

CHRONOLOGIA TERMOLUMINESCENCYJNA OSADÓW ŁĄDOŁODU SANIAN (= ELSTERIAN II) W DORZECZU SANU I GÓRNEGO DNIESTRU

Jerzy Butrym, Henryk Maruszczak & Józef Wojtanowicz

*Zakład Geografii Fizycznej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej,
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin*

Butrym, J., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1988. Chronologia termoluminescencyjna osadów łądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. Thermoluminescence chronology of the Sanian (= Elsterian II) inland-ice deposits in the San and the upper Dniester river basins. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 191–205.

Abstract: In the seven analysed sections there occur glacial deposits dated with thermoluminescence (TL) method at 530–500 ka BP. Basing on these dates the deposits have been ascribed to the maximum extent of Sanian Glaciation ice sheet. In two sections, above the glacial deposits the organogenic layers occur, bound according to paleobotanic evidence with the Mazovian Interglacial (= Holsteinian) which separates Sanian (= Elsterian II) from Odranian (= Saalian I) Glaciations.

Key words: Mesopleistocene chronostratigraphy, inland-ice extent, SE Poland, NW Ukraine.

Manuscript received May 1986, accepted April 1987

Abstrakt: W siedmiu analizowanych profilach występują osady glacialne datowane metodą termoluminescencyjną na 530–500 ka BP. Na tej podstawie powiązano je z maksymalnym stadiem zlodowacenia Sanian. W dwu profilach powyżej tych osadów występują warstwy organogeniczne, zaliczane przez paleobotaników do interglacjału Mazovian (= Holsteinian), oddzielającego zlodowacenie Sanian (= Elsterian II) od zlodowacenia Odranian (= Saalian I).

WSTĘP

Występowanie osadów łądolodu skandynawskiego w dorzeczu górnego Sanu i Dniestru stwierdzone zostało już na początku XX w. Zwrócono wówczas szczególną uwagę na „żwiry mieszane” wodnego pochodzenia, zawierające materiał miejscowy z Karpat oraz obcy, tzn. skandynawski (Romer, 1907; Łoziński, 1907). Wyznaczały one bowiem strefę maksymalnego zasięgu łądolodów na tym obszarze. Później ustalono, że były to osady łądolodu Cracovian (= Elsterian). Wówczas można było sądzić, że w dorzeczu Sanu sięgał on najdalej na południe w Europie. Skrajne punkty tego zasięgu były podobne, jak i utworów glacialnych w dorzeczu górnej Odry w Bramie Morawskiej (Szafer, 1953; Woldstedt, 1958). Przed kilku laty przedstawiono

jednak nową interpretację zasięgu lądolodu Okanian (= Elsterian), rozprzestrzeniającego się jeszcze dalej na południe w dolinie Donu (Wieliczko, 1980); na razie nie wiadomo, czy zostanie ona w pełni potwierdzona (Fig. 1).

W latach sześćdziesiątych osady glacialne omawianego obszaru w dalszym ciągu wiązano ze zlodowaceniem krakowskim (Cracovian), wyodrębnianym przez niektórych autorów jako południowopolskie. W latach siedemdziesiątych ich pozycję stratygraficzną określono bardziej szczegółowo i sparalelizowano z maksymalnym zasięgiem młodszej części zlodowacenia Elsterian, którą Różycki (1978) wyróżnił w Polsce jako zlodowacenie Sanian (= Elsterian II). W ciągu ostatnich lat wykonano dla kilku stanowisk datowania tych osadów metodą termoluminescencyjną (TL). Wyniki pozwalają dokładniej określić pozycję chronostratygraficzną omawianych osadów. Ponieważ opublikowano je tylko częściowo, zdecydowaliśmy się na zestawienie wszystkich, także i nie publikowanych, w niniejszej rozprawie. Wydaje się to wskazane nie tylko z punktu widzenia stratygrafii czwartorzędu. Zestawienie naszych rezultatów z wynikami analiz biostratygraficznych niektórych zbadanych stanowisk daje bowiem także okazję do oceny stopnia dokładności datowań metodą TL, które są dość kontrowersyjne.

PRZEGLĄD DATOWANYCH STANOWISK

W opracowaniu uwzględniono wyniki datowań metodą TL osadów glacialnych z następujących stanowisk: Niebylec, Kruhel, Optyń, Krukienice, Dubanowice oraz Giedlarowa i Hamernia (Fig. 1).

Datowania metodą termoluminescencyjną (TL) wykonane zostały dla wszystkich omawianych stanowisk przez jednego ze współautorów (Butrym) w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie. Przy datowaniu zastosowano metodę addytywną wyliczania dawki geologicznej, z uwzględnieniem zależności efektu TL od dodatkowych dawek sztucznego napromienienia. Pomiar dawki rocznej wykonano za pomocą dawkomierzy termoluminescencyjnych LiF:Mg, Ti. Dokładniejszy opis metody TL stosowanej w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS zawarty jest w odrębnej publikacji (Butrym, 1985). Dla profilu w Krukienicach podane są także wyniki datowania niektórych próbek metodą TL w laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych AN USSR w Kijowie. Rezultaty datowań tego laboratorium są porównywalne z naszymi. Wykazano to eksperymentalnie, wykonując równolegle w obu laboratoriach analizy 16 próbek wspólnie pobranych z dwu profili lessowych w okolicy Łucka (Szelkoplak *et al.*, 1985).

Podkreślona cecha porównywalności wyników datowań TL z dwu wymienionych laboratoriów ma istotne znaczenie. Wiadomo bowiem, że na wyniki datowań tą metodą bardzo istotny wpływ ma między innymi sposób przygotowania próbki do analiz właściwości termoluminescencyjnych oraz wielkość analizowanej frakcji ziarna (Maruszczak, 1985). Dlatego też wyniki uzyskiwane w poszczególnych laboratoriach różnią się niekiedy znacznie. Poza tym należy pamiętać, że podawany przy wynikach datowania TL zakres błędów obejmuje przede wszystkim ich składową naturę techniczno-metodycznej. Pozostaje jeszcze trudna do bliższego określenia składowa wynikająca z założenia, że analizowane ziarna w etapie depozycji w badanym złożu utraciły pierwotne właściwości TL z poprzedniego złoża. W związku z tym podkreślamy, że podane przez nas w tym tekście wyniki datowania są obarczone także takim błędem. Należy więc je

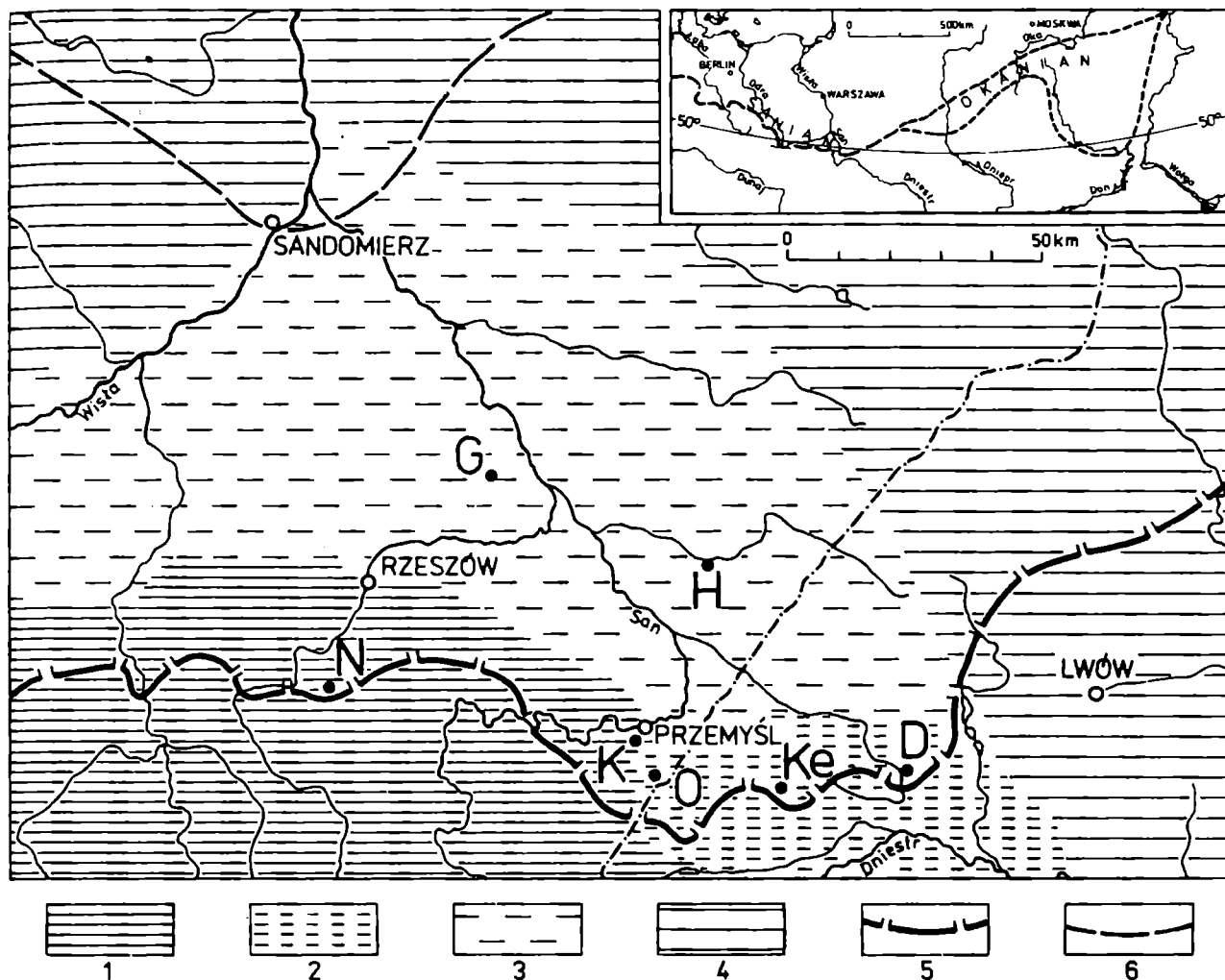


Fig. 1. Badany obszar na tle maksymalnego zasięgu lądolodu Sanian-Okanian (= Elsterian II) w Europie oraz położenie profili osadów plejstocenyjskich omawianych w tekście. Na szkicu w prawym górnym rogu podano dwie różne wersje zasięgu lądolodu Okanian w Europie wschodniej (wg Wieliczki, 1980). 1 – tereny górskie Karpat; 2 – przedgórze Karpat Wschodnich; 3 – zapadlisko przedkarpaccie (Kotlina Sandomierska); 4 – pas wyżyn małopolskich oraz wołyńsko-podolskich; 5 – zasięg maksymalny lądolodu Sanian (= Elsterian II); 6 – zasięg maksymalny lądolodu Odranian (= Saalian I). Lokalizacja profili: N – Niebylec, K – Kruhel, O – Optyń, Ke – Krukienice, D – Dubanowice, G – Giedlarowa, H – Hamernia

Fig. 1. The study area with indicated maximum extent of the Sanian-Okanian (= Elsterian II) continental ice sheet in Europe. Location of the studied Pleistocene sections is shown. The sketch map in the upper right corner shows two versions of the Okanian continental ice sheet extent in eastern Europe according to Wieliczko (1980). 1 – mountainous area of the Carpathians; 2 – foreland of the Eastern Carpathians; 3 – Carpathian Foredeep (Sandomierz Basin); 4 – the upland belt from Wyżyna Małopolska Upland in the west to Volhynia-Podolia Upland in the east; 5 – maximum extent of Sanian (= Elsterian II) continental ice sheet; 6 – maximum extent of Odranian (= Saalian I) continental ice sheet. Location of the studied sections: N – Niebylec; K – Kruhel; O – Optyń; Ke – Krukienice; D – Dubanowice; G – Giedlarowa; H – Hamernia

przyjmować ze świadomością całego „bagażu” nieścisłości właściwej dla tej metody datowania. Wszystkie inne metody datowania także są obciążone właściwymi dla nich błędami, a wyniki uzyskiwane za ich pomocą nie informują nas bezpośrednio o chronologii bezwzględnej.

Część stanowisk (Giedlarowa i Hamernia) była badana przez nas, a w dwu innych (Krukienice i Dubanowice) przeprowadziliśmy obserwacje terenowe i pobraliśmy próbki do datowania*. Pozostałe stanowiska prezentujemy na podstawie opracowań innych autorów.

Schematy litostratygraficzne profili utworów czwartorzędowych badanych w wymienionych stanowiskach oraz wyniki datowania metodą TL przedstawiono na Figurze 2. W tekście omawiamy kolejno stanowiska położone w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu Sanian, a następnie wewnątrz tego zasięgu. Zwięzły opis utworów podajemy tylko dla stanowisk położonych poza granicą kraju. Wydaje się to uzasadnione, gdyż dokumentacja wyników ich badań znajduje się w znacznie trudniej dostępnej literaturze zagranicznej.

Niehylec. Profil na Pogórzu Dynowskim w dorzeczu Wisłoka, na lewym zboczu doliny Gwoźnicy u wylotu potoku Gwoździarki, na wysokości 291 m n.p.m. Według Gerlacha *et al.* (1983) oraz Butryma i Gerlacha (1985) w zwirowni (od 0 do 30 m) oraz w studni (głębokość 10 m) u jej podnóża odsłaniają się osady bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym (Fig. 2).

Warstwa z głębokości 14–16 m ma cechy utworu morenowego – jej wiek TL (509 ka) wskazuje, że była ona akumulowana w okresie zlodowacenia Sanian**. Do tego samego okresu wypada zaliczyć niżej występujące piaski ze żwirami mieszanymi (warstwy z głębokości 16–30 m), zapewne w znacznej części typu fluwioglacjalnego. Najniższe warstwy (30–42 m) nie zawierają już materiału skandynawskiego, a więc zapewne reprezentują starszy plejstocen. Występujące nad osadami morenowymi Sanianu piaski ze żwirami (485–447 ka) najprawdopodobniej tylko w dolnej części mają cechy utworu fluwioglacjalnego z okresu maksymalnego zasięgu lądolodu Sanianu. Wyżej występujące osady jeziorne – interpretowane przez Gerlacha bez odpowiedniego uzasadnienia (*fide* Gerlach *et al.*, 1983; Butrym & Gerlach, 1985) jako ility warwowe – ze względu na ich wiek TL (414–412 ka) należałoby wiązać już raczej z interglacją Mazovian. Osady te dokumentują zapewne ówczesny krajobraz typu pojeziernego. Przypowierzchniowe gliny lessopodobne akumulowane były podczas ostatniego zlodowacenia, to znaczy Vistulianu. Pomędzy nimi i podścielającymi osadami jeziornymi mamy więc w profilu długotrwałą lukę stratygraficzną.

Kruhel. Profil w pobliżu północnej krawędzi Karpat Wschodnich, po

* Stanowiska w Krukienicach i Dubanowicach były badane w 1983 r. w ramach współpracy między Komitetem Badań Czwartorzędu PAN i Komisją Badań Okresu Czwartorzędowego Ukrainy AN USSR w Kijowie (Szelkoplak *et al.*, 1985).

** Utwory bezpośrednio starszego lądolodu Nidanian na obszarze Polski SE liczą więcej niż 600 ka, a młodszego lądolodu Odranian – mniej niż 300 ka (Harasimiuk *et al.*, 1987).

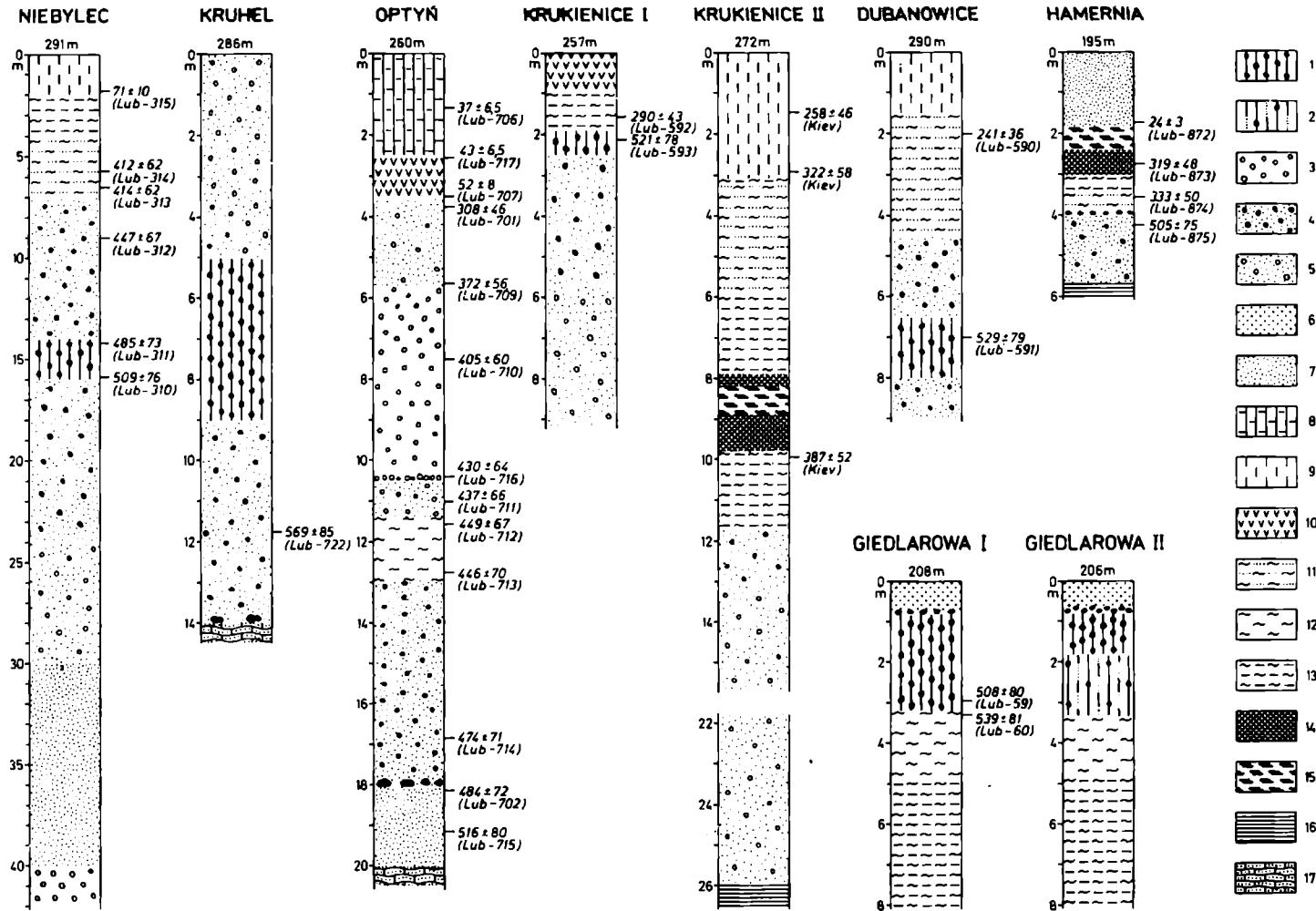


Fig. 2. Schematy litologiczno-stratygraficzne omawianych profili osadów plejstocenijskich oraz wyniki datowania metodą termoluminescencyjną (TL). Wiek TL podany w tysiącach lat (ka) BP; w nawiasach poniżej indeksy numeryczne laboratoriów analitycznych. 1 – gliny i piaski zwałowe z głazami z okresu zlodowacenia Sanian; 2 – gliny pylasto-piaszczyste z drobnymi żwirami z okresu zlodowacenia Sanian; 3 – grube żwiry i bloki skalne; 4 – piaski ze żwirami fluwioglacjalne *in situ* oraz redeponowane; 5 – piaski ze żwirami rzeczne; 6 – piaski średnioziarniste; 7 – piaski drobnoziarniste i piaski drobnoziarniste ze żwirami; 8 – lessy i lessy oglejone; 9 – pyły lessopodobne; 10 – gliny zboczowe; 11 – piaski mułkowate; 12 – mułki pylaste; 13 – mułki ilaste; 14 – gytie; 15 – torfy; 16 – iły krakowieckie (miocen); 17 – flisz karpacki (trzeciorzęd)

Fig. 2. Lithostratigraphic logs of the studied Pleistocene sections and the results of TL dating. TL age is given in thousands of years before present (ka BP). In parentheses the sample and laboratory identifications are given. 1 – tills and boulder-bearing sand of Sanian Glaciation; 2 – silty-sandy till with fine gravel of Sanian Glaciation; 3 – coarse gravel and rock blocks; 4 – *in situ* and redeposited gravel-bearing fluvioglacjal sands; 5 – fluvial sand and gravel; 6 – medium-grained sand; 7 – fine-grained sand and fine-grained sand with gravel; 8 – loess and gley loess; 9 – loess-like silt; 10 – colluvial loam; 11 – silty sand; 12 – silty mud; 13 – clayey mud; 14 – gyttja; 15 – peat; 16 – Miocene clays; 17 – Carpathian flysch (Tertiary)

południowej stronie doliny Sanu w okolicy Przemyśla, na wysokości 286 m npm. Profil na Figurze 2 zestawiono na podstawie opracowania Łanczont *et al.* (1987). Wiek TL (569 ka) dolnych piasków ze żwirami mieszanymi z głębokości 9–14 m nie wyklucza możliwości interpretowania ich jako osadów fluwioglacjalnych Sanianu; na wynik datowania znaczny wpływ miała bowiem duża domieszka starych skał podłoża. Gлина zwałowa z głębokości 5–9 m akumulowana była najprawdopodobniej w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu tego samego okresu. Serię żwirów górnych (0–5 m), ze względu na brak datowań, trudno jest określić w sensie stratygraficznym.

Optyń. Profil na Przedgórzu Karpackim, na północnym skłonie wzgórza Optyń sąsiadującego z doliną Wiaru, na wysokości około 260 m npm. badany był przez Łanczont *et al.* (1987). Schemat na Figurze 2 zestawiono według cytowanego opracowania.

Spągowe warstwy z głębokości 18–20 m można interpretować jako osad fluwioglacjalny i na podstawie datowań TL (516 i 484 ka) powiązać z okresem maksymalnego zasięgu lądolodu Sanian. Bezpośrednio na ścinającej te warstwy powierzchni erozyjnej z brukiem głazów granitowych, na głębokości 12,7–18 m występują piaski rzeczne ze żwirami mieszanymi (data TL 474 ka), które najprawdopodobniej reprezentują redeponowane osady glacialne tego samego zlodowacenia. Występująca na głębokości 11,4–12,7 m warstwa osadów rozlewiskowo-jeziornych oraz rzecznych (466–449 ka) zapewne reprezentuje późniejsze stadiały Sanianu. Młodsze od nich, występujące na głębokości 3,6–11,4 m piaski ze żwirami oraz żwiry (437–308 ka) bliżej nie określonej genezy należałoby wiązać z interglacjalem Mazovian. Powierzchnia erozyjna na głębokości 3,6 m oznacza długotrwałą lukę stratygraficzną. Występujące nad nią utwory zboczowe i lessowe (data TL 37 ka) akumulowane były bowiem w ciągu Vistulianu.

Krukienice. W dolinie rzeki Sieczna (dopływ Wiszni w dorzeczu Sanu), około 1 km na S od wsi Krukienice, występują odsłonięcia badane już od 80 lat. W najnowszych opracowaniach opisywane są oddzielnie dwa – wyodrębnione jako Krukienice I i Krukienice II (Griczuk & Gurtowaja, 1981).

Krukienice I. Niewielkie odsłonięcie, badane w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych, po wschodniej stronie drogi Sambor–Mościska, na wysokości 257 m npm. Opis podajemy według Griczuka i Gurtowej (1981), z niewielkimi uzupełnieniami.

0–0,8 m. Utwór zboczowy gliniasto-piaszczysty jasnoszarożółtawy, o miąższości rosnącej w dół zbocza doliny.

0,8–1,8 m. Il szary wyraźnie warstwowany, u dołu z cienkimi przewarstwieniami utworów gytiowatych i torfowych na wtórnym złożu; na głębokości 1,4 m cienka soczewka popiołu wulkanicznego.

1,8–2,4 m. Gлина morenowa – dolna granica wyraźna.

2,4–5,6 m. Piasek gruboziarnisty ze żwirami mieszanymi, żółtoszary

przekątnie warstwowany; dolna granica wyraźna. Dominują żwiry skał karpaccich – udział skandynawskich do 10%*.

5,6–9,1 m. Piasek średnio- i gruboziarnisty ze żwirami, jasnoszary, krzyżowo warstwowany. Wśród grubszych żwirów tylko skały karpaccie.

Wiek TL próbki z górnej części warstwy gliny morenowej (521 ka) wskazuje na zlodowacenie Okanian (= Sanian). Niżej występujące utwory fluwioglacjalne ze żwirami mieszanymi wiążą się zapewne z tym samym zlodowaceniem. Wiek TL próbki z dolnej części utworów zboczowych (290 ka) wskazuje, że były one akumulowane w starszych fazach zlodowacenia Dnieprian (= Odranian).

Krukienice II. Główny, duży profil starej żwirowni po zachodniej stronie drogi Sambor–Mościska, na wysokości 272 m npm. Pierwszy opisał go Friedberg (1906), który zwrócił uwagę na osady organiczne występujące nad pokładem żwirów mieszanych. Później Przepiórski (1938) szczegółowiej analizował skład petrograficzny żwirów. Po drugiej wojnie światowej profil ten był badany przez Gierenczuka *et al.* (1972), a następnie wielu innych specjalistów, szczególnie paleobotaników. Podsumowanie wyników tych badań przedstawili Griczuk i Gurtowaja (1981); według tych autorów przedstawiamy opis odsłonięcia.

0–3,1 m. Utwór pylasto-gliniasty zielonkawoszary; dolna granica wyraźna.

3,1–3,2 m. Ił gytiowaty ciemnobrunatny drobno warstwowany; dolna granica wyraźna.

3,2–5,9 m. Utwór pylasto-piaszczysty zielonkawoszary, oglejony, z konkrecjami manganowo-żelazistymi; dolna granica niewyraźna.

5,9–7,9 m. Ił gytiowaty ciemnoszary zwarty, oglejony, z konkrecjami manganowo-żelazistymi, bezteksturalny; dolna granica niewyraźna.

7,9–8,2 m. Gytia brunatnoszara z licznymi makroszczątkami roślin; w dolnej części bryłki utworu podścielającego; dolna granica wyraźna – kontakt erozyjny.

8,2–8,9 m. Torf ciemnobrunatny, po wyschnięciu prawie czarny, drzewiasto-trawiasty przechodzący ku dołowi w drzewiasto-paprociowy, łuszczący się listkowato; przejście stopniowe.

8,9–9,8 m. Gytia torfiasta grubodetrytyczna ciemnobrunatna z licznymi makroszczątkami drzewiastymi, dolna granica wyraźna – kontakt erozyjny.

9,8–11,7 m. Ił gytiowaty szary niewarstwowany, ku dołowi przechodzący w utwór ilasto-piaszczysty, oglejony; w całej warstwie występują drobne żwirki; dolna granica wyraźna.

* Pomimo iż udział żwirów skandynawskich wynosi tylko 10%, utwór ten można interpretować jako fluwioglacjalny. Wiadomo bowiem, że w różnych regionach Polski południowej i Ukrainy północno-zachodniej w utworach fluwioglacjalnych najstarszych zlodowaceń dominują żwiry skał lokalnych.

11,7–12,7 m. Piasek drobnoziarnisty jasnoszarożółty z dużą ilością żwirów karpackich skał fliszowych i skandynawskich.

12,7–26,0 m. Piasek gruboziarnisty żółtoszary krzyżowo warstwowany, ze żwirami skał karpackich i nielicznymi skandynawskich.

26,0 m –. Ił krakowiecki (miocen).

Trzy próbki z tego profilu były datowane metodą TL przez Szelkoplasa w laboratorium w Kijowie (*fide* Bojarskaja *et al.*, 1973). Z pokrywowych utworów pylasto-gliniastych datowano dwie próbki: ze środkowej części (258 ka) oraz dolnej (322 ka). Wyniki zdają się wskazywać, że są to utwory z okresu zlodowacenia Dnieprian (= Odranian). Datowanie zaś próbki z warstwy 9,8–11,7 m, tzn. z iłu gytioatego (387 ka), wskazuje na okres interglacjału Likhvinian (= Mazovian).

Osady jeziorno-bagienne (warstwy 3,1–11,7 m) w Krukienicach były badane wielokrotnie przez paleobotaników. Zestawienie wyników wykazało, że torfy i gytie z warstw 8,2–9,8 m są oddzielone od góry i dołu powierzchniami erozyjnymi. Skład szczątków roślinnych świadczy, że warstwy te były akumulowane w interglacjale Likhvinian (= Mazovian). Według Griczuka i Gurtowej (1981) poniżej występująca warstwa 9,8–11,7 m miałaby odpowiadać interstadiałowi shventoyskiemu* zlodowacenia Okanian (= Sanian), wyżej zaś występujące warstwy 5,9–8,2 m interstadiałowi koshinskiemu zlodowacenia Dnieprian (= Odranian).

Dubanowice. Profil w sąsiedztwie doliny Wiszni (dopływ Sanu), we wsi Dubanowice, 6 km na N od miasta Rudki, na wysokości około 290 m npm.** W niewielkiej piaskowni w 1983 r. odsłaniały się następujące warstwy:

0–1,5 m. Utwór pylasty lessopodobny.

1,5–4,5 m. Piaszczysto-mułkowate utwory (rzeczne ?) horyzontalnie warstwowane; do datowania pobrano próbkę z głębokości 2,0 m.

4,5–6,5 m. Piaszki fluwioglacjalne ze żwirami mieszanymi, warstwowane subhoryzontalnie i ukośnie.

6,5–8,0 m. Gлина zwałowa – pokład nieciągły; do datowania pobrano próbkę z głębokości 7,0 m.

8,0–9,0 m. Piaszki fluwioglacjalne bardziej drobnoziarniste niż w warstwie 4,5–6,5 m, z niewielką domieszką żwirów.

Występujące tutaj piaszki fluwioglacjalne są podobne, pod względem litologii oraz pozycji stratygraficznej, jak w Krukienicach czy innych odsłonięciach tego rejonu. Wiek TL gliny zwałowej (529 ka) wskazuje, że reprezentuje ona maksymalny zasięg lądolodu Okanian (= Sanian). Osady fluwioglacjalne, podścielające i przykrywające, odpowiadają zapewne fazom transgresji i recesji

* Na życzenie autorów zastosowano anglo-amerykański system transkrypcji nazw stadiałów i interstadiałów (przyp. red.).

** Stosunki geologiczne okolic Dubanowic pierwszy badał prawdopodobnie Teisseyre (1896). Wyniki jego badań były przedstawione w wersji graficznej na arkuszu Rudki i Komarno *Atlasu geologicznego Galicji 1:75000*. Tekst do tego arkusza nie został opublikowany.

tego lądolodu. Mułki piaszczyste występujące nad osadami fluwioglacjalnymi należałoby wiązać – na podstawie datowań TL (241 ka) – z jednym spośród późniejszych stadiałów zlodowacenia Dnieprian (= Odranian); lądolód wówczas sięgał tylko do pasa wyżyn południowopolskich (Fig. 1).

Giedlarowa. Profil w centralnej części Kotliny Sandomierskiej, na południowym zboczu doliny Błotni, dopływu Sanu, na wysokości 206–208 m npm. Odślonięcia przy cegielni we wsi Giedlarowa, odległej 2,5 km na S od Leżajska, badane były przez Wojtanowicza (1985). Podajemy schematy dwu nieco różniących się profili Giedlarowa I i Giedlarowa II (Fig. 2), odległych od siebie około 300 m.

Uwzględniając wiek TL (539 ka) mułków z głębokości 3,3–4,8 m, Wojtanowicz (1985) powiązał je z interglacją Małopolanian (= Elst.I/Elst.II). Gлина morenowa (508 ka) natomiast akumulowana była przez lądolód Sanianu, w okresie maksymalnego jego zasięgu, względnie już podczas fazy recesyjnej.

Hamernia. Profil we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, na południowym brzegu doliny Lubaczówki, na wysokości 195 m npm. Ze względu na to, że występują w nim torfy interglacjalne był badany wielokrotnie przez paleobotaników od końca lat dwudziestych (*vide* Środoń, 1984). W najnowszym opracowaniu przedstawione zostały wyniki datowań TL, które pozwoliły dokładniej określić chronostratygrafię tych torfów oraz innych osadów plejstocenijskich (Butrym *et al.*, 1987). Schemat na Figurze 2 przedstawiamy według tego opracowania.

Wiek TL próbki z górnej części piasków fluwioglacjalnych (505 ka) wskazuje, że były one akumulowane najprawdopodobniej w fazie recesyjnej maksymalnego stadiała zlodowacenia Sanian. Datowania wyżej występujących i akumulowanych w starorzeczu utworów ilasto-mułkowego (333 ka) oraz ilasto-gytioowego (319 ka) pozwalają skorelować je z młodszymi fazami interglacjalu Mazovian. Do tego interglacjalu należy także zaliczyć warstwę torfu zamykającą cykl akumulacji starorzecznej. Piaski przykrywające torfy (24 ka) akumulowane były w młodszym stadiałach ostatniego zlodowacenia, czyli Vistulianu.

INTERPRETACJA WYNIKÓW DATOWAŃ

Przedstawione obserwacje dokonywane były przez różnych autorów. W związku z tym ujęcie ich jest niejednolite. Dlatego też załączamy graficzną próbę syntetyzującego, zgeneralizowanego ujęcia litostratygrafii. Zastosowaliśmy przy tym sygnatury wspólne dla wszystkich profili (Fig. 2).

W profilach z Niebylca, Kruhelu, Optynia oraz Krukienic i Dubanowic dość wyraźnie dominują osady typu fluwioglacjalnego. Być może wiąże się to z położeniem tych profili w strefie marginalnej zasięgu lądolodu Sanian-Okanian. Dość zbieżne wyniki datowania tych utworów, głównie w przedziale

530–510 ka BP*, wskazują, jak się zdaje, na „postój” lądolodu w tej strefie około 520 ka BP. Należy podkreślić, że jest to wiek termoluminescencyjny, który trzeba interpretować z tolerancją właściwą dla tego sposobu datowania.

Takie określenie wieku utworów glacialnych strefy marginalnej pozwala korelować je z 14, a więc „chłodnym” stadium izotopowo-tlenowym osadów głębokomorskich wg Shackletona i Opdyke’a (1973).

Utwory morenowe, fluwioglacjalne i limnoglacialne ze stanowisk w Giedlarowej i Hamerni – położonych około 50 km na północ od strefy marginalnej maksymalnego zasięgu (Fig. 1) – są młodsze około 10–20 ka. Być może reprezentują więc one fazę recesyjną tego samego, maksymalnego stadiału zlodowacenia Sanian. Recesja związana z ociepleniem była zapewne znaczna i najprawdopodobniej odpowiadała 13, „cieplejszemu” stadium izotopowo-tlenowemu osadów głębokomorskich, które trwało około 30 ka. W czasie następnego, dwunastego, czyli „chłodnego” stadium izotopowo-tlenowego, lądolód najprawdopodobniej nie przekroczył pasa nizin środkowopolskich. We wschodniej części tego pasa, między Wisłą i Bugiem, występują utwory glacialne datowane metodą TL na około 470 ka BP (m. in. nie publikowane wyniki datowań Butryma dla profili w Sernikach i Ferdynandowie, badanych przez Rzechowskiego). Na ten interwał czasowy przypadają warstwy piasków ze żwirami w Niebylcu, które Gerlach (*fide* Gerlach *et al.*, 1983; Butrym & Gerlach, 1985) określa jako „fluwioglacjalne”. Najprawdopodobniej są to raczej redeponowane w tym okresie osady fluwioglacjalne maksymalnego stadiału zlodowacenia Sanian. Powyżej (redeponowanych?) utworów fluwioglacjalnych w Niebylcu występuje seria rzekomych osadów „warwowych” – datowanych metodą TL na 414–412 ka BP – które Gerlach *et al.* (*op. cit.*) wiązał z glinami morenowymi (509 ka BP) w jeden cykl glacialny zlodowacenia krakowskiego (*fide* Gerlach *et al.*, 1983). Wiek termoluminescencyjny osadów określanych jako warwowe wskazuje, jak się zdaje, że wiązanie ich ze środowiskiem limnoglacialnym nastęrcza wątpliwości. Ponieważ Gerlach *et al.* (*op. cit.*) nie przedstawił dla nich dokumentacji litologiczno-sedymentologicznej, można sugerować, że są to raczej osady rzeczno-jeziorne z wczesnych faz „wielkiego” interglacjału Mazovian, odpowiadających dolnej części jedenastego, „ciepłego” stadium izotopowo-tlenowego osadów głębokomorskich.

Niewątpliwie interglacialne osady mamy w stanowiskach w Krukienicach i Hamerni. Są to osady jeziorne, starorzeczne oraz torfowe, w których stwierdzono na podstawie badań paleobotanicznych flory interglacialne (Gri-

* Od tego przedziału czasowego odbiegają znacznie tylko piaski ze żwirami mieszanymi w Kruhelu (569 ka BP), występujące pod gliną zwałową. Datowane utwory występują bezpośrednio na miejscowych skałach fliszu karpackiego. W związku z tym mogą zawierać znaczną domieszkę „starych” ziarn, które zachowały w znacznej ilości „termoluminescencję resztkową” z poprzedniego złoża. Wiek określony metodą TL może więc być znacznie zawyżony w stosunku do okresu sedymentacji piasków ze żwirami mieszanymi. Nie można jednak wykluczyć, że sedymentacja tej serii odbywała się w okresie poprzedzającym zlodowacenie Sanian.

czuk & Gurtowaja, 1981; Środoń, 1984). Są to flory o cechach właściwych dla interglacjału wyodrębnionego przez autorów polskich jako Mazovian, a przez rosyjskich jako Linkhvinian. Datowania TL tych utworów wskazują, jak się zdaje, że torfy interglacjalne w Krukienicach powstały prawdopodobnie około 380–370 ka BP, tzn. w środkowym kalidostadiale, a torfy w Hamerni około 320 ka BP, czyli zapewne w końcowym kalidostadiale tego interglacjału*. Można więc korelować je odpowiednio z 11 i 9, „ciepłymi” stadiami izotopowo-tlenowymi osadów głębokomorskich.

Wyniki datowania osadów interglacjalnych są, jak się zdaje, zbieżne z określeniami ich pozycji stratygraficznej, przedstawionymi na podstawie badań paleobotanicznych. Samą pozycję chronostratygraficzną tych warstw interglacjalnych prezentujemy tylko częściowo z intencją pełniejszego uzasadnienia interpretacji osadów glacialnych eksponowanych w tytule naszej rozprawy. Można byłoby bowiem zwrócić jeszcze uwagę, że takie określenie pozycji stratygraficznej torfów z Hamerni świadczy przeciwko tezie Laskowskiej-Wysoczańskiej (1983), dopatrującej się śladów lądolodu środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. Autorka ta analizuje te profile utworów czwartorzędowych, które wskazują na dwukrotne nasuwanie się lądolodu do tej części Kotliny. Ponieważ przyjęła, że starsze nasunięcie można wiązać tylko ze zlodowaczeniem Sanian, to młodsze usiłuje przypisywać maksymalnemu stadielowi zlodowaczenia środkowopolskiego (= Odranian). Według interpretacji wspomnianej autorki lądolód środkowopolski miał sięgnąć aż do doliny rzeki Szkló (prawy dopływ Sanu), tzn. na południe od Lubaczówki. Okolice Hamerni miałyby więc być położone w zasięgu tego lądolodu. Należy podkreślić jednak, że badania geologiczne tych okolic nie wykazują śladów obecności utworów morenowych młodszych od torfów interglacjalnych Mazovianu. Oba nasunięcia lądolodu, których istnienie wnioskuje Laskowska-Wysoczańska, są więc raczej starsze od tego interglacjału. Naszym zdaniem nie można wykluczyć, że były to dwa nasunięcia stadialne z okresu Sanianu (np. stadiał maksymalny i sugerowany w niniejszym tekście stadiał recesyjny). Prawdopodobne jest także, iż starsze nasunięcie reprezentuje zlodowaczenie Nidanian, tzn. bezpośrednio poprzedzające Sanian. Zasięg lądolodu Nidy w Polsce wschodniej nie jest dokładniej poznany (Lindner, 1984). Dlatego na razie brak dostatecznych danych do bardziej szczegółowego omówienia tego zagadnienia. W obecnym stanie badań można tylko wyrazić pogląd, że teza Laskowskiej-Wysoczańskiej (1983) o dalekim zasięgu lądolodu środkowopolskiego (Odranianu) nie jest przekonująca. Wobec tego na Figurze 1 zasięg tego lądolodu przedstawiliśmy w wersji powszechniej przyjmowanej (Lindner, 1984; Mojski 1985; Harasimiuk *et al.*, 1987).

* Kalidostadiał (od łac. *calidus*) okres cieplejszy oraz frygidostadiał (od łac. *frigidus*) okres chłodniejszy w obrębie cyklu interglacjalnego. Pojęcia te stosujemy w rozumieniu proponowanym przez Różyckiego (1964).

Datowanie osadów pochodzących ze zlodowacenia Sanian oraz interglacjału Mazovian pozwala wnioskować, że analizy termoluminescencyjne dają podstawę określania pozycji chronostratygraficznej warstw środkowoplejstoceńskich. Podkreślamy to dlatego, że rezultaty uzyskiwane metodą TL dla osadów liczących więcej niż 300 ka przyjmowane są z dużym sceptycyzmem. Uważa się przy tym, że tylko w odniesieniu do osadów subaeralnych, szczególnie lessów, są one bardziej wiarygodne (Szelkoplus & Morozow, 1981; Wintle & Huntley, 1982).

UWAGI KOŃCOWE

Datowania metodą TL osadów glacialnych występujących na omawianym obszarze w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu Sanian świadczą, że były one akumulowane w interwale 530–510 ka BP. Można więc korelować je z 14, „chłodnym” stadium izotopowo-tlenowym osadów głębokomorskich. Zapewne z jednym spośród młodszych stadiów Sanianu wiążą się osady glacialne z nizinnej, północnej części międzyrzecza Wisły i Bugu, datowane także metodą TL na około 470 ka BP, a więc zapewne odpowiadające 12, „chłodnemu” stadium izotopowo-tlenowemu. Te właśnie osady ostatnio dają pretekst do wyodrębniania w schematach stratygraficznych Instytutu Geologicznego w Warszawie zlodowacenia Wilgi. Dla takiego zlodowacenia paralelizowanego z Elsterianem II, Mojski (1985) przyjmuje ramy czasowe 500–440 ka względnie 520–360 ka (*vide* Pożaryski, 1985). Zlodowacenie Sanian natomiast autor ten wiąże z interwałem 650–560 ka. Także Lindner (1984) sugeruje dla Sanianu ramy czasowe 690–590 ka. Datowania osadów glacialnych z terenu Polski SE (Harasimiuk *et al.*, 1987), wykonane metodą TL w laboratorium w Lublinie, nie potwierdzają takich ujęć. Wynika z nich, że z interwałem 690–590 ka należy wiązać osady glacialne Nidanianu (= Elsterian I), a z interwałem 530–440 ka osady glacialne Sanianu (= Elsterian II). Osady lądolodu Wilgi reprezentują więc zapewne jeden ze stadiów postmaksymalnych Sanianu („stadium Wilgi”). Nie ma więc potrzeby traktowania tych osadów jako podstawy do wyodrębniania „nowego” zlodowacenia.

Za przypisaniem osadów lądolodu Sanu i Wilgi do tego samego cyklu glacialnych z terenu Polski SE (Harasimiuk *et al.*, 1987), wykonane metodą stwierdzono warstw interglacialnych rozdzielających te osady w sensie stratygraficznym. Wiek TL serii interglacialnej z Ferdynandowa (nie publikowane wyniki datowań Butryma), wykazywanej przez Mojskiego (1985) w pozycji dzielącej nasunięcia lądolodów Sanu i Wilgi, wskazuje, że jest ona starsza od omawianych przez nas osadów glacialnych z dorzecza Sanu i górnego Dniestru.

Wyniki naszych badań świadczą, jak się zdaje, że datowania metodą TL mogą być wykorzystywane do interpretacji chronostratygraficznych osadów mezoplejstoceńskich, których wiek przekracza 300 ka i sięga co najmniej 500 ka BP.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Bojarskaja, T. D., Dobrodziejew, O. P. & Muratowa, M. W., 1973. Paleogeograficzeskije usłowija nakoplenija pleistocenowych otłożenij bliz s. Krukienicy. *Wiest. Mosk. Uniw., Geogr.*, 3: 80–84.
- Butrym, J., 1985. Application of the thermoluminescence method to dating of loesses and loesslike formation. In: Guide-Book Intern. Symposium "Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses". Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, pp. 81–90.
- Butrym, J. & Gerlach, T., 1985. Przyczynek do chronostratygrafii osadów zlodowacenia południowopolskiego na Pogórzu Dynowskim. Contribution á la chronostratigraphie des dépôts de glaciation Cracovienne (Mindel) dans l'avant-pays de Dynów. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 19: 29–35.
- Butrym, J., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1987. Chronostratigraphy of the Pleistocene deposits bearing interglacial flora at Hamernia (Carpathian Foredeep). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 21: 43–58.
- Friedberg, W., 1906. *Atlas geologiczny Galicji*; Tekst do zesz. 19. Akademia Umiejętności, Kraków, 37 pp.
- Gerlach, T., Koszarski, L. & Koszarski, A., 1983. Pełny profil osadów zlodowacenia krakowskiego w paleodolinie w Niebylcu na Pogórzu Dynowskim. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN Kraków*, 25: 323–324.
- Gierenczuk, K. I., Diemiediuk, N. S. & Zdieniuk, M. W., 1972. Okskoje matierikowoje oledienienije na zapadzie Ukrainy i jego krajowyje formy. In: *Krajowyje Obrazowanija Matierikowych Oledienienij*. Nauka, Moskwa, p. 238–245.
- Griczuk, W. P. & Gurtowaja, E. E., 1981. Mieźlednikowyje ozierno-bołotnyje otłożenija u s. Krukienicy. In: *Woprosy Paleogeogr. Pleist. Ledn. i Perigl. Oblastiej*. Nauka, Moskwa, pp. 59–91.
- Harasimiuk, M., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1987. Quaternary stratigraphy of the Lublin region. SE Poland. *Quater. Stud. in Poland.*, 8: 15–25.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1983. Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. In: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 4. III Krajowe Sympozjum, Wrocław 1981. Ossolineum, Wrocław.
- Lindner, L., 1984. An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Polon.*, 34: 27–49.
- Łanczont, M., Butrym, J. & Pękala, K., 1987. Stratigraphic and paleogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl (East Carpathians). *Quater. Stud. in Poland* 8:77–84.
- Łoziński, W., 1907. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. *Jahrb. der K.-K. Geol. Reichs., Wien* 52: 375–398.
- Maruszczak, H., 1985. W sprawie stosowania wyników datowania termoluminescencyjnego przy ustalaniu stratygrafii utworów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, 33: 628–630.
- Mojski, J. E., 1985. *Quaternary. Geology of Poland, 1. Stratigraphy, Pt. 3b. Cainozoic*. Wyd. Geol., Warszawa, 244 pp.
- Požaryski, W. (ed.), 1985. *Tablica stratygraficzna obszarów Polski i krajów ościennych na tle Europy Centralnej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Przepiórski, W., 1938. Dyluwium na płaskowyżu Chyrowsko-Lwowskim. *Kosmos*, ser. A, 53 (2): 182–245, Lwów.
- Romer, E., 1907. Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos*, 32: 423–440, Lwów.
- Różycki, S. Z., 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. Systeme climato-stratigraphique de la division du Pléistocène. *Acta Geol. Polon.*, 14: 321–339.
- Różycki, S. Z., 1978. Od „Mocht” do syntezy stratygrafii pleistocenu Polski. From Mochty to a synthesis of the Polish Pleistocene. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 445–478.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of

- equatorial Pacific core V 28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quater. Res.*, 3: 39–55.
- Szelkoplak, W. N., Christoforowa, T. F., Palijenko, W. P., Morozow, G. W., Maruszczak, H., Lindner, L., Wojtanowicz, J., Butrym, J. & Boguckij, A. B., 1985. *Chronologija obrazowanij lessowej i lednikowej formacii zapadnoj czasti USSR i sopriedielnych territorij*. Inst. Geol. Nauk AN USSR, Kiev, Preprint 85–18.
- Szelkoplak, W. N. & Morozow, G. W., 1981. *Primenienije termoluminescentnogo metoda dla izuczenija antropogienowych otlozenij*. Inst. Geol. Nauk AN USSR, Kiev, 42 pp.
- Szafer, W., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22: 1–99.
- Środoń, A., 1984. Uwagi o florze interglacjalnej z Hamernii nad Lubaczówką. Some remarks on the interglacial flora from Hamernia (SE Poland). *Acta Paleobot.*, 24: 53–66.
- Teisseyre, W., 1896. *Atlas geologiczny Galicji; arkusz Rudki, Komarno*. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Wieliczko, A. A., 1980. Woprosy paleogeografii i chronologii ranniego i sriedniego pleistocena. In: *Wozrast i rozprostranienije maksimalnogo olednienija Wostocznoj Jewropy*, p. 189–208, Nauka, Moskva.
- Wintle, A. G. & Huntley, D. J., 1982. Thermoluminescence dating sediments. *Quater. Sci. Rev.*, 1: 31–53.
- Wojtanowicz, J., 1985. Datowany (TL) profil czwartorzędu w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne. The TL dated profile of the Quaternary deposits at Giedlarowa Sandomierz Basin, and its paleogeographic importance. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 19: 37–44.
- Woldstedt, P., 1958. *Das Eiszeitalter*, vol. 2, F. Enke, Stuttgart, 438 pp.

Summary

THERMOLUMINESCENCE CHRONOLOGY OF THE SANIAN (= ELSTERIAN II) INLAND-ICE DEPOSITS IN THE SAN AND UPPER DNIESTER RIVER BASINS

Jerzy Butrym, Henryk Maruszczak & Józef Wojtanowicz

The paper summarizes results of dating of glacial deposits in seven sections located within the zone of maximum extent of the Sanian-Okanian continental ice sheet (Fig. 1). The deposits have been dated by one of the authors (JB) in the laboratory of the Department of Physical Geography, Lublin University, using the thermoluminescence method (TL) described in detail in separate publication (Butrym, 1985). For one of the sections, the dates obtained in a laboratory in Kiev have been included (Fig. 2). It should be stressed that the results obtained in both laboratories are fully comparable (Szelkoplak *et al.*, 1985).

The obtained dates indicate that the dominant part of the glacial deposits from the studied sections have accumulated within the 530–500 ka BP time interval. This corresponds with isotopic ^{18}O stage 14, established for the deep-sea sediments by Shackleton and Opdyke (1973). In two sections, in

Niebylec and Optyń, above the glacial sediments, there occur sands and gravels, mainly fluvial, including redeposited fluvioglacial material. The latter deposits are dated mainly at 470 to 440 ka BP.

The younger strata chronostratigraphically correspond to the tills deposited by the inland ice whose extent was much smaller, not beyond the belt of the middle Poland lowlands. The tills deposited during this time interval corresponding with the isotopic ^{18}O stage 12, are used to evidence the Wilga Glaciation in Poland (Mojski, 1985).

In two other profiles, in Hamernia and Krukienice, organic layers occur above the discussed sediments. The layers have been paleobotanically analysed for a long time. The recent results of these investigations indicate that the layers contain floral remains of the Mazovian (as distinguished by Polish authors – Środoń, 1984) or Likhvinian (according to Soviet authors – Griczuk & Gurtowaja, 1981) Interglacial. The TL dating suggests that the interglacial strata should be related with isotopic ^{18}O stages 11 and 9. Thus they represent a long-lasting, polycyclic interglacial, distinguished in western Europe as Holsteinian, separating Sanian (= Elsterian II) and Odranian (= Saalian I) glaciations.

In SE Poland no interglacial-type strata have been found so far, which could be related to the time interval separating the periods of deposition of San and Wilga glacial sediments (Harasimiuk *et al.*, 1987). The above-mentioned glacial deposits one should rather relate to a single glaciation, the one denoted according to the proposal of Różycki (1987) as Sanian. Distinguishing of Wilga Glaciation (Mojski, 1985) seems unjustified. One may only distinguish a post-maximum Sanian stadial as the Wilga stadial.

The recent TL dates suggest that the Sanian Glaciation in Poland occurred within interval between 530 and 440 ka BP. This glaciation should neither be bound with an interval between 650 and 560 ka BP (*vide* Pożaryski, 1985) nor with an interval between 690 and 590 ka BP (Lindner, 1984). The deposits of Nidanian (= Elsterian I) Glaciation should be correlated with this latter time interval (Harasimiuk *et al.*, 1987).