



## Spektrometryczne profilowanie gamma w odsłonięciach geologicznych – metody i przykłady zastosowania

Damian Moskalewicz<sup>1</sup>



**Handheld gamma-ray spectrometry at geological exposures – methods and applications.** *Prz. Geol.*, 70: 806–815; doi: 10.7306/2022.31

*Abstract.* Handheld gamma-ray spectrometry (hGRS) is a valuable method for geological studies. It may be applied in correlations between well-logging and outcrop strata, enhance interpretations of sedimentological data, prospect radiogenic ores and geothermal resources, and identify radiogenic hazards for society. This paper aims to review and popularize one of the research methods based on a mobile device (hGRS) equipped with a BGO (bismuth germanium oxide) scintillator. The general concept of the research method is presented in this paper. The method's perspectives and limits based on reviewed literature. Advantages of hGRS include, e.g., low cost, short data acquisition time, the possibility of studying natural exposures, and a broad set of research applications. The main disadvantages comprise relatively modest resolution of acquired data and their difficult interpretation in complex geological formations. The review is backed by sample measurements performed in various geological exposures at Bornholm Island (Baltic Sea). Measurements comprised igneous rocks exposed in several quarries and sedimentary profiles near Laeså Valley and Muleby.

**Keywords:** Handheld gamma-ray spectrometry, radionuclides, natural radioactivity, geophysics, Bornholm

Spektrometryczne profilowanie gamma jest jedną z podstawowych technik pomiarowych, stosowanych w geofizyce otworowej. Równolegle z jej rozwojem, stopniowy postęp dokonywał się także w dziedzinie pomiarów z wykorzystaniem mobilnych urządzeń przenośnych, które zazwyczaj rejestrują zawartość w skale takich pierwiastków jak: potas (K), uran (U), tor (Th), a także pozwalają na określenie całkowitej naturalnej promieniotwórczości, najczęściej wyrażanej w postaci jednostek API (*American Petroleum Institute*). Ze względu na zróżnicowany rozkład zawartości wyżej wymienionych pierwiastków w skorupie ziemskiej, możliwe jest rozróżnienie od siebie odmiennych typów skał (np. Chiozzi i in., 2002; Scharfenberg i in., 2015) lub identyfikacja określonych składników mineralnych w skale, np. konkretnych minerałów ilastych (np. Costa i in., 2018). Badania z użyciem przenośnego spektrometru gamma pozwalają na porównanie danych pochodzących z geofizyki otworowej z utworami eksponowanymi w odkrywkach geologicznych, co pozwala poprawić jakość interpretacji danych pomiarowych (np. Hirst, 2012). Mogą być również wykorzystywane jako narzędzie wspomagające korelację stratygraficzną profili skał osadowych (np. Simicek, Babek, 2015), identyfikację konkretnych typów litofacji, zespołów litofacjalnych lub wybranych paleośrodowisk sedymentacyjnych (np. Gould i in., 2014; Moskalewicz i in., 2022). Powiązanie danych ze spektrometrycznego profilowania gamma z innymi danymi geologicznymi (np. podatności magnetycznej, XRD, mikropaleontologicznymi) umożliwia w kolei szereg interpretacji paleoklimatycznych i paleogeograficznych (np. Halgedahl i in., 2009). Pomiar naturalnej promieniotwórczości mogą także prowadzić do określenia potencjału geotermicznego (np. Scharfenberg i in., 2016), jak również do identyfikacji złóż zasobnych w pierwiastki

promieniotwórcze i wykrywania potencjalnych zagrożeń dla ludności (IAEA, 2003). Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie czytelnikowi metody wykonywania pomiarów bazujących na spektrometrii gamma w odsłonięciach geologicznych, przybliżenie związanych z nią możliwości i ograniczeń, a także przedstawienie przykładów jej zastosowania w różnej problematyce geologicznej.

### OPIS METODY

Izotopy promieniotwórcze obecne w skorupie ziemskiej ulegają z biegiem czasu spontanicznemu rozpadowi, który jest niezależny od czynników zewnętrznych i charakteryzuje się rozkładem Poissona. W trakcie rozpadu emitowane są cząstki  $\alpha$ ,  $\beta$  lub  $\gamma$ . Promieniowanie gamma wchodzi w kontakt z otaczającą materią, co prowadzi do powstania efektu fotoelektrycznego, rozpraszania komptonowskiego lub produkcji par pozytron–elektron (Knoll, 2010). Wystąpienie powyższych interakcji jest uzależnione od liczby atomowej otaczającej materii oraz energii fotonów gamma. Poniżej 100 keV promieniowanie gamma jest zazwyczaj absorbowane przez materię i dochodzi do uwolnienia elektronu (efektu fotoelektrycznego). W przedziale 100 keV do 1 MeV dominuje rozpraszanie komptonowskie, którego skutkiem jest oddanie części własnej energii elektronowi, odbicie i zmiana kierunku dalszej propagacji fotonu gamma. Im większy jest kąt odbicia wiązki, tym mniejszą energię będzie posiadać foton gamma, który uległ rozproszeniu. Dla energii powyżej 1 MeV interakcje promieniowania gamma z materią zazwyczaj prowadzą do powstania par elektron–pozytron. Ten ostatni ulega szybko anihilacji, uwalniając dwa fotony gamma o energii 511 keV każdy (Knoll, 2010).

<sup>1</sup> Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk; damian.moskalewicz@ug.edu.pl; ORCID ID: 0000-0002-3248-1860

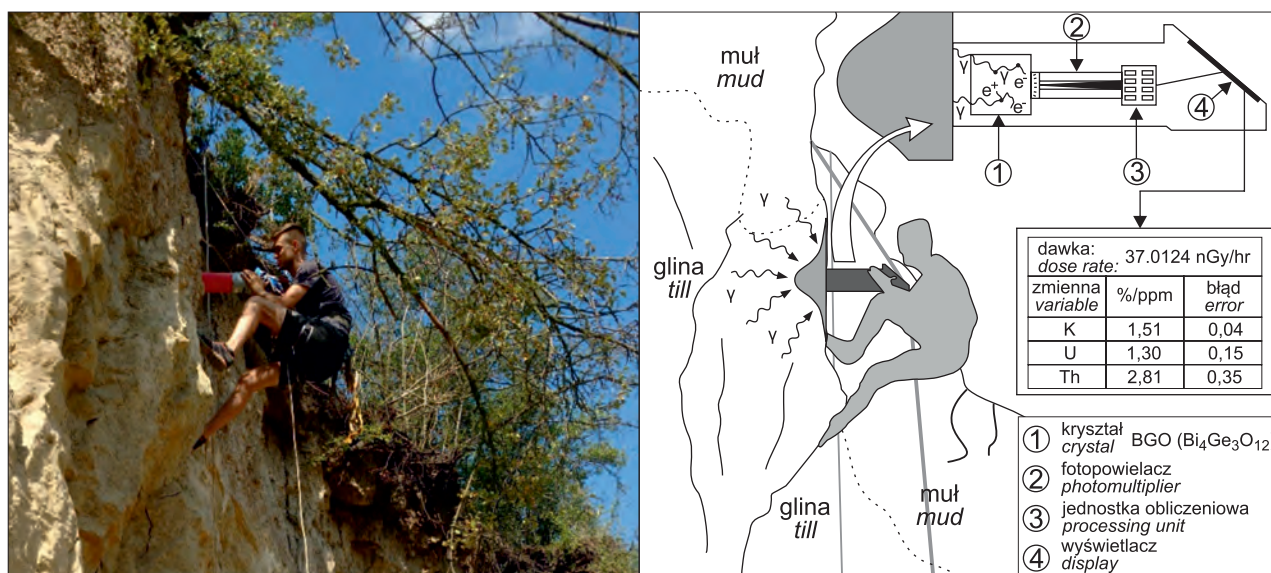
Zanim fotony gamma trafią do urządzenia pomiarowego ulegają na swojej drodze tłumieniu. Efektywny przepływ promieniowania (*flux*) jest uzależniony od miąższości (grubości) ciała stałego, liczby rozpadów na jednostkę objętości oraz szerokości okna na rozpad promieniotwórczy. W przypadku badań w otworach wiertniczych dodatkowo wpływ ma także geometria otworu oraz rodzaj zastosowanej płuczki. Dla wielu praktycznych zastosowań wprowadzono współczynniki absorpcji masowej, które charakteryzują wielkość tłumienia konkretnych substancji, a także powiązane z tym zjawiskiem współczynniki korekcji (Ellis, Singer, 2008).

Spektrometry przenośne stosowane w odsłonięciach geologicznych zazwyczaj są oparte o liczniki scyntylacyjne. Fotony gamma, które wpadną przez okno do urządzenia, padają na określony kryształ (najpopularniejsze są kryształy NaI(Tl), choć w ostatnich latach są wypierane przez bardziej wydajne kryształy BGO –  $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{14}$ ), który świecąc generuje kaskadę elektronów wewnątrz fotopowielacza (w układzie katody, dynody i anody). Jednostka obliczeniowa przetwarza otrzymywany sygnał, zapisując i wyświetlając końcowe wyniki na podstawie wbudowanych bibliotek, bazujących na przeprowadzonej wcześniej kalibracji urządzenia (Smith, Lucas, 1991). Przenośne spektrometry gamma zazwyczaj są kalibrowane u producenta, gdzie dokonuje się pomiarów dla określonych geometrii mierzonego ośrodka o znanych widmach energetycznych. Dodatkowo, jednostka obliczeniowa koryguje wskazania o pomiar tła promieniotwórczego. W większości stosowanych urządzeń, bezpośrednie pomiary umożliwiają otrzymanie 512 lub 1024 kanałowego spektrum w zakresie energetycznym od 15 do 3000 keV. Czas trwania pomiaru różni się w zależności od zastosowań, zazwyczaj mieści się w przedziale 120–240 s. Uzyskane wyniki obejmują aktywność promieniotwórczą (mSv), zawartość  $^{40}\text{K}$  (%), U (ppm), Th (ppm) oraz rzadziej radioizotopów Cs ( $\text{Bq}/\text{m}^2$ ) w badanym obiekcie, a także dodatkowo całkowitą promieniotwórczość GR wyrażoną w jednostkach API. Nowoczesne urządzenia mogą pełnić zarówno rolę narzędzia terenowego, jak i stacjonarnego spektrometru laboratoryjnego. Wymagany jest jedynie wybór metody kalibracji i analizowanej geometrii, aby urządzenie było dostosowane do środowiska pomiarowego (np. IAEA, 2003, 2010). Bezpośrednie porównanie analiz laboratoryjnych z terenowymi pokazuje, że w warunkach polowych wartości otrzymywane z wykorzystaniem liczników scyntylacyjnych są nieco wyższe (np. Simicek, Babek, 2015). Ciekawe obserwacje płyną z badań Działek i in. (2018), którzy bazując na detektorze HPGe (*high-purity germanium*) wykazali dużą zgodność pomiarów terenowych z laboratoryjnymi.

Jednym z ograniczeń przedstawionej metody jest relatywnie mała, w porównaniu z możliwościami laboratoryjnymi, precyzja otrzymywanych wyników. Błąd pomiarowy związany z określaniem zawartości różnych radionuklidów zazwyczaj mieści się w przedziale 6–12%. Wynika to bezpośrednio z rozdzielczości zliczania rozpadów o konkretnych energiach. Przykładowo, przy identyfikacji rozpadu  $^{137}\text{Cs}$  z zastosowaniem scyntylatora NaI(Tl) jego bezwzględna rozdzielczość wynosi ok. 7%. Dla porównania, germanowe liczniki półprzewodnikowe posiadają rozdzielczość na poziomie 0,3% (np. Luca i in., 2012), co czyni je bezkonkurencyjnymi w precyzyjnych zastosowaniach analizy tego izotopu, np. do datowania najmłodszych utworów geologicznych (np. Mabit i in., 2008).

Z drugiej strony, przenośne liczniki scyntylacyjne umożliwiają bardzo szybkie oszacowanie przybliżonych zawartości najczęściej występujących w przyrodzie radioizotopów ( $^{40}\text{K}$  i U-Th) oraz obliczenie całkowitej promieniotwórczości. Dzięki temu, w stosunkowo krótkim czasie można otrzymać dużą ilość danych, które posiadają przydatną wartość interpretacyjną.

Badania terenowe mają kilka założeń, które powinny być spełnione, aby otrzymać możliwie jak najlepsze wyniki. Położenie urządzenia względem obiektu badań ma kluczowe znaczenie w kontekście rejestrowanych wartości. Szczególne znaczenie ma odległość urządzenia od mierzonej powierzchni oraz kąt, pod jakim nachylone jest okno przepuszczające promieniowanie. Wraz z oddalaniem spektrometru od mierzonego ośrodka lub odchyleniem go od pozycji równoległej do padających fotonów gamma, znacznie zmniejsza się prawdopodobieństwo zarejestrowania rozpadu promieniotwórczego (Ellis, Singer, 2008). W praktyce, efektywny zasięg mapowania sygnału przypomina kształtem dzwon lub kapelusz (ryc. 1), którego wymiary mieszczą się w zakresie objętości podkładek kalibracyjnych, zazwyczaj o rozmiarze  $1,0 \times 1,0 \times 0,3$  m. Ze względu na kształt mapowanej objętości, niezwykle ważne jest świadome przykładanie urządzenia pomiarowego do ściany odsłonięcia, tak aby ograniczyć możliwość dopływu niepożądanego sygnału z sąsiednich warstw skalnych lub odnotować możliwe zaburzenie wyników w celu uniknięcia pomyłek w trakcie interpretacji (Myers, Bristow, 1989; Svendsen, Hartley, 2001). W profilowaniu pionowym, w miarę możliwości, pomiarów dokonuje się w interwale 20–30 cm, dostosowując rozpiętość pomiędzy nimi do granic geologicznych. Konstrukcja urządzenia sprawia, że szerokość okna, do którego dociera promieniowanie jest na tyle duże, że wykonywane pomiary nie mają charakteru punktowego. Otrzymywane spektrum zawsze jest efektem zebrania sygnału z określonej objętości o kształcie „dzwona”, dla którego najwięcej sygnału dobiega z szerokości i głębokości kilkunastu centymetrów w osi równoległej do urządzenia pomiarowego z możliwą rejestracją kwantów gamma z szerokości ok. 0,5 m i głębokości ok. 0,3 m. Przekłada się to na uwidaczniający się efekt wpływu promieniowania z sąsiednich warstw, jeśli mierzona warstwa nie ma wystarczająco dużej miąższości (przynajmniej kilkunastu centymetrów). Przenośna spektrometria gamma oparta o liczniki scyntylacyjne ma zatem znaczne ograniczenia w badaniu utworów heterolitycznych. Niedoszacowanie mierzonych wartości może nastąpić przy wykonywaniu pomiarów na powierzchniach sąsiadujących z pustką (Myers, Bristow, 1989). Taki przypadek obejmuje między innymi występy skalne, nawisy, gęste szczeliny i spękania, kawerny, bądź wykonywanie pomiarów w skałach, w których pory wypełnione są wodą, gdyż jej obecność znacznie zwiększa tłumienie (Reinhardt, Hermann, 2019). Pewną niedogodnością jest konstrukcja większości przenośnych spektrometrów gamma, która wymusza na użytkowniku utrzymywanie dość ciężkiego urządzenia w niezmienniej pozycji przez 120–240 sekund. Nie ma to oczywiście żadnego wpływu na otrzymywane wyniki, choć w znaczący sposób może wpłynąć na bezpieczeństwo użytkownika przy stromych odsłonięciach. W przypadku niemal pionowych ścian, jedyną możliwością wykonania pomiaru jest zastosowanie sprzętu wspinaczkowego (ryc. 1).



**Ryc. 1.** Zasada działania przenośnego, scyntylacyjnego spektrometru gamma GT-40S w odkrywcze geologicznej. Urządzenie jest przystawiane bezpośrednio do mierzonej powierzchni pod kątem prostym lub zgodnym z uławiczeniem skał. Wtórnie rozproszone kwanty gamma docierają do kryształu, emitującego elektrony (1). Następnie sygnał jest wzmacniany w fotopowielaczu (2) i przetwarzany przez wbudowaną jednostkę obliczeniową (3). Po upływie 120–240 sekund uzyskane spektrum wyświetla się na ekranie wraz informacją o zawartości potasu, uranu i toru w skale (4). Wynik jest także zapisywany w pamięci urządzenia

**Fig. 1.** Principle of operation of the GT-40S portable scintillation gamma-ray spectrometer in a geological outcrop. The device is put directly to the measured surface at the right angle or according to the rock formation geometry. Backscattered gamma rays reach the crystal, emitting electrons (1). Then, the signal is amplified in a photomultiplier (2) and processed by the built-in computing unit (3). After 120–240 seconds, the obtained spectrum is displayed on the screen, together with information about the potassium, uranium and thorium content in rock (4). The result is also stored in the device's memory

Interpretacja zawartości i zmienności pierwiastków promieniotwórczych w skałach może być złożona, jednak na przestrzeni lat odkryto kilka, rzadko podawanych w wątpliwość zależności (por. np., Bessa, Hesselbo, 1997; IAEA, 2003; Bjørlykke, 2010; tab. 1). Potas jest szeroko rozpowszechnionym w skorupie ziemskiej pierwiastkiem. Wchodzi w skład skaleni i skaleniovców (szczególnie skalenia potasowego) oraz łyszczyków (np. biotytu, muskowitu). Minerale te stanowią ważny składnik skał magmowych i metamorficznych, takich jak granity, pegmatyty, gnejsy, czy migmatyty. W skałach okruskowych jest czę-

sto związany minerałami ilastymi (np. illitem), które mogą stanowić matriks ilaste w piaskowcach zailonnych lub być głównym składnikiem drobnoziarnistych skał osadowych. Ponadto, potas występuje w ziarnach detrytycznych skałeni potasowych i łyszczyków, budując np. piaskowce arkosowe. Może być także związany z podwyższoną zawartością określonego minerału w skale (np. glaukonitu) lub stanowić budulec ewaporatów, takich jak sylwin czy karnalit. Uran jest uznawany za pierwiastek mobilny, który może być łatwo wylugowany ze skał. Gromadzi się przede wszystkim w drobnoziarnistych skałach klastycznych oraz

**Tab. 1.** Wybrane źródła naturalnego promieniowania w minerałach i skałach, na podstawie IAEA, 2003

**Table 1.** Selected sources of natural radiation in minerals and rocks, based on IAEA, 2003

Pierwiastek Element	Przykłady występowania w minerałach Examples of occurrence in minerals	Przykłady występowania w skałach Examples of occurrence in rocks
K – potas K – potassium	skalenie (głównie potasowe), skaleniovcy, łyszczyki (biotyt, muskowit, flogopit, serycyt), amfibole, alunit, glaukonit, sylwin <i>feldspars (mainly potassium), feldspathoids, mica (biotite, muscovite, phlogopite, sericite), amphiboles, alunite, glauconite, sylvite</i>	skały magmowe i metamorficzne (np. granity, ryolity, pegmatyty, gnejsy; najwięcej w skałach kwaśnych), skały klastyczne (np. piaski, mułowce, duża zawartość w arkozach, illicie), ewaporaty (np. sole potasowo-magnezowe) <i>igneous and metamorphic rocks (e.g., granite, rhyolite, pegmatite, gneiss; mainly in felsic rocks), clastic rocks (e.g., sand, mudstone, increased content in arkose, illite), evaporites (e.g., potassium-magnesium salts)</i>
U – uran U – uranium	uraninit, betafit, huttonit, uranosferyt, toryt, uranotoryt, torianit, uranotorianit, cyrkon, ksenotym, monacyt, allanit, apatyt, tytanit <i>uraninite, betafite, huttonite, uranospherite, thorite, uranothorite, thorianite, uranothorianite, zircon, xenotime, monazite, allanite, apatite, sphene</i>	skały magmowe i metamorficzne (np. granity, pegmatyty), żyły hydrotermalne, skały fosforanowe i węglanowe, drobnoziarniste skały klastyczne (np. pyły, łupki alunowe, ilowce, iły), nagromadzenia minerałów ciężkich <i>igneous and metamorphic rocks (e.g., granite, pegmatite), hydrothermal veins, phosphorites and carbonates, fine-grained clastic rocks (e.g., silt, alum shale, claystone, clay), heavy minerals placers</i>
Th – tor Th – thorium	huttonit, toryt, uranotoryt, cheralit, torianit, uranotorianit, monacyt, ksenotym, cyrkon, allanit, apatyt, tytanit, epidot <i>huttonite, thorite, uranothorite, cheralite, thorianite, uranothorianite, monazite, xenotime, zircon, allanite, apatite, sphene, epidote</i>	skały magmowe i metamorficzne (np. pegmatyty), żyły hydrotermalne, drobnoziarniste skały klastyczne (np. pyły, łupki alunowe, ilowce, iły), nagromadzenia minerałów ciężkich <i>igneous and metamorphic rocks (e.g., pegmatite), hydrothermal veins, phosphorites and carbonates, fine-grained clastic rocks (e.g., silt, alum shales, claystones, clays), heavy minerals placers</i>

współwystępuje z fosforanami. Może wskazywać na redukcyjne warunki depozycji zarówno w środowiskach klastycznych, jak i węglanowych, a w szczególnych warunkach środowiskowych i geochemicznych współwystępować z materią organiczną. Tor jako mniej mobilny pierwiastek gromadzi się w drobnoziarnistych utworach klastycznych, głównie w obrębie minerałów ilastych. Zarówno uran, jak i tor mogą występować w obrębie żył hydrotermalnych, pegmatytów lub stanowić składnik niektórych minerałów ciężkich, takich jak ksenotym, cyrkon lub monacyt.

Typowe zastosowanie przenośnej spektrometrii gamma w skałach krystalicznych obejmuje badania zaawansowania procesu wietrzenia przypowierzchniowej części plutonu (np. Taboada i in., 2006; Chan i in., 2007; Trindade i in., 2014) lub oszacowanie wartości lokalnej produkcji ciepła geotermicznego (McCay i in., 2014; Scharfenberg i in., 2016). Wyniki pomiarów radiometrycznych w obrębie skał węglanowych mogą znacznie różnić się ze względu na różnorodność ich wykształcenia, jednak niosą ze sobą dużą wartość dla interpretacji paleośrodowiskowych, pod warunkiem wykonania odpowiednio wielu pomiarów wspartych innymi metodami (np. Hladil, 2002; Hladil i in., 2003; Grabowski i in., 2013, 2019). Powszechnie w interpretacjach stosuje się wskaźniki Th/K, Th/U oraz U/K, będące ilorazami zawartości tych pierwiastków w skale (por. Klaja, Dudek, 2016). Wskaźnik Th/K jest najczęściej wykorzystywany do identyfikacji minerałów ilastych. Może być także użyteczny w rozpoznawaniu litofacji, warunków depozycji i diagenety. Wskaźnik Th/U pozwala rozróżnić określone grupy skał lub warunki depozycji (np. środowiska kontynentalne od morskich), ocenić udział materii organicznej w formacjach zailonnych oraz pomóc w korelacjach stratygraficznych. Wysoka użyteczność powyższych wskaźników została udowodniona między innymi przez Ruffela i Wordena (2000), którzy, bazując na stosunku zawartości illitu do kaolinitu, całkowitej promieniotwórczości gamma oraz wskaźnikach Th/K, Th/U, wykazali zmienność warunków paleoklimatycznych zapisaną w profilach skał osadowych. Schnyder i in. (2006) rozszerzyli powyższe podejście, krytycznie analizując wcześniejsze badania i możliwość aplikacji wskaźników Th/K, Th/U w badaniach paleośrodowiskowych. Badania sedimentologiczne i paleoklimatyczne stanowią podstawę do rekonstrukcji zmian środowiska, jednak wykorzystanie przenośnej spektrometrii gamma może wspomóc osiągnięcie takich celów, np. w kompleksowej analizie kopalnych profili glebowych (Kozłowska, 2019).

Dla różnych zastosowań geologicznych mierzone wartości są czasem przeliczane na inne jednostki, między innymi obliczone, całkowite promieniowanie gamma ( $GR$  – *gamma-ray*) wyrażone w jednostkach API według wzoru (Ellis, Singer, 2008):

$$GR [API] = 16 \cdot K [\%] + 8 \cdot U [ppm] + 4 \cdot Th [ppm]$$

gdzie:

$K$ ,  $U$  i  $Th$  – uzyskane koncentracje tych radionuklidów w skale dla danego pomiaru.

Spodziewane wartości  $GR$  dla różnych typów skał oraz przyczyny ich zmienności można znaleźć w licznych

podręcznikach (np. Glover, 2014). Całkowite promieniowanie gamma  $GR$  rzadko samodzielnie daje możliwość poprawnych interpretacji i powinno być analizowane jedynie przy uwzględnieniu jego najważniejszych składników oraz wyników innych analiz geologicznych. Trendy zmian całkowitego promieniowania gamma często odzwierciedlają zmiany udziału frakcji drobnoziarnistych w profilach skał klastycznych. Dzięki temu mogą być wykorzystywane w interpretacjach sedimentologicznych i stratygraficznych, na przykład do wyróżniania cykli sedimentacyjnych, granic pomiędzy jednostkami stratygraficznymi lub kompletnej cyklostratygrafii (np. Martinius i in., 2002; Martinez i in., 2013). Podobnie jak w przypadku geofizyki otworowej, pomierzone całkowite promieniowanie gamma można wykorzystać do szacowania współczynnika zailenia  $V_{sh}$ , wykorzystując wartości minimalne i maksymalne pomiarów w określonym zbiorze danych (np. określonym interwale głębokości) według wzoru (Ellis, Singer, 2008):

$$V_{sh(GR)} = (GR - GR_{min}) / (GR_{max} - GR_{min})$$

gdzie:

$V_{sh(GR)}$  – zailenie wyznaczone na podstawie całkowitego promieniowania gamma  $GR$ ;

$GR$  – obliczona wartość całkowitego promieniowania gamma dla danego pomiaru;

$GR_{min}$  – wartość ze zbioru danych odpowiadająca „czystym”, wolnym od zailenia warstwom;

$GR_{max}$  – wartość ze zbioru danych odpowiadająca zailonym warstwom.

Wynik uzyskany przy użyciu powyższego wzoru jest zazwyczaj korygowany w celu uzyskania lepszego oszacowania zailenia, przy uwzględnieniu między innymi wieku analizowanych formacji (np. Szabó, 2011). Do oceny dostawy materiału terygenicznego w miejsce jego depozycji wykorzystuje się także współczynnik  $CGR$  („*clay*” *gamma-ray*), uwzględniający sumaryczne promieniowanie związane z torem i potasem (Rider, 1999):

$$CGR [API] = 16 \cdot K [\%] + 4 \cdot Th [ppm]$$

Uzyskaną koncentrację uranu i toru, można wykorzystać do wyznaczenia ilości uranu autigenicznego  $U_{aut}$  (Myers, Wignall, 1987):

$$U_{aut} [ppm] = U [ppm] - Th [ppm] / 3$$

Na potrzeby badań geotermicznych można także obliczyć wskaźnik teoretycznej produkcji ciepła  $A$  według wzoru (Rybach, 1988):

$$A [\mu W \cdot m^{-3}] = 10^{-5} \rho [kg \cdot m^{-3}] \cdot (3,48 \cdot K [\%] + 9,52 \cdot U [ppm] + 2,56 \cdot Th [ppm])$$

gdzie:

$\rho$  – gęstość skały;

$K$ ,  $U$  i  $Th$  – uzyskane koncentracje tych radionuklidów w skale.

## PRZYKŁADOWE ZASTOSOWANIA

## Obszar badań

Przykładowe pomiary (tab. 2, metodyka za: Moskalewicz i in., 2022) wykonano w wybranych odsłonięciach na wyspie Bornholm, znajdującej się na Morzu Bałtyckim. Budowa geologiczna Bornholmu jest urozmaicona i w wielu miejscach stanowi mozaikę utworów różnego pochodzenia i wieku (Gry, 1960). Większość centralnej oraz północno-wschodniej części wyspy jest zbudowana z proterozoicznych skał plutonicznych i metamorficznych. Wśród nich dominują gnejsy i migmatyty, pomiędzy którymi występują intruzje granitów (np. Vang, Almindingen, Hammeren) i granodiorytów (Rønne). Przykładowe pomiary wykonane w tych utworach obejmują stanowiska C, D, E i F (ryc. 2). Południowa oraz południowo-zachodnia część wyspy jest zbudowana z paleozoicznych i mezozoicznych skał osadowych. Na pograniczu utworów proterozoicznych i paleozoicznych występuje piaskowiec arkozoowy Nexø. Ponadto, na wyspie udokumentowano między innymi profil kambru i ordowiku złożony z wapieni, łupków graptolitowych oraz łupków ałunowych, eksponowany w dolinie Læså (Stanowisko A, ryc. 2–4), a także utwory triasu i jury, w dużej mierze pochodzenia terygenicznego, możliwe do zaobserwowania w okolicy Muleby

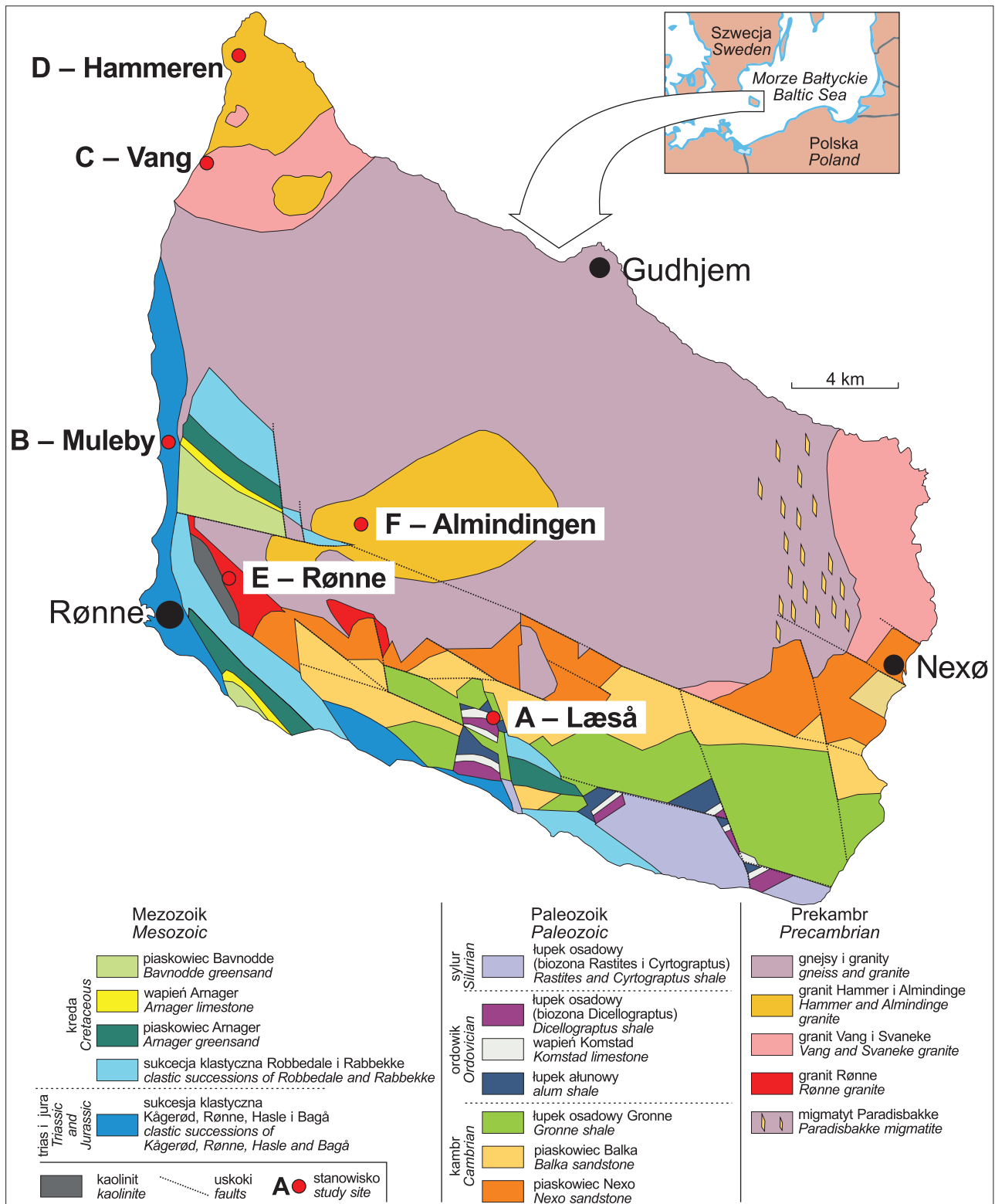
(Stanowisko B, ryc. 2–4). W niektórych miejscach występują również utwory pochodzenia glacialnego, wieku plejstoceneskiego, jednak ich miąższość jest zazwyczaj niewielka – sięga kilku metrów.

## Radiogeniczność skał osadowych

Profil w dolinie Læså (ryc. 4A) jest złożony z trzech odmiennych jednostek litologicznych. Strop tworzy zwiertrzała, plejstoceneska glina lodowcowa o miąższości ok. 0,4 m, w której rozwinął się współczesny poziom glebowy. Poniżej występuje ok. 2-metrowa warstwa ordowickiego wapienia ortocerasowego, pod którą zidentyfikowano warstwę zlepieńca fosforytowego o miąższości ok. 20 cm. Środkową i dolną część profilu tworzą łupki graptolitowe i ałunowe. W ich obrębie występuje granica pomiędzy kambrem a ordowikiem (Gry, 1960). Wykonane pomiary radiometryczne wykazały duży kontrast pomiędzy górną a dolną częścią profilu. Zawartości radionuklidów w glinie lodowcowej wyniosły odpowiednio dla potasu (K), uranu (U), toru (Th): 1,1%, 8 ppm, 7 ppm. Na uwagę zasługuje nietypowa, znacznie podwyższona zawartość uranu (por. Moskalewicz i in., 2022, średnio 2,52 ppm), która jest prawdopodobnie efektem ścierania i inkorporacji w obręb gliny lodowcowej starszych utworów kambru i ordowiku, charakteryzujących się prawie dziesięciokrotnie

Tab. 2. Podsumowanie przykładowych pomiarów dla różnych grup skał  
Table 2. Summary of sample measurements for different rock types

Zmienna Variable V	Typ skał Rock type T	Liczba pomiarów Number of measurements N	Średnia Mean M	Wartość minimalna Minimum value Min	Wartość maksymalna Maximum value Max	Odchylenie standardowe Standard deviation Std
GR [API]	wszystkie <i>all</i>	37	314,9	102,6	942,4	210,5
K [%]		37	3,7	0,9	7,4	1,9
U [ppm]		37	21,3	5,9	111,9	27,1
Th [ppm]		37	21,2	6,5	45,7	8,9
GR [API]	magmaowe <i>igneous</i>	15	295,2	183,0	518,1	80,6
K [%]		15	5,5	3,4	7,4	1,1
U [ppm]		15	12,0	6,5	28,2	5,8
Th [ppm]		15	27,6	12,9	45,7	8,6
GR [API]	głina lodowcowa <i>till</i>	1	164,5	164,5	164,5	–
K [%]		1	1,2	1,2	1,2	–
U [ppm]		1	15,0	15,0	15,0	–
Th [ppm]		1	6,5	6,5	6,5	–
GR [API]	wapienie <i>limestones</i>	2	104,5	102,6	106,3	2,6
K [%]		2	1,6	1,3	1,8	0,3
U [ppm]		2	6,6	6,0	7,3	1,0
Th [ppm]		2	6,6	6,6	6,6	0,0
GR [API]	łupki ałunowe <i>alum shale</i>	6	743,1	662,0	942,4	102,6
K [%]		6	3,2	1,2	4,1	1,1
U [ppm]		6	79,7	69,8	111,9	16,0
Th [ppm]		6	13,6	7,1	18,3	3,6
GR [API]	osady klastyczne z węglem brunatnym <i>clastics with lignite</i>	13	184,0	127,2	230,8	31,7
K [%]		13	2,4	0,9	4,7	1,3
U [ppm]		13	7,7	5,9	9,9	1,1
Th [ppm]		13	20,8	14,4	26,6	3,7

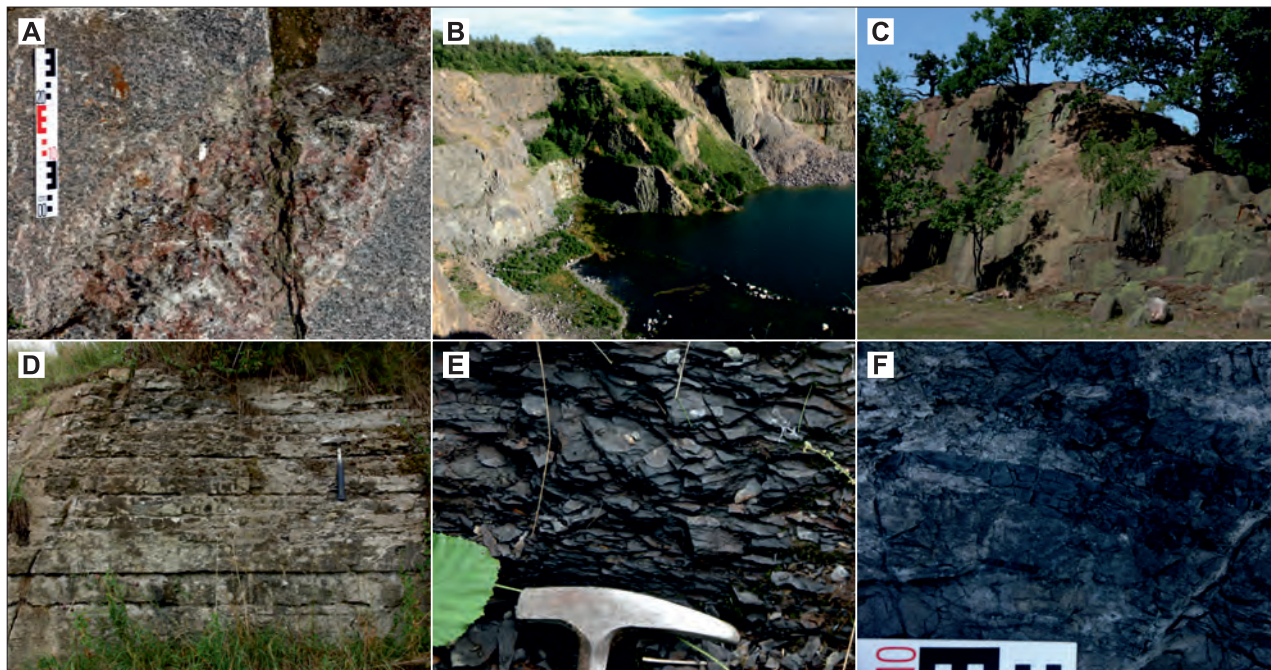


Ryc. 2. Lokalizacja stanowisk badawczych na tle mapy geologicznej Bornholmu bez utworów czwartorzędowych. Mapa zmodyfikowana na podstawie Jamorska i in., 2014 (Creative Common Licence 4.0) oraz Gry, 1960

Fig. 2. Location of study sites on a background of the geological map of Bornholm without Quaternary deposits. Map modified from Jamorska et al., 2014 (Creative Common Licence 4.0) and Gry, 1960

wyższą koncentracją uranu. Pomiary wykonane w obrębie wapieni dały typową wartość K: 1,6% i nieznacznie podwyższone wartości U: 6,6 ppm oraz Th: 6,6 ppm. Warstwa zlepieńca fosforytowego o niewielkiej miąższości wykazuje największą w profilu promieniotwórczość. Decydują-

cy wpływ ma zawartość U sięgająca prawie 120 ppm, podczas gdy koncentracje K oraz Th nie różnią się znacząco od leżących wyżej warstw. Całkowite obliczone promieniowanie gamma (*GR*) wynosi aż 940 w skali jednostek API. Organiczne łupki morskie, występujące poniżej poziomu



**Ryc. 3.** Wybrane fragmenty odsłoneń, w których dokonano przykładowych pomiarów. **A** – pegmatyt w granicie Vang, **B** – nieczynna część kamieniołomu granodiorytów Rønne, **C** – odsłonięcie granitu Almindingen, **D** – wapień ortocerasowy z doliny Læså, **E** – łupki graptolitowe z doliny Læså, **F** – drobnziarniste osady z węglem brunatnym z okolic Muleby. Fot. P.P. Woźniak

**Fig. 3.** Selected parts of exposures in which sample measurements were performed. **A** – pegmatite in the Vang granite, **B** – inactive part of the Rønne granodiorite quarry, **C** – exposure of the Almindingen granite, **D** – orthoceratite limestone from the Læså valley, **E** – graptolite schist from the Læså valley, **F** – fine-grained lignite sediments from the Muleby area. Photo by P.P. Woźniak

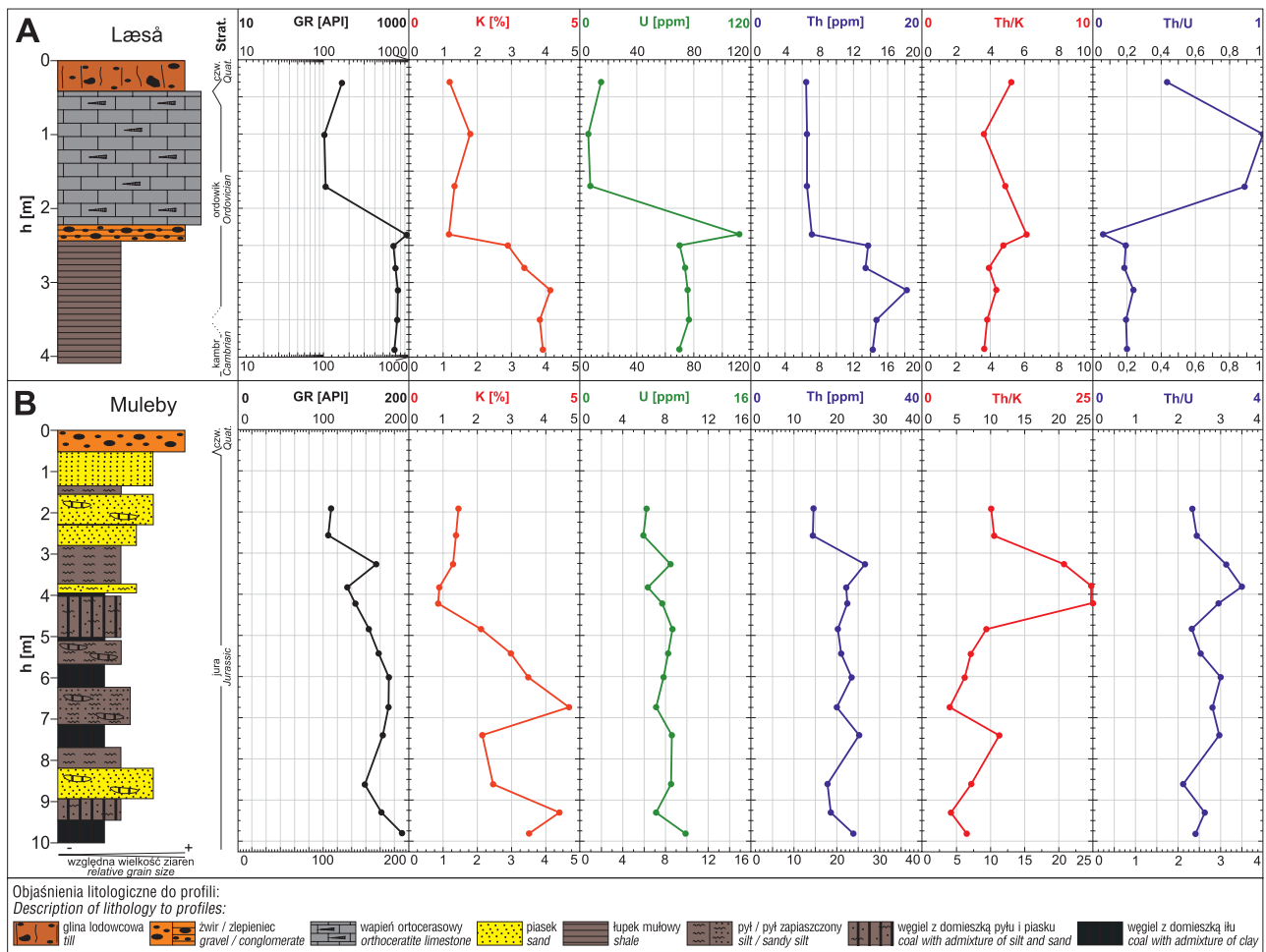
zlepieńca fosforytowego, wykazują niewiele mniejsze wartości. Zawartość K waha się od 3 do 4%, U kształtuje się na poziomie ok. 70 ppm, a koncentracja Th wynosi od ok. 14 do ok. 18 ppm. W obu wypadkach wysoka promieniotwórczość i duże koncentracje wszystkich trzech radioizotopów są bezpośrednio związane z genezą formacji łupków ałunowych i utworów fosforytowych. Mogą w nich występować metale ciężkie,  $KAl(SO_4)_2 \cdot 12 H_2O$  oraz uran, gromadzący się w ciemnych osadach ilastych z materią organiczną, którego obecność wynika z asymilacji jonów uranu z wody morskiej w warunkach niskiej sedymentacji i niedotlenienia głębszych partii basenu morskiego (Lecomte i in., 2017; Khaustova i in., 2021). Pomiary w profilu Læså wykonano w obrębie utworów, które z natury charakteryzują się stosunkowo wysoką naturalną promieniotwórczością. Przytoczone wyniki wskazują na możliwość identyfikacji skał o podwyższonej zawartości uranu oraz poszukiwania i dokumentacji rud uranowych (IAEA, 2003), a także na możliwość odróżnienia od siebie różnych, podstawowych typów skał osadowych (por. Chiozzi i in., 2002 lub Scharfenberg i in., 2015).

Profil w Muleby (ryc. 4B) rozpoczyna się gruboziarnistą warstwą plejstocenijskich utworów fluwioglacjalnych, pod którymi zalega pakiet słabo związanych utworów klastycznych wieku jurajskiego (piaskowce, mułowce, ilowce) oraz węgiel brunatny, powstałe w środowisku rzeczonym (Michelsen i in., 2003). Pomiary wykonane w obrębie piaskowców w górnej i dolnej części profilu wykazały duże wartości całkowitego promieniowania (ok. 100–130 API), U (ok. 6–7 ppm) i Th (ok. 15–22 ppm), podczas gdy zawartość K wyniosła ok. 0,9–2,5%. Uzyskane warto-

ści można tłumaczyć dużym stopniem zailenia warstw piaszczystych oraz współwystępowaniem wkładek węgla brunatnego z dużą zawartością ilów. Pomiary wykonane w pozostałej części serii rzecznej, na którą składają się drobnziarniste mułowce, ilowce i węgiel brunatny dały wyniki na poziomie odpowiednio: GR: 120–195 API, K: 1,2–4,9%, U: 7–10 ppm oraz Th: 20–28 ppm. Podobnie jak w poprzednim przypadku, podwyższone koncentracje wyżej wymienionych pierwiastków są związane z obecnością minerałów ilastych. Uzyskana całkowita promieniotwórczość GR kilkukrotnie przewyższa wartości spodziewane dla piasków niezailonych (por. np. Ellis, Singer, 2008). Brak średnio- i gruboziarnistych frakcji osadów w środkowej części profilu powoduje, że całkowita naturalna promieniotwórczość przekłada się na największe w tym interwale wskazania pomiarowe. Przytoczone wyniki pokazują także, jak wrażliwe mogą być pomiary na rosnący udział frakcji drobnziarnistych. Z drugiej strony, nie można także wykluczyć wpływu naturalnej promieniotwórczości, związanej ze składem mineralnym szkieletu ziarnowego, który buduje warstwy piaskowców (Simicek, Babek, 2015).

#### Radiogeniczność skał plutonicznych

Przykładowe pomiary radioizotopów w skałach plutonicznych (ryc. 3, 5) wykazały obliczoną naturalną całkowitą promieniotwórczość na poziomie 183–518 w skali API. Zawartość K wyniosła 3,4–7,4%, U na poziomie 6,5–28,2 ppm, a Th 12,9–45,7 ppm. Wśród wykonanych pomiarów wyróżnia się stanowisko E, w okolicach Rønne,



Ryc. 4. Uogólnione profile skał osadowych w dolinie Læså (stanowisko A) oraz w okolicach Muleby (stanowisko B) z przykładowymi pomiarami z użyciem przenośnego spektrometru gamma

Fig. 4. Simplified profiles of sedimentary rocks in the Læså valley (site A) and near the Muleby (site B) with sample measurements using a portable gamma-ray spectrometer

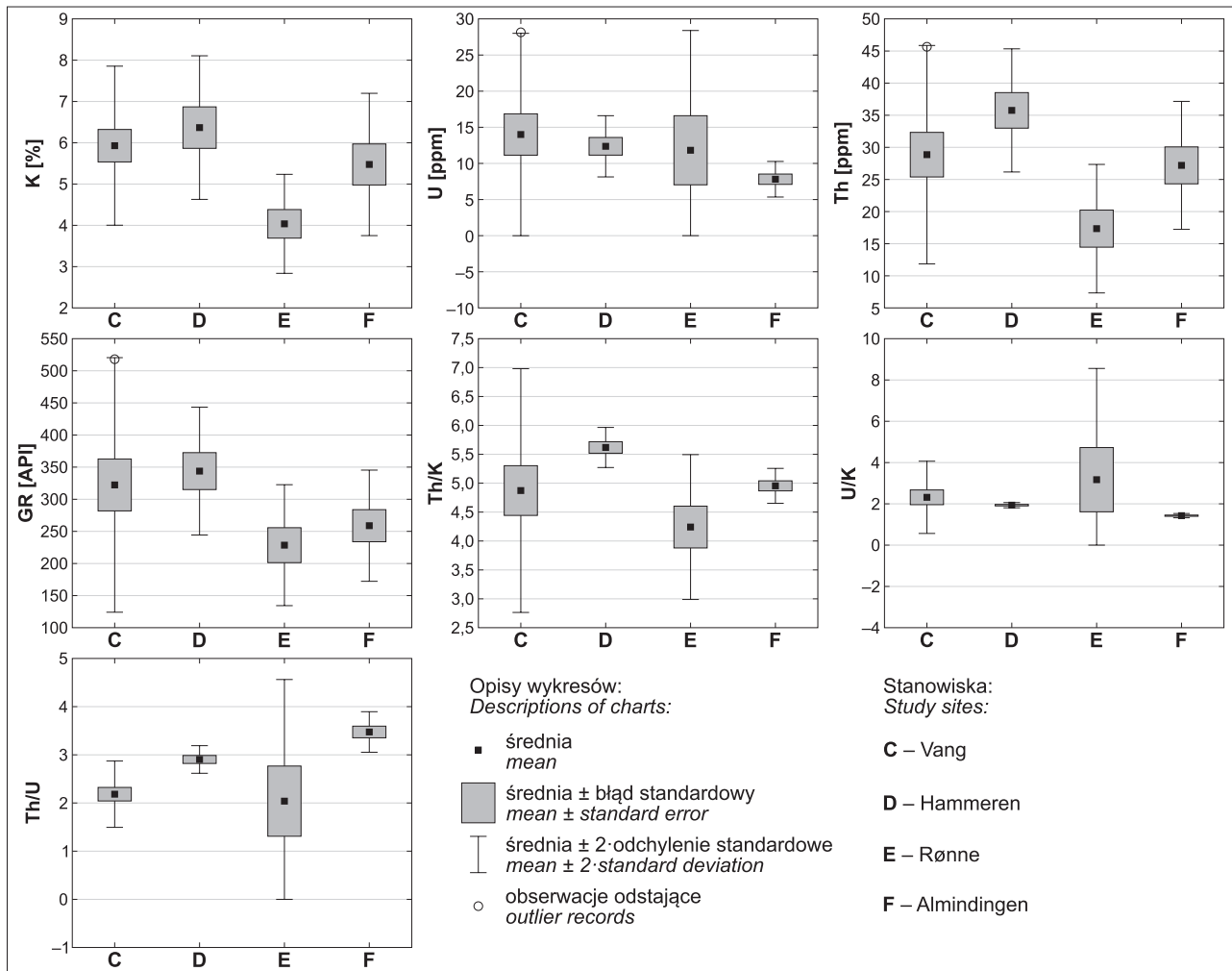
w którym uzyskano najniższą zawartość K i Th i tym samym wysoką wartość wskaźnika U/K oraz dużą rozpiętość wskaźnika Th/U. Wynika to z odmiennego składu mineralnego skały, która w przeciwieństwie do pozostałych stanowisk zawiera zdecydowanie mniej kwarcu i skaleni alkaicznych, będąc klasyfikowaną jako granodioryt (por. <https://skan-kristallin.de/>). Na uwagę zasługuje także jeden z pomiarów wykonany w obrębie kamieniołomu Vang, w którym osiągnięto najwyższe wartości U i Th oraz wysoką wartość wskaźnika Th/K. Zaznaczają się one na diagramach jako obserwacje odstające (ryc. 5) a jest to spowodowane wykonaniem pomiaru w obrębie żyły pegmatytowej (ryc. 3A). W trakcie migracji pierwiastków w górotworze może dochodzić do przenoszenia pierwiastków metalicznych, co przyczynia się do zróżnicowania składu mineralnego w obrębie intruzji magmowych i tym samym wpływa na zwiększoną koncentrację radionuklidów (Trindade i in., 2014). Pomiary wykonane w obrębie skał plutonicznych pokazały, że przy wyraźnym odmiennym typie petrograficznym skał, niektóre ze wskaźników radiometrycznych mogą być przydatne do ich rozróżnienia (por. Scherfenberg i in., 2015).

## PODUSMOWANIE

Zastosowanie przenośnej spektrometrii gamma w odsłonięciach geologicznych daje szereg możliwości interpretacyjnych. Metoda ta może być użyteczna między innymi w identyfikacji określonych składników mineralnych i skał, interpretacjach sedymentologicznych, w korelacji odsłoneń z pomiarami w otworach wiertniczych lub regionalną sytuacją stratygraficzną, czy też w poszukiwaniu złóż zawierających pierwiastki promieniotwórcze. Postęp technologiczny i coraz większa dostępność różnej przenośnej aparatury pomiarowej (np. Sanderson, Murphy, 2010; Działuk i in., 2018; Małek i in., 2019) pozwala na wykonywanie specjalistycznych pomiarów w miejscach dotychczas mało dostępnych, jednocześnie znacznie ograniczając nakład czasowy i finansowy prowadzonych analiz.

Autor pragnie podziękować uczestnikom wyprawy geoturystycznej na Bornholm, która umożliwiła przeprowadzenie rozpoznawczych badań terenowych. Autor dziękuje Recenzentom za wnikliwe komentarze, które przyczyniły się do poprawienia jakości manuskryptu.





**Ryc. 5.** Zróżnicowanie przykładowych pomiarów gamma w skałach plutonicznych ze stanowisk Vang, Hammeren, Rønne i Almindingen. Elementy wykresów ramka-wąsy bazują na obliczeniach statystycznych wykonanych pomiarów: wartości średniej, błędu standardowego i podwójnego odchylenia standardowego

**Fig. 5.** Variability of sample gamma-ray measurements in plutonic rocks from the Vang, Hammeren, Rønne and Almindingen sites. Box-whiskers features based on a statistical calculation of measurements: mean, standard error, double standard deviation

## LITERATURA

- BESSA J.L., HESSELBO S.P. 1997 – Gamma-ray character and correlation of the Lower Lias, SW Britain. *Proc. Geol. Ass.*, 108 (2): 113–129.
- BJØRLYKKE K. 2010 – Well logs: A brief introduction. [W:] Bjørlykke K. (red.), *Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics*: 361–374.
- CHAN L.S., WONG P.W., CHEN Q.F. 2007 – Abundances of radioelements (K, U, Th) in weathered igneous rocks in Hong Kong. *J. Geoph. Eng.*, 4: 285–292.
- CHIOZZI P., PASQUALE V., VERDOYA M. 2002 – Naturally occurring radioactivity at the Alps-Apennines transition. *Rad. Meas.*, 35 (2): 147–154.
- COSTA H.S., NASCIMENTO M.S., FERREIRA F.J.F. 2018 – Clay minerals and gamma-ray spectrometry as paleoclimatic indicators in the Gondwana's sedimentary sequences, Santa Catarina, Brazil. *Rev. Bras. Geof.*, 36 (3): 345–359.
- DŻALUK A., MALCZEWSKI D., ŻABA J., DZIURÓWICZ M. 2018 – Natural radioactivity in granites and gneisses of the Opava Mountains (Poland): A comparison between laboratory and in situ measurements. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 316: 101–109.
- ELLIS D., SINGER J. 2008 – *Well logging for Earth scientists*. Springer.
- GLOVER P. 2014 – *Formation evaluation*. MSc Petroleum Geology.
- GOULD K.M., PIPER D.J.W., PE-PIPER G., MACRAE A. 2014 – Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. *Mar. Petrol. Geol.*, 57: 445–454.
- GRABOWSKI J., SCHNYDER J., SOBIEN K., KOPTÍKOVÁ L., KRZEMIŃSKI L., PSZCZÓŁKOWSKI A., HEJNAR J., SCHNABL P. 2013 – Magnetic susceptibility and spectral gamma logs in the Tithonian-Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): Palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretac. Res.*, 43: 1–17.
- GRABOWSKI J., BAKHMUTOV V., KDÝR Š., KROBICKI M., PRUNER P., REHÁKOVÁ D., SCHNABL P., STOYKOVA K., WIERZBOWSKI H. 2019 – Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 532: 109216.
- GRY H. 1960 – *Geology of Borholm. Guide to excursions NOS A 40 and C 45*, Sorgenfrei.
- HALGEDAHL S.L., JARRARD R.D., BRETT C.E., ALLISON P.A. 2009 – Geophysical and geological signatures of relative sea level change in the upper Wheeler Formation, Drum Mountains, West-Central Utah: A perspective into exceptional preservation of fossils. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 227 (1/2): 34–56.
- HIRST J.P.P. 2012 – Ordovician proglacial sediments in Algeria: Insights into the controls on hydrocarbon reservoirs in the In Amenas Field, Illizi Basin. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 368: 319–353.
- HLADIL J. 2002 – Geophysical records of dispersed weathering products on the Frasnian carbonate platform and early Famennian ramps in

- Moravia, Czech Republic: Proxies for eustasy and palaeoclimate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 181 (1–3): 213–250.
- HLADIL J., BOSAK P., SLAVIK L., CAREW J.L., MYLROIE J.E., GERSL M. 2003 – A pragmatic test of the early origin and fixation of gamma-ray spectrometric (U, Th) and magneto-susceptibility (Fe) patterns related to sedimentary cycle boundaries in pure platform limestones. *Carbon. Evapor.*, 18 (2): 89–107.  
<https://skan-kristallin.de/> (dostęp: 01.04.2022 r.).
- IAEA (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY) 2003 – Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Technical Report, 1363: 1–152.
- IAEA (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY) 2010 – Radioelement mapping. Technical Report, NF-T-1.3: 1–110.
- JAMORSKA I., GIL K., KAMIŃSKA A., PIĄTKOWSKA D., SOKÓLSKA A., ŻARNOWSKA J. 2014 – Geological and tourist attractions of southern Bornholm. *Geotourism*, 37: 21–32.
- KHAUSTOVA N., TIKHOMIROVA Y., KOROST S., POLUDETkina E., VOROPAEV A., MIRONENKO M., SPASENNYKH M. 2021 – The study of uranium accumulation in marine bottom sediments: effect of redox conditions at the time of sedimentation. *Geosciences*, 11 (8): 332.
- KLAJA J., DUDEK L. 2016 – Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes. *Nafta-Gaz*, 72 (1): 3–14.
- KNOLL G.F. 2010 – Radiation detection and measurement. John Wiley & Sons.
- KOZŁOWSKA M. 2019 – Paleosols and their sedimentary setting in the Old Red succession of Podolia, Ukraine. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 514: 45–64.
- LECOMTE A., CATHELINIEAU M., MICHELS R., PEIFFERT C., BROUAND M. 2017 – Uranium mineralization in the Alum Shale Formation (Sweden): Evolution of a U-rich marine black shale from sedimentation to metamorphism. *Ore Geol. Rev.*, 88: 71–98.
- LUCA A., NEACSU B., ANTOHE A., SAHAGIA M. 2012 – Calibration of the high and low resolution gamma-ray spectrometers. *Rom. Rep. Phys.*, 64 (4): 968–976.
- MABIT L., BENMANSOUR M., WALLING D.E. 2008 – Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides <sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb and <sup>7</sup>Be for assessing soil erosion and sedimentation. *J. Environ. Radioact.*, 99: 1799–1807.
- MAŁEK R., MIKULSKI S.Z., CHMIELEWSKI A. 2019 – Charakterystyka mineralogiczno-geochemiczna mineralizacji kasyterytowych-siarczkowej w historycznych sztolniach św. Jana i św. Leopolda w paśmie łupkowym Starej Kamienicy (Sudety Zachodnie). *Prz. Geol.*, 67 (11): 914–924.
- MARTINEZ M., DECONINCK J-F., PELLENARD P., REBOULET S., RIQUIER L. 2013 – Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 376: 91–102.
- MARTINIUS A.W., GEEL C.R., ARRIBAS J. 2002 – Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs (Loranca Basin, Spain): The influence of provenance. *Petrol. Geosci.*, 8 (1): 51–62.
- McCAY A.T., HARLEY T.L., YOUNGER P.L., SANDERSON D.C.W., CRESSWELL A.J. 2014 – Gamma-ray spectrometry in geothermal exploration: State of the art techniques. *Energies*, 7 (8): 4757–4780.
- MICHELSSEN O., NIELSEN L.H., JOHANNESSEN P.N., ANDSBJERG J., SURLYK F. 2003 – Jurassic lithostratigraphy and stratigraphic development onshore and offshore Denmark. *Geol. Surv. Denmark Greenland Bull.*, 1: 147–216.
- MOSKALEWICZ D., DZIEDUSZYŃSKA D., ELWIRSKI Ł., MRO-CZEK P., PETERA-ZGANIACZ J., TYLMANN K., WOŹNIAK P.P. 2022 – Recognition of sedimentary environments using handheld gamma-ray spectrometry in Pleistocene Fennoscandian Ice Sheet glaciogenic basin, northern and central Poland. *Mar. Petrol. Geol.*, 140: 105679.
- MYERS K.J., BRISTOW C.S. 1989 – Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession II: Gamma-ray logging. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 41: 81–88.
- MYERS K.J., WIGNALL P.B. 1987 – Understanding Jurassic organic-rich mudrocks – New concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. [W:] Leggett J.K., Zuffa G.G. (red.), *Marine clastic sedimentology: 172–189*. Graham and Trotman, London.
- REINHARDT N., HERMANN L. 2019 – Gamma-ray spectrometry as versatile tool in soil science: A critical review. *J. Plant. Nutr. Soil Sci.*, 182: 9–27.
- RIDER M.H., 1999 – The geological interpretation of well logs. Whittles Publishing Services.
- RUFFEL A., WORDEN R. 2000 – Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 155: 265–283.
- RYBACH L., 1988 – Determination of heat production rate. [W:] Hanel R. *et al.* (red.), *Handbook of terrestrial heat-flow density determination: 125–141*. Springer.
- SANDERSON D.C.W., MURPHY S. 2010 – Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. *Quatern. Geochron.*, 5 (2/3): 299–305.
- SCHARFENBERG L., WALL H.D., SCHÖBEL S., MINOR A., MAURER M., PANDIT M.K., SHARMA K.K. 2015 – In situ gamma radiation measurements in the Neoproterozoic rocks of Sirohi region, NW India. *J. Earth Syst. Sci.* 124 (6): 1223–1234.
- SCHARFENBERG L., WALL H.D., BAUER W., 2016 – In situ gamma radiation measurements on Variscan granites and inferred radiogenic heat production, Fichtelgebirge, Germany. *German J. Geol.*, 167 (1): 19–32.
- SCHNYDER J., RUFFEL A., DECONINCK J-F., BAUDIN F. 2006 – Conjoint use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic – early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 229: 303–320.
- SIMICEK D., BABEK O. 2015 – Spectral gamma-ray logging of the Grès d’Annot, SE France: An outcrop analogue to geophysical facies mapping and well-log correlation of sand-rich turbidite reservoirs. *Mar. Petrol. Geol.*, 60: 1–17.
- SMITH H.A., LUCAS M. 1991 – Gamma-ray detectors. [W:] Reilly D. *et al.* (red.), *Passive nondestructive assay of nuclear materials: 43–64*. U.S. Nuclear Regulatory Commission.
- SVENDSEN J.B., HARTLEY N.R. 2001 – Comparison between outcrop-spectral gamma ray logging and whole rock geochemistry: implications for quantitative reservoir characterisation in continental sequences. *Mar. Petrol. Geol.*, 18 (6): 657–670.
- SZABÓ N.P. 2011 – Shale volume estimation based on the factor analysis of well-logging data. *Acta Geoph.*, 59: 935–953.
- TABOADA T., CORTIZAS A.M., GARCIA C., GARCIA-RODEJA E. 2006 – Uranium and thorium in weathering and pedogenetic profiles developed on granitic rocks from NW Spain. *Sci. Total Environ.*, 356: 192–206.
- TRINDADE M.J., PRUDENCIO M.I., BURBIDGE C.I., DIAS M.I., CARDOSO G., MARQUES R., ROCHA F. 2014 – Study of an aplitic dyke from the Beira uranium province in Fornos de Algodres area (Central Portugal): Trace elements distribution and evaluation of natural radionuclides. *Appl. Geochem.*, 44: 111–120.

Praca wpłynęła do redakcji 19.04.2022 r.  
 Akceptowano do druku 23.09.2022 r.