

## STRESZCZENIA REFERATÓW WYGŁOSZONYCH W ODDZIAŁACH POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

*Krzysztof Birkenmajer*

### **Kenozoiczne zlodowacenia Antarktyki Zachodniej** Oddział Krakowski PTG, 7 XII 1992

Najstarsze zlodowacenie Krakowa, we wczesnym eocenie (ok. 52-50 Ma), objęło wyższe grupy górskie w południowej części Półwyspu Antarktycznego. Na Wyspie Króla Jerzego powstały wówczas utwory glacialno-morskie z fauną i nannoplanktonem, lawy i hialoklastyty.

Łądowe osady słodkowodne ze skrzemionkowanymi pniami drzew i wkładką węgla brunatnego (W. Króla Jerzego) oraz osady płytkomorskie z bogatą cieplolubną fauną i szczątkami roślin (W. Seymour), reprezentują interglacjal Arctowskiego (eocen środkowy - wczesny oligocen, 50-32 Ma).

W czasie zlodowacenia Polonez we wczesnym oligocenie (32-30 Ma) czasza lądolodu objęła całą Antarktydę i przekroczyła Cieśninę Bransfielda sięgając aż po W. Króla Jerzego: moreny spągowe i czołowe, utwory glacialno-morskie z bogatą fauną, lawy i hialoklastyty.

W środkowej części oligocenu (ok. 30 Ma), w czasie interglacjalu Wesela, nastąpiła na W. Króla Jerzego głęboka erozja starszych skał, a wąskie doliny zostały zapełnione przez utwory fluwialne i zboczowe bez szczątków organicznych.

W czasie zlodowacenia Legru w późnym oligocenie (ok. 30-26 Ma) powstały lahary przekładające się z lawami i tufami oraz lądowe tility, rysy lodowcowe i kliny mrozowe. Zlodowacenie Szetlandów Południowych było wówczas oddzielone od czaszy lądolodu kontynentalnego Cieśniną Bransfielda.

W czasie interglacjalu Wawelu, na granicy oligocenu i miocenu (26-22 Ma), powstały osady lądowe z bogatą florą liściową i iglastą oraz osady płytkomorskie z bogatą fauną (W. Króla Jerzego).

W czasie zlodowacenia Melville'a we wczesnym miocenie (22-20 Ma), na W. Króla Jerzego powstały osady glacialno-morskie szelfowe i wyższej części skłonu szelfowego z bogatą fauną. Zlepienie z fauną na W. Cockburn, datowane na pliocen, prawdopodobnie również tworzyły się w warunkach glacialno-morskich.

W czasie plejstocenu, świadectwem kilkakrotnych zlodowaceń i interglacjalów są wysokie poziomy żwirowe (ocieplenie) i podniesione klify nadmorskie (klimat glacialny).

*Krzysztof Birkenmajer*

## **Ewolucja pacyficznego sektora Półwyspu Antarktycznego (mezozoik-holocen)**

Oddział Górnośląski PTG, 14 XII 1992)

Subdukcja skorupy oceanicznej SE Pacyfiku pod skorupę kontynentalną N części Półwyspu Antarktycznego zachodziła w ciągu kredy i trzeciorzędu aż po miocen włącznie. W okresie poprzedzającym subdukcję osadziły się tutaj w marginalnym basenie morskim turbidytowe utwory sili-ciklastyczne (grupa Trinity Peninsula, ?permo-trias), które następnie zostały sfaldowane i ponasuwane wstecznie (ku SW) jeszcze przed jurą środkową. W jurze środkowej (i górnej?), lądowe zlepienie, piaskowce i łupki z bogatą florą (formacja Mount Flora) osadziły się niezgodnie na sfaldowanej i zerodowanej grupie Trinity Peninsula.

Łuk magmowy, powstający jako efekt subdukcji skorupy oceanicznej SE Pacyfiku pod skorupę kontynentalną Płw. Antarktycznego, zaczął się tworzyć z początkiem kredy. Działalność magmowa wyraziła się powstaniem mięjszych kompleksów lawowo-piroklastycznych bazaltowo-andezy-towych z podrzędnymi wtarceniami ryodacytów, intrudowanych plutonami gabro-diorytowych, granodiorytowymi i granitowymi oraz dajkami zasadowymi, pośrednimi i kwaśnymi. Utworzyły się wówczas dwa łuki magmowe: starszy, bardziej wewnętrzny luk Płw. Antarktycznego (kreda dolna - górna) i młodszy, bardziej zewnętrzny luk Szetlandów Południowych (kreda górna - miocen).

Sfaldowanie i wsteczne nasunięcia w strefie przyległej do transformującego uskoku Anvers, powstały prawdopodobnie w wyniku kolizji oceanicznego grzbietu Aluk z klinem litosfery kontynentalnej (dźwigającej na sobie łuk magmowy) Płw. Antarktycznego w środkowym miocenie.

Ostatnim zjawiskiem tektonicznym (oligocen - holocen) było utworzenie się ryftu Bransfielda (basen międzyłukowy), który jest obecnie w stanie powolnej ekspansji, oddzielając łuk magmowy Szetlandów Południowych od łuku magmowego Płw. Antarktycznego. W obrębie ryftu zaznacza się silna współczesna działalność wulkaniczna.

*Krzysztof Birkenmajer*

## **Wulkany Antarktydy Zachodniej**

Oddział Świętokrzyski PTG, 2 IV 1993

Wulkany czwartorzędowe występują w strefie marginalnej łuku magmowego Antarktydy Zachodniej, w obrębie trzeciorzędowych ryftów, które powstały w wyniku ekstensji skorupy kontynentalnej: od północnej części Półwyspu Antarktycznego – ryft Bransfielda, przez Ziemię Mary Byrd, po strefę ryftową Morza Rossa.

W rejonie Cieśniny Bransfielda wulkany czwartorzędowe usytuowane są wzdłuż dwóch linii. (1) Linia Bridgeman-Deception pokrywa się z osią ryftu, wykazując obecność licznych wulkanów podmorskich o charakterystyce toleaitowej, z dwoma wulkanami powierzchniowymi (W. Bridgeman i W. Deception) o charakterze słabo alkalicznym do wapniowo-alkalicznego. (2) Linia Penguin przebiega skośnie do linii poprzedniej, przecinając południową krawędź szelfu Wyspy Króla Jerzego (Szetlandy Południowe) pomiędzy W. Penguin i Szczytem Melville'a. Produkty wulkaniczne mają tu charakter wapniowo-alkaliczny.

Wyspa Bridgeman jest szczątkiem zniszczonego przez abrazję stratowulkanu holocenijskiego usytuowanego na małej platformie podmorskiej. Wulkan mógł być czynny w 19 wieku.

Wyspa Deception to okresowo czynny wulkan, największy w Szetlandach Południowych i jeden z największych w Antarktyce, o podmorskiej średnicy 20-30 km, wznoszący się na 1200 m ponad dno morza, a ponad 500 m ponad poziom morza. Jest to kaldera, która powstała w wyniku późnoplejstocenijskiej lub wczesnoholocenijskiej eksplozji stratowulkanu podobnego typu jak słynna

eksplozja wulkanu Krakatoa. Podłożem wulkanu są skały mezo-kenozoiczne. W latach 1967, 1969 i 1970 powstawały pasożytnicze stożki wulkaniczne i zachodziły silne erupcje szczelinowe.

Wyspa Penguin jest niewielkim drzemiącym wulkanem o średnicy nadmorskiej około 1,5 km i wysokości 170 m. Główny stożek wulkaniczny powstał w 17 i 18 stuleciu, mały stożek wewnętrzny w 19 stuleciu, zaś dwa kratery eksplozyjne typu maarów – około 1906 r.

Szczyt Melville'a (549 m) jest szczątkiem zniszczonego przez abrazję stratowulkanu plejstoceńskiego.

*Tomasz Mardal*

### **Nowe dane o tektonice Gór Pieprzowych** Oddział Warszawski PTG, 17 II 1993

Wzdłuż skarpy Gór Pieprzowych koło Sandomierza ciągnie się największe naturalne odsłonięcie kambru świętokrzyskiego. Jest on tu wykształcony głównie jako czarne łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych. Formacja łupków z Gór Pieprzowych jest w całości zaliczana do kambru środkowego. Szczegółowe rozpozniowanie formacji utrudnia ubóstwo fauny, monotonia litologiczna i zawiślana tektonika.

Zmiany położenia warstw wzdłuż skarpy Gór Pieprzowych są związane z poprzecznymi strefami uskokowymi, wzdłuż których uległy blokowym przemieszczeniom fragmenty starszych struktur. Jedyną większą strukturą ciągłą, dającą się prześledzić na odcinku około 300 m, jest pochylony ku SSW fałd o osi WNW-ESE, nachylonej na WNW pod kątem około 35°. Na tę samą orientację struktur tektonicznych wskazuje analiza położenia warstw, osi drobnych fałdów i powierzchni uskoków. Duże nachylenie osi struktur musi być wynikiem lokalnej rotacji i mogło powstać wskutek przechylenia bloku Gór Pieprzowych ku północy.

Znaczna część drobnych struktur tektonicznych w Górach Pieprzowych ma cechy deformacji z płynięcia i zapewne powstała w słabo zdiagnozowanych osadach. Struktury te mają charakter fałdów i często dają się powiązać z wcześniej opisywanymi powierzchniami nasunięć pakietów łupkowych. Fałdy z płynięcia są uporządkowane, a ich orientacja zgodna z dominującym położeniem drobnych fałdów ze zginania. Fakt ten interpretowano jako skutek długotrwałego działania czynnika regionalnego, determinującego kierunek różnowiekowych struktur tektonicznych. Niewykluczone jednak, że część fałdów ze zginania powstała w tym samym etapie deformacji, co fałdy z płynięcia. Wymagałoby to założenia nieco większej skali procesów nasunięć w Górach Pieprzowych, niż dotąd przyjmowano.

