

# Prekambryjskie struktury Bornholmu i ich odniesienia do regionu Kaszub

Zbigniew Cymerman\*

**Precambrian structures of Bornholm and their relationships to the Kaszuby region (N Poland).** *Prz. Geol.*, 52: 593–602.

*Summary.* This paper summarizes new results of structural analysis of the Precambrian rocks of Bornholm Island and presents a working hypothesis on a tectonic setting of the Proterozoic rocks from the SW part of the Baltic Shield. The D1 deformation is characterized by the development of the S1 foliation and L1 mineral extensional lineation. The gneissic foliation (S1), which is mainly N-dipping with a moderate to gentle plunging L1 lineation, appears to be thrust-related in ductile shear zones. The W-E-striking shear zones are separated by domains of less strained rocks with a parallel oriented S0 magmatic and S1 metamorphic foliation. The ductile non-coaxial fabric formed during the D1 deformation is consistent with a top-to-the-S shearing. Field data suggest that the migmatization and D1 deformation occurred simultaneously during this shearing. The partial melts facilitated the tectonic transport, acting as a thin intracrustal decollement. A model of serial ductile thrusting along listric, frontal ramps is used to explain the deformation history of the Bornholm heterogeneous shear zone system. This system of shear zones was locally overprinted by the younger extensional structures developed during the D2 deformation. In the absence of reliable geochronological data, it was assumed that the crystalline rocks of Bornholm and Kaszuby and Pomerania regions (northern Poland) were subjected to similar ductile thrusting during the Gothian orogeny ca. 1.5 Ga. All data (BABEL seismic line A, structural and kinematics) suggest the existence of the relict suture zone with an accretionary active plate margin in the northern part of Poland and Bornholm.

**Key words:** ductile thrusting, structures, kinematics, collision, Precambrian, Bornholm, Kaszuby, Pomerania

Badania prekambryjskich skał krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej są bardzo poważnie ograniczone ze względu na występowanie miększej pokrywy młodszych skał osadowych. Nieliczne otwory wiertnicze nawierciły skały krystaliczne w NW części tej platformy, to jest na obszarze Pomorza Wschodniego i Kaszub. Wiercenia dostarczyły jedynie danych punktowych w profilu zbliżonym do pionu, co uniemożliwia trójwymiarową analizę struktur tektonicznych. Istotną przeszkodą w badaniach tektonicznych tych skał jest brak orientowanych względem północy rdzeni wiertniczych. I chociaż obecnie istnieją metody orientacji rdzeni w trakcie realizacji wierceń (np. za pomocą urządzenia BIPS — *Borehole Image Processing System*), to nie można ich zastosować do archiwalnych rdzeni z otworów wykonanych przed kilkoma dziesięcioleściami.

Dlatego też, w celu rozpoznania budowy i ewolucji krystalicznego podłoża obszaru Pomorza Wschodniego i Kaszub konieczne jest nawiązanie do najbliższej położonych wychodni skał prekambryjskich tarczy bałtyckiej, a znajdujących się na Bornholm (ryc. 1). Na wyspie tej, skały krystaliczne zajmują powierzchnię prawie 400 km<sup>2</sup> i odsłaniają się głównie wzdłuż jej klifowego wybrzeża. Skały te nie były dotychczas jednak przedmiotem analizy strukturalnej, nawet pomimo faktu, że w pobliżu Bornholmu, wzdłuż południowych wybrzeży Szwecji przebiega linia A głębokich sondowań sejsmicznych programu BABEL (BABEL Working Group, 1993; Abramovitz i in., 1997; Balling, 2000).

Celem artykułu jest przedstawienie wyników badań strukturalnych wykonanych wzdłuż całego wybrzeża w NE części Bornholmu (od miejscowości Tejn na NW po okolice portu w Listed na SE) oraz w kilkunastu innych punktach, głównie w nieczynnych kamieniołomach położonych wewnątrz wyspy (ryc. 2). Wyniki tej analizy odniesiono do danych z otworów wiertniczych z regionu Pomorza Wschodniego i Kaszub. Celem badań strukturalnych na Bornholmie było rozpoznanie stref ścinania podanego, a po ich stwierdzeniu — ustalenie kierunku i zwrotu transportu tektonicznego, a także przebiegu (reżimu)

deformacji skał krystalicznych. Dodatkowo, wyniki wykonanej analizy pozwoliły pośrednio określić cechy protolitu skał metamorficznych, odsłoniętych w tej najbardziej południowej części tarczy bałtyckiej, a także rzucić nowe światło na rozwój prekambryjskiego podłoża Pomorza Wschodniego i Kaszub.

## Zarys budowy geologicznej Bornholmu

Bornholm jest odsłoniętym zrębem prekambryjskiej tarczy bałtyckiej (Fennoskandii) położonym na NE obrzeżu strefy szwu transeuropejskiego, określanego skrótowo jako TESZ (*TransEuropean Suture Zone*; Berthelsen, 1993), a ostatecznie uformowanym przez zespół uskoków wzdłuż linii Tornquista-Teisseyre'a (Vejbaek, 1985; Bankwitz & Bankwitz, 1994). Zespół tych uskoków o przebiegu NW-SE tworzący wzdłuż tej linii prawie 100 km szerokości pas zrębów i rowów tektonicznych, czasem jest określany jako „strefa graniczna Fennoskandii” (Wikman, 1986). Do jej powstania doszło prawdopodobnie na przełomie karbonu i permu, a epizodyczne ruchy zaznaczyły się tam jeszcze w mezozoiku oraz mocniej w paleogenie (Vejbaek, 1985). Strukturę tej strefy wyznaczają głównie uskoki przebiegające w kierunku NW-SE, chociaż liczne są także prawie południkowe dyslokacje II-rzędu.

W południowej i wschodniej części Bornholmu występują utwory starszego paleozoiku (kambr-sylur) i mezozoiku (trias, jura i kreda), zajmując prawie 1/3 obszaru wyspy (ryc. 2). Prekambryjskie podłoże krystaliczne przykryte jest dolnokambryjskimi piaskowcami z Nexø. Skały krystaliczne przecinają liczne dajki diabazowe o przebiegu głównie w kierunku NE-SW. Dajki te nie występują w skałach osadowych, co wskazuje na ich powstanie w prekambrze.

W literaturze opisywano różne typy prekambryjskich gnejsów z Bornholmu: maficzne, melanokratyczne, leukokratyczne i pośrednie. Gnejsy maficzne charakteryzują się porfirokryształami plagioklazów w bardzo drobnoblastycznym matriksie. Wszystkie gnejsy melanokratyczne są w różnym stopniu zmigmatyzowane, a warstewki leukosomów czasem zajmują nawet do 25% objętości skały, tworząc gnejsy leukokratyczne. Wśród gnejsów zmigmatyzowanych najczęściej występują migmatyty stromaty-

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

towe (*lit-par-lit*), które czasem przechodzą w migmatyty smugowane (szlirowe). Wśród innych typów skał mieszanych stwierdzono migmatyty fałdowe i raftowe z przejściem do migmatytów dylatacyjnych (surreitowych).

Granity Bornholmu, w przeciwieństwie do gnejsów, były przedmiotem licznych badań petrograficznych (np. Ussing, 1899; Callisen, 1934; Micheelsen, 1961; Jørgart, 1970; 1973; Platou, 1970, 1972). Ussing (1899) i Callisen (1934) wprowadzili wiele lokalnych nazw granitów, pozostających nadal w powszechnym użyciu (ryc. 2). Micheelsen (1961) i Platou (1970, 1972) opowiedzieli się za metasomatyczna genezą granitów Bornholmu. Z kolei inni badacze, wskazywali, że do powstania wszystkich granitów Bornholmu przyczyniły się procesy anateksis i późniejsze procesy częściowego topienia (np. Jørgart, 1970; 1973).

Berthelsen (1988, 1989) sugerował możliwość korelacji krystaliniku Bornholmu z regionami Scandii i Blekinge w Szwecji. Jednak inni badacze kwestionują możliwość takiej korelacji (np. Jørgart, 1993, 1995). Niektórzy geolodzy przyjmują, że w przypadku, gdy gnejsy Bornholmu okażą się być wieku ok. 1,7 mld lat, to wtedy mogą być one odpowiednikiem gnejsów z regionu Blekinge (Johansson & Larsen, 1989). Dotychczasowe izochronowe „wieki” otrzymane za pomocą metody Rb–Sr na próbach całych skał z granitów typu Vang, Hammer i Svaneke wynoszą ok. 1,4 mld lat (Larsen, 1980). Oznaczenia te pozwalają przyjmować gotyjskie lub swekofeńskie wieki procesów deformacji gnejsów Bornholmu, w które intrudowały granity, datowane metodą Rb–Sr. Z kolei dane radiometryczne otrzymane metodą K/Ar z granitów typu Rønne, Hammer i Svaneke mieszczą się w zakresie czasowym od ok. 1,25 do

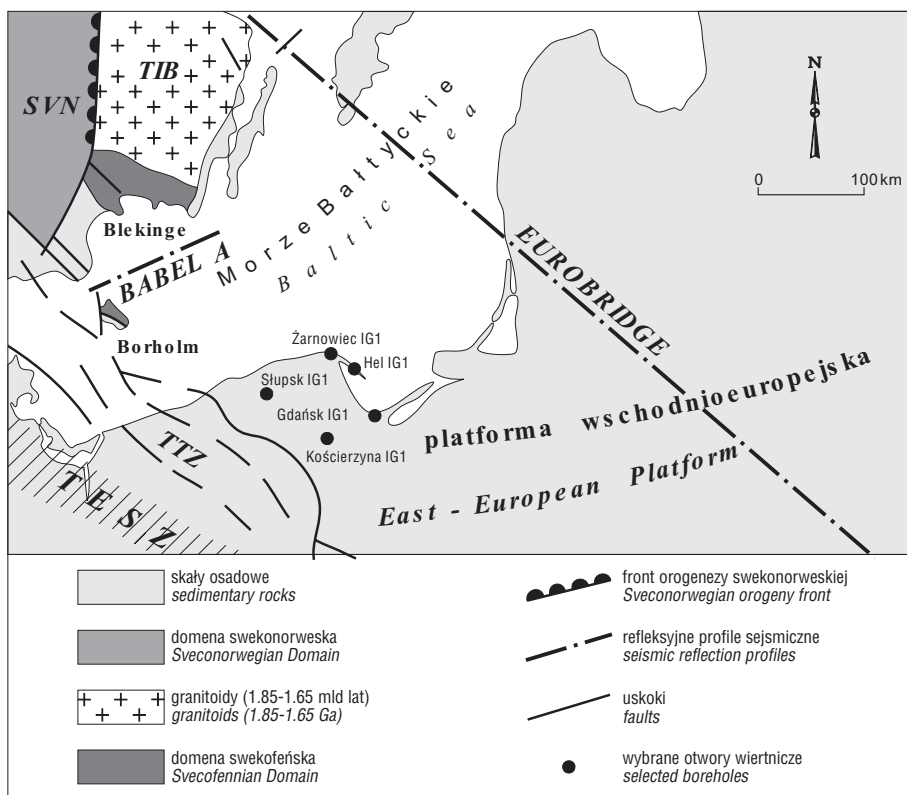
1,34 mld lat (Larsen, 1971). Te ostatnie oznaczenia można zinterpretować jako „wieki schłodzenia” związane z wyniesieniem podłoża krystalicznego.

W ostatniej dekadzie na Bornholmie zorganizowano kilka wycieczek niemieckich towarzystw geologicznych (np. Jørgart, 1993, 1995), które nawiązywały w jakimś stopniu do klasycznych już badań geologów niemieckich na tej wyspie (Bubnoff, 1931, 1942; Bubnoff, Kaufmann, 1933). Badania tektoniczne skał krystalicznych Bornholmu rozpoczął Bubnoff (1931) koncentrując się głównie na deformacjach w warunkach kruchych, m.in. na rozwoju ciosu. Badacz ten rozpoznał prawie równoleżnikowe tekstury planarne w granitach typu Svaneke, Vang i Hammer oraz opisał sfałdowane pegmatyty w granitach (Bubnoff, 1938, 1942). Bubnoff i Kaufmann (1933) podali orientacje foliacji i lineacji ze wschodniej części wyspy, co posłużyło innym badaczom do wydzielenia tzw. fałdu wschodniego Bornholmu (Micheelsen, 1961; Berthelsen, 1989). Koncepcja istnienia tego fałdu była odrzucana przez Platou (1970) i Jørgarta (1993, 1995). Platou (1970) sugerował istnienie trzech faz tektonicznych w okolicach Listed. Schroeder (1994) powrócił do idei Bubnoffa odnoszących się do ewolucji podłoża krystalicznego Bornholmu.

### Strefy ścinania podatnego

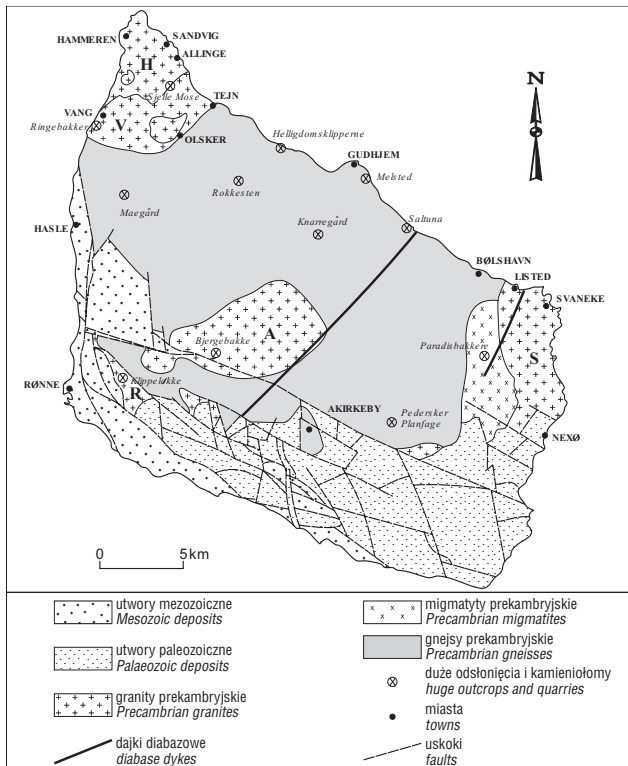
Deformacje rotacyjne doprowadziły do rozwoju zlokalizowanych i silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego. W strefach tych powstały różne odmiany mniej lub bardziej zmylonityzowanych gnejsów — od protomylonitów po ultramytonity (ryc. 3a, b). Strefy ścinania rozwinęły się od pasm kilkusetmetrowej miąższości po cienkie laminy i agregaty mineralne, rozpoznawane tylko w płytach cienkich (ryc. 4). Na Bornholmie najliczniej występują protomylonity, opisywane dotychczas jako granity smużyste, rzadsze są mylonity, określane jako gnejsy. Skały mylonityczne wykształciły się najlepiej w środkowej części wyspy, gdzie osiągają miąższości kilkuset metrów. Niestety, brak odsłoneń naturalnych, poza pasem wybrzeża Bałtyku, uniemożliwia szczegółowe rozpoznanie stref ścinania podatnego wewnątrz wyspy. Na małoskalowych mapach geologicznych Bornholmu znaczna część wyspy jest przedstawiana jako rozległa wychodnia gnejsów z małymi soczewkami granitów (np. Callisen, 1932; Micheelsen, 1961; Berthelsen, 1993).

W niektórych partiach silniej zmylonityzowanych gnejsów pozostały tylko małe fragmenty protolitu (mniej zdeformowanego granitu). Pozostałości te, występujące w formie soczew, są otoczone przez anastomozujące strefy ścinania prostego. Chociaż produkty procesu „rozlaminiowania granitu”, czy też „zgnejsowania granitoidu” są bardzo heterogeniczne, to często są one spotykane na Bornholmie.



**Ryc. 1.** Zarys struktur południowej części Morza Bałtyckiego; SVN — domena swenofeńska; TESZ — strefa szwu transeuropejskiego; TIB — magmowe pasmo transskandynawskie; TTZ — strefa Tornquista-Teisseyre’a

**Fig. 1.** Structural outline of the southern part of the Baltic Sea; SVN — Sveconorwegian Domain; TESZ — Trans-European Suture Zone; TIB — Transscandinavian Igneous Belt; TTZ — Tornquist-Teisseyre Zone



**Ryc. 2.** Uproszczona mapa geologiczna Bornholmu (według Jørgart, 1995; zmieniona). Nazwy granitów: A — Almindingen, H — Hammer, R — Rønne, S — Svaneke, V — Vang

**Fig. 2.** Geological sketch-map of Bornholm (according to Jørgart, 1995; modified)

Granite names: A — Almindingen, H — Hammer, R — Rønne, S — Svaneke, V — Vang

Na Bornholmie pomiędzy licznymi strefami ścinania podatnego, w domenach słabiej zdeformowanych zachowana jest foliacja magmowa  $S_0$  (z płynięcia). Foliacja  $S_0$  jest zorientowana prawie równolegle do foliacji metamorficznej  $S_1$ , co może — lecz nie musi — wskazywać na synchroniczność procesów deformacji rotacyjnej i magmatyzmu synkinematycznego. Foliacja magmowa  $S_0$  jest podkreślona często ukierunkowanymi szlirami biotyту, wydłużeniem tabularnych skaleni potasowych, czy też uszeregowaniem komagmowych, elipsoidalnych enklaw mikrogranitoidowych. Większość granitów Bornholmu charakteryzuje się teksturą smużystą. Smugi wyraźne są spłaszczeniem i elongacją skupień minerałów maficznych (hiperstenu, augitu diopsydowego, hornblendy). Te ostatnie występują najczęściej w granitach z południowej części Bornholmu (Callisen, 1932; Micheelsen, 1961).

Proces mylonitizacji granitoidów, prowadzący do powstania ortognejsów, jest dobrze zaznaczony w strefach kontaktu gnejsów z intruzjami granitoidów o zakładanym młodszym wieku. Skały mylonityczne występują na kontakcie granitu Svaneke z gnejsiem koło Listed (na wschodnim wybrzeżu wyspy) oraz na kontakcie granitu Vang na południe od kamieniołomu Ringebakker na wybrzeżu zachodnim. W pierwszym przypadku, penetratywna foliacja  $S_1$  dobrze wykształcona w gnejsie kontynuuje się w granicie Svaneke (Ussing, 1904). I chociaż foliacja  $S_1$  w tym granicie jest słabiej wykształcona, to nie zanika ona w wąskiej strefie przejściowej, jak sugerowała Callisen (1932), ale kontynuuje się poprzez całe odsłonięcie w granicie. Z kolei, apofizy granitu zorientowane są równolegle do foliacji  $S_1$  w gnejsie. Pojawiające się miejscami gnejsy „warstewkowe” (Micheelsen, 1961) o miąższości do kilku

metrów są w rzeczywistości silnie zmylonityzowanymi ortognejsami, natomiast cienkie „leptyty” — ultramylonitami.

W dużym kamieniołomie „Ringebakker” w granitach Vang występują bardzo podobne, zlokalizowane strefy ścinania podatnego. Intensywność procesu ścinania prostego wzrasta ku południowi, gdzie można obserwować mylonitizację granitu Vang, poprzez „smużyste” odmiany granity do typowych gnejsów warstewkowych, a lokalnie nawet mylonitów (ryc. 4b).

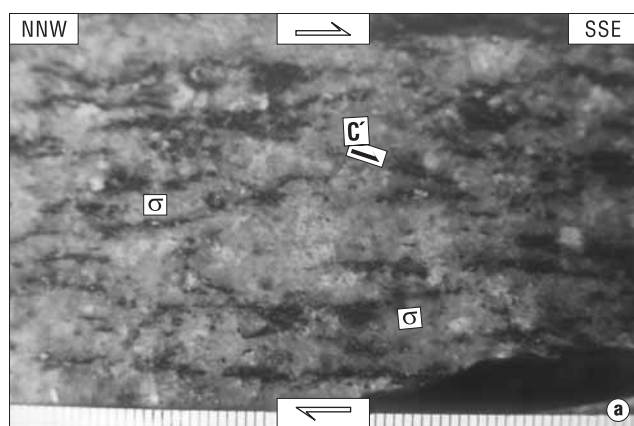
Mylonitizacja o różnym stopniu rozwoju zaznaczyła się także na innych kontaktach gnejsów z granitami, a także wśród różnych odmian granitu (np. typu Hammer i Vang). W pobliżu jeziora Sjølle Mose opisano przecinanie granitu Vang przez granit Hammer, przez co ten ostatni uznano za młodszego (Bubnoff, 1932, Callisen, 1932). W granicie Vang występuje jednak słabo wykształcona i prawie pionowa foliacja magmowa  $S_0$  i (lub) metamorficzna  $S_1$ . Uznano za młodszego granit Hammer jest na ogół izotropowy, natomiast na kontakcie z granitem Vang jest on zmylonityzowany przechodząc w gnejs smużysty lub laminowany (ryc. 5a). Foliacja  $S_1$  w zmylonityzowanym granicie Hammer jest prawie równoległa do foliacji  $S_0$  lub  $S_1$  w granicie Vang, uznanym za starszy. Zmylonityzowana dajka aplitowa, przecinająca granit Vang prawdopodobnie wykorzystwała rozwój lokalnego pasemka mylonitycznego typu C’.

Nowe obserwacje terenowe wskazują, że prawdopodobnie wszystkie granity Bornholmu ulegały heterogenicznym deformacjom rotacyjnym tuż po ich intruzji, a może jeszcze w czasie ich synkinematycznego umiejscawiania i stygnięcia magmy. Zgodność orientacji foliacji mylonitycznej  $S_1$  w gnejsach i foliacji magmowej  $S_0$  w granitach podważa dotychczasową koncepcję osadowego pochodzenia protolitu gnejsów Bornholmu (Micheelsen, 1961) i wskazuje raczej na ich magmowe pochodzenie. Przy poprawności takiej interpretacji nie jest także pewne, czy wszystkie granity Bornholmu, dotąd uważane za młodsze od protolitu gnejsów, są faktycznie młodsze, a nie są one relikdami nie zdeformowanego protolitu.

W przypadku migmatytów Paradisbakkere (ryc. 5c) nie jest pewne, czy spotykane w nich zlokalizowane strefy ścinania, wyrażone rozwojem cienkich, laminowanych gnejsów mylonitycznych, rozwijały się synchronicznie z procesami migmatytyzacji, czy też były od nich późniejsze. Prawdopodobnie część z tych stref powstała przed migmatytyzacją i mogła potem ulec intensywnej rekrystalizacji w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego. Może o tym świadczyć fakt pojawienie się neoblastów skaleniowych bez oznak deformacji. Neoblasty te są dość jednorodne w formie z poligonalnymi granicami ziaren. W migmatytach Paradisbakkere doszło do deformacji typu ścinania ogólnego z lokalną przewagą składowej ścinania czystego oraz z przejawami porozdzielania deformacji na składowe ścinania czystego i prostego w sąsiednich domenach skalnych (ryc. 4b). Zmiana pierwotnej więźby skały była wywołana wzrastającymi deformacjami rotacyjnymi (ryc. 5a).

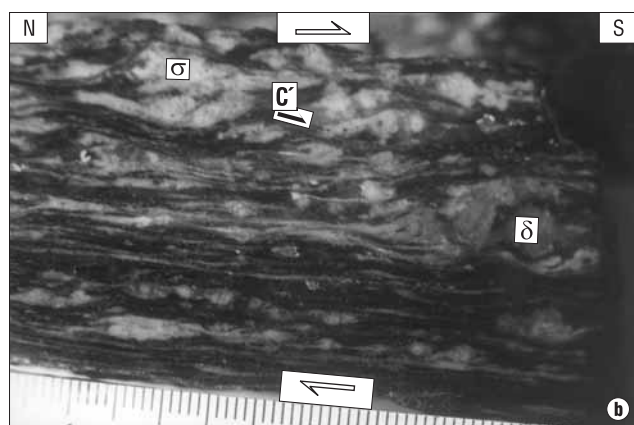
### Orientacja struktur tektonicznych

Głównym celem analizy statystycznej zgromadzonych danych strukturalnych z różnych części Bornholmu było ustalenie średnich wartości orientacji głównych elementów strukturalnych, to znaczy foliacji  $S_1$  i lineacji  $L_1$ . Do takiej analizy wytypowano sześć obszarów, gdzie znajdują się liczne odsłonięcia naturalne lub sztuczne na obszarze o powierzchni co najmniej kilku  $\text{km}^2$ . Tych sześć obszarów to: 1) rejon położony na południe od miejscowości Vang



**Ryc. 3a.** Słabo wykształcona struktura mylonityczna typu typu S–C i porfiroklasty typu  $\sigma$  w leukognejsach smużystych. Zlokalizowane pasemka ścinania typu C'. Prawoskrętny zwrot ścinania — „górną” ku SSE. Okolice Gudjem. Przekrój prostopadły do foliacji  $S_1$  i równoległy do lineacji z rozciągania  $L_1$ . Skala w mm

**Fig. 3a.** Weakly developed S–C mylonitic structures and  $\sigma$  type porphyroclasts in the streaky gneisses. A top-to-the-SSE dextral shear sense. Vicinity of Gudjem. Section perpendicular to the  $S_1$  foliation and parallel to the  $L_1$  stretching lineation. Scale in mm

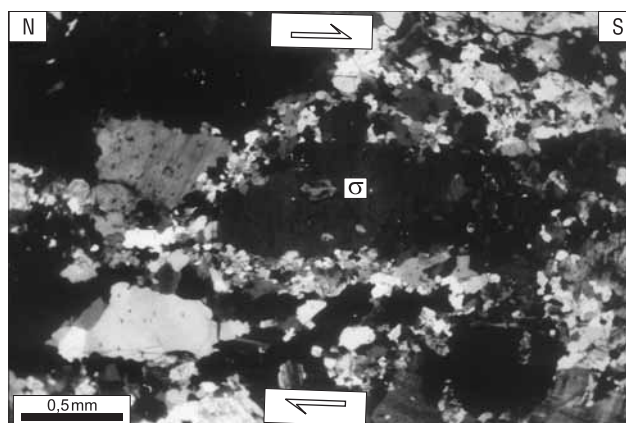


**Ryc. 3b.** Intensywnie ścinany ortognejs (mylonit) z porfiroklastami typu  $\sigma$  i  $\delta$  oraz z relikami mikrofałdów izoklinalnych. Kamieniołom Ringebakker. Przemieszczenia „górną” ku S. Przekrój prostopadły do foliacji  $S_1$  i równoległy do lineacji z rozciągania  $L_1$ . Skala w mm

**Fig. 3b.** Strongly sheared orthogneiss (mylonite) with  $\sigma$  and  $\delta$  type porphyroclasts and relicts of isoclinal microfolds. Ringebakker quarry. A top-to-the-south sense of shear. Section perpendicular to the  $S_1$  foliation and parallel to the  $L_1$  stretching lineation. Scale in mm

(ryc. 6a); 2) okolice miasteczka Tejn (ryc. 6b); 3) rejon parku krajobrazowego Helligdomsklipperne (ryc. 6c); 4) okolice wokół portu Gudhejm (ryc. 6d); 5) okolice Saltuny (ryc. 6e) i rejon położony na zachód od Listed (ryc. 6f).

Foliacja  $S_1$  charakteryzuje się dominacją umiarkowanych kątów upadu (najczęściej 30–40°). Tylko w migmatytach Paradisbakkere (ryc. 7) stwierdzono lokalnie bardziej strome kąty upadu foliacji  $S_1$ . Zestromienie foliacji  $S_1$  było spowodowane zafałdowaniem foliacji  $S_1$  w wyniku rozwoju licznych fałdów w migmatytach (ryc. 5c). Generalnie foliacja  $S_1$  na Bornholmie charakteryzuje się biegiem w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego i upadem ku



**Ryc. 4.** Prawoskrętny zwrot ścinania w ortognejsach („górną” ku S) wyznaczony przez skośność więzby i porfiroklasty skaleniowe typu  $\sigma$ . Rustker Højlyng. Przekrój prostopadły do foliacji  $S_1$  i równoległy do lineacji z rozciągania  $L_1$ . Polaryzatory skrzyżowane; skala liniowa = 0,5 mm

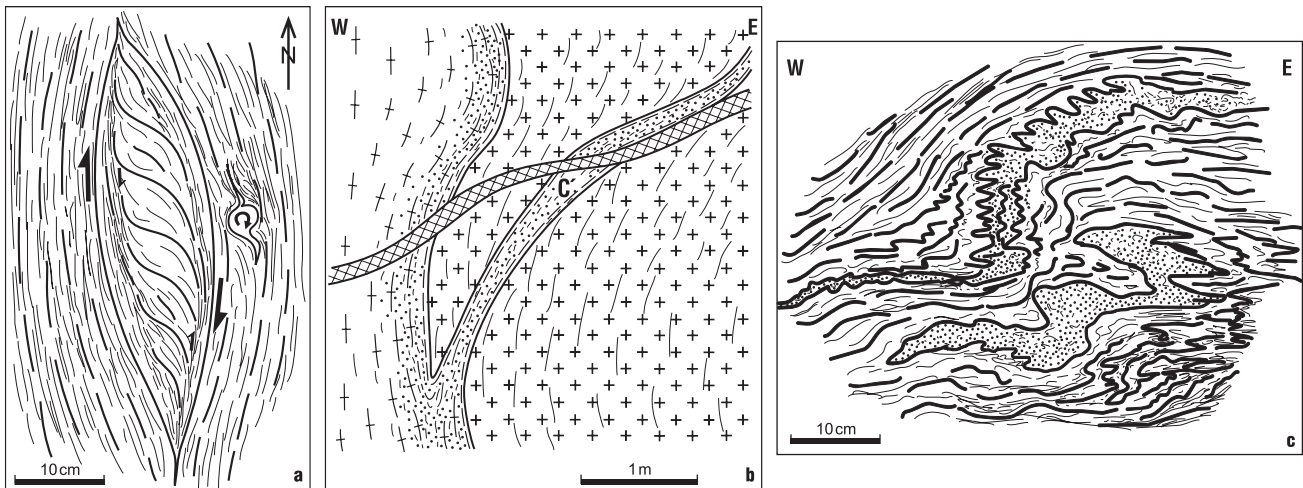
**Fig. 4.** A top-to-the-south dextral sense of shear in orthogneisses defined by oblique fabric and  $\sigma$  type porphyroclasts of feldspar. Rustker Højlyng. Section perpendicular to the  $S_1$  foliation and parallel to the  $L_1$  stretching lineation. Crossed nicoles; scale bar = 0.5 mm

**Fig. 4.** A top-to-the-south dextral sense of shear in orthogneisses defined by oblique fabric and  $\sigma$  type porphyroclasts of feldspar. Rustker Højlyng. Section perpendicular to the  $S_1$  foliation and parallel to the  $L_1$  stretching lineation. Crossed nicoles; scale bar = 0.5 mm

północy (ryc. 8). Większe odchylenia w orientacji foliacji  $S_1$  stwierdzono w okolicy Listed (ryc. 6f) i Saltuny (ryc. 6e), gdzie miejscami występują migmatyty z dysharmonijnymi zafałdowaniami foliacji  $S_1$ . Część dewiacji w orientacji foliacji  $S_1$  mogła być wywołana lokalnymi rotacjami przyskokowymi i wychyleniami blokowymi w paleozoiku lub nawet jeszcze w kenozoiku. Słabsze, II-rzędu maksima foliacji  $S_1$  mogą być spowodowane niemożliwością rozdzielania w terenie powierzchni S od powierzchni C w przypadku rozwoju złożonej foliacji  $S_1$ . Inną przyczyną mogą być ugięcia foliacji  $S_1$  w pobliżu lokalnych, nierozpoznawalnych w terenie, miejsc rozwoju ekstensyjnych, asymetrycznych pasemek mylonitycznych typu C'. Pasemka takie są często wypełnione leukosomem, zwłaszcza w marginalnych partiach większych ciał plutonicznych. Orientacja foliacji magmowej  $S_0$  (foliacji z płynięcia) w granitach przebiega generalnie w kierunku równoleżnikowym i zapada na ogół ku północy. Taka orientacja foliacji  $S_0$  jest identyczna lub zbliżona do ustawienia foliacji metamorficznej  $S_1$  w sąsiednich gnejsach.

Lineacja elongacyjna  $L_1$  (ziarna mineralnego, głównie biotyty) występuje zawsze na powierzchni foliacji  $S_1$ , ale jest ona różnie wykształcona. Uwarunkowane jest to w znacznym stopniu dynamiczną rekryształizacją poszczególnych ziaren i agregatów mineralnych. Na ogół lineacja  $L_1$  w gnejsach Bornholmu jest trudna do rozpoznania, co jest spowodowane silną rekryształizacją skały i jej wyżarzania (ang. *annealing*). Obecność struktur granoblastycznych — poligonalnych sugeruje, że w gnejsach wtórna rekryształizacja (wyżarzanie) odbywała się poprzez migrację granic ziarnowych. Obecność tego typu struktur wskazuje na warunki metamorfizmu wysokotemperaturowego, co w dużym stopniu doprowadziło do prawie całkowitego zatarcia wskaźników kinematycznych w znacznej części gnejsów Bornholmu.

Lineacja elongacyjna  $L_1$  na Bornholmie charakteryzuje się stałą orientacją w kierunku prawie południkowym do NNE–SSW i łagodnym jej nachyleniem ku północy lub NNE (ryc. 6, 9). Lineacja  $L_1$  jest najczęściej zorientowana



**Ryc. 5a.** Zależności strukturalne między głównie gruboziarnistym granitem Hammer (na lewo) i drobnoziarnistym granitem Vang (na prawo). Pegmatytowa dajka przecina kontakt tych dwóch odmian granitów

**Fig. 5a.** Structural relationships between the coarse-grained Hammer granite (on the left) and the fine-grained Vang granites (right). A pegmatite dyke cuts across the contact zone of these two types of granites

**Ryc. 5b.** Przykład porzdzienia deformacji na domeny ścinania prostego i czystego. Migmatyty Paradisbakke. Płaszczyzna prawie horyzontalna

**Fig. 5b.** An example of strain partitioning into domains of simple and pure shear. Paradisbakke migmatites. Subhorizontal plane

**Ryc. 5c.** Dysharmonijne fałdy  $F_2$  w migmatytach Paradisbakke

**Fig. 5c.**  $F_2$  disharmonic folds from the Paradisbakke migmatites

prawie równoległe do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Wyjątkiem od tej reguły jest orientacja lineacji  $L_1$  w migmatytach, gdzie lineacja ta jest często ustawiona prawie równoległe lub skośnie do biegu foliacji  $S_1$  (ryc. 7).

### Wskaźniki kinematyczne

Wskaźniki kinematyczne (np. Hanmer & Passchier, 1991) są wykształcone w różnym stopniu w skałach krystalicznych Bornholmu. Wskaźnikowe struktury asymetryczne występują głównie w gnejsach warstewkowych i smużystych, ale najlepiej są widoczne w gnejsach laminowanych (ryc. 4b). Wskaźniki kinematyczne, jednak na ogół o mniejszym stopniu wiarygodności, udało się rozpoznać także w znacznej części granitów Bornholmu. Najliczniejszą grupę wśród wskaźników stanowią struktury mylonityczne typu S–C tworzące na ogół złożoną foliację  $S_1$  (ryc. 4b). Powierzchnie C są zwykle wykształcone jako wąskie, nieciągłe strefy ścinania, równoległe do płaszczyzny ścinania w czasie progresywnej deformacji  $D_1$ . Powierzchnie S są skośną więźbą występującą w domenach między powierzchniami C, które w wyniku kolejnych przyrostów ścinania podczas progresywnej deformacji ulegały stopniowej rotacji do bliskiej równoległości z powierzchniami C. Struktury typu S–C, powstałe w warunkach progresywnej, długotrwałej deformacji rotacyjnej, są trudne do rozpoznania w gnejsach Bornholmu ze względu na dynamiczną rekrytalizację minerałów w warunkach metamorfizmu wysokotemperaturowego (ryc. 3).

Wśród innych wskaźników kinematycznych stwierdzono jeszcze porfiroklasty skaleniowe typu  $\sigma$  i rzadko spotykane „rotacyjne” porfiroklasty skaleniowe typu  $\delta$  (ryc. 3, 4b). Znacznie liczniejsze są asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C' i asymetryczne soczewy leukosomu w migmatytach. Spękania kulisowe, powstałe już w warunkach kruchych, są najrzadziej spotykanymi wskaźnikami zwrotu ścinania.

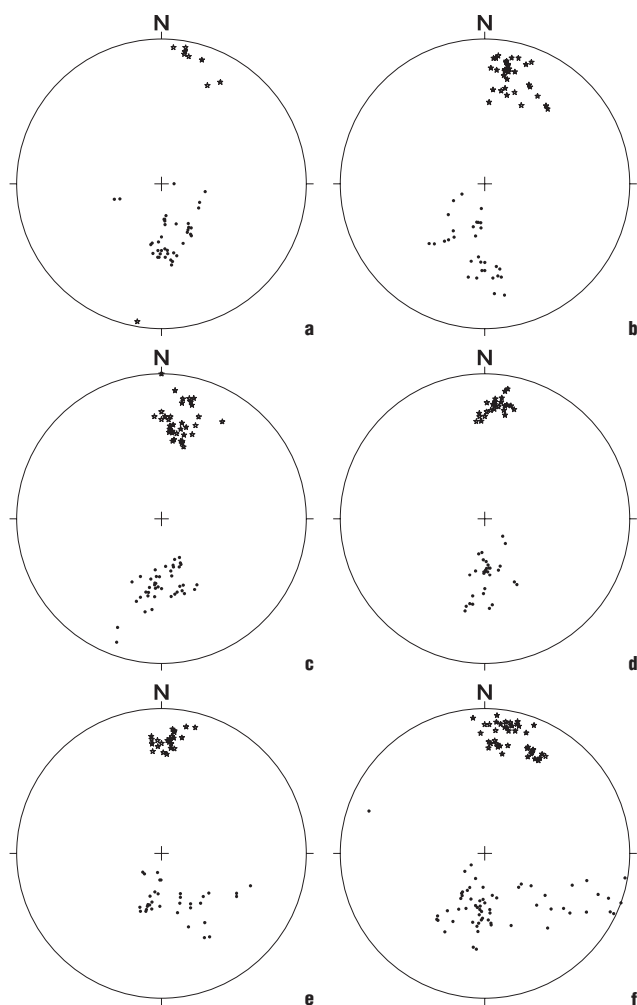
Wiarygodne kierunki transportu tektonicznego, ustalone w oparciu o wskaźniki kinematyczne ustalono w kilku

dziesięciu punktach dokumentacyjnych na Bornholmie (ryc. 10). Kierunki przemieszczeń tektonicznych wyznaczono w oparciu o orientację lineacji elongacyjnej  $L_1$  (ryc. 6, 7, 9). Zwrot transportu tektonicznego, oparty o wskaźniki kinematyczne, był skierowany zasadniczo ku południowi lub SE dla praktycznie wszystkich zbadanych regionów Bornholmu (ryc. 10). W niektórych tylko miejscach transport tektoniczny skierowany był ku ESE. Młodsza i słabsza deformacja  $D_2$  wykształciła struktury wskazujące na odmienny kierunek transportu tektonicznego, na ogół prawie równoleżnikowy.

### Przebieg deformacji

Praktycznie we wszystkich zbadanych odsłonięciach na Bornholmie rozpoznano struktury tektoniczne dokumentujące zarówno zlokalizowane, jak i heterogeniczne procesy ścinania prostego. Procesy te, związane z główną deformacją  $D_1$ , są cechą charakterystyczną krystaliniku Bornholmu, podobnie jak stały zwrot transportu tektonicznego skierowany ku południowi i SE. Taki zwrot przemieszczeń tektonicznych na powierzchniach ścinania, zapadających generalnie ku północy, sugeruje proces tektonicznego pogrubiania domen skalnych w wyniku ich wzajemnego nasuwania w warunkach podatnych. W podobnych warunkach odbywała się młodsza deformacja  $D_2$ , ale już w reżimie ekstensyjnej do transtensyjnej deformacji oraz z transportem tektonicznym skierowanym na ogół albo ku wschodowi albo ku zachodowi.

Składowa ścinania czystego podczas deformacji  $D_1$  była drugorzędna, o czym świadczy praktycznie brak jakichkolwiek struktur fałdowych w odsłonięciach na Bornholmie. Do deformacji koaksjalnej doszło jedynie w migmatytach Paradisbakkere, prawdopodobnie jednak już podczas młodszych odkształceń  $D_2$ . W migmatytach tych powstały lokalnie liczne i silnie zróżnicowane morfologicznie fałdy  $F_2$  od form izoklinalnych po struktury otwarte, szerokokopienne (ryc. 5c). Wydaje się, że na Bornholmie rozwój fałdów  $F_2$  był ściśle związany z proce-



**Ryc. 6.** Zbiorcze zestawienie danych strukturalnych z Bornholmu. Punkty — foliacja  $S_1$ ; gwiazdy — lineacja  $L_1$ . Półkule dolne, projekcja równopowierzchniowa; a — okolice Vang; b — okolice Tajn; c — okolice Helligdomsklipperne; d — okolice Gudjem; e — okolice Saltuna; f — okolice Listed

**Fig. 6.** A set of stereographic projections of structural data from Bornholm. Points —  $S_1$  foliation; stars —  $L_1$  mineral lineation. All plotted on lower hemisphere, equal-area nets; a — vicinity of Vang; b — vicinity of Tajn; c — vicinity of Helligdomsklipperne; d — vicinity of Gudjem; e — vicinity of Saltuna; f — vicinity of Listed

sami migmatytyzacji, co wiązało się z większą podatnością na odkształcenia plastyczne heterogenicznego i zmiękczono-go materiału skalnego w migmatytach.

Generalnie, dane o orientacji głównych elementów strukturalnych (foliacji  $S_1$  i lineacji  $L_1$ ) powstałych podczas deformacji  $D_1$  w powiązaniu z danymi kinematycznymi (wskaźnikami ścinania) wskazują na dominację procesów nasunięciowych. Procesy te były wywołane kompresyjnym (lub miejscami transpresyjnym) reżimem deformacji  $D_1$ . Dlatego też można wstępnie (choć nadal brakuje danych geochemicznych i datowań radiometrycznych) zakładać, że granitoidy Bornholmu nie są „anorogeniczne”, jak dotychczas przyjmowano. Do intruzji tych granitoidów doszło w wyniku działania mechanizmów tektoniki kompresyjnej podczas deformacji  $D_1$ . Intrudujące granitoidy wykorzystywały zapewne zlokalizowane miejsca osłabione tektonicznie (np. procesami deformacyjnego zmiękczania) i (lub) termicznie (np. częściowym topieniem skał osłony). Ostatni przypadek dobrze ilustrują migmatyty bogate w leukosom z okolic Listed.

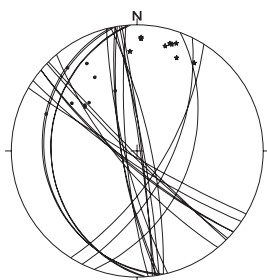
## Porównania z regionem Pomorza Wschodniego i Kaszub

Region Pomorza Wschodniego i Kaszub obejmuje najbardziej NW fragment polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Podłoże krystaliczne na tym terenie, osiągnięte nielicznymi wierceniami (tab. 1), znajduje się na ogół na głębokości poniżej 3500 m, a dalej ku SW nawet poniżej 5000 m (otwory Słupsk IG1 i Kościerzyna IG1). W szczegółowo zbadanych otworach z tego regionu (Słupsk IG1, Żarnowiec IG1, Hel IG1, Gdańsk IG1 i Kościerzyna IG1) (ryc. 1; tab. 1) stwierdzono dominujące upady foliacji  $S_1$  w zakresie  $50\text{--}60^\circ$  (Cymerman, 2000; 2004 — w druku). Wyjątkiem są jedynie dane wiertnicze z otworu Słupsk IG1, gdzie upady foliacji są bardziej strome. Trudno rozpoznawalna lineacja elongacyjna (ziarna mineralnego)  $L_1$  jest prawie zawsze zorientowana równoległe do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Wyjątkiem jest orientacja lineacji  $L_1$  z otworu Słupsk IG1, gdzie jest ona na ogół prawie horyzontalna.

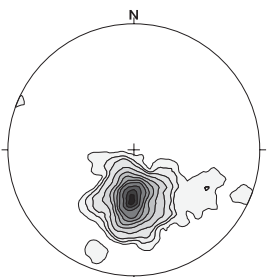
Strefy ścinania podatnego w regionie Pomorza Wschodniego i Kaszub, podobnie jak na Bornholmie, są trudne do rozpoznania w zachowanym materiale wiertniczym. Zasadniczy wpływ na to miała silna rekrytalizacja związana z heterogeniczną migmatytyzacją. Procesy migmatytyzacji o różnej intensywności i dużym zróżnicowaniu neosomów powodują trudności w odróżnianiu np. licznych gnejsów warstewkowych od migmatytów stromatytowych (*lit-par-lit*). Trudności te potęgują się zwłaszcza przy badaniach częściowo tylko zachowanego materiału wiertniczego. Migmatytyzacja doprowadziła do zatarcia pierwotnych cech skały. Jedynie w enderbitach z otworu Kościerzyna IG1 jest zachowana reliktoowa foliacja magmowa  $S_0$ .

Wskaźniki zwrotu ścinania są miejscami zachowane, pomimo silnej rekrytalizacji skał. Wśród wskaźników kinematycznych przeważają porfiroklasty skaleniowe typu  $\sigma$ , rzadsze są struktury mylonityczne typu S-C, a jeszcze rzadsze — asymetryczne soczewy leukosomu. Wskaźniki te dokumentują — z różnym jednak stopniem wiarygodności — zwroty ścinania w warunkach podatnych. W części NW regionu Pomorza Wschodniego panowały ekstensyjne warunki deformacji podatnej. Świadczą o tym dane strukturalne i kinematyczne z otworów Hel IG1 i Żarnowiec IG1 (*op. cit.*). Natomiast w otworach z części SE Pomorza Wschodniego i na Kaszubach dominował reżim nasunięciowy lub miejscami transpresyjny (dane z otworów Gdańsk IG1 i Kościerzyna IG1). Jedynie dane z otworu Słupsk IG1 wskazują na reżim przesuwczy potranspresyjny podczas deformacji  $D_1$  o składowej prawdopodobnie lewoskrętnej (*op. cit.*).

Brak orientowanych rdzeni wiertniczych uniemożliwia pełniejsze ustalenie budowy geologicznej regionów Pomorza Wschodniego i Kaszub. Jedynie w przypadku otworu Żarnowiec IG1 można podjąć próbę ustalenia orientacji foliacji  $S_1$  w oparciu o geofizyczne pomiary skrzywienia osi tego otworu w nawierconym interwale skał krystalicznych. Podczas wiercenia obrotowego gryzer ma tendencję do ustawiania się prostopadle do płaszczyzn anizotropii w rozwiercanej skale. W wyniku takiego procesu oś otworu dąży do ustawienia się równoległe do normalnej płaszczyzny anizotropii skały. W przypadku skał metamorficznych będą to powierzchnie foliacji  $S_1$ . Ta metoda wyznaczania orientacji struktur tektonicznych za pomocą pomiarów skrzywienia osi otworu została pozytywnie przetestowana podczas wiercenia otworu Niedźwiedz IG2 na bloku przedsudeckim (Cymerman, 1986; Cymerman & Jerzmański, 1987). Jako krzywiznę otworu określa się odejście osi

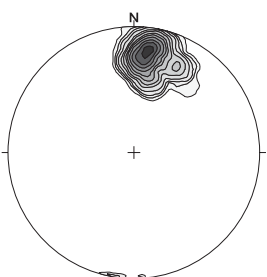


**Ryc. 7.** Diagram typu  $\beta$  powierzchni foliacji  $S_1$  i punktowey lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  (punkty) oraz osi fałdów (gwiazdy). Migmatyty Paradisbakke. Półkula dolna, projekcja równopowierzchniowa



**Ryc. 8.** Zbiorcze zestawienie foliacji  $S_1$  na diagramie konturowym z Bornholmu (309 pomiarów; izolinie: 1-2-3-5-7-10-13-15-20-25%). Półkula dolna, projekcja równopowierzchniowa

**Fig. 8.** Synoptic density stereogram of  $S_1$  foliation from Bornholm (309 measurements; contours: 1-2-3-5-7-10-13-15-20-25%). Lower hemisphere, equal-area net



**Ryc. 9.** Zbiorcze zestawienie lineacji ziarna mineralnego  $L_1$  na diagramie konturowym z Bornholmu (181 pomiarów; izolinie: 1-2-3-5-7-10-13-15-20-25-30-35%). Półkula dolna, siatka równopowierzchniowa

**Fig. 9.** Synoptic density stereogram of  $L_1$  mineral lineation from Bornholm (181 measurements; contours: 1-2-3-5-7-10-13-15-20-25-30-35%). Lower hemisphere, equal-area net

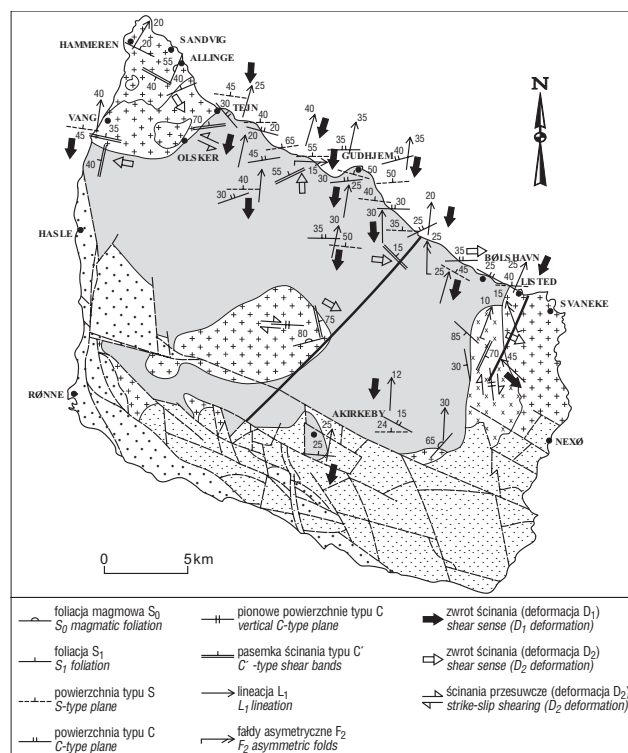
wiercenia od pionu, przechodzącego przez punkt początkowy wiercenia. Krzywizna otworu była na ogół mierzona co 25 m za pomocą inklinometru, a w tabelach podawano kąt i azymut nachylenia osi, rzadziej azymut i odejście w metrach (tab. 1). Metoda określania orientacji struktur na podstawie skrzywienia osi otworu może być stosowana tylko dla skał o kącie upadu foliacji większym niż  $10^\circ$  oraz przy przewierceniu co najmniej 100 m skał krystalicznych. Ostatniego warunku nie spełniają także dane geofizyczne z otworu Żarnowiec IG1, gdzie wykonano 6 pomiarów skrzywienia osi otworu, ale tylko w przedziale 30 m w nawierconych skałach krystalicznych.

Pomimo tych zastrzeżeń, można założyć przebieg foliacji  $S_1$  w kierunku NE-SW. Przy takim niepewnym założeniu można sugerować prawdopodobny transport tektoniczny domen skalnych ku SE przy upadzie foliacji  $S_1$  ku SE i nachyleniu lineacji  $L_1$ , także w tym samym kierunku. Jeżeli przyjąć za wiarygodne przypuszczenie, że bieg foliacji  $S_1$  wyznaczony w otworze Żarnowiec IG1 jest rzeczywiście w kierunku NE-SW, to wtedy transport tektoniczny w skałach krystalicznych nawierconych na polskim wybrzeżu Bałtyku mógł odbywać się ku SE (według współczesnych współrzędnych geograficznych). Wyznaczony z dużym stopniem niepewności transport tektoniczny ku SE w okolicy Żarnowca jest zbliżony do dobrze ustalonego kierunku transportu ku południowi i SE w odstąpieniach z pobliskiego Bornholmu. Taka dobra korelacja pośrednio wskazuje, że zakładana orientacja struktur w otworze Żarnowiec IG1 może być poprawna. Na podstawie powierzchniowych danych geofizycznych (obrazy grawimetryczne i magnetyczne) przyjmowano dla regionów Pomorza Wschodniego i Kaszub biegi struktur i granic litologicznych w kierunku NE-SW (np. Kubicki & Ryka, 1982; Ryka, 1984).

W świetle wykonanych nowych badań strukturalnych, z uwzględnieniem danych kinematycznych wydaje się, że istnieje wiele analogii między budową krystaliniku Bornholmu, a słabo rozpoznany podłożem krystalicznym Pomorza Wschodniego i Kaszub. Zarówno na Bornholmie, jak i na Pomorzu Wschodnim i Kaszubach występuje bardzo podobny inwentarz skalny (gnejsy, migmatyty i granity) w różnym stopniu zmylonityzowany. Dodatkowo, skały z tych obszarów są silnie zrekrystalizowane w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu regionalnego. W zbliżonych reżimach deformacji  $D_1$  i  $D_2$  powstały główne elementy strukturalne (foliacja  $S_1$  i lineacja  $L_1$ ); elementy te są bardzo podobnie wykształcone morfologicznie. Oprócz tego wydaje się, że te główne elementy strukturalne są podobnie zorientowane w skali regionalnej.

### Rozważania geotektoniczne

W świetle wykonanej nowej analizy strukturalnej z Bornholmu oraz opublikowanych danych geofizycznych z jej bliższego sąsiedztwa można wstępnie przedstawić nowy model geotektoniczny rozpatrujący prekambryjską ewolucję południowej części Bałtyku, od Bornholmu po Mazury. Rozwój skorupy prekambryjskiej tej peryferyjnej części i rozległej platformy wschodnioeuropejskiej był uwarunkowany dwoma zasadniczymi procesami tektonicznymi: (1) reżimem kompresyjnej do transpresyjnej



**Ryc. 10.** Schematyczna mapa strukturalna Bornholmu. Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 2

**Fig. 10.** Schematic structural map of Bornholm. For explanation see Fig. 2

deformacji  $D_1$ , przejawiającej się rozwojem zlokalizowanych, podatnych i nasuwczych stref ścinania z przemieszczeniami skierowanymi ku południowi lub SE oraz (2) prawdopodobnie nieco późniejszą deformacją ekstensyjną  $D_2$ , również w warunkach podatnych. Z powodu braku wiarygodnych, nowych datowań radiometrycznych trudno jest ustalić dokładny czas tych deformacji, a nawet orogenezy (swekofeńska i (lub) gotyjska (?) czy może nawet swekonorweska). Zdaniem autora można jedynie z większym prawdopodobieństwem zakładać, że deformacje te ( $D_1$  i  $D_2$ ) odbyły się w czasie orogenezy gotyjskiej. Bogdanova (2001) wprowadziła ostatnio nowy termin — „orogeneza duńsko-polska”. Termin ten jest prawie synonimem orogenezy gotyjskiej, a obejmować ma właśnie obszar od Bornholmu po Mazury, który omawiany jest w niniejszym artykule.

Pozycja paleoszwu w SW części tarczy bałtyckiej jest słabo zdefiniowana, prawdopodobnie z powodu nałożenia się tego mezoproterozoicznego szwu na starsze struktury tektoniczne, powstałe w czasie orogenezy swekofeńskiej, a także magmatyzmu granitoidowego z prawdopodobnymi procesami magmowego podklejania, jak w przypadku rozległego pasma transskandynawskiego, czy też wreszcie młodszych ruchów orogenicznych (swekonorweskich). Gorbatshev i Bogdanova (1993), omawiając problemy związane z ustaleniem proterozoicznego rozwoju tarczy bałtyckiej jako serii sukcesywnych cykli orogenicznych, sugerowali rozwój tej tarczy w wyniku pojedynczej,

długotrwałej i prawie ciągłej aktywności orogenicznej i magmowej. Ta mezoproterozoiczna aktywność orogeniczna, trwająca od ok. 1,5 do 1,3 mld lat, spowodowała liczne intruzje magmowe w różnych częściach tarczy bałtyckiej (Puura & Huhma, 1994; Puura & Floden, 1999). Ten długotrwały proces magmowy, trwający prawie 200 mln, wyznaczył ważny etap topienia skorupy, który następował w wyniku akrecji i stabilizacji młodej litosfery kontynentalnej w południowej części tarczy bałtyckiej.

Według danych sejsmicznych dla obszaru centralnej Szwecji miąższość skorupy wynosi ok. 40–55 km, a dla regionu SE Szwecji osiąga ona wartość nawet 57 km, przy czym dolna część skorupy o wysokich prędkościach rozchodzenia się fal sejsmicznych jest tam wyjątkowo gruba i dochodzi prawie do 20 km. W profilu sejsmicznym linii A projektu BABEL zaznacza się wyraźnie refleksyjna powierzchnia górnego płaszcza zapadająca ku południowi. Powierzchnia ta jest interpretowana jako struktura ekstensyjna lub transtensyjna, ale może być to także struktura związana z subdukcją (BABEL Working Group, 1993; Abramovitz i in., 1997; Bailling, 2000). Dane sejsmiczne z tego profilu wykluczają zarówno procesy podklejania (ang. *underplating*), jak i kolapsu grawitacyjnego, czy też izostaticznej równowagi struktur uzyskanej po głównych procesach deformacji gotyjskiej i akrecji skorupy w SW części tarczy bałtyckiej (Bailling, 2000).

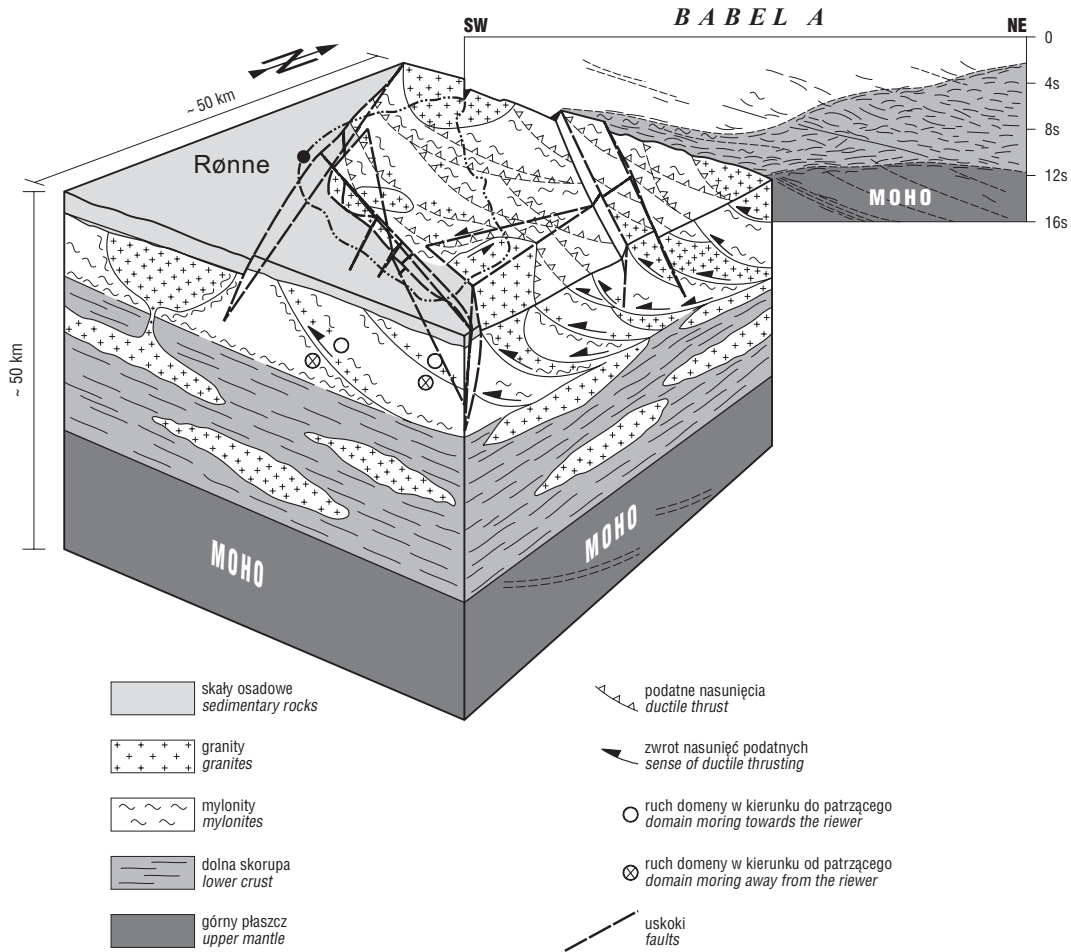
Dane sejsmiczne z profilu BABEL linii A pokazują lokalne przesunięcia powierzchni Moho i kontynuację

**Tab. 1. Dane o otworach wiertniczych z regionów Pomorza Wschodniego i Kaszub (ryc. 1)**

Table 1. Borehole data from Eastern Pomerania and Kaszuby regions (Fig. 1)

Nazwa otworu (rok wiercenia) <i>Borehole name (year of drilling)</i>	Wysokość terenu <i>Terrain high</i>	Miąższość krystaliniku <i>Thickness of crystalline rocks</i>	Głębokość stropu krystaliniku a — wg danych geofizycznych <i>Depth of top of crystalline rocks</i>		Głębokość zakończenia otworu <i>Depth of borehole end</i>		Uproszczona litologia <i>Simplified lithology</i>	Reżim deformacji <i>Strain regime</i>	Pomiary skrzywienia osi otworu <i>Measurements of borehole curvature</i>
	m npm <i>m b.s.l.</i>	m	m ppm <i>m b.s.l.</i>	m	m ppm <i>m b.s.l.</i>	m			
Żarnowiec IG 1 (1968–1969)	5,0	29,0	3242,0 3231,5a	3247,0 3236,5a	3271,0	3276,0	enderbity, czarnokity, gnejsy amfibolowe i biotytowe <i>enderbites, charnockites, amphibole and biotite gneisses</i>	ekstensyjny <i>extensional</i>	6 pomiarów na głęb. 3240–3270 m; azymut 305° odejście — 0,6 m <i>6 measurements at depth 3240-3270 m; azimuth — 305°; deflection — 0,6 m</i>
Hel IG 1 (Jastarnia) (1973–1974)	1,0	35,0	3484,0 3483,5a	3485,0 3484,5a	3519,0	3520,0	gnejsy piroksenowo-amfibolowe, zmigmatyzowane <i>migmatitic pyroxene-amphibole gneisses</i>	ekstensyjne <i>xtensional</i>	pomiary zakończono na głęb. 3060 m <i>measurements ended at depth of 3060 m</i>
Słupsk IG 1 (1972–1974)	42,0	25,0	5053,0 5036,0a	5095,0 5078,0a	5078,0	5120,0	gnejsy, łupki biotytowo-chlorytowo-epidotowe <i>gneisses, biotite-chlorite-epidote gneisses</i>	przesuwczy do transpresyjnego <i>strike-slip to transpressional</i>	brak danych <i>lack of data</i>
Gdańsk IG 1 (Jantar) (1972–1973)	2,0	43,2	3485,0 3480,0a	3487,0 3482,0a	3528,2	3530,2	migmatyty, gnejsy piroksenowe i amfibolity <i>migmatites, pyroxene gneisses and amphibolites</i>	nasunięciowy <i>thrusting</i>	brak danych <i>lack of data</i>
Kościerzyna IG 1 (Garczyn) (1972–1973)	145,4	58,2	4998,4 5004,6a	5143,8 5150,0a	5056,6	5202,0 5205,0a	czarnokity i enderbity <i>charnockites and enderbites</i>	nasunięciowy <i>thrusting</i>	brak danych <i>lack of data</i>





**Ryc. 11.** Schematyczna interpretacja trójwymiarowej struktury Bornholmu oparta na sejsmicznych danych refleksyjnych wzdłuż linii A profilu BABEL (Balling, 2000) i wynikach nowych danych strukturalnych. Strefa deformacyjna Bornholmu jest zinterpretowana jako zapadająca ku północy i rozpraszająca się na „podeszwie” w silnie refleksyjnej i częściowo stopionej środkowej skorupie

**Fig. 11.** Schematic interpretation of the three-dimensional tectonics of Bornholm, based on BABEL line A seismic reflection data (Balling, 2000) and the new structural data. The Bornholm deformation zone is interpreted to dip to the north and sole out in a strongly reflective and partially molten mid-crust

powierzchni anizotropii dolnej skorupy w strefę graniczną skorupy z płaszczem (ryc. 11), co może być uznane za przejaw tektoniki kompresyjnej (Bailling, 2000), a co potwierdzają niezależne od nich wyniki analizy strukturalnej z Bornholmu. Struktury tektoniczne z obszaru profilu BABEL zinterpretowano jako wynik orogenezy gotyjskiej, co sugeruje ich powstanie ok. 1,7–1,5 mld lat temu (BABEL Working Group, 1993; Abramovitz i in., 1997). Abramovitz i in. (1997) podkreślali znaczenie rozpoznanej głębokim profilowaniem sejsmicznym niskokątowej struktury, zinterpretowanej jako kontakt między wydzielonymi przez nich terranami: „pośrednim” i „południowo-zachodnim”. Kontakt ten wyznaczać ma gotyjski szew kolizyjny powstały ok. 1,65–1,60 mld lat temu.

Nowe dane strukturalne z Bornholmu wskazują, że pierwsza i główna deformacja ( $D_1$ ), wyrażona rozwojem zlokalizowanych, podatnych stref ścinania doprowadziła do pogrubienia skorupy, najprawdopodobniej w wyniku procesu subdukcyjno-kolizyjnego. Następująca po niej deformacja  $D_2$  doprowadziła natomiast do powstania struktur ekstensyjnych, które były najprawdopodobniej wynikiem post-kolizyjnego kolapsu grawitacyjnego pogrubionej tektonicznie — podczas deformacji  $D_1$  — skorupy kontynentalnej. Młodszy magmatyzm prowadzący do

rozwoju granitów typu Svaneke, Almindingen, Rønne i Hammer (ca 1,5 mld lat) był prawdopodobnie efektem termicznej relaksacji dolnej skorupy po ustaniu konwergencji kolidujących płyt.

Oprócz danych strukturalnych nie znaleziono innych dowodów, jak np. inwersja stopnia metamorfizmu, czy powtarzanie się sekwencji stratygraficznych, na istnienie podatnych wielozestawów (pakietów) struktur nasunięciowych na Bornholmie. Jednak, uzyskane dane strukturalne z tej wyspy dokumentują jednoznacznie kompresyjny (nasunięciowy) reżim podczas deformacji  $D_1$ . Ze względu na brak szczegółowej mapy geologicznej Bornholmu, nie można obecnie ustalić ilości, kształtu i rozmiarów podatnych pakietów struktur nasunięciowych na tej wyspie. Zestawiając powierzchniowe dane strukturalne z prędkościowymi modelami eksperymentu sejsmicznego BABEL linia A, można zakładać istnienie wielu struktur zbliżonych geometrycznie do typu listrycznego (ryc. 11). Struktury takie wykazują malejący kąt upadu spągowej powierzchni nasunięcia wraz z głębokością. Taka interpretacja geometryczna jest także zgodna z malejącymi z głębokością naprężeniami dyferencjalnymi. Dodatkowo naprężenia dyferencjalne były znacząco obniżone w miejscach pojawiania się stopu granitowego.

## Wnioski

W wyniku analizy strukturalnej skał krystalicznych na Bornholmie rozpoznano heterogeniczne procesy ścinania podatnego w gnejsach i granitoidach. Stopień intensywności deformacji rotacyjnej jest zmienny w różnych częściach wyspy. Kompresyjny (lokalnie transpresyjny) typ odkształceń dominował podczas głównej deformacji  $D_1$ . Podczas tej deformacji doszło do rozwoju nasunięciowych pakietów skalnych (prawdopodobnie wielozestawu łusek i imbrykacji) w warunkach podatnych z ich wzajemnymi przemieszczeniami w kierunku zbliżonym do południkowego. Deformacja  $D_1$  odbywała się w warunkach facji amfibolitowej, a być może i granulitowej (co wymaga jeszcze szczegółowych badań petrologicznych) metamorfizmu regionalnego, najprawdopodobniej podczas orogenezy gotyjskiej (ok. 1,5 mld lat temu). W domenach strukturalnych, gdzie doszło do słabego ścinania prostego, co mogło wynikać z działania mechanizmu porozdzielania deformacji i heterogenicznego rozwoju struktur nieciągłych, zachowała się jeszcze granitowa więzba skały wyjściowej. Fakt ten stanowić może pośredni dowód, że pierwotnymi skałami dla gnejsów były główne granitoidy.

Zaproponowany tu nowy model tektoniczny, podkreślający dominującą rolę procesów dynamometamorfizmu w ewolucji krystalinikum Bornholmu, stoi w sprzeczności z dotychczasowym modelem zakładającym przetopienie i rozległy metasomatyzm serii suprakrustalnych, jako protolitu gnejsów. W czasie młodszej deformacji  $D_2$  doszło do rozwoju znacznie rzadszych struktur ekstensyjne, związanych z normalnym, podatnym uskokowaniem. Do rzadkości natomiast należą struktury wskazujące na przemieszczenia podatne typu przesuwczego.

W regionach Pomorza Wschodniego i Kaszub, tylko w otworze Żarnowiec IG1 ustalono prawdopodobny transport tektoniczny domen skalnych ku SE, przy zakładanym — o małym jednak stopniu wiarygodności — upadzie foliacji  $S_1$  ku SE i nachyleniu lineacji  $L_1$  ku SE. Zakładany tam transport tektoniczny o zwrocie „strop” ku SE jest zbliżony do bardzo dobrze ustalonych na Bornholmie przemieszczeń tektonicznych pakietów nasunięciowych generalnie ku południowi w warunkach podatnych. Podobieństwo ewolucji tektonicznej Kaszub i Bornholmu wskazywać może także pośrednio na przejawy orogenezy gotyjskiej na obszarze Kaszub i Pomorza Wschodniego. Na definitywne rozstrzygnięcia na temat czasu procesów tektonometamorficznych należy poczekać do wykonania oznaczeń radiometrycznych rdzeni skał krystalicznych z Pomorza i Kaszub, a przede wszystkim z Bornholmu.

Dziękuję Pani prof. Svetlanie Bogdanowej (Lund University) za organizację spotkania roboczego w 2000 r. na Bornholmie i liczne dyskusje na temat orogenezy „duńsko-polskiej”. Pani Cecylii Paderewskiej dziękuję za wykonanie rycin. Anonimowych recenzentom dziękuję za trud udoskonalania artykułu przez wiele kwartałów. Praca powstała w ramach badań własnych PIG (pkt.pl. 6.20.9075.00.0), finansowanych przez KBN w 2001 r.

## Literatura

ABRAMOVITZ T., BERTHELSEN A. & THYBO H. 1997 — Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data. *Tectonophysics*, 270: 259–277.  
 BABEL Working Group 1993 — Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. *Geophys. J. Inter.*, 112: 325–343.  
 BALLING N. 2000 — Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within the continental lithosphere of northwestern Europe. *Tectonophysics*, 329:269–300.

BANKWITZ P. & BANKWITZ E. 1994 — Event related jointing in rocks on Bornholm island (Denmark). *Z. geol. Wiss.*, 22: 97–114.  
 BERTHELSEN A. 1988a — Bornholms fjeld. Sjørring I.S. (red.) — Bornholms geologi I. VARV 1988 (2), 36–43. København.  
 BERTHELSEN A. 1988b — Bornholms geologi III: Grundfeltet. VARV 1989 (1). København.  
 BERTHELSEN A. 1993 — Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A-20 (255): 19–31.  
 BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V. & GORBATSCHEV R. 1994 — Paleoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: new tectonic implications for the East European Craton. *Precambrian Res.*, 68: 231–240.  
 BOGDANOVA S.V. 2001 — Tectonic Setting of 1.65–1.4 Ga AMCG Magmatism in the Western East European Craton (Western Baltica). *Abstracts of EUG 11*.  
 BUBNOFF S. 1931 — Zur Deutung des südbaltischen Kluffnetzes. *Geol. Rdsch.*, 22: 306–308.  
 BUBNOFF S. & KAUFMANN R. 1933 — Zur Tektonik des Grundeirges von Bornholm. *Geol. Rdsch.*, 24: 379–389.  
 BUBNOFF S. 1942 — Beiträge zur Tektonik des skandinavischen Südrandes. 2. Die älteren Granite Bornholms im Rahmen der svecofennidischen Tektogenese. *N. Jb. Miner. Geol. U. Paläont., Beil.-Bd. 87 B*: 277–396.  
 CALLISEN K. 1934 — Das Grundgebirge von Bornholm. *Dann. Geol. Unders.*, II Raekke, 50: 266 pp.  
 CYMERMAN Z. 1986 — Sekwencja deformacji skał metamorficznych z otworu wiertniczego Niedźwiedz IG 2. *Kwart. Geol.*, 30: 157–186.  
 CYMERMAN Z. 2000 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. (opr. arch). CAG.  
 CYMERMAN Z. 2004 (w druku) — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*  
 CYMERMAN Z. & JERZMAŃSKI J. 1986 — Metamorfik wschodniej części bloku przedsudeckiego w okolicy Niedźwiedzia koło Ziębic. *Kwart. Geol.*, 31: 239–262.  
 GORBATSCHEV R. & BOGDANOVA S. 1993 — Frontiers in the Baltic shield. *Prec. Res.*, 64: 3–21.  
 HANMER S. & PASSCHIER C.W. 1991 — Shear sense indicators: a review. *Geol. Survey Canadian Paper*, 90/117, pp 72.  
 JOHANSSON A. & LARSEN O. 1989 — Radiometric age determinations and Precambrian geochronology of Blekinge, Southern Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 111: 35–50.  
 JOHANSSON A., MEIER M., OBERLIF. & WIKMAN H. 1993 — The early evolution of the Southwest Swedish Gneiss province: geochronological and isotopic evidence from Southernmost Sweden. *Prec. Res.*, 64: 361–388.  
 JøRGART T. 1970 — On the late formation of plagioclase in granitic rocks. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 20: 69–71.  
 JøRGART T. 1973 — Metasomatisk dannelse af de bornholmske graniter — en test. *Dansk geol. Fore., Arsskrift for 1972*: 77–84.  
 JøRGART T. 1993 — The basement geology of Bornholm. Scholle T., & Krauss M. (red.) *An excursion guide. Exkursionsf. "Rügen — Bornholm"*, Ges. Geowissenschaften e. V. Berlin, Greifswald: 121–149.  
 JøRGART T. 1995 — The basement geology of Bornholm. Part 1. *Geology of the island of Bornholm. Excursion A6. Hauptversammlung der Deutsche Geologischen Gesellschaft. Exkursionsführer. Terra Nosta. Greifswald*.  
 KUBICKI S. & RYKA W. 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Wyd. Geol.*  
 LARSEN O. 1971 — K/Ar age determinations from Precambrian of Denmark. *Geol. Surv. Denmark. II Series. No. 97*.  
 LARSEN O. 1980 — Geologisk aldersbestemmelse ved isotopmalinger. *Dansk Natur-Dansk Skole. Arsskrift for 1980*: 89–106.  
 MICHEELSEN H. 1961 — Bornholms Grundfjæld. *Medd. Dansk geol. Foren.*, 14: 308–349.  
 PLATOU S.W. 1970 — The Svaneke-granit complex and the gneisses on East Bornholm. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 20: 93–113.  
 PLATOU S.W. 1972 — Om anatexis og metasomatose på Bornholm. *Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1971*: 1–4.  
 PUURA V. & HUHMA H. 1993 — Paleoproterozoic age of East Baltic granulite crust. *Precambrian Res.*, 64: 289–294.  
 PURRA V. & FLODEN T. 1999 — Rapakivi-granite — anorthosite magmatism — a way of thinning and stabilization of the Svecofennian crust. *Baltic Sea Basin. Tectonophysics*, 395: 75–92.  
 RÄMÖ O.T., HUTMA H. & KIRS J. 1996 — Radiogenic isotopes of the Eastonian and Latvian rapakivi granite uites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. *Precamb. Res.*, 79: 209–226.  
 SCHROEDER E. 1994 — Serge von Bubnoffs Beiträge zur Tektonik des skandinavischen Südrandes. *Z. geol. Wiss.*, 22: 193–203.  
 USSING N.V. 1899 — Sandstensgange i Granit på Bornholm. *Dann. Geol. Unders. II Raekke, no. 10*.  
 VEJBAEK O.V. 1985 — Seismic stratigraphy and tectonics of sedimentary basins around Bornholm, southern Baltic. *Danmark Geol. Under., Serie A, 8*.  
 WIKMAN H. 1986 — Den prekambriška berggrunden och de permo-karboniska diabaserna. [In:] Sivhed U., Wickman H., *Beskrivning till berggrundskartan Helsingborg SV. Sveriges geologiska undersökning. Serie Af 149*. Uppsala.