

## Nowe spojrzenie na zagadnienie cyklotemu glacialnego w świetle pionowych rozkładów porowatości w obrębie gliny deformacyjnej zlodowacenia odry w rejonie Konina

Wojciech Włodarski\*

W literaturze sedymentologicznej są znane modelowe sekwencje osadów glacialnych, które stanowią zapis pewnej logicznej sukcesji procesów erozji, sedymentacji i deformacji zmieniających się w czasie na określonym obszarze. Taka sukcesja jest podyktowana transgresją, a następnie recesją lądolodu i wynikającymi z tego zmianami subśrodowisk sedymentacyjnych glacialnego systemu depozycyjnego, i jako taka stanowi podstawę do wydzielenia cyklotemu glacialnego.

Wydaje się, iż najbardziej rozbudowana pod względem facyjnym sekwencja spełniająca warunki cyklotemu glacialnego została zaproponowana przez Brodzikowskiego i Van Loona (1991). Może ona stanowić dobrą podstawę dla stratygrafii sekwencyjnej plejstocenu glacialnego. Należy jednak pamiętać, iż największy potencjał zachowawczy cechuje osady glin subglacialnych i inglacialnych, zajmujących dość niewielką część tej sekwencji. Fakt ten znajduje odbicie w wielu profilach, w których plejstocen zdominowany jest przez nałożone bezpośrednio na siebie gliny lodowcowe bez osadów je rozdzielających. Podobnie jest w przypadku profili, w których rejestruje się anormalnej miąższości gliny lodowcowe, traktowane jako zapis jednego cyklu glacialnego. W związku z tym poszukuje się użytecznych wskaźników dla definiowania cyklotemu glacialnego właśnie w oparciu o facje glin subglacialnych i inglacialnych (Banham, 1976; Eyels i in., 1983; Hart & Boulton, 1991).

Niniejsze opracowanie przedstawia propozycję nowego ujęcia cyklotemu glacialnego. Jego podstawę stanowi historia odwodnienia i konsolidacji tzw. subglacialnej warstwy deformacyjnej, która wydaje się być zapisana w obrazie porowatości, a pośrednio w mezo- i mikrostrukturach gliny deformacyjnej zlodowacenia odry w rejonie Konina (wschodnia Wielkopolska).

### Obszar badań

Badania przeprowadzono w odkrywce „Józwin” Kopalni Węgla Brunatnego-Konin, zlokalizowanej w północnej części elewacji konińskiej w strefie trzeciorzędowego rowu tektonicznego Kleczewa. Odslaniająca się analizowana glina deformacyjna jest najbardziej miąższa

(do 20 m) jednostką litologiczną czwartorzędu na tym obszarze. Należy ona do poziomu litostratygraficznego gliny T2 (Stankowski & Krzyszkowski, 1991), który ostatnio łączy się ze zlodowaceniem odry (Włodarski, 2002). Gлина T2 stanowi główny element tzw. odrzańskiej jednostki kinetostratygraficznej K2 (Włodarski, 2002).

### Założenia cyklotemu

Proponowany cyklotemu glacialny wynika z założeń opartych częściowo na własnych szczegółowych obserwacjach makro-, mezo- i mikrostrukturalnych gliny deformacyjnej T2 (Włodarski, 2002, 2003) oraz na modelach fizycznych warstwy deformacyjnej szeroko dyskutowanych w literaturze. Założenia te przedstawiają się następująco:

1. Warstwa deformacyjna, jako ośrodek z którego powstała badana glina deformacyjna, mogła stanowić istotny element subglacialnej strefy ścinania pod lądolodem odrzańskim w rejonie Konina. Należy ją traktować jako świeżo wytapianą mieszaninę dwufazową:

a) złożoną z fazy rozpraszającej — wody ablacyjnej i fazy rozproszonej — ośrodka ziarnowego o składzie piasku mułkowo-ilastego z niewielkim udziałem drobnego żwirku (3–5% wagowych), głązików i głązów;

b) o maksymalnej porowatości w przedziale od 30 do 40%, a nawet 45% (np. Atre & Bentley, 1993);

c) silnie nasyconą wodą porową, której ciśnienie w warunkach zamkniętego subglacialnego systemu hydraulicznego mogło dochodzić do wartości ciśnienia litostaticznego. Warstwę deformacyjną można zatem traktować jako ośrodek ziarnowy wysoko podatny na odkształcenia. Analizowane w glinie wstęgi deformacyjne wskazują na wydatny udział wody porowej w odkształceniach, co pozwala mówić o filtracyjnej naturze deformacji subglacialnych (Włodarski, 2003).

2. W toku generowania odkształceń warstwy deformacyjnej pod lądolodem odrzańskim dominowało dyskretne ścinanie, jedynie w końcowym etapie jej historii doszło do ścinania czystego typu ciągłego, w tym ekstruzywnego płynięcia. Deformacje te zachodziły pod wpływem obciążenia lądolodem odpowiednio dynamicznego i statycznego. Należy sądzić, iż obok odkształceń postaciowych zarejestrowanych przez wskaźniki kinema-

\*Instytut Geologii UAM, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań; wojtek@amu.edu.pl

tyczne, znaczącą rolę mogły odgrywać odkształcenia objętościowe, prowadzące do zmniejszenia porowatości i konsolidacji lub też wzrostu porowatości i dylatacji warstwy deformacyjnej. Ten ostatni przypadek jest dość szeroko dyskutowany w literaturze (np. Menzies, 1989), szczególnie w odniesieniu do ścinania prostego o ciągłym charakterze, obejmującego kilkadziesiąt centymetrów czy kilka metrów miąższości warstwy deformacyjnej. Ze względu na całkowitą odwracalność takiej dylatacji, przypadek ten nie będzie brany pod uwagę w dalszych rozważaniach, szczególnie że porowatość warstwy deformacyjnej w takich warunkach może dochodzić do 45 % przez co jej konsystencja przybiera charakter gęstej zawiesiny (Menzies, 1989). Natomiast na uwagę zasługuje dylatacja w procesie ścinania dyskretnego, która jest ograniczona do bardzo wąskiej strefy ścięciowej (usku ku). Zgodnie z przewidywaniami modelu *tip line* (Brown, 1994) może ona pociągać za sobą rozwój tzw. przydyslokacyjnej strefy odwodnieniowej i konsolidacji (*damage zone*).

**Metody badań**

Do analizy porowatości wytypowano 10 profili o wysokości zmiennej od 4 do 14 m, w obrębie których w odstępach co 25 cm pobrano próbki do dalszych prac w laboratorium. Łącznie przebadano 360 próbek. Wyznaczono gęstość objętościową szkieletu gruntowego — parametr zależny od porowatości oraz gęstość właściwą szkieletu

gruntowego — parametr zależny od uziarnienia. Na podstawie obydwu parametrów wyliczono wskaźnik porowatości *e* oraz porowatość *n*. Wielkość wskaźnika porowatości zestawiono na diagramach względem wysokości w poszczególnych profilach. Dodatkowo przeprowadzono analizę korelacji oraz analizę widmową. Ta ostatnia miała na celu wychwycenie istotnej statystycznie sezonowości w rozkładzie tego parametru. Zakładając pierwotną porowatość rzędu 40% (*e* = 0,66) dla ośrodka warstwy deformacyjnej świeżo po wytopieniu z lodu lodowcowego, obliczono wskaźnik wielkości konsolidacji (*volume loss*) poszczególnych próbek gliny. Wykorzystano tutaj formułę zaproponowaną przez Speeda (1990):

$$\frac{V}{V_0} = \frac{n_0 - n}{1 - n}$$

gdzie:

$\Delta V/V_0$  — zmiana objętości całkowitej warstwy deformacyjnej w stosunku do objętości pierwotnej  $V_0$

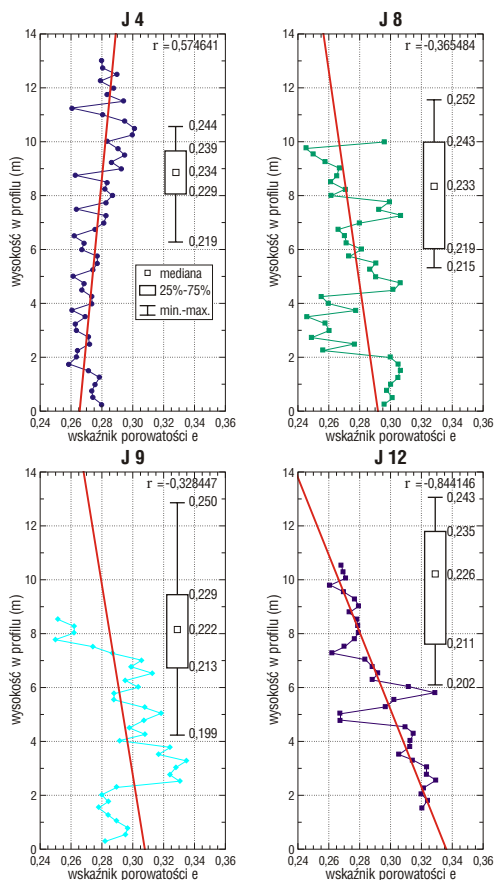
*n*<sub>0</sub> — pierwotna porowatość warstw deformacyjnej przed konsolidacją,

*n* — porowatość wtórna po konsolidacji.

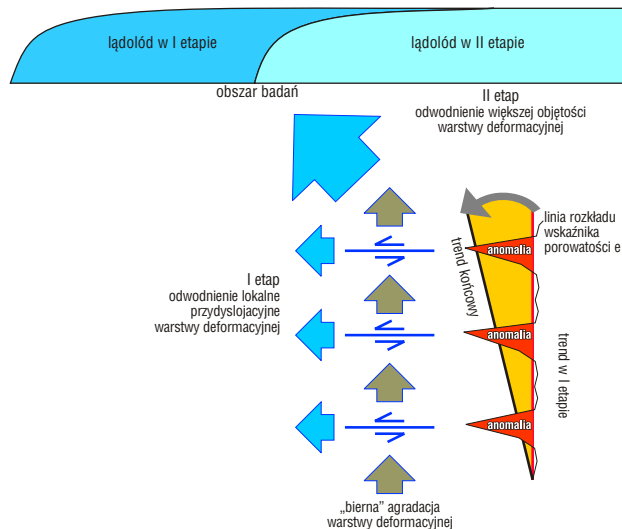
**Wyniki badań**

W przeanalizowanych 10 profilach pionowych obserwuje się zróżnicowane rozkłady wskaźnika porowatości *e* względem wysokości. Wyznaczone trendy liniowe w sześciu profilach mają charakter ujemny (por. ryc. 1 — profile J8, J9, J12), w profilu J4 dodatni (ryc. 1), natomiast w trzech pozostałych nie stwierdzono żadnego istotnego trendu — linie trendów są „pionowe”.

Obok linii trendów czytelne są mniej lub bardziej regularne piki w kierunku niższych wartości wskaźnika porowatości *e* (ryc. 1). Są to anomalie ujemne porowatości o szerokościach od 25 cm do 50 cm i regularnym rozkładzie w odstępach pionowych średnio co 1,25 m do 2,25 m. W profilu J8 nie obserwuje się pików anomalii, lecz krzywą złożoną z trzech wyróżniających się segmentów o trendach ujemnych. W niektórych profilach anomalie ujemne grupują się wokół określonej wartości *e* (0,25–0,26). Anomalie ujemne stanowią istotny statystycznie składnik



**Ryc. 1.** Diagramy pionowego rozkładu wskaźnika porowatości *e* w przykładowych profilach (w prawym górnym rogu diagramów podano wartości współczynnika korelacji  $\rho$  wraz z załączonymi diagramami słupkowymi rozkładu wskaźnika konsolidacji  $\Delta V/V_0$  (wartości: min., maks., mediana, dolny i górny percentyl))



**Ryc. 2.** Model odwodnienia i konsolidacji warstwy deformacyjnej. Strzałki niebieskie wskazują na możliwe kierunki odpływu nadwyżek wód porowych generowanych w czasie deformacji

sezonowy w pionowych rozkładach wskaźnika porowatości. W niektórych przypadkach ich amplituda jest proporcjonalna do wartości trendu na danej wysokości w profilu, co pozwala mówić o multiplikatywnym charakterze składnika sezonowego. Należy przy tym zwrócić uwagę na brak składnika sezonowego po drugiej stronie linii trendu w postaci anomalii dodatniej.

Zmiany objętości spowodowane procesami odwodnienia i konsolidacji w obrębie warstwy deformacyjnej od momentu jej wytopienia aż po stan obecny, wyznaczone na podstawie wskaźnika wielkości konsolidacji  $V/V_0$ , wahają się w zakresie od 20% do 25% (anomalie ujemne) — por. diagramy słupkowe na ryc. 1.

### Dyskusja

Multiplikatywny charakter anomalii ujemnych porowatości o amplitudach proporcjonalnych do liniowych trendów może przemawiać za dwuetapowością odwodnienia i konsolidacji warstwy deformacyjnej pod łądłodem odrzańskim (ryc. 2).

W etapie I powstały anomalie ujemne jako zapis lokalnego odwodnienia i konsolidacji w obrębie warstwy deformacyjnej, wzdłuż bliżej nieokreślonych nadrzędnych stref ścinania. Ponieważ w obrębie gliny T2 nie zaobserwowano żadnych strukturalnych śladów takich stref, wydaje się wielce prawdopodobne, iż ich funkcję mogła spełniać migrująca w trakcie agradacji strefa kontaktu łądłód-warstwy deformacyjnej. Generowane w wyniku odwodnienia i konsolidacji nadwyżki wód porowych mogły być odprowadzane na zewnątrz wzdłuż strefy ścięciowej, tak więc subglacialny system hydrauliczny musiał być w niewielkim stopniu otwarty. Odstęp pionowy między anomaliami wskazuje, iż procesy deformacji nie zachodziły w sposób ciągły. Mogły one być przerywane okresami „biernej” agradacji warstwy deformacyjnej, w czasie których nie była ona poddawana jakimkolwiek odkształceniom objętościowym, a być może i postaciowym. Wtedy też wszelkie naprężenia ścinające łądłód musiał wyładowywać wzdłuż szeregu dyskretnych powierzchni ścięciowych w samej warstwie deformacyjnej albo w obrębie tzw. warstewki Weertmana — cienkiego filmu wodnego na kontakcie łądłód-warstwy deformacyjnej. Wolno sugerować dla tego okresu zamknięcie subglacialnego systemu hydraulicznego, a tym samym wzrost ciśnienia porowego w warstwie deformacyjnej do wartości ciśnienia litostatycznego.

O ile w etapie I ogólny rozkład porowatości, a tym samym trendy liniowe, mogły być „pionowe” lub lekko dodatnie, o tyle trendy ujemne wydają się być wtórne (ryc. 2). Mogły one powstać w etapie II w wyniku odwodnienia i konsolidacji znacznych objętości warstwy deformacyjnej, wskazując tym samym na ostateczne otwarcie subglacialnego systemu hydraulicznego. Otwarcie to mogło istotnie przyczynić się do znacznie bardziej swobodnego drenażu wód porowych w warstwie deformacyjnej a w następstwie do jej odwodnienia. Większe odwodnienie w częściach stropowych aniżeli w spągowych warstwy deformacyjnej należałoby tłumaczyć wpływem silnego gradientu hydraulicznego wywiązującego się w bezpośredniej strefie

czoła łądłodu. Nie można wykluczyć roli kanałów subglacialnych w drenowaniu warstwy, czytelnym w zapisie kopalnym w przystropowej partii badanej gliny. Zmiana charakteru trendu z „pionowego” na ujemny wydaje się wpływać na czytelność anomalii ujemnych, powodując zmniejszanie się ich amplitud a w skrajnych przypadkach prowadząc nawet do ich zatarcia.

### Wnioski

Z przedstawionego powyżej modelu wynika, iż istnieje możliwość odczytania w obrazie porowatości sukcesji dwóch charakterystycznych etapów w historii warstwy deformacyjnej:

1) cyklicznej agradacji oraz deformacji warstwy pod aktywnym łądłodem,

2) wielkoskalowego odwodnienia warstwy w strefie czołowej ustępującego z obszaru badań łądłodu. W świetle tak prezentującej się sukcesji rodzą się dwa pytania.

1. W jakim stopniu badania porowatości mogą stanowić podstawę do wyróżniania cyklotemów glacialnych?

2. Czy w przyszłości będzie można wykorzystać tak zdefiniowane cyklotemy w stratygrafii sekwencyjnej kompleksów glacialnych, szczególnie w przypadkach bezpośredniego nałożenia na siebie glin lodowcowych?

### Literatura

- ATRE S.R. & BENTLEY C.R. 1993 — Laterally varying basal conditions beneath ice streams B and C, West Antarctica. *Jour. Glaciol.*, 39: 455–462.
- BANHAM P.H. 1976 — Glacitectonites in till stratigraphy. *Boreas*, 6: 101–105.
- BRODZIKOWSKI K. & VAN LOON A.J. 1991 — Glacigenic Sediments. *Developments in Sedimentology*, 49. Elsevier.
- BROWN K. 1994 — Fluids in deforming sediments. [W:] A.J. Maltman (ed.), *The geological deformation of sediments*. Chapman and Hall: 205–219.
- EYELS N., EYELS C.H. & MIALD A.D. 1983 — Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30: 393–410.
- HART J.K. & BOULTON G.S. 1991 — The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quater. Sc. Rev.*, 10: 335–350.
- MENZIES J. 1989 — Subglacial hydraulic conditions and their possible impact upon subglacial bed formation. *Sedim. Geol.*, 62: 125–150.
- SPEED R. 1990 — Volume loss and defluidization history of Barbados. *Jour. Geophys. Res.*, 95: 8983–8996.
- STANKOWSKI W. & KRZYSZKOWSKI D. 1991 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. [In:] W. Stankowski (ed.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*. Wyd. UAM: 11–31.
- WŁODARSKI W. 2000 — Litologia, stratygrafia i glacioteletonika dolnego i środkowego czwartorzędu. Wycieczka A. [In:] J. Biernacka & J. Skoczylas (ed.), *Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski*. Przew. 71 Zj. PTG. Bogucki Wyd. Nauk.: 112–121.
- WŁODARSKI W. 2002 — Tektonika glacialna zlodowacenia Odry w nawiązaniu do struktur podłoża. *Mat. IX Symp. Glacitetoniki, Zielona Góra. Zesz. Nauk. Uniw. Zielonog.*, 129: 195–207.
- WŁODARSKI W. 2003 — Mechanika mikropowierzchni ścięciowych w obrębie tzw. wysokopodatnych długoterminowych ośrodków ziarnowych. Implikacje paleotektoniczne. *Mat. VI Karpackich Warsztatów Tektonicznych, Kraków. Arch. ING PAN Kraków*: 42–43.