna Pol-
ski 1:50 000, arkusz Ostrów Lubelski. Inst. Geol. Warszawa.
- M a k o w s k a J., 1984 - Seria fosforytonośna albu na obszarze
LZW. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa.
- M a r u s z c z a k H., 1966 - Zjawiska krasowe w skałach górno-
kredowych mięrzyszczca Wisły i Bugu (Typ krasu kredy piszacej).
Prz. geogr. T. 38, z. 3. Warszawa.
- M a z a k T., Ś l i w a A., 1973 - Ogólna charakterystyka jakości
węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Prz. gór. nr 1. Kato-
wice.
- M o j s k i J. E., 1964 - Osady najstarszego plejstocenu w doli-
nie Wieprza koło Krasnegostawu. Kwart. geol. T. 8, z. 2. War-
szawa.
- M o j s k i J. E., 1972 - Polesie Lubelskie. W: Geomorfologia Pol-
ski. T. 2. Warszawa.
- M o j s k i J. E., 1984 - Eoplejstocen. Mezoplejstocen. Niż Pols-
ki i wyżyny środkowopolskie. W: Budowa Geologiczna Polski. T.
1. Stratygrafia, część 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Inst. Geol.
Warszawa.
- M o j s k i J. E., R z e c h o w s k i J., 1967 - Niektóre wy-
niki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwarto-
rzędowymi Polski wschodniej i środkowej. Zesz. nauk. UAM. Geo-
grafia, z. 7. Poznań.
- M o j s k i J. E., R z e c h o w s k i J., 1969 - Plejstocen o-
kolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim. Biul. Inst. Geol., nr
220. Warszawa.
- M o j s k i J. E., T r e m b a c z o w s k i J., 1961 - Przek-
rój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włoda-
wy nad Bugiem. Biul. Inst. Geol. nr 169. Warszawa.
- M o j s k i J. E., T r e m b a c z o w s k i J., 1973 - Mapa Geo-
logiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa, wyd. A i B. Inst.
Geol. Warszawa.

- M o j s k i J. E., T r e m b a c z o w s k i J., 1974 - Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Włodawa. Inst. Geol. Warszawa.
- M o j s k i J. E., T r e m b a c z o w s k i J., 1975 - Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. Biul. Inst. Geol. nr 290. Warszawa.
- M o r a w s k i J., 1959 - Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. Ann. UMCS Sect. B, v. 12. Lublin.
- M o r a w s k i J., N o w a k J., 1977 - Bibliografia Lubelskiego Zagłębia Węglowego. UMCS. Lublin.
- M o r a w s k i J., N o w a k J., 1983 - Bibliografia Lubelskiego Zagłębia Węglowego (1976-1980). UMCS. Lublin.
- N i e m c z y c k a T., 1976 - Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). Pr. Inst. Geol. T. 77. Warszawa.
- N i e m c z y c k a T., 1981 - Jurajska pokrywa Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. geol. T. 25, nr 4. Warszawa.
- N o w a k J., 1978 - Utwory pyłowe strefy krawędziowej północnej części Wyżyny Lubelskiej na obszarze między Garbowem a Bystrzycą. Praca doktorska. Arch. UMCS. Lublin.
- O k r u s z k o H., C h u r s k i T., K a r p i ń s k a J., 1960 - Torfowiska w rejonie krasowych jezior grupy Uściwierza na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Biul. Inst. Melior. i Użytków Ziel. R. 7, nr 5. W: Gosp. wodna R. 20, nr 6. Warszawa.
- P o r z y c k i J., 1965 - Wstępne wyniki poszukiwań węgla kamiennego w rejonie lubelskim. Kwart. geol. T. 9, nr 4. Warszawa.
- P o r z y c k i J., 1973 - Warunki geologiczno-złożowe obszaru Kołchowice-Parczew w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Arch. Geol. Inst. Geol. Sosnowiec.
- P o r z y c k i J., 1976 - Budowa geologiczna Centralnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Prz. geol. R. 24, nr 7. Warszawa.
- P o r z y c k i J., 1978a - Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa.
- P o r z y c k i J., 1978b - Obecny stan rozpoznania Lubelskiego Zagłębia Węglowego i perspektywy dalszych poszukiwań złóż węgla kamiennych. Prz. geol. R. 26, nr 9. Warszawa.

- P o r z y c k i J., 1982 - Stan rozpoznania geologicznych złóż węgli kamiennych w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Prz. Geol. R. 30, nr 10. Warszawa.
- P o ź a r y s k i W., R ũ h l e E., 1949 - Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Lublin, wyd. B. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod redakcją W. Pożaryskiego, 1956 - Regionalna geologia Polski. T. 2. Region lubelski. Kraków.
- P r a c a z b i o r o w a pod redakcją T. Wilgata, 1963 - Polesie Lubelskie. Materiały z Sesji Naukowej Pol. Tow. Geogr. 25-26 maja 1959 r. w Lublinie. Lublin.
- P r a c a z b i o r o w a, 1966 - Osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim. Pr. Inst. Geol. T. 55. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a, 1969 - Budowa geologiczna obszaru lubelskiego (opracowanie pod kierunkiem A. M. Żelichowskiego). Pr. Geostr. Inst. Geol. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a, 1970 - Przewodnik XLII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Lublin 3-5 września 1970. Inst. Geol. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod red. A. Łaszkiwicz, 1974 - Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol. T. 74. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod red. L. Miłaczewskiego, 1975 - Krowie Bagno IG 1. Profile głębokich otworów wiertn. Inst. Geol. z. 25. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod kierunkiem i red. B. Arenia, 1978 - Wybrane problemy stratygrafii i litologii wendy oraz dolnego kambry na platformie prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol. T. 90. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod red. A. M. Żelichowskiego i S. Kozłowskiego, 1983a - Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a, 1983b - Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Sympozjum 9-11 września 1983. Red. naukowa: A. Henkiel. UMCS. Lublin.
- P r a c a z b i o r o w a pod red. M. Harasimiuka, 1984a - Przewodnik LVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Lublin 6-8 września 1984. Inst. Geol. Warszawa.
- P r a c a z b i o r o w a pod red. S. Kozłowskiego, 1984b - Surowce mineralne środkowowschodniej Polski. Województwa: lu-

belskie, chełmskie, zamojskie, białskopodlaskie i siedleckie.
Warszawa.

- Prószyski M., 1952 - Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. Biul. Państw. Inst. Geol. nr 65. Warszawa.
- Racynowski R., 1964 - Obróbka mechaniczna ziarn kwarcu w środowisku glacialnym, wodnym i eolicznym. Prz. geol. R. 12, nr 12. Warszawa.
- Ralska - Jasiewiczowa M., 1960 - Plejstocenińska flora z Zabłocia nad Bugiem. Folia Quater. z. 2. Kraków.
- Rózkowski A., Rudzińska T., 1978 - Model hydrogeologiczny Centralnego i Północnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. geol. T. 22, nr 2. Warszawa.
- Rózycki S. Z., 1946 - Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Lublin, wyd. A. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Rühl E., 1948 - Kreda i trzeciorząd zachodniego Polesia. Biul. Państw. Inst. Geol., nr 34. Warszawa.
- Ryka W., 1973 - Struktury metamorficzne. Stratygrafia. W: Skaly platformy prekambryjskiej w Polsce. Część 1. Podłoże krystaliczne. Pr. Inst. Geol. T. 68. Warszawa.
- Rzechowski J., 1974 - O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. Zesz. Nauk. UAM. Geografia nr 10. Poznań.
- Sawicki L., 1922 - Wiadomość o środkowopolskiej morenie człowiej. Rozpr. PAU, ser. III, 21. Kraków.
- Siemiradzki J., 1909 - Geologia Ziemi Polskich. T. 2. Formacje młodsze (kreda-dyluwium). Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- Skompski S., 1980 - Algae *Calcifolium* in the Lower Carboniferous Deposits on the Lublin Upland. Acta Geol. Pol. v. 30, nr 1. Warszawa.
- Skompski S., Sobon - Podgórska J., 1980 - Foraminifera and Conodonts in the Visean Deposits of the Lublin Upland. Acta Geol. Pol. v. 30, nr 1. Warszawa.
- Stachurska A., 1955 - Pterocarya w interglacjale z Włodawy. Acta Soc. Bot. Pol. v. 24, nr 3. Warszawa.
- Stachurska A., 1957 - Roślinność interglacialna z Włodawy nad Bugiem. Biul. Inst. Geol. nr 118. Warszawa.

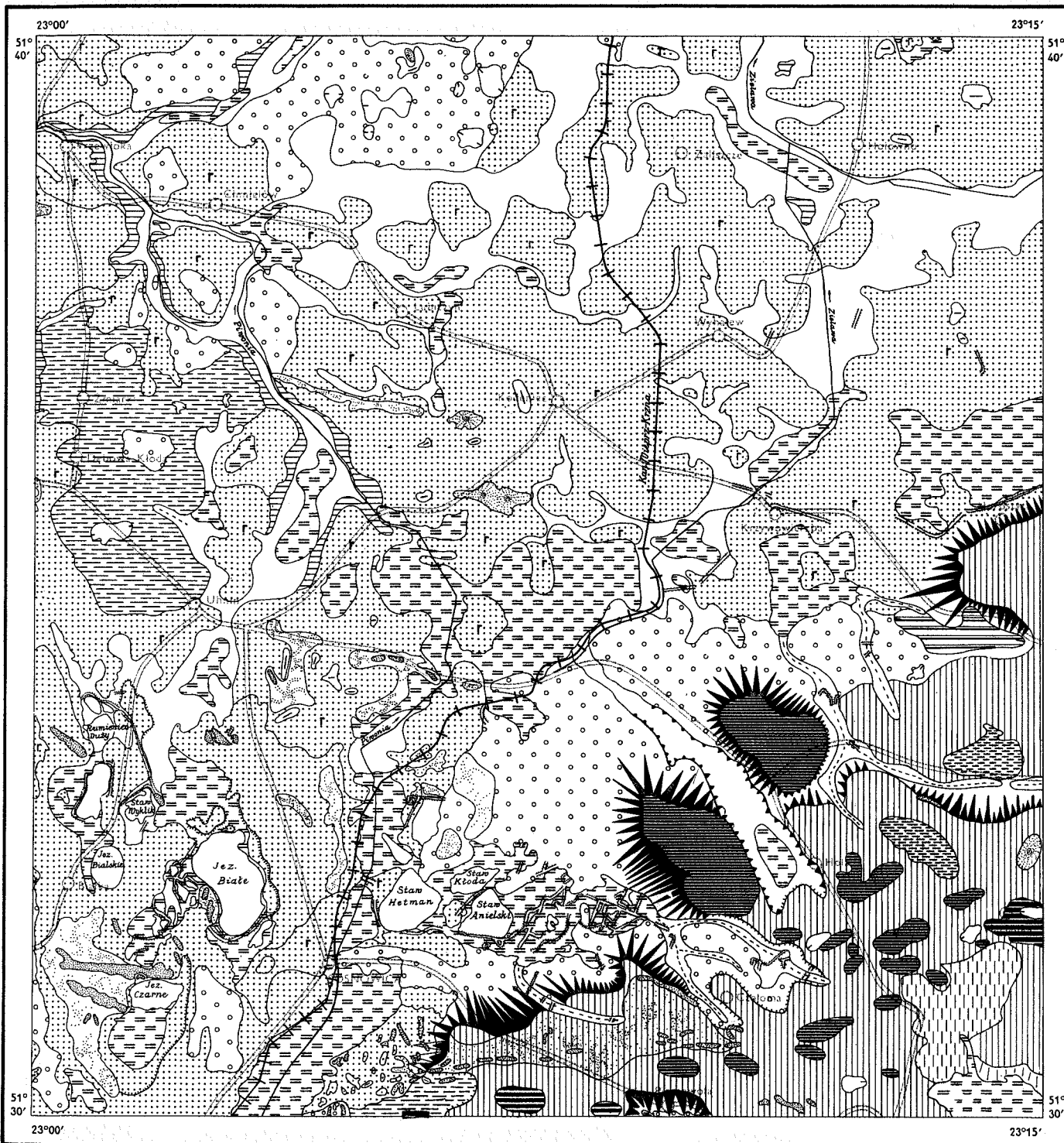
- S t a c h u r s k a A., 1960 - Juglandaceae w interglacjalnym profilu z Suszna nad Bugiem. Acta Soc. Bot. Pol. v. 29, nr 3. Warszawa.
- S t a c h u r s k a A., 1961 - Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Włodawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej. Biul. Inst. Geol. nr 169. Warszawa.
- S t o c h l a k J., 1979a - Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Parczew. Inst. Geol. Warszawa.
- S t o c h l a k J., 1979b - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Parczew. Inst. Geol. Warszawa.
- T r e m b a c z o w s k i J., 1957 - Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy. Biul. Inst. Geol. nr 118. Warszawa.
- T r e m b a c z o w s k i J., 1963 - Stratygrafia utworów czwartorzędowych okolic Włodawy. W: Polesie Lubelskie. Materiały z Sesji Naukowej Pol. Tow. Geogr. Lublin.
- T r e m b a c z o w s k i J., 1965 - Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kaplonosy. Inst. Geol. Warszawa.
- T r e m b a c z o w s k i J., 1968 - Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kaplonosy. Inst. Geol. Warszawa.
- T u r c z y ń s k i M., 1977 - Stosunki wodne w dorzeczu górnej Zielawy. Praca magisterska, Arch. Zakł. Hydrografii UMCS. Lublin.
- U r b a ń s k i Z. J., 1976 - Sprawozdanie z prac geologiczno-związkowych za kruszywem naturalnym rejon: Marianka-Czołoma-Hołodyska, gmina: Stary Brus, woj. Chełm. Woj. Arch. Geol. w Chełmie. Kielce.
- W i ę c k o w s k i K., W o j c i e c h o w s k i I., 1971 - Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich. Wiad. Ekol. T. 17, z. 3. Warszawa.
- W i l g a t T., 1950 - Kras okolic Cycowa. Ann. UMCS Sect. B, v.4. Lublin.
- W i l g a t T., 1954 - Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Ann. UMCS Sect. B, v. 8. Lublin.
- W i l g a t T., 1957 - Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz-Krzna. Prz. geogr. T. 29, z. 2. Warszawa.
- W i l g a t T., M i c h a ł c z y k Z., P a s z c z y k J., 1984 - Płytkie wody podziemne w obszarze związanym z centralnym rejonem Lubelskiego Zagłębia Węglowego. UMCS. Lublin.
- W o j c i e c h o w s k i I., 1969 - Fitoplankton Jezior Libiszowskich. Praca doktorska. Arch. UMCS. Lublin.

- W o ł ł o s o w i c z S., 1922 - Z morfologii środkowego Nadbuża. Warszawa.
- W o ł ł o s o w i c z S., 1924 - W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. Kosmos. R. 49. Lwów.
- W y r w i c k a K., 1977 - Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowców skalnych masyfów lubelskiego. Biul. Inst. Geol. nr 299. Warszawa.
- W y r w i c k a K., 1979 - Cechy fizyczne kredy piszącej w świetle ich genezy. Kwart. geol. T. 23, nr 2. Warszawa.
- Z a b o r s k i B., 1926 - O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą i Bugiem. Pr. Zakł. Geogr. UW, nr 6. Warszawa.
- Z a b o r s k i B., 1927 - Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. Prz. geogr. T. 7. Warszawa.
- Ż e l i c h o w s k i A. M., 1968 - Karbon na obrzeżeniu wyniesienia Sławatycz. Kwart. geol. T. 12, nr 2. Warszawa.
- Ż e l i c h o w s k i A. M., 1972 - Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Biul. Inst. Geol. nr 263. Warszawa.
- Ż e l i c h o w s k i A. M., 1979 - Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). Kwart. geol. T. 23, nr 2. Warszawa.
- Ż ó r a w s k a M., 1976 - Kształtowanie się stosunków wodnych w rejonie Jezior Sosnowickich. Praca magisterska. Arch. Zakł. Hydrografii UMCS. Lublin.






Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY








Skala 1:100 000






FORMY POCHODZENIA ŁODOWCOWEGO

-  Wysoczyzna morenowa
-  Pagórki morenowe (wysokości względne 5—7 m)
-  Zagłębienia powstałe na skutek nierównomiernej działalności lodowcowej
-  Równiny moreny dennej
-  Misy wytopiskowe




FORMY POCHODZENIA WODNOŁODOWCOWEGO

-  Równiny sandrowe i wodnołodowcowe w ogólności
-  Obszary zastoiskowe
-  Kemy
-  Tarasy pradolinne
-  Doliny wód roztopowych
-  Krawędzie: a. wysoczyzny, b. tarasów
-  Zagłębienia powstałe po martwym lodzie





FORMY POCHODZENIA EOLICZNEGO

-  Wydmy
-  Równiny piasków przewianych
-  Zagłębienia deflacyjne


FORMY POCHODZENIA RZECZNEGO

-  Dna dolin rzecznych
-  Tarasy nadzalewowe
-  Dolinki w ogólności, nie rozdzielone


FORMY POCHODZENIA DENUDACYJNEGO

-  Równiny denudacyjne
-  Pagórki morenowe przekształcone peryglacialnie, nie rozdzielone
-  Długie stoki
-  Drobne zagłębienia o różnej genezie



FORMY POCHODZENIA JEZIORNEGO

-  Równiny jeziorne

FORMY UTWORZONE PRZEZ ROŚLINNOŚĆ

-  Równiny torfowe

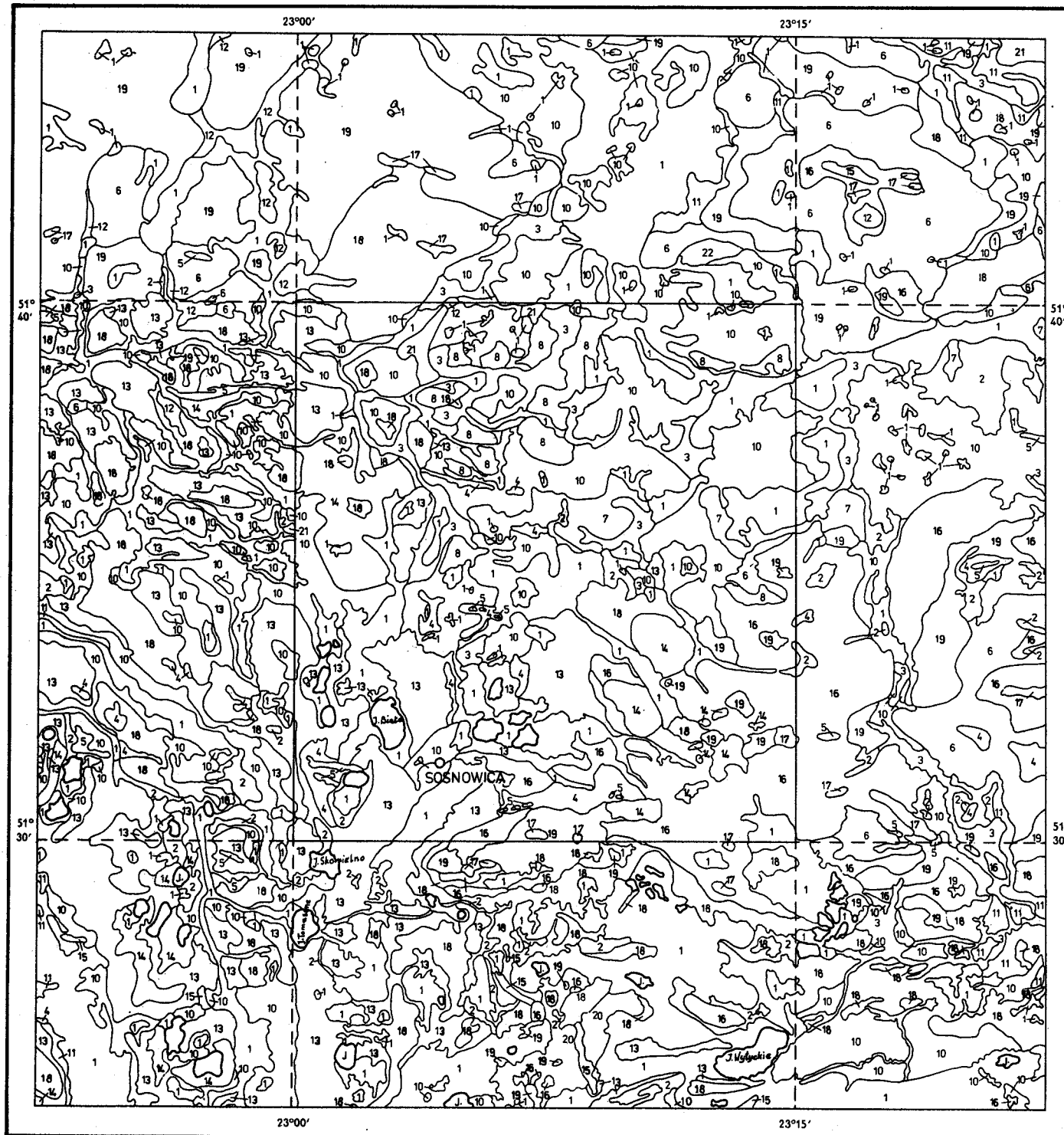
FORMY ANTROPOGENICZNE

-  Groble
-  Kanały

Opracowali: L. DOLECKI, Z. GARDZIEL, J. NOWAK

PRZEGLĄDOWY SZKIC GEOLOGICZNY

Skala 1:200 000



Opracowanie graficzne i druk WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE - 1989 r.

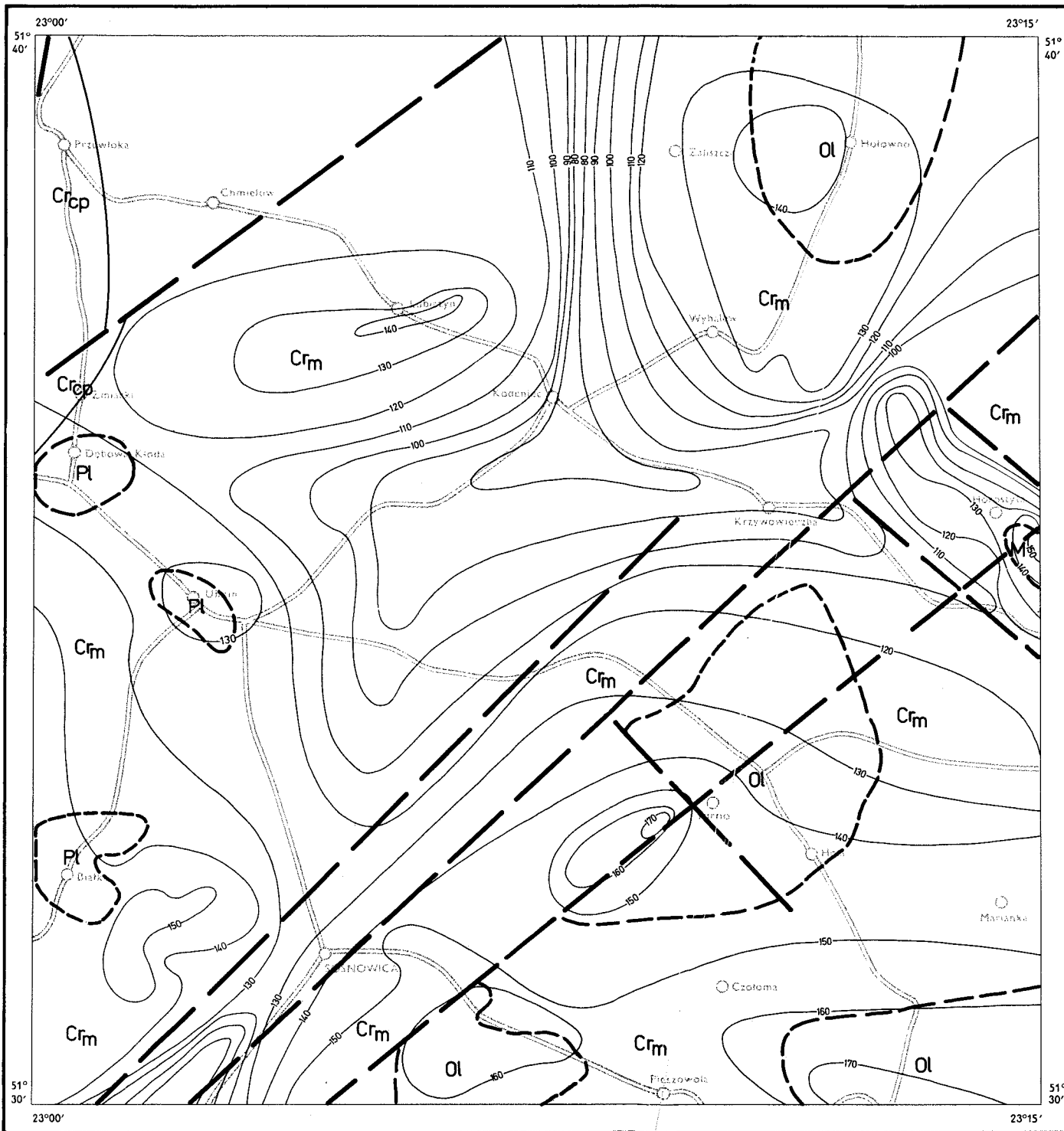
HOLO-CEN	1	Namuly i torfy	ZŁODOWACENIE PÓŁNOCNOPOLSKIE	
	2	Piaski, mułki i ropy rzeczno-rozlewiskowe i jeziorne		
	3	Piaski i mułki rzeczne den dolinnych		
CZWARTORZĘD	4	Piaski eoliczne		ZŁODOWACENIE ŚRODKOWOPOLSKIE
	5	Piaski eoliczne w wydmach		
	6	Eluwia i deluwia glin i piasków		
	7	Piaski pyłowate i mułki peryglacialno-eluwialne		
	8	Mułki (pyły) piaszczyste i piaski pyłowate		
	9	Lessy		
	10	Piaski, mułki i ropy jezioro-rozlewiskowe		
	11	Piaski, mułki i ropy rzeczne tarasów nadzalewowych		
	12	Piaski i mułki rzeczne i rzeczno-peryglacialne tarasów nadzalewowych		
	13	Piaski i mułki rzeczno-peryglacialne oraz mułki i ropy jezioro-rozlewiskowe		
	14	Piaski i mułki kemów i form kemopodobnych		
	15	Piaski ze żwirami ozów		
	16	Piaski z głazami lodowcowe		
	17	Piaski, żwiry i głazy moren czołowych		
PLEJSTOCEN	18	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe górne, miejscami z pokrywami żwirów i głazów		
	19	Gliny zwałowe		
KREDA	20	Kreda piaszcząca, margle i opoki		MASTRYCHT GÓRNY

Opracowali: L. DOLECKI, Z. GARDZIEL, J. NOWAK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sosnowica (679)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



TRZECIORIZĘD	NEOGEN	Pl	Iły	PLIOCEN
		M	Mułki i piaski	MIOCEN
	PALEOGEN	Ol	Piaski glaukonitowe	OLIGOCEN
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr _m	Kreda piząca, margle i wapienie margliste	MASTRYCHT
		Cr _{cp}	Kreda piząca i wapienie margliste	KAMPAN

— a	Granice warstw geologicznych: a. pewne, b. przypuszczalne
- - - b	
—	Uskoki przypuszczalne
~ 120	Izohipsy powierzchni podzwarczordowej w metrach

Opracowali: L. DOLECKI, Z. GARDZIEL, J. NOWAK

Opracowanie graficzne i druk WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — 1989 r.

SZKIC HYDROGEOLOGICZNY

Skala 1:100 000

WODY POWIERZCHNIOWE



Cieki i zbiorniki wodne



Podmokłości



Wycieki i wsięki



Działy wodne: a. pewne (cyfra rzymska określa rząd działu wodnego), b. przypuszczalne



Brama w dziale wodnym

WODY PODZIEMNE

Głębokość występowania pierwszego zwierciadła wody w metrach



0-2



2-5



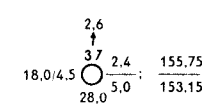
5-10



10-20



Izobaty: a. pewne, b. przypuszczalne

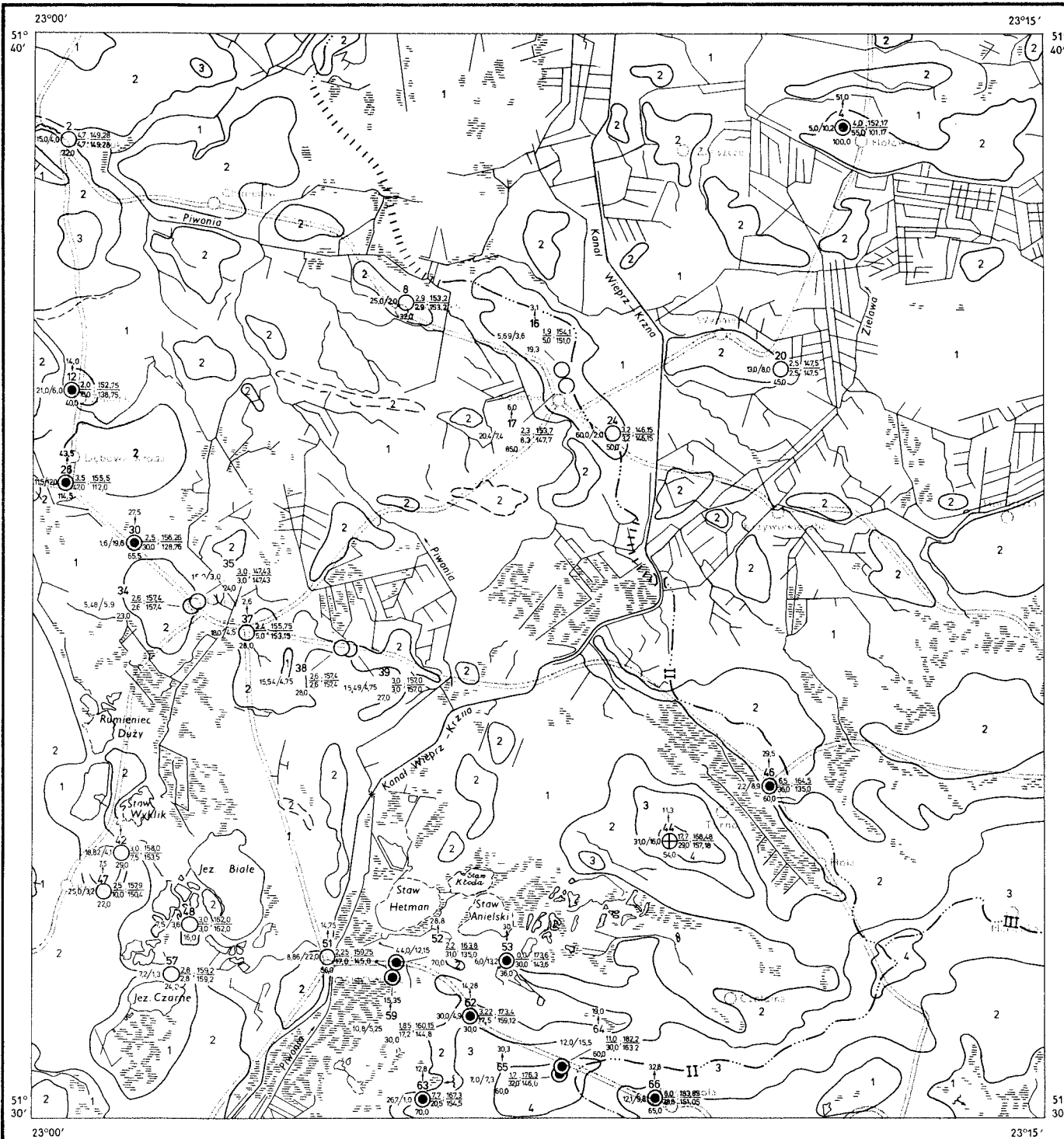


Wybrane otwory wiertnicze (badawcze i studzienne) z numeracją według mapy geologicznej z przeprowadzonymi badaniami hydrogeologicznymi w utworach:

- czwartorzędowych ⊕ trzeciorzędowych
- kredowych

- 37 Numer
- 18.0 Wydajność w m³/h
- 4.5 Depresja w metrach
- 2.4 Głębokość ustalonego zwierciadła wody w metrach
- 5.0 Głębokość nawierconego zwierciadła wody w metrach
- 155.75 Wysokość ustalonego zwierciadła wody w m n.p.m.
- 153.15 Wysokość nawierconego zwierciadła wody w m n.p.m.
- 28.0 Głębokość otworu w metrach
- 2.6 Ciśnienie hydrostatyczne wody (wysokość słupa wody) w metrach

Opracowali: L. DOLECKI, Z. GARDZIEL, J. NOWAK



Opracowanie graficzne i druk WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE - 1989 r.

SZKIC GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKI

Skala 1:100 000

REJONIZACJA GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKA

Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich korzystnych dla budownictwa



Obszary gruntów spoiwych, zwartych, półzwartych i twar-doplastycznych, gruntów sypkich średniozagęszczonych i zagęszczonych, na których nie występują zjawiska geody-namiczne, a głębokość wody gruntowej przekracza 2 m

Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich utrudniających budownictwo



Obszary gruntów słabonośnych (grunty organiczne, grunty spoiste plastyczne i miękkoplastyczne)



Obszary płytkiego występowania wód gruntowych (0–2 m)



Obszary występowania wód agresywnych



Obszary okresowo-zalwane

ZJAWISKA GEODYNAMICZNE



Krawędzie i skarpy



Zjawiska glaciectoniczne

ZJAWISKA HYDROGEOLOGICZNE



Wysięki

INNE



Żwirownie



Piaskownie



Glinianki



Rezerwat przyrody ścisły



Projektowany rezerwat krajobrazowy

Opracowali: L. DOLECKI, Z. GARDZIEL, J. NOWAK

