

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ KORDYLIERY ZACHODNIEJ POŁUDNIOWEGO PERU

Geology of the Western Cordillera in Southern Peru – an outline

Andrzej PAULO

*Akademia Górniczo-Hutnicza,
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Analiz Środowiskowych, Kartografii i Geologii Gospodarczej;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: paulo@geol.agh.edu.pl*

Treść: Na ścianach kanionu Rio Colca, długiego na 120 km i głębokiego na 1–3 km odsłania się wspaniały przekrój litosfery. Rio Colca, mająca źródła na Altiplano, po drodze do Pacyfiku wciną się głęboko w Kordylierę Zachodnią, a na jej przedpolu tworzy ogromny stożek napływowy, który przykrywa masyw metamorficzny Arequipa. Kordyliera Zachodnia jest najbardziej wypiętrzoną częścią w tej części Andów, zwieńczoną przez dziesiątki wielkich stratowulkanów. Jest zbudowana głównie z epikontynentalnych formacji jury i kredy, wulkanicznych i detrytycznych formacji kontynentalnych kenozoiku oraz pewnej ilości intruzji z okresu górna kreda – neogen. Warstwy przedplioceńskie są sfałdowane. Pięć faz kompresji, udokumentowanych różną orientacją fałdów od późnej kredy, silne wypiętrzenie od późnego miocenu oraz odpowiadające im szczeliny wypełnione po części żyłami kruszców lub lawą gardzieli wulkanów świadczą o rotacji regionalnego pola naprężeń.

Słowa kluczowe: Peru, Kordyliera Zachodnia, Kanion Rio Colca, środkowa strefa wulkaniczna Andów, grupa Tacaza

Abstract: Tremendous cross section of lithosphere is exposed in the walls of Rio Colca Canyon 120 km long and 1–3 high. Rio Colca begins at the edge of Altiplano and on the way to Pacific incises deeply into the Western Cordillera, then builds vast dejection cone at its foothills covering metamorphic Arequipa massif. Western Cordillera forms the most elevated horst of this segment of the Andes surmounted by dozens of huge stratovolcanoes. It is largely built of epicontinental Jurassic and Cretaceous formations, volcanic and detritic continental Cenozoic formations, and several Upper Cretaceous – Neogene intrusions. Pre-Pliocene strata are folded. Five compressive phases since Late Cretaceous differing by azimuth of fold axes, strong uplift since Late Miocene and relevant fractures filled in part by ore veins and volcanic necks evidence rotation of the regional strain field.

Key words: Peru, Western Cordillera, Rio Colca Canyon, Central Volcanic Zone of the Andes, Tacaza Group

WSTĘP

Kanion Rio Colca tworzy unikalny przez swe rozmiary, naturalny przekrój skorupy ziemskiej w niezwykle interesującym miejscu. Andy, zwłaszcza w części środkowej, którą złobi Rio Colca, są uważane za model aktywnej krawędzi kontynentu. Kolejne badania weryfikują i precyzują ten model. Przedstawiony niżej zarys budowy geologicznej, oparty na dostępnej literaturze, służy jako tło odniesienia do osadzenia na nim zagadnień szczegółowych, badanych przez Polską Wyprawę Naukową Peru 2006 (PWNP) i omówionych w niniejszym tomie.

JEDNOSTKI GEOLOGICZNE I MORFOLOGICZNE

W południowym Peru szerokość Andów osiąga 500–700 km, a przewyższenie nad dnem pobliskiego rowu oceanicznego 12–14 km. Jest to region największych wysokości względnych na świecie i najgrubszej skorupy kontynentalnej, przewyższającej 70 km. Uważany jest za klasyczny obszar subdukcji i orogenu typu andyjskiego. Mniej więcej na szerokości geograficznej 15°S przebiega granica między dwoma segmentami strefy subdukcji płyty oceanicznej Nazca pod płytę Ameryki Południowej: stromszym (20–30°) południowym i połogo zapadającym, północnym segmentem strefy Benioffa (Jordan *et al.* 1983, Cahill & Isacks 1992, Quispe *et al.* 2003). Zmiana geometrii subdukowanej Płyty Nazca zbiega się ze zmianą rzeźby dna Pacyfiku: na północ od szerokości 15°S zanika rów oceaniczny, ryglowany podmorskim grzbietem Nazca. Na kontynencie granica ta odpowiada północnemu zasięgowi środkowoandyjskiej strefy współczesnego wulkanizmu (Fidel *et al.* 1997) i znacznemu gradientowi grubości skorupy. Nad północnym segmentem jest ona znacznie cieńsza.

Przyjmuje się za Ringwoodem (1974), że ze stromszych segmentów Płyty Nazca, na skutek pogrążenia na głębokość 100–300 km i metamorfizmu, uwalniana jest woda, alkalia i inne fluidy, działające jako topniki. Przenikają one do nadległego klina skał górnego płaszczu (astenosfery) i powodują tam wytapianie magmy. Brak lub nieciągłość klina astenosfery skutkuje brakiem wulkanizmu. Obraz sejsmiczny wskazuje na strefę obniżonych prędkości fal poprzecznych V_p i silne tłumienie fal objętościowych na południe od równoleżnika 15°S, co uważane jest za dowód półpłynnego stanu skorupy na pewnych głębokościach (Chowdhury & Whiteman 1986). Magmy środkowej strefy wulkanicznej Andów, które przenikały przez grubą skorupę, mają w przewodzie skład andezytowy i dacytowy oraz podwyższoną alkaliczność, podczas gdy te z pozostałych stref (Ekwador – Kolumbia i południowe Chile) podnosiły się przez cienką skorupę i mają skład bazaltowy do andezyto-bazaltów i w większości charakter wapniowo-alkaliczny (Paulo 1988).

Kanion Rio Colca i Dolina Wulkanów oraz inne elementy, do których nawiązuje obecne studium, leżą w strefie południowych szerokości geograficznych 15–16°30', a więc w wulkanicznym segmencie, oraz pomiędzy wybrzeżem a południkiem 71°W. Strefa ta obejmuje kilka zrębowych kordylier, równoległych do krawędzi kontynentu, a więc mających w tej części kierunek WNW-ESE. Od wybrzeża ku wschodowi wyróżnia się (SERNAGEOMIN 2001): Kordylierę Nadbrzeżną (Cord. de la Costa), Obniżenie Pośrednie (Depresión Intermedia), Kordylierę Zachodnią, skraj Depresji Śródandyjskiej i Altiplano (Fig. 1). Już poza omawianym obszarem znajdują się Kordylierą Wschodnią i Sierras Subandinas.

Kanion Colca i Dolina Wulkanów leżą w obrębie Kordyliery Zachodniej. Kordyliera Zachodnia jest najwyższym zrębem Andów. Zwieńczają ją dziesiątki stratowulkanów, wznoszących się 5500–6500 m n.p.m. Kordyliera Nadbrzeżna wznosi się na 900–1200 m, a Obniżenie Pośrednie 50–1500 m n.p.m. Altiplano ma charakter płaskowyżu; w omawianej części leży na wysokości 3500–4000 m n.p.m.

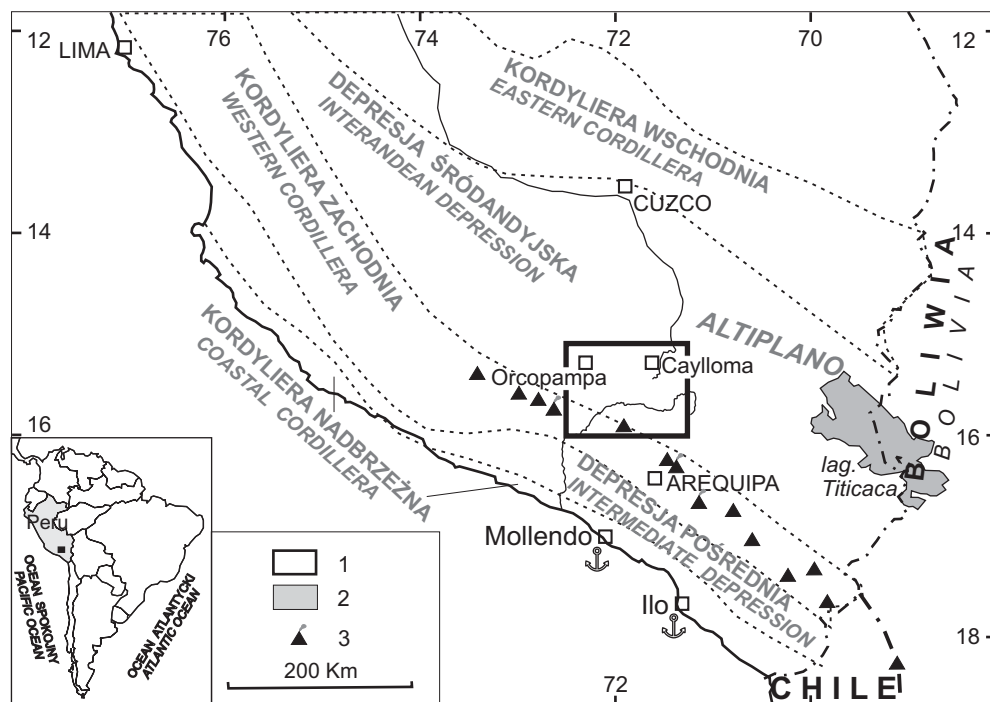


Fig. 1. Położenie obszaru badań na tle jednostek tektonicznych Andów w południowym Peru. 1 – obszar badań, 2 – masyw Arequipa, 3 – stratowulkany

Fig. 1. Location of the study area within tectonic units of the Andes in the South Peru. 1 – study area, 2 – Arequipa Massif, 3 – stratovolcanoes

Rio Colca ma źródła na pograniczu Depresji Śródandyjskiej i Altiplano. Płynąc do Pacyfiku wcina się głęboko w Kordylierę Zachodnią, po czym buduje rozległy stożek napływowy na przedpolu gór. Stratowulkany Cordillera Shila z kulminacją Nevado Mismi (5597 m n.p.m.) oddzielają nieckowatą Dolinę Colca od ogromnej zlewni Amazonki, której najdłuższy dopływ – Apurimac – ma swe źródła na północnych stokach Mismi.

STRATYGRAFIA I TEKTONIKA

Kordyliera Nadbrzeżna odsłania najstarsze skały Andów, budujące masyw metamorficzny Arequipa (Fig. 2). Masyw ten obejmuje również przedłukowe Obniżenie Pośrednie, gdzie przykrywają go potężne stożki napływowe, i odsłania się w Kanionie Colca przecinającym

Kordylerę Zachodnią koło Choco. Protolit masywu Arequipa datowany jest radiometrycznie na 1.8–1.95 mld lat (Cobbing *et al.* 1977, Shackleton *et al.* 1979), a zmiany metamorficzne w facji granulitowej na około 1–1.2 mld lat (Wasteneys *et al.* 1995, Martignole & Martelat 2003). W masywie Arequipa rejestrowana jest też aktywność magmowa w paleozoiku, pretektoniczna 440 Ma (Rb/Sr) w kompleksie Camaná–Atico (Shackleton *et al.* 1979) oraz posttektoniczna w batolicie granodiorytowym San Nicolás, datowanym (K/Ar) na 440/430 Ma (Wilson 1975), lecz ujawniającym izochronę Rb/Sr 329 Ma (Shackleton *et al.* 1979).

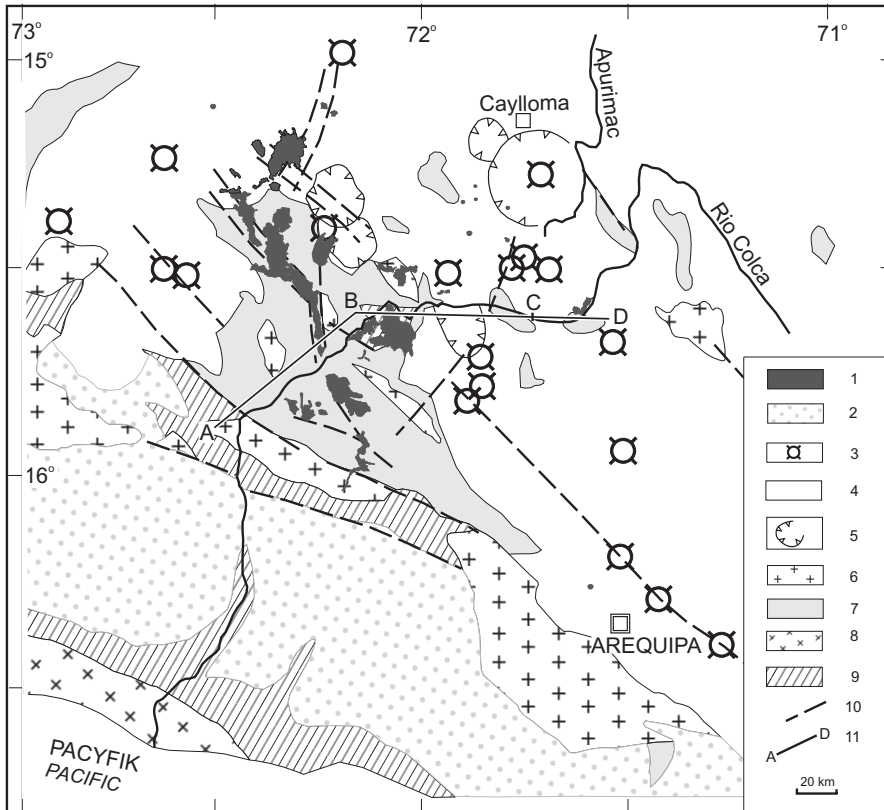


Fig. 2. Mapa geologiczna regionu Rio Colca (na podstawie Salcedo 2007 i badań PWNP 2003–2006). 1 – czwartorzęd: grupa Andahua, 2 – plejstocen: żwiry aluwialne, 3 – pliocen–czwartorzęd: stratowulkany grupy Barroso, 4 – neogen–czwartorzęd: osady piroklastyczne, jeziorne i deluwia, 5 – neogen: kaldery, 6 – jura, kreda, paleogen: plutony, 7 – jura, kreda: formacje osadowe, 8 – proterozoik, dolny paleozoik: intruzje magmowe, 9 – proterozoik: gnejsy masywu Arequipa, 10 – ważniejsze uskoki, 11 – linia przekroju (Fig. 3)

Fig. 2. Geological map of Rio Colca region (based on Salcedo 2007 and PSEP research 2003–2006). 1 – Quaternary: Andahua Group, 2 – Pleistocene: alluvial gravels, 3 – Pliocene–Quaternary: stratovolcanoes of Barroso Group, 4 – Neogene–Quaternary: pyroclastic and lacustrine deposits, deluvia, 5 – Neogene: caldera complexes, 6 – Jurassic, Cretaceous, Palaeogene: plutons, 7 – Jurassic, Cretaceous: sedimentary formations, 8 – Proterozoic, Palaeozoic: magmatic intrusions, 9 – Proterozoic: Arequipa massif gneisses, 10 – major faults, 11 – cross-section line (Fig. 3)

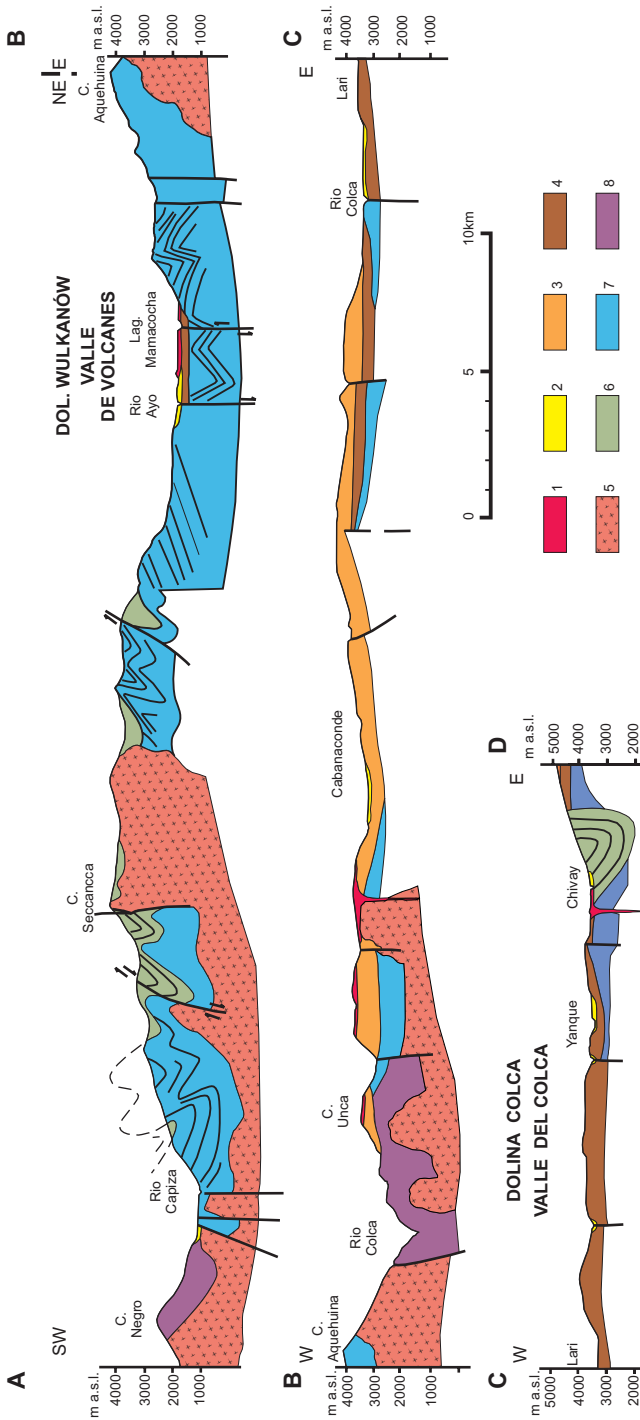


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez Kordylierę Zachodnią w pobliżu Kanionu Colca. 1 – proterozoik: gnejsy masywu Arequipa, 2 – jura/kreda: grupa Yura, 3 – kreda: formacje osadowe, 4 – kreda–paleogen: intruzje granitoidowe, 5 – neogen: osady piroklastyczne i lawy, 6 – pliocen–czwartorzęd: stratowulkany grupy Barroso, 7 – plejstocen: aluwia, deluwia, 8 – czwartorzęd: grupa Andahua

Fig. 3. Geological cross-section of the Western Cordillera near Rio Colca Canyon. 1 – Proterozoic: Arequipa massif gneisses, 2 – Jurassic/Cretaceous: Yura Group, 3 – Cretaceous: sedimentary formations, 4 – Cretaceous and Palaeogene: granite intrusions, 5 – Neogene: pyroclastic and lava flows, 6 – Pliocene–Quaternary: stratovolcanoes of Barroso Group, 7 – Pleistocene: alluvia, deluvia, 8 – Quaternary: Andahua Group

Na przedłużeniu masywu Arequipa w kierunku NW występuje gruby pakiet wulkanitów bazaltowo-andezytowych z przełomu triasu i jury, a w kierunku SE andezytowo-dacytowych, przetkany batolitem nadbrzeżnym. Batolit ten intrudował w wielu fazach w ciągu jury i kredy (Thorpe *et al.* 1981) aż po paleogen (Cobbing & Pitcher 1972). W tym czasie znajdował się tu zatem łuk magmowy. Z czasem basen przedłukowy na krawędzi kontynentu został tektonicznie zerodowany. Masyw Arequipa uznawany jest za element paraautochtoniczny, nasunięty ku NE na brzeg Kordyliery Zachodniej (Loewy *et al.* 2004).

W Kordylierze Zachodniej na omawianym obszarze odsłaniają się formacje osadowe jury i kredy, wulkaniczne i detrytyczne formacje kenozoiku oraz intruzje plutoniczne i subwulkaniczne od górnej kredy po neogen. Są one w różnym stopniu sfałdowane i lokalnie nasunięte (Fig. 3).

Altiplano jest śródgórską wyżyną bezodpływową. Mieści Jezioro Titicaca, kilka dużych lecz płytkich jezior słodkowodnych Boliwii i rozległe młodokenozoiczne saliny, czyli niecki wypełnione ewaporatami, oraz łańcuch neogeńskich wulkanów. Najwyższą część budują stradowulkany andezytowe i dacytowe oraz ogromne kompleksy ignimbrytowe. Osady starsze od górnego miocenu są zdeformowane. Wszędzie pod Kordylierą Zachodnią, Depresją Śródandyjską i Altiplano występuje podłoże proterozoiczne lub paleozoiczne. Wypiętrzanie tego obszaru i duża grubość skorupy tłumaczone są izostazją oraz dodawaniem objętości przez intrudującą i ekstrudującą magmę. Poprzedziło je podatne uginanie dolnej skorupy i pogrubianie osadów pod wpływem ściśnięcia pasma przez sztywne bloki po obu stronach. Kompresyjne zwężenie basenu objawia się tektoniką naskórkową, głównie pasmami fałdowo-nasunięciowymi w górnej skorupie. Zwężenie oceniane jest na około 150 km. Silne wypiętrzenie nastąpiło prawdopodobnie w okresie od eocenu do późnego miocenu (Kay *et al.* 2005), a na Altiplano w czwartorzędzie. Spowodowało to niewątpliwie zmiany w układzie sieci rzecznej.

W południowym Peru najstarszymi skałami osadzonymi na podłożu krystalicznym są jurajskie wulkanity dwóch formacji – Chocolate i Junerata (Tab. 1). Pierwsze zawierają wkładki wapieni rafowych z fauną synemuru, drugie podścielają warstwy łupkowo-wapienne formacji dolnej i środkowej jury. Płytkowodne wapienie formacji Socosani z fauną toarku i bajosu przykryte są szeroko rozprzestrzenioną, grubą na około 3000 m, sekwencją górnourajskodolnokredowej grupy Yura. Składają się na nią głównie rytmiczne, szaro-czarne osady piaskowcowo-łupkowe z fauną keloweju w spągu, a wyżej w profilu występuje kilka serii łupkowych i kwarcytowych z wkładką wapieni z fauną tytonu–neokomu. Grupa Yura powstała po ruchach górotwórczych, które spowodowały wynurzenie dużej części obszaru Peru, a następnie rozwój oddzielnych basenów sedymentacji. Na północny zachód od Arequipa w Dolinie Rio Capiza i z przerwami po Dolinę Rio Tambo wyróżnia się dolnokredową formację Murco, leżącą na erozyjnej powierzchni grupy Yura i przechodzącą stopniowo w formację Arcurquina (przełom dolnej i górnej kredy) (Palacios 1995). Formacja Murco składa się głównie z szarych i czerwonych łupków i kwarcytów o miąższości do 300 m, z wkładkami szarogłazów, gipsu i margli w górnej części profilu. Inne równowiekowe formacje reprezentowane są w okolicy Jeziora Titicaca.

Od albu zarysowała się tendencja do łączenia tych basenów w wyniku transgresji (Jailard 1995). Górną kredę reprezentują szeroko rozprzestrzeniona formacja Arcurquina (o miąższości około 700 m) i raczej lokalna formacja Seraj, oddzielona od poprzedniej niezgodnością erozyjną w spągu, a od nadległej paleogeńskiej formacji Huanca niezgodnością kątową i ero-

zyną. Pierwsza składa się z wapieni marglistych i łupków ilastych z czertami oraz fauną jeżowców i amonitów. Druga rozpoczyna się gruboziarnistymi, czerwonymi piaskowcami, przechodząc stopniowo w pstre osady drobnoziarniste oraz soczewki wapienia, a lokalnie gipsu i soli kamiennej.

Tabela (Table) 1

Uproszczona stratygrafia mezozoiku i kenozoiku w okolicy Kanionu Colca i Orcopampa
(Caldas 1993, Palacios 1995, Mayta *et al.* 2002)

*Simplified Mesozoic and Cenozoic stratigraphy in the area of Canyon Colca and Orcopampa, South Peru (Caldas 1993, Palacios 1995, Mayta *et al.* 2002)*

Jednostka litostratygraficzna <i>Lithostratigraphic unit</i>		Wiek <i>Age</i>
Andahua	Lawy i scoria andezytowa (podrzednie dacyty i bazalty); <i>Andesitic lavas and scoria (minor dacites and basalts)</i>	plejstocen – holocen <i>Pleistocene – Holocene</i>
bez nazwy	Żwiry aluwialne, koluwia, osuwiska, moreny, osady glacyfluwialne <i>Alluvial gravels, colluvia, landslides, moraines, glacialfluvial deposits</i>	
Barroso	Andezytowe lawy i tufy, zlepieńce i piaskowce <i>Andesitic lavas and tuffs, conglomerates and sandstones</i>	pliocen – plejstocen <i>Pliocene – Pleistocene</i>
Sencca	Lawy i tufy dacytowe (Umachulco) i ryolitowe, brekcje <i>Dacitic (Umachulco) and rhyolitic lavas and tuffs, breccias</i>	pliocen <i>Pliocene</i>
bez nazwy	Tufy ryolitowe i lawy andezytowe <i>Rhyolitic tuffs and andesitic lavas</i>	
Alpabamba	Tuf Chipmo: tuf ryolitowy, wkładki piaskowców i wapieni; ignimbryty z obsydianem <i>Rhyolitic tuff, sandstone and limestone intercalations, obsidiane ignimbrites</i>	miocen <i>Miocene</i>
Ichucollo	Aglomeraty i lawy andezytowe <i>Andesitic agglomerates and lavas</i>	
Tacaza	Sarpane: dacyty, ryodacyty i andezyty – subwulkaniczne intruzje i potoki law <i>Dacites, rhyodacites and andesites – subvolcanic intrusions and lava flows</i>	
	Collpa i Fullchulna: tuf ryolitowy i lawa andezytowa <i>Rhyolitic tuff and andesitic lava</i> La Lengua: tuf z wkładkami wapieni <i>Tuff, limestone intercalations</i>	

Tabela (Table) 1 cd. (cont.)

Jednostka litostratygraficzna <i>Lithostratigraphic unit</i>		Wiek <i>Age</i>
Tacaza	Tuf Manto: ryolitowa pokrywa popiołowa; wulkanity Shila <i>Manto Tuff: rhyolitic ash; Shila volcanics</i>	miocen <i>Miocene</i>
	Santa Rosa: lawy andezytowe i tufy ryolitowe z wkładkami zlepieńców i mułowców <i>Andesitic lavas and rhyolitic tuffs, conglomerate and mudstone intercalations</i>	
	Tuf Pisaca: ignimbryt dacytowy i popiołowy tuf ryolitowy <i>Pisaca Tuff: dacitic ignimbrite and rhyolitic unwelded ash</i>	oligocen <i>Oligocene</i>
Huanca	Zlepienie polimiktyczne, wyżej zlepienie wapienne, piaskowce i mułowce <i>Polymictic conglomerates, passing up into limestone conglomerates, sandstones and mudstones</i>	paleocen – eocen <i>Paleocene – Eocene</i>
Seraj	Czerwone piaskowce, mułowce, ilowce, wapień, gips i sól kamienna <i>Red sandstones, mudstones, claystones, limestones, locally gypsum and rock salt</i>	górną kreda <i>Uppermost Cretaceous</i>
Arcurquina	Wapień margliste i łupki ilaste z czertami i bogatą fauną <i>Marly limestones and claystones with cherts, fossiliferous</i>	alb <i>Albian</i>
Murco	Ciemnoszare i czerwone łupki i kwarcyty z wkładkami szarogłazów, gipsu i margli w górnej części profilu <i>Dark grey to red shales and quartzites intercalated with grauwackes, gypsum and marls at the roof</i>	neokom – apt <i>Neocomian – Aptian</i>
Yura	Ciemnoszare piaskowce kwarcytowe i łupki, u góry wkładka wapienia <i>Dark grey sandstones and slates, limestone in upper portion</i>	górną jurą – dolną kredą <i>Upper Jurassic – Lower Cretaceous</i>
Socosani	Wapień obfitujące w faunę <i>Fossiliferous limestones</i>	toark – bajos <i>Toarcian – Bajocian</i>
Chocolate	Skały wulkaniczne <i>Volcanic rocks</i>	synemur <i>Sinemurian</i>

W paleogenie, wszędzie, poza wąskim pasem wybrzeża, panowały już warunki lądowe. Wyróżnia się wówczas szereg faz kompresyjnych: Mochica (105–95 Ma), peruwiańska (85–75 Ma) i inkaska (47–32 Ma), każda o nieco innym kierunku nacisku. Z tą ostatnią wiąże się nasunięcia w Kordylerze Zachodniej (Kay *et al.* 2005). Neogeńska historia Andów wiąże się z reorganizacją systemu subdukcji po rozpadzie Płyty Farallon na obecne Płyty Nazca i Cocos przed około 27 Ma. Wzrost szybkości konwergencji spowodował, zdaniem Kay *et al.*

(2005), szybsze wypiętrzanie Andów, które miało kulminację w późnym miocenie i pliocenie. W wielu miejscach stwierdzono niezgodności kątowe odpowiadające ruchom tektonicznym dwóch faz keczańskich: I (zwanej również Paroche) 19–16 Ma, II 8–4 Ma.

Syntektonicznie z ruchami górotwórczymi w późnej kredzie–paleogenie powstały intruzje granitoidów tworzące potężny, wielofazowy batolit, ciągnący się wzdłuż wybrzeża Peru. W tej części kraju składa się on z diorytu (z ksenolitami mikrogabra), tonalitu i adamellitu. Skały te wykazują lineację minerałów. Poza batolitem nadbrzeżnym, bliżej osi Kordyliery Zachodniej i na wschód od niej, występują intruzje granitoidowe o mniejszej powierzchni odsłoneń (rzędu 100 km²), prawdopodobnie nieco późniejsze. Ich skład zmienia się w granicach adamellit – granodioryt i leukogranit – granit różowy. Powodują one zmiany metamorficzne skał grupy Yura, formacji kredy (tworząc miejscami złoża skarnowe; Sernageomin 2001), a niektóre masywy wpływają również na wygląd oligoceńsko-miocenijskiej grupy Tacaza. Z drugiej strony granitoidy te są przecięte przez dajki andezytów, a ich erozyjna powierzchnia bywa przykryta przez tufy grupy Tacaza (Palacios 1994).

Późniejsze od ruchów fałdowych wydają się pnie skał porfirowych intrudujące w formacje kredy oraz małe intruzje kominowych brekcji wulkanicznych asocjujących z porfirami ryodacytowymi wśród grupy Tacaza. Budują one szereg turni w Cordillera Shila (Caldas 1993).

Utwory paleogeńskie w tej części Kordyliery Zachodniej reprezentuje formacja Huanca. Obejmuje ona grubą serię zlepieńców polimiktycznych, tworzących malownicze skałki (warstwy z Querque) i zlepieńców wapiennych przechodzących ku górze w piaskowce i mułowce (warstwy Ashua)(Caldas 1993).

W okolicy Camaná nad Pacyfikiem, oligoceńskie konglomeraty i piaskowce z muszlami morskimi zawierają w górnej części profilu domieszkę materiału piroklastycznego. Dalej na południe, między Kordyliera Nadbrzeżną i Kordyliera Zachodnią powstała w miocenie niecka Moquegua z osadami jeziornymi, początkowo detrytycznymi, zasypywanymi następnie stożkami napływowymi i przykrytymi niezgodnie sekwencją ewaporatów, wapieni i tufów.

Wymienione jednostki trzeciorzędu mają w południowym Peru lokalne rozprzestrzenienie. W paśmie Kordyliery Zachodniej utwory trzeciorzędowe reprezentowane są przede wszystkim przez grupę Tacaza, która ma charakter wulkaniczny i wulkaniczno-osadowy, subaeralny. Skały wulkaniczne zawierają wkładki osadów kontynentalnych, często jeziornych (Palacios 1995). Stratygrafia tego kompleksu oparta jest na niezgodnościach między seriami nadległymi i spągowymi. Grupa Tacaza przykrywa niezgodnie warstwy czerwonych osadów kontynentalnych grupy San Jerónimo (eocen–oligocen?) sfałdowane w fazie inkaskiej, dolną część grupy Moquegua i zazębia się z osadami ewaporatowymi górnej części tej grupy. Składa się z grubej serii law, brekcji i tufów o składzie andezytowo-dacytowym, podrzędnie ryolitowym, dacytowym i bazaltowym. Część z nich była emitowana z kalder. Wiek jej zawarty jest prawdopodobnie w granicach 40–18 Ma (Palacios 1995), chociaż po nowszych datowaniach wymienia się przedział: późny oligocen – miocen. W okolicy Kanionu Colca uzyskano daty radiometryczne w przedziale 20–14 Ma (Fornari & Vilca 1979) i 30–18 Ma (Caldas 1993, Mayta *et al.* 2002). Pod koniec tego etapu powstały ekstruzje i płytkie kopuły dacytowe (Injoque *et al.* 1995). Grupa Tacaza jest ważnym metalotektem, lokalizującym okruszcowanie metalami szlachetnymi i kolorowymi. Obserwuje się rozległe, barwne przeobrażenia hydrotermalne i zaburzenia tektoniczne skał, przede wszystkim uskokowe. Kopalnie rud złota i sre-

bra są czynne na północ od Kanionu Colca w Poracota, Orcopampa, Arcata, Ares, Shila, Paula i Caylloma. Kopalnia Madrigal niedawno wyczerpała złoża polimetaliczne, lecz nowe złoża są rozpoznawane i roszą powiększenie zasobów.

Na wulkanitach grupy Tacaza spoczywa gruba, ułożona poziomo seria piroklastyczna z wkładkami osadów jeziornych. Profile jej są zróżnicowane. Na północnym wschodzie omawianego obszaru, w spągu, występują białe tufy ryolitowe grupy Palca przykryte lawami andezytowymi Sillapaca, datowanymi na 14–12 Ma (Palacios 1995). Odpowiada im ogniwo andezytów Ichucollo wyróżniane w Cordillera Shila (Caldas 1993). Na południowym wschodzie wyróżnia się wulkanity Huaylillas i grupę Maure z ignimbrytami, tufami i osadami epiklastycznymi (złepieńce, piaskowce) środowisk jeziornego i rzecznoego. W górach Shila i Huanzo wyróżnia się szeroko rozpowszechnione formacje piroklastyczne Alpbamba (~14 Ma) (Fig. 4) i Sencca (6–7.5 Ma) przedzielone lawami andezytowymi i intrudowane kwaśnymi pniami subwulkanicznymi (Noble *et al.* 2003). Łączna miąższość neogeńskich wulkanitów przewyższa lokalnie 3000, a nawet 4000 m.



Fig. 4. Spieczone tufy formacji Alpbamba w okolicy Orcopampy (Fot. A. Kukuła-Góral)

Fig. 4. Welded tuffs of Alpbamba Formation near Orcopampa (Fot. A. Kukuła-Góral)

Kolejną jednostką rozwiniętą na dużym obszarze południowego Peru i północnego Chile jest grupa Barroso (Fig. 2). Wykazuje ona wyraźny związek przestrzenny ze stratowulkanami współczesnego łuku wulkanicznego strefy subdukcji. Powstała u schyłku pliocenu i w plejstocenie, uległa w różnym stopniu erozji lodowcowej. Grupa Barroso zazębia się z kolumiami, morenami, osadami glacyfluwialnymi, jeziornymi i aluwiami. Budują ją produkty

wielu centrów erupcji – lawy, tufy, potoki piroklastyczne i spływy gruzowo-błotne o składzie andezytowym i dacytowym, wypełniające relief górski (Fidel *et al.* 1997).

Na przedpolu Kordyliery Zachodniej rozwinęły się potężne stożki napływowe, a na wybrzeżu tarasy brzegowe Pacyfiku. Jedne i drugie są pokryte diunami piasku i rozcięte głębokimi dolinami rzek.

Najmłodszą jednostką litostratygraficzną Peru jest wulkaniczna grupa Andahua. Budują ją czarne lawy z podrzędnymi wkładkami tufów, wypełniające doliny i pokrywające zbocza gór i przegradzające potoki. Wyróżnia się kilkadziesiąt stożków piroklastycznych, niekiedy nietkniętych erozją (Delacour *et al.* 2002, 2007, Gałaś & Paulo 2005). Odpowiadają jej morfologicznie wulkanity Paucarani koło Maure w Puno oraz Santo Tomas nad Rio Tambo, Quimsachata w Dolinie Rio Vilcanota koło Sicusani i Oropesa koło Cusco (Palacios 2005). Wiek tej grupy obejmuje plejstocen i holocen. Zazębia się ona ze żwirami rzek, utworami fluwiogłacjalnymi i morenowymi. Na znacznych obszarach płaskowyży i w dolinach polodowcowych rozwijają się torfowiska. Zawarte w nich wkładki tufów pozwalają na datowanie warstw późnego czwartorzędzu i ocenę szybkości procesów glebotwórczych (Thouret *et al.* 2002). Koło Huambo od plejstocenu tworzy się martwica wapienna.

EWOLUCJA BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Utarty jest pogląd, że ewolucja Andów rozpoczęła się wraz z rozpadem Pangei w mezozoiku. Nowsze badania (Golonka & Ford 2000, Golonka 2007) wskazują, że aktywna krawędź kontynentu i subdukcja istnieją prawdopodobnie od paleozoiku. Na skutek erozji tektonicznej na krawędzi kontynentu w Andach zachowały się tylko baseny załukowe. Początkowo domino wało rozciąganie. Na przełomie triasu i jury zarysowały się ryfty kontynentalne o kierunku NW-SE, w których z czasem, w jurze i wczesnej kredzie rozwinęły się epikontynentalne baseny sedimentacyjne. Zaznaczyła się w nich powszechnie wczesnokredowa transgresja morska (Kay *et al.* 2005). W późnej kredzie, od około 80 mln lat temu, rozpoczęły się ruchy fałdowe i inwersja rzeźby. Od tego czasu dominują ruchy wypiętrzające, trwające do dziś. Częste są trzęsienia ziemi, których epicentra ciągną się wzdłuż Andów. W departamencie Arequipa lub w pobliżu w latach 1582–1868 zarejestrowano cztery bardzo silne trzęsienia, odpowiadające w skali Mercalliego natężeniu 11° i dwa o natężeniu 9° (Barriga 1951), a w okresie 1948–2001 sześć trzęsień o magnitudzie 6–7.5 mb (Lermo *et al.* 2002). Dowodzą one silnych naprężeń w górotworze.

Liczne niezgodności kątowe między sfałdowanymi formacjami mezozoicznymi i kenozoicznymi są po części następstwem różnej podatności gruboławicowych kompleksów kwarcytowych i cienkich warstw łupków, a niezgodności erozyjne wynikiem rozwoju rzeźby i penneplenizacji w ruchliwych blokach tektonicznych. W tej części Andów za główną fazę kompresji uważa się fazę peruwiańską (późna kreda). Powstały wtedy liczne fałdy i uskoki inwersyjne o kierunku NW-SE. W późnym oligocenie, pod wpływem kompresji w fazie inkaskiej, nastąpiła przebudowa struktur peruwiańskich na prostopadłe (NE). Później oś kompresji rotowała (Sebrier & Soler 1991). We wczesnym miocenie powstawały jeszcze struktury o kierunku NE, w późnym miocenie ENE, a na przełomie miocen/pliocen (4–8.2 Ma) już W-E (Soulas 1977). W miocenie nastąpiło silne wypiętrzanie. W zrębach przeważała tensja i kordyliera rozpadła się na bloki w czasie kilku faz kecuańskich. Powstawały liczne centra erupcji wulkanicznych. Część z nich ma liniowy układ sugerujący założenie na szczelinach tektonicznych.



Fig. 5. Sfałdowane utwory mezozoiczne w Kanionie Colca poniżej Ayo

Fig. 5. Folded Mesozoic strata exposed in Rio Colca Canyon below Ayo

Na omawianym obszarze można wyróżnić trzy strefy o różnym stylu dominującej tektoniki. W Kordylierze Nadbrzeżnej i Obniżeniu Pośrednim, pod pokrywą luźnych osadów czwartorzędowych, przeważają skały plutoniczne i metamorficzne o podatnym stylu deformacji oraz niezbyt czytelnej tektonice magmowej i dyslokacyjnej. W dolnej części Kanionu Rio Colca poniżej Ayo, na krawędzi Kordyliery Zachodniej wzdłuż kontaktu z masywem krystalicznym Arequipa biegnie strefa silnego sfałdowania i po części nasunięcia formacji mezozoicznych. Ma ona bieg NW-SE i szerokość 15–20 km. Dalej na północny wschód w Kordylierze Zachodniej i na Altiplano fałdy są szerokopromienne, za wyjątkiem fałdu załomowego na linii Ayo–Canco (Fig. 5). Brak zdecydowanego kierunku osi tych fałdów. Jednakże trzeba zaznaczyć, że warstwy grupy Yura w małych odsłonięciach na tym terenie ujawniają strome upady, lecz bez szczegółowego zdjęcia trudno rozpoznać ich formy tektoniczne. Główny wpływ na przemieszczenie skał, odsłaniających się na powierzchni, w tej części górotworu mają uskoki normalne i osuwiska. Taki styl dominuje w Dolinie Colca powyżej linii Madrigal–Maca.

W obrębie formacji wulkanicznych neogenu i grupy Barroso wyróżniono kilka kalder o średnicy 10–20 km (Ericksen *et al.* 1995, Gibson *et al.* 1995, Noble *et al.* 2003). Emitowane z nich pokrywy piroklastyczne są ułożone mniej więcej poziomo, częściowo spieczone w ignimbryty. Ich skład odpowiada ryolitom i dacytom. Lawy mają podrzędne znaczenie, a ich skład odpowiada andezytom i dacytom. W późniejszym okresie powstały dacytowe kopuły ekstruzywne, a w ich otoczeniu rozwinęła się działalność hydrotermalna, prowadząca do rozległego przeobrażenia skał. Lokalnie powstały epitermalne złoża srebra i złota, z domieszką miedzi, ołowiu, cynku i innych metali. Taki styl działalności dominował w miocenie i pliocenie.

W pliocenie i plejstocenie powstał 500-kilometrowy łańcuch potężnych andezytowych stożków wulkanicznych o średnicy 10–20 km i wysokości 4.5–6.4 km. Większość zachowała czytelną strukturę stratowulkanów, strome nachylenie potoków lawowych i duży krater przy wierzchołku, niekiedy zniszczony finalną eksplozją. Wiele wysokich stożków nosi głębokie ślady erozji lodowcowej, jak Firura (5498), Solimana (6093). Niektóre pobliskie centra erupcji stworzyły wulkany złożone z kilku stożków, jak Coropuna (6425), lub stożków i kopuły ekstruzywne, jak Chachani (6057) z kopułą Horqueta. Do czasów historycznych aktywność zachowały wulkany Sabancaya (5796), Misti (5822), Ubinas (5675), Huaynaputina (4800) i Tutupaca (5815 m n.p.m.).

Od plejstocenu do czasów współczesnych tworzą się rozległe pola lawowe grupy Andahua z podrzędnymi stożkami piroklastycznymi. Porównując skład wulkanitów od wczesnego neogenu do czasów współczesnych dostrzeżemy ewolucję chemizmu od członów kwaśnych do zasadowych, a w ślad za nią spadek udziału produktów piroklastycznych na rzecz law. Prawdopodobnie komory magmowe rozwijają się coraz głębiej.

CZYTELNOŚĆ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Kanion Rio Colca i mniejsze kaniony potoków, strome stoki wzdłuż młodych uskoków oraz znikome pokrycie skał przez roślinność, a także kopalnie złota odsłaniające żyły kwarcowe, które wypełniają różne systemy spękań, wszystko to stwarza idealny poligon do szczegółowych studiów tektoniki w różnych formacjach i śledzenia stref tektonicznych na rozległym

obszarze. Liczne lineamenty są widoczne na zdjęciach satelitarnych. Z drugiej strony młode pokrywy wulkaniczne, rozległe koluwia i moreny maskują budowę wgłębną.

Naturalny przekrój przez skorupę ziemską w Kanionie Colca jest jednym z najwspanialszych na naszej planecie. Ma ponad 120 km długości i 1–3 km wysokości. Można go podziwiać z przeciwstoków w kilku kilkunastokilometrowych odcinkach rozdzielonych piargami.

Na stokach Kanionu Colca i w jego pobliżu, w obrębie projektowanego parku, można zobaczyć odsłonięcia niemal wszystkich formacji skalnych: proterozoiczne gnejsy masywu Arequipa, formacje jurajskie Socosani i należące do grupy Yura, komplet formacji kredowych i kenozoicznych oraz zróżnicowane intruzje magmowe. Można podziwiać kilka rodzajów fałdów, efekty uskoków (Fig. 6) i formy erozyjne.

Jeśliby wyjść nieco poza ramy kanionu, to pierwszoplanowym obiektem staną się osuwiska w Dolinie Colca w strefie Madrigal–Lari–Maca, liczne gorące źródła oraz karłowate wulkany grupy Andahua w Dolinie Wulkanów (Hoempler 1962, Weibel *et al.* 1978, Gałaś 2007). Oczywiście, wiele z tych form i zespołów skalnych wymaga fachowego i przystępnego objaśnienia dla zainteresowanego turysty.



Fig. 6. Ujście Doliny Wulkanów do kanionu Colca. Uskoki rozcinają neogeńskie ignimbryty przykryte holoceniowymi lawami grupy Andahua (Fot. A. Gałaś)

Fig. 6. Merger of the Valley of Volcanoes into Colca Canyon. Faults cut Neogene ignimbrites covered by lava flow of Andahua Group (Fot. A. Gałaś)

LITERATURA

- Barriga V., 1951. Los terremotos en Arequipa, 1582–1868: Documentos de los archivos de Arequipa y de Sevilla. *Biblioteca Arequipa*, 7. Arequipa.
- Cahill T.A. & Isacks B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503–17529.
- Caldas J., 1993. Geología de los cuadrangulos de Huambo y Orcopampa. *INGEMMET Boletín* 46. Lima.
- Chowdhury D.K. & Whiteman S.K., 1986. Structure of the Benioff Zone under Southern Peru to Central Chile. *Tectonophysics*, 134, 215–226.
- Cobbing E.J., Ozard J.M. & Snelling N.J., 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 2, 241–246.
- Cobbing E.J. & Pitcher W.S., 1972. The Coastal Batolith of central Peru. *Journal of the Geological Society*, London, 128, 3, 421–460.
- Delacour A., Paquereau P., Gerbe M.-Ch., Thouret J.-C. & Wörner G., 2002. Quaternary minor volcanic centres in Southern Peru: volcanology, petrology and geochemistry. 5th ISAG: 175–178. Toulouse.
- Delacour A., Paquereau P., Gerbe M.-Ch., Thouret J.-C. & Wörner G., 2007. Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69, 581–608.
- Ericksen G.E., Cunningham C.G. & Eyzaguirre V.R., 1995. Models of precious-metals deposits in the Neogene and Quaternary volcanic complex of the Central Andes. *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. Jubilar A. Benavides: 103–125.
- Fidel S.L., Morche W. & Nuñez J.S., 1997. *Inventario de volcanes del Peru*. INGEMMET Boletín. 15, Lima.
- Fornari M., Vilca C., 1979. Mineralización argentífera asociada al vulcanismo cenozoico en la faja Puquio-Cailloma. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 60, 101–128.
- Gałaś A. & Paulo A., 2005. Karłowate wulkany formacji Andahua w południowym Peru. *Przegląd Geologiczny*, 53, 4, 265–266, 320–326.
- Gałaś A., 2008. Zasięg i budowie wulkaniczne grupy Andahua. *Kwartalnik AGH Geologia*, 34, 2/1, 107–136.
- Gibson P.C., McKee E.H., Noble D.C. & Swanson K.E., 1995. Timing and interrelation of magmatic, tectonic and hydrothermal activity at the Orcopampa district, Southern Peru. *Economic Geology*, 90, 2317–2325.
- Golonka J., 2007. Phanerozoic Palaeoenvironment and Paleolithofacies Maps. Late Paleozoic. Mapy paleośrodowiska i paleolitofacje fanerozoiku. Późny paleozoik. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 2, 145–209.
- Golonka J. & Ford D., 2000. Pangean (Late Carboniferous, Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 1–34. Amsterdam.
- Hoempler A., 1962. Valle de volcanes de Andahua, Arequipa. Segundo Congreso Nacional de Geología. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 37, 59–69, Lima.
- Injoque J., Valera J., Mayta O., García J.L., Valdivia J., Minaya R., Meza J. & Barrionuevo H., 1995. El complejo volcánico Sarpane y su relación a la mineralización epitermal, distri-

- to minero de Orcopampa, Arequipa, Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú* – Vol. Jubilar A. Benavides, 127–133.
- Jaillard E., 1995. La sedimentación albiana-turoniana en el sur del Perú (Arequipa–Puno–Putina). *Boletín Sociedad Geológica del Perú* – Vol. Jubilar Alberto Benavides, 135–157.
- Jordan T.E., Isacks B.L., Allmendinger R.W., Brewer J.A., Ramos V.A. & Ando C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341–361.
- Kay S.M., Mpozodis C. & Ramos V.A., 2005. Andes. [In:] Selley R.C. *et al. eds.* *Encyclopedia of geology*, 1, 118–131. Elsevier. Oxford.
- Lajo A., Diaz J. & Umpire L., 2001. *Mapa geológico del cuadrángulo de Orcopampa, 1: 100 000* (actualizado). INGEMMET Lima.
- Lermo J., Lázares F., Cuenca J., 2002. El terremoto de Arequipa, Perú del 23 de junio de 2001 (Mw=8.4): Observaciones sismológicas, atenuación sísmica y efectos de sitio en las ciudades de Arequipa, Camaná, Moquegua, Ilo y Tacna. [In:] Tavera H. – El terremoto de la region sur de Perú del 23 de junio de 2001. Lima.
- Loewy S.L., Connelly J.N., Dalziel I.W.D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa–Antofalla basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1–2, 171–187.
- Martignole J., Martelat J.-E., 2003. Regional scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 99–120.
- Mayta O., Barrionuevo H., Noble D., Petersen U. & Vidal C., 2002. Vetas de oro nativo y telururos de oro en el sector Chipmo, distrito minero de Orcopampa, sur del Perú. XI Congreso Peruano de Geología. *Sociedad Geológica del Perú*, Lima.
- Noble D., Navarro P., Quispesivana L., Peters L. & McKee E., 2003. Ash flow sheets of Early Miocene and Early Pliocene age are present in the Castillo de Callali, Arequipa department, Southern Peru. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 95, 7, 33–38.
- Palacios O., 1995. Geología histórica y evolución tectónica. Estratigrafía [In:] *Geología del Perú*. INGEMMET, Boletín 55, 9–31.
- Paulo A., 1988. Współczesny wulkanizm i główne rysy metalogenii Północnych Andów. *Kwartalnik AGH Geologia*, 14, 4, 1–117.
- Quispe R., Tavera H. & Bernal I., 2003. Geometría de la placa de Nazca en el borde occidental de Sudamérica a partir de la tendencias medias de sismicidad. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 95, 93–110.
- Ringwood A.E., 1974. Petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society*, London, 130, 183–204.
- Rivera N., 1997. Tectónica de la placa Nazca, magmatismo y épocas metalogenéticas. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 86, 1–10.
- Salcedo C.J., 2007. Mapa Geológico Departamental de Arequipa 1 : 500 000 (digital). INGEMMET, Lima.
- Sebrier M. & Soler P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to Present. *Geological Society of America Special Paper*, 265, 259–278.

- Shackleton R.M., Ries A.C., Coward M.P. & Cobbold P.R., 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society*, 136, 2, 195–214
- Schildgen T.F., Whipple K.X., Hodges K.V. & Pringle M.S., 2005. Geochronological constraints on tectonics and uplift of the Western Cordillera in southern Peru. 6th Int. *Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*. Extended Abstracts: 651–654.
- SERNAGEOMIN, INGEMMET & SEGEMAR, 2001. Mapa metalogénico de la region fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Peru (14°S y 28°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile – Multinational Andean Project, 2.
- Soulas J.P., 1977. Las fases tectonicas del Terciario Superior en Perú – corte Ayacucho-Pisco. *Boletin Sociedad Geológica del Perú*, 57–58, 59–72.
- Thorpe R.S., Francis P.W., Harmon R.S., 1981. Andean andesites and crustal growth. [In:] The origin and evolution of the Earth's continental crust. *Philosophical Transactions of Royal Society*, London. ser. A, 301, 1461, 305–320.
- Thouret J.-C., Juvigne E., Mariño J., Moscol M., Loutsch I., Davila J., Legeley-Padovani A., Lamadon S. & Rivera M., 2002. Late Pleistocene and Holocene tephro-stratigraphy and chronology in Southern Peru. *Boletin Sociedad Geológica del Perú*, 93, 45–61.
- Wasteneys H.A., Clark A.H., Farrar E., Langridge R.J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters*, 132, 1–4, 63–73.
- Weibel M., Frangipane M., Fejer Z., 1978. Rezentner Vulkanismus im Tal von Andagua (Dept. Arequipa, Süd-Peru). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 58, 1–2, 157–161.

Summary

Rio Colca Canyon presents an unique cross section of lithosphere in a very interesting site. Rocks of different origin, age, lithology, and tectonic structures outcrop continuously there in 120 km long and 1–3 high walls. The Andes, and especially their middle sector grooved by Rio Colca, are considered to be a model of an active continental margin. The resume of geology outlined here is aimed to form a background to specific studies of the Polish Scientific Expedition to Peru in 2006 presented in this volume.

The Andes of south Peru reveal the greatest thickness of lithosphere worldwide and the maximum denivelation of 12–14 km relative to the nearby oceanic trench. Subducting Nazca plate splits there in two segments: a flat dipping in the north and steeper one to the south of latitude 15°S (Jordan *et al.* 1983, Cahill & Isacks 1992, Quispe *et al.* 2003). On the continent this boundary expresses as the northern limit of the Andean Central Volcanic Zone (CVZ) (Fidel *et al.* 1997) and rapid thinning of the earth crust from over 70 km in the south to some 50 km and less in the north. The magmas of CVZ ascending across thick crust display mostly andesitic and dacitic compositions and elevated alkalinity whereas these from the Northern Volcanic Zone (Ecuador–Columbia) and the Southern Volcanic Zone (South Chile) penetrating thinner crust are generally calc-alkaline basalts and andesitic-basalts (Paulo 1988).

Rio Colca Canyon, the Valley of the Volcanoes and other structures described in the present volume are situated in between latitudes 15–16°30'S, therefore within CVZ, and be-

tween the Pacific coast and the meridian 71°W (Fig. 1). This segment of the Andes consists of several tectonic horsts – cordilleras parallel to the continental margin, running WNW-ESE. Passing from the coast eastwards one may distinguish here (SERNAGEOMIN 2001): Coastal Cordillera, Intermediate Depression, Western Cordillera, an edge of Interandean Depression, and the Altiplano. Next Andean belts – Eastern Cordillera and the Sierras Subandinas stretch behind studied area. Rio Colca Canyon and the Valley of the Volcanoes belong to the Western Cordillera. It forms the most elevated horst of this segment of the Andes surmounted by dozens of stratovolcanoes reaching 5500–6500 m a.s.l. Coastal Cordillera rises 900–1200 m a.s.l., Intermediate Depression 50–1500 m a.s.l. The Altiplano forms a highland rising 3500–4000 m in this segment.

Rio Colca has its sources at the edge of Interandean Depression and Altiplano. On the way to The Pacific Ocean it incises deeply into Western Cordillera and builds vast dejection cones down its course. Stratovolcanoes of Cordillera Shila, culminating in the Nevado Mismi (5597 m a.s.l.) separate relatively shallow Valle de Colca in the upper course of the river from the vast Amazon Basin and its longest tributary – Apurimac, which springs are located just at the northern slopes of Mismi.

Stratigraphical range of rock formations outcropping in the Andean segment under study is quite broad, from Proterozoic, 1.8–1.95 Ga old protolith of the Arequipa metamorphic massif (Cobbing *et al.* 1977, Shackleton *et al.* 1979) up to recent volcanic activity, however Palaeozoic events are registered in some plutons only (Fig. 2). The Arequipa massif is considered an individual old terrane or paraautochthone (Loevy *et al.* 2004) influencing tectonic development of Central Andes. It outcrops in the Coastal Cordillera and locally in the Intermediate Depression and Rio Colca Canyon. The first one was intruded by polyphase Coastal Batolith since Jurassic up to Paleogene time (Thorpe *et al.* 1981, Cobbing & Pitcher 1972).

The Western Cordillera is built of epicontinental formations of Jurassic and Cretaceous, volcanic and detritic continental formations of Cenozoic (Tab. 1), and several plutonic bodies intruded in Late Cretaceous – Neogene time span. Most of the plutons are syntectonic, and porphyry stocks in the Cordillera Shila seem to postdate major folding (Caldas 1993). Pre-Pliocene strata are folded, and Mesozoic one locally overthrust (Fig. 3). Within the Colca Canyon the following Mesozoic formations are the most widespread: Yura, Murco, and Arcurquina (Palacios 1995). Palaeogene marks transition into continental environments due to following compressive events Mochica (105–95 Ma), Peruvian (85–75 Ma), Inkaic (47–32 Ma), Quechua I (19–16 Ma), and Quechua II (8–4 Ma) each differing in direction of stress (Sebrier & Soler 1991). Neogene history of the Andes reflects reorganization of the subduction system after splitting Farallon Plate into Nazca and Cocos some 27 Ma ago, and increase of convergence rate with South America which caused increased uplift of the Andes in Late Miocene and Pliocene (Kay *et al.* 2005).

Tertiary is represented by widespread Tacaza Group of volcano-sedimentary, subaerial series, mostly of andesitic and dacitic compositions. Some pyroclastic materials were emitted from large calderas (Ericksen *et al.* 1995, Gibson *et al.* 1995, Noble *et al.* 2003). The age of the group is usually given for 40–18 Ma (Palacios 1995) however, around the Colca Canyon different radiometric ages were obtained: 20–14 Ma (Fornari & Vilca 1979) and 30–18 Ma (Caldas 1993, Mayta *et al.* 2002). At the end of the period extrusions and shallow dacitic domes were formed (Injoque *et al.* 1995). Tacaza group forms a major metallotect localizing

noble and base metal ore deposits, surrounded by colour hydrothermal alterations of host rocks. Gold and silver mines are active to the north of Colca Canyon in Poracota, Orcopampa, Arcata, Ares, Shila, Paula and Caylloma; Madrigal mine was recently abandoned.

Tacaza Group is covered by a series of horizontal pyroclastic and limnic sediments of rather limited extent. In the Shila and Huanzo ridges pyroclastic formations Alpbamba (~14 Ma) (Fig. 4) and Sencca (6–7.5 Ma) should be mentioned which are intruded by acid subvolcanic stocks (Noble *et al.* 2003). Total thickness of Neogene volcanics surpasses 3000 and in places 4000 m.

Next widely spread unit in South Peru and Northern Chile appears Barroso Group, related to stratovolcanoes of recent volcanic arc. It has developed mostly in Pliocene and Pleistocene, bearing evidences of glacial erosion and redeposition (Fidel *et al.* 1997). At the Western Cordillera foothills extensive alluvial cones were formed, consequently covered with sand dunes and dissected by deep river gorges.

The youngest lithostratigraphic unit in this part of Peru is represented by Andahua volcanic group and biogenic accumulations. The Andahua group consists of dark lavas and sub-ordinary tephra layers. They fill valleys and dam rivers, some pyroclastic cones remain untouched by erosion (Delacour *et al.* 2002, Gałaś & Paulo 2005). Similar morphology is displayed by young volcanics of Paucarani near Maure in Puno, Santo Tomas at Rio Tambo and Quimsachata in Rio Vilcanota Valley at Sicusani, and Oropesa near Cusco (Palacios 2005). The age of the group represents Pleistocene and Holocene. Large Puna highlands and glacial valleys are covered by peatbogs. Tuff intercalations in them allow for dating Younger Quaternary events and approximating the rate of soil formation process (Thouret *et al.* 2002). Extensive layers of travertine precipitate at Huambo since Pleistocene.

High earthquake activity evidences strains in the lithosphere and progressing mountain forming process. In the written history period of Arequipa, in 1582–1868 four very strong quakes of 11° and two of 9° Mercalli (Barriga 1951), and in 1948–2001 six quakes of magnitude 6–7.5 mb (Lermo *et al.* 2002) were registered.

Three belts differing in tectonic style are distinguished. Plutonic and metamorphic massifs of Coastal Cordillera and Intermediary Depression display ductile deformation style and hardly readable magmatic and dislocation tectonics. In the lower segment of Rio Colca Canyon, below Ayo, along the edge of Western Cordillera and contact of Arequipa massif a belt of intense folding and thrusting of Mesozoic formations is clear. It runs NW-SE being 15–20 km wide. Farther to the NW the folds are broadangle and differing in azimuth, except kinkfold Ayo-Canco (Fig. 5). It is worth to mention that Yura Formation displays high angles there however, its small and dispersed outcrops need detailed survey. Gravitational faults and landslides eastward of Madrigal-Maca line play major role in local tectonics.

In Pliocene and Pleistocene a 500 km long row of huge andesitic stratovolcanoes formed. Up to historic times activity was registered in Sabancaya (5796), Misti (5822), Ubinas (5675), Huaynaputina (4800), and Tutupaca (5815) volcanoes. Apart of this belt since Pleistocene times vast lava fields (Fig. 6) outpoured from numerous fissures and minor scoria cones of Andahua Group are formed. Hot springs are numerous in the area.