

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. LXIII, 2

SECTIO B

2008

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej

Jarosław KUSIAK

Kontekst stratygraficzny zastosowania różnych odmian metody termoluminescencyjnej w datowaniu lessów z terenu Polski południowo-wschodniej i Ukrainy północno-zachodniej

Stratigraphic context of the application of different variants of thermoluminescence method to dating of loesses from the southeastern Poland and northwestern Ukraine

WPROWADZENIE

Komisja Lessu INQUA określiła lessy jako utwory eoliczne, które należy odróżniać od osadów lessopodobnych, deponowanych w inny sposób. Lessy są to osady przeważnie niewarstwowane, zawierające węglany, mikroporowate, w stanie suchym mające kolor żółty lub brunatnawo-żółty. W ich składzie granulometrycznym przeważa gruby pył (20–60 lub 10–50 μm). W pokładach występują w odmianach: eolicznej, aluwialnej, deluwialnej i soliflukcyjnej (Trofimow i in. 2001).

Lessy na kuli ziemskiej zajmują znaczną powierzchnię. Według różnych źródeł jest to 3,2–3,9% powierzchni lądów naszej planety. Tworzą ciągłe pokrywy lub ciągi pojedynczych płatów, które można znaleźć na wszystkich kontynentach z wyjątkiem Antarktydy (Trofimow i in. 2001). Spośród utworów plejstoceniowych zawierają najlepiej zachowany w osadach zapis zmian klimatu mających miejsce w czasie trwania cykli glacialnych, identyfikowany poprzez występowanie w profilach pionowych warstw lessu i przedzielających je poziomów gleb kopalnych (Maruszczak 1986; Frechen 1999b). Pokłady pyłu lessowego odpowiadają stadialnym okresom chłodnego i suchego klimatu, zaś śródlessowe poziomy glebowe formowały się w warunkach poprawy warunków klimatycznych; stopień ich wykształcenia jest adekwatny do skali i czasu trwania tych interwałów (Frechen 1999b).

Lessy ze względu na występowanie na znacznym obszarze Ziemi mogą dostarczać informacji o zmianach klimatu dla obszarów lądowych. Korelując te zmiany z oscylacjami globalnymi zapisanymi w rdzeniach głębokomorskich (stadia

izotopowo-tlenowe zdefiniowane na podstawie pomiarów stosunku izotopów tlenu ^{18}O do ^{16}O), stanowiącymi ogólny szkielet chronologiczny dla plejstocenu, mogą przyczynić się do poznania przebiegu zmian klimatu na Ziemi w przeszłości i pomóc w ich prognozowaniu w przyszłości (Aitken 1998; Frechen i in. 2003).

Profile lessowe zawierają złożoną, jednak przeważnie niekompletną, sekwencję osadów. Jest to podyktowane występowaniem przerw w procesie akumulacji oraz zjawisk prowadzących do niszczenia pokryw lessowych (erozja, denudacja) (Frechen 1999b; Maruszczak 1986). Występowanie luk stratygraficznych, często mało wyraźnych a czasem w ogóle nieczytelnych ze względu na wysoką jednorodność osadów, stwarza poważne problemy z wiarygodnym korelowaniem sekwencji lub poziomów lessowych pomiędzy różnymi stanowiskami. W celu chronologicznego porządkowania poziomów osadów dostępnych w różnych odsłonięciach konieczne jest wykorzystywanie metod datowania bezwzględnego. Istnieje szereg takich metod: ^{14}C , TL, OSL, K/Ar, U/Th, ESR i paleomagnetyczna. Jednak dla osadów z górnego plejstocenu szeroko wykorzystywane, ze względu na dostępność materiału do analiz, mogą być tylko metody: ^{14}C , TL, OSL, a dla jego starszej części wyłącznie luminescencyjne (Aitken 1998; Wintle 1997). Dla osadów starszych niż górnoplejstocenijskie czynione są próby datowania metodą OSL, jednak wskaźniki wieku OSL wydają się systematycznie niższe niż wskaźniki wieku TL i jednocześnie znacznie zanizone w odniesieniu do interpretacji stratygraficznej (Frechen 1999a, 1999b), co wskazuje na konieczność wykorzystywania głównie metody termoluminescencyjnej (TL).

Możliwość wykorzystania metody termoluminescencyjnej w datowaniu lessów ma związek z ich genezą eoliczną. Wiek termoluminescencyjny powinien odpowiadać wiekowi geologicznemu, gdy ziarna mineralne wchodzące w skład osadu przed depozycją były wystawione na działanie światła słonecznego. Taki warunek jest właśnie spełniony dla lessów, chociaż w różnych częściach świata transport materiału pyłowego od miejsca powstawania do miejsca depozycji odbywał się na różne odległości.

Na terytorium Chin północnych istnieje najbardziej typowy obszar występowania lessów na świecie. Jest on odległy terytorialnie od obszarów lessowych Polski czy Ukrainy, jednak istotny dla wyjaśnienia podstaw teoretycznych zastosowania metody termoluminescencyjnej w chronostratygrafii. Właśnie na obszarze Chin materiał mineralny ostatecznie wchodzący w skład pokryw lessowych był transportowany na bardzo duże odległości rzędu setek kilometrów. W czasie przenoszenia przez wiatr był wystawiony na długotrwałą insolację powodującą usunięcie obecnej w ziarnach mineralnych termoluminescencji. Dzięki temu uzasadnione jest przyjęcie założenia, że moment depozycji pyłu lessowego odpowiadał chwili startu (uruchomienia) zegara termoluminescencyjnego. Dla innych obszarów lessowych, np. Europy, przyjmuje się, że transport ziaren mineralnych odbywał się na drodze najwyżej kilkudziesięciu kilometrów (Chlebowski i in. 2003; Dolecki i Łanczont 1995; Frechen 1999b; Frechen i in. 1999; Maruszczak 1986), tak więc

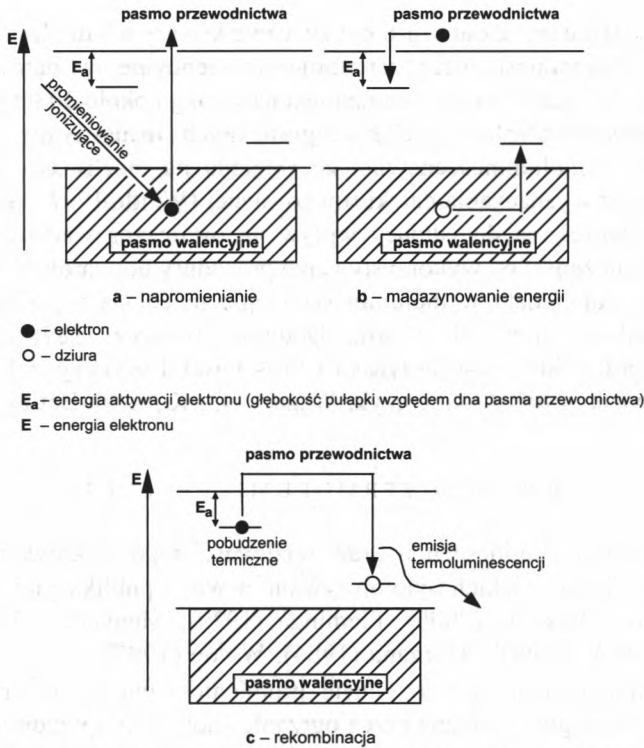
odpowiadający temu przedział czasu był znacznie krótszy niż dla lessów chińskich. Pomimo to wiarygodność metody termoluminescencyjnej w datowaniu lessów europejskich była wielokrotnie dokumentowana w ciągu około 30 lat jej powszechnego wykorzystywania w badaniach stratygraficznych. Jednak istnieje wiele modyfikacji metody termoluminescencyjnej ze względu na możliwość wykorzystania różnych procedur wyznaczania dawki równoważnej (Wintle 1997). Sposób wyznaczania tej wielkości ma decydujący wpływ na ostateczną wartość wskaźników wieku TL. W zależności od wykorzystywanej procedury pomiarowej, otrzymywane dla tej samej próbki daty termoluminescencyjne mogą się wyraźnie różnić, co zostało stwierdzone m.in. dla profili: Odonów (Bluszcz 1987; Butrym 1987; Prószyńska-Bordas, Stańska-Prószyńska i Prószyński 1985) czy Polanów Sambozkie (Burczyński 1995; Grygierczyk, Waga 1993; Konecka-Betley 1996).

ZJAWISKO TERMOLUMINESCENCJI

Zjawisko termoluminescencji oraz możliwości jego wykorzystania w datowaniu osadów plejstocenijskich było opisywane w wielu publikacjach, m. in. przez: Aitkena (1998), Bluszcz (2000), Fleminga (1979), Mejdahla i Wintle (1984), Przeglęgę (1999), Stoebe i Morgana (1984), Wintle (1997).

Termoluminescencja jest to emisja promieniowania elektromagnetycznego z zakresu widzialnego wywołana przez ogrzanie substancji uprzednio wzbudzonej promieniowaniem jonizującym. Emisja światła występuje w wyniku uwalniania elektronów z poziomów pułapkowych i ich rekombinacji z centrami luminescencji. Wzbudzeniu mogą ulegać tylko ciała krystaliczne o specyficznym składzie chemicznym nazywane luminoforami. W osadach plejstocenijskich takimi substancjami są przede wszystkim kwarc i skalenie. Źródłami promieniowania jonizującego są izotopy pierwiastków radioaktywnych obecne w ziarnach wymienionych minerałów lub w ich bezpośrednim otoczeniu. Do najważniejszych należą ^{40}K oraz izotopy: ^{232}Th , ^{238}U i ^{235}U , dające początek naturalnym szeregom promieniotwórczym: torowemu, uranowo-radowemu i uranowo-aktynowemu.

Proces wzbudzenia i emisji termoluminescencji można opisać korzystając z modelu pasmowego ciała stałego. W stanie równowagi termodynamicznej pasmo walencyjne jest całkowicie zapełnione elektronami. Gdy na kryształ działa promieniowanie jonizujące, większość jego energii jest rozpraszana w postaci ciepła. Jednak jej część może zostać zaabsorbowana przez elektrony (ryc. 1a,b). Jeżeli energia dostarczona do elektronów jest wystarczająca na pokonanie przerwy energetycznej, to elektrony przechodzą do pasma przewodnictwa. W wyniku wybicia elektronów w paśmie walencyjnym pozostają dziury, czyli nośniki ładunku elektrycznego przeciwnego znaku. W sieci krystalicznej luminoforów występują różne defekty, z którymi związane jest istnienie w paśmie wzbronionym lokalnych stanów energetycznych. Część z nich, określaną jako pułapki, może przechwytywać elektrony, które w wyniku dostarczenia energii promieniowania jonizującego znalazły

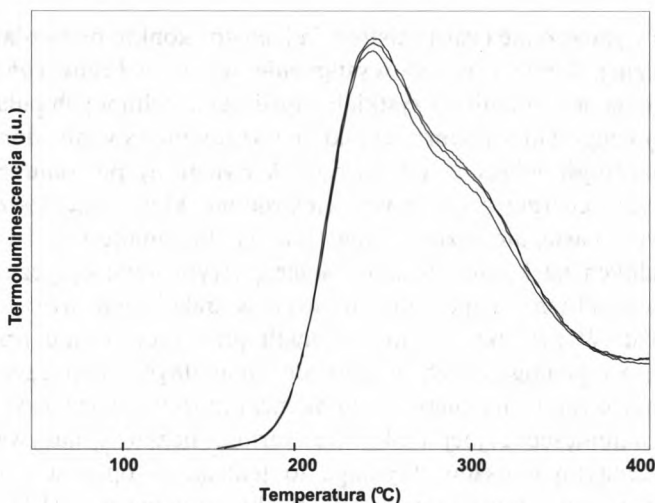


Ryc. 1. Uproszczony model pasmowy ciała stałego ilustrujący proces: pochłaniania energii promieniowania jonizującego w luminiforach (a), jej magazynowania w postaci pułapkowanych elektronów (b) i emisji termoluminescencji (c)

Simplified model of solid illustrating the process of absorption of ionizing radiation energy by luminifors (a), energy storage as trap electrons (b), and thermoluminescence emission (c)

się w paśmie przewodnictwa. Elektrony po schwytaniu przez te stany energetyczne mogą przebywać w nich przez dłuższy okres. Również dziury mogą zostać uwięzione w paśmie wzbronionym w stanach energetycznych nazywanych centrami rekombinacji. Kryształ wówczas posiada nadwyżkę energii w porównaniu ze stanem równowagi termodynamicznej. Im dłużej kryształ pozostaje w zasięgu promieniowania jonizującego, dostarczana do niego energia powoduje wzrost ilości pułapkowanych elektronów, a tym samym proporcjonalnie zwiększa się nadwyżka zgromadzonej energii promieniowania jonizującego.

Jednym z czynników mogących przywrócić kryształ do stanu równowagi termodynamicznej jest podgrzanie. W jego wyniku z pułapek są uwalniane elektrony, które przechodzą do pasma przewodnictwa, a następnie do centrów rekombinacji, emitując światło (ryc. 1c). Natężenie światła jest proporcjonalne do zmagazynowanej w kryształach energii promieniowania jonizującego. Natężenie tego światła można mierzyć i przedstawić w postaci tzw. krzywej jarzenia (ryc. 2). Taki wykres zależności termoluminescencji od temperatury powstaje w wyniku podgrzewania



Ryc. 2. Krzywa jarzenia TL próbki polimineralnej
TL glow curve of polymineral sample

luminoforu ze stałą prędkością rzędu kilku stopni Celsjusza na sekundę. Wraz ze wzrostem temperatury opróżniane są kolejne pułapki o różnych energiach aktywacji. W zależności od składu chemicznego luminoforu w przedziale od 0°C do 500°C możliwe jest otrzymanie jednego lub kilku maksimum na krzywej świecenia termoluminescencyjnego.

METODA DATOWANIA TERMOLUMINESCENCYJNEGO

Proces akumulowania energii promieniowania jonizującego w ziarnach mineralnych wchodzących w skład osadów plejstocenyjskich jest procesem ciągłym i w przybliżeniu jednostajnym. Dzieje się tak, ponieważ izotopy promieniotwórcze obecne w skorupie ziemskiej, decydujące o aktywności promieniotwórczej środowiska, reprezentują przede wszystkim pierwiastki radioaktywne utworzone w okresie formowania się systemu słonecznego. Charakteryzują się one bardzo dużym czasem połowicznego zaniku, rzędu 10^9 lat. Oznacza to, że ilość izotopów promieniotwórczych obecnych w skorupie ziemskiej w geologicznej skali czasu jest praktycznie stała. Można zatem przyjąć, że energia promieniowania jonizującego dostarczana do próbki w jednostce czasu jest również stała. Zatem ze stałą prędkością zwiększa się ilość zapełnionych pułapek, których jednak jest skończona ilość. W wyniku trwającego od kilkudziesięciu tysięcy do miliona lat (okresu czasu różnego dla różnych minerałów) procesu akumulacji energii może dojść do sytuacji, w wyniku której wszystkie pułapki zostaną zapełnione. Dalsze dostarczanie energii nie spowoduje wzrostu ilości zakumulowanej energii promieniowania jonizującego. Mamy wtedy do czynienia ze zjawiskiem nasycenia termoluminescencji. Aby zatem

możliwe było wyznaczenie czasu zaistnienia jakiegoś konkretnego zdarzenia w historii geologicznej, konieczne jest wystąpienie w tym właśnie czasie czynnika pozwalającego na opróżnienie wszystkich wcześniej zapełnionych pułapek. Oprócz podwyższonej temperatury takim czynnikiem jest również światło słoneczne. Foton światła o energii większej od energii aktywacji E_a poziomu pułapkowego przekazują swoją energię schwytanym elektronom, które przechodzą do pasma przewodnictwa i następnie rekombinują (ryc. 1). Przyjmuje się, że wystawienie ziaren mineralnych na kilkugodziną insolację (wybielanie optyczne) powoduje opróżnienie wszystkich pułapek zapełnionych w trakcie ich przebywania w poprzednim złożu. W związku z tym, w chwili przykrycia osadu przez następną warstwę utworów geologicznych w ziarnach mineralnych rozpoczyna się proces ponownego magazynowania energii. Ten moment możemy wyznaczyć przy użyciu metody termoluminescencyjnej i określić wartość liczbową nazywaną wiekiem termoluminescencyjnym osadu. Wymaga to jednak, w oparciu o odpowiednie pomiary, wyznaczenia dwóch wielkości: dawki równoważnej (ED) oraz dawki rocznej (DR). Wiek termoluminescencyjny jest ilorazem tych dwóch wielkości. Dawka roczna pełni tutaj rolę podstawowej jednostki czasu. Określa, jaka ilość energii promieniowania jonizującego została pochłonięta przez datowany obiekt w ciągu tysiąclecia i jest wyrażana w grejach na tysiąclecie (Gy/ka). Dawka równoważna wyrażana w grejach (Gy) to wielkość wyznaczana w laboratorium poprzez zjawisko termoluminescencji, odpowiadająca całkowitej dawce promieniowania jonizującego, jaką otrzymał osad od chwili przykrycia.

WYZNACZANIE DAWKI ROCZNEJ (DR)

Wielkość fizyczna określana jako dawka pochłonięta promieniowania jonizującego opisuje zakres zmian fizycznych, chemicznych i biologicznych w danym ośrodku spowodowanych promieniowaniem jonizującym. Jest to ilość energii tego promieniowania, pochodząca od wszystkich jego rodzajów, pochłonięta przez jednostkę masy ośrodka. Jest wyrażana w grejach: 1 Gy = 1 J/kg (J (dżul) – jednostka energii; kg (kilogram) – jednostka masy). Dla osadów plejstocęńskich dawka pochłonięta promieniowania jonizującego jest sumą dawek pochodzących od różnych rodzajów promieniowania tzn.: alfa (α), beta (β), gamma (γ) i kosmicznego. Zasięg wymienionych rodzajów promieniowania w osadach plejstocęńskich jest różny, różna jest zdolność jonizacji, a zatem różny jest wkład do dawki pochłoniętej promieniowania mającej wpływ na wzbudzenie termoluminescencji.

Promieniowanie alfa to strumień cząstek alfa o masie równej masie jądra izotopu helu ^4_2He . Cechuje się małą przenikliwością. Zasięg promieniowania alfa w osadach plejstocęńskich szacuje się na 0,025 mm. Jest to spowodowane tym, że ze względu na dużą masę cząstki alfa poruszają się po liniach prostych i bardzo silnie jonizują otaczającą materię, a jonizacja ograniczona jest do wąskiego obszaru o średnicy 0,1 μm otaczającego ślad cząstki.

Promieniowanie beta jest to strumień elektronów poruszających się z prędkością zbliżoną do prędkości światła. Promieniowanie beta jest silnie pochłaniane przez materię. Jego zasięg w osadach plejstoceniowych szacuje się na około 3 mm.

Promieniowanie gamma jest to krótkofalowe promieniowanie elektromagnetyczne o długości fali mniejszej od 10^{-11} m. Spośród wymienionych wyżej rodzajów promieniowania charakteryzujące się największą przenikliwością. Jego zasięg w osadach plejstoceniowych szacuje się na około 0,3 m.

Promieniowanie kosmiczne jest rozdzielane na „pierwotne” i „wtórne”. Pierwsza składowa to szybko poruszające się cząstki pochodzące z kosmosu, które stale bombardują Ziemię ze wszystkich kierunków. Jednak do powierzchni Ziemi docierają tylko cząstki wyprodukowane wskutek oddziaływań cząstek pierwotnych w atmosferze, a więc „wtórne promieniowanie kosmiczne”. Jego wkład do dawki pochłoniętej dla lessów jest stosunkowo mały i dla próbek występujących blisko powierzchni terenu wynosi około 5% całkowitej dawki pochłoniętej, jednak pomimo to uwzględnia się jego wkład do całkowitej dawki rocznej.

Promieniowanie jonizujące alfa, beta i gamma pochodzi od izotopów promieniotwórczych zawartych w skorupie ziemskiej. Aby możliwe było wyznaczenie pochłoniętej w osadzie dawki promieniowania, należy określić zawartość tych izotopów. Ich koncentracje wyznacza się na podstawie pomiarów, najczęściej w jednostkach Bq/kg. Aby możliwe było przeliczenie tych wartości na składowe pochodzące od promieniowania alfa, beta i gamma wyrażone w jednostkach dawki rocznej (DR) w Gy/ka, konieczne jest wykorzystanie odpowiednich współczynników, które opublikowane są w pracach: Adamiec i Aitken (1998).

W sposób ogólny wzór na dawkę roczną (DR) można zapisać w sposób następujący:

$$DR = d_{\alpha} + d_{\beta} + d_{\gamma} + d_c \quad (1),$$

gdzie: d_{α} , d_{β} , d_{γ} , d_c – składowe dawki rocznej pochodzące odpowiednio od promieniowania alfa (α), beta (β), gamma (γ) i kosmicznego (c).

Jednak dostarczana w ten sposób energia nie jest w całości „zużywana” na indukowanie termoluminescencji. Istnieje kilka czynników ograniczających, które należy uwzględnić przy obliczaniu wartości dawki rocznej (DR) wykorzystywanej do obliczania wieku termoluminescencyjnego badanej próbki osadu. Podstawowym takim czynnikiem jest zasięg poszczególnych rodzajów promieniowania w osadzie. Efektywność wzbudzania termoluminescencji przez promieniowanie beta i gamma jest „100-procentowa”. Inaczej jest z promieniowaniem kosmicznym i alfa. Promieniowanie kosmiczne może penetrować osad do głębokości kilkunastu metrów, a wielkość dawki d_c zmienia się z głębokością zgodnie ze wzorem:

$$d_c = 0,21 \exp [-0,07 (h \rho) + 0,0005 (h \rho)^2] \quad (2),$$

gdzie h oznacza odległość od powierzchni terenu, a ρ – gęstość osadu (Aitken 1998; Prescott i Hutton 1988).

W przypadku promieniowania alfa ze względu na bardzo silną jonizację otaczającej materii efektywność wzbudzenia termoluminescencji jest bardzo niska. Pociąga to za sobą konieczność uwzględnienia odpowiedniej poprawki. Wielkość tej poprawki można wyznaczyć, porównując termoluminescencję indukowaną przez promieniowanie alfa z termoluminescencją wzbudzaną przez promieniowanie beta lub gamma. Wartość współczynnika efektywności wzbudzenia termoluminescencji przez promieniowanie alfa przyjmuje wartości z przedziału 0,05–0,2. Jednak najczęściej wyznaczana doświadczalnie wartość tego współczynnika przyjmuje wartość około 0,1 i z tego powodu tę wartość wykorzystuje się w obliczeniach DR (Aitken 1998). Po uwzględnieniu poprawki na skuteczność wzbudzenia termoluminescencji przez promieniowanie alfa wzór opisujący dawkę roczną (DR) przyjmuje postać:

$$DR = k d_{\alpha} + d_{\beta} + d_{\gamma} + d_c \quad (3),$$

gdzie: $k = 0,1$ – opisuje skuteczność tworzenia termoluminescencji pod wpływem promieniowania alfa dla frakcji $\phi \leq 10 \mu\text{m}$, d_{α} , d_{β} , d_{γ} , d_c – składowe dawki rocznej pochodzące odpowiednio od promieniowania alfa (α), beta (β), gamma (γ) i kosmicznego (c).

Uwzględnienie we wzorze na obliczanie dawki rocznej współczynnika tworzenia termoluminescencji pod wpływem promieniowania alfa dla frakcji $\phi \leq 10 \mu\text{m}$ nie określa wszystkich ograniczeń mogących wpływać na wielkość dawki promieniowania pochłoniętej przez ziarna luminoforów. Frakcja $\phi \leq 10 \mu\text{m}$ w praktyce 4–11 μm stanowi tylko jeden z zasadniczo wykorzystywanych w datowaniu przedziałów wielkości ziaren. Oprócz tej frakcji używana jest również frakcja gruboziarnista $\phi > 100 \mu\text{m}$ i średnioziarnista – obejmująca zakres wielkości ziaren pomiędzy frakcją drobno- i gruboziarnistą (Aitken 1998). Przy obliczaniu dawki rocznej konieczne jest uwzględnienie kryterium wielkości ziaren, ponieważ ze względu na ograniczony zasięg promieniowanie alfa może „przebijać” całe ziarna i całą niesioną energię przekazywać ziarnom lub w całości tracić energię w „zanieczyszczeniach” okrywających ziarna luminoforów. Z tego powodu wzór na obliczenie dawki rocznej przyjmuje różną postać dla różnych frakcji. Dla frakcji drobnoziarnistej przyjmuje się, że promieniowanie alfa w całości przekazuje swoją energię ziarnom mineralnym, a wzór opisujący dawkę roczną przyjmuje postać (3). Dla ziaren większych bardzo trudno jest oszacować procent energii promieniowania alfa pozostawiany w otoczkach węglanowych, żelazistych lub zewnętrznej części ziaren mineralnych, dlatego ich zewnętrzną część usuwa się poprzez trawienie kwasem fluorowodorowym. Takie podejście powoduje, że składnik dawki rocznej pochodzący od promieniowania alfa jest nieistotny i nie uwzględnia się go w obliczeniach. Dodatkowo dla frakcji gruboziarnistej należy uwzględnić osłabienie skuteczności wzbudzenia termoluminescencji przez promieniowanie beta, wynikające z trawienia ziaren. Dlatego w takim przypadku wzór opisujący dawkę roczną przyjmuje postać:

$$DR = 0,9 d_{\beta} + d_{\gamma} + d_c \quad (4).$$

Pojęcie frakcji średnioziarnistej jest dość szerokie i obejmuje materiał mineralny o wielkości ziaren od 11 do 100 μm . W praktyce do datowania są wykorzystywane wąskie przedziały wielkości ziaren. Wkład od promieniowania alfa został określony oprócz frakcji drobno- i gruboziarnistej tylko dla frakcji około 50 μm . Wintle (1987) stwierdziła, że dla frakcji drobnoziarnistej, tak jak zostało wyżej opisane, skuteczność tworzenia termoluminescencji pod wpływem promieniowania alfa można określić z wykorzystaniem źródła promieniowania alfa. Dla ziaren większych niż 10 μm taki pomiar jest bardzo trudny, jednak określenie tego parametru jest możliwe poprzez obliczenia komputerowe. Ziarna o wielkości około 50 μm otrzymują o około 50% energii promieniowania alfa mniej niż ma to miejsce w przypadku drobin o wielkości $\leq 10 \mu\text{m}$. Dla takich ziaren dawki od promieniowania beta i gamma będą takie same jak dla frakcji $\leq 10 \mu\text{m}$. Z tego powodu dla frakcji 50 μm wzór na dawkę roczną można zapisać w postaci:

$$DR = a k d_{\alpha} + d_{\beta} + d_{\gamma} + d_c \quad (5),$$

gdzie: $a = 0,5$ – współczynnik skuteczności tworzenia termoluminescencji pod wpływem promieniowania alfa wynikający z zastosowania w pomiarach frakcji 50 μm , $k = 0,1$ – współczynnik skuteczności tworzenia termoluminescencji pod wpływem promieniowania alfa dla frakcji $\phi \leq 10 \mu\text{m}$, d_{α} , d_{β} , d_{γ} , d_c – składowe dawki rocznej pochodzące odpowiednio od promieniowania alfa (α), beta (β), gamma (γ) i kosmicznego (c).

Aby wyniki wyznaczania dawki rocznej odpowiadały zmieniającym się warunkom środowiskowym, konieczne jest uwzględnienie poprawki na wilgotność osadu. Ocena rzeczywistej wilgotności badanych osadów, zmieniającej się w trakcie ich historii geologicznej, jest bardzo trudna, jednak konieczna, ponieważ nieuwzględnienie jej może prowadzić do zaniżenia wyników datowania rzędu kilkunastu procent. Różni autorzy podają średnie wilgotności dla różnych osadów rzędu 10–25%, a dla lessów są to wartości rzędu 15–25% (Aitken 1998; Boenigk i Frechen 2001; Frechen 1992, 1999a, 1999b; Frechen i in. 1997, 1999, 2001; Rousseau i in. 1998). Rzechowski zestawił wyniki pomiarów wilgotności dla kilkudziesięciu profili lessowych i rdzeni wiertniczych z obszaru Wyżyny Lubelskiej (dane niepublikowane), na podstawie których można stwierdzić, że obecnie średnia wilgotność osadów lessowych waha się w granicach 12–15%.

Wielkość poprawki na wilgotność osadu zapisywana jest w sposób ogólny wzorem:

$$d_w = 1/(1+(H_i w)) \quad (6),$$

jest zależna od rodzaju promieniowania. Stała H_i dla promieniowania alfa, beta i gamma wynosi odpowiednio: $H_{\alpha} = 1,49$, $H_{\beta} = 1,25$ i $H_{\gamma} = 1$ (Berger 1988), chociaż Bluszcz (2000) podaje: $H_{\alpha} = 1,50$, $H_{\beta} = 1,25$ i $H_{\gamma} = 1,14$. We wzorze (6) „w” oznacza

stosunek masy wody w osadzie do masy suchego osadu i jest określany w następujący sposób:

$$w = (m_w - m_s)/m_s \quad (7),$$

gdzie m_w – masa osadu wilgotnego, m_s – masa suchego osadu.

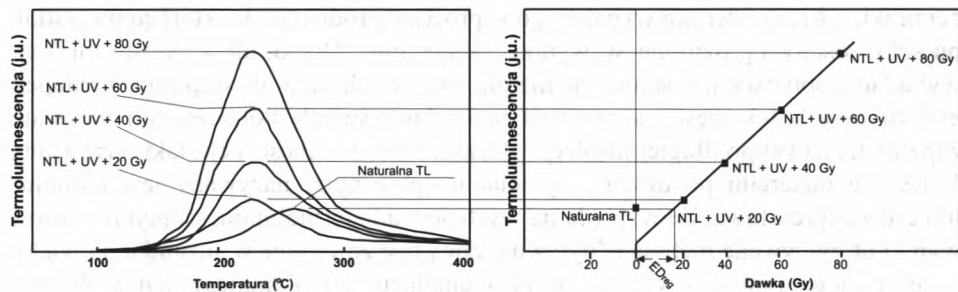
WYZNACZANIE DAWKI RÓWNOWAŻNEJ (ED)

Całkowitą dawkę pochłoniętą wyznacza się w wyniku porównania termoluminescencji zmierzonej dla badanej próbki z termoluminescencją tej samej próbki po uprzednim napromienieniu jej w laboratorium znanymi dawkami promieniowania jonizującego, po uwzględnieniu takich kryteriów jak: metoda wyznaczania dawki równoważnej (ED), wielkość ziaren, zakres świecenia termoluminescencyjnego, sposób redukcji niestabilnej termoluminescencji, wyniki testu plateau.

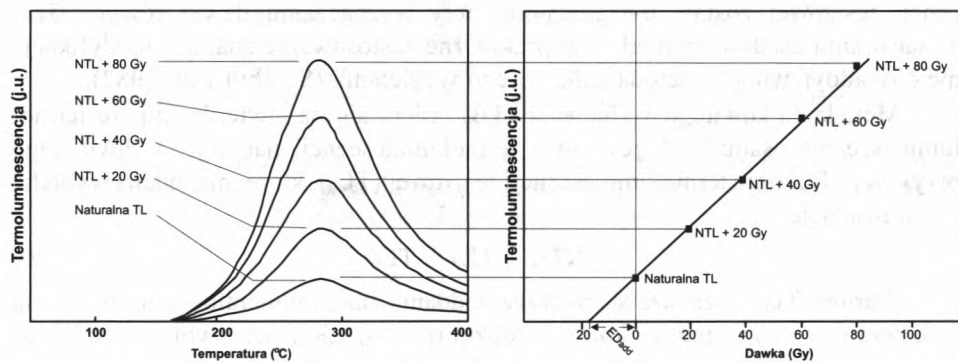
Wybór metody wyznaczania dawki równoważnej (ED). Istnieją dwie podstawowe metody wyznaczania dawki równoważnej: metoda regeneracyjna (odtworzeniowa) (ryc. 3) i metoda addytywna (ryc. 4).

W metodzie regeneracyjnej materiał mineralny wydzielony z próbki poddaje się działaniu światła imitującego światło słoneczne. Wybielony optycznie materiał dzieli się na porcje i napromienia kilkoma dawkami promieniowania jonizującego. Następnie mierzy się termoluminescencję dla porcji napromienionych, odkłada na wykresie $TL = f(D)$ (TL – natężenie termoluminescencji wyrażona w jednostkach umownych, D – dawka promieniowania dostarczonego do próbki wyrażona w Gy) i w wyniku interpolacji otrzymuje się krzywą wzrostu termoluminescencji. Na tak utworzony wykres nanosi się wartość termoluminescencji zmierzonej dla materiału niewybielonego i odczytuje odpowiadającą tej termoluminescencji dawkę równoważną ED_{reg} (Bluszcz 1985a, 1985b; Bluszcz i Pazdur 1985; Bluszcz i in. 1994; Fedorowicz i Olszak 1985; Mejdahl 1985, 1986; Mejdahl i Wintle 1984; Pazdur i Bluszcz 1987a, 1987b; Prószyńska-Bordas i Prószyński 1983; Prószyński 1981; Przegiętka 1999; Stańska-Prószyńska i Prószyński 1985).

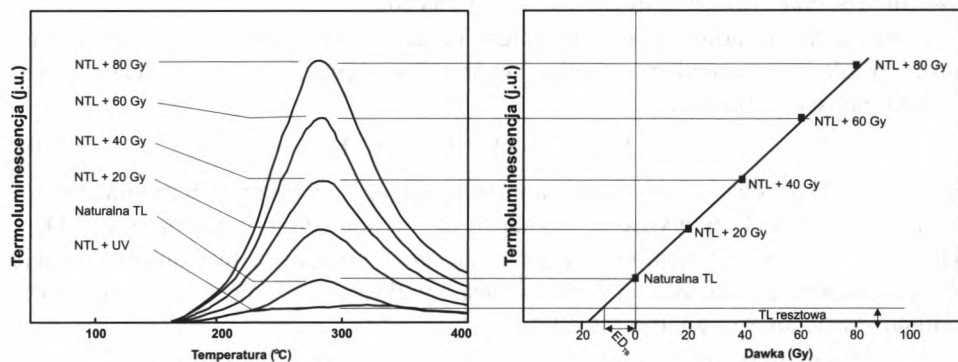
W metodzie addytywnej wydzielony z próbki materiał mineralny dzieli się na kilka porcji, jedną pozostawia w stanie naturalnym, pozostałe napromienia różnymi dawkami promieniowania jonizującego. Dla tak przygotowanego materiału wykonuje się pomiary termoluminescencji, odkładając je na wykresie $TL = f(D)$. Do otrzymanych punktów pomiarowych dopasowuje się odpowiednio dobraną funkcję: liniową lub wykładniczą. Następnie funkcję ekstrapoluje się wstecz do punktu przecięcia z osią odciętych, otrzymując w ten sposób krzywą wzrostu termoluminescencji. W lubelskim laboratorium TL wykorzystuje się program komputerowy FIT-SIM (Grün 1994), który został oparty na procedurze dopasowania simpleksowego i analizie błędów opisanej przez Brumby (1992). Wartość dawki równoważnej ED_{add} wyznacza punkt przecięcia tej krzywej z osią D (Berger 1988; Butrym 1985a, 1985b, 1987; Singhvi i Mejdahl 1985; Wintle 1987; Wintle i Huntley 1982). Jednak w praktyce metodę addytywną wykorzystuje się tylko do datowania



Ryc. 3. Wyznaczanie dawki równoważnej metodą regeneracyjną ED_{reg}
 Determination of the equivalent dose by regeneration method (ED_{reg})



Ryc. 4. Wyznaczanie dawki równoważnej metodą addytywną ED_{add}
 Determination of the equivalent dose by additive dose method (ED_{add})



Ryc. 5. Wyznaczanie dawki równoważnej metodą całkowitego wybielenia ED_{TB}
 Determination of the equivalent dose by total-bleach method (ED_{TB})

ceramiki, a więc materiału wypalonego w procesie produkcji, dla którego wszystkie pułapki zostały opróżnione w wyniku podgrzania. Dla osadów plejstocenijskich wybielanie optyczne jest skuteczne nie dla wszystkich, lecz dla większości pułapek elektronowych. Ich część jest nieczuła na działanie światła słonecznego i pozostaje zapełniona nawet po długiej insolacji. Poziom termoluminescencji, jaki odpowiada świeceniu materiału po długim wybielaniu optycznym, nazywany jest termoluminescencją resztową. Ze względu na występowanie termoluminescencji resztowej wyniki otrzymywane metodą addytywną mogą być zawyżone w stosunku do wieku oczekiwanego. Jest to o tyle istotne, że akumulacja termoluminescencji w obecnie badanym złożu w chwili depozycji rozpoczęła się właśnie od poziomu resztowego, a nie od poziomu zerowego. Wielkość tego zawyżenia jest tym większa, im osad jest młodszy i może wahać się w granicach od kilku do kilkudziesięciu procent (Bluszcz 1987; Fedorowicz i Olszak 1988; Pazdur i Bluszcz 1987a, 1987b; Prószyńska-Bordas i in. 1987; Przegiętka 1999; Wintle 1987). Aby obecność termoluminescencji resztowej została uwzględniona przy wyznaczaniu dawki równoważnej w datowaniu osadów mineralnych, praktyczne zastosowanie znalazła modyfikacja metody addytywnej – metoda całkowitego wybielania (Singhvi i in. 1982).

Metoda całkowitego wybielania (TB) opiera się na stwierdzeniu, że termoluminescencja osadu NTL jest sumą termoluminescencji nabytej od chwili jego przykrycia TL_d oraz termoluminescencji resztowej (TL_0), której nie można wybielić przez insolację.

$$NTL = TL_d + TL_0 \quad (8)$$

Wartość TL_0 wyznacza się poprzez poddanie ziaren mineralnych naświetlaniu światłem sztucznym, przez około 12 godzin (ryc. 6). „Krzywa wybielania” osiąga wartość asymptotyczną, co wskazuje, że termoluminescencja nie może być wybielona poza wartość rezydualną (ryc. 7). Wartość TL_0 można zapisać jako:

$$TL_0 = R * NTL \quad (9)$$

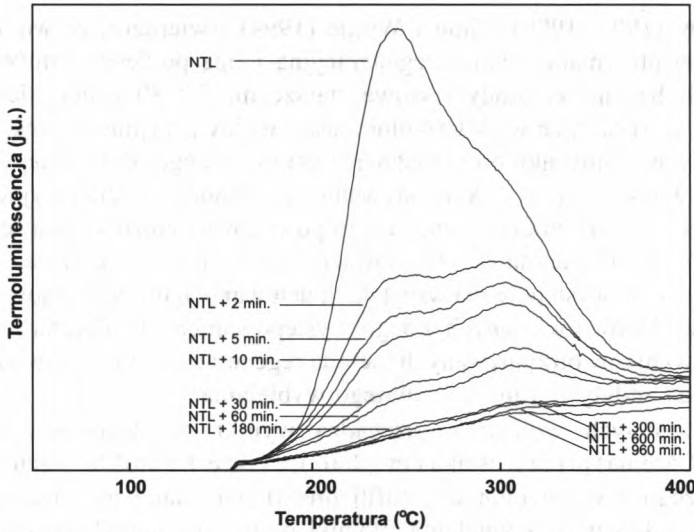
gdzie: R – opisuje zanik sygnału NTL w wyniku naświetlania ziaren mineralnych światłem sztucznym imitującym światło słoneczne.

Ponieważ termoluminescencja zależy od dawki promieniowania jonizującego jaką została napromieniona próbka, wzór (8) po uwzględnieniu zależności (9) można zapisać w postaci:

$$D(TL_d) = (1 - R) D(NTL) \quad (10)$$

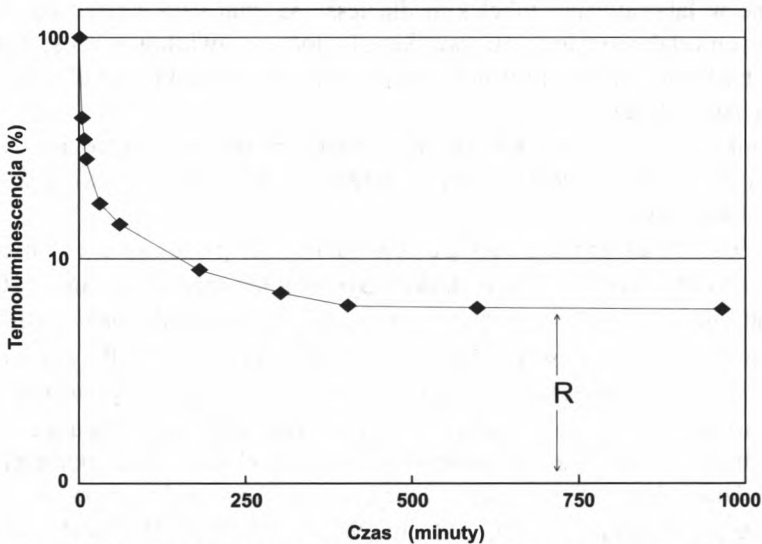
gdzie: $D(NTL)$ – dawka promieniowania jonizującego wywołująca naturalną termoluminescencję NTL, wielkość tę wyznacza się metodą addytywną i oznacza ED_{add} , $D(TL_d)$ – dawka promieniowania jonizującego wywołująca termoluminescencję TL_d , wyznaczenie wartości tej wielkości jest wynikiem zastosowania metody całkowitego wybielania i oznacza się ED_{TB} .

A zatem przy wyborze metody wyznaczania dawki równoważnej ED dla osadów istnieje praktycznie możliwość wyboru pomiędzy dwiema technikami: regeneracyjną i całkowitego wybielania. Berger i in. (1992), Frechen (1992, 1999b),



Ryc. 6. Efekt redukcji termoluminescencji w próbce Lub-4325 pod wpływem światła imitującego światło słoneczne, NTL – termoluminescencja naturalna, NTL + i min. – termoluminescencja po wybieleniu optycznym (i – czas w minutach)

Effect of unstable thermoluminescence reduction in the sample Lub-4325 after the exposure to light simulating sunlight, NTL – natural thermoluminescence, NTL + i – thermoluminescence after optical bleaching (i – time in minutes)



Ryc. 7. Efekt redukcji termoluminescencji w próbce Lub-4325 pod wpływem światła imitującego światło słoneczne – krzywa wybielenia, R – opisuje zanik sygnału NTL w wyniku naświetlania ziaren mineralnych światłem sztucznym imitującym światło słoneczne

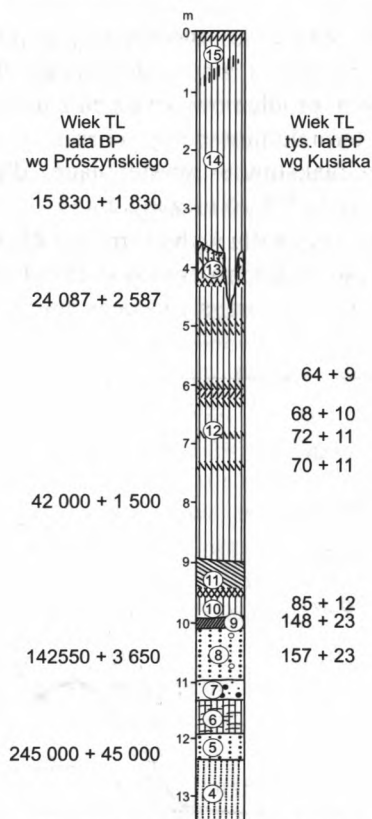
Effect of unstable thermoluminescence reduction in the sample Lub-4325 after the exposure to light simulating sunlight – bleaching curve, R – describes disappearance of NTL signal as a result of irradiation of mineral grains with artificial light simulating sunlight

Frechen i in. (1997, 1999), Zhou i Wintle (1994) stwierdzili, że wartości dawki równoważnej otrzymane metodą regeneracyjną mogą podlegać zaniżeniu, szczególnie jeżeli badane są osady lessowe starsze niż 70–80 tysięcy lat, co może pociągać za sobą fakt, że wiek termoluminescencyjny przyjmie wartości niższe od spodziewanych w stosunku do rozpoznania geologicznego. Przyczyną występowania takiego zaniżenia jest wykorzystywanie w metodzie regeneracyjnej długiego wybielania światłem sztucznym mogącego powodować zmiany czułości materiału mineralnego. Zaniżenie dawki równoważnej w wyniku wykorzystania metody regeneracyjnej nie występuje dla wszystkich datowanych próbek lessowych, jednak aby uniknąć błędów związanych z jego występowaniem, konieczna jest kontrola wszystkich wyników otrzymanywanych metodą regeneracyjną przez równoległe datowanie metodą addytywną lub całkowitego wybielania.

Do podobnych wniosków prowadzą wyniki przedstawione dla profilu Zahvzdja (Ukraina) przez Kusiaka i in. (2002), a także dla profilu Wąchock (ryc. 8). Dla pierwszego z wymienionych profili próbki były datowane metodami: regeneracyjną i całkowitego wybielania. Wyniki otrzymane metodą regeneracyjną są systematycznie niższe od wyników uzyskanych metodą całkowitego wybielania (ryc. 11). Próbki osadów z profilu w Wąchocku były datowane w laboratorium warszawskim metodą regeneracyjną (Lindner i Prószyński 1979). W 1998 roku w laboratorium lubelskim zostało wydatowanych siedem próbek lessu i piasku różnoziarnistego (wyniki tych analiz dotychczas nie były publikowane). Daty TL otrzymane w laboratorium lubelskim dla lessu są znacząco starsze od wcześniej otrzymanych w laboratorium warszawskim. Podobna prawidłowość została zaobserwowana także dla innych profili lessowych np. dla stanowiska Polanów Sambożeczki (Kusiak 2006).

Wyniki otrzymanywane z wykorzystaniem metody regeneracyjnej z reguły prowadzą do innych wniosków natury stratygraficznej niż wyniki otrzymanywane metodą całkowitego wybielania.

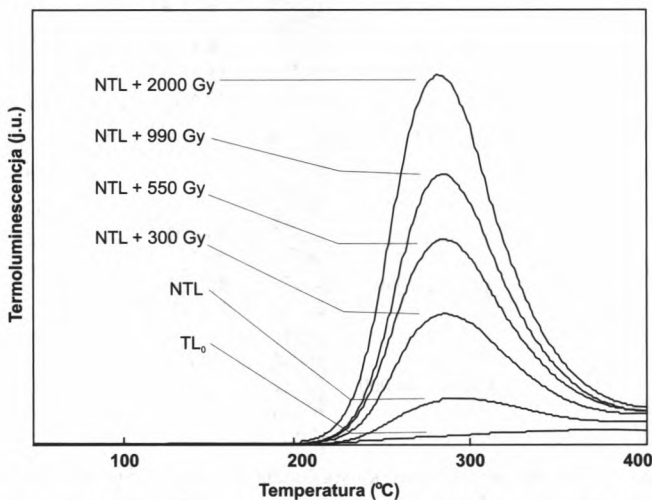
Wybór frakcji i przygotowanie do pomiaru termoluminescencji. W lessach dominuje frakcja pyłu według różnych autorów: 10–50 μm lub 20–60 μm stanowiąca 40–70% całości osadu (Maruszczak 1985; Trofimov i in. 2001) lub 2–63 μm stanowiąca 50–80% osadu (Wintle 1987). Przy wyznaczaniu dawki równoważnej obecnie wykorzystuje się trzy zasadnicze przedziały frakcji: drobnoziarnistą (4–11 μm), gruboziarnistą (> 100 μm), średnioziarnistą – obejmującą zakres wielkości ziaren pomiędzy frakcją drobno- i gruboziarnistą (Aitken 1998). W latach 70. i 80. XX wieku frakcję drobnoziarnistą kojarzono z wielkością ziaren 1–9 μm (Fleming 1979), 2–8 μm (Wintle 1987), 2–10 μm (Berger 1988). Jednak w latach 90. XX wieku przesunięto ten przedział w stronę wyższych wartości, aby wyeliminować minerały ilaste o wielkości ziaren poniżej 4 μm (Aitken 1998). Czynione były też próby wykorzystania frakcji średnioziarnistej: 50–56 μm (Butrym 1985a) oraz 8–11 μm , 11–30 μm , 30–50 μm , 50–56 μm , 50–70 μm , 50–90 μm (Mycielska-Dowgiało i Prószyńska-Bordas 1989; Wintle 1987).



Ryc. 8. Sekwencja osadów i opis profilu Wąchock wg Lindnera i Madeyskiej (1980) (skrótowo) (4 – glina zwałowa z gładziami skandynawskimi i lokalnymi, brązowa ze smugami wiśniowego iłu; 5 – piasek różnoziarnisty z wkładką mułku ilastego oraz iłu; 6 – glina zboczowa; 7 – bruk gładzowo-rumoszowy z piaskiem; 8 – piasek różnoziarnisty, bezstrukturalny z pyłem i gładziami noszącymi ślady obróbki eolicznej; 9 – poziom akumulacyjny gleby kopalnej z drobnymi węgielkami drzewnymi; 10 – less żółto-brązowy w spągu piaszczysty, odwapniony; 11 – poziom akumulacyjny gleby kopalnej; 12 – less żółto-brązowy w dole wapnisty i z kongrecjami węglanowymi, wyżej odwapniony z kilkoma poziomami kopalnych gleb inicjalnych; 13 – less żółto-szary silnie skompresowany z naprzemianległymi smugami wytrąceń żelazistych oraz smugami humusowo-glejowymi, reprezentuje glebę kopalną typu tundrowego, rozcięta młodszymi klinami mrozowymi; 14 – less żółty, w dole wapnisty z drobnymi kongrecjami węglanowymi, wyżej odwapniony; 15 – gleba współczesna (brunatna, wylugowana))

Deposit sequence and description of the Wąchock profile after Lindner and Madeyska (1980) (shortened) (4 – till with small boulders of Scandinavian and local rocks, brown, with bands of cherry-coloured clay and sand inserts; 5 – variegated sand with an insert of clayey silt and clay; 6 – slope till; 7 – rubble-boulder pavement with sand; 8 – variegated sand, structureless, with silt and small boulders with traces of aeolian abrasion; 9 – accumulation horizon of palaeosol with small charcoals; 10 – yellow-brown loess, sandy in the bottom part, decalcified; 11 – accumulation horizon of palaeosol; 12 – yellow-brown loess, calcareous and with carbonate concretions in the bottom part, the upper part decalcified and with several initial palaeosols; 13 – yellow-grey loess, strongly compressed, with alternating bands of ferruginous precipitations and humus-gley streaks, represents palaeosol of tundra type cut by younger ice wedges; 14 – yellow loess, calcareous with small carbonate concretions in the bottom part, decalcified in the upper part; 15 – recent soil (leached brown))

W laboratorium lubelskim wykorzystywana jest frakcja 45–63 μm . Jest to frakcja, która należy do wielkości ziaren dominujących w osadach lessowych i można ją bez większych problemów wydzielać przy użyciu sit. W trakcie wykonywania pomiarów termoluminescencji charakteryzuje się tym, że krzywe jarzenia mają wyraźne maksimum występujące dla kolejnych pomiarów w przedziale temperatury rzędu 5°C , o niezaburzonym kształcie (gładkim obrysie – ryc. 9). Dodatkowym argumentem dla wyboru frakcji 45–63 μm jest fakt, że dla tej frakcji jako jedynej z zakresu średnich ziaren została dobrze zdefiniowana wielkość poprawki, jaka powinna być wykorzystywana przy wyznaczaniu dawki rocznej (Wintle 1987).



Ryc. 9. Krzywe jarzenia dla próbki Lub-4325: TL_0 – dla materiału mineralnego po 12 godzinach wybielania optycznego, NTL – termoluminescencja próbki naturalnej nienapromienianej, NTL + γ (gdzie $\gamma = 300 \text{ Gy}$, 550 Gy , 990 Gy i 2000 Gy) – termoluminescencja dla materiału mineralnego napromienianego dodatkowymi dawkami promieniowania jonizującego

Glow curves of the sample Lub-4325: TL_0 – residual TL of mineral material after optical bleaching for 12 hours, NTL – thermoluminescence of natural sample non-irradiated, NTL + γ (where $\gamma = 300 \text{ Gy}$, 550 Gy , 990 Gy and 2000 Gy) – thermoluminescence of natural mineral material irradiated with additional doses of ionizing radiation

Aby materiał mineralny mógł być wykorzystany w pomiarach termoluminescencji, musi być odpowiednio przygotowany, a więc oczyszczony z domieszek węglanów i związków żelaza oraz materiału organicznego poprzez trawienie, odpowiednio: 10% roztworem HCl oraz 30% roztworem H_2O_2 . Następnie jest dzielony na sześć do dziewięciu porcji. Jedna porcja pozostaje w stanie niezmiennym w celu pomiaru termoluminescencji naturalnej, jedna – dla odtworzenia poziomu termoluminescencji resztowej jest wystawiana na światło imitujące światło słoneczne lampy Osram Ultra-Vitalux 300 W przez 12 godzin. Pozostałe

próbki napromienia się w źródle ^{60}Co Isledovatel, dawkami od 100 do 2000 Gy, a w szczególnych przypadkach do 5000 Gy.

Wybór zakresu świecenia termoluminescencyjnego. Wraz ze wzrostem temperatury luminoforu opróżniane są pułapki o różnej energii aktywacji E_a (różnej głębokości w odniesieniu do pasma przewodnictwa). Uwolnione w ten sposób elektrony ulegają rekombinacji, emitując światło. Barwa świecenia termoluminescencyjnego jest charakterystyczna dla centrum rekombinacji (Aitken 1998). W latach 80. XX wieku dominującym zakresem świecenia wykorzystywanym w datowaniu termoluminescencyjnym był ultrafiolet wydzielany z całego widma świecenia termoluminescencyjnego przy użyciu filtra optycznego typu UG-11 (280–380 nm) (Berger 1988; Frechen 1992). Jednak pojawiły się informacje, które mówiły o zaniżeniu wieku TL, gdy do datowania używana jest ultrafioletowa część widma w przypadku, gdy świecenie pochodzi w dominującej części od skaleni (np. dla lessów) (Balescu i in. 1991; Berger i in. 1992; Prószyńska-Bordas 1985). Zaproponowano wówczas wykorzystanie niebieskiej części widma wydzielanej przy użyciu filtrów optycznych: BG-28 (360–510 nm) lub zestawów Corning 7–59 (320–440 nm) i BG-39 (340–610 nm) (Balescu, Lamothe 1992; Balescu i in. 1992; Berger i in. 1992). Na podstawie tych publikacji wybrany został filtr BG-28.

Eksperyment mający na celu porównanie wyników datowania TL otrzymanych z wykorzystaniem filtra ultrafioletowego UG-11 ($\text{TL}_{\text{UG-11}}$) i niebieskiego BG-28 ($\text{TL}_{\text{BG-28}}$) zostały przeprowadzone także dla lessów polskich (tab. 1). Wydatowanych zostało sześć próbek z profilu Polanów Samborzecki. Daty $\text{TL}_{\text{UG-11}}$ są systematycznie od 13% do 29%, niższe od dat wyznaczonych przy użyciu filtra niebieskiego. Różne wyniki otrzymane z wykorzystaniem różnych filtrów mogą wpływać na odmienną interpretację stratygraficzną warstw osadów, a nawet całych profili jeżeli zostałyby wykonane tylko pojedyncze datowania. Taką zależność można prześledzić szczególnie dla dwóch próbek. Dla próbki Lub-3276 wiek $\text{TL}_{\text{UG-11}}$ wskazuje na less młodszy środkowy (LMs wg nomenklatury Maruszczaka (1991)), podczas gdy wiek $\text{TL}_{\text{BG-28}}$ na less młodszy dolny (LMd). Dla próbki Lub-3279 wiek $\text{TL}_{\text{UG-11}}$ wskazuje na less młodszy dolny (LMd), podczas gdy wiek $\text{TL}_{\text{BG-28}}$ na less młodszy najniższy (LMn).

Redukcja niestabilnej termoluminescencji. W przypadku datowania lessów (osadów charakteryzujących się wysoką dawką roczną) konieczne jest przy wyznaczaniu dawki równoważnej napromienianie materiału mineralnego dużymi dawkami promieniowania jonizującego (rzędu setek lub tysięcy Gy). W takim przypadku w próbce indukowana jest niestabilna termoluminescencja, obecność której widoczna jest jako zniekształcenie krzywej jarzenia termoluminescencyjnego – występowanie maksimum krzywej jarzenia poniżej temperatury 200°C , podczas gdy naturalne maksimum krzywej przypada najczęściej na przedział temperatur $240\text{--}250^\circ\text{C}$ (ryc. 10). W celu odtworzenia krzywej jarzenia odpowiadającego kształtem krzywej „naturalnej”, konieczne jest zastosowanie czynnika,

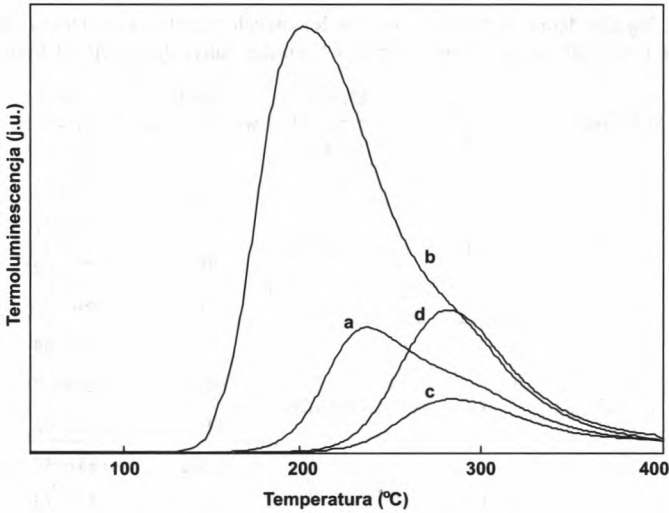
Tab. 1. Wyniki datowania próbek lessów z profilu Polanów 1 wykonanych z wykorzystaniem filtrów optycznych: UG-11 i BG-28. Dawka równoważna była wyznaczana metodą całkowitego wybielania

The results of dating of loess samples from the Polanów 1 profile obtained using the UG-11 and BG-28 optical filters. The equivalent dose was determined by total-bleach method

| Stratygrafia (Dolecki, Łanczont 1997) | Głębokość (m) | Numer laboratoryjny próbki Lub- | Filtr optyczny | Dawka równoważna ED (Gy) | Wiek TL (ka) |
|---------------------------------------|---------------|---------------------------------|----------------|--------------------------|--------------|
| Gi/LMs | 3,5 | 3274 | UG-11 | 81±13 | 25±5 |
| | | | BG-28 | 101±16 | 32±6 |
| LMs | 6,0 | 3275 | UG-11 | 102±18 | 34±7 |
| | | | BG-28 | 117±20 | 39±8 |
| Gi/LMd1 | 6,7 | 3276 | UG-11 | 112±18 | 39±7 |
| | | | BG-28 | 157±28 | 55±11 |
| LMd2 | 8,9 | 3277 | UG-11 | 156±25 | 53±10 |
| | | | BG-28 | 188±31 | 64±12 |
| LMd4 | 9,9 | 3278 | UG-11 | 194±33 | 63±12 |
| | | | BG-28 | 233±42 | 76±16 |
| LMn | 10,3 | 3279 | UG-11 | 218±35 | 74±14 |
| | | | BG-28 | 280±53 | 95±20 |

który usunie tą niestabilną termoluminescencję. W tym celu wykorzystywane jest wygrzewanie próbek przed pomiarem. Czas i temperatura wygrzewania nie są znormalizowane i każde laboratorium dobiera ten parametr indywidualnie. Przykładowe parametry wygrzewania mogą być następujące: 8 dni/75°C, 4 dni/110°C, 62 h/140°C (Berger i in. 1992); 16 h/160°C (Frechen 1992); 20 s/240°C i 60 s/270°C (Rousseau i in. 1998); 60 s/230°C lub 7 dni/70°C + 60 s/260°C (Van den Haute i in. 2003). W ostatnich latach całkowicie zarzucono „słabe” wygrzewanie w temperaturach np. 75°C czy 110°C i wykorzystuje się tylko „silne” wygrzewanie w temperaturach powyżej 150°C, które pozwala otrzymywać wyniki zgodne z interpretacją stratygraficzną (Van den Haute i in. 2003). Takie procedury pozwalają na uzyskanie krzywej jarzenia TL z maksimum z zakresu 280–300°C (w zależności od szybkości wygrzewania oraz składu mineralnego próbki maksimum krzywej może się przesuwać w przedziale około 20–30°C).

Datowanie dziewięciu próbek z profilu Zahvizdja (Ukraina) przy użyciu dwóch metod wyznaczania dawki równoważnej i dwóch procedur wygrzewania materiału mineralnego przed pomiarem (Kusiak 2002; Kusiak i in. 2002), pozwoliło stwierdzić, że procedura wygrzewania w temperaturze 105°C przez 3 godziny pozwala na otrzymanie dawki równoważnej, a tym samym wieku TL o wartościach znacznie niższych niż w przypadku wykorzystania procedury wygrzewania 160°C/3 h. Występująca zależność pomiędzy wartością dawki równoważnej a pro-



Ryc. 10. Krzywe jarzenia dla próbki Lub-4325: a – naturalnej, materiał mineralny niewygrzewany, b – napromienionej dawką 550 Gy, materiał mineralny niewygrzewany, c – naturalnej – materiał mineralny wygrzewany 3 h/160°C, d – napromienionej dawką 550 Gy – materiał mineralny wygrzewany 3 h/160°C
 Glow curves of the sample Lub-4325: a – natural non-heated mineral material, b – irradiated with dose of 550 Gy non-heated mineral material, c – natural mineral material preheated at 160°C for 3 hours, d – irradiated with dose of 550 Gy mineral material preheated at 160°C for 3 hours

cedurą wygrzewania nie dotyczy tylko metody całkowitego wybielania wyznaczenia dawki równoważnej. W analogiczny sposób wpływa na wyniki datowania TL w przypadku, gdy do wyznaczenia dawki równoważnej została wykorzystana procedura regeneracyjna. Spośród czterech procedur datowania tylko procedura łącząca metodę całkowitego wybielania i wygrzewanie w temperaturze 160°C przez 3 godziny pozwoliła na otrzymanie wskaźników wieku o wartościach zbliżonych do wieku oczekiwanego osadów, wyznaczonego w oparciu o badania paleomagnetyczne (granica Brunhes/Matuyama) (Nawrocki 2002). Wyniki datowania z wykorzystaniem pozostałych procedury były o około 50% zaniżone (tab. 2, ryc. 11).

Zjawisko anormalnego zanikania (ang. „anomalous fading”) występujące dla skaleni jest o tyle szkodliwe, że może prowadzić do zaniżenia wieku termoluminescencyjnego. Może występować w przypadku wykonania pomiarów termoluminescencji w krótkim czasie po napromienianiu. Jego obecność stwierdza się poprzez wykonanie dla tego samego materiału mineralnego pomiarów termoluminescencyjnych zaraz po napromienianiu oraz po upływie kilku tygodni lub miesięcy. Występuje wówczas wyraźne zmniejszenie wysokości krzywych jarzenia dla próbek napromienianych (Aitken 1998; Wintle 1997). Występowanie takiego zjawiska dla datowanych próbek lessów z obszaru Polski SE i Ukrainy NW nie zostało stwierdzone. Prawdopodobną przyczyną jest fakt, że proces napromieniania i wykonywania pomiarów termoluminescencji w laboratorium TL Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS jest bardzo rozciągnięty w czasie. Nie-

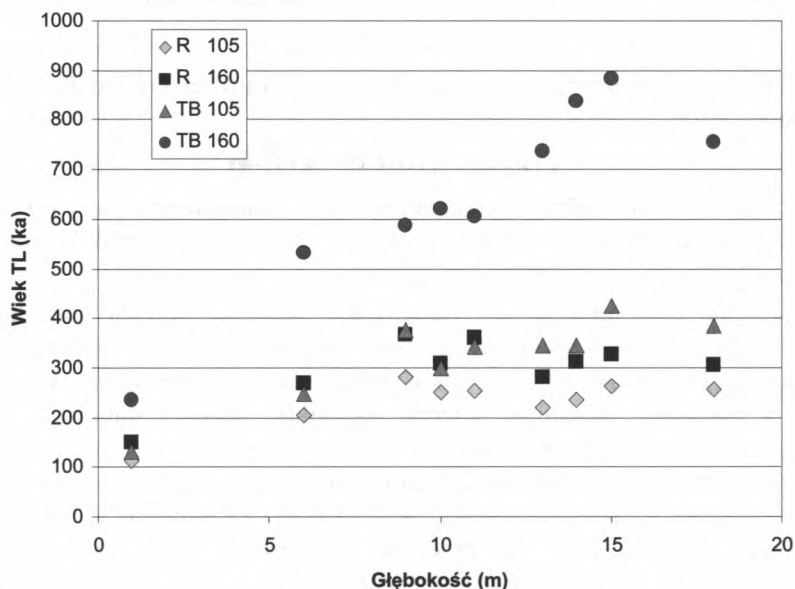
Tab. 2. Wyniki datowania próbek osadów lessowych z profilu Zahvizdja (Ukraina)
The results of dating of loess samples from the Zahvizdja profile (Ukraine)

| Nr lab. próbki Lub- | Stratygrafia ^a | Głębokość (m) | Dawka roczna DR (Gy/ka) | Metoda wyznaczenia ED | Dawka równoważna ED (Gy) | Wiek TL (ka) |
|---------------------|---------------------------|---------------|-------------------------|-----------------------|--------------------------|--------------|
| 3680 | S2 | 1,0 | 3,660±0,40 | R ₁₀₅ | 410±53 | 112±19 |
| | | | | R ₁₆₀ | 550±77 | 150±27 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 486±50 | 133±20 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 856±144 | 234±47 |
| 3681 | L5 | 6,0 | 3,448±0,26 | R ₁₀₅ | 702±84 | 204±29 |
| | | | | R ₁₆₀ | 925±130 | 268±42 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 853±92 | 247±32 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 1831±327 | 532±101 |
| 3682 | | 8,7 | 2,554±0,23 | R ₁₀₅ | 720±54 | 282±34 |
| | | | | R ₁₆₀ | 940±132 | 368±63 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 963±149 | 377±68 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 1497±269 | 586±117 |
| 3683 | S5 | 9,3 | 3,166±0,41 | R ₁₀₅ | 795±127 | 251±53 |
| | | | | R ₁₆₀ | 980±108 | 310±53 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 946±160 | 299±64 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 1969±479 | 622±174 |
| 3684 | | 10,5 | 2,918±0,36 | R ₁₀₅ | 740±96 | 253±46 |
| | | | | R ₁₆₀ | 1051±158 | 360±68 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 994±158 | 341±69 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 1762±460 | 604±174 |
| 3675 | L6 | 12,7 | 3,356±0,30 | R ₁₀₅ | 735±88 | 219±33 |
| | | | | R ₁₆₀ | 940±113 | 280±42 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 1162±213 | 346±69 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 2478±669 | 738±207 |
| 3676 | | 13,7 | 3,376±0,24 | R ₁₀₅ | 796±96 | 236±323 |
| | | | | R ₁₆₀ | 1050±221 | 311±68 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 1170±204 | 347±66 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 2833±896 | 839±277 |
| 3677 | S6 | 15,3 | 2,917±0,35 | R ₁₀₅ | 770±108 | 264±48 |
| | | | | R ₁₆₀ | 950±105 | 326±52 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 1261±450 | 426±162 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 2577±1126 | 883±398 |

| | | | | | | |
|------|----------|------|------------|-------------------|----------|---------|
| 3678 | S7 (B/M) | 18,3 | 3,166±0,38 | R ₁₀₅ | 815±245 | 257±82 |
| | | | | R ₁₆₀ | 970±204 | 306±73 |
| | | | | TB ₁₀₅ | 1216±353 | 384±119 |
| | | | | TB ₁₆₀ | 2386±916 | 754±301 |

TB₁₀₅ i TB₁₆₀ – odpowiednio, dawki równoważne wyznaczone metodą całkowitego wybielania przy wyborze procedury wygrzewania: 105°C/3 h i 160°C/3 h. R₁₀₅ i R₁₆₀ – odpowiednio, dawki równoważne wyznaczone metodą regeneracyjną przy wyborze procedury wygrzewania: 105°C/3 h i 160°C/3 h. ^aStratygrafia lessu i gleb kopalnych wg Łanczont i Boguckiego (2002) (Si, gdzie i = 2, 5, 6, 7 – poziomy gleb kopalnych rangi interglacialnej; Li, gdzie i = 5, 6 – poziomy lessu; B/M – granica paleomagnetyczna Brunhes/Matuyama)

TB₁₀₅ and TB₁₆₀ – equivalent doses determined by total-bleach method with preheating procedure 105°C/3h and 160°C/3h, respectively. R₁₀₅ and R₁₆₀ – equivalent doses determined by regeneration method with preheating procedure 105°C/3h and 160°C/3h, respectively. ^aStratigraphy of loess and palaeosols after Łanczont and Boguckij (2002) (Si, where i = 2, 5, 6, 7 – palaeosols layers of interglacial rank; Li, where i = 5, 6 – loess layers; B/M – Brunhes/Matuyama palaeomagnetic boundary)



Ryc. 11. Wyniki datowania TL próbek osadów lessowych z profilu Zahvizdja (Ukraina) wykonanych z wykorzystaniem metod: regeneracyjnej (R) i całkowitego wybielania (TB) oraz wstępnym wygrzewaniem w temperaturze 105°C i 160°C

The results of TL dating of loess samples from the Zahvizdja profile (Ukraine) obtained by the following methods: regeneration (R) and total-bleach (TB), with preheating at 105°C and 160°C

zbędne napromieniania są wykonywane w Instytucie Chemii i Techniki Jądrowej w Warszawie, a przerwa pomiędzy napromienianiem i pomiarem termoluminescencji trwa co najmniej miesiąc.

Test plateau. Dawkę równoważną ED wyznacza się, opierając się na odczytanych wartościach sumy światła termoluminescencyjnego z wykresu $TL = f(T)$, (TL – suma światła termoluminescencyjnego, T – temperatura grzejnika). Pomimo tego, że metoda termoluminescencyjna stosowana jest od ponad 40 lat w archeologii i od około 30 lat w chronostratygrafii osadów czwartorzędowych, nadal istnieją różne stanowiska dotyczące sposobu odczytu tej wartości. Ten problem był rozważany w artykułach poświęconych datowaniu lessów sprzed kilkunastu lat (np. Berger i in. 1992; Frechen 1992), występuje także w najnowszych opracowaniach (np. Bluszcz 2000; Przegiętka 1999; Van den Haute i in. 2003). Podstawowym kryterium wyboru zakresu świecenia termoluminescencyjnego przy wyznaczaniu dawki równoważnej ED powinny być wyniki „testu plateau”. Wykonanie „testu plateau” ma na celu sprawdzenie stabilności pułapek dla naturalnego i napromienionego materiału mineralnego. Polega na zestawieniu na jednym wykresie $TL = f(T)$ krzywej naturalnej (NTL) i krzywej otrzymanej dla materiału napromienionego ($NTL+\gamma$), następnie podzielenie całego zakresu temperatury na wąskie przedziały (np. o szerokości 1°C) i dla każdego przedziału ustalenie ilorazu:

$$P_T = NTL / NTL+\gamma \quad (11)$$

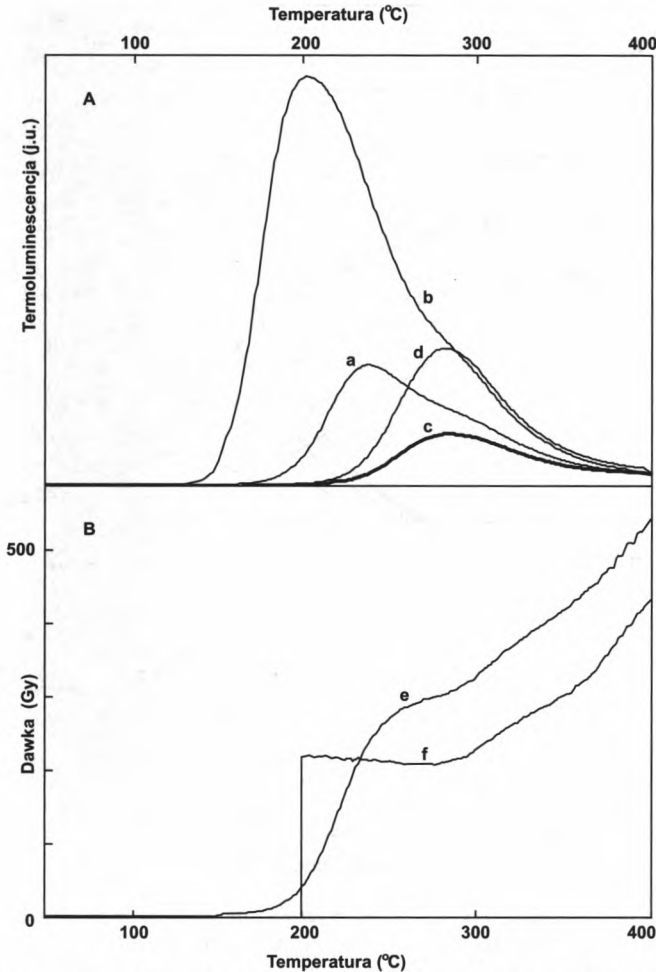
jako wielkości bezwymiarowej opisującej zmiany wartości ilorazu P_T w funkcji temperatury lub

$$ED(P_T) = D \times (NTL / NTL+\gamma) \quad (12)$$

wielkości dawki równoważnej wyrażonej w Gy w funkcji temperatury (D oznacza wielkość dawki promieniowania, jaką została napromieniowana próbka, dla której otrzymano krzywą jarzenia $NTL+\gamma$) (ryc. 12).

Znaczenie testu plateau jest następujące. Krzywa jarzenia termoluminescencyjnego powstaje w wyniku uwolnienia elektronów z pułapek o różnej energii aktywacji E_a . Dla krzywej NTL płytkie pułapki zostały opróżnione w naturalny sposób, a pozostały wypełnione przede wszystkim pułapki stabilne o dużych energiach aktywacji. Dla próbek napromienionych w laboratorium w czasie pomiaru termoluminescencji uwalniane są elektrony nie tylko z pułapek stabilnych, ale również z pułapek o małej stabilności. Dlatego iloraz P_T lub $ED(P_T)$ tylko w pewnym, różnym dla różnych próbek przedziale temperatur, przyjmuje stałą wartość. Gdy wartość $P_T = \text{const.}$ lub $ED(P_T) = \text{const.}$ oznacza to, że dla krzywej NTL i $NTL+\gamma$, opróżnione były pułapki o podobnej stabilności. Tak więc do wyznaczania dawki równoważnej powinny być wykorzystywane wartości odczytane z krzywych jarzenia odpowiadające obszarowi pod krzywą (ryc. 13 B i 13 A b) (Bluszcz 2000; Berger i in. 1992; Chruścińska i Oczkowski 1994; Przegiętka 1999; Van den Haute i in. 2003). Jak pokazuje przykład (ryc. 12 B krzywa e), nie dla wszystkich próbek możliwe jest otrzymanie wartości plateau. W przypadku braku plateau nie można wyznaczyć dawki równoważnej i tym samym wieku TL.

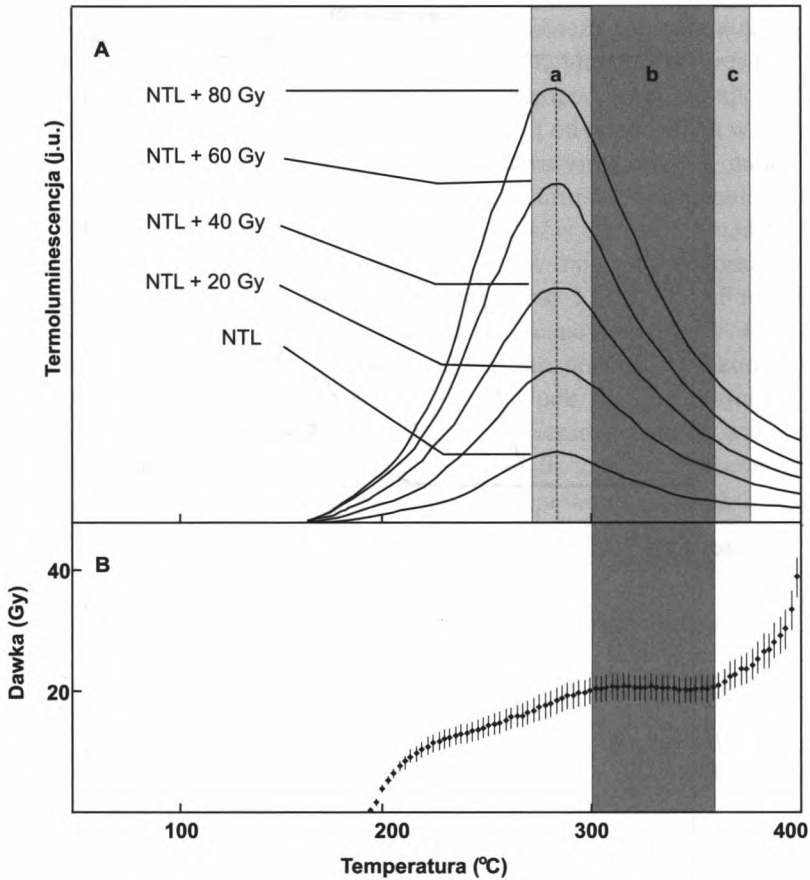
Jednak Frechen (1992) stwierdził, że wyznaczanie dawki równoważnej na podstawie wyników „testu plateau” dla większej ilości próbek pobranych z dobrze



Ryc. 12. Wyniki testu plateau (B) dla próbki Lub-4325 wykonanego na podstawie krzywych jarzenia (A), dla materiału mineralnego niewygrzewanego (e)* i wygrzewanego (f)* (* – obliczone w oparciu o wzór 12)

The results of plateau test (B) for the sample Lub-4325, carried out on the basis of glow curves (A) for non-heated (e)* and preheated (f)* mineral material (* – calculated using the formula 12)

zdefiniowanych stratygraficznie, jednolitych pod względem wieku osadów może powodować błędne określenie ED odbiegające od rzeczywistej wartości nawet o $\pm 100\%$, a to może prowadzić do bardzo dużych błędów przy określaniu wieku TL. Zdaniem Frechena nie obserwuje się takiego zjawiska, jeżeli używa się dla wszystkich próbek tego samego obszaru pod krzywą z zakresu temperatur 300–400°C, w obrębie którego występuje zarówno maksimum krzywej, jak również często obszar plateau (Boenigk i Frechen 2001; Frechen 1992, 1999a, 1999b; Frechen i in. 1997, 1999, 2001).



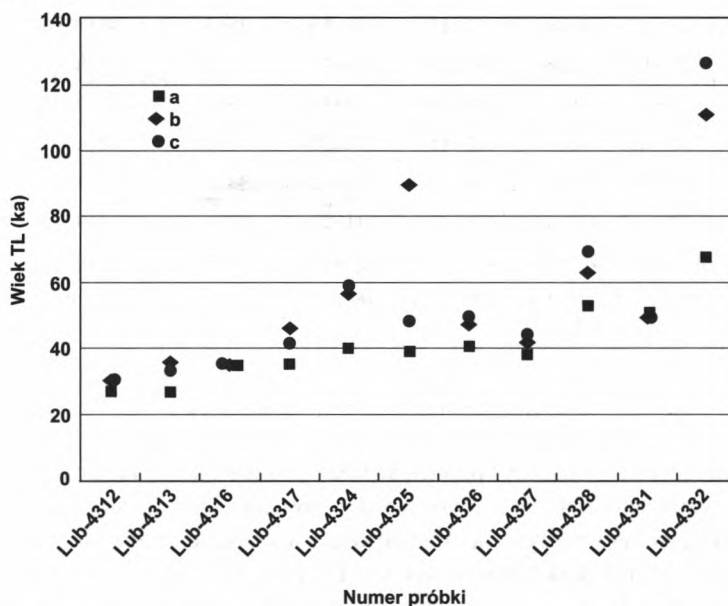
Ryc. 13. A – krzywe jarzenia: NTL i NTL+ γ . Wyznaczanie sumy światła TL jako: a – wysokość krzywych jarzenia w ich maksimum, b – obszar pod krzywymi jarzenia odpowiadający obszarowi wyznaczonemu na podstawie wyników testu plateau, c – obszar pod krzywymi jarzenia z zakresu temperatur 280–380°C. B – wyniki testu plateau dla próbki Lub-4360

A – glow curves: NTL and NTL+ γ . Light sum read as: a – the maximum heights of glow curves, b – the area below glow curves corresponding to the area determined from the results of plateau test, c – the area below glow curves in the temperature range of 280–380°C. B – the results of plateau test for the sample Lub-4360

Z powodu istniejących, opisanych powyżej, rozbieżności dla próbek z profili: Polanów 1, Polanów 2, Wąchock i Zahvizdja, został przyjęty odbiegający od wyżej opisanych sposób odczytu wartości sumy światła termoluminescencyjnego niezbędny do wyznaczania dawki równoważnej. Butrym (1985a) zaproponował odczyt sumy światła jako wysokości krzywej jarzenia w najwyższym jej punkcie i taki sposób odczytu został przyjęty w laboratorium lubelskim po roku 1993 (ryc. 13a).

W celu weryfikacji procedur datowania TL z wykorzystaniem różnych sposobów odczytu sumy światła TL (wysokość krzywej w jej najwyższym punkcie,

obszar 280–380°C* i obszar pod krzywą wyznaczonego przez wyniki „testu plateau”), wykonane zostało datowanie 11 próbek lessowych z profilu Polanów Samborzecki, pobranych z warstw osadów korelowanych ze środkowym i dolnym plenivistulianem (tab. 3 i ryc. 14). Stwierdzono, że wyniki otrzymane na podstawie wartości natężenia termoluminescencji z obszaru 280–380°C i obszaru pod krzywą wyznaczonego przez wyniki „testu plateau” są systematycznie wyższe o 10–90% od wartości otrzymanych z wykorzystaniem wysokości krzywej w najwyższym jej punkcie. Szczególnie duże rozbieżności występują dla trzech próbek: Lub-4324, Lub-4325 i Lub-4332 i dla tych próbek daty TL otrzymane „z wykorzystaniem” obszaru 280–380°C i obszaru „plateau” są wyraźnie postarzone w stosunku do wieku oczekiwanego. Najbardziej konsekwentne wyniki zostały otrzymane przy wykorzystaniu odczytu natężenia termoluminescencji w punkcie maksimum krzywej jarzenia i tylko dla tych datowań obserwuje się systematyczny wzrost wieku TL wraz z głębokością.



Ryc. 14. Wyniki wyznaczania dawki równoważnej na podstawie sumy światła TL określonej jako: a – wysokość krzywych jarzenia w ich maksimum, b – obszar pod krzywymi jarzenia z zakresu temperatur 280–380°C, c – obszar pod krzywymi jarzenia odpowiadający obszarowi wyznaczonemu na podstawie wyników testu plateau

The results of equivalent dose determination based on TL light sum read as: a – the maximum heights of glow curves, b – the area below glow curves in the temperature range of 280–380°C, c – the area below glow curves corresponding to the area determined from the results of plateau test

* Obszar ten w odniesieniu do używanego przez Frechena (1992, 1999a) jest przesunięty w stronę niższych temperatur, ponieważ dla wykonywanych pomiarów maksimum krzywej jarzenia wystąpiło w temperaturze 280–300°C, nie jak u Frechena (1992, 1999a) w temp. 300–320°C.

Tab. 3. Wyniki wyznaczania dawki rocznej (DR), dawki równoważnej (ED) i wieku TL dla profilu Polanów 2. ED i wiek TL wyznaczono z wykorzystaniem: T_{max} – sumy światła TL określonej dla maksymalnej wysokości krzywych jarzenia, $T_{280-380^{\circ}C}$ – sumy światła TL określonej jako obszar pod krzywymi jarzenia wyznaczony przez zakres temperatur 280–380°C, $T_{plateau}$ – sumy światła TL określonej jako obszar pod krzywymi jarzenia wyznaczony przez wyniki testu plateau

The results of determination of dose rate (DR), equivalent dose (ED) and TL age for the Polanów 2 profile. T_{max} – calculated using the TL light sum read for the maximum heights of glow curves, $T_{280-380^{\circ}C}$ – calculated using the TL light sum defined as the area below glow curves in the temperature range of 280–380°C, $T_{plateau}$ – calculated using the TL light sum defined as the area below glow curves determined from the results of plateau test

| Nr lab. próbki Lub- | DR (Gy/ka) | EDT _{max} (Gy) | EDT _{280-380°C} (Gy) | EDT _{plateau} (Gy) | Wiek TL T _{max} (ka) | Wiek TL T _{280-380°C} (ka) | Wiek TL T _{plateau} (ka) |
|---------------------|------------|-------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| 4312 | 3,41±0,31 | 92±5 | 102±7 | 104±7 | 27±3 | 30±3 | 30±3 |
| 4313 | 3,21±0,29 | 88±5 | 116±10 | 110±10 | 27±3 | 36±4 | 34±4 |
| 4316 | 3,31±0,33 | 115±8 | 116±10 | 121±9 | 35±4 | 35±5 | 37±4 |
| 4317 | 3,28±0,33 | 115±9 | 152±19 | 136±19 | 35±5 | 46±7 | 42±7 |
| 4324 | 3,17±0,29 | 126±8 | 182±19 | 188±18 | 40±4 | 57±8 | 59±8 |
| 4325 | 3,33±0,33 | 130±8 | 301±78 | 164±15 | 39±5 | 90±25 | 49±6 |
| 4326 | 3,45±0,28 | 140±9 | 161±15 | 174±18 | 41±4 | 47±6 | 50±7 |
| 4327 | 3,32±0,3 | 125±6 | 138±10 | 146±10 | 38±4 | 42±5 | 44±5 |
| 4328 | 3,00±0,32 | 157±10 | 188±17 | 211±20 | 53±6 | 63±9 | 70±10 |
| 4331 | 3,05±0,34 | 154±13 | 143±22 | 156±21 | 50±7 | 47±9 | 51±9 |
| 4332 | 2,89±0,29 | 194±16 | 321±49 | 366±67 | 67±9 | 111±20 | 127±27 |

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W opracowaniu zostały przedstawione możliwości zastosowania różnych procedur wyznaczania dawki równoważnej. Sposób wyznaczania dawki równoważnej ma decydujący wpływ na otrzymywaną wartość tej wielkości, a tym samym na ostateczną postać wskaźników wieku TL (dat TL). Uzyskiwane w Lublinie wyniki datowania TL są wyraźnie starsze od dat TL otrzymywanych w latach 80. XX wieku w laboratorium warszawskim. Wynika to z zastosowania w obu wymienionych laboratoriach różnych procedur wyznaczania dawki równoważnej, w Warszawie procedury regeneracyjnej (odtworzeniowej), w Lublinie procedury całkowitego wybielania uzupełnionej o wygrzewanie próbek mineralnych przed pomiarem termoluminescencji. Metoda datowania termoluminescencyjnego wykorzystywana w laboratorium TL Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie w sposób wiarygodny dokumentuje zapis epizodów klimatycznych zarejestrowanych w profilach lessowych dla osadów korelowanych z ostatnim zlodowaczeniem, ale także dla osadów starszych. Może zatem być wykorzystywana w badaniach stanowisk lessowych.

LITERATURA

- Adamiec G., Aitken M. J., 1998: Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16, 2: 37–50.
- Aitken M. J., 1998: *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press.
- Balescu S., Packman S. C., Wintle A. G., 1991: Chronological separation of interglacial raised beaches from Northwestern Europe using thermoluminescence. *Quaternary Research*, 35, 91–102.
- Balescu S., Lamothe M., 1992: The blue emission of K-feldspar coarse grains and its potential for overcoming TL age underestimation. *Quaternary Science Reviews*, 11: 45–51.
- Balescu S., Packman S. C., Wintle A. G., Grün R., 1992: Thermoluminescence dating of the Middle Pleistocene raised beach of Sangatte (Northern France). *Quaternary Research*, 37: 390–396.
- Berger G. W., 1988: Dating Quaternary events by luminescence. *Geological Society of America, Special Paper*, 227: 13–50.
- Berger G. W., Pillans B. J., Palmer A. S., 1992: Dating loess up to 800 ka by thermoluminescence. *Geology*, 20: 403–406.
- Bluszcz A., 1985a: Dating technique in the Gliwice thermoluminescence laboratory. [w:] H. Maruszczak (red.) *Guide-book of the International Symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses, Lublin, 6th–10th September 1985: 97–99*.
- Bluszcz A., 1985b: Stanowisko pomiarowe i metodyka pomiarów w laboratorium TL w Gliwicach. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Mat.-Fiz.*, z. 46: 147–157.
- Bluszcz A., 1987: Sprawozdanie z datowania termoluminescencyjnego próbek lessu z Odonowa. *Sprawozdania z badań naukowych KBN*, 7: 8–9.
- Bluszcz A., 2000: Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Mat. Fiz.*, z. 86, *Geochronometria*, 17.
- Bluszcz A., Pazdur M. F., 1985: O wieku piasków z Fromborka. Przyczynek do dyskusji nad przydatnością metody TL w chronostratygrafii czwartorzędu. *Przegląd Geologiczny*, 8, 435–439.
- Bluszcz A., Kozarski S., Nowaczyk B., 1994: Termoluminescencyjne datowania vistuliańskich pokryw lessowych Pomorza Zachodniego. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Mat.-Fiz.*, z. 71, 225–251.
- Boenigk W., Frechen M., 2001: The loess record in sections at Koblenz-Metternich and Tönchesberg in the Middle Rhine Area. *Quaternary International*, 76/77: 201–209.
- Brumby S., 1992: Regression analysis of ESR/TL dose-response data. *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 20: 595–599.
- Buraczyński J., 1995: Profil lessowy Samborzec na Wyżynie Sandomierskiej (The Pleistocene sediments at Samborzec near Sandomierz). [w:] *Konferencja „Problemy Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu”*, Lublin, 10–11 kwietnia 1995: 21–22.
- Butrym J., 1985a: Application of the thermoluminescence method to dating of loesses and loesslike formations. [w:] H. Maruszczak (red.) *Guide-book of the International Symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses, Lublin, 6th–10th September 1985: 81–90*.
- Butrym J., 1985b: Oznaczanie wieku termoluminescencyjnego osadów czwartorzędowych w laboratorium TL Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Mat.-Fiz.*, z. 46: 137–145.
- Butrym J., 1987: Wiek TL lessów z profilu w Odonowie koło Kazimierzy Wielkiej. *Sprawozdania z badań naukowych KBN*, 7: 10–15.
- Chruścińska A., Oczkowski H. L., 1994: Datowanie metodą termoluminescencyjną. *Postępy Fizyki*, 45, 6: 573–588.
- Fedorowicz S., Olszak I. J., 1985: TL studies of Quaternary sediments at the University of Gdańsk. *Ancient TL*, 3: 10–14.

- Fedorowicz S., Olszak I. J., 1988: Wartości dawki rocznej i geologicznej w zależności od frakcji i metody pomiaru oraz wpływ tych czynników na otrzymany wiek osadu w profilu Maliniec koło Konina. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 39, *Geografia Fizyczna*: 6–23.
- Fleming S., 1979: *Thermoluminescence Techniques in Archaeology*. Clarendon Press, Oxford.
- Frechen M., 1992: Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.). *Quaternary Science Reviews*, 11: 93–101.
- Frechen M., 1999a: Luminescence dating of loessic sediments from the Loess plateau, China. *Geologische Rundschau*, 87: 675–684.
- Frechen M., 1999b: Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. *Quaternary Geochronology*, 18: 243–269.
- Frechen M., Horváth E., Gábris G., 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. *Quaternary Research*, 48: 291–312.
- Frechen M., Zander A., Cilek V., Ložek V., 1999: Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews*, 18: 1467–1493.
- Frechen M., Van Vliet-Lanoë B., Van den Haute P., 2001: The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 173: 175–195.
- Frechen M., Oches E. A., Kohfeld K. E., 2003: Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1835–1857.
- Grün R., 1994: Fit-Sim. Computer Program, QDRC, Canberra.
- Grygiereczyk S., Waga J. M., 1993: Plejstocenyjskie osady w Samborcu koło Sandomierza (The Pleistocene sediments in Samborzec near Sandomierz). *Geographia. Studia et Dissertationes*, 18, UŚ: 49–62.
- Konecka-Betley K., 1996: Polanów Samborzecki: gleby kopalne odsłonięcia lessowego (Polanów Samborzecki: paleosoils in loess exposure). [w:] Konferencja „Metody badań paleopedologii i wykorzystanie gleb kopalnych w paleogeografii”, Łódź, 26–28 czerwca 1996: 65–66.
- Kusiak J., 2002: Problem wyboru procedury pomiarowej w analizie termoluminescencyjnej na przykładzie datowania profilu Zahvizdja. [w:] T. Madeyska (red.) *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*, *Studia Geologica Polonica*, 119: 193–197.
- Kusiak J., 2006: *Lessy górnoplejstocenyjskie Polski południowo-wschodniej i Ukrainy północno-zachodniej w świetle datowań termoluminescencyjnych*. Praca doktorska, UMCS, Lublin.
- Kusiak J., 2007: TL dating of the Vistulian loess in the Sandomierz Upland (Poland). Book of abstracts 8th International Conference “Methods of absolute chronology”, 25–27th April, Gliwice: 89.
- Kusiak J., Łanczont M., Boguckij A., Wojtanowicz J., 2002: Divergence in the TL dating resulting from different methods of equivalent dose determination. *Geochronometria*, 21: 27–32.
- Kusiak J., Łanczont M., Wilgat M., 2002: TL ages of loesses from the last two glacials in SE Poland. *Geochronometria*, 27: 33–40.
- Linder L., Madeyska T., 1980: Profil lessów w Wąchocku nad Kamienną i próba jego korelacji ze stanowiskiem na Zwierzyncu w Krakowie. [w:] H. Maruszak (red.) *Przewodnik Seminarium Terenowego „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstoceny w Polsce SE”*, Lublin 23–29 IX 1980: 55–58.
- Lindner L., Prószynski M., 1979: Geochronology of the pleistocene deposits exposed at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 29, 1: 121–131.
- Łanczont M., Boguckij A., 2002: Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego. [w:] T. Madeyska (red.) *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*, *Studia Geologica Polonica*, 119: 33–181.

- Maruszczak H., 1985: Main genetic features and relief of loess covers in southern Poland. [w:] H. Maruszczak (red.) Guide-book of the International Symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses, Lublin, 6th–10th September 1985: 9–37.
- Maruszczak H., 1986: Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Annales UMCS*, 41, 2: 15–54.
- Maruszczak H., 1991: Ogólna charakterystyka lessów w Polsce (General features of the loesses in Poland). [w:] H. Maruszczak (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce (Main sections of loesses in Poland), Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Mejdahl V., 1985: Thermoluminescence dating based on feldspars. *Nuclear Tracks*, 10: 711–715.
- Mejdahl V., 1986: Thermoluminescence dating of sediments. *Radiation Protection Dosimetry*, 17: 219–227.
- Mejdahl V., Wintle A. G., 1984: Thermoluminescence applied to age determination in archeology and geology. [w:] Y. S. Horowitz (red.) Thermoluminescence and thermoluminescent dosimetry, Boca Raton, CRC Press, 3: 133–190.
- Mycielska-Dowgiąłło E., Prószyńska-Bordas H., 1989: Datowanie metodą TL osadów różnej genezy – studium metodyczne. *Sprawozdania z Badań Naukowych KBCZ KBN*, 8: 8–18.
- Nawrocki J., 2002: Paleomagnetyzm sekwencji lessowo-glebowych z odłoneń Zahvizdja i Yezupil. [w:] T. Madeyska (red.) Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina), *Studia Geologica Polonica*, 119: 17–26.
- Pazdur M. F., Bluszcz A., 1987a: Wykorzystanie chronometrii termoluminescencyjnej w chronostratygrafii czwartorzędu. Część I. *Przegląd Geologiczny*, 35, 11: 566–570.
- Pazdur M. F., Bluszcz A., 1987b: Wykorzystanie chronometrii termoluminescencyjnej w chronostratygrafii czwartorzędu. Część II. *Przegląd Geologiczny*, 35, 12: 624–628.
- Prescott J. R., Hutton J. T., 1988: Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *Nuclear Tracks*, 14: 223–227.
- Prószyńska-Bordas H., 1985: Thermoluminescence dating in loess research. [w:] H. Maruszczak (red.) Guide-book of the International Symposium "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses, Lublin, 6th–10th September 1985: 91–96.
- Prószyńska-Bordas H., Prószyński M., 1983: Termoluminescencyjne datowanie anomalii magnetycznych występujących w profilach lessowych południowej Polski. *Komitet Badań Czwartorzędu PAN*, 5: 105–113.
- Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószyńska W., Prószyński M., 1987: Termoluminescencyjne wskaźniki wieku lessów i gleb kopalnych z przekroju w Odonowie (metoda i wyniki laboratorium warszawskiego). *Sprawozdania z badań naukowych KBN*, 7: 16–29.
- Prószyński M., 1981: Metoda oznaczania wieku geologicznego poszczególnych warstw gruntu. *Komitet Badań Czwartorzędu PAN*, 4: 73–97.
- Przebietka K., 1999: Naturalna termoluminescencja. Praca doktorska, UMK; Toruń.
- Rousseau D. D., Zöller L., Valet J. P., 1998: Late Pleistocene climatic variations at Achenheim, France, based on a magnetic susceptibility and TL chronology of loess. *Quaternary Research*, 49: 255–263.
- Singhvi A. K., Sharma Y. P., Agrawal D. P., 1982: Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature*, 295: 313–315.
- Singhvi A. K., Mejdahl V., 1985: Thermoluminescence dating of sediments. *Nuclear Tracks*, 10: 137–161.
- Staska-Prószyńska W., Prószyński M., 1985: Termoluminescencyjne wskaźniki wieku osadów geologicznych – spostrzeżenia z lat 1973–1983. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Mat.-Fiz.*, z. 46: 125–135.
- Stoebe T. G., Morgan M. D., 1984: Models of TL trapping and recombination centers. [w:] Y. S. Horowitz (red.) Thermoluminescence and Thermoluminescent Dosimetry. CRC Press: 20–44.

- Trofimow V. T., Kabyrow E. V., Minerwin A. V., 2001: Obszczeplanietaryje zakonomiernosti rozprostronienia lossowych porod. [w:] V. T. Trofimow (red.) Lossowyj pokrow Ziemi i jego swojstwa (Loess mantle of the Earth and its properties). Izdatielstwo Moskowskogo Uniwersiteta: 10–14.
- Van den Haute P., Frechen M., Buylaert J.P., Vandenberghe D., De Corte F., 2003: The Last Interglacial palaeosol in the Belgian loess belt TL age record. *Quaternary Science Reviews*, 22: 985–990.
- Wintle A. G., 1987: Thermoluminescence dating of loess. *Catena Supplement*, 9: 103–115.
- Wintle A. G., 1997: Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements*, 27, 5/6: 769–817.
- Wintle A. G., Huntley D. J., 1982: Thermoluminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 1: 31–53.
- Zhou L. P., Wintle A. G., 1994: Sensitivity change of thermoluminescence signals after laboratory optical bleaching: experiments with loess fine grains. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13: 457–463.

SUMMARY

Loess profiles contain a complex but usually incomplete sequence of deposits. In order to chronologically organize deposit layers accessible in different exposures it is necessary to use absolute dating methods. The ^{14}C , TL and OSL methods are widely used for dating of the Upper Pleistocene deposits whereas to older Pleistocene deposits only luminescence methods are applied. Some attempts are made to use the OSL method for dating of the deposits older than the Upper Pleistocene. However, the OSL ages seem to be consistently lower than the TL ages, and also considerably underestimated with reference to stratigraphic interpretation. This fact indicates that the TL method should be used above all.

The possibility of TL dating of loesses is connected with their aeolian origin. The obtained TL age should correspond to geological time when mineral grains constituting deposit were exposed to sunlight before deposition. Such exactly condition is met in case of loess deposits.

There are many variants of thermoluminescence method because different measuring procedures can be used. Depending on the used procedure, the TL ages obtained for the same sample can be considerably different. The manner of equivalent dose determination is decisive for the obtained TL ages. The factors influencing the value of equivalent dose are presented in this paper.

The equivalent dose is determined by comparison of thermoluminescence measured for a given sample with thermoluminescence of the same sample after irradiation in laboratory with known doses of ionizing radiation. The following criteria should be taken into account: size of mineral grains, relation between thermoluminescence and heating temperature, way of reduction of unstable thermoluminescence, and the results of plateau test.

The variant of thermoluminescence method used in the TL Laboratory of the Department of Physical Geography and Palaeogeography, Maria Curie-Skłodowska University in Lublin is as follows. The dose rate is determined by gamma spectrometry. The equivalent dose is determined by the total-bleach technique for the 45–63 μm fraction. Blue light obtained using the BG-28 filter is applied. Samples are preheated at 160°C for 3 hours before measurement. Light sum is read as the maximum height of glow curve. The application of such measurement procedure allows reliable dating of climatic episodes recorded in loess deposits not only related to the last glacial but also in older ones.