

Artur Zieliński (red.)
ZNANE FAKTY-NOWE INTERPRETACJE W GEOLOGII I GEOMORFOLOGII
Instytut Geografii UJK w Kielcach, 2011 s. 49 – 63.

WPLYW ENERGII GEOTERMALNEJ NA DYNAMIKĘ STRUMIENI LODOWYCH ŁĄDOŁODU WARTY W POLSCE ŚRODKOWEJ

*Impact of the geothermal energy on dynamics
of the main ice streams of the Warta ice-sheet
in the Middle Poland*

ZBIGNIEW RDZANY

Katedra Geografii Fizycznej Uniwersytetu Łódzkiego
Ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
zrdzany@geo.uni.lodz.pl

Treść: Artykuł ukazuje znaczenie energii geotermalnej w dynamice strumieni lodowych łądolodu warty w Polsce Środkowej na tle innych czynników endogenicznych i egzogenicznych. Podstawą przedstawionych poglądów są dane z przeglądu literatury, analizy geologicznych danych archiwalnych oraz z obserwacji w terenie struktur osadów glacyogenicznych na terenie Polski Środkowej.

Do niedawna nierównomierne rozprzestrzenianie się łądolodów plejstoceńskich na Niżu Polskim, przejawiające się jako loby różnej wielkości, było interpretowane czynnikami zewnętrznymi, głównie cechami klimatu oraz barierami morfologicznymi. Autor dowodzi, że do tych czynników należy dołączyć wpływ ciepła geotermalnego na lód lodowcowy. Zarys lobów łądolodu warty w Polsce Środkowej i ich wysunięcie na południe, a także aktywność strumieni lodowych, które je wytworzyły (np. skłonność do szarż lodowcowych) są przykładami zależności łądolodu od strumienia tego ciepła. Zasadnicze różnice jego wartości występują po obu stronach strefy Tornquista-Teyseyre'a. Wyższe wartości strumienia ciepła geotermalnego na terenie platformy zachodnioeuropejskiej w porównaniu z platformą wschodnioeuropejską sprawiły, że loby łądolodu warty rozwijały się tam znacznie

lepiej, a sprzyjała temu dominacja ciepłego reżimu lodu na znacznych obszarach.

Słowa kluczowe: energia geotermalna, lądolód zlodowacenia warty, strumień lodowy, Polska Środkowa, region łódzki

Key words: geothermal energy, Warta ice-sheet, ice stream, Middle Poland, Łódź Region

Wprowadzenie

Celem artykułu jest ukazanie znaczenia energii geotermalnej w dynamice strumieni lodowych lądolodu warty w Polsce Środkowej na tle innych czynników.

Prawidłowość nierównomiernego rozprzestrzeniania się lądolodów plejstocenijskich na Niżu Polskim była odnotowywana już w pierwszych pracach, w których podjęto próby przedstawienia ich zasięgu. W kilku publikacjach z okresu międzywojennego opisano zależność zarysu krawędzi lądolodu od morfologii terenu. Zwrócono uwagę na lobowaty kształt wyodrębniających się członów pokrywy lodowej, które wypełniały rozległe obniżenia. W Polsce Środkowej Lencewicz (1927) opisał ślady dwóch wielkich lobów: „festonu nadwarciańskiego i nadwiślańskiego”, rozdzielonych „wyżyną Łódzką”. Na ich obrzeżeniu wyróżnił moreny czołowe, m.in. w okolicach Działoszyna, Łodzi, Domaniewic oraz na wschód od Grójca.

Zależność rozkładu lobów w Polsce Środkowej od zastanej rzeźby mocno eksponował Krzemiński (1974), który podkreślał znaczną zbieżność tych obniżen z podczwartorzędowymi dolinami i obniżeniami tektonicznymi dorzecza Warty. Także Klatkova (1972) dowodziła znaczenia obniżen i elewacji litego mezozoicznego podłoża dla sposobu rozprzestrzeniania się lądolodu w szeroko rozumianych okolicach Łodzi. Jej zdaniem, konfiguracja tej powierzchni w okolicach podłódzkiej elewacji mezozoiku doprowadziła do rozdzielenia brzeżnej partii lądolodu na dwa człony: lob Widawki, który zajął Kotlinę Szczercowską i lob Rawki – na wschód od Łodzi.

Klatkova (1972), Mojski (1993, 2005) i Klajnert (2003) podkreślali, że większe partie lądolodu warty wykazywały zróżnicowanie rozwoju zależne od typu klimatu. Autorzy ci powiązali zmniejszanie aktywności, a także skłonność do deglacjacji arealnej lądolodu warty począwszy od regionu łódzkiego w kierunku wschodnim z narastaniem cech kontynentalnych klimatu. Jednocześnie te partie lądolodu były zasilane mniej intensywnie lodem, gdyż pochodziły z pól firnowych, położonych z dala od wilgotnych mas powietrza znad Atlantyku.

Ostatnio zwrócono uwagę na znaczenie oporu podłoża, zależne w dużej mierze od zróżnicowania cech reologicznych gruntów, na które nasuwał się lądolód. Miały na nie wpływ warunki hydrogeologiczne i hydrologiczne,

w tym nierównomierne rozmieszczenie zbiorników zastoiskowych przed czołem nasuwającego się lądolodu. Było to zależne od zróżnicowania gęstości strumienia ciepła geotermalnego i morfologii bezpośredniego przedpola lądolodu. W niniejszym artykule autor pragnie rozwinąć to zagadnienie, wcześniej zaledwie zasygnalizowane (Rdzany, 2009).

Uwagi metodologiczne

Przeanalizowano czynniki endogeniczne i egzogeniczne, które mogły wpływać na funkcjonowanie, a w szczególności na rozprzestrzenianie się lądolodu warty. W tym celu uwzględniono dane dotyczące zarówno lądolodów plejstocenijskich, jak i lądolodów i lodowców współczesnych. Szczególną uwagę zwrócono na zróżnicowanie reżimu termicznego. Przeprowadzono także porównania zasięgów maksymalnych innych lądolodów plejstocenijskich oraz członów lądolodu antarktycznego z danymi o strumieniu geotermalnym.

Ukazanie znaczenia energii geotermalnej w dynamice strumieni lodowych lądolodu warty w Polsce Środkowej było możliwe poprzez zestawienie danych z literatury, dotyczącej różnych obszarów glacialnych oraz danych z obserwacji terenowych, zwłaszcza osadów dokumentujących strefę kontaktu podłoża z osadami glacialnymi wieku warciańskiego, zebranych w toku obserwacji kilkudziesięciu odsłoneń z obszaru Polski Środkowej.

Aby prześledzić czynniki endogeniczne i ich wpływ na funkcjonowanie lądolodu przeanalizowano istniejące dane o gęstości strumienia geotermalnego w strefie brzeżnej zasięgu lądolodu warty w Polsce Środkowej. Przeanalizowano także dane z innych fragmentów zasięgu warty. Zwrócono także uwagę, czy prawidłowość ta zaznacza się w przypadku innych lądolodów – zarówno plejstocenijskich, jak i współczesnych.

Analizując reżim termiczny lądolodu warty na podstawie danych terenowych zwrócono uwagę na liczne przesłanki, m.in.: cechy strukturalne gliny lodowcowej. Przeanalizowano zmiany w osadach podłoża, zwłaszcza ślady erozji lodowcowej oraz deformacje (budinaż, struktury fałdowe i in.), które powstały w czasie ruchu tego lądolodu.

Ciepło geotermalne a lodowce w świetle literatury

Z istnienia ciepła geotermalnego zdawano sobie sprawę od początków rozwoju wiedzy geofizycznej i glaciologicznej, gdyż, jak podaje Knight (1999) – już w 1760 r. Gruner wyjaśniał, że lodowce topnieją na swej dolnej powierzchni od ciepła Ziemi. Jednakże nawet w stosunkowo niedawnych publikacjach jego znaczenie w odniesieniu do funkcjonowania lodowców było uznawane za marginalne. M.in. Brodzikowski (1987) analizując zagadnienie oddziaływania ciepła geotermalnego na lądolód w kontekście przyczyn

glacitektonizmu środkowej Europy w czasie zlodowacenia odry, doszedł do wniosku, że skoro energia ta jest nawet 10000 razy mniejsza od solarnej, to z pewnością jej znaczenie nie było istotne.

Istnienie analizowanej relacji nie budziło od dawna wątpliwości badaczy lodowców islandzkich, w obrębie których dochodziło do licznych zjawisk gwałtownej ablacji i związanych z nimi jökulhlaupów w strefach wielkich anomalii geotermalnych, zwłaszcza wywołanych bezpośrednio wybuchem wulkanu. Klasycznym przykładem niedawnego zdarzenia tego typu była erupcja szczelinowa Gjálp w 1996 r. Nastąpiła ona pod lodowcem Vatna, doprowadzając do przepelnienia się jeziora subglacialnego Grimsvötn i wystąpienia jökulhlaupu – jednego z większych na świecie w ubiegłym stuleciu. Wartość strumienia ciepła z magmy do lodu dochodziła wówczas do $6 \cdot 10^5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Gudmundsson et al., 2004).

W ostatnich latach pojawiły się doniesienia z obszarów współcześnie zlodowaconych, nie objętych wulkanizmem, o istotnej roli wody pojawiającej się pod lodem. Między innymi na obszarze Antarktydy dowiedziono znaczenia wody w dynamice lodu lodowcowego. Wskazuje się nie tylko na znaczenie wielkich zbiorników subglacialnych, coraz częściej tam odkrywanych różnymi technikami, lecz także podkreśla się istotną rolę cienkiego filmu wodnego pod łądolodem. Dzieje się przy tym często na obszarach o bardzo niskiej średniej temperaturze powietrza nad łądolodem (Kohler, 2007).

Na wyraźny wpływ rozkładu gęstości strumienia geotermalnego na zasięgi łądolodów plejstocenijskich na Niżu Polskim, w szczególności dla lobu Wisły łądolodu vistuliańskiego, zwrócił uwagę Molewski (2007). Zdaniem autora zależność ta jest także czytelna w odniesieniu do łądolodu warty w Polsce Środkowej, zwłaszcza przy porównaniu zarysów jego poszczególnych wielkich lobów ze zróżnicowaniem strumienia tego ciepła (Rdzany, 2009).

Należy zauważyć, że strumień ciepła w spągu lodowca wynika nie tylko z istnienia dopływu ciepła geotermalnego, lecz także z tarcia przy ślizgu dennym oraz jako skutek przemian fazowych wody – ciepło jest uwalniane zarówno przy topnieniu lodu, jak i przy zamarzaniu wody. Ciepło to nie stopi łądolodu od spodu do stropu (pomijając strefy bezpośredniego dopływu magmy), lecz może pozwolić na ruch lodu, a jeśli taki ruch już zachodzi – na jego przyspieszenie.

Temperatura lodu w górnej części lodowca zależna jest w dużym stopniu od cech klimatu, głównie od jego cech termicznych. Na lód wpływają sezonowe zmiany temperatury powietrza. Wiąże się to z ważną cechą, jaką jest prędkość przenikania ciepła w głąb lodu. Przewodnictwo cieplne w polu firnowym jest ogólnie bardzo słabe. Na tyle niskie, że firn lub lód szybciej się mogą roztopić, niż przewodzić ciepło. Współczynnik przewodnictwa cieplnego wyrażony w $\text{g} \cdot \text{cal}/\text{cm} \cdot \text{s} \cdot 1^\circ\text{C}$ wynosi dla firnu 0,001, dla lodu

0,005, zaś dla granitu 0,01, zatem firn przewodzi nawet 10-krotnie słabiej od granitu. Jeśli zmiany sezonowe temperatury powietrza są rzędu 10°C, zaznaczają się w przypowierzchniowej warstwie lodu do ok. 15 m. W przypadku, gdy pojawia się dużo wód roztopowych na powierzchni, infiltracja wód perkolacyjnych i ich ponowne zamrażanie może wyzwoić tyle tzw. ciepła utajonego, że temperatura firnu na powierzchni lodowca może znacząco przekroczyć średnią temperaturę powietrza w danym miejscu. W głąb lodowca temperatura zwykle jednak rośnie (gradient dodatni), zgodnie z modelem Robina. Są trzy główne przyczyny takiej tendencji: 1 – tarcie, powodujące wyzwianie ciepła - zarówno płynącego lodu na powierzchniach wewnętrznych ruchu (ciepło ruchu), jak i tarcie o podłoże; 2 - przemiany fazowe wody, prowadzące do wyzwiania się ciepła utajonego; 3 - ciepło geotermalne – docierające do spągu lodowca z głębi litosfery. Rozkład ciepła w lodowcu jest wynikiem wzajemnych relacji między tymi źródłami ciepła. W przypadku gradientu termicznego skierowanego ku górze, istnieje możliwość przenikania ciepła geotermalnego nawet do powierzchni lodowca (Jania, 1993).

Na temperaturę topnienia ma wpływ ciśnienie lodu, zależne od jego miąższości. Temperatura ta spada wraz ze wzrostem ciśnienia. Pod najwyższym ciśnieniem, jakie odnotowano w lądolodach - rzędu 40 MPa – temperatura topnienia może obniżyć się do -3°C.

Rozpatrując wartość strumienia ciepła geotermalnego w zależności od struktur geologicznych w różnych częściach lądów, zwraca uwagę wyraźną prawidłowość. Najniższe wartości strumienia cechują obszary platform prekambryjskich. Według Pollarda *et al.* (2005) obszary tarcz archaicznych mają średnio $41 \pm 11 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Natomiast wartość $55 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ uznaje się za średnią litosfery proterozoicznej. Należy zauważyć, że obszary platformy wschodnioeuropejskiej posiadają podobne cechy termiczne. Natomiast strumień ciepła w zasięgu systemów młodych orogenów cechuje nawet 2-krotnie wyższa wartość, np. w systemie ryftowym Antarktyki Zachodniej z mezozoiczno-kenozoicznymi orogenami strumień ten osiąga wartość przekraczającą $70 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Podobnie strefy orogenów mezozoiczno-kenozoicznych różnych innych części świata, w tym Europy (m.in. Majorowicz, Wybraniec, 2009; Szweczyk, Gientka, 2009).

Obecnie na obszarach dawnych zlodowaceń plejstocenijskich Europy, a dziś niezlodowaconych, przypowierzchniowe objawy geotermiki – do ok. 2, maks. 3 km – modyfikowane są w pewnym stopniu oddziaływaniem energii słonecznej. Między tymi strumieniami ciepła są jednak zasadnicze różnice (Ostaficzuk, 2009):

- o **ciepło solarne** jest silnie skoncentrowane, jego strumień dopływu do powierzchni Ziemi jest pulsacyjny w cyklu dobowym i rocznym, a impulsy dopływu podlegają nieregularnym zaburzeniom

ze względu na zmienne warunki pogodowe. Istnienie pokrywy lodowej trwale odcina ten wpływ od mineralnej powierzchni terenu;

- o **ciepło Ziemi** jest słabo skoncentrowane, posiada niską entalpię i niskozmienne parametry, takie jak temperatura, wielkość dopływu i zasoby.

W skali globu do sporządzenia map strumienia ciepła geotermalnego można wykorzystać ponad 22000 punktów pomiarowych (wg danych z 2009 r.). Opracowano już mapy dla poszczególnych kontynentów lub ich znaczących części; ostatnio Majorowicz i Wybraniec (2009) opublikowali mapę dla całej Europy kontynentalnej. W Polsce powstało kilka tego typu opracowań, obejmujących cały kraj. Większość danych pochodzi z ok. 2000 m głębokości, coraz częściej brane są pod uwagę głębsze pomiary (do 5 000 m). Do tej pory powstało kilka map gęstości strumienia geotermalnego, a ostatnie można uznać za dość zaawansowane (m.in. Krzywiec *et al.*, 2005; Szewczyk i Gientka, 2009). Szewczyk i Gientka (2009) na swej mapie użyli danych z 308 głębokich otworów wiertniczych. Już pierwsze mapy z lat 90. XX w. wykazały zasadnicze różnice między Polską SW a NE oraz znaczne anomalie (Kujawy, ok. Warszawy i przy granicy E), które wynikały z błędnych pomiarów przy niektórych wierceniach. Mapy kolejne uwzględniały m.in. porównania z danymi ukraińskimi, co pozwoliło usunąć błędne dane. Najnowsza mapa zestawiona metodą unowocześnioną przez Szewczyka i Gientkę (2009), uwzględnia także poprawki, m.in. poprawkę paleoklimatyczną. Mapy te, niezależnie od dokładności i przyjętych poprawek wykazują w odniesieniu do południowej części Nizy Polskiego znaczne różnice gęstości strumienia geotermalnego między zachodnią a wschodnią Polską. Strefa Tornquist-Teyseyre'a rozgranicza obszary znacznie różniące się wartościami.

Reżim termiczny lądolodów skandynawskich

Istotną cechą funkcjonowania lądolodu, wpływającą na wiele procesów glacialnych, m.in. stopień erozyjnego przekształcenia podłoża, akumulację glacialną i glacialfluwalną, jest reżim termiczny. Typowym przypadkiem jest mieszany reżim termiczny, a cechujące się nim lodowce i lądolody zwane są także politermalnymi. W przypadku, kiedy nastąpi choćby częściowe nadtopienie lodowca, mamy do czynienia z tzw. lodem ciepłym i lodowcem ciepłym. Z kolei lód, który ma temperaturę niższą od temperatury topnienia, nazywamy lodem zimnym, lodowiec – lodowcem zimnym, choć zwykle dotyczy to tylko części lodowca. Reżim termiczny lądolodów plejstoceniowych, a właściwie rozkład przestrzenny poszczególnych reżimów można określać zarówno za pomocą modelowania teoretycznego, jak i danych terenowych.

Arnold i Sharp (2002) modelując ruch lodu i cechy hydrologii bazalnej ostatniego lądolodu skandynawskiego stwierdzili, że główne centra glacjacji, zwłaszcza wschodnią i centralną część Półwyspu Skandynawskiego i znaczną część Bałtyku zajmował mało dynamiczny lądolód zimny. W części przejściowej wokół centrów glacjacji występował szybciej płynący lód ciepły, z kanałami wód roztopowych. Szeroką strefę brzeżną stanowił z kolei lód o zmiennym reżimie (politermalny), ze zdecydowaną przewagą ciepłego. Był on intensywnie odwadniany za pośrednictwem licznych tuneli. Lokalnie na obrzeżeniu mógł istnieć cienki lód zimny.

Przeprowadzając rekonstrukcję reżimu termicznego na podstawie danych terenowych zwraca się uwagę na liczne przesłanki, m.in.: cechy strukturalne gliny lodowcowej, zmiany w osadach podłoża wynikłe z erozji lodowcowej, różnorodne deformacje (budiny, struktury fałdowe i in.), a także stan zachowania form preglacjalnych (typu ostańcowego) i osadów podłoża (np. saprolit preglacjalny).

Zestawiając wyniki modelowania teoretycznego z danymi terenowymi z zasięgu zlodowacenia skandynawskiego, należy zauważyć ich zasadniczą zbieżność. Dane te potwierdzają tezę, że zimny reżim termiczny cechował rozległe partie lądolodu na obszarach wyżej położonych w Skandynawii. Dobry stan zachowania preglacjalnych form i osadów podłoża wskazuje ponadto na długą stabilność takiego reżimu. Najwięcej śladów zimnego reżimu występuje na obszarach wododziałowych Skandynawii. Pojedyncze przypadki zachowania się form preglacjalnych, a nawet zwietrzelin kenozoiku przedplejstoceniowego były tam dokumentowe od dawna. Szerzej zakrojone badania pokazały rozległość „oszczędzonych” od erozji obszarów podłoża lądolodu. Pozostałości podłoża to liczne ostańce (*tors*), nie zniszczone przez erozję glacialną oraz zwietrzeliny, zawierających m.in. kaolinit sprzed plejstocenu, powstałe w warunkach klimatu znacznie cieplejszego niż obecny. Występują one zarówno w wielu obszarach Finlandii (Fogelberg i Seppälä, 1979; Nenonen, 1995; Saarnisto i Salonen, 1995), jak i Szwecji (Lagerbäck, 1988). Niedawno Darmody at al. (2008) zbadali ostańce, które mogły przetrwać kilkanaście epizodów glacialnych pod zimnymi lądolodami. Kleman i Stroeven (1997) zauważyli, dowodząc dobrego zachowania rzeźby preglacjalnej w północno-zachodniej Szwecji, że jest to głównie cechą płaskowyżów i działów wodnych. Rozdzielające je obniżenia cechuje natomiast silne przemodelowanie erozyjne, wyrażające się głębokimi U-kształtymi rynnami. Autorzy udowodnili, że w miejscach aktywności strumieni lodowych reżim był ciepły, a skala erozji nieporównanie większa niż na sąsiednich płaskowyżach pokrytych lodem zimnym.

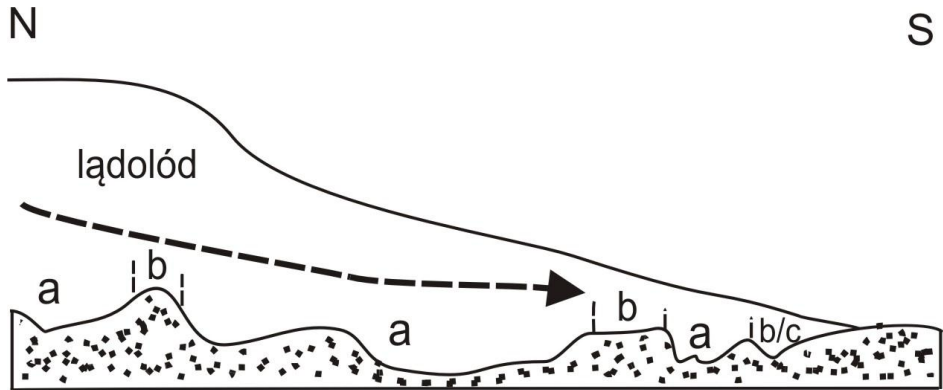
Rozległe zewnętrzne strefy centrów glacjacji cechowała z kolei dominacja reżimu ciepłego i jednocześnie silna skuteczność przegłębiającej erozji lodowcowej. Najbardziej ewidentnym przykładem jest misa

południowego Bałtyku, gdzie powtarzały się w czasie poszczególnych transgresji wielkoskalowe procesy erozyjne (Meyer, 1991; Marks, 1998). Ciepły reżim miał istotny wpływ na zasobność łądolodu w morenę i skład petrograficzny glin lodowcowych. Na rozmieszczenie obszarów najbardziej wydajnej erozji wskazują badania petrograficzne glin na obszarze Niziu Polskiego i Niemieckiego, zwłaszcza ukierunkowane na analizy eratyków przewodnich (Czubła, 2001; Eissmann, 2002; Lisicki, 2003).

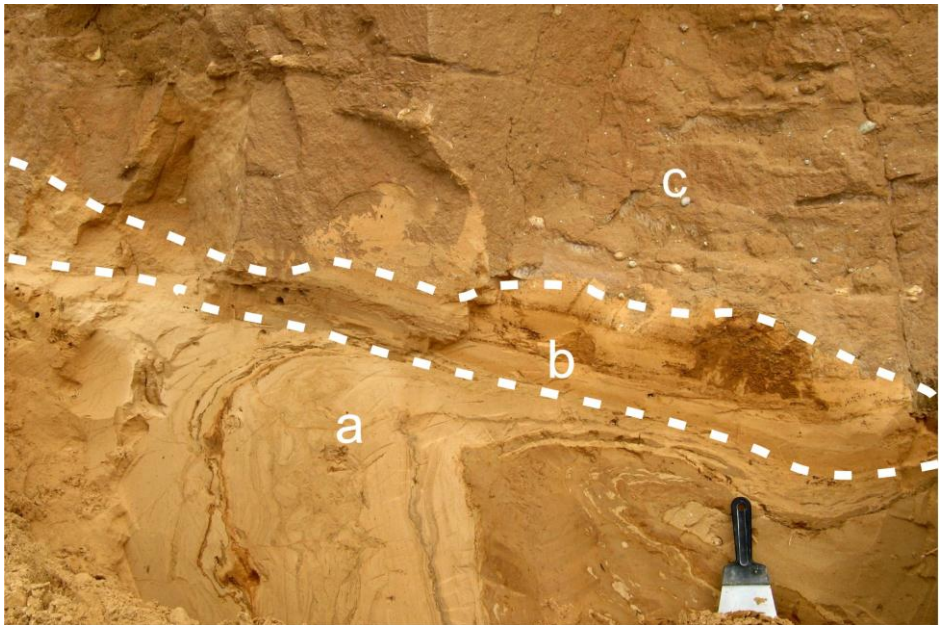
Liczne dane wskazują, że reżim strefy ablacyjnej różnych łądolodów skandynawskich był politermalny, zmienny nawet lokalnie na niewielkich obszarach. Dominował reżim ciepły, natomiast w strefie kilkudziesięciu kilometrów od czoła mogły się rozpościerać większe przestrzenie lodu zimnego, na co zwraca uwagę Marks (1998). Tam, gdzie zwiększała się grubość lodu, izolacja od wpływów termicznych klimatycznych była lepsza i lód stawał się ciepły, kumulowało się ciepło geotermalne, a lód zbliżał się do temperatury topnienia. W części zewnętrznej lód nie tworzył jednolitej strefy, lecz były tam obszary lodu ciepłego. Tworzyły się jezory wypustowe, aktywnie egzharujące. Obecnie zaznaczone to jest rynnami lodowcowymi, które na obszarze zlodowacenia warty zostały zwykle przekształcone w doliny rzeczne. Występował tam ślizg denny, ułatwiony przez nadtopiony lód i nie zamrożone podłoże. Tam, gdzie był lód zimny na brzegu łądolodu, spąg przymarznięty był do podłoża, a ruch lodu był powolny i odbywał się głównie poprzez deformacje wewnętrzne.

Cechy dynamiczne i termiczne łądolodu warty w Polsce Środkowej

Można założyć, że w czasie zlodowacenia warty w centralnych obszarach glacji, w rejonie Botniku i na sąsiednich terenach funkcjonował zarówno zimny łądolód, zajmujący obszary wyniesione, dziś stanowiące wyżynne płaskowyże, jak i ciepły łądolód, co umożliwiało wydajną erozję i transport detrytus. Na terenie południowego Bałtyku dominował ciepły reżim, umożliwiając szybkie przemieszczanie się lodu w kierunku Niziu Polskiego. Strefa ablacyjna łądolodu, obejmująca m.in. region łódzki, stanowiła z kolei lód politermalny, z przewagą ciepłego; a w glaciopresjach – permanentnie ciepły (ryc. 1). Wskazuje na to rosnące znaczenie wód roztopowych, zapisane w profilach osadów z części kataglacialnej zlodowacenia, zwiększenie w tym czasie tendencji do powstawania plastycznych deformacji utworów podłoża (ryc. 2) i jednocześnie spadek znaczenia procesów mrozowych sygnalizujących wieloletnią zmarzlinę. Nie jest wykluczone lokalne i okresowe utrzymywanie się na elewacjach podłoża łądolodu (obecnie wysoczyznach) reżimu zimnego, głównie w zasięgu lobu południowomazowieckiego.



Ryc. 1. Reżim termiczny i strefowość procesów pod łądolodem warty w Polsce Środkowej według Rdzanego (2009), nieco zmienione; strefy termiczne: a – ciepła, b – przejściowa, c – zimna.



Ryc. 2. Deformacje osadów zbiornikowych (a) pod gliną glacialną łądolodu warty (c) w strefie stokowej doliny Warty w Siedlątkowie i ślady ich inkorporacji (b) typowe dla lodu o ciepłym reżimie termicznym.

Mogło to wynikać zarówno z warunków klimatycznych, jak i niskiej gęstości strumienia ciepła począwszy od strefy Tornquista-Teysseyre'a

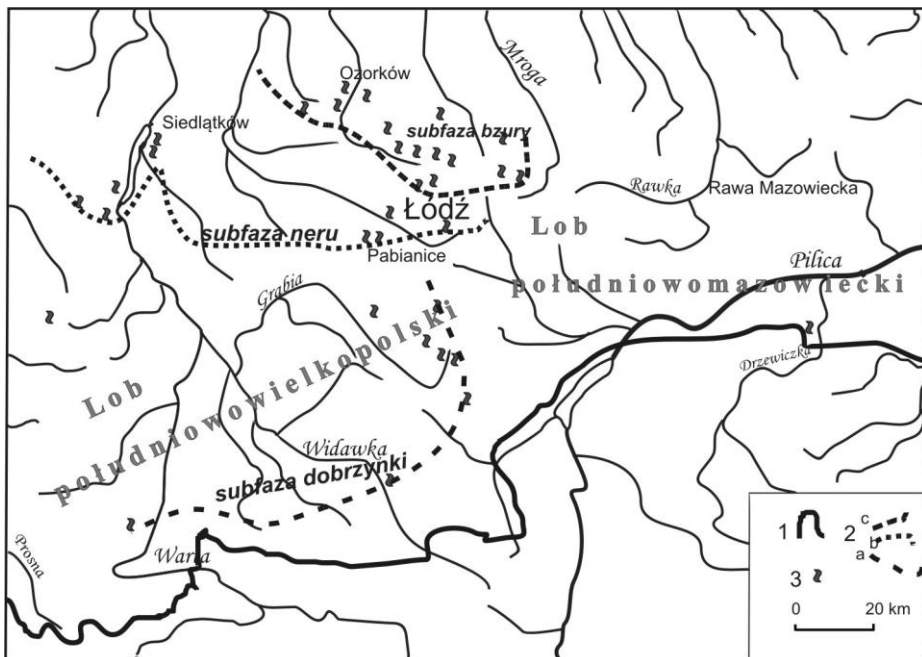
na wschód – rzędu $40\text{-}60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. W strefach reżimu ciepłego, które nawiązywały do dolin i kotlinowatych obniżen subglacialnych łądolód przemieszczał się prądami lodowymi, erodując starsze osady plejstoceńskie. Jednocześnie na wyniosłościach podlodowych wysoczyzn mógł istnieć cienki i mało dynamiczny lód zimny. Zmienność reżimu na niewielkich przestrzeniach sprzyjała tworzeniu spękań, tuneli i kanionów śródlodowych. Powtarzanie takiego wzoru układu termicznego w poszczególnych zlodowaceniach może odpowiadać za fakt uboższego profilu plejstocenu w obszarach dolinnych, niż na wysoczyznach. Może także wyjaśniać prawidłowość wypełnienia obniżen dolinnych głównie osadami z okresu deglacjacji.

W przypadku spągu łądolodu warty w Polsce Środkowej, jeśli jego miąższość nie przekraczała 500 m, temperatura topnienia mogła się wahać w granicach od 0°C do -1°C (Rdzany, 2009). Na wartość strumienia ciepła geotermalnego wpływało głównie przewodnictwo ciepła – jako czynnik główny, oraz konwekcja. Jeżeli pod lodowcem nie ma zmarzliny lub litych skał, lecz osady wodonośne – dochodzi znaczenie szybkiej konwekcji ciepła za pomocą wody podziemnej. Konwekcja ta na analizowanym obszarze była najbardziej istotna w strefach depresji bezpośredniego podłoża łądolodu. W sposób pośredni potwierdzają to liczne deformacje glacictoniczne, cechujące się śladami oddziaływania wysokiego ciśnienia wód porowych.

Transgresja łądolodu warty w regionie łódzkim zostawiła zapis w osadach i formach, który świadczy o znacznych różnicach dynamiki lodu między wschodnią a zachodnią częścią regionu. Można wyróżnić dwa główne strumienie łądolodu w Polsce środkowej, wychodząc znacznie poza zasięg równoleżnikowy nawet szeroko rozumianego regionu łódzkiego (Rdzany, 2009, ryc. 3). Charakteryzowały się one szerokością rzędu 90-120 km i wielkopromiennym zarysem krawędzi zewnętrznej. Zachodni strumień, najdalej na południe wysunięty utworzył lob południowowielkopolski, zaś wschodni, słabiej zarysowany - lob południowomazowiecki. W obrębie tych wielkich lobów zaznaczyły się drugorzędne, lecz wyraźnie zindywidualizowane elementy strumieniowego przepływu lodu. Przemieszczały się one najszybciej w obniżonych strefach podłoża podwarciańskiego, w partiach osiowych zwykle nad większymi dolinami (Warty, Widawki, Proсны, Rawki). Kierunki ruchu nawiązywały do przebiegu struktur i form kopalnych stropu podłoża mezozoicznego. Zatem sposób przemieszczania się lodu utrwalał układ liniowych elementów starszej rzeźby.

Lob południowowielkopolski, rozwinięty na obszarze o silniejszym strumieniu geotermicznym zostawił morfologiczne i strukturalne ślady znacznie większej dynamiki w porównaniu z lobem południowomazowieckim (ryc. 4). Był przede wszystkim mocniej wysunięty na południe, a podstawa jego czoła sięgała wyżej o 40 – 60 m w stosunku do krawędzi lobu sąsiedniego. Pozostawił główny pokład gliny warciańskiej o przeciętnie większej miąższości

niż w sąsiednim lobie, odznaczał się także znacznie większą grubością lodu i bardziej stromym profilem części czołowej, co wpłynęło m.in. na wykształcenie wyraźniejszych form marginalnych układających się w ciągi oraz większy zasięg przestrzenny deformacji glacitektonicznych. W czasie transgresji lob ten skuteczniej blokował wody roztopowe, co prowadziło do powstania bardziej licznych i rozległych zbiorników zastoiszkowych w porównaniu z czołem lobu sąsiedniego. Na liniach szybkich prądów lodowych, których osie nawiązywały do przebiegu większych dolin regionu (np. Warty, Widawki) pozostawił więcej śladów silnej erozji glacialnej (Rdzany, 2009).

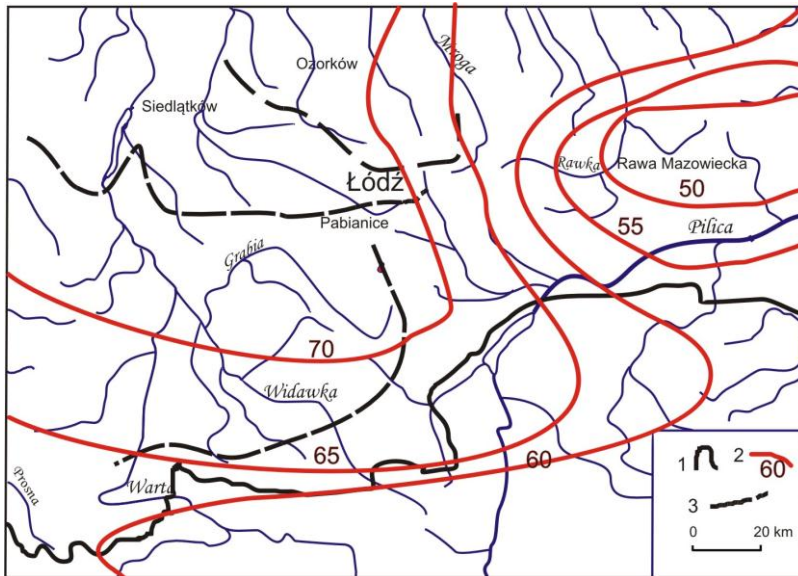


Ryc. 3. Loby i zasięgi nasunięć pomaksymalnych łądolodu warty w Polsce Środkowej (Rdzany, 2009).

1 - zasięg maksymalny łądolodu warty; 2 - zasięgi pomaksymalnych awansów strumieni lodowych łądolodu warty: a - subfaza dobrzynki, b – subfaza neru, c – subfaza bzuury; 3 - miejsca występowania struktur glacitektonicznych, które mogą być związane z aktywnością strefy brzeżnej łądolodu warty.

Należy podkreślić, że porównywane loby łączy też szereg podobieństw, w tym: skomplikowany i ogólnie słabo wykształcony system odpływu marginalnego typu pradolinnego, słaby zapis morfologiczny krańcowego położenia, brak dużych zbiorników zastoiszkowych w strefie maksymalnego

zasięgu, słabo rozwinięta strefa typowych sandrów, przewaga form związanych z deglacją, powszechna obecność tzw. sandrów wewnętrznych, a także przejściowy charakter form na linii maksymalnego zasięgu o cechach sandrów i stożków marginalnych.



Ryc. 4. Zasięg maksymalny łądolodu warty (1) oraz faz pomaksymalnych (3, p. ryc. 3) na tle rozkładu gęstości strumienia ciepłego (2) według Krzywca i in. (2005) na podstawie Karwasieckiej i Bruszewskiej (1997). Przy izoliniach podano wartości strumienia geotermalnego w $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$.

Fakty te mogą także wskazywać na dość wydatną erozję różnej wielkości strumieni lodowych lub lodowców wypustowych, które pogłębiały doliny osadów starszych. Po fazie erozji z reguły następowała akumulacja gliny glacialnej o zróżnicowanej miąższości. Jakkolwiek najbardziej wydatna erozja odbywała się na linii dolin prewarciańskich, nie można wykluczyć także przypadków wyżłobienia dolin od nowa.

Wnioski

Nierównomierne rozprzestrzenianie się łądolodu warty, podobnie jak i innych łądolodów plejstoceniowych na Nizinie Polskiej, przejawiające się jako loby różnej wielkości, dotąd interpretowane głównie czynnikami zewnętrznymi, zależało także w dużej mierze od strumienia ciepła

geotermalnego.

Przejawami takiej zależności łądολου od strumienia ciepła geotermalnego były przede wszystkim: zarysy łobów łądολου warty w Polsce Środkowej i ich wysunięcie na południe oraz aktywność strumieni lodowych (np. skłonność do szarż lodowcowych i oscylacji oraz wydajność erozyjna i deformacyjna prądów lodowych).

Zasadnicze różnice wartości strumienia ciepła geotermalnego występują po obu stronach strefy Tornquista-Teyseyre'a. Wyższe wartości strumienia na terenie platformy zachodnioeuropejskiej w porównaniu z platformą wschodnioeuropejską sprawiały, że łoby łądολου warty rozwijały się tam znacznie lepiej, a sprzyjała temu dominacja ciepłego reżimu lodu na znacznych obszarach, w szczególności w depresjach podłoża łądολου. Bardziej szczegółowe doprecyzowanie tych zależności wymaga kontynuowania badań terenowych nad stanem termicznym i dynamiką łądολου na podstawie zapisu strukturalnego.

Literatura

- Arnold N., Sharp M., 2002 - Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 485-502.
- Brodzikowski K., 1987 - Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, Wrocław, 934, s. 1-331.
- Czubla P., 2001 - Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80, s. 1-174.
- Darmody R.G, Thorn C.E., Seppälä M., Campbell S.W., Li Y.K., Harbor J., 2008. Age and weathering status of granite tors in arctic Finland (~68° N). *Geomorphology*, 94, 10-23.
- Eissmann L., 2002 - Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1275-1346.
- Fogelberg P., Seppälä M., 1979 - General geomorphologic map (Geomorfologinen yleiskartta). *Atlas of Finland*.
- Gudmundsson M.T., Sigmundsson F., Björnsson H., Högnadóttir T., 2004 - The 1996 eruption at Gjalp Vatnajökull ice cap Iceland: efficiency of heat transfer, ice deformation and subglacial water pressure. *Bull. Volcanol.*, 66, s. 46-65.
- Jania J., 1993 - *Glacjologia. Nauka o lodowcach*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 1-359.

- Karwasiecka M., Bruszevska B., 1997 - Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi na obszarze Polski (niepublikowane). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, 060 21/98.
- Klajnert Z., 1993 - Cechy morfologiczno-paleogeograficzne rzeźby glacialnej zlodowacenia warty w lobie Rawki między Bzurą a Pilicą. *Acta Geogr. Lodz.*, 65, s. 89-97.
- Klatkowa H., 1972 - Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28, s. 1-220.
- Kleman J., Stroeven A.P., 1997 - Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden. *Geomorphology*, 19, s. 35-54.
- Knight P.G., 1999 - *Glaciers*. Stanley Thornes (Publishers) Ltd, Cheltenham, s. 1-261.
- Kohler J., 2007 - Lubricating lakes. *Nature*, 445, s. 830-831.
- Krzemiński T., 1974 - Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33, s. 1-171.
- Krzywiec P., Nawrocki J., Polechońska O., Wróblewska M., 2005 - Geophysical cartography in Poland – an overview. *Przegląd Geol.*, vol. 53, 10/2, s. 967-972.
- Lencewicz S., 1927 - Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace Państw. Inst. Geologii*, t. II, 2, s. 1-220.
- Lisicki S., 2003 - Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace PIG*, 177, s. 1-105.
- Majorowicz J., Wybraniec S., 2009 - Zmiany strumienia ciepłego Europy w skali regionalnej i głębokościowej i ich wpływ na szacowanie zasobów energii geotermalnej głębokich zamkniętych systemów typu EGS (Enhanced Geothermal System). *Przegl. Geol.*, vol. 57, 8, s. 664.
- Marks L., 1998 - Rola egzaracji w kształtowaniu rzeźby północnej Polski. [w:] *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*, pod red. A. Kostrzewskiego. UAM, Seria Geografia, 58, s. 143-151.
- Meyer K.-D., 1991 - Zur Entstehung der westlichen Ostsee. *Geol. Jb.*, A 127, Hannover, s. 429-446.
- Mojski J.E., 1993 - Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. PAE, Warszawa, s. 1-333.
- Mojski J.E., 2005 - Ziemie polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol., Warszawa, s. 1-404.
- Molewski P., 2007 - Neotektoniczne i glacialdynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. *Wyd. Nauk. UMK*, Toruń, s. 1-140.
- Nenonen K., 1995 - Pleistocene stratigraphy of southern Finland. [w:] J. Ehlers,

- S. Kozarski, P. Gibbard (red.), *Glacial deposits of North-east Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam - Brookfield, s. 11-28.
- Ostaficzuk S., 2009 - Geograficzne i klimatyczne uwarunkowania energii geotermalnej – propozycja skojarzenia energetyki geotermalnej z solarną. *Przeł. Geol.*, vol. 57, s. 662.
- Pollard D., DeConto R.M., Nyblade A.A., 2005 - Sensitivity of Cenozoic Antarctic ice sheets variations to geothermal heat flux. *Global and Planetary Change*, vol. 49, s. 63-74.
- Rdzany Z., 2009 - Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. *Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego*. Wyd. UŁ, Łódź, s. 1-310.
- Saarnisto M., Salonen V.-P., 1995 - *Glacial history of Finland*. [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (red.), *Glacial deposits of North-East Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam - Brookfield, s. 3-10.
- Szewczyk J., Gientka D., 2009 - Terrestrial heat flow density in Poland — a new approach. *Geol. Quart.*, vol. 53 (1), s. 125-140.

SUMMARY

The article highlights the importance of geothermal energy in the dynamics of ice streams of the Warta ice sheet in Middle Poland against the background of other endogenous and exogenous factors. The basis of the presented views are data from literature, analysis of geological data archives and field observation of structures of glaciogenic sediments in Middle Poland.

Until recently, the uneven spread of Pleistocene ice sheets in the Polish Lowland, which is resembled in lobes of various sizes, has been interpreted as caused by external factors, mainly the climate characteristics and relief barriers. The author proves that these factors should also include the influence of geothermal heat on the ice. The outline of ice lobes of the Warta ice sheet in Middle Poland and their hanging in the South, as well as activity of the ice streams which had formed them (e.g. their propensity to surge) are examples of dependency of the ice sheet from this stream of geothermal heat. Essential differences between its values occur on both sides of the Tornquist-Teyseyre zone. Higher values of flux heat in the Western European platform fluids compared with Eastern European platform meant that the lobes of the Warta ice sheet grew there much better, fostered by dominance of warm ice regime in considerable areas.